HAL
open science

Le thermopaléomagnétisme : méthodologie et applications (tectonique, thermique et géochronologique) à la zone dauphinoise interne (Alpes occidentales, France)

Christian Crouzet

To cite this version:

Christian Crouzet. Le thermopaléomagnétisme : méthodologie et applications (tectonique, thermique et géochronologique) à la zone dauphinoise interne (Alpes occidentales, France). Géologie appliquée. Université de Savoie, 1996. Français. NNT : . tel-00444669v2

HAL Id: tel-00444669

https://theses.hal.science/tel-00444669v2

Submitted on 27 Aug 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.

UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
SCIENCES. TECHNOLOGIE. MEDECINE

ISSN 0993-796X

GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE I DE GRENOBLE

(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MEMOIRE H.S. N° 27

LE THERMOPALÉOMAGNÉTISME : MÉTHODOLOGIE ET APPLICATIONS (TECTONIQUE, THERMIQUE ET GÉOCHRONOLOGIQUE) À LA ZONE DAUPHINOISE INTERNE (ALPES OCCIDENTALES, FRANCE)

Christian Crouzet

1997

GÉOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MÉMOIRE HS N° 27

LE THERMOPALÉOMAGNÉTISME : MÉTHODOLOGIE ET APPLICATIONS (TECTONIQUE, THERMIQUE ET GÉOCHRONOLOGIQUE) À LA ZONE DAUPHINOISE INTERNE (ALPES OCCIDENTALES, FRANCE)

Christian Crouzet

1997

Géologie Alpine, 1997, Mémoire H.S. n° 27

LE THERMOPALÉOMAGNÉTISME : MÉTHODOLOGIE ET APPLICATIONS (TECTONIQUE, THERMIQUE ET GÉOCHRONOLOGIQUE) À LA ZONE DAUPHINOISE INTERNE (ALPES OCCIDENTALES, FRANCE)

Christian CROUZET*

RÉSUMÉ. — La vitesse d'exhumation (entre 10 et 100°C/Ma) de certaines roches métamorphiques permet d'enregistrer une succession d'inversions du champ magnétique terrestre en nombre suffisant pour qu'une tentative de corrélation avec l'échelle magnétostratigraphique ait des chances d'aboutir. Un tel enregistrement est nommé enregistrement thermopaléomagnétique.

Les principes du thermopaléomagnétisme reposent sur la loi d'additivité des aimantations thermorémanantes partielles (ATRp) qui n'est valable que si le porteur magnétique de l'aimantation est monodomaine. Les expériences réalisées en laboratoire (ATRp artificielles) sur le matériel étudié montrent clairement la qualité monodomaine du porteur de l'aimantation.

La région étudiée est la zone dauphinoise à l'Est des massifs cristallins externes et notamment la région de Bourg d'Oisans. Cette région est caractérisée par la présence de pyrrhotite ayant acquis son aimantation après la déformation principale et durant le refroidissement post-métamorphique. La linéarité des diagrammes de Zijderveld permet de raisonner uniquement en terme d'intensité de l'aimantation et légitimise la construction des courbes de désaimantation thermique, J = f (T). Ces courbes montrent des fluctuations de l'intensité qui se corrèlent parfaitement d'un site à l'autre et sont interprétées comme l'enregistrement de chrones successifs lors du refroidissement post-métamorphique.

Pour les thermochrones les plus longs, les comparaisons ARN/ATR permettent de calculer des valeurs de paléointensité du champ magnétique terrestre (CMT). Celles-ci sont particulièrement faibles (environs 10 mT) et correspondent à une période de fréquents renversements du CMT au Miocène inférieur.

L'interprétation des courbes de désaimantation thermiques des échantillons étudiés a permis d'établir une séquence de 21 inversions du champ magnétique terrestre, de la corréler avec l'échelle magnétostratigraphique afin d'obtenir une succession de couples T°/ âges. Cette corrélation permet d'obtenir quasiment en continu, et en tout cas avec des précisions sur les âges et sur les températures bien meilleures que les méthodes géochronologiques classiques, l'histoire du refroidissement d'une portion de la zone dauphinoise. La courbe de refroidissement ainsi obtenue s'étend de 24,12 Ma/300°C à 20,13 Ma/180°C et permet d'établir la succession des événements ayant affecté la région de Bourg d'Oisans.

Il est aussi possible d'obtenir une succession, dans le temps, d'images représentant la répartition spatiale des paléotempératures et des taux de refroidissement à des instants connus. Pour la première fois, il est possible de mettre en évidence des hétérogénéités thermiques qui sont mises en relations avec des circulations de fluides. Celles-ci semblent perdurer pendant tout le refroidissement. L'outil thermopaléomagnétisme mis au point dans cette étude permet aussi moyennant un échantillonnage convenable, de calculer des paléogradients thermiques.

L'interprétation des résultats de ce travail et des données existantes, bien que cherchant à rester simple, montre que l'histoire tectonique et thermique de cette région est extrêmement complexe.

---

* Laboratoire de géodynamique des chaînes alpines, UPRES-A 5025, Université de Savoie, 73376 Le Bourget du Lac.

Thèse préparée au sein du Laboratoire de géodynamique des chaînes alpines, Université de Savoie, soutenue le 20 décembre 1996 pour l'obtention du diplôme de docteur de l'Université de Savoie, spécialité Sciences de la Terre, devant la commission d'examen composée de messieurs :

J.-P. Gratier,	Physicien d'observatoire, Université Joseph Fourier, Grenoble I,	Rapporteur
R. Lanza,	Professeur, Université de Turin,	Rapporteur
G. Ménard,	Chargé de recherche au CNRS, Université de Savoie,	Directeur de thèse
M. Prévot,	Directeur de recherche au CNRS, Université de Montpellier II,	Rapporteur
P. Rochette,	Professeur, Université Aix-Marseille III,	Directeur de thèse
M. Tardy,	Professeur, Université de Savoie,	Président du Jury

L'épisode d'épaississement contemporain de la déformation principale plicative synschisteuse se situe vers 26,5 Ma. Selon l'hypothèse envisagée pour expliquer l'excès de chaleur, la région de Bourg d'Oisans est enfouie à une profondeur de 8,6 km (hypothèse des fluides) ou à 12,5 km (hypothèse tectonique). Dans les deux cas cela nécessite la présence des zones internes bien plus à l'Ouest qu'elles ne le sont actuellement. Une dénudation d'origine tectonique est proposée juste avant 24,12 Ma, pour expliquer nos observations. A la suite de cette dénudation, il se produit un refroidissement rapide, lié à la fois à la résorption de l'anomalie thermique précédemment créée et à l'érosion accrue du fait de la mise en place par sous-charriage d'une écaille crustale. Cette influence tectonique est suggérée par la similitude entre lesfluctuations du refroidissement et celles de la subsidence du bassin molassique. Par la suite, le refroidissement devient plus faible. Pendant ce temps le secteur de Bourg d'Oisans ne subit aucune déformation significative. L'analyse des données directionnelles montre des écarts notables par rapport à la direction du paléochamp pour l'Europe stable. Ces écarts sont interprétés pour partie comme résultant d'un petit chevauchement « out of sequence » du socle des Grandes - Rousses postérieur au franchissement de l'isotherme 150°C, daté plus récent que 9 - 13 Ma. Les modalités de l'ensemble des déformations affectant la zone dauphinoise interne après 9 - 13 Ma restent toutefois encore mal comprises.

Mots clés. — Alpes occidentales, zone dauphinoise, thermopaléomagnetisme, Aimantation thermorémanentes partielle, refroidissement, tectonique, thermique, géochronologie, fluides, paléointensité, déformation tardive, dénudation.

THERMOPALEOMAGNETISM: METHODOLOGY AND APPLICATIONS (TECTONIC, THERMIC AND GEOCHRONOLOGY) IN THE ZONE DAUPHINOISE (WESTERN ALPS, FRANCE)

Abstract. — The velocity of exhumation (between 10 and 100°C/Ma) of some metamorphic rocks can allow them to record a succession of geomagnetic field reversals. The number of reversals recorded can be large enough for a possible correlation with the magnetostratigraphic time scale. This record is named thermopaleomagnetic record.

The thermopaleomagnetic principles are based on the additivity law of the partial thermorenant magnetization (pTRMs). This law is valid only if the magnetic carrier is single domain. Laboratory experiments performed on the studied samples show clearly that the magnetization is carried by extremely stable fine-grained, probably single domain.

The studied area correspond to the dauphinoise zone of the western Alps, east of the external crystalline massifs. This study focus on the area of Bourg d'Oisans. This area is characterised by the occurrence of pyrrhotite. The magnetization carried by the pyrrhotite is clearly acquired after the main syncleavage deformation and during the post-metamorphic cooling. The orthogonal plots are linear during the thermal demagnetization between 150°C and the maximum unblocking temperature. Therefore we can interpret the record directly in terms of intensity and this allow us to build the J = f (T) curves. These curves show a particular behaviour with up, down and flat interpreted as the record of successive chrons during the slow post-metamorphic cooling of the rocks.

From the longest thermochrons, a NRM/TRM comparison allows us to calculate the paleointensity of the geomagnetic field. The calculated values are particularly weak (around 10 mT) and coorespond to a period of frequent reversals of the geomagnetic field during the lower Miocene.

The interpretation of the thermal demagnetization curves allow us to establish a sequence of 21 reversals of the earth magnetic field. This sequence is correlated with the magnetostratigraphic time scale in order to obtain a succession of T/age couples. This correlation allow us to obtain in a continuum the cooling history of the dauphinoise zone, with precision in age and in temperature better than with any other classical geochronological methods. The cooling curve obtained with the thermopaleomagnetic method, runs from 24.12 Ma/300°C to 20.13 Ma/180°C and allow to establish the succession of event which occurred in the Bourg d'Oisans area. It is also possible to establish a succession of slides representing the spatial dispersion of the paleotemperatures and of the cooling rate and this at different times. For the first time, it is possible to show thermal heterogeneity which are probably in relation with fluids flows. These ones seem to be present during all the cooling. The thermopaleomagnetic tool established from this study, allows, if the sampling is suitable, to calculate thermal paleogradients.

The interpretation of the results of this work and previous published data, show that the tectonic history is very complex.

The thickening contemporaneous than the main syncleavage folding occurs around 26.5 Ma. According to the hypothesis considered to explain the excess of heat, the Bourg d'Oisans area was buried down to 8.6 km (fluids hypothesis) or 12.5 km

(tectonic hypothesis). In both case, these depth imply the presence of the internal zones more westwards than actually. A tectonic denudation is proposed just before 24.12 Ma in order to explain our observations. After this denudation, a fast cooling occurs. It is probably in relation with the resorption of the thermal anomaly, created by the tectonic denudation, and with the increase of the erosion due to the underthrust of a crustal slice. This interpretation is suggested by the link between the cooling and the molasse basin subsidence. Afterwards, the cooling become slowed down During this time the studied area seems to be passively carried without significant deformations. The directional data analysis shows a dispersion around the expected direction of the paleofield for the stable Europe. This dispersion is interpreted, for a part, as due to a little out of sequence thrust of the crystalline basement of the Grandes Rousses massif. This one occurs after cooling down the 150°C which is around 9 - 13 Ma. The conditions of the dauphinoise zone deformations which occur after 9 - 13 Ma are not yet well understood.

Key words. — Western alps, zone dauphinoise, thermopaleomagnetism, partial thermoremanent magnetization, cooling, tectonic, thermic, geochronology, fluids, paleointensity, tectonic denudation.

IL TERMOPALEOMAGNETISMO : METODOLOGIA E APPLICAZIONE (TETONICA, TERMICA E GEOCHRONOLOGIA) ALLA ZONA DAUPHINOISE INTERNA (ALPI OCCIDENTALI)

Riassunto. — La velocità d'esumazione (tra 10 e 100°C/Ma) di alcune rocce metamorfiche permette la registrazione di una successione di inversione del campo magnetico terrestre in un numero sufficiente affinchè un tentativo di correlazione con la scala magnetostratigrafica possa riuscire. Questa registrazione è chiamata registrazione termopaleomagnetica.

I principi del termopaleomagnetismo si basano sulla legge d'additività delle magnetizzazioni termorimanenti parziali. Questa legge è valida soltanto se il minerale che porta la magnetizzazione è monodominio. Le sperimentazione effetuatte in laboratorio, sul materiale studiato, mostrano chiaramente il carrateristico monodominio di questi minerali.

La regione studiata è la zona « dauphinoise » delle Alpi occidentali ad Est dei massicci cristallini esterni e particolarmente la regione di Bourg d'Oisans. Questa regione è caratterizzata dalla presenza di pyrrhotite che ha acquisito la sua magnetizzazione dopo la deformazione e durante il raffreddamento post-metamorfico. La linearità dei diagrammi di Zijderveld permette di ragionare soltanto in intensità e legittimizza la costruzione delle curve di smagnetizzazioni termiche, J = f (T). Queste curve mostrano delle fluttuazioni dell'intensità che si correlano perfettamente da una località all'altra. Queste fluttuazioni sono interpretate come la registrazione di chron successivi durante il raffreddamento post-metamorfico.

Per i più longhi termochron, il confronto tra le magnetizzazioni rimanenti naturali e le magnetizzazioni termorimanenti permette di calcolare la paleointensità del campo magnetico terrestre. Queste valore di paleointensità sono particolarmente debole (circa 10 mT) e corrispondono a una perioda di frequente inversione del campo magnetico terrestre durante il Miocene inferiore.

L'interpretazione delle curve di smagnetizzazione termiche dei campioni studiati permette di stabilire una sequenza di 21 inversioni del campo magnetico terrestre. Questa sequenza è correlata con la scala magnetostratigrafica per ottenere una successione di coppie di valori T°/ età. Questa correlazione permette di ottenere, praticamente in continuo, e in ogni casi con precisioni, sull'età e sulle temperature, migliori rispetto a altri metodi geocronologici classici, la storia del raffreddamento di una parte della zona dauphinoise. La curva di raffreddamento ottenuta si estende tra 24,12 Ma/300°C a 20,13 Ma/180°C e permette di stabilire la successione degli avvenimenti che hanno interessato la regione di Bourg d'Oisans.

È possibile ottenere una successione d'immagine rappresentando la ripartizione spaziale delle paleotempera-ture e dei tassi di raffreddamento secondo le età conosciute. Per la prima volta, è possibile mettere in evidenza delle eterogeneità termiche che sono messe in relazione con delle circolazioni di fluidi. Queste sembrano perdurare durante tutto il raffreddamento. Il metodo termopaleomagnetismo elaborato in questo studio permette, se il campionamento è conveniente, di calcolare dei paleogradienti termici.

L'interpretazione dei risultati di questo lavoro e degli altri dati esistanti mostrano che la storia tettonica e termica di questa regione è molto complessa.

L'episodio di addensamento contemporaneo della deformazione principale è datato verso 26,5 Ma. Secondo l'ipotesi considerata per spiegare l'eccesso di calore, la regione di Bourg d'Oisans è sotterrata a una profondità di 8,6 km (ipotesi dei fluidi) o a 12,5 km (ipotesi tettonica). In entrambi casi, una tale profondità è spiegata con la presenza delle zone interne molto più al Ovest

che attualmente. Una denudazione tettonica è proposta prima dei 24,12 Ma per spiegare le nostre osservazioni. In seguito a questa denudazione, si produce un raffreddamento rapido, legato sia al riassorbimento dell'anomalia termica così creata che all'erosione accresciutasi a causa della messa in posto di una scaglia crustale per sotto carreggiamento. Questa interpretazione è suggerita dalla similitudine tra il raffreddamento e la subsidenza del bacino molassico. In seguito il raffreddamento diventa più debole. Durante questo tempo, la regione di Bourg d'Oisans non subisce alcuna deformazione. L'analisi dei dati direzionali mostra delle differenze notevoli a riguardo delle direzione del paleocampo magnetico per l'Europa stabile. Questa disperzione è interpretata parzialmente come il risultato di un piccolo sovrapposizione « out of sequence » del zoccolo del massiccio delle Grandes Rousses dopo il varcamento dell'isoterma 150°C datato più recente che 9 - 13 Ma. Le modalità dell'insieme delle deformazioni che interessano la zona dauphinoise dopo 9 - 13 Ma non sono molto chiare.

Chiave. — Alpi occidentali, zona dauphinoise, termopaleomagnetismo, magnetizzazioni termorimanenti permette partiale, raffredammento, tetonica, termica, geochronologia, fluidi, paleointensità, denudazione.

" A ceux qui nourris de grec et de latin
sont morts de faim, je dédie ce livre."

Jules Vallès

INTRODUCTION

La chaîne alpine, qui s'étend sur plus de 1000 km de long, se développe de Vienne à Nice. Cette chaîne est la mieux connue du monde et malgré un nombre impressionnant de travaux depuis la fin du XVIIIème siècle et la mise en oeuvre des grands programmes internationaux (ECORS-CROP, NFP-PNR,...) reste bien mal comprise dès que l'on s'attache à détailler ses structures et les mécanismes de leur formation.

Cette étude n'est qu'un grain de sable et une goutte de pluie de plus apportés à la confection du ciment nécessaire à la compréhension de l'édifice alpin, ingrédients sans lesquels le - dit édifice ne serait qu'un tas de pierres [Ménard, 1988].

La formation des Alpes est généralement considérée comme le résultat du poinçonnement de la plaque

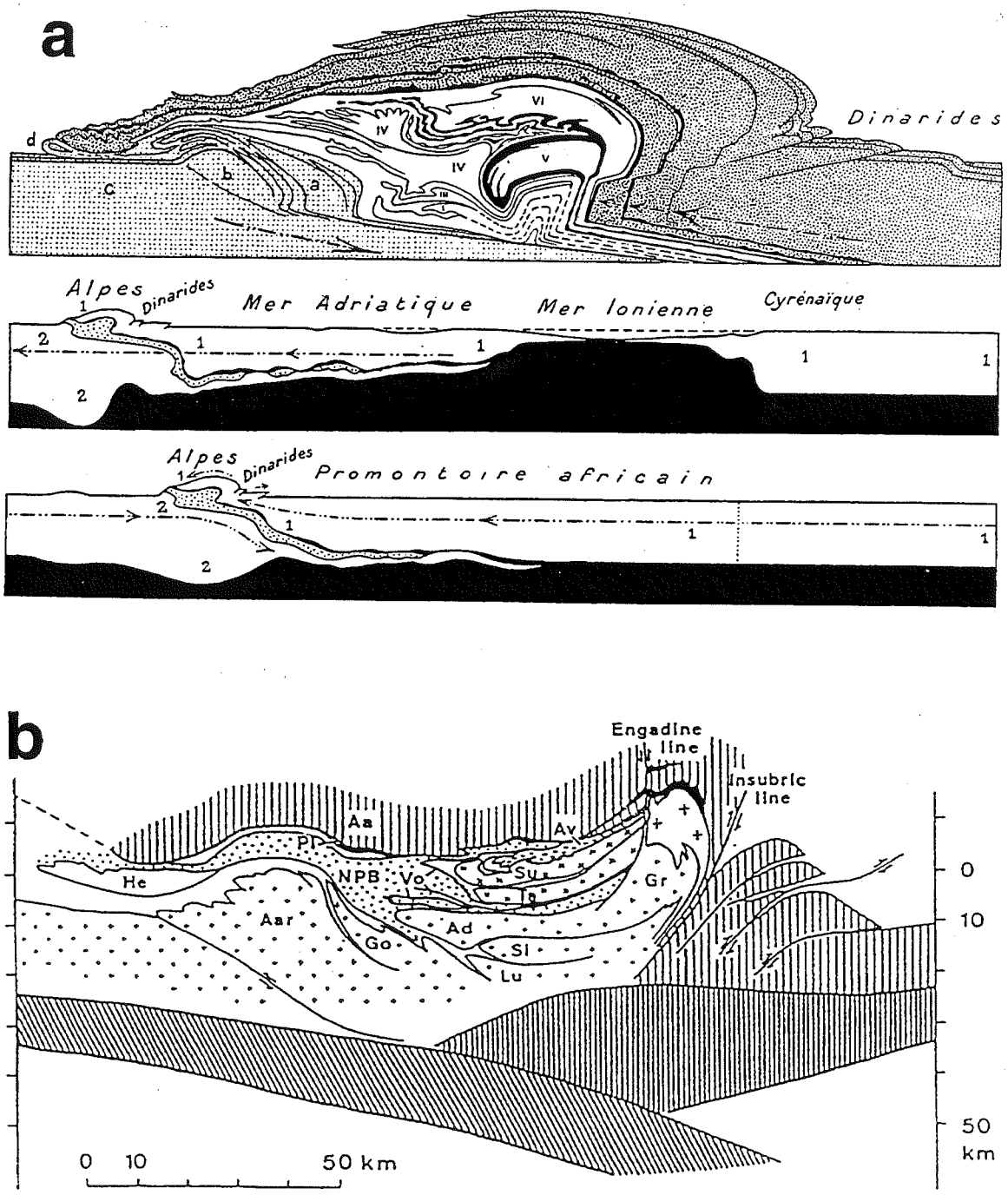


FIG. I.1. – Coupes des Alpes centrales montrant le poinçonnement de la plaque Eurasienne par la plaque Africaine. A : d'après Argand [1924] ; B d'après Schmid *et al.* [1995].

Eurasienne par la plaque Africaine [Argand, 1924 ; Savostin *et al.*, 1986 ; Tapponnier, 1987 ; Dewey *et al.*, 1989,... et fig. I-1]. En réponse, dans la chaîne, se produisent des déformations globalement de plus en plus jeunes de l'intérieur vers l'extérieur. Parallèlement, des terrains sont enfouis à de grandes profondeurs et sont soumis à un métamorphisme, tandis que d'autres disparaissent, érodés. Du fait de la migration des chevauchements vers l'extérieur de la chaîne, un même ensemble rocheux est d'abord chevauché ce qui induit un enfouissement (chemin prograde), puis chevauchant et donc soumis à une dénudation entraînant l'exhumation de ces roches métamorphiques (trajet rétrograde). La présence à l'affleurement des roches métamorphiques témoigne d'une évolution tectonique plus ou moins complexe que le géologue cherche à retrouver par tous les moyens dont il dispose. Un problème souvent posé est de contraindre l'évolution Pression-Température en fonction du temps (chemins P, T, t) afin de pouvoir les utiliser comme marqueur de l'évolution tectonique du secteur étudié.

Les paragénèses métamorphiques peuvent nous donner des couples P/T avec des précisions de l'ordre de 50°C et de quelques kilobars. Les inclusions fluides permettent de définir une relation entre P et T, l'un des deux paramètres devant être fixé pour définir l'autre. Quant aux méthodes classiques de géochronologie, elles nous apportent une information sur les couples (T, t) avec une précision en général de 10 % sur l'âge du franchissement d'un isotherme lui même connu à 30 ou 50°C près.

Que ce soit pour les paragénèses métamorphiques ou les données géochronologiques, il est relativement rare de posséder plusieurs points du chemin P-T-t pour un même échantillon.

Dans un tel contexte il est intéressant de développer de nouvelles méthodes. Le présent travail consiste à mettre au point l'une d'entre elles : le thermopaléomagnétisme. Cette méthode originale permet de retrouver les inversions du champ magnétique terrestre enregistrées par certaines roches métamorphiques lors de leur refroidissement. En effet, cette méthode peut permettre, en théorie, de retrouver un couple T/âge avec des incertitudes de l'ordre de quelques degrés sur la température et de l'ordre de la précision de l'échelle magnétostratigraphique sur le temps (environ 50 000 ans).

Dans une première partie, nous examinons les différentes propriétés magnétiques des minéraux et les modalités de l'analyse de leur aimantation.

Nous définissons ensuite les principes du thermopaléomagnétisme puis nous prouvons l'existence de l'enregistrement des inversions du champ magnétique terrestre par les roches étudiées et enfin nous mettons au point la méthode pour construire une courbe de refroidissement. Cet important travail est développé dans la deuxième partie de ce mémoire.

Ceci nous permet, après avoir fixé le cadre géologique de ce travail, de retrouver trois paramètres importants : la direction du vecteur aimantation, la paléointensité du champ magnétique terrestre, et enfin les températures auquelles se trouvaient les échantillons aux moments des diverses inversions enregistrées.

Dans une troisième partie, les interprétations portant sur chacun de ces paramètres sont discutées. Des informations sur la géodynamique du secteur étudié (la région de Bourg d'Oisans, zone dauphinoise) dans les Alpes occidentales en sont déduites.

1ère PARTIE

PRÉSENTATIONS GÉNÉRALES SUR LE PALÉOMAGNÉTISME

« Le commencement de toutes les sciences, c'est l'étonnement de ce que les choses sont ce qu'elles sont. »

Aristote

CHAPITRE 1
LE MAGNÉTISME DANS LES ROCHES : GÉNÉRALITÉS

I. – Introduction sur le magnétisme

Le champ magnétique H est un vecteur dont les composantes sont exprimées en A. m^{-1}.

L'induction magnétique B est exprimée en Wb m^{-2}, autrement dit en Tesla, et est reliée à H par la relation :

$$B = \mu H \qquad \text{éq. 1}$$

où μ est la perméabilité magnétique du milieu, exprimée en Henry par mètre ($H.m^{-1}$). Cette grandeur caractérise la capacité d'un matériau à s'aimanter sous l'action d'un champ magnétique extérieur.

L'intensité d'aimantation J représente la densité volumique des moments magnétiques élémentaires qui se situent à l'échelle de l'atome.

Par définition un élément de volume dV possède un moment dipolaire magnétique dM, exprimé en A. m^2

L'intensité d'aimantation s'écrit :

$$J = \int \frac{dM}{dV} \qquad \text{éq. 2}$$

et s'exprime en A. m^{-1}.

L'intensité d'aimantation induite dans un matériau par un champ H est reliée à ce dernier par la relation :

$$J = KH$$

où K est la susceptibilité magnétique qui est sans dimension dans le système international.

II. – Les trois types de comportement magnétique des matériaux

Pour tout matériau, la rotation des électrons en orbite autour du noyau d'un atome est responsable d'un moment magnétique orbital. La rotation de l'électron sur lui même (spin) provoque le moment magnétique de spin. La résultante de ces deux moments est le moment magnétique atomique.

A. Le diamagnétisme

L'application d'un champ magnétique sur un atome modifie le nuage électronique ce qui induit, par réaction, un moment magnétique atomique opposé au champ inducteur. La susceptibilité des matériaux diamagnétiques est donc négative. L'eau, le quartz, la calcite, l'anhydrite sont quelques exemples de corps diamagnétiques. Notons que le diamagnétisme ne dépend pas de la température. L'aimantation induite est proportionnelle au champ appliqué. Si on interrompt celui-ci, l'aimantation redevient nulle : il n'y a donc pas de phénomène de rémanence, le moment atomique redevient nul.

B. Le paramagnétisme

Dans le cas de la présence d'électrons non appariés, l'application d'un champ magnétique extérieur aligne les moments de spins atomiques dans la direction du champ. La susceptibilité est donc positive. Comme pour les corps diamagnétiques, il n'y a pas de phénomène de rémanence. Par contre l'aimantation induite est fonction de la température. En effet, l'agitation thermique tend à désorganiser le parallélisme des moments magnétiques atomiques. La plupart des minéraux contenant des éléments de transition (Fe, Mg, Co, Ni en particulier) sont paramagnétiques.

C. Le ferromagnétisme (*s.l.*)

Le ferromagnétisme provient de l'interaction des ions à l'intérieur de la maille cristalline. Cette interaction tend à aligner les moments magnétiques soit parallèlement et de même sens (ferromagnétisme au sens strict), soit parallèlement et de sens opposés (antiferromagnétisme). Dans ce cas, la maille comporte deux sous-réseaux ayant des moments magnétiques de sens opposés. Si les moments magnétiques de ces deux sous-réseaux sont différents, leurs aimantations ne se compensent pas, on parle alors de ferrimagnétisme.

Dans le cas du ferromagnétisme (*s. s.)* et du ferrimagnétisme il y a présence d'un phénomène de rémanence. L'aimantation dépend de l'histoire magnétique antérieure et elle n'est pas nécessairement nulle en l'absence de champ magnétique extérieur.

La majorité des applications du magnétisme utilise ce phénomène de rémanence. Cette mémoire est pérenne jusqu'à ce que l'échantillon soit soumis à un champ opposé à son aimantation et supérieur au champ coercitif (Hc). Le cycle d'hystérésis (fig. I-2) illustre bien ce phénomène et permet de définir différentes variables caractéristiques de l'échantillon : l'aimantation à saturation (Ms), l'aimantation rémanente spontanée (Mrs), le champ coercitif (Hc), et le champ coercitif rémanent (Hcr). La forme du cycle d'hystérésis ainsi que les valeurs des rapports Mrs/Ms et Hcr/Hc dépendent de la microstructure, principalement de la forme et de la taille des grains.

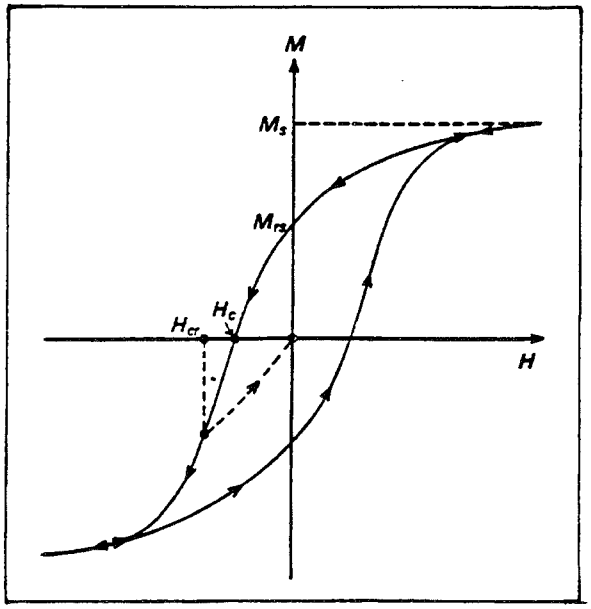


FIG. I.2.– Courbe de l'aimantation M en fonction du champ magnétique H appliqué: cycle d'hystérésis.

III. – LA NOTION DE DOMAINE

Dans une roche, les minéraux ferromagnétiques (*s.l.*) sont dispersés sous forme de grains de toutes tailles dans une « matrice » para ou diamagnétique. Dans un grain ferromagnétique monocristallin, les spins sont parallèles d'un ion au suivant et ceci s'étend théoriquement sur l'ensemble du cristal. Mais il existe une action antagoniste due à l'énergie magnétostatique rayonnée à l'extérieur du grain. Cette action est moindre si le grain est divisé en domaines d'aimantations antiparallèles, appelés domaines de Weiss [Westphal, 1986]. Cette division en domaines se fait au-dessus d'une taille critique, spécifique du minéral considéré. On dit alors d'un tel grain qu'il est polydomaine (PD) par opposition aux grains plus petits qui sont monodomaines (MD). Physiquement, les domaines sont séparés entre eux par une paroi que l'on nomme paroi de Bloch. Elle correspond à un passage progressif, entre les deux domaines, sur une centaine d'atomes, par rotation de leur spin dans le plan de séparation.

La distinction polydomaine/monodomaine est importante car ces derniers ont des propriétés spécifiques :

Ils possèdent :

- un champ coercitif élevé,
- une aimantation rémanente maximale,
- une susceptibilité faible.

De plus, comme nous le verrons plus loin, la loi d'additivité des aimantations thermorémanentes partielles (ATRp) et le fait que la température de blocage (Tb) soit égale à la température de déblocage (Td) ne s'applique qu'aux grains monodomaines et à certains polydomaines alors appelés pseudomonodomaines (PSD).

IV. – LES DIFFÉRENTS TYPES D'ACQUISITION D'UNE AIMANTATION

Les roches contenant des minéraux ferromagnétiques (*s.l.*) peuvent acquérir une aimantation rémanente naturelle (ARN) par divers processus que nous allons rapidement examiner.

A. L'aimantation détritique (ou de dépôt) = ARD

Ce type d'aimantation est acquis par des sédiments contenant de fines particules magnétiques qui ont été érodées, transportées puis sédimentées. Ces particules possèdent une aimantation acquise antérieurement. Durant leur traversée de la colonne d'eau ces particules s'orientent de façon à ce que leurs moments s'alignent statistiquement selon la direction du champ magnétique

règnant à l'extérieur. Une aimantation rémanente dite post-détritique (ARpD) peut être acquise entre le dépôt et avant la consolidation.

Elle correspond :

- soit à la réorientation des grains magnétiques, sous l'effet de variations du champ magnétique, si les particules sont suffisamment libres

- soit à des rotations physiques de l'ensemble des particules sous l'effet de la compaction et des bioturbations ainsi que divers autres processus pouvant affecter le sédiment.

B. L'aimantation rémanente chimique (ou de cristallisation) = ARC

Cette aimantation peut être acquise dans une roche lorsque, par divers processus géologiques, se forment de nouveaux minéraux magnétiques. Lors de leur croissance, ils sont soumis au champ magnétique règnant et acquièrent une aimantation à partir du moment où ils atteignent un volume critique.

C. L'aimantation thermorémanente = ATR et les aimantations thermorémanentes partielles = ATRp

Lorsque des grains magnétiques se refroidissent dans un champ magnétique H, depuis une température supérieure à la température de blocage des grains, ils acquièrent au passage de cette température une aimantation parallèle à H et de même sens. L'intensité de l'ATR est proportionnelle au champ appliqué H, si celui-ci est faible. Pour des valeurs de H fortes, il y a un effet de saturation.

Le moment magnétique total est la somme de tous les moments magnétiques portés par les grains. Du fait de l'existence du temps de relaxation (t), chaque grain possède sa propre température de blocage qui est approximativement fonction de son volume. Schématiquement, plus le volume du grain magnétique est petit plus la température de blocage est basse. La température de blocage maximum correspond à la température de Curie, au-dessus de laquelle aucun ordre magnétique n'est possible pour une espèce minérale donnée

E. Thellier [1938] a mis en évidence le fait qu'une roche qui se refroidit dans un champ H entre des températures T1 et T2 inférieures à la température de blocage maximum acquiert une aimantation thermorémanente partielle (ATRp) plus faible que l'ATR acquise dans le même champ, mais qui a des propriétés semblables. De plus, la somme des ATRp acquises dans un champ H entre T1 et T2 et entre T2 et T3 est égale à l'ATRp acquise entre T1 et T3. C'est la loi d'additivité des ATRp que l'on peut écrire sous la forme :

$$ATRp\,(T1, H, T2) + ATRp\,(T2, H, T3) = ATRp\,(T1, H, T) \qquad \text{éq. 3}$$

Cette relation est en fait une relation vectorielle mais tous les vecteurs étant colinéaires, nous pouvons l'écrire sous la forme simple ci-dessus. Cette loi simple n'est valable que pour les grains monodomaines.

Tout se passe comme si chaque grain magnétique gardait en mémoire la température à laquelle il a acquis son aimantation. Une chauffe à une température T suivie d'un refroidissement en champ nul détruit toutes les ATRp ou les parties d'ATR acquises en dessous de cette température.

D. L'aimantation rémanente visqueuse = ARV

Ce type d'aimantation est acquise lorsque les grains magnétiques contenus dans une roche sont exposés, à température ambiante, à un champ magnétique pendant un temps suffisamment long par rapport au temps de relaxation des grains. L'intensité de cette ARV croît ou décroît comme le logarithme du temps. C'est à dire que en quelques minutes une aimantation parasite, parfois non négligeable, peut être acquise.

Ces ARV peuvent être détruites par un séjour prolongé en champ nul ou par un chauffage à des températures modérées (environ 100°C), suivi par un refroidissement en champ nul ou bien par application d'un champ alternatif.

E. Les autres aimantations possibles

Celles-ci sont inexistantes ou exceptionnelles dans la nature.

1. L'aimantation rémanente isotherme = ARI

Cette aimantation est acquise, à température donnée, par l'effet d'un champ H, en général fort, supérieur au champ coercitif des grains.

Cette aimantation, facilement obtenue en laboratoire, peut être acquise naturellement lors d'un coup de foudre. Dans ce cas toutes les aimantations antérieures sont détruites et remplacées par une ARI.

2. L'aimantation rémanente anhystérétique = ARA

Elle est obtenue par l'action conjointe d'un champ alternatif fort et d'un champ continu faible. Ce type d'aimantation est inconnu dans la nature.

3. L'aimantation piézorémanente = APR

Elle est obtenue par l'action d'une contrainte et d'un champ magnétique [Pozzi, 1973]. Il est théoriquement

possible que cette aimantation puisse se produire dans la nature, mais elle n'a encore jamais été mise en évidence.

V. – La susceptibilité magnétique et son anisotropie

Nous avons déjà vu que la susceptibilité magnétique K peut être définie comme étant la grandeur liant l'intensité d'aimantation J au champ magnétique H :

$$\vec{M} = K \vec{H} \qquad \text{éq. 4}$$

La susceptibilité reflète la facilité que possède un corps à s'aimanter. M et H étant exprimés dans la même unité (A. m-1), K est sans dimension. Par ailleurs K n'a pas la même valeur dans toutes les directions de l'espace. La susceptibilité est donc, en champ faible, un tenseur que l'on peut représenter sous forme d'un ellipsoïde dont les trois axes principaux sont : $K1 \geq K2 \geq K3$.

Les études sur l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) se sont beaucoup développées ces dernières années notament grâce aux travaux mis en œuvres par P. Rochette et son équipe. De nombreux travaux ont ainsi été réalisés sur le Jurassique dauphinois. Je renvoie donc le lecteur aux travaux de l'Institut de Recherche Interdisciplinaire de Géologie et Mécanique de Grenoble (IRIGM) et notamment aux travaux de thèse de Lamarche [1987], Rochette [1988a] et Aubourg [1990] ainsi qu'aux nombreux articles de Rochette [1987a, 1988b et c], de Rochette et Vialon [1984], de Rochette et Fillion [1988], de Lamarche et Rochette [1987a et b], de Aubourg *et al.* [1990 et 1991]. Pour plus de détail sur l'ASM, le lecteur trouvera dans Rochette *et al.* [1992a] et dans l'ouvrage synthétique de Tarling et Hrouda [1993] toutes les notions nécessaires.

VI. – Les principaux minéraux magnétiques et leurs propriétés

Les minéraux magnétiques sont nécessairement majoritairement constitués par des éléments de transition magnétiques. Les plus abondants sont les divers oxydes dont ceux de fer auxquels il faut ajouter des sulfures : principalement la pyrrhotite ($Fe_{1-x}S$) avec $0 < x < 0,2$.

A. Les oxydes de fer et de titane

L'ensemble de ces minéraux fait partie du système ternaire FeO-TiO_2 Fe_2O_3 (fig. I-3).

1. les titanohématites

C'est le pôle ferrique de la série ilménite-hématite, dont la formule générale est : $xFe_2O_{3-(1-x)}FeOTiO_2$ et dont le réseau cristallin est rhomboédrique. Les températures de Curie sont fonction de la concentration en Ti du composé et vont de 675°C pour l'hématite à -218°C pour l'ilménite. Une bonne partie des éléments de cette solution solide sont donc paramagnétiques à température ambiante. Il est à noter que l'hématite montre un comportement de faible ferromagnétique et possède un champ coercitif très élevé.

2. La magnétite / les titanomagnétites

La magnétite est le pôle ferreux Curie proche de 580°C.

La concentration en Ti influence directement le champ coercitif (augmente avec Ti) et la température de Curie (diminue avec Ti). Le champ coercitif (Hc) faible de la magnétite (Hc < 50 mT) permet assez facilement son identification.

3. La maghémite / les titanomaghémites

Ces minéraux cristallisant dans le système cubique correspondent, en général, à l'oxydation des titanomagnétites. De même formule générale que la série des titanohématites, les titanomaghémites ont des propriétés très variables en fonction du degré d'oxydation, de la teneur en Ti ainsi que de la présence d'impuretés (Al, etc.). Ces minéraux dont le pôle pur ferreux est la maghémite (γFe_2O_3) sont métastables et se transforment en hématite à partir de 300°C [Freer et O'Reilly, 1980 ; Moskowitz et Barnejee, 1981]. Lors de cette transformation une Aimantation Rémanent Chimique (ARC) peut apparaître [Ozdemir et Dunlop, 1988].

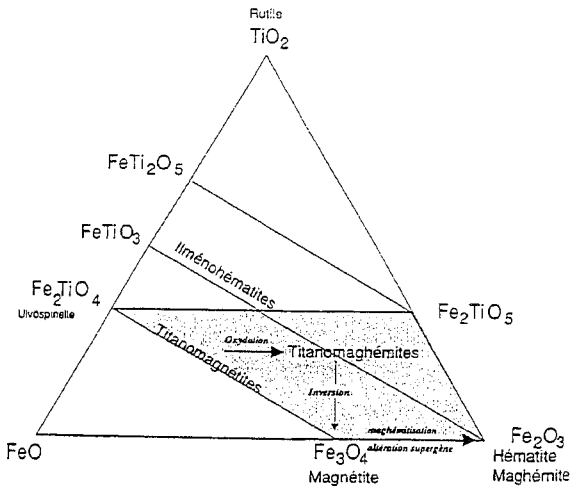


FIG. I.3. – Diagramme ternaire et solutions solides représentant le groupe des oxydes de fer et de titane.

B. Les hydroxydes de fer

Ces minéraux provenant principalement de l'altération sont essentiellement représentés par la gœthite de formule ($\alpha FeOOH$). Celle-ci est antiferromagnétique et a une température de Curie voisine de 120°C. De plus son champ coercitif est très élevé, parfois supérieur à celui de l'hématite. La gœthite est instable à partir d'environ 250°C et se déshydrate en hématite [Dekkers 1988].

C. Les sulfures de fer

Ils sont essentiellement présents dans les milieux réducteurs. Le diagramme de phases (fig. I-4) montre la complexité du système Fe-S. Le principal sulfure de fer, la pyrite est paramagnétique.

La smythite Fe_9S_{11} et les sulfures de Fe et de Ni $(Fe, Ni)_9S_8$ qui cristallisent dans le système monoclinique ont des températures de Curie de l'ordre de 350°C. [Rochette *et al.* 1994]. Ils sont très peu étudiés du fait de leur faible occurrence et de leur facile transformation.

La greigite (Fe_3S_4) est un important porteur d'ARN dans les sédiments récents. Sa présence est liée à l'activité bactérienne en milieu réducteur. Ce minéral est métastable à l'air et peut se transformer facilement en pyrite ou/et en pyrrhotite [Hoffmann 1992]. La greigite possède un champ coercitif faible, (15 à 30 mT) et des températures de déblocage maximum comprises entre 270 et 350°C selon les auteurs [Hoffmann, 1992].

La pyrrhotite de formule générale $Fe_{1-x}S$ avec ($0<x<0,2$) est beaucoup plus commune que les autres sulfures de fer magnétiques. Elle a une structure Ni-As et cristallise dans différents systèmes cristallins en fonction notament de la température, de la fugacité d'oxygène dans le milieu et de la valeur de x. Les deux principales formes de pyrrhotite sont celle qui cristallise dans le système hexagonal (Fe_9S_{10}) et celle qui cristallise dans le système monoclinique (Fe_7S_8). La première est antiferromagnétique à température ambiante. Elle est ferrimagnétique entre 200 et 290°C. Dans cette gamme de températures, sa coexistence avec un autre minéral magnétique peut induire une autoinversion. La pyrrhotite monoclinique possède une transition à basse température (34K) qui la rend ainsi facilement reconnaissable [Dekkers *et al.*, 1989 et Rochette *et al.*, 1990]. Sa température de déblocage maximum est voisine de 320°C mais peut aller jusqu'à 350°C quand une partie du fer est remplacée par du nickel [Van Velzen *et al.*, 1993]. De plus la pyrrhotite possède en général un champ coercitif élevé ce qui permet souvent de la différencier des titanomagnétites.

L'ensemble des propriétés physiques des minéraux magnétiques permet l'analyse de leur aimantation et son utilisation comme un outil important dans les Sciences de la Terre.

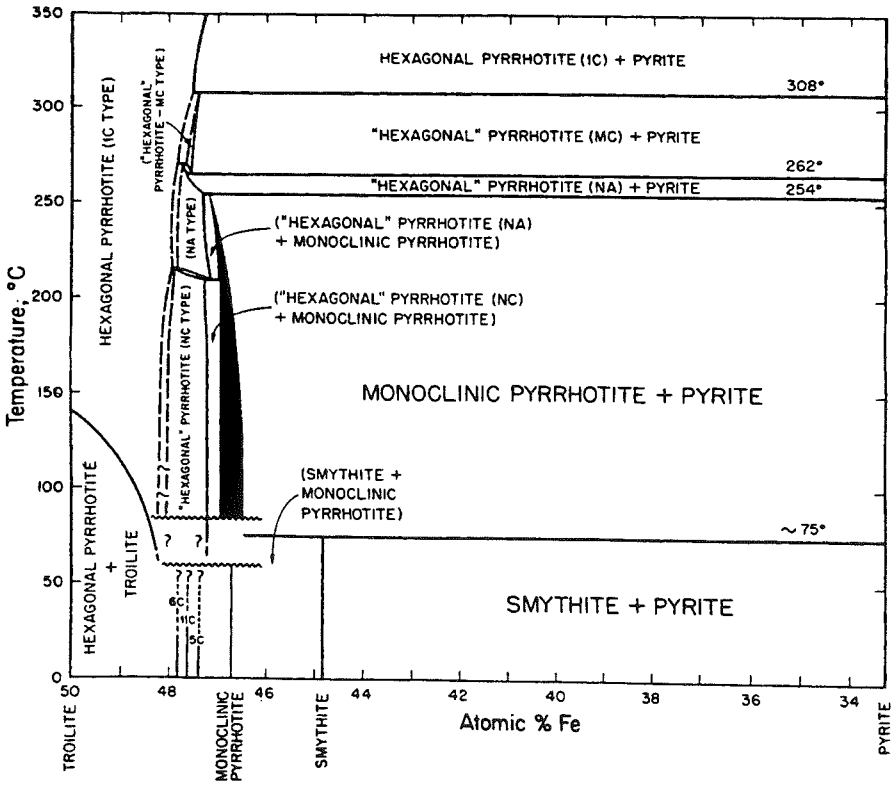


FIG. I.4. – Diagramme de phases de la pyrrhotite d'après Dekkers [1988].

CHAPITRE 2
L' ANALYSE DE L'AIMANTATION DES ROCHES

I. – Le prélèvement et la préparation des échantillons

Dans le cadre de mon travail, l'échantillonage à été effectué au moyen d'une foreuse portable à moteur à essence. Le foret en acier à couronne diamantée est refroidi par injection d'eau sous pression. Avant le prélèvement des carottes de diamètre standard (25 mm), leur génératrice est soigneusement gravée et repérée par sa déclinaison et son inclinaison. La déclinaison est mesurée à l'aide d'une boussole. La faible aimantation des roches prélevées n'influence pas cette mesure.

Plusieurs « astuces » de terrain, s'apprenant vite, pallient les difficultés dues à la mauvaise tenue de la roche. Chaque site est soigneusement localisé géographiquement. Un schéma de l'affleurement ainsi que les observations et mesures structurales classiques sont indispensables (pendage, schistosité,...).

De retour au laboratoire, les échantillons sont coupés en plusieurs spécimens de 23 mm de long. Les parties visiblement altérées et de mauvaise cohésion sont éliminées. Les spécimens sont notés de a à x ; a étant le spécimen le plus loin de la surface et donc théoriquement le moins altéré.

Il reste ensuite à les traiter et ceci peut se faire de plusieur façons que nous allons successivement aborder.

II. – Les différents types de désaimantation

A. Désaimantation thermique

Le principe de la désaimantation thermique repose sur le fait qu'un spécimen chauffé à une température Ti puis refroidi en champ nul est partiellement désaimanté. En effet, tous les grains possédant une température de déblocage inférieure ou égale à Ti vont perdre leur aimantation rémanente. On recommence l'opération en chauffant l'échantillon à Ti>Ti-1 jusqu'à disparition complète de l'aimantation. Cette méthode permet de séparer les composantes de basse température, essentiellement les ARV, des composantes de plus haute température.

Les inconvénients majeurs résident dans les transformations minéralogiques inhérentes à la cuisson et dans la présence d'un champ parasite résiduel à l'intérieur du blindage amagnétique protégeant le four. La présence d'un tel champ peut entraîner l'apparition d'ARC ou d'ATRp. Afin de minimiser ces risques, le champ résiduel ne doit pas dépasser quelques dizaines de nanotesla. Le problème des transformations minéralogiques est délicat. Des mesures de susceptibilité après chaque palier de température permettent en général de mettre en évidence de tels phénomènes.

B. Désaimantation par champ alternatif

Le mécanisme de désaimantation par champ alternatif (=AF : alternative field en anglais) a été étudié en détail par As et Zijderveld [1958] et par Rimbert [1959]. Dans un champ magnétique alternatif $\widetilde{H}$, tous les grains ayant une force coercitive inférieure à :
$\widetilde{H}$. cos θ (où θ est l'angle entre l'axe de facile aimantation et la direction du champ magnétique alternatif) vont être remobilisés. Il est donc nécessaire d'appliquer un champ $\widetilde{H}$ au minimum dans les trois directions de l'espace et de faire décroître progressivement l'intensité de $\widetilde{H}$ afin que les grains remobilisés acquièrent un aimantation de direction aléatoire. La somme de ces aimantations est donc considérée comme nulle.

La désaimantation par champ alternatif consiste à soumettre l'échantillon à des champs $\widetilde{H}$ successivement croissants et ce jusqu'à disparition complète de l'aimantation. La théorie des grains magnétiques sous champ alternatif reste toutefois assez obscure [Tarling, 1983] car il est pratiquement impossible de désaimanter complètement une roche par cette méthode. Pour que la désaimantation soit efficace, il est indispensable d'annuler le champ terrestre avec des écrans en mu-métal et de s'assurer que les crêtes du champ alternatif sont égales, faute de quoi une ARA parasite pourra être acquise.

Les différents types d'aimantation réagissent de façon différente à l'action d'un champ alternatif. L'ATR est classiquement plus résistante. Tout comme pour les désaimantations thermiques, la progressivité de cette méthode permet d'analyser des aimantations superposées dans un même spécimen. L'avantage de cette méthode par rapport à la désaimantation thermique réside dans le fait qu'il n'y a pas de transformation minéralogique.

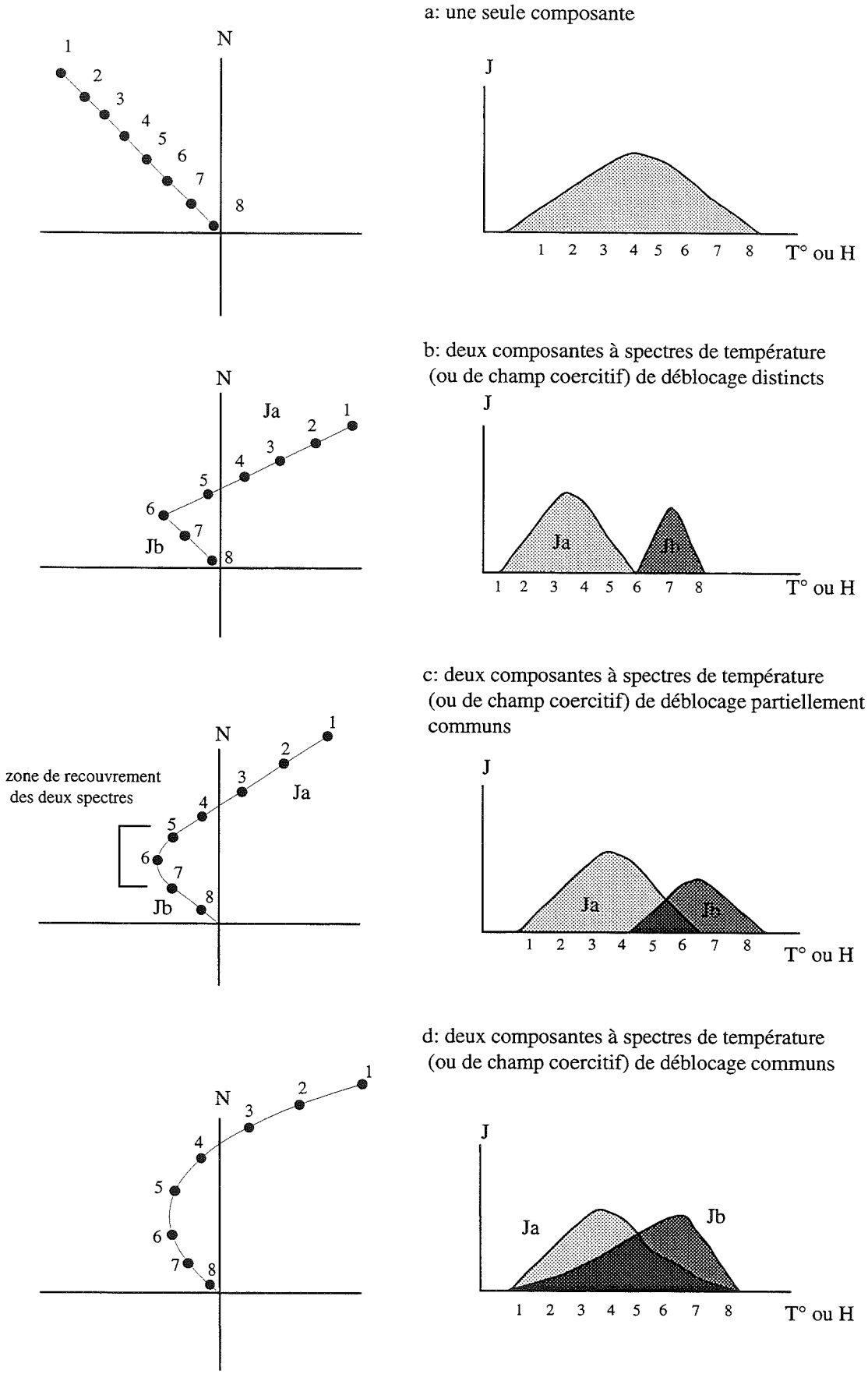


FIG. I.5. – Différents types classiques de diagramme orthogonaux.

III. – Les diagrammes orthogonaux

La méthode de représentation des aimantations restantes après chaque palier de traitement sur les diagrammes orthogonaux dits de Zijderveld [Zijderveld, 1967] est celle qui permet d'obtenir le maximum d'information. Dans ce diagramme, on projete la trace de l'extrémité du vecteur aimantation sur deux plans orthogonaux, l'une horizontal, l'autre vertical soit N-S soit E-W. Sur cette projection (en géométrie descriptive classique), il est facile de voir si l'aimantation change ou non de direction, si elle décroît ou non et d'en séparer les différentes composantes. Lorsqu'une seule aimantation est présente et se détruit, les points se placent sur une droite passant par l'origine du diagramme (fig. I-5a). Lorsque plusieurs aimantations sont présentes mais ont des spectres de champs coercitifs ou de température de déblocage distincts on obtient une ligne brisée. Chacun des segments correspond à une aimantation (fig. I-5b). Dans le cas où les aimantations se détruisent plus ou moins simultanément on a une courbe et il n'est pas toujours possible de retrouver la direction des composantes (fig. I-5c et d).

IV. – La projection sur une sphère et la statistique de Fisher [1953]

Pour avoir une représentation graphique de la dispersion et de l'orientation des données, la projection classiquement utilisée en paléomagnétisme est la projection stéréographique équivalente dite de Schmidt. On projette les deux hémisphères sur le même diagramme en utilisant des symboles différents pour les points situés dans l'hémisphère inférieur (inclinaisons positives) et dans l'hémisphère supérieur (inclinaisons négatives). Ce type de représentation ne prend pas en compte le module du vecteur aimantation. Il est peu pratique dès que l'on a affaire à des problèmes tectoniques mettant en jeu des angles. De plus, des directions d'aimantation ayant des sens opposés sont difficilement comparables.

Dans le cas où tous les échantillons portent la même aimantation, les résultats numériques individuels ne sont jamais identiques en raison des erreurs sur la mesure. Fisher [1953] a donné une méthode d'analyse statistique des vecteurs sur une sphère. Le groupement des données sera d'autant meilleur que le paramètre k sera grand. La précision de la moyenne calculée est donnée classiquement par $\alpha 95$. Ces deux paramètres sont fonctions du nombre N de données utilisées dans le calcul. Si on augmente N, $\alpha 95$ diminue comme $1/\sqrt{N}$ tandis que le facteur de groupement k tend vers une valeur limite.

V. – Les différentes erreurs sur la mesure

Toute mesure paléomagnétique peut être entachée d'une erreur correspondant à la somme des erreurs de terrain et des erreurs associées aux mesures et au traitement.

A. Les erreurs de terrain

Dans les faciès calcaréomarneux échantillonnés dans cette étude, les problèmes d'orientation avec la boussole sont négligeables car les roches sont très faiblement aimantées.

Les problèmes viennent principalement de l'orientation de la génératrice de la carotte et de la non cylindricité de celle-ci. Ces deux paramètres faussent la direction vraie des composantes X, Y et Z. L'estimation d'une direction paléomagnétique sera d'autant plus fiable qu'elle sera abordée par un traitement statistique sur un grand nombre de données. Ceci est possible lors d'une étude par site d'où on pourra tirer une direction moyenne grâce à la statistique de Fisher [1953]. Si un seul échantillon est étudié, les erreurs introduites sont aléatoires et varient suivant les personnes entre 2 et 10 °.

B. Les erreurs associées aux mesures et au traitement

Elles ont une incidence variable selon l'intensité de l'aimantation et la qualité de la roche. En effet, certains échantillons, notamment les calcaires très marneux, se cassent lors des chauffes. Il peut alors y avoir une perte de matériel dont les conséquences ne peuvent être estimées. De plus, le recollage n'est pas forcément parfait et une erreur peut ainsi s'ajouter en cours de traitement.

La reproductibilité des mesures du vecteur aimantation est, en outre, déterminée par :

- le bruit intrinsèque de l'appareillage utilisé,

- la reproductibilité du positionnement du repère du spécimen par rapport au repère de l'appareil de mesure,

- la stabilité de l'aimantation au cours de la mesure,

- l'incertitude sur la température atteinte par le spécimen lors du cycle de chauffe (décalage entre température de consigne et température du spécimen) ou sur la valeur du champ alternatif,

- la présence d'aimantations parasites acquises lors de chaque étape de traitement (ATRp parasite ou ARA parasite). L'ampleur de ces aimantations parasites est dépendante des caractéristiques magnétiques des porteurs de l'aimantation.

Afin de s'assurer de la stabilité de l'aimantation, le programme d'acquisition utilisé à Montpellier, possède une option qui permet de visualiser en temps réel, les variations de l'intensité avant la mesure. Ceci permet d'attendre le temps nécessaire pour que l'ARV acquise lors du passage entre la zone de stockage en champ compensé et la zone de mesures du magnétomètre se stabilise. A Marseille, cette possibilité n'existant pas, les spécimens ont systématiquement été laissés dix minutes en champ compensé dans le magnétomètre avant la mesure. Après la mise en service du Laboratoire de paléomagnétisme sur le site de l'Arbois et la construction d'une chambre amagnétique, le temps de stockage a été réduit à deux minutes. Ceci permet en général une élimination de la quasi-totalité de l'ARV.

Lors des traitements thermiques la compensation imparfaite du champ dans le four induit l'acquisition d'une ATRp ou d'une ARC parasite qui augmente avec la diminution de l'aimantation naturelle du spécimen. Les éventuelles transformations minéralogiques ou les modifications des propriétés magnétiques des grains, apparaissant au cours du traitement peuvent aussi engendrer une augmentation de la sensibilité des porteurs de l'aimantation à ce type d'artéfacts.

CHAPITRE 3
LE CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE (CMT)

Le champ magnétique terrestre est un des phénomènes planétaires les mieux décrits, mais il demeure paradoxalement l'un des plus mystérieux. Nous ne savons pas quand, pour la première fois, l'Homme a découvert les effets du CMT. Mais il semble que dès le IIIe siècle avant J-C, les chinois avaient déjà inventé la boussole.

I. – Les éléments du CMT

Le champ magnétique terrestre se traduit concrètement par la force qui oriente l'aiguille d'une boussole en direction du pôle Nord. Ce champ peut-être défini en tout point de l'espace par :

- sa direction caractérisée par : (1) la déclinaison, qui est l'angle entre le plan méridien et le plan vertical contenant le vecteur CMT ; (2) l'inclinaison, qui est l'angle entre la direction du vecteur CMT et le plan horizontal ;

- son module ou intensité au point considéré.

L'inclinaison du CMT varie de + 90° à -90° entre les pôles magnétiques Nord et Sud, en passant par zéro dans les régions équatoriales. S'il est relativement simple de retrouver la direction passée du CMT dans les roches il est bien plus difficile d'en restituer l'intensité.

II. – L'Origine du CMT

Les mesures paléomagnétiques ont montré que le CMT existe probablement depuis plus de 3,5 milliards d'années et que sa force, durant des périodes stables, n'a jamais été significativement différente de sa valeur actuelle [Prévot et Perrin, 1992].

L'origine essentielle du champ magnétique se situe au niveau du noyau externe liquide. Une action dynamo auto-entretenue se produit, dans laquelle les énergies mécanique et thermique liées à la convection dans le noyau externe sont transformées en énergie magnétique. Ce concept de la dynamo auto-entretenue peut être expliqué de façon simple de la manière suivante : lorsqu'un corps conducteur en mouvement est soumis à un champ magnétique il se crée, par induction, un courant électrique qui lui-même engendre un champ magnétique.

Le CMT, sur une échelle de temps géologique peut être approximé à un dipôle géocentrique axial.

Si l'origine du CMT fait quasiment l'unanimité, il n'en est pas de même pour expliquer l'origine de ses inversions.

III. – Les variations temporelles du CMT et leur origine

Ce n'est qu'au début du siècle, avec les travaux de Brunhes, que les premiers arguments en faveur de l'existence d'un champ inverse dans le passé ont été montrées. Mais il a fallu attendre les années 60, pour voir cette idée se développer et devenir aujourd'hui une évidence. Ce développement récent a surtout été lié aux nombreuses analyses des sédiments marins et aux anomalies magnétiques océaniques.

A. Les variations de faible amplitude

Depuis le 17e siècle les mesures directes du CMT dans les observatoires ont montré des variations plus ou moins rapides de la direction du CMT. Ces variations sont de 3 types :
- des variations chaotiques très rapides (1 seconde à 1 heure), d'origine externe, probablement liées aux courants ionosphériques : ce sont les orages magnétiques.
- des variations périodiques de 12 heures, 1 jour, 13 jours, 27 jours, 6 mois, 1 an et 11 ans qui ont été mises en évidence et reliées aux mouvements des corps du système solaire.
- des variations à plus long terme, de l'ordre du siècle, qui sont dues à des phénomènes internes au globe terrestre et qui constituent ce que l'on appelle les variations séculaires.

Au-delà de ces courtes variations, qui intéressent assez peu le géologue, d'autres de plus grande amplitude peuvent avoir été enregistrées par les roches au cours de l'histoire de notre planète et ainsi servir de repères.

B. Les excursions et les inversions

Les excursions sont des variations millénaires qui correspondent à des tendances inverses pendant quelques milliers d'années. Pendant ces périodes, le

champ change de direction et son intensité diminue brutalement, mais il n'y a pas d'inversion stable avant qu'il ne retourne à sa polarité originelle. Quand ces excursions sont assez puissantes elles permettent de passer d'une position stable à l'autre, on parle alors d'inversion. Les périodes de transition entre deux positions stables antipodales s'effectuent sur un temps très court à l'échelle géologique, de l'ordre du millier à la dizaine de milliers d'années.

La propriété la plus importante du CMT est son changement de polarité suivant un processus apparemment non régulier.

C. L'origine des inversions du CMT

Le premier problème est celui de l'éventuelle périodicité des inversions du CMT. Selon Mc Fadden [1987], aucun test correct sur la périodicité des inversions n'a encore été publié. De plus, ces tests sont très sensibles à de petits changements dans la chronologie des inversions et à l'ajout d'un ou deux petits événements [Merril et Mc Fadden, 1988].

1. Origine externe des inversions

Un certain nombre d'auteurs [Raup, 1985 ; Creer et Pal, 1986 ; par exemple] ont été partisans de relier les éventuelles périodicités des inversions du CMT avec les extinctions de masse et/ou les collisions avec des météorites. L'analyse paléomagnétique de la limite Crétacé/Tertiaire, où il y a les meilleurs arguments en faveur d'une collision importante avec un objet extraterrestre, ne montre aucune inversion, tendance inverse, ni même excursion. De plus il ne semble pas y avoir de changement dans le taux auquel les inversions se produisent à ce moment là. Si chaque inversion était liée à une collision avec un météorite, il est évident que de nombreux impacts seraient visibles à la surface du globe.

Selon les hypothèses de Muller et Morris [1986], une baisse du niveau des océans et une augmentation des calottes de glace aux pôles pourraient avoir une influence sur le cisaillement à la limite manteau inférieur/noyau. Le taux maximal d'inversions semblent coïncider avec les glaciations quaternaires. Par contre les glaciations Gondwana (330-240 Ma) correspondent à une période sans inversion qu'est l'intervalle Kiaman [Merril et Mc Fadden, 1988].

Il n'y a donc aucun argument convaincant pour relier systématiquement les inversions du CMT avec une cause externe. L'origine de ces inversions est donc à chercher dans la dynamique propre de notre planète et notamment au niveau des phénomènes mal connus qui se produisent dans le noyau.

2. Origine interne des inversions

Merril et Mc Fadden [1988] ont proposé un modèle en accord à la fois avec la théorie et les observations paléomagnétiques. On peut résumer de façon simple ce modèle. Une inversion se produit quand la famille quadrupôle devient prédominante sur la famille dipôle et quand le couplage entre ces deux familles est suffisant. Des variations chimiques ou thermiques suffisamment importantes au niveau de l'interface noyau/manteau pourraient créer une asymétrie entre les deux hémisphères du noyau. Cette asymétrie pourrait être à l'origine des inversions du CMT.

De nouvelles données sont nécessaires pour mieux connaître la morphologie du CMT durant les périodes de transition. Ces périodes durent entre 1 000 et 10 000 ans. Pendant ce temps l'intensité du CMT diminue à 10 - 20 % de la valeur typique non transitionnelle dominée par le terme dipolaire.

IV. – L'INTENSITÉ ET LA PALÉOINTENSITÉ DU CMT

L'intensité du CMT est mesurée en continu dans les observatoires depuis environ 300 ans. Elle varie d'environ 25 µT à l'équateur jusqu'à environ 60 µT aux pôles. Dans nos régions elle est d'environ 46 µT [Westphal, 1986]. Pour les périodes de plus en plus reculées, les mesures de paléointensité sont de plus en plus rares et les incertitudes notamment sur l'âge peuvent être très importantes. La détermination des paléointensités a toujours été un des problèmes les plus difficiles en paléomagnétisme. En effet la qualité de la détermination dépend beaucoup du matériel utilisé et de la méthode employée.

A. Aperçu sur les différentes méthodes

La première tentative pour retrouver la paléointensité a été faite par Koenigsberg [1938] en comparant directement, sur les mêmes spécimens de roche volcanique, l'ARN et l'ATR acquise dans un champ connu.

Thellier et Thellier [1959] ont proposé une méthode plus élaborée dans laquelle le rapport ARN / ATR est comparé pour plusieurs intervalles de température en chauffant l'échantillon par paliers depuis la température ambiante jusqu'à sa température de Curie. Deux chauffes successives avec un champ opposé, sont nécessaires à chaque palier de température. L'ARN restante est obtenue par soustraction des deux valeurs. Cette méthode permet de se rendre compte de changements importants dans les propriétés magnétiques des échantillons étudiés et éventuellement de déterminer une paléointensité correcte sur des paliers de température inférieurs aux transformations.

En général, les méthodes où l'on compare l'ARN et l'ATR après qu'il y ait eu une chauffe au-dessus de la température de Curie ne sont pas fiables. Une exception est la méthode proposée par Shaw [1974] qui implique une procédure pour tester un changement des propriétés de l'ATR en comparant l'ARA avant et après la chauffe.

Pour les sédiments récents, qui offrent l'avantage d'un enregistrement continu, une normalisation de l'ARN est nécessaire pour enlever l'influence de tous les paramètres excepté l'intensité du CMT. Cette normalisation peut se faire grâce à l'ARA, l'ARI ou la susceptibilité en champ faible. Si l'on veut obtenir des valeurs de paléointensité, l'ARN normalisée doit être étalonnée par rapport au même rapport pour les sédiments actuels ou pour toute autre période bien datée où une valeur de l'intensité du CMT est connue et fiable. Sinon, seulement des variations relatives de la paléointensité sont obtenues.

B. Évolution de l'intensité du CMT

Les travaux récents sur les sédiments [Tric *et al.*, 1992 ; Meynadier *et al.*, 1992 ; Stoner *et al.*, 1995 ; Lehman *et al.*, 1996 ;... par exemple] ont montré que l'intensité du CMT a varié d'un facteur 5 dans les derniers 200 000 ans. Une courbe des variations de l'intensité du CMT a été établie par Valet et Meynadier [1993] jusqu'à 4 Ma sur les carottes des sites 848, 851 et 852 du Leg ODP 138 dans le Pacifique équatorial et confirmé par l'étude magnétique du site 884 du Leg ODP 145 dans le Pacifique nord avec une prolongation jusqu'à 4,7 Ma [Thibal *et al.*, 1995]. Ces travaux montrent le même type de variations du CMT que pendant les 200 000 dernières années. Au-delà de ces périodes relativement récentes, aucune courbe de variation de l'intensité du CMT en fonction du temps n'est, à ma connaissance, actuellement disponible.

Pour les périodes plus anciennes que le Pliocène, la compilation de Tanaka *et al.* [1995] et les travaux de Prévot et Perrin [1992] fournissent des informations précieuses. Malheureusement les données de paléointensité ne sont pas suffisamment nombreuses et assez bien réparties sur l'échelle des temps géologiques pour qu'une étude fiable de l'évolution temporelle de l'intensité du CMT puisse être proposée. De plus, compte tenu des fluctuations rapides enregistrées par les sédiments, une interpolation linéaire entre les données existantes n'aurait pas beaucoup de sens.

Quoiqu'il en soit, il est quand même possible de dégager quelques grandes tendances :

-la valeur moyenne du moment magnétique terrestre ne semble pas avoir varié significativement depuis 3,5 milliards d'années. En effet aucune tendance à long terme n'est observable compte tenu de l'état actuel des données ;

- sur des échelles de temps plus courtes, de l'ordre de la centaine de millier d'années, des variations quasiment d'un facteur 10 sont observables et probablement liées à des changements dans le flux thermique à la limite noyau/manteau.

De nouvelles données, aussi bien relatives sur des sédiments, qu'absolues sur des laves, sont nécessaires à la compréhension de la dynamique des parties internes de notre globe.

2e PARTIE

LE THERMOPALÉOMAGNÉTISME : PRINCIPE ET MÉTHODE MISE AU POINT POUR L'ÉTUDE DES MÉTASÉDIMENTS LIASIQUES DE LA ZONE DAUPHINOISE

« Il n'est de désir plus naturel que le désir de connaissance.
Nous essayons tous les moyens qui nous y peuvent mener.
Quand la raison nous faut, nous y employons l'expérience. »

Montaigne

CHAPITRE 1

DESCRIPTION DE L'APPAREILLAGE UTILISÉ AU COURS DE CETTE ÉTUDE

Nous allons successivement examiner les différents types d'appareil utilisés au cours de cette étude qui s'est déroulée dans trois laboratoires différents : le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université de Savoie (Chambéry), le Centre Européen de Recherche d'Enseignement de Géosciences et de l'Environnement (CEREGE) de l'Université d'Aix–Marseille III et le Laboratoire de Tectonique et de Géophysique de l'Université de Montpellier II.

I. – Le Matériel disponible à Chambéry

Le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université de Savoie possède peu de matériel de paléomagnétisme. Il se compose d'un four et d'un magnétomètre de type Molspin.

A. Le four

C'est un petit four avec trois enceintes en mu-métal, qui permet de chauffer simultanément 4 échantillons de taille standard (diamètre de 25 mm). L'interfaçage du four avec un microprocesseur Cerbère permet la programmation de cycles de températures, avec des dépassements maximaux de 5°C par rapport à la température de consigne et une stabilité, en théorie, meilleure que le degré.

Une vérification de la très faible valeur du champ résiduel à l'intérieur du blindage a été effectuée. La précision du magnétomètre utilisé pour ces mesures est de 10 nanotesla. Les valeurs mesurées à l'intérieur du four orienté E-W et en fonctionnement sont consignées dans le tableau II-1. L'intensité du champ résiduel dans le four est d'environ 55 nanotesla ; soit près de 1000 fois moins que le champ terrestre à l'extérieur. On notera toutefois les fortes valeurs entre 20 et 30 cm au niveau de l'arrivée des tuyaux pour l'eau de refroidissement et des câbles électriques d'alimentation des résistances.

A pleine puissance, les mesures, consignées dans le tableau II-2, sont moins bonnes, à cause probablement de courants électriques violents, mais elles permettent un refroidissement en champ très faible (moyenne de 40 nano tesla) dans les 20 derniers cm du four. Ces mesures permettent de définir la meilleure zone de refroidissement où l'on placera systématiquement les échantillons après une chauffe.

E W

Distance en cm	5	10	15	20	25	30	35	40	45
champ en nT mesure 1	6930	800	40	210	160	220	20	20	20
champ en nT mesure 2	5060	710	20	190	170	190	20	10	30
champ en nTmesure 3	7120	1130	90	180	160	220	0	0	10

	<zone de chauffe>					<zone de refroidissement>				
Distance en cm	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95
champ en nT mesure 1	40	50	70	50	50	60	70	60	60	70
champ en nT mesure 2	40	50	60	50	50	80	70	60	60	60
champ en nT mesure 3	20	30	50	40	30	40	40	30	30	50

Tabl. II-1.- Mesures du champ résiduel dans le four en fonctionnement.

E W

Distance en cm	5	10	15	20	25	30	35	40	45	
champ en nT	6990	1170	60	210	430	100	40	40	170	
	<zone de chauffe>					<zone de refroidissement>				
Distance en cm	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95
champ en nT	-120	300	480	-200	200	30	40	30	40	50

TABL. II-2.- Mesures du champ résiduel dans le four à pleine puissance.

B. Le magnétomètre de type MOLSPIN

Les mesures de routine (mesure de l'ARN et pour quelques spécimens après chauffe à 150 et 200°C), ainsi que quelques désaimantations thermiques totales, ont été réalisées à Chambéry. Ces mesures se font grâce à un rémanomètre MOLSPIN, de type rotatif, relié à un ordinateur Macintosh muni de programmes d'acquisition et de traitement des données. La mesure d'une aimantation est réalisée en faisant tourner l'échantillon dans 6 positions différentes, à une fréquence de 6 Hz. La sensibilité de ce rémanomètre étant d'environ 5.10^{-5} $A.m^{-1}$, les aimantations du même ordre que cette valeur ne sont pas fiables ni en intensité ni en orientation. Dans de nombreux cas, pour avoir une mesure fidèle, on est obligé d'utiliser un appareil plus précis.

II. – LE MATÉRIEL DISPONIBLE À MARSEILLE

A. Le four Magnetic Measurements Thermal Demagnetiser 1

Il s'agit du four Magnetic Measurements Thermal Demagnetiser 1 (MMTD 1). Il possède quatre niveaux d'enceintes en mu-métal permettant une bonne réduction du champ à l'intérieur. Le MMTD 1 est équipé d'un solénoïde permettant d'appliquer un champ connu à l'intérieur du four ; ce qui nous donne la possibilité de créer des ATR et/ou des ATRp. La température est contrôlée, en théorie, avec une précision d'environ 2°C grâce à un thermocouple. L'interface permet la programmation de trois rampes et de trois paliers successifs dans un seul cycle de chauffe.

B. Le magnétomètre cryogénique 2G Enterprises

Le magnétomètre cryogénique 2G Enterprises utilisé à Marseille possède 3 axes de mesures, ce qui permet l'acquisition simultanée des trois composantes X, Y, et Z. Ce système permet de ne pas exposer l'échantillon au champ terrestre durant la mesure. La possibilité de stocker les échantillons en champ compensé et de ne pas les ressortir avant la mesure permet l'élimination d'une part très importante de l'ARV nécessairement acquise, malgré toutes les précautions prises, entre la sortie du four et la mise dans le magnétomètre. Malheureusement ce système ne permet pas de faire plusieurs mesures du même échantillon sans l'exposer, même un bref instant, au champ magnétique ambiant de la pièce. L'aimantation induite par le champ résiduel régnant dans l'appareil n'a pas été éliminée par le calcul.

La sensibilité de cet appareil est différente selon les composantes :

sur X et Y : 2.10^{-6} ému soit 2.10^{-9} $A.m^2$

sur Z : 2.10^{-7} ému soit 2.10^{-10} $A.m^2$

ce qui donne pour un volume standard de 10,8 cm^3 des précisions sur l'intensité de $1,85.10^{-4}$ $A.m^{-1}$. Ce qui est du même ordre de grandeur que l'ARN des échantillons prélevés dans la région de Bourg d'Oisans. Il aurait donc été vain de réaliser des désaimantations de l'ARN sur un tel appareillage. De plus la reproductibilité du positionnement du repère du spécimen par rapport au repère de l'appareil n'est pas parfaite et l'échantillon peut tourner dans la barquette pendant le transfert dans la zone de mesure. De ce fait, les directions obtenues grâce à cet appareil sont entachées d'une erreur qui peut atteindre une dizaine de degrés.

Les conditions de mesures se sont nettement améliorées depuis la construction d'une chambre amagnétique entourant le magnétomètre et son transfert sur le plateau d'Arbois. La sensibilité de l'appareil a été améliorée d'un facteur 10. Ceci permet d'envisager pour l'avenir, de nouvelles expériences impossibles jusqu'alors.

C. Le désaimantateur par champ alternatif Molspin

Il est muni d'un système provoquant la rotation du spécimen dans les trois directions de l'espace. Ceci permet de ne pas soumettre le spécimen au champ de la

pièce entre la désaimantation des trois axes. Cet appareil ne permet pas de dépasser un champ alternatif de 100 mT. De plus, la décroissance du champ est automatique.

III. – Le matériel disponible à Montpellier

A. Les fours utilisés

1. Le four « classique »

Il est de conception et de fabrication PYROX et possède une zone de chauffe et une zone de refroidissement. Le manchon chauffant est équipé de trois résistances en double spirale thermorégulées par l'intermédiaire de trois thermocouples situés au sommet de la zone de chauffe. L'ensemble du four est placé dans des blindages amagnétiques. Autour de la zone de refroidissement, le nombre de blindages est plus élevé. Le champ résiduel y est inférieur à quelques dizaines de nanotesla. De 30 à 40 spécimens peuvent être traités simultanément.

Les températures de consigne sont obtenues, en théorie, avec une précision de 5°. Les échantillons sont laissés 15 mn au palier dans le but de stabiliser la température et de limiter les éventuelles transformations minéralogiques engendrées par des chauffes plus longues.

2. Le four à paléointensité

Il a été mis en service au printemps 1995 et je n'ai malheureusement pu faire qu'une série de désaimantations fines, grâce à cet appareil, à l'automne 1995. Ce four permet la réalisation de cycles chauffe - refroidissement avec ou sans champ et ce sous vide afin de minimiser les problèmes d'altération. Chaque cycle prend entre six et neuf heures et dépend de la température programmée pour le palier. Trois thermocouples sont placés à l'intérieur d'échantillons fictifs situés dans le four. Ceci permet l'acquisition « en continu » (pas de 1 mn), de la température réelle en trois points du four. Ces températures sont consignées pour chaque cycle de chauffe - refroidissement dans un fichier.

Les échantillons sont toujours rigoureusement mis à la même place dans le four. Celle-ci, ainsi que la position des thermocouples ont été soigneusement notées. L'analyse de ces enregistrements en température permet de retrouver la température du palier pour chaque thermocouple et ainsi de vérifier que la température programmée a bien été atteinte. Pour que ce palier soit considéré comme efficace, il faut que les échantillons soient restés au moins 5 minutes à la même température. Connaissant la position des échantillons par rapport aux thermocouples et supposant un gradient thermique linéaire dans le four, il est possible de proposer une température « corrigée » pour chaque échantillon. Cette correction a été réalisée pour tous les échantillons. Malheureusement, ce type de correction n'est pas possible dans le four classique. Dans le four à paléointensité, la reproductibilité des températures entre deux chauffes successives à la même température de consigne n'est pas parfaite. L'écart de températures entre ces deux chauffes est généralement de ± 2° (fig. II-1).

B. Le magnétomètre cryogénique

Le magnétomètre utilisé à Montpellier est au moins dix fois plus précis que le MOLSPIN de Chambéry. Des enceintes en mu-métal entourent la partie cryogénique et

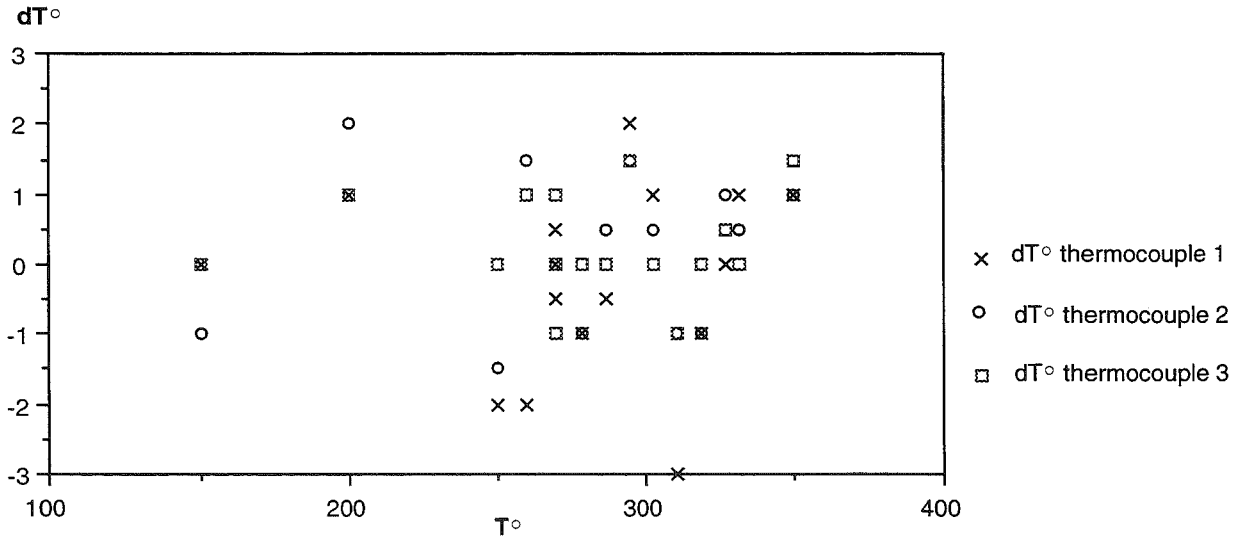


Fig. II.1. – Différence de température du palier entre 2 chauffes à la même température de consigne pour le four à paléointensité de Montpellier.

réduisent le champ magnétique terrestre dans la zone de mesure à quelques nanotesla. Les mesures sont effectuées à partir d'un inductomètre cryogénique, de marque CTF équipé de boîtiers électroniques DSQ-400. La qualité de l'appareillage permet en théorie une précision de 10^{-11} A.m^2. De plus le champ résiduel dans la zone de mesure induit une aimantation parasite qui est éliminée par le calcul, en mesurant chaque composante dans deux directions opposées. Ce magnétomètre possède deux axes de mesures ce qui nécessite de sortir l'échantillon dans le champ du laboratoire afin de le retourner. Les composantes X et Y sont mesurées 4 fois tandis que la composante Z l'est 8 fois. Les valeurs moyennes obtenues sont corrigées en leur retranchant les valeurs de l'aimantation du porte-échantillon mesurées tous les 4 échantillons et les valeurs du bruit de fond mesurées avant et après chaque échantillon. Une procédure du programme d'acquisition permet de visualiser la perte de l'ARV de l'échantillon dans la zone de mesure et d'attendre le temps nécessaire avant de lancer les mesures. Pour plus de détail sur les protocoles de mesure, je renvoie le lecteur à Lévèque [1992].

Des intensités de l'ordre de 10^{-6} A.m^{-1} sont, en théorie, mesurables. Dans la pratique, et pour être rigoureux, il faut tenir compte des erreurs sur les mesures. Celles-ci peuvent être dues :

- aux variations du volume des échantillons par rapport au volume standard théorique de 10,8 cm^3 utilisé pour calculer l'intensité J à partir du moment magnétique mesuré. Ces variations (dV) peuvent être estimées à 0,5 cm^3 ;
- aux variations de la ligne de base (bruit de fond) de l'appareil dépendant de l'agitation autour du magnétomètre (émissions radio, induction électrique,...) ;
- aux variations du moment du porte échantillon.

L'influence de ces deux dernières causes d'erreur a, autant que possible, été minimisée et les variations du moment peuvent être estimées à 5. 10^{-11} A.m^2. Donc, pour des intensités de l'ordre de 10^{-4} A.m^{-1} les variations d'intensités peuvent être de l'ordre de 5.10^{-6} A.m^{-1}.

C. Le désaimantateur par champ alternatif

Cet appareil de construction artisanale ne possède pas de système rotatif. L'échantillon est tourné à la main et soumis pendant ce temps au champ magnétique de la pièce. La décroissance de l'intensité du champ alternatif est commandée par l'opérateur. L'intensité du champ alternatif maximal est en théorie de 300 mT mais il est recommandé de ne pas dépasser 200 mT afin de ne pas trop chauffer la bobine d'induction et de risquer une panne.

D. Mesures de la susceptibilité

La susceptibilité en champ faible a été mesurée après chaque palier de température grâce à un Bartington MS2. La reproductibilité des mesures est de l'ordre de 10^{-5} SI. Il n'est pas possible de faire des mesures d'ASM avec un tel appareil. Le même type d'appareil a été utilisé lors des diverses expériences réalisées à Marseille.

CHAPITRE 2
PRINCIPE DU THERMOPALEOMAGNETISME

I. – Temps de relaxation et température de blocage

La compréhension du mécanisme de blocage et de déblocage des grains magnétiques est fondamentale dans l'analyse de l'enregistrement paléomagnétique et notamment lors de l'étude d'ATR ou d'ATRp.

La température de blocage diffère de la température de Curie du fait de l'existence du temps de relaxation τ. Néel [1949] définit le temps de relaxation comme le temps nécessaire à un grain pour acquérir une aimantation, sous un champ H et à une température T donnés. Ce temps est une fonction de plusieurs paramètres et peut être exprimé comme fonction du rapport de l'énergie d'activation magnétique (Ea) sur l'énergie thermique (éq. 5).

Néel [1949] en donne l'expression pour un assemblage de grains monodomaines n'interagissant pas entre eux :

$$\tau = \frac{1}{C} \quad \exp\left(\frac{Ea}{kT}\right) \qquad \text{éq. 5}$$

$$Ea = \frac{V J_s h}{2} \cdot \left(1 \pm \frac{H}{h}\right)^2 \qquad \text{éq. 6}$$

or,
donc

$$\tau = \frac{1}{C} \exp\left[\frac{J_s V h \left(1 \pm H/h\right)^2}{2kT}\right] \qquad \text{éq. 7}$$

avec C : constante,
Js : l'aimantation spontanée,
h : la coercivité microscopique,
kT : l'énergie thermique,
H : le champ magnétique extérieur,
V : le volume du grain magnétique.

On constate donc que le temps de relaxation τ est une fonction du volume du grain magnétique concerné.

Lors du refroidissement d'une roche, il existe, pour un volume de grain donné, une température de blocage Tb (inférieure à la température de Curie Tc) où le temps de relaxation devient négligeable par rapport au temps de mesure, et à laquelle l'aimantation est acquise. En réalité, ce passage de l'état super paramagnétique (au-dessus de Tb) à l'état où l'aimantation du grain est bloquée (en-dessous de Tb) est progressif et s'effectue sur un intervalle de températures (ΔTb), appelé intervalle thermique de blocage du grain [Worm *et al*, 1988].

Cet intervalle thermique correspond, lors du refroidissement d'une roche, à un intervalle temporel de blocage plus ou moins long en fonction du taux de refroidissement. Cet intervalle thermique de blocage du grain est quasiment nul au voisinage de Tc mais augmente avec la différence Tc-Tb tandis qu'il diminue quand le taux de refroidissement augmente. Il est probablement inférieur à 10°C dans la plupart des cas [Dodson et Mac Clelland-Brown, 1980 et 1985]. De plus ΔTb est bien plus petit que l'intervalle thermique de blocage d'un assemblage de grains de volumes variés. Cet assemblage va acquérir son aimantation sur quelques centaines de degrés et de ce fait, chaque taille de grain va pouvoir enregistrer la direction et l'intensité du champ magnétique appliqué au moment de son blocage.

II. – Conséquences des propriétés d'additivité des ATRp

Cette loi montrée expérimentalement par Thellier [1938] et dont Néel [1949] a fournis une théorie, ne s'applique, bien entendu, qu'aux grains monodomaines. L'aimantation de la roche est la somme des aimantations produites par chaque volume de grain. L'aimantation totale de la roche est donc la somme des aimantations enregistrées à chaque incrément de temps, et donc à chaque incrément de température, si on considère une aimantation produite lors d'un refroidissement lent. La roche a alors enregistré les variations du champ géomagnétique depuis le passage en-dessous de la température de Curie.

En supposant le champ magnétique extérieur (H) très inférieur à la force coercitive microscopique (h), l'aimantation acquise à une température T_i, inférieure à Tc, pendant un temps t_i sera détruite par une chauffe en champ nul à la même température et pendant le même temps. On peut donc, en principe, par simple désaimantation thermique fine, sur un seul échantillon, avec mesure de l'aimantation rémanente à chaque palier de température, retrouver les variations du champ géomagnétique au cours du refroidissement. Il faut, en fait, que ces variations soient suffisamment longues pour être supérieures à l'intervalle temporel de blocage du grain.

La figure II-2 illustre l'acquisition d'une succession d'ATRp successivement normales et inverses lors du lent refroidissement d'une roche depuis des températures supérieures à la température de Curie. Cette figure illustre le principe de l'enregistrement thermopaléomagnétique.

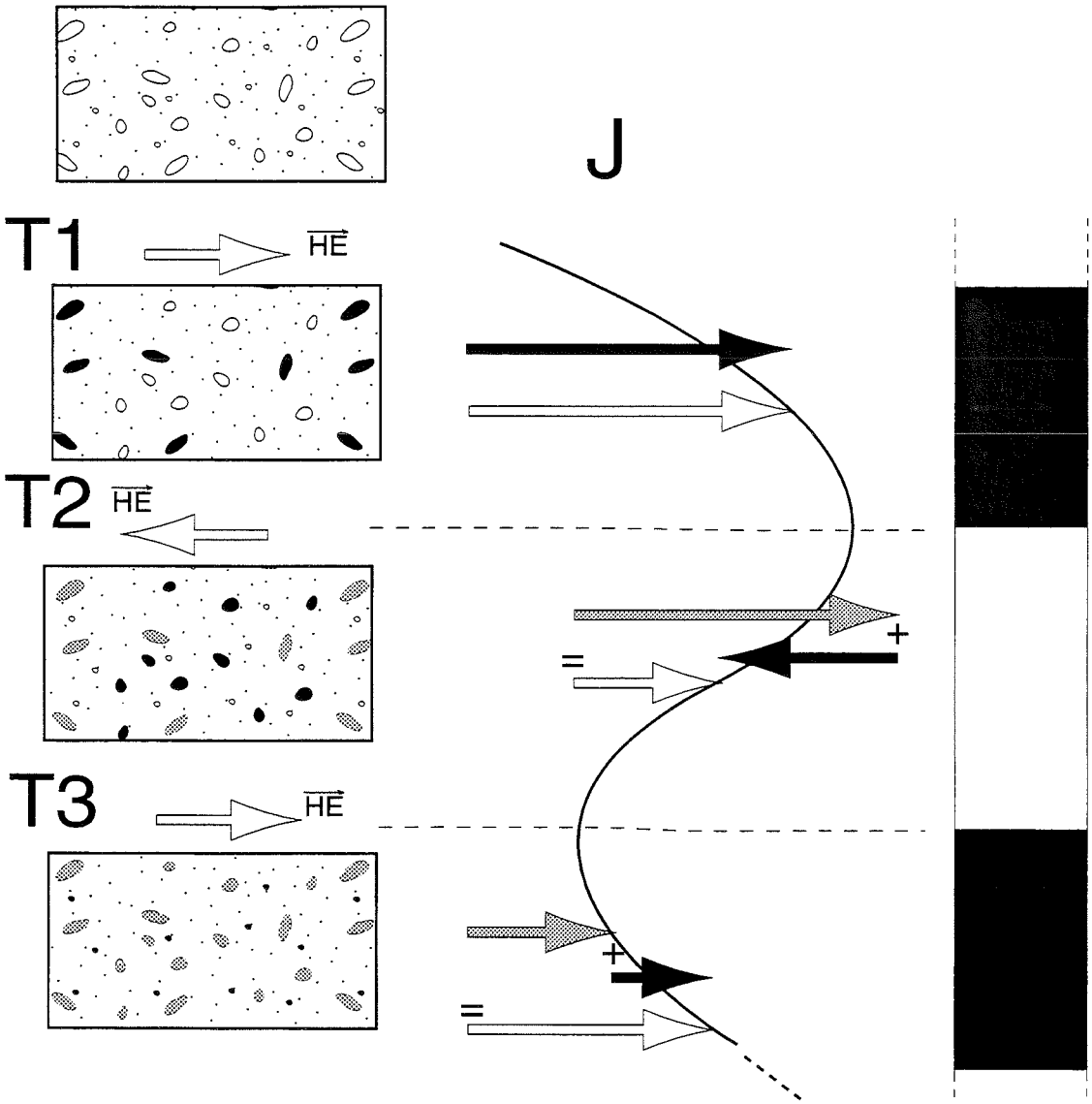


FIG. II.2. – Illustration du thermopaléomagnétisme par acquisition progressive lors du refroidissement d'une succession d'inversions du CMT. Les grains blancs ne sont pas encore aimantés ; les noirs s'aimantent entre T_i et T_{i+1} et les gris sont aimantés avant T_i.

III. – DISCUSSION SUR LES DIFFÉRENTS EFFETS DU TAUX DE REFROIDISSEMENT

A. Effet de filtre

Le processus naturel de filtrage, dû à l'intervalle temporel (thermique) de blocage des grains (ΔTb), est fonction du taux de refroidissement. Cet intervalle diminue quand le taux de refroidissement augmente. Un événement d'une durée donnée pourra être enregistré sur un espace thermique fonction du taux de refroidissement. Les événements que l'on pourra mettre en évidence sont donc fonction de l'ordre de grandeur du taux de refroidissement.

Ainsi les variations du pôle géomagnétique associées à la dérive des continents ont pu être mises en évidence dans des roches précambriennes ayant subi un refroidissement de l'ordre de 1°C / Ma [Dodson et Mac Clelland-Brown, 1985].

Sur une échelle de temps beaucoup plus courte, c'est-à-dire avec un taux de refroidissement beaucoup plus rapide, les inversions du champ magnétique terrestre (CMT) qui se produisent sur quelques milliers d'années peuvent être enregistrées par des intrusions granitiques se refroidissant à une vitesse de l'ordre de 1°C / 100 ans. Les études de Dodson *et al.* [1978] et Williams et Fuller [1982] sont de bons exemples de tels enregistrements.

Entre ces deux échelles de temps, la vitesse d'exhumation (entre 10 et 100°C / Ma) de certaines roches métamorphiques pourrait permettre d'enregistrer une succession d'inversions du CMT en nombre suffisant pour qu'une tentative de corrélation avec l'échelle magnétostratigraphique ait des chances d'aboutir. C'est sur cette idée que repose l'ensemble de mon travail.

Le taux de refroidissement et éventuellement ses variations sont très importants. En effet, plus celui-ci sera rapide, plus un espace temporel donné (un chrone

par exemple) sera enregistré sur un espace thermique important (fig. II-3) et donc facilement mis en évidence par une désaimantation thermique.

Un chrone ne pourra être enregistré si sa durée est plus courte que la constante temporelle de refroidissement (cooling time constant), définie comme ΔTb (intervalle thermique de blocage du grain) divisé par le taux de refroidissement. Ce problème est important car toute corrélation avec l'échelle magnétostratigraphique doit en tenir compte.

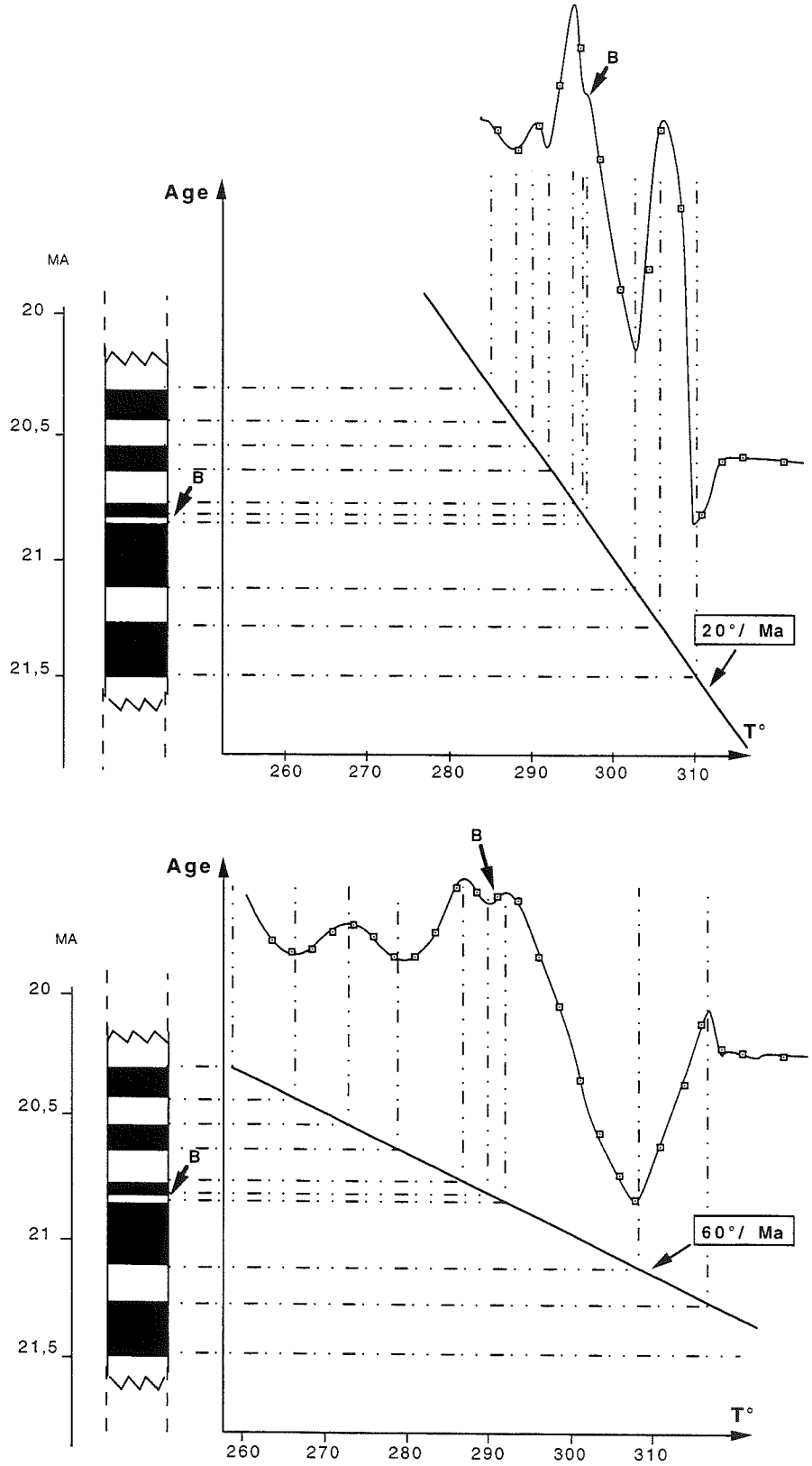


FIG. II.3. – Schéma théorique montrant l'influence du taux de refroidissement sur le signal (effet de filtre ou de lissage). Le petit événement B est totalement filtré avec un taux de refroidissement lent (en haut) tandis qu'il est bien visible avec un taux de refroidissement rapide (en bas).

B. Effet sur l'égalité température de blocage / température de déblocage

En faisant l'hypothèse que le champ magnétique extérieur (H) est très inférieur à la force coercitive microscopique (h) c'est à dire : H«h et que, à une température donnée, un grain s'aimante ou se désaimante exactement en un temps t égal au temps de relaxation τ, la relation entre le temps et les températures de blocage et de déblocage (Ti) peut s'exprimer, d'après Pullahia *et al.* [1975], par l'équation :

$$B = \frac{T_2 . \log(C\tau_2)}{Js(T_2).h(T_2)} = \frac{T_1 . \log(C\tau_1)}{Js(T_1).h(T_1)} \qquad \text{éq. 8}$$

avec B : le paramètre de blocage, C : la fréquence caractéristique des fluctuations thermiques, Js : l'aimantation spontannée, et h : la force coercitive microscopique. Un grain ayant un volume et une force coercitive microscopique (h) donnés, possède un temps de relaxation τ_1 à une température T_1 et un temps de relaxation τ_2 à une température T_2.

Si la dépendance en température de Js et h est connue, il est possible d'établir, dans un diagramme τ/T, les courbes d'isovaleur du paramètre de blocage B. Pour l'hématite et la magnétite, ces courbes ont été élaborées par Pullahia *et al.* [1975] et reportées sur la figure II-4. L'égalité des températures de déblocage et de blocage est bonne à proximité de la température de Curie. Dès que l'on s'en éloigne et dès que les temps pendant lesquels s'aimante un grain sont différents, l'écart de températures croît rapidement et peut approcher les cent degrés.

Si nous pouvons relier le taux de refroidissement au temps de relaxation, ces courbes nous permettent de corriger l'effet, sur les température de déblocage, de la différence entre le taux de refroidissement lent lors l'acquisition de l'aimantation pendant le métamorphisme et le taux de refroidissement rapide lors de la restitution au laboratoire, c'est à dire de retrouver la température de blocage réelle au moment du refroidissement post-métamorphique.

En ce qui concerne la pyrrhotite, qui nous intéresse particulièrement, ces courbes n'ont, à ma connaissance, pas encore été publiées et il sera nécessaire de les établir afin de prendre en compte la vitesse de refroidissement dans notre interprétation. Ce travail fera l'objet d'un développement et d'une discussion dans la troisième partie de ce mémoire

C. Effet sur les valeurs des paléointensités du Champ Magnétique Terrestre (CMT)

La différence de plusieurs ordres de grandeur entre le refroidissement lent d'une roche métamorphique (de 10 à 100°C/Ma) et le refroidissement de la même roche au laboratoire (100°C/heure) influence la valeur de l'intensité de l'ATR.

Les travaux à ce sujet [Dodson et Mac Clelland-Brown, 1980 ; Fox et Aitken, 1980 ; Halgedahl *et al.*, 1980 ; Walton, 1980 ; Biquand, 1994] ont clairement montré que plus le refroidissement est lent, plus l'intensité de l'ATR est faible et donc plus la paléointensité déterminée par la méthode de Thellier par exemple, est surestimée. Les paléointensités déterminées à partir d'ATR portées par des roches métamorphiques seraient donc des valeurs maximales.

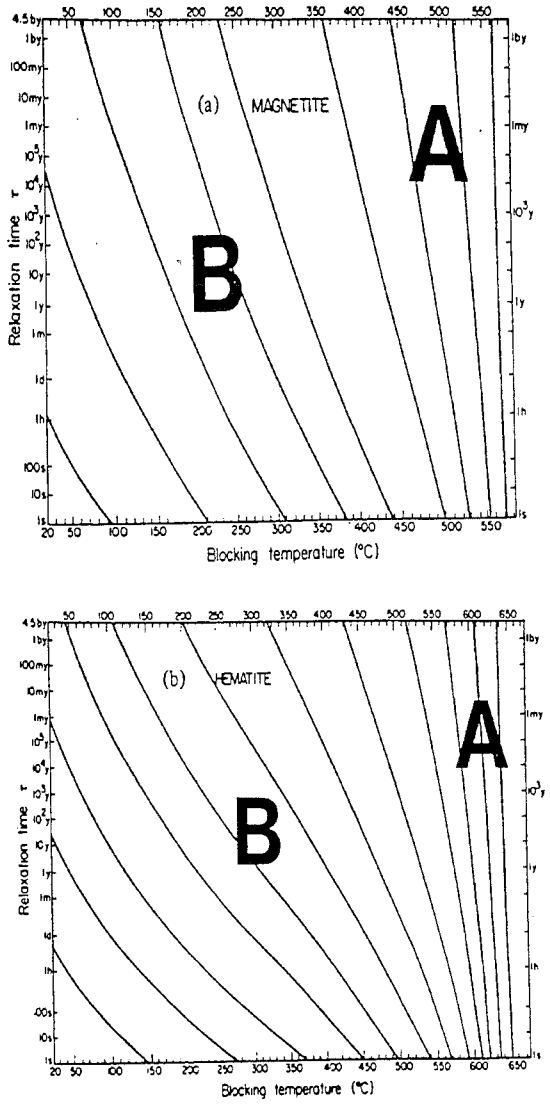


FIG. II.4.- Courbes d'isovaleur du paramètre de blocage pour la magnétite (a) et pour l'hématite (b) d'après Pullaiah *et al.* [1975] montrant deux domaines (A et B). A: domaine où la température de déblocage est peut affectée par une différence de taux de refroidissement : B: domaine où il est nécessaire de tenir compte de la différence de taux de refroidissement entre acquisition et perte de l'aimantation.

IV. – Les conditions d'utilisation du thermopaléomagnétisme

Dans le cas d'une roche métamorphique, les porteurs de l'ARN doivent être monodomaines, afin que la température de blocage soit égale à la température de déblocage et ce pour un taux de refroidissement identique. De plus l'ARN doit être acquise pendant le refroidissement sur une gamme de températures suffisamment large afin que des inversions du Champ Magnétique Terrestre (CMT) puissent être enregistrées. Cette ARN doit être une ATR ou une somme d'ATRp et il est préférable qu'il n'y ait qu'une seule phase magnétique dans les échantillons étudiés.

Chacune de ces conditions est indispensable pour que les fluctuations de l'intensité de l'ARN restante après chaque palier de température puissent être interprétées en terme d'une succession d'ATRp successivement normales et inverses.

Le point capital est toutefois la qualité monodomaine des porteurs de l'ARN et la présence d'une seule phase magnétique. Les autres conditions dépendent notamment de la température atteinte lors du métamorphisme dans le secteur étudié.

V. – La légitimité de l'application du thermopaléomagnétisme : expériences sur les ATRp artificielles

Dans le but de vérifier la loi d'additivité des ATRp [Thellier, 1938] dans les roches étudiées, c'est à dire la qualité monodomaine des grains de pyrrhotite, une succession d'ARTp a été créée, à Marseille, dans plusieurs échantillons et sous un champ de 54 µT. Les échantillons sont toujours mis à la même place dans le four. L'aimantation restante après chaque palier de désaimantation a été mesurée avec le magnétomètre cryogénique 2G.

Une première expérience a été réalisée en contrôlant la vitesse de refroidissement et en changeant le sens du champ à des températures connues. Cette expérience aurait pu être fort intéressante puisque qu'elle nous aurait permis d'appréhender l'effet de différents taux de refroidissement. Malheureusement, lors des désaimantations, je me suis rendu compte que les échantillons ne suivaient pas la loi de refroidissement programmée mais restaient une quarantaine de degrés plus chaud probablement à cause de l'inertie thermique. Les inversions enregistrées théoriquement à relativement haute température sont en fait appliquées alors que l'échantillon est encore au-dessus de sa température de Curie.

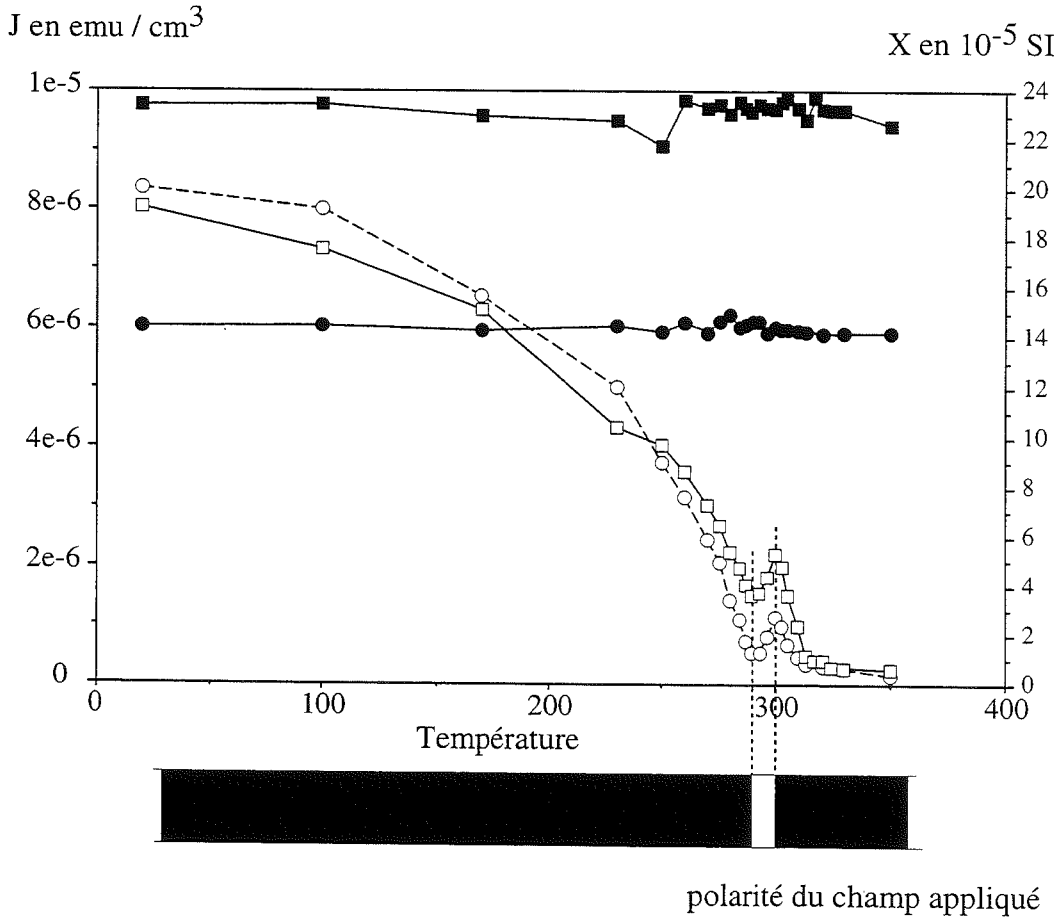
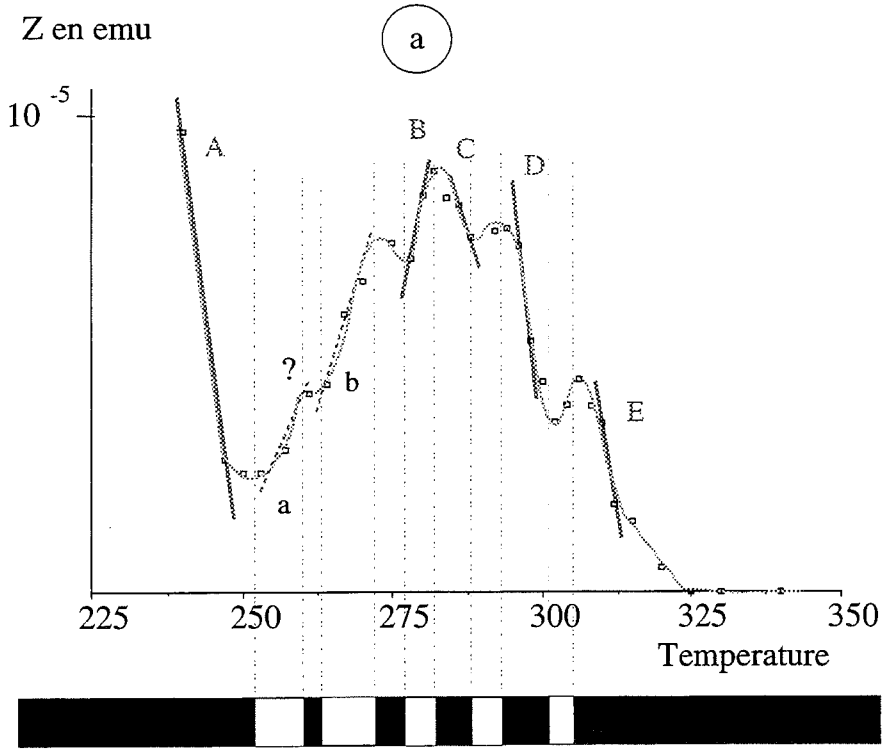


Fig. II.5. – Courbes de désaimantation thermique progressive d'ATRp acquises en laboratoire pour deux échantillons montrant l'évolution de la susceptibilité (X en symboles noirs) et de l'intensité de l'aimantation (J en symboles blancs). La température de déblocage est égale à la température de blocage attendue.



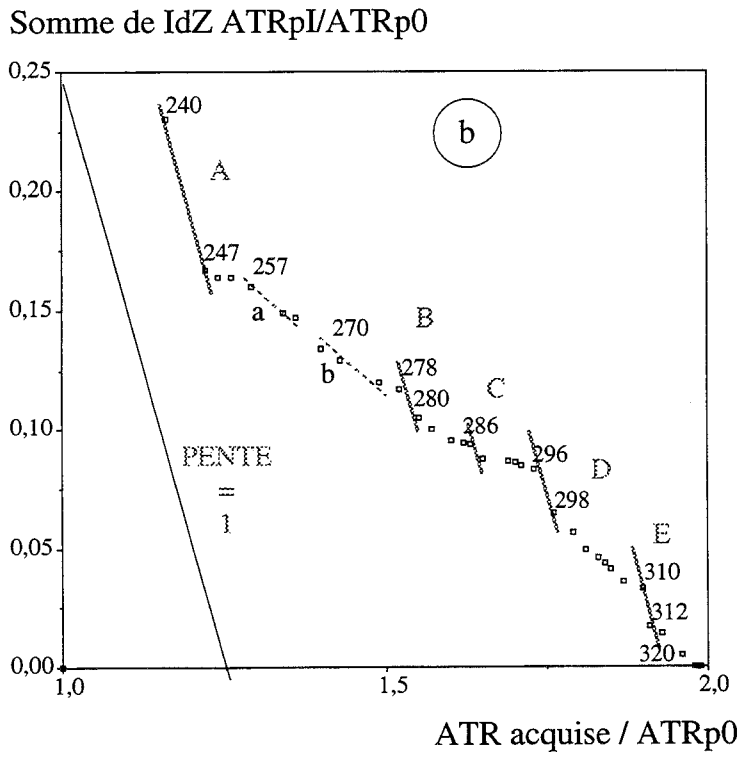


FIG. II.6. – a : Désaimantation thermique de 11 ATRp successives montrant une bonne correspondance entre les températures de blocage et de déblocage. b : Graphique paléointensité (somme de la valeur absolue de dZ de l'ATRp normalisée à l'ATRp mesurée à température ambiante en fonction de l'ATR acquise 32normalisée à l'ATRp mesurée à température ambiante) montrant une pente voisine de 1 c'est à dire une bonne détermination de la paléointensité, pour les segments nommés par une lettre.

Une seconde expérience a été réalisée comme suit :

- chauffe des échantillons à 350°C puis refroidissement jusqu'à température ambiante dans un champ positif parallèle à l'axe Z de l'échantillon, qui est aussi l'axe Z du magnétomètre (axe ayant une meilleure sensibilité que les deux autres) ;
- seconde chauffe, à 300°C, sans sortir les échantillons de l'enceinte protectrice du four, puis refroidissement jusqu'à température ambiante dans un champ de même intensité mais inverse du précédent ;
- troisième chauffe, à 290°C, sans sortir les échantillons de l'enceinte protectrice du four, puis refroidissement jusqu'à température ambiante dans le même champ que la première.

Les chauffes lors de la désaimantation sont réalisées avec les mêmes paramètres mais en champ nul.

Ces précautions sont prises afin d'être sûr que la température atteinte par les échantillons lors de la première chauffe sera sensiblement la même que celle atteinte lors de la désaimantation.

La figure II-5 montre les résultats de la désaimantation. La susceptibilité ne montre pas de changement significatif, indiquant que la minéralogie magnétique est stable. Nous constatons également que la température de blocage est exactement égale à la température de déblocage.

Une troisième expérience à été réalisée dans les mêmes conditions mais avec 11 ATRp successives afin de modéliser un signal analogue au signal observé à partir des désaimantations de l'ARN des échantillons de la région de Bourg d'Oisans. La figure II-6a montre que l'échantillon est capable d'enregistrer une succession de chrones en température. **Nous proposons de les nommer : thermochrones**. Le thermochrone enregistré théoriquement sur 3°C entre 258 et 261°C n'est pas clairement mis en évidence lors de la désaimantation. Toutefois les segments 1 et 2 de la figure II-6 ne sont pas alignés, ce qui suggère un effet de l'ATRp enregistrée sur 3°C. Encore une fois, la température de déblocage est égale à la température de blocage avec cependant un bruit non négligeable probablement dû à la non reproductibilité exacte des températures entre deux chauffes au même palier et aux erreurs de mesures de l'intensité dues aux fluctuations de la ligne de base du magnétomètre.

Pour compléter cette expérience, une ATR totale a ensuite été acquise dans le même champ de 54 µT et désaimantée dans les même conditions. Cette expérience a été réalisée dans le but de comparer les pentes des ATRp et de l'ATR, donc de tester la capacité de nos échantillons à fossiliser l'intensité du champ magnétique. La figure II-6b montre la comparaison de ces ATRp avec l'ATR sur un graphique type paléointensité. Ce résultat suggère que les échantillons étudiés sont capables d'enregistrer l'intensité du champ appliqué sur des thermochrones suffisamment longs. Entre les segments A et B, il n'y a pas de pente voisine de 1, il est possible que la qualité de l'additivité des ATRp soit réduite dans cette gamme de température (280-250°C) sans qu'une explication satisfaisante puisse être donnée.

Il est donc clair que les grains présents dans les échantillons étudiés peuvent être considérés comme monodomaines. Ceci légitime l'application des principes du thermopaléomagnétisme exposés ci-dessus.

CHAPITRE 3
MÉTHODE MISE AU POINT POUR L'ÉTUDE DES MÉTASÉDIMENTS LIASIQUES DE LA ZONE DAUPHINOISE

I. – Historique des travaux antérieurs sur le thermopaléomagnétisme

L'enregistrement des variations du Champ Magnétique Terrestre (CMT) lors du refroidissement de roches métamorphiques est très peu étudié. Le chapitre 2 de la présente partie a montré les difficultés pour retrouver avec certitude un tel enregistrement. Dodson et Mac Clelland-Brown [1985] ont montré la possibilité d'un tel enregistrement dans des roches précambriennes.

L'utilisation des principes du thermopaléomagnétisme en temps que marqueur de l'évolution thermique « tardive » d'une chaîne de montagne est due à la découverte d'une ATR acquise pendant ou après le métamorphisme. En ce qui concerne les Alpes occidentales, et plus particulièrement la zone dauphinoise en arrière (à l'Est) des massifs cristallins externes, la présence de pyrrhotite aimantée postérieurement à la déformation principale [Rochette et Lamarche, 1986 et Rochette, 1987b] peut permettre un tel développement.

Dans une première communication, Ménard et Rochette [1988] montrent la présence de bandes cartographiques de polarité successivement normales et inverses. Par la suite, Ménard et Rochette [1990] proposent, dans une note préliminaire, d'utiliser des successions de polarités normales et inverses pour retrouver l'évolution du couple température - âge. Ce nouvel outil est alors baptisé thermopaléomagnétisme.

Les travaux de Ménard et Rochette [1990], Rochette et Ménard [1990] et de Rochette *et al.* [1992b] sont les premiers à montrer la possibilité de l'enregistrement d'une succession d'ATRp. Les désaimantations de Rochette *et al.* [1992b] sont interprétées sans contrôle sur la qualité monodomaine de la pyrrhotite. Ceci a été vérifié dans le chapitre 2, paragraphe V de la 2e partie.

Le présent travail est la suite logique des travaux antérieurs. Je vais essayer de prouver la réalité d'un tel signal et d'en tirer le maximum d'informations.

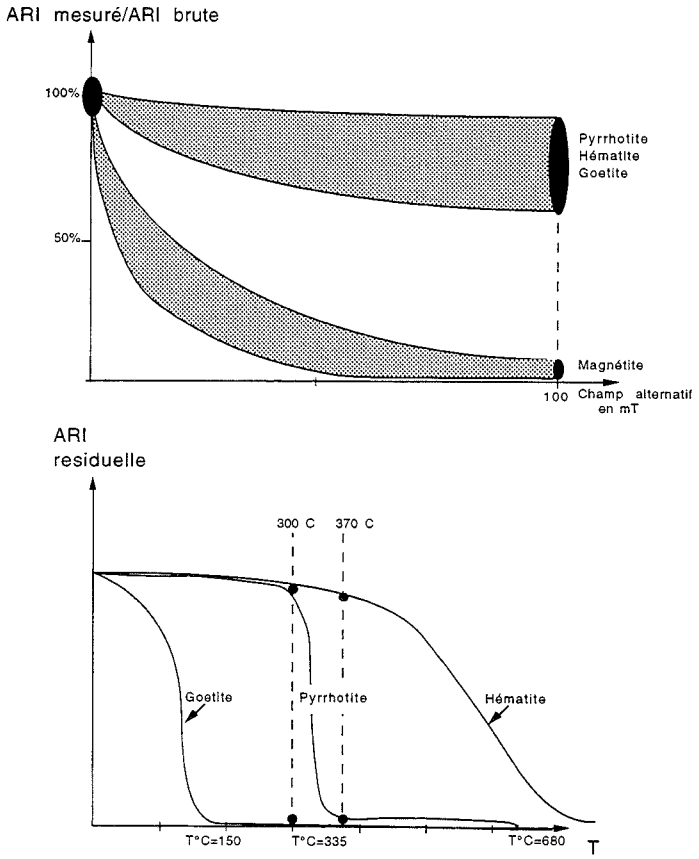


Fig. II.7. – Illustration de la méthode employée pour une détermination rapide de la minéralogie magnétique. Les zones noires correspondent aux mesures.

II. – Les premiers résultats et les problèmes soulevés

A. Composition minéralogique

1. Désaimantation mixte de l'ARI

Cette méthode de détermination rapide associe à la fois les propriétés du champ coercitif et les propriétés thermiques des principaux minéraux magnétiques [Rochette, 1988a]. Elle nécessite une série de mesures, explicitée ci-après et illustrée par la figure II-7 :

-acquisition d'une ARI par application d'un champ fort (1,5 Tesla) pendant quelques secondes,

- désaimantation par champ alternatif à 100 mT,
- désaimantation par chauffe à 300°C,
- désaimantation par chauffe à 370°C.

Ces opérations ont été effectuées avec, chaque fois, mesure de l'intensité du vecteur aimantation restant. La détermination des minéraux porteurs de l'aimantation se fait ensuite comme suit :

*ARI 100 mT/ARI brute > 50 % -> présence de Pyrrhotite, d'Hématite ou de Gœthite car champ coercitif > 100 mT.

*ARI 100 mT/ARI brute < 15 % -> présence de Magnétite car champ coercitif < 100 mT.

*ARI 300°C/ARI 100 mT > 30 %
et ARI 370°C/ARI 100 mT < 10 % -> présence de Pyrrhotite car T° de Curie voisine de 335°C.

*ARI 370°C/ARI 100 mT > 20 % -> présence d'Hématite.

*ARI 300°C/ARI 100 mT < 20 % -> présence de Gœthite car T° de Curie voisine de 150°C.

Le tableau II-3 récapitule les résultats obtenus sur différents types d'échantillons provenant des calcaires marneux du Lias de la région de Bourg d'Oisans, du flysch des Aiguilles d'Arves près de Montricher (Vallée de la Maurienne, Savoie), et pour comparaison des basaltes de Black Mountain (Nevada, USA) dont la géochimie a été étudiée par Blein [1996].

Le gros avantage de cette méthode est qu'elle peut être mise en oeuvre sur des chutes, non orientées sur le terrain, dont on ne connaît pas le volume ou le poids, puisque l'on se sert uniquement de rapports exprimés en %. L'utilisation de chutes permet de conserver intacts des échantillons orientés dont on pourra tirer d'autres informations (direction, intensité par exemple).

Cette méthode n'est pas très rigoureuse mais permet néanmoins de se faire une idée rapide de la minéralogie magnétique et éventuellement d'éliminer un certain nombre de sites ou d'échantillons. L'identification rigoureuse de la pyrrhotite se faisant ultérieurement par désaimantation thermique complète.

2. Désaimantation de l'ARN

Une trentaine de spécimens ont été désaimantés par champ alternatif. La moitié a été traitée à Marseille et mesurée malheureusement sur le Molspin. Les résultats obtenus ne sont pas utilisables. La seconde moitié a été désaimantée à Montpellier avec mesure sur le magnétomètre CTF. Les résultats de quelques spécimens représentatifs où les paliers présentant probablement une Aimantation Rémanente Anhystérétique (ARA) acquise lors de la désaimantation ont été supprimés (fig. II-8). Nous constatons qu'après désaimantation à 100 mT il reste plus de la moitié de l'aimantation initiale. Ceci confirme l'absence de porteur magnétique de faible coercivité comme la magnétite.

Les désaimantations thermiques montrent un comportement particulier avec en général une bonne linéarité des différentes composantes. De plus, la plupart du temps, plus aucune aimantation cohérente n'est mesurable avec le magnétomètre cryogénique CTF, au-dessus

Echantillon	Provenance	ARI 0	ARI 100mT	ARI 300°C	ARI 370°C	100/0 %	300/100 %	370/100 %	min 1	min 2
GMb6b	Lias Grand'Maison	8,142E-02	4,416E-02	1,914E-02	1,296E-03	54,24	43,34	2,93	pyrrhotite	
GMb7b	Lias Grand'Maison	2,160E-01	1,757E-01	1,081E-01	8,190E-02	81,34	61,50	46,61	hématite	
P'X1d	Lias Grand'Maison	1,838E-01	1,139E-01	4,115E-02	9,371E-04	61,97	36,13	0,82	pyrrhotite	
P'Z2b	Lias Oulles	8,648E-02	5,766E-02	2,243E-02	4,474E-03	66,67	38,91	7,76	pyrrhotite	
P"D2b	Lias Oulles	2,316E-01	1,631E-01	4,905E-02	8,729E-03	70,43	30,07	5,35	pyrrhotite	
P"E1b	Lias Oulles	1,623E-01	1,306E-01	4,984E-02	6,529E-03	80,48	38,16	5,00	pyrrhotite	
P"P3b	Lias Huez	1,869E-01	1,031E-01	5,586E-02	1,356E-02	55,16	54,18	13,15	pyrrhotite	hematite
P"T7b	Lias Huez	2,210E-01	1,388E-01	5,502E-02	1,652E-02	62,80	39,64	11,90	pyrrhotite	
P°Q2som	Lias Allemont	3,421E-01	2,652E-01	5,372E-02	1,799E-03	77,51	20,26	0,68	pyrrhotite	goethite
P°Q3som	Lias Allemont	3,046E-01	1,988E-01	4,307E-02	1,594E-03	65,26	21,67	0,80	pyrrhotite	magnetite
P°Rb1a	Lias Allemont	2,244E-01	1,573E-01	5,918E-02	4,902E-03	70,10	37,62	3,12	pyrrhotite	
PG6c	Lias Allemont	3,340E-01	2,574E-01	1,184E-01	1,871E-03	77,07	46,00	0,73	pyrrhotite	
P°W6bas	Lias Oulles	1,344E-01	6,868E-02	1,011E-02	1,426E-03	51,10	14,72	2,08	goethite	
P°W4som	Lias Oulles	2,620E-01	9,551E-02	1,441E-02	5,053E-03	36,45	15,08	5,29	goethite	
Kb1	Flysch Montrichier	7,978E-03	5,059E-03	2,993E-03	1,882E-03	63,41	59,15	37,19	hématite	
Ka1	Flysch Montrichier	2,615E-02	8,488E-03	5,500E-03	3,332E-03	32,46	64,79	39,25	hématite	
K1som	Flysch Montrichier	8,296E-02	2,242E-02	6,529E-03	2,496E-03	27,03	29,12	11,13	pyrrhotite	magnetite
K7bas	Flysch Montrichier	5,358E-02	1,574E-02	9,383E-03	1,429E-03	29,37	59,63	9,08	pyrrhotite	magnetite
G21som	Basalte Black Mountain	6,930E+01	2,609E+00	4,885E-01	4,008E-01	3,76	18,72	15,36	magnetite	
G11som	Basalte Black Mountain	7,708E+01	1,102E+00	2,635E-01	1,831E-01	1,43	23,90	16,61	magnetite	
G33som	Basalte Black Mountain	9,369E+01	2,373E+00	3,429E-01	3,486E-01	2,53	14,45	14,69	magnetite	
L13som	Basalte Black Mountain	2,374E+02	1,403E+01	6,502E+00	5,382E+00	5,91	46,34	38,36	magnetite	
L34som	Basalte Black Mountain	2,390E+01	3,736E-01	1,929E-01	1,748E-01	1,56	51,64	46,79	magnetite	

Tabl. II-3. – Résultats des désaimantations mixtes de l'ARI pour certains échantillons issus du Lias de la zone dauphinoise et du flysch de la zone dauphinoise interne ainsi que des basaltes de Black Mountain, riches en magnétite, pour comparaison. Explication dans le texte.

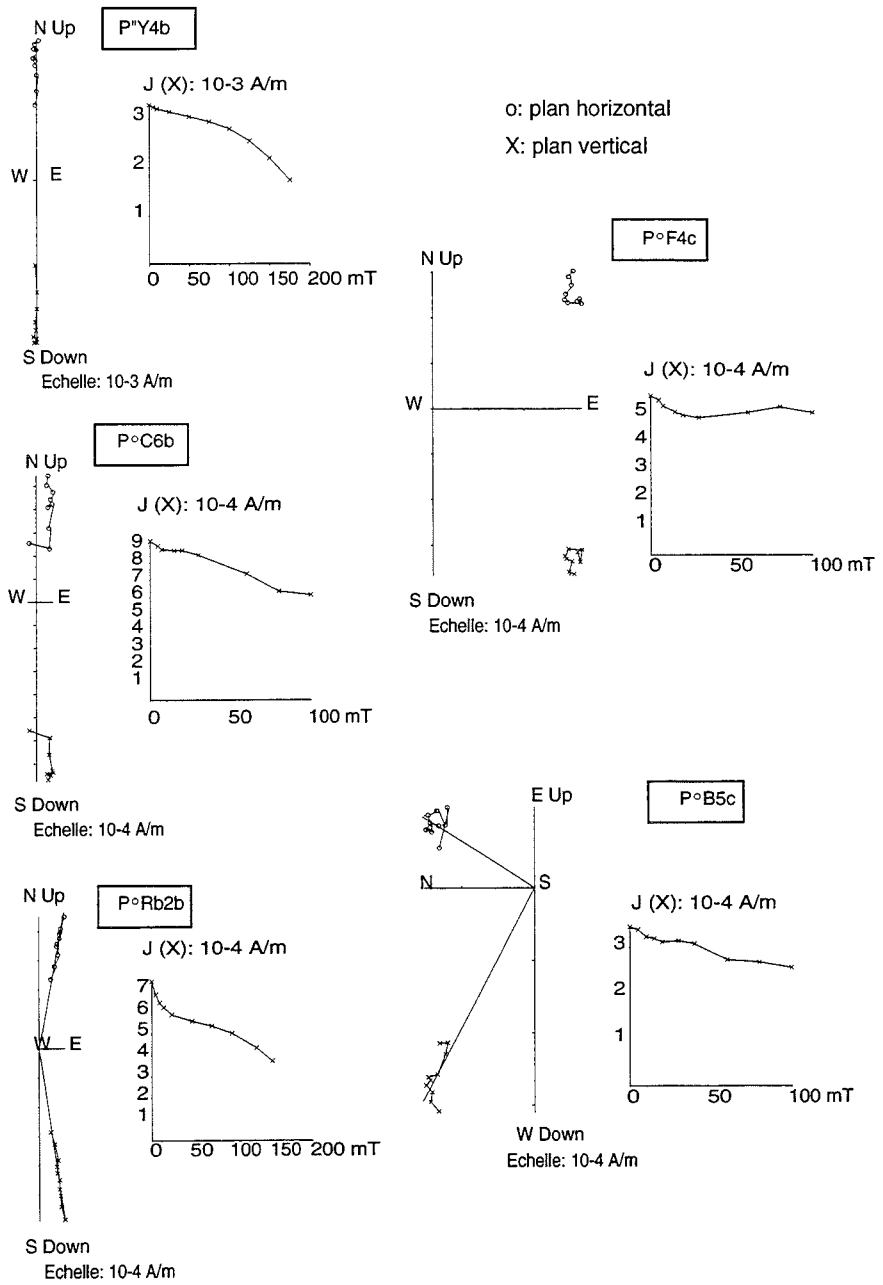


FIG. II.8. – Désaimantation par champ alternatif de quelques spécimens représentatifs. L'échantillon P°Rb2b montre une composante à faible coercivité qui pourrait correspondre à de la magnétite.

de 310 - 330°C. Ceci suggère encore une fois la présence de pyrrhotite et va nous permettre de caractériser les différentes composantes successivement désaimantées.

3. Désaimantation thermique de l'ARI

Ces désaimantations ont été réalisées dans le but de tester l'éventualité d'auto-inversion (voir § C-1 ci-après). Ces désaimantations effectuées à Marseille montrent clairement la présence d'une seule phase avec une température de Curie entre 285 et 325°C. (fig. II-9). Cette dispersion des températures de Curie pose le problème de l'homogénéité de la température dans le four utilisé à moins que les différents spécimens aient des température de Curie différentes ce qui semble a priori peu probable. L'ensemble de ces expériences montre clairement la présence de pyrrhotite. A chaque fois qu'un doute est permis sur la présence d'une autre phase, l'échantillon est systématiquement éliminé des désaimantations thermiques et des analyses thermo-paléomagnétiques, mais ceci est rare (deux ou trois spécimens sur l'ensemble).

B. Linéarité des diagrammes orthogonaux dit de Zijderveld [1967]

L'analyse des diagrammes de Zijderveld (Annexe 1) de la plupart des échantillons montre une seule direction globale, bien que de nombreuses composantes puissent

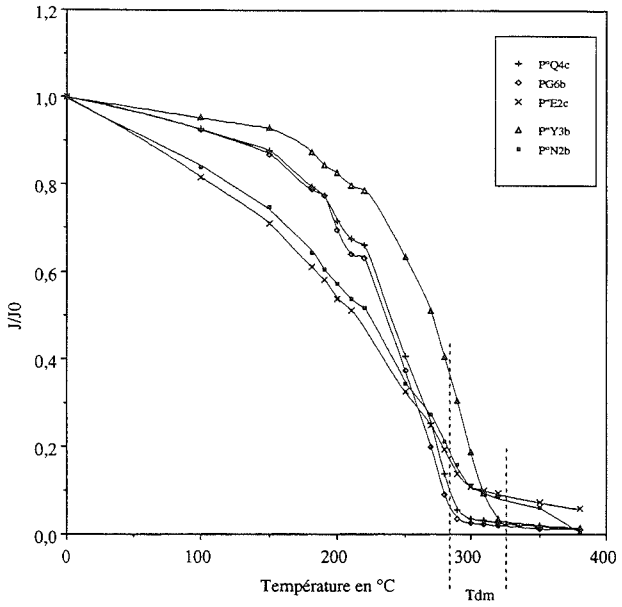


FIG. II.9. – Désaimantation thermique d'une ARI montrant des températures de déblocage maximum entre 285 et 325°C attestant la présence de pyrrhotite.

être extraites de ce signal. Sur l'exemple du spécimen P"O3a (fig. II-10), on peut remarquer que le diagramme de Zijderveld ainsi que la courbe J = f (T) montrent des composantes normales et inverses enregistrées lors de la désaimantation. Afin de pouvoir poursuivre le raisonnement, il est nécessaire de savoir si ces composantes successives sont colinéaires. La figure II-11 montre la projection des composantes issues de l'analyse du spécimen P"O3a. Il est clair que ces composantes ont des directions sensiblement différentes. Toutefois ces composantes sont pour la plupart définies par deux points de mesure et de nombreuses erreurs peuvent être à l'origine de cette diffférence. Afin de tester si les directions de ces composantes sont significativement différentes, il est nécessaire d'utiliser un plus grand nombre d'échantillons afin de s'affranchir statistiquement du bruit de mesure (erreur d'orientation, de mesure,...).

Sur l'ensemble des spécimens de la route d'Oulles où la concentration des sites échantillonnés permet de s'affranchir des problèmes de basculements, ces composantes ont été extraites quand cela était possible. La statistique de Fisher [1953] est alors utilisée, sur chacune de ces composantes, pour déterminer la direction moyenne et l'angle d'ouverture du cône de confiance pour un niveau de 95 % (Tabl. II-4). La figure II-12 montre la projection dans un seul hémisphère de ces directions moyennes et de leur cône de confiance. Nous constatons que tous ces cônes se recoupent. Il est donc probable que toutes ces composantes aient statistiquement la même direction.

Bien entendu, comme nous l'avons vu pour le spécimen P"O3a, les mesures individuelles sont plus dispersées. Nous supposerons toutefois que les écarts à la linéarité sont, pour la plupart des échantillons, liés à des erreurs de superposition des repères de l'échantillon et de l'appareil de mesure. Ceci nous permet de raisonner uniquement en terme de fluctuations de l'intensité du vecteur aimantation restant après chaque étape de traitement.

C. Interprétation des courbes de désaimantation thermique

1. Discussion sur l'effet des auto-inversions

Néel [1951] est le premier à avoir suggéré théoriquement l'existence de plusieurs mécanismes physiques ou chimiques selon lesquels l'aimantation d'une roche peut prendre une direction opposée à celle du champ magnétique (supposé relativement faible) qui lui a donné naissance à chaud.

Les mécanismes physiques ou chimiques d'auto-inversion applicables à un système à une seule phase magnétique font nécessairement intervenir la notion de polydomaine.

Nous avons vu que dans le cas de polydomaine, la loi d'additivité des ATRp et donc le principe du thermo-paléomagnétisme ne sont pas valables.

Pour les systèmes possédant plusieurs phases magnétiques, le mécanisme d'auto-inversion est différent. Néel [1951] examine les conditions d'apparition du phénomène dans un mélange de 2 constituants ferromagnétiques à température de Curie différente. Le consti-

Composante	Polarité	GDéc	Ginc	a95	K	N
Sous T°C (1)	I	185,45	-50,41	2,6	104	29
PQ (2)	N	5,03	49,9	10,5	34	7
OP (3)	I	181,81	-51,72	3,2	95	22
NM (4)	I	193,4	-51,76	5,1	47	18
ML (5)	N	13,08	54,89	4,8	30	31
KJ (6)	N	2,8	57,59	5,3	54	15
FG (7)	N	12,22	52,4	9,4	67	5
EF (8)	I	185,93	-57,56	16,1	24	5
IH (9)	N	2,96	40,49	13,9	24	6
DE (10)	N	22,81	50,92	10,9	129	3

TABL. 4. – Direction, en coordonnées géographiques, des composantes extraites des spécimens avec leurs paramètres de Fisher.

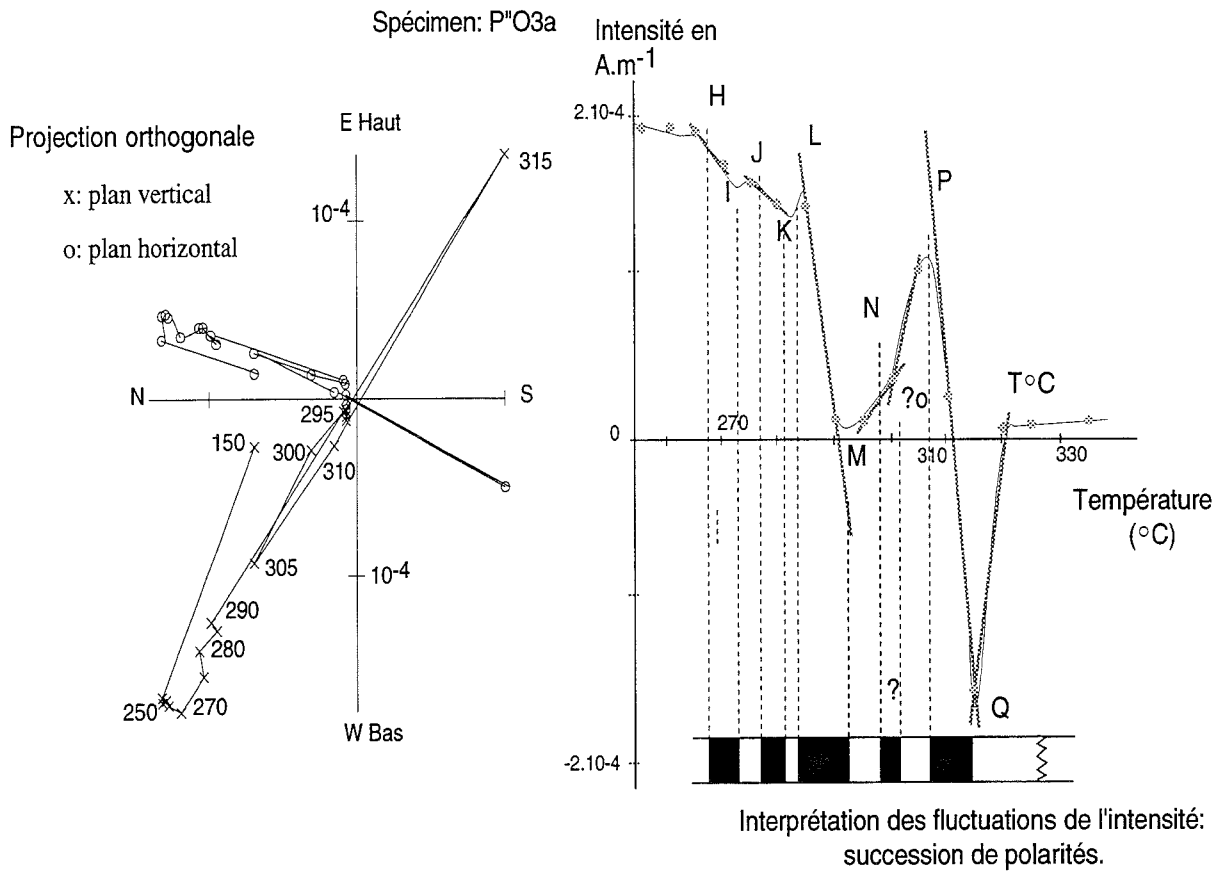


FIG. II.10. – Diagramme de Zijderveld et courbe de désaimantation thermique du spécimen P"O3a montrant les différentes composantes normales et inverses successivement enregistrées lors du refroidissement.

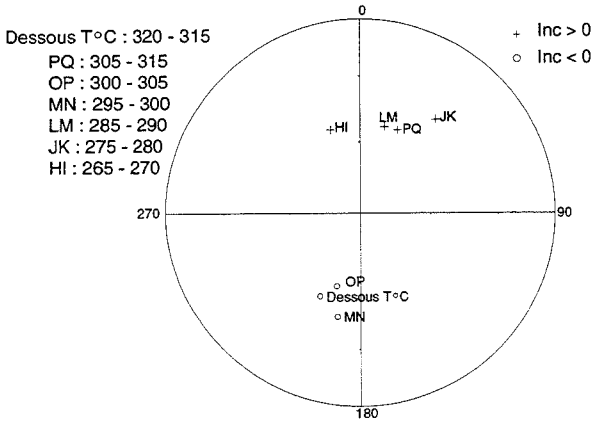


FIG. II.11. – Projection (Schmitt) des différentes mises en évidence dans le spécimen P"O3a.

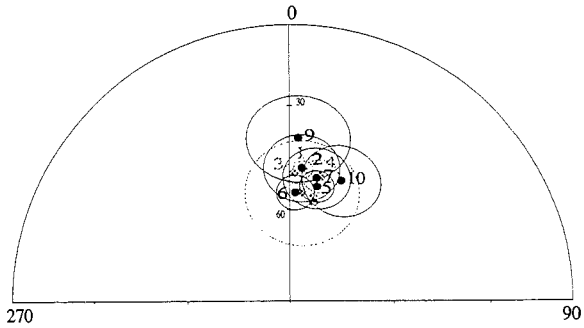


FIG. II.12. – Projection (Schmitt) dans un seul hémisphère des moyennes et de leur cône de confiance montrant la direction commune des polarités inverses et normales. En gris : polarité inverses ; en noir : polarité normales.

tuant ayant la Tc la plus basse peut s'aimanter en sens inverse du champ extérieur (le champ terrestre par exemple) sous l'action du champ démagnétisant dû à l'autre phase.

La quasi totalité des auto-inversions mises en évidence dans la nature font intervenir 2 phases magnétiques.

En ce qui concerne la pyrrhotite, l'auto-inversion a été pour la première fois observée en laboratoire dans une marne par Everitt [1962]. Puis Bhimasankaram [1964] observe que les inversions dans des pyrrhotites naturelles et synthétiques se produisent entre deux composantes avec des températures de Curie de 560°C et 310°C.

Les auto-inversions dans la pyrrhotite ne sont possibles que si ce minéral coexiste avec une autre phase magnétique, par exemple la magnétite [Bina et Daly, 1994].

Le terme de « pyrrhotite » couvre en fait un groupe de différents minéraux avec différentes stœchiométries cristallisant dans différents systèmes et avec des comportements magnétiques variés [e. g. Ward, 1970 ; Schwarz et Harris, 1970 ; Schwarz et Vaughan, 1972 ; Schwarz, 1975 ; Benett et Graham, 1980].

La pyrrhotite monoclinique et la pyrrhotite hexagonale sont souvent en lamelles inter-stratifiées [Dekkers, 1988] et une telle coexistence pourrait être responsable de phénomène d'auto-inversion. Pour tester une telle éventualité dans les échantillons collectés dans la région de Bourg d'Oisans, j'ai réalisé au laboratoire de Marseille, une désaimantation thermique progressive de l'ARI. Afin d'avoir une référence, 2 échantillons provenant du Lias helvétique de la couverture des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales, Suisse) ont été étudiés. Ces échantillons proviennent des sites G (Furka Pass) et J (Nufenen Pass) étudiés par Rochette [1987b et 1988a] dans lesquels l'auteur a mis en évidence la présence de pyrrhotite hexagonale.

La figure II-13 montre les courbes de désaimantation obtenues sur quelques échantillons représentatifs. Le comportement particulier de l'échantillon J12 est interprété comme l'auto-inversion de la pyrrhotite hexagonale sous l'effet du champ crée par la pyrrhotite monoclinique lors du refroidissement, en champ nul dans le four. Puisque les mesures se font à froid, aucune trace de l'aimantation portée par la pyrrhotite hexagonale ne devrait être décelée. Il est probable que le refroidissement rapide de l'échantillon ne permet pas totalement la transition de phase nécessaire à la perte de l'aimantation. Notons que, dans cette expérience, la pyrrhotite hexagonale semble ferromagnétique entre 190 et 275°C alors que classiquement elle est ferromagnétique entre 200 - 210 et 280 - 290°C. Sur ce même échantillon la température de déblocage maximum de la pyrrhotite monoclinique (environ 325°C) semble en accord avec les données de la littérature. Des problèmes de calage du four utilisé ne sont pas exclus pour expliquer ces singulières différences. Les autres échantillons provenant de la région de Bourg d'Oisans n'ont pas le même comportement. Malgré un certain bruit sur les mesures, il semble ne pas y avoir de trace de deux phases minérales. La présence

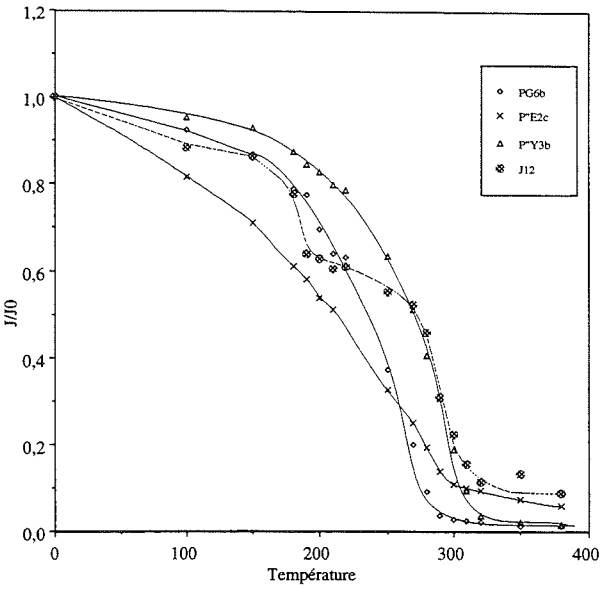


FIG. II.13. – Courbe de désaimantation thermique d'une ARI, montrant l'auto-inversion partielle due à la présence de pyrrhotite hexagonale (J12) comparée à des spécimens sans pyrrhotite hexagonale (P"Y3b, PG6b et P"E2c).

de pyrrhotite hexagonale en quantité notable semble donc exclue dans la région de Bourg d'Oisans.

Nous pouvons imaginer un processus d'auto-inversion partielle faisant intervenir une seule phase magnétique mais des tailles de grains différentes donc des températures de blocage différentes. Soit 3 tailles de grains A, B et C différentes et ayant des températures de blocage Ta, Tb, et Tc telles que Ta > Tb > Tc.

Lors d'un refroidissement, quand A passe en-dessous de Ta, il acquiert une aimantation Ja parallèle au champ extérieur. Quand le système passe en-dessous de Tb, les grains B s'aimantent mais peuvent être sujet à la double influence du champ extérieur et du champ produit par les grains A. Une auto-inversion partielle peut alors être enregistrée. En-dessous de Tc, les grains C s'aimantent et sont, cette fois, soumis à une triple influence :

- champ externe (He)
- champ B (Hb)
- champ A (Ha)

He et Hb agissent dans le même sens et pourraient influencer les grains C (He + Hb > Ha), Jc est alors parallèle au champ extérieur. Dans le cas contraire Jc est parallèle à J_b et de sens opposé au champ extérieur.

Si on rajoute une quatrième taille de grain, nous pouvons obtenir 4 possibilités résultant des combinaisons des différentes interactions des champs présents. La figure II-14 schématise ce raisonnement. Nous constatons que pour obtenir le maximum d'inversions il faut utiliser le scénario 3 de la figure II-14. Celui-ci fait intervenir successivement des champs qui se compensent. C'est à mon avis le scénario le moins probable.
De plus en réchauffant ce système et en le refroidissant en champ nul nous ne pouvons pas retrouver les fluctuations d'intensité.

En effet lors du passage au-dessus de Td, Ha + Hc > Hb donc à Tc lors de la mesure, Jd existe toujours !

Dans un système naturel, il n'y a probablement pas de coupure nette dans la répartition des tailles de grains. De plus si on imagine une répartition quelconque des différentes tailles les unes par rapport aux autres, il n'y a aucune raison pour que Hb influence plus C que Ha. Ces deux considérations éliminent définitivement la possibilité réaliste d'appliquer le scénario 3 à un système naturel. Notre interprétation en terme de succession d'ATRp successive est nettement plus probable.

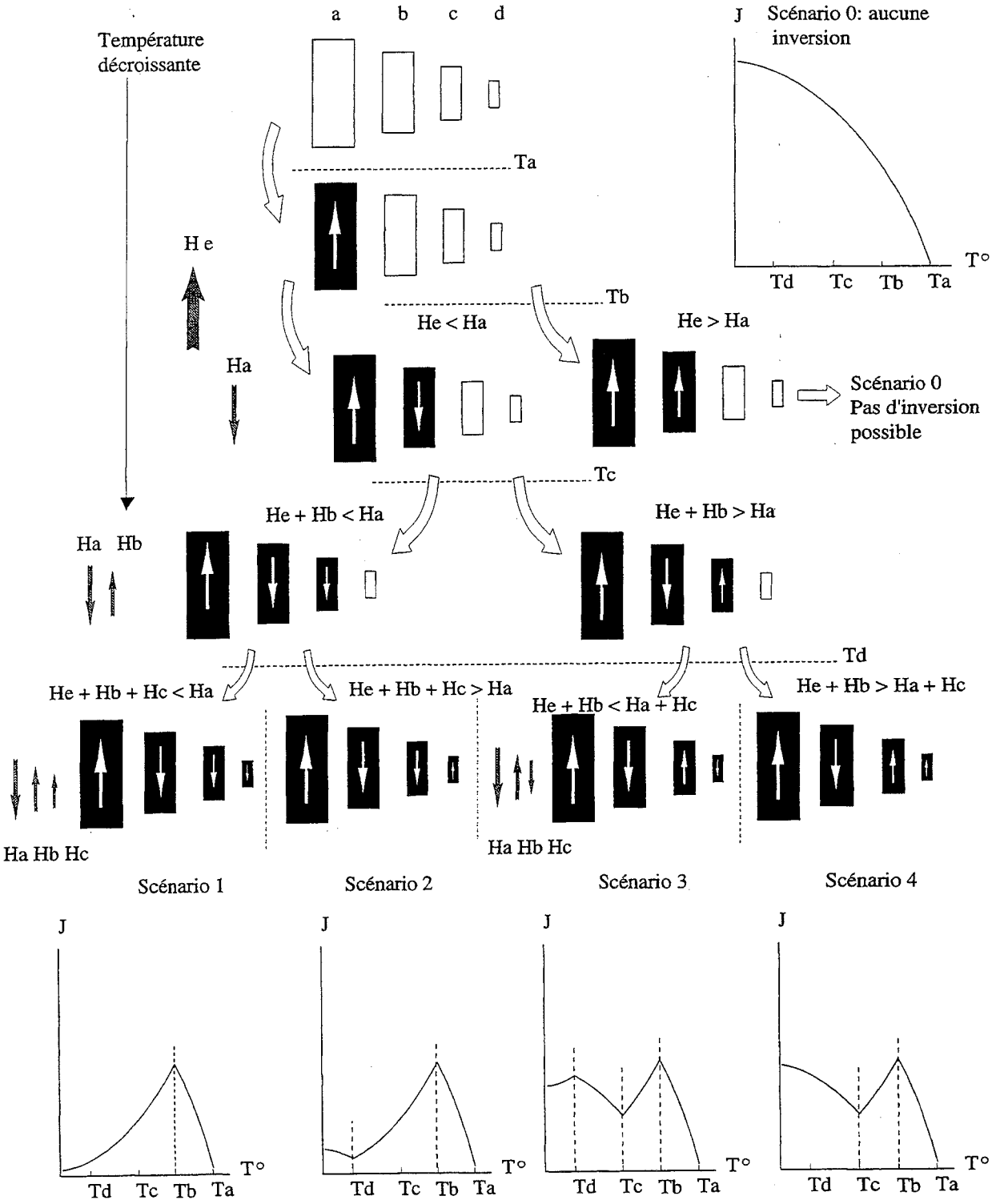


FIG. II.14. – Schéma explicatif d'une succession d'auto-inversions ainsi que l'évolution de l'intensité d'aimantation totale lors du refroidissement pour les cinq scénarios proposés ; en noir : grains possédant une aimantation ; He : champ magnétique extérieur, Ha, Hb et Hc : Champ démagnétisant des grains a, b, et c ; Ta, Tb, Tc, Td : température de blocage des grains a, b, c et d.

2. Discussion sur l'effet d'une Aimantation Rémanente Chimique (ARC)

Dans la zone dauphinoise, la formation de la pyrrhotite a probablement lieu pendant la phase prograde du métamorphisme (voir 3e partie, chapitre I). La pyrrhotite proviendrait de la transformation de magnétite sédimentaire causée par la déshydratation des niveaux de gypse du Trias et / ou par la maturation thermique de la matière organique [Rochette et Lamarche, 1986].

D'après les données de Jullien et Goffé [1993] le pic thermique du métamorphisme peut être estimé entre 300 et 350°C. Il est donc possible que la température maximale atteinte pendant le métamorphisme (Tm) ne dépasse pas la température de Curie de la pyrrhotite monoclinique (Tc = 325°C). Dans ce cas, seule une Aimantation Rémanante Chimique ARC portée par des grains ayant des températures de déblocage compris entre Tm et Tc peut subsister après le métamorphisme.

En faisant l'hypothèse que la pyrrhotite ou, une part de la pyrrhotite, puisse se former pendant le refroidissement, on est contraint d'imaginer un processus qui crée de la pyrrhotite à différents moments. De plus cette pyrrhotite doit avoir des températures de déblocage bien définies pour que l'on puise corréler les différentes phases qui se sont aimantées successivement dans des polarités opposées.

Une combinaison d'effets thermique, de pression, de chimisme et d'auto-inversion pourrait peut-être expliquer le comportement tout à fait particulier des courbes de désaimantation observées. Quoiqu'il en soit, un mécanisme simple et vérifié ci-après, explique parfaitement nos observations.

3. Discussion sur l'effet d'une somme d'ATRp

Compte-tenu de la vérification de la validité de la loi d'additivité des ATRp sur notre matériel et de la vitesse relativement lente de refroidissement de ces roches, rien n'empêche d'envisager que le signal observé puisse correspondre à une somme d'ATRp. De plus, plusieurs arguments sont en faveur de cette interprétation.

1) Les roches étudiées sont intensément déformées (voir 3e partie, chapitre I) tandis que les directions moyennes

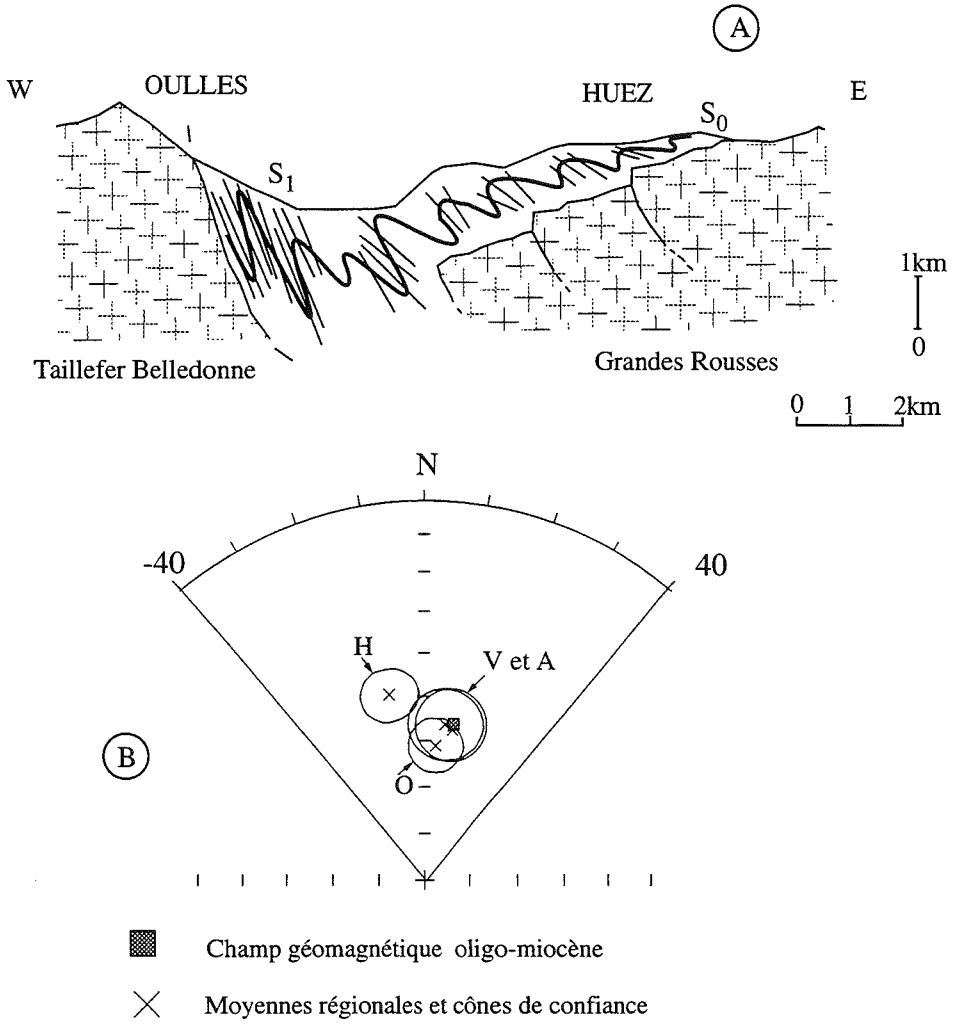


FIG. II.15. – A) Coupe schématique du secteur étudié montrant l'intensité de la déformation [d'après Vialon, 1986] ; B) Projection des directions moyennes régionales en coordonnées géographiques. A : secteur d'Allemont, V : secteur de Villard Reymond, H : secteur d'Huez et O : secteur d'Oulles.

SITE	altitude in m	N	DEC	INC	K	A95	Polarité
P°R	720	13	3,9	56,4	13,8	11,6	N
P°Q	780	6	1,0	49,8	492,6	3,0	N
PG	780	6	6,7	53,7	669,0	2,2	N
P°C	900	6	354,2	54,9	37,6	11,1	N
P"Z	1010	6	174,6	-60,5	11,2	20,9	I
P°B	1090	7	36,5	59,4	120,2	5,5	N
P°A	1170	6	21,0	52,9	65,1	8,4	N
P°F	1350	6	38,9	52,4	214,3	4,6	N
P°G	1395	9	236,7	-52,7	39,1	8,3	I
P°H	1500	8	173,6	-60,6	167,1	4,3	I
P°E	1500	4	162,7	-53,0	69,6	11,1	I
P°D	1542	10	167,5	-58,3	24,8	9,9	I
P"Q	1710	6	167,2	-51,2	175,7	5,1	I

TABL. II-5. – Direction moyenne après nettoyage thermique à 150°C des sites de la région d'Allemont montrant une succession de polarités normales et inverses en fonction de l'altitude. K : paramètre de groupement ; α95 : rayon du cône de confiance avec une probabilité de 5 %.

des sites, après un léger nettoyage thermique à 150° et en coordonnées géographiques (Tabl. II-5), sont très proches de la direction attendue pour l'Europe stable à l'Oligo-Miocène (fig. II-15). Les variations par rapport à cette direction seront interprétées au chapitre 2 de la troisième partie du présent travail. L'acquisition de l'ARN est donc postérieure à la déformation principale oligocène supérieur.

2) La présence de sites de polarité successivement normale et inverse en fonction de l'altitude (Tabl. II-5) conforte elle aussi cette interprétation.

3) Les fluctuations de l'intersité de l'aimantation des courbes J = f (T) se corrèlent parfaitement de proche en proche.

4) Aucune autre explication cohérente et simple n'a encore été trouvée pour expliquer nos observations.

Les fluctuations de l'intensité de l'aimantation en fonction de la température peuvent donc être interprétées en terme d'une succession d'inversions du champ magnétique terrestre au cours du refroidissement. **L'espace, en température, entre deux inversions successives, définit un thermochrone.** Pour être certain de la validité d'un tel enregistrement, plusieurs spécimens du même site, voire de la même carotte, doivent montrer des fluctuations similaires et ce, indépendamment de la série de mesures afin d'éviter la possibilité d'erreurs systématiques.

Nous proposons donc d'interpréter les courbes de désaimantations thermiques en terme d'une succession d'ATRp acquisent lors du refroidissement post-métamorphique et d'en tirer le maximum d'informations. Ces courbes de désaimantations interprétées doivent maintenant être construites en tenant compte du maximum de paramètres et de contraintes.

III. – CONSTRUCTION DES COURBES DE DÉSAIMANTATION THERMIQUE

Le but de cette construction est de retrouver la température de chaque inversion avec le maximum de précision afin :

- d'établir une séquence précise de polarités en fonction de la température pour pouvoir la comparer avec l'échelle magnétostratigraphique de référence,

- d'établir la longueur de chaque thermochrone, c'est-à-dire mesurer des écarts de températures correspondant à un temps donnés dans le but de tester les variations spatio-temporelles de ce taux de refroidissement.

Toutes les désaimantations thermiques de l'ARN ont été réalisées à Montpellier :

- soit dans le four classique pour 2 séries de mesures réalisées avec des paliers de 5° C depuis 260°C pour la première et depuis 245°C pour la seconde et jusqu'au-delà de la température de déblocage maximum (Tdm), définie comme la température au-delà de laquelle plus aucun signal cohérent n'est mesurable ;

- soit dans le four à paléointensité pour une seule série de mesures avec des paliers de 5°C entre 250°C et 275°C puis avec des paliers de 4°C jusqu'au-delà de la température de déblocage maximum.

Dans les deux cas, les échantillons ont toujours été placés dans la même position dans le four. Ainsi, même si la température atteinte n'était pas certaine, l'écart de températures entre deux chauffes successives peut être considéré, au premier abord, comme constant.

Les mesures ont toujours été réalisées avec le même protocole et le même appareillage décrit précédemment.

A. La corrélation de proche en proche

La corrélation de proche en proche des courbes de désaimantation thermique (J = f(T)) est la première contrainte pour dessiner ces courbes.

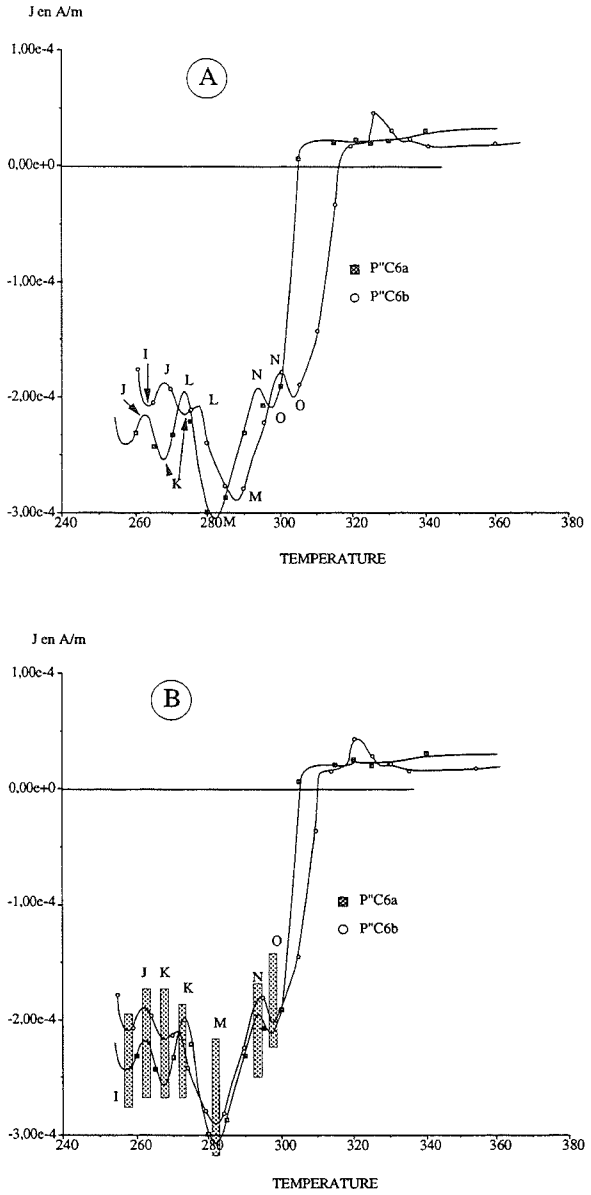


FIG. II.16. – Courbes de désaimantation thermique des spécimens P"C6a et b montrant la similitude des signaux. A : sans décalage en température ; B : avec un décalage de l'ordre de 10°C.

1. Les doublets

Deux spécimens (a) et (b) du même échantillon doivent théoriquement avoir subi la même histoire thermique et donc leurs courbes thermomagnétiques doivent être similaires. Ceci est un bon test pour valider la qualité du signal acquis.

Deux doublets ont été désaimantés. Le premier P"C6 a et b, l'a été dans le four classique de Montpellier ; les deux spécimens étant placés à deux endroits différents. Le second P°V2 a et b, l'a été dans le four à paléointensité, les deux spécimens étant placés l'un à côté de l'autre.

Les courbes de l'échantillon P"C6 montrent des similitudes (fig. II-16). Une lettre est attribuée à chaque inversion supposée, permettant ainsi de caractériser un instant t dont l'âge est encore inconnu. En prenant le creux M comme commun, la bosse L sur le spécimen b et la bosse J sur le spécimen a doivent être introduites, afin de construire un signal semblable. De plus, afin que ces deux signaux soient en phase, il paraît nécessaire d'introduire un décalage de l'ordre de 10°C de l'ensemble du signal d'un des deux spécimens par rapport à l'autre (fig. II-16). Ce décalage thermique peut s'expliquer au moins de deux façons :

- par la présence de réactions endothermiques probablement liées à la déshydratation de minéraux d'altération superficielle,
- par une hétérogénéité thermique dans le four utilisé.

Cette deuxième interprétation semble la plus probable compte tenu du fait que le doublet P°V2 a été désaimanté dans le four à paléointensité qui a, a priori, une bonne stabilité thermique, et qu'aucun décalage significatif n'est nécessaire pour mettre en phase les deux signaux (fig. II-17).

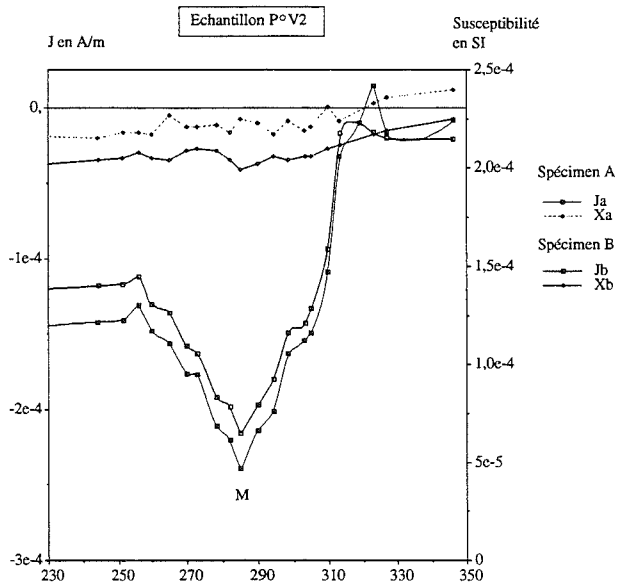


FIG. II.17. – Courbe de désaimantation thermique des deux spécimens de l'échantillon P°V2 montrant :
- la stabilité de la susceptibilité au cours de la désaimantation,
- la similitude des deux signaux sans décalage en température.

Ces deux signaux montrent également une parfaite ressemblance, y compris pour de très petites fluctuations. Ces dernières semblent donc significatives. Leur signification est soit un enregistrement naturel soit un problème systématique lié aux procédures expérimentales.

2. Le multiplet

Afin de tester les hétérogénéités thermiques à l'échelle décamétrique sur le terrain ou les hétérogénéités dans le four, ainsi que la qualité du signal, tous les échantillons d'un site ont été désaimantés.

Le site P"F a été sélectionné du fait de son aimantation relativement forte (3.10^{-4} $A.m^{-1}$ en moyenne après nettoyage à 150°C) et du très bon groupement des directions individuelles en coordonnées géographiques, après une chauffe à 150°C (Déc. = 184,1 ; Inc. = -54,0 ; α_{95} = 2,3 ; Kappa = 600 ; N = 8).

Un échantillon (P"F3) a été désaimanté dans le four classique tandis que les 9 autres spécimens (dont trois du même échantillon) l'ont été dans le four à paléointensité.

La figure II-18 présente les courbes de désaimantation obtenues. Nous constatons une parfaite similitude des courbes sans décalage notable des différents échantillons traités dans la même fournée. Le point bas de la courbe (M) est très caractéristique et nous servira de repère tout au long de cette étude. Encore une fois, les petites fluctuations de l'intensité se corrèlent bien. Le spécimen P"F3, avec un pas d'échantillonnage un peu moins dense, montre des variations similaires.

Cependant, là encore, un décalage de l'ordre de 5°C est nécessaire pour superposer cette courbe aux autres. L'explication la plus probable de ce phénomène est de considérer qu'il s'agit d'un problème d'étalonnage du four. Il sera donc nécessaire d'établir une correction sur la température d'un des deux fours afin de pouvoir comparer les résultats de toutes les fournées réalisées.

L'analyse des mesures de susceptibilité réalisée après chaque palier de traitement (fig. II-19) nous montre une faible augmentation à partir de 310°C sur

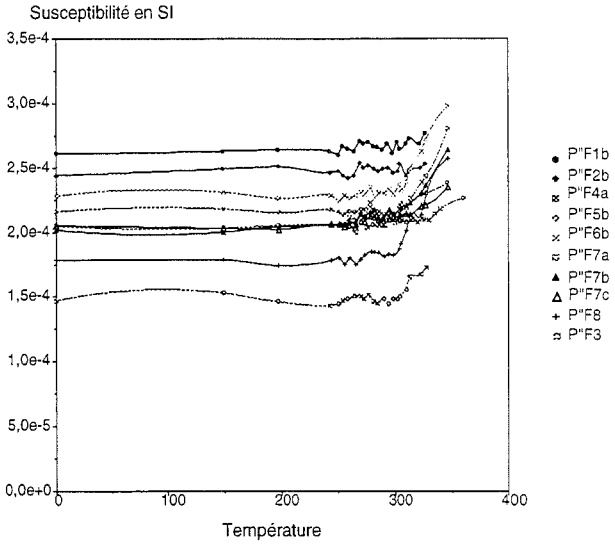


FIG. II.19. – Evolution de la susceptibilité au cours des chauffes pour les 10 spécimens du site P"F. Une légère augmentation débute sur quelques spécimens dès 310°C.

certains spécimens. Cette augmentation est à mettre en relation avec la création de magnétite par oxydation de la pyrrhotite lors des nombreuses chauffes successives.

La magnétite ainsi créée est responsable d'un certain nombre de « problèmes » visibles sur les courbes de désaimantation (fig. II-18).

L'étude de ce site où nous pouvons considérer une quasi-homogénéité des températures lors du refroidissement post-métamorphique permet d'établir un premier schéma d'une succession d'ATRp (fig. II-20) qu'il sera nécessaire de préciser.

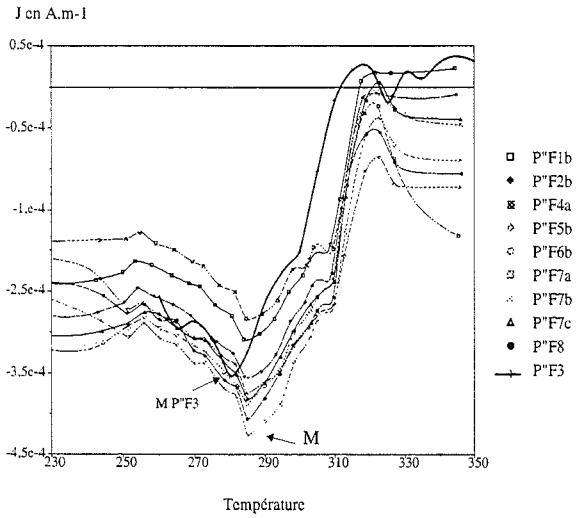


FIG. II.18. – Graphique montrant l'évolution de l'intensité d'aimantation lors de la désaimantation dans le four à paléointensité. Notons la similitude de toutes les courbes ainsi que le décalage en température du spécimen P"F3 désaimanté dans le four classique.

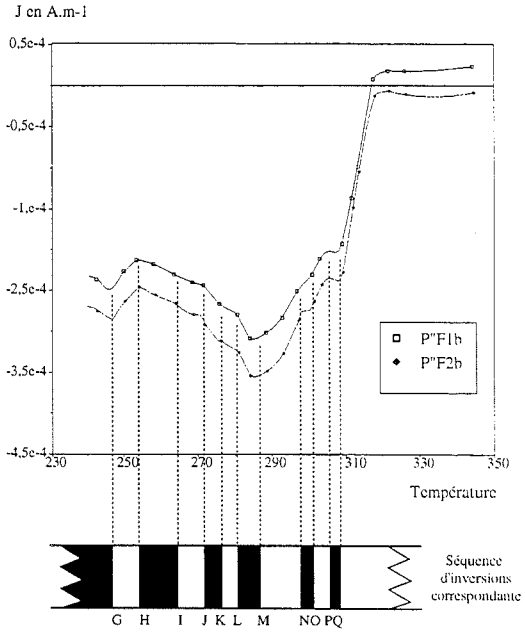


FIG. II.20. – Première séquence d'inversion correspondant à la succession d'ATRp révélées par l'étude du site P"F.

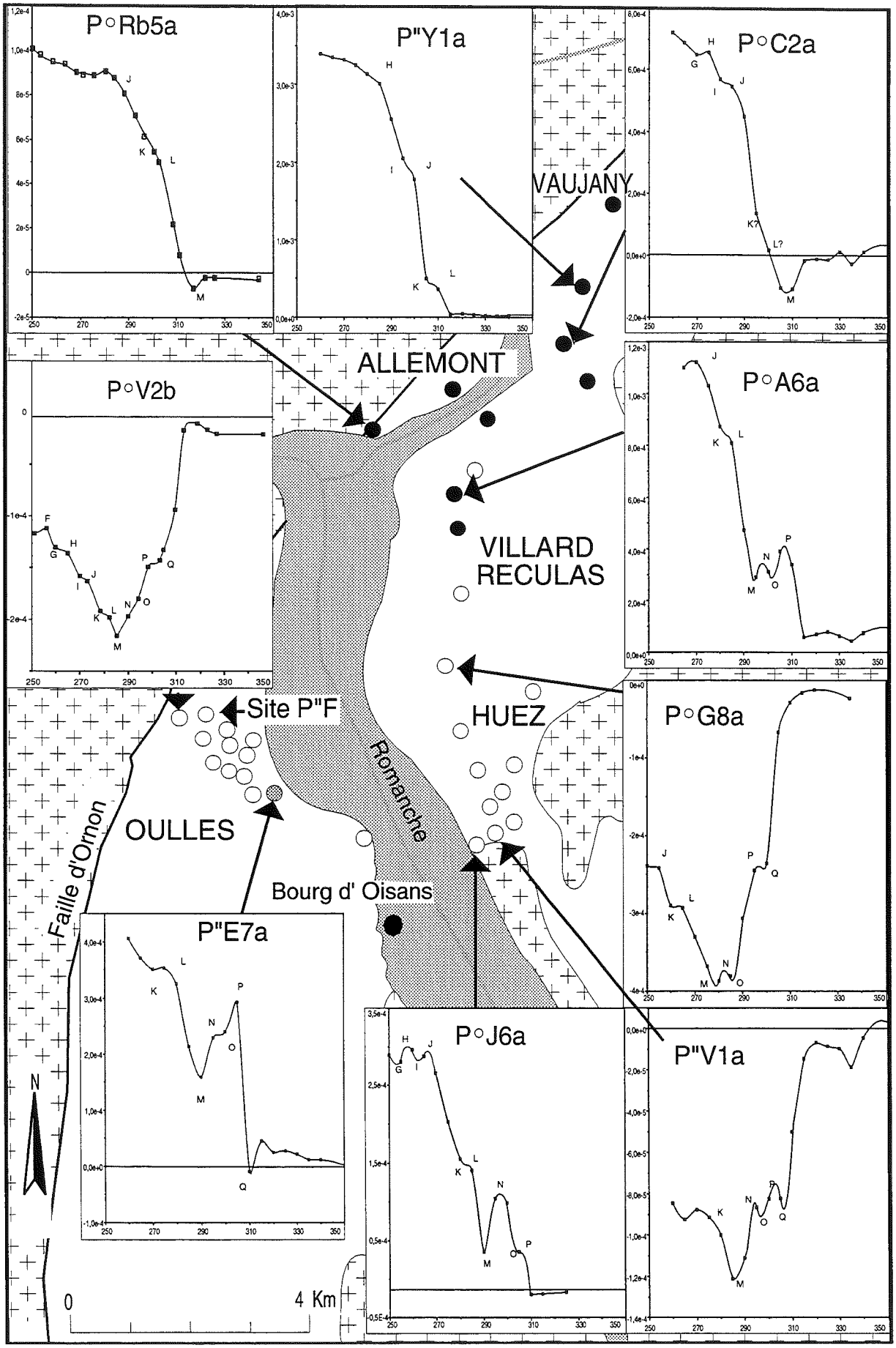


FIG. II.21. – Illustration du principe de la corrélation de proche en proche de l'ensemble des courbes J = f(T) des sites de la région étudiée.

A partir de cette séquence, le dessin des courbes des échantillons des sites voisins se fait par corrélation de proche en proche. Cette corrélation des signaux thermopaléomagnétiques est réalisée en considérant que les différentes formes caractéristiques correspondent à des instants t successifs. Le creux M se retrouve très facilement, il est encadré par deux paliers K-L et N-O. Le site P»F où l'homogénéité des signaux est flagrante nous sert de point de départ. Il est situé sur la coupe de la route d'Oulles. Une fois que tous les sites du secteur d'Oulles sont traités, notre effort se porte sur les sites de la route d'Huez qui présentent un signal similaire (fig. II-21), ensuite la route de Villard Reculas nous permet de rejoindre le secteur d'Allemont et enfin celui de Vaujany.

Toutefois la construction des courbes de désaimantation thermique nécessite un certain nombre d'hypothèses.

B Hypothèses et critères de construction des courbes J = f(T)

Afin de retrouver la température de chacune des inversions de façon relativement précise, et éventuellement de mettre en évidence de petits chrones que le pas d'échantillonnage de 4 ou 5°C auraient pu omettre, une première hypothèse est de supposer une valeur absolue de la pente de la courbe J = f(T) croissante ou stable vers les hautes températures. Cette première approximation est basée sur l'idée que notre enregistrement est en fait rien d'autre qu'une courbe d'ATR repliée plusieurs fois. Or les courbes d'ATR théoriques (voir par exemple Menyeh et O'Reilly, 1995 pour la pyrrhotite) montrent une pente croissante en se rapprochant de la température de Curie.

Une deuxième hypothèse est de considérer qu'à un instant donné, les échantillons situés à plus basse altitude sont plus chauds. Il faut toutefois être conscient que des mouvement tectoniques postérieurs au refroidissement ont pu se produire. De plus le gradient thermique vertical que nous supposons, peut être largement modifié au voisinage de circulations fluides ou à proximité du socle cristallin. En effet ce dernier peut jouer le rôle d'une limite froide, ou au contraire chaude, comme semble le montrer l'étude des inclusions fluides de Bernard [1978]. Enfin la grande hétérogénéité des températures de déblocage maximum (Tdm) de l'ARN (fig. II-22) ainsi que les décalages d'ensemble des signaux (P"C6a et b par exemple) montrent clairement l'existence de problèmes thermiques.

La hiérarchie des critères utilisés pour dessiner la première version des courbes J = f(T) est la suivante. Il s'agit en premier lieu de minimiser les écarts de longueur des thermochrones et ceux de la température d'une inversion donnée entre échantillons voisins. Le deuxième critère est de minimiser le nombre d'inversions nécessaires à la corrélation des différents signaux. Enfin, faute de mieux, nous imposons une valeur absolue de la pente de la courbe J = f(T) croissante ou stable vers les hautes températures. Ce critère très contraignant, est pris en considération en dernier car il nous apparaît être de moindre importance par rapport aux

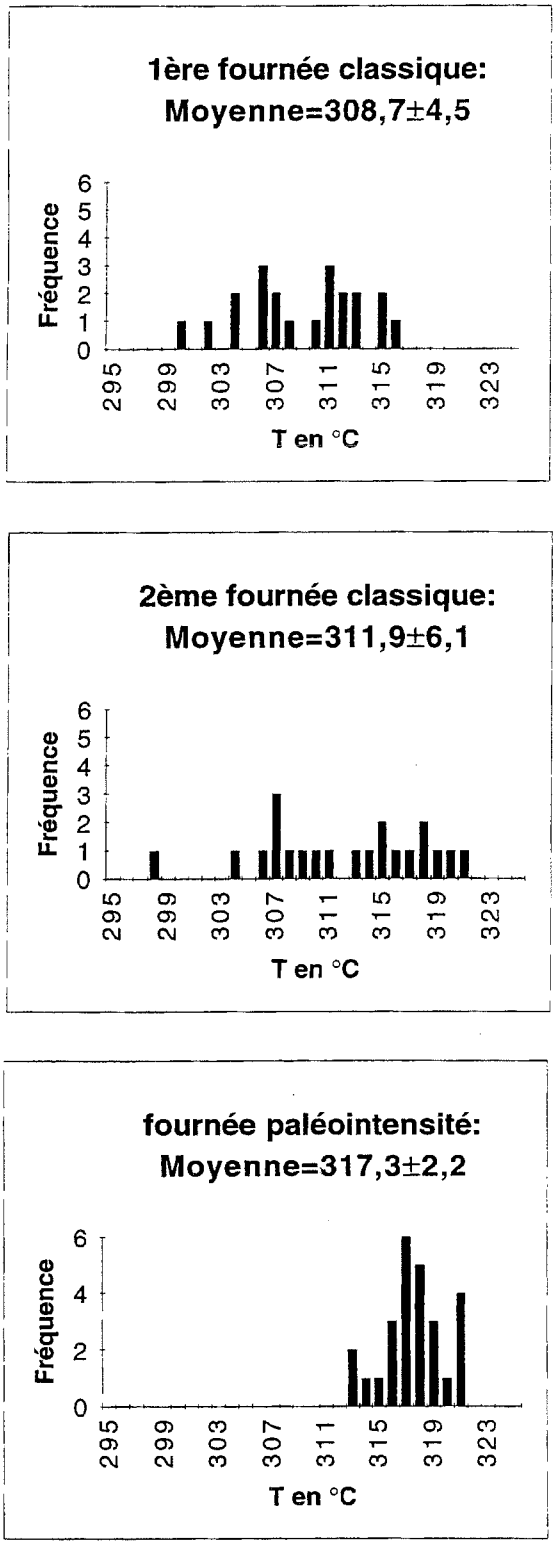


FIG. II.22. - Histogramme des fréquences des températures de déblocage maximum de l'ARN pour les trois fournées réalisées au cours de cette étude.

autres et parce que la croissance des pentes n'est que théorique.

C. Problèmes soulevés

Deux problèmes majeurs apparaissent déjà :
- la réalité de la croissance des pentes
- les décalages d'ensemble des signaux des spécimens voisins.

1. La réalité de la croissance des pentes : expériences sur les ATR

Il s'agit tout d'abord de savoir si l'hypothèse de croissance des pentes vers les hautes températures est bonne. En effet, si la distribution des tailles de grains de la pyrrhotite montre des lacunes ou si l'intensité du champ magnétique terrestre a fortement varié durant le refroidissement naturel, cette hypothèse peut ne plus être valable et nous introduisons alors une erreur dans notre interprétation sur la longueur relative des différents thermochrones. Des interprétations géologiques erronées pourraient donc en découler.

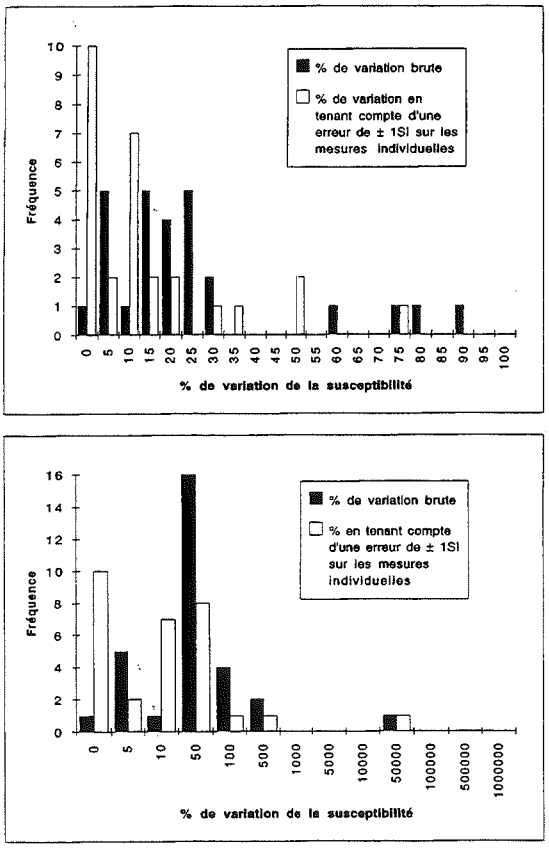


FIG. II.23. – Histogramme du pourcentage de variation de la susceptibilité avant et après chauffe sous argon à 360°C. En haut avec une échelle linéaire ; en bas avec une échelle logarithmique

Pour tester cette hypothèse, tous les échantillons, dont l'ARN avait précédemment été désaimantée, qui ne montraient pas de trop grosse augmentation de susceptibilité et dont les diagrammes de Zijderveld étaient quasiment linéaires, ont été chauffés à 360°C dans le four du laboratoire de Chambéry sous un flux d'Argon. Quelques échantillons tests (vierges) ont aussi été chauffés. Ce flux d'Argon est sensé minimiser les problèmes d'oxydation et de transformation minéralogique lors de la chauffe. Quand la température de 360°C est atteinte depuis 15 mn, ces échantillons sont poussés encore chauds en dehors des enceintes protectrices du four en mu-métal, dans un tube de cuivre prolongeant le tube de chauffe. Cette opération prend quelques secondes et les échantillons n'ont pas le temps de se refroidir en-dessous de la température de Curie de la pyrrhotite avant d'être à nouveau immobiles.

Les échantillons refroidissent alors jusqu'à température ambiante dans le champ magnétique local. Ils acquièrent donc une ATR.

L'histogramme du pourcentage de variation de la susceptibilité entre avant et après la chauffe sous argon à 360°C (fig. II-23) montre des variations relativement faibles (<30 %) pour la plupart des échantillons. Du fait de la faible précision du Bartington, ces variations peuvent être attribuées pour une bonne part à l'imprécision des mesures unitaires. Il n'en reste pas moins qu'une faible production, probablement de magnétite, a lieu pendant ces expériences.

Les ATR ont été désaimantées à Montpellier en utilisant le four classique et le même protocole de mesure que pour les ARN. L'analyse des résultats de cette désaimantation (fig. II-24 et II-25) montre, comme on s'y attendait, une seule direction d'aimantation et globalement une croissance des pentes vers les hautes températures. Toutefois dans le détail cette croissance n'est pas toujours respectée. Il est probable que des erreurs de mesures de l'aimantation et/ou de la température soient responsables d'un grand nombre d'irrégularités dans les courbes de désaimantation de ces ATR. Il paraît donc nécessaire de lisser ces courbes. Ainsi la croissance des pentes est globalement vérifiée. Cependant, seulement 5 spécimens ne montrent pas une parfaite croissance. Il est ainsi préférable de considérer la pente croissante que de façon globale sachant que dans le détail de petites variations peuvent exister. Il est donc nécessaire de chercher un critère plus fiable.

2. Les décalages d'ensemble du signal

Ces décalages mis en évidence notamment par l'étude des doublets (P"C6) et du site (spécimen P"F3 par rapport aux autres) imposent une correction afin de comparer les températures obtenues par différents spécimens dans différents fours. Les températures de déblo-

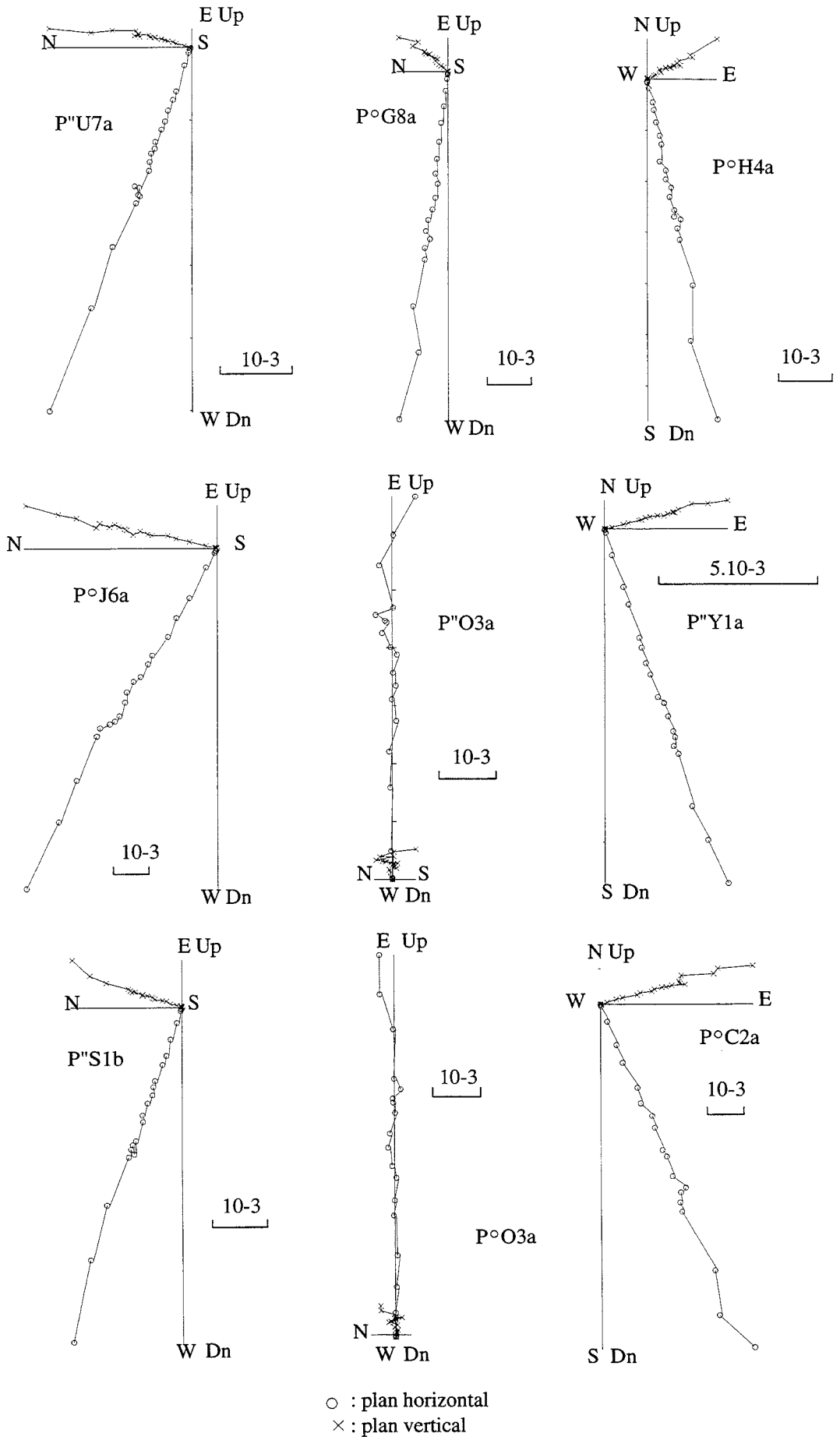


FIG. II.24. – Exemples de diagramme de Zijderveld [1967] pour la désaimantation thermique des ATR.

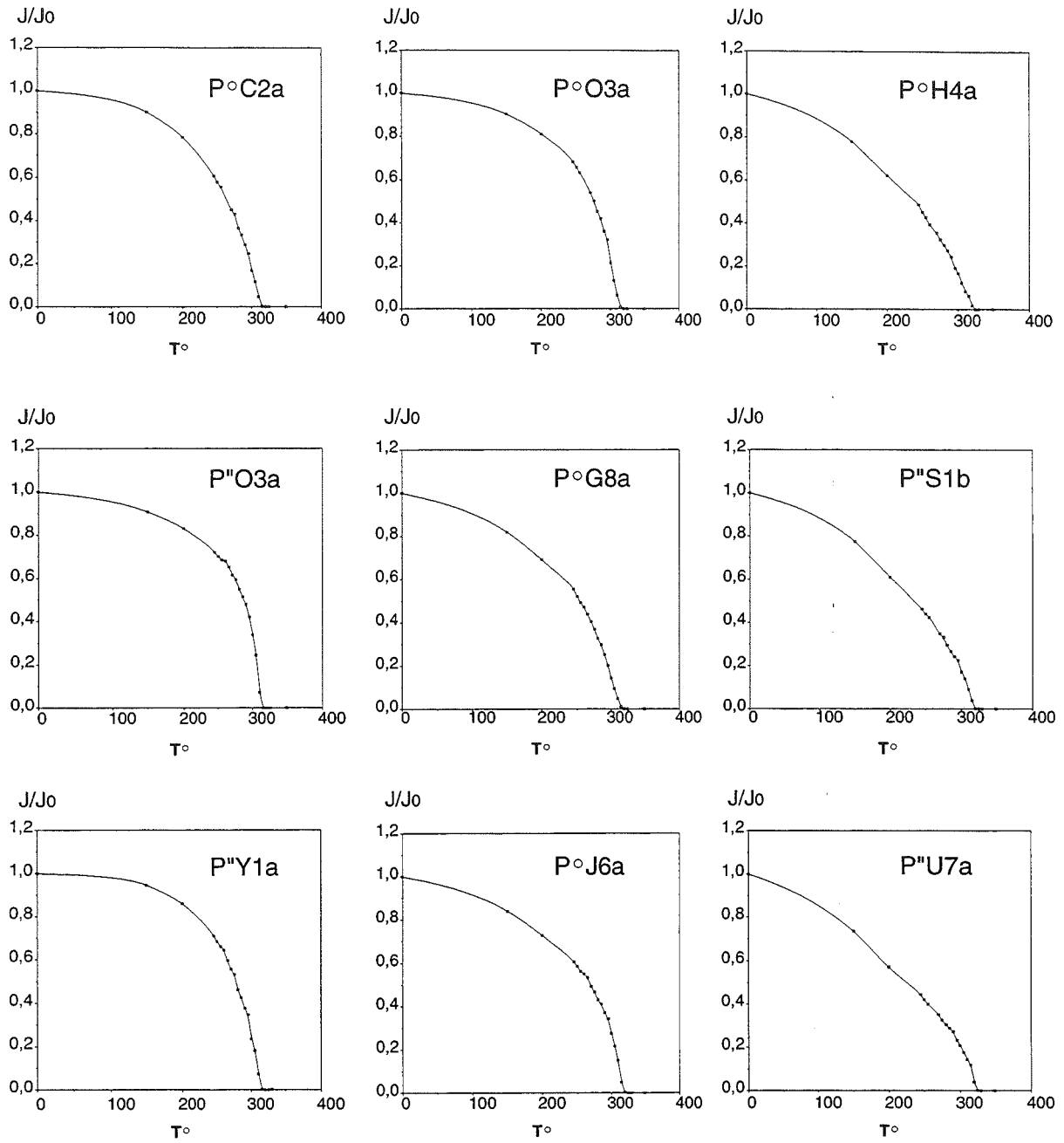


FIG. II.25. – Exemple de courbes de désaimantation de l'ATR. Noter la croissance globale de la pente ainsi que les nombreuses irrégularités.

cage maximum (Tdm) sont de bons points de repère et devraient a priori être toutes voisines. Or une dispersion notable des Tdm est visible (fig. II-22). Ceci pourrait être un effet :

- de la position du spécimen dans le four (hétérogénéité de température dans le four) ;
- d'un décalage systématique entre différentes fournées dû aux variations des paramètres de chauffe et aux conditions expérimentales.
- de réactions endo ou exothermiques dans certains échantillons lors des chauffes.
- de phénomènes naturels lors du métamorphisme (des variations du chimisme de la pyrrhotite conduisant à une variabilité des Tdm, par exemple).

Une combinaison de plusieurs de ces causes est possible. Afin de comprendre la signification de ces décalages et éventuellement de les corriger une étude plus précise est nécessaire. Ceci nous permettra peut-être de comparer les températures de chaque échantillon à un instant t, ce qui est actuellement impossible.

D. Les températures dans les différents fours

La grande dispersion des températures de déblocage maximum (Tdm) aussi bien à l'échelle régionale qu'à l'échelle de l'échantillon laisse penser qu'un effet de four éventuellement corrigible puisse en être la cause.

Pour ce, nous comparerons les Tdm des ARN dans les différentes fournées réalisées, puis les Tdm des ARN et des ATR sur les mêmes spécimens.

1. Température de déblocage maximum de l'ARN dans les fours utilisés : vers une correction de température

a. État initial avant correction

Trois fournées de désaimantation d'ARN ont été réalisées à Montpellier. Les deux premières dans le four classique et la troisième dans le four à paléointensité. Pour chacune, les échantillons proviennent globalement de l'ensemble du secteur étudié. Les histogrammes des températures de déblocage maximum, pour l'ensemble des échantillons exploitables (fig. II-22) à l'intérieur de chaque fournée, montrent une grande dispersion ainsi que des moyennes sensiblement différentes. La dispersion dans le four à paléointensité est bien plus faible que dans les autres fours, ce qui suggère au premier abord une meilleure homogénéité des températures à l'intérieur de ce four. Ceci est probablement dû à la correction tenant compte d'un gradient thermique linéaire qui a déjà été appliquée aux spécimens (cf. partie 2, chapitre 1, III-A-2).

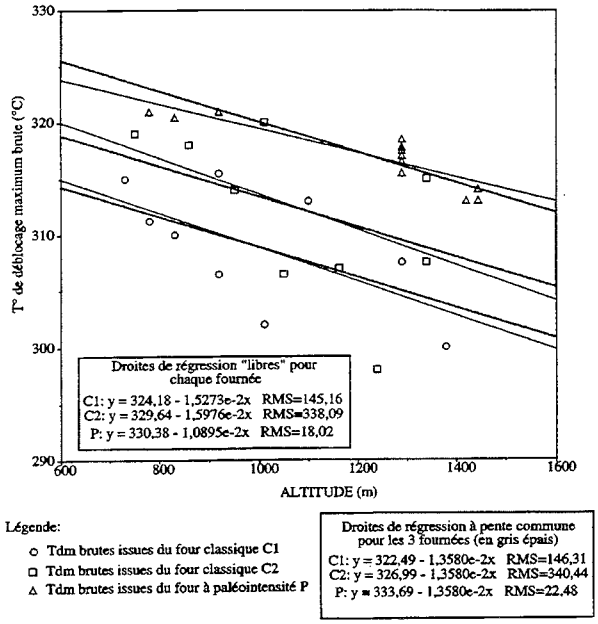


FIG. II.26. – Température de déblocage maximum brute en fonction de l'altitude du site pour la coupe d'Oulles. Les droites de régression « libre » et les droites de régression à pente commune sont indiquées.

Spécimen	Fournée	Tdm brute	écart 0	Tdm après C 1	écart 1	Tdm après C 1 + C2	écart 1+2
P"W5c	C1	311		309,7		317,2	
P"W3b	P	319	8	319	**9,3**	319	1,8
P°B7a	C1	303,5		305,7		313,2	
P°B6b	P	316	12,5	316	10,3	316	2,8
P°C2a	C1	313		314,2		321,7	
P°C3b	P	318	5	318	3,8	318	3,7
P°A2	C2	317		316,1		315,9	
P°A6a	C1	310,5	6,5	309,2	**6,9**	316,7	0,8
P°G8a	C2	308,5		318,5		318,3	
P°G2	C2	320,5	12	319,7	1,2	319,5	1,2
P"T7a	C2	311		317,1		316,9	
P"T11a	C1	305,5	5,5	308,9	**8,2**	316,4	0,5
P"V1a	C1	314,5		310,2		317,7	
P"V4a	P	318	3,5	318	**7,8**	318	0,3
P°I3	C2	306		316		315,8	
P°I4a	P	319,5	13,5	319,5	3,5	319,5	**3,7**
P°J6a	C2	310		317,8		317,6	
P°J4a	C2	318	8	317,2	0,6	317,0	0,6
P°K2a	C2	307,5		317,5		317,3	
P°K2d	C2	315	7,5	314,2	3,3	314	3,3
P°K3a	C2	315	3,75	316,2	0,35	316	0,35
Moyenne P"F	P	316,9		316,9		316,9	
P"F3	C1	307,5	9,4	307,4	**9,5**	314,9	2
P"D2a	C2	320		321,2		321	
P"D1a	C1	302	18	310,4	10,8	317,9	3,1
P"C6a	C1	306,5		309,9		317,4	
P"C6b	C1	315,5	9	311,2	1,3	318,7	1,3
P"C7b	P	321	10	321	**10,45**	321	2,95
P"B2b	P	320,5		320,5		320,5	
P"B5a	C1	310	10,5	311,4	9,1	318,9	1,6
P"E1a	P	321		321		321	
P"E7a	C1	311,25	9,75	306,9	**14,1**	314,4	6,6
P°V2a	P	314		314		314	
P°V2b	P	313	1	313	1	313	1

TABL. II.6. – Résultats des corrections apportées aux températures. Les écarts entre les spécimens du même site ou du même échantillon sont notés. En gras : écarts augmentant par rapport à l'état initial. C1 : correction de position dans le four ; C2 : correction de fournée.

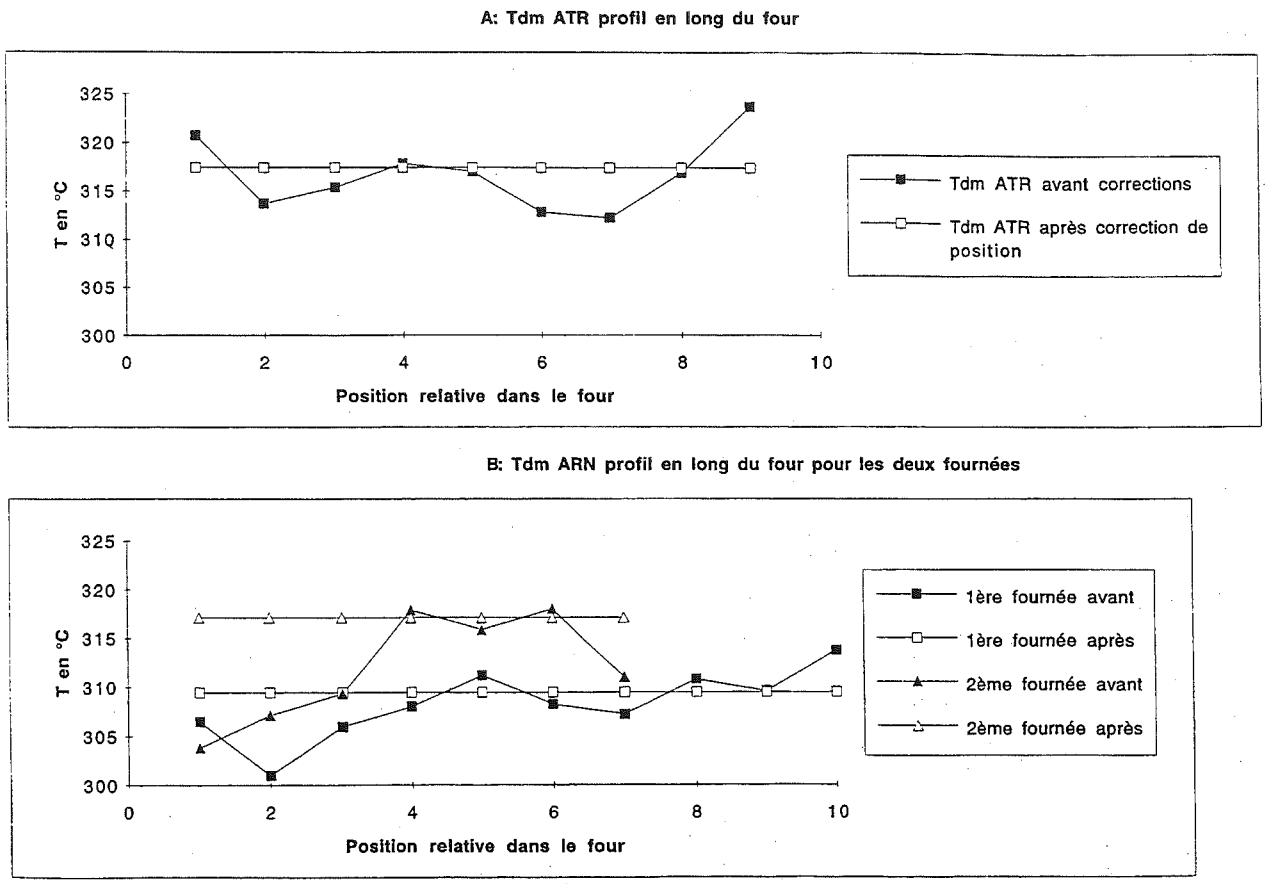


FIG. II.27. – Profil en long des températures de déblocage maximum (Tdm) dans le four classique. A : Tdm pour la fournée d'ATR, B : Tdm pour les fournées d'ARN.

La coupe de la route d'Oulles a été particulièrement bien échantillonnée et pourrait nous permettre de regarder la dispersion des températures de déblocage maximum en fonction de l'altitude (fig. II-26). Sur cette figure, nous constatons la présence globale d'un léger gradient. Pour chaque fournée (chaque population) une droite de régression et la somme résiduelle des carrés (RMS) sont calculées. Pour la fournée dans le four à paléointensité, le RMS est de meilleure qualité que pour les deux autres fournées.

En supposant que le gradient mis en évidence dans ce secteur ait une signification géologique, il doit être le même pour les trois fournées. De ce fait nous avons cherché quelles sont les trois droites, correspondant aux 3 populations, ayant la même pente (le même gradient) et qui minimisent la somme des RMS des 3 populations. Nous constatons une légère augmentation des RMS par rapport aux droites de régression individuelles. De plus ces 3 droites montrent des ordonnées à l'origine très différentes (environ 5°). Ceci suggère que les 3 fournées n'ont pas la même température moyenne.

Grâce aux figures II-22 et II-26, il semble qu'une hétérogénéité des températures existe à l'intérieur de chaque fournée ainsi qu'un décalage systématique entre fournées.

b. Correction de température en fonction de la position dans le four

Rappelons que lors des désaimantations, les échantillons ont toujours été mis à la même place dans le four. Cette position a été soigneusement notée, ce qui permet d'établir un profil en long des moyennes des températures de déblocage maximum dans le four, et ce pour chaque fournée. Cette moyenne est calculée avec les températures de déblocage maximum de tous les échantillons situés à la même distance du bord du four. Nous appelons cette moyenne, la moyenne de position.

La figure II-27 montre une belle similitude de ces profils dans le four classique, aussi bien pour les ARN que pour les ATR, avec deux zones « froides » de part et d'autre d'une zone centrale plus « chaude ». Cette zone centrale coïncide avec la présence de trois thermocouples fixés au toit de la zone de chauffe, ce qui en fait probablement la zone la mieux régulée. Une moyenne des températures de déblocage maximum est calculée pour tous les échantillons de la zone centrale. Une correction correspondant à la différence entre la moyenne centrale et la moyenne de position est appliquée aux températures de déblocage maximum de tous les spécimens ainsi qu'à toutes les températures des inversions mises en évidence. Il s'agit en fait d'une correction

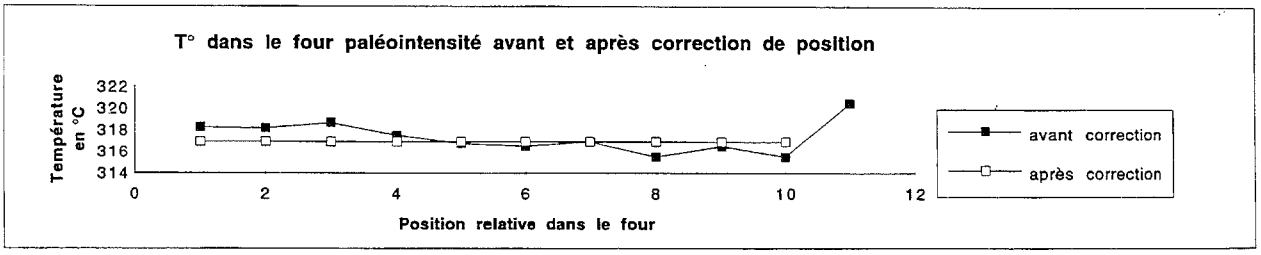


FIG. II.28. - Profil en long des températures de déblocage maximum (Tdm) dans le four à paléointensité avant et après correction de position.

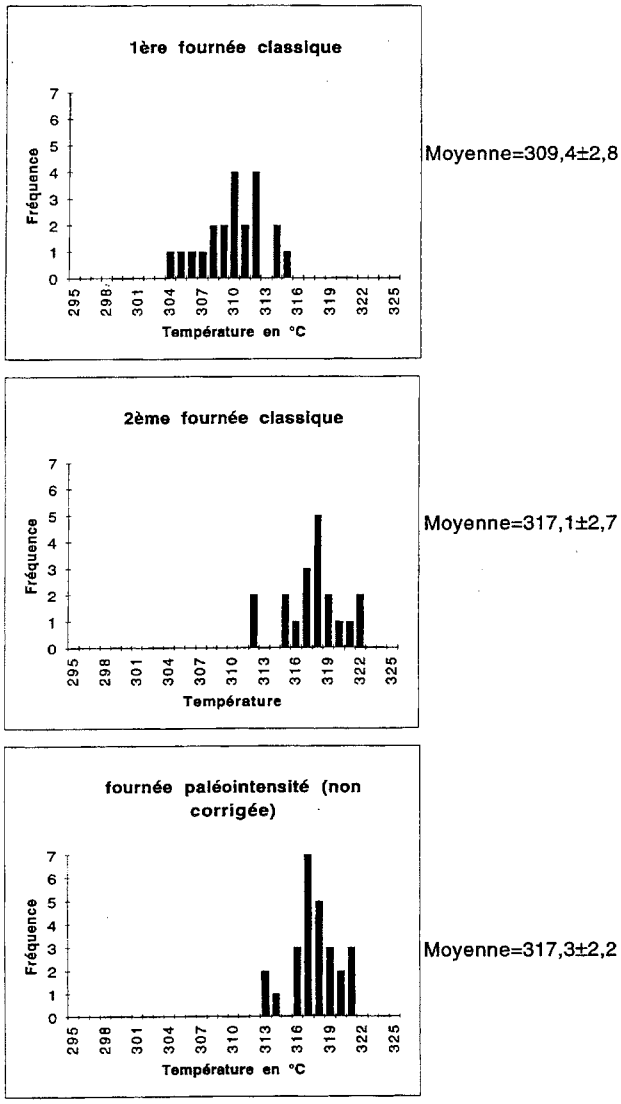


FIG. II.29. - Histogramme des fréquences des Tdm de l'ARN après correction de position dans le four pour les trois fournées réalisées au cours de cette étude.

d'ensemble de tout le signal thermopaléomagnétique en fonction de la position du spécimen dans le four. Le tableau II-6 illustre les résultats de cette correction en comparant les Tdm des doublets (P"C6a et b, P°K2a et d et P°V2 a et b) et celles des spécimens issus des mêmes sites. Cette correction regroupe très nettement les spécimens d'une même fournée. Les couples ne montrant pas une amélioration après la correction de position font systématiquement intervenir la première fournée dans le four classique. Il est probable que ceci soit dû essentiellement à une température globalement plus faible lors de cette fournée.

Le même raisonnement a été appliqué au four à paléointensité avec toutefois la possibilité d'un contrôle (fig. II-28). En effet, tous les échantillons du site P"F ont été placés dans la longueur du four. Il est raisonnable de penser que la dispersion des températures de déblocage maximum (Tdm) des spécimens d'un site doit être relativement faible. La moyenne (M) et l'écart type (σ) des Tdm ont été calculés avant puis après correction :

- avant : M = 316,92 σ = 0,88
- après M = 316,94 σ = 1,42

Nous constatons, dans le cas du four à paléointensité que cette correction disperse les Tdm du site et donc rajoute un bruit. De ce fait, ce type de correction n'est pas justifié pour le four à paléointensité.

De la même façon que pour la figure II-22, les histogrammes des Tdm ont été réalisés après correction de la position dans le four (fig. II-29). La moyenne de la deuxième fournée dans le four classique est maintenant proche de celle du four à paléointensité. De plus les écarts types ont diminué après correction. Ces deux observations semblent déjà à elles seules justifier la correction effectuée.

Si nous reportons sur un graphique les Tdm corrigées des spécimens de la route d'Oulles en fonction de leur altitude et si nous calculons comme précédemment les trois meilleures droites de régression ayant une pente commune (fig. II-30), nous constatons que ces droites ont une pente beaucoup plus faible qu'avant correction (fig. II-26) et que la dispersion (RMS) est sensiblement améliorée.

La signification géologique de cette variation de Tdm en fonction de l'altitude sera discutée plus loin.

c. Correction de température en fonction de la fournée

Cette correction est nécessaire pour comparer les températures issues de différentes fournées notamment pour la première dans le four classique qui présente des Tdm nettement différentes des deux autres. Cette

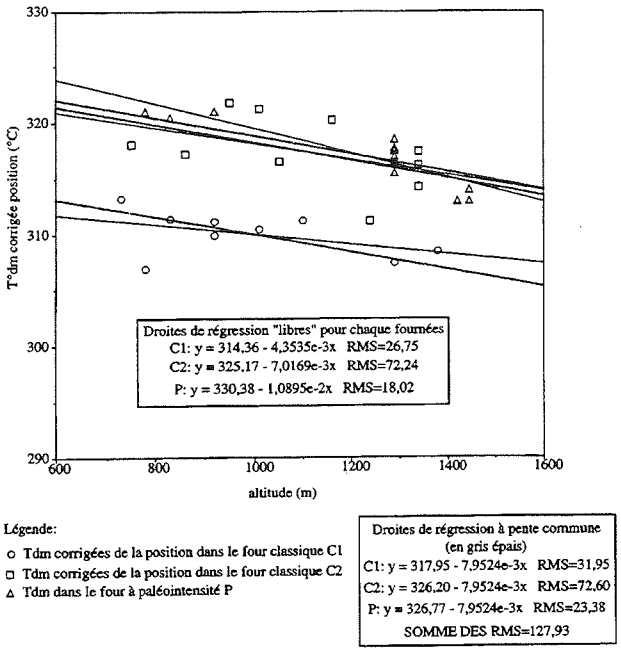


FIG. II.30. – Température de déblocage maximum corrigée de la position de l'échantillon dans le four en fonction de l'altitude du site pour la coupe d'Oulles. Les droite de régression "libres" et à pente commune sont indiquées.

correction se fait en considérant que la zone centrale du four est la mieux régulée. En effet, c'est là que se situent les thermocouples pour le four classique. Il s'agit simplement de faire coïncider la valeur de la moyenne des Tdm de la zone centrale d'une fournée avec la valeur moyenne des Tdm de la zone centrale du four à paléointensité que je considère comme le plus fiable en température. La correction à appliquer à l'ensemble des températures des spécimens traités dans la première fournée est de + 7,5°C tandis qu'elle n'est que de -0,2°C pour la seconde.

L'ensemble de ces corrections permet maintenant de comparer les températures obtenues en s'affranchissant au maximum des problèmes liés aux fours et en essayant de conserver d'éventuelles hétérogénéités significatives de phénomènes naturels. L'histogramme des Tdm de l'ensemble de la population (fig. II-31) ainsi que le graphique des Tdm en fonction de l'altitude pour le secteur d'Oulles (fig. II-32), montrent des écarts, par rapport à la moyenne, qui semblent significatifs.

Le tableau II-6 illustre les résultats des corrections apportées aux températures. A l'exception d'un couple, la correction de fournée améliore nettement la dispersion des Tdm à l'intérieur d'un site. La dispersion des Tdm est inférieure à 4°C, que ce soit sur des spécimens du même échantillon ou du même site. Toutefois le couple P"E1a/P"E7a fait exception. La distance entre ces deux spécimens est de l'ordre de 30 m. L'écart de 6,6°C entre les deux Tdm de ce couple, tout comme les autres écarts restant après correction, pourraient être liés à : - une correction imparfaite des hétérogénéités du four,

- un phénomène naturel qui reste à préciser.

Quoiqu'il en soit, un éventuel phénomène naturel n'est envisageable que pour les valeurs extrêmes dépassant 3°C.

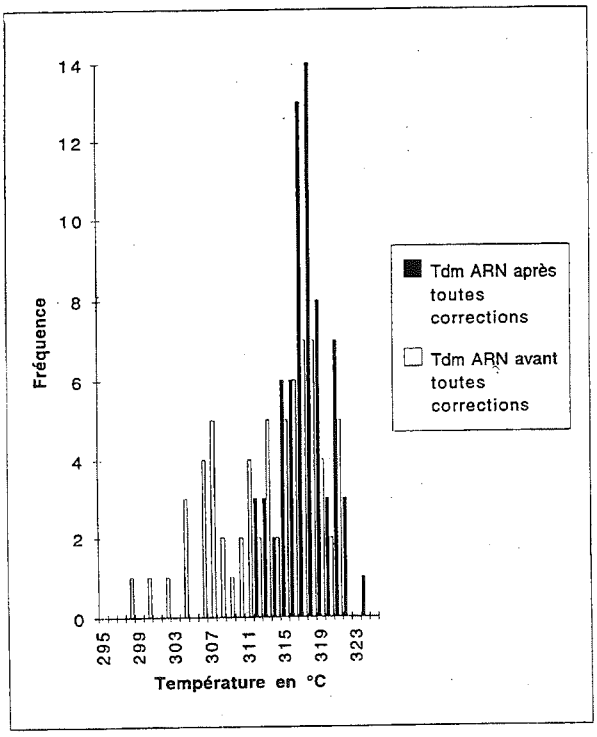


FIG. II.31. – Histogramme des températures de déblocage maximum des ARN avant et après les corrections. Notez le meilleur groupement après correction, p. 52.

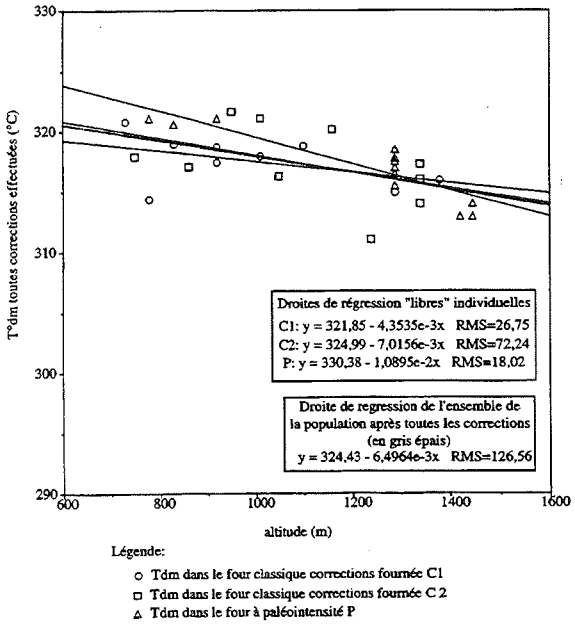


FIG. II.32. – Température de déblocage maximum toutes corrections effectuées en fonction de l'altitude du site pour la coupe d'Oulles. Les droites de régressions « libres » individuelles et pour l'ensemble de la population sont indiquées.

2. Comparaison entre la température de déblocage maximum de l'ARN et celle de l'ATR.

Afin de tester la réalité de la croissance de la pente des ARN, 36 ATR ont été créées à Chambéry puis désaimantées à Montpellier. Seulement 28 spécimens sont exploitables dont 15 ont été positionnés à la même place pour les deux désaimantations. De plus, le four est tombé en panne et des réparations ont été nécessaires entre les désaimantations d'ARN et celles de l'ATR. Il est donc important, si nous voulons comparer les pentes de l'ARN et de l'ATR, de chercher un repère commun fiable.

Cette comparaison des Tdm de l'ARN et de l'ATR, outre la comparaison des pentes, peut permettre une validation supplémentaire des corrections de four. En effet nous pouvons théoriquement considérer que pour un même spécimen, les Tdm de l'ARN et de l'ATR doivent être égales.

Une correction de position comme pour les ARN ainsi qu'une correction de fournée ont été réalisées sur la fournée d'ATR. Ces deux corrections réduisent notablement la dispersion des Tdm sans modifier sensiblement la moyenne :

avant corrections : moyenne = 316,91°C
écart type = 4,04°C
après corrections : moyenne = 316,92°C
écart type = 1,83°C

Le tableau II-7 montre la comparaison des Tdm de l'ARN et celle de l'ATR. Seulement 9 spécimens montrent des différences (Tdm ARN - Tdm ATR) nulles ou négligeables (< 1,5 °C). Par contre 6 spécimens montrent des différences significatives qui sont aussi bien positives que négatives (valeur absolue supérieure à 3,5°C). Ces différences pourraient être dues à la conjonction de plusieurs phénomènes parfois contradictoires. Parmi les phénomènes naturels, il faut citer d'éventuels problèmes de filtrage pendant le refroidissement lent lors du franchissement de la Tdm, pouvant expliquer des valeurs de Tdm de l'ARN basses, donc des différences négatives. Les réactions endothermiques ayant éventuellement eu lieu pendant la désaimantation de l'ARN pourraient, elles, être responsables de différences positives. Il est aussi probable qu'une part de la pyrrhotite se transforme en magnétite ou qu'il y ait une croissance des grains de pyrrhotite lors des différentes chauffes. Ceci rendrait compte des variations de susceptibilité parfois fortes et pourrait sensiblement modifier les Tdm des spécimens. Une dernière explication est l'imperfection des corrections de four réalisées. En effet, il existe apparemment un gradient longitudinal important dans le four notamment vers les bords, et particulièrement lors des désaimantations des ATR (fig. II-27). Un mauvais positionnement des spécimens qui n'est jamais à exclure, pourrait ainsi expliquer une partie des différences observées. De plus nos corrections ne prennent pas en compte d'éventuels gradients thermiques verticaux dans le four. Malheureusement, pour le moment et compte tenu des données dont nous disposons, il paraît impossible de vérifier l'une ou l'autre de ces hypothèses et d'en tester les effets.

Spécimen	d.sus	Tdm ARN Corrigé	Tdm ATR Corrigé	Tdm ARN-Tdm ATR
P°Y1a	B	320,7	317,7	3,0
P°C2a	B	321,7	319,1	2,6
P°X3a	B	318,9	317,2	1,8
P°Z2a	TB	312,2	316,1	-3,9
P°A6a	P	316,7	315,0	1,7
P°F2a	TB	311,6	315,0	-3,5
P°G8a	TB	318,3	317,3	1,0
P°G2	TB	319,5	317,0	2,5
P°H4a	TB	319,6	319,2	0,4
P°E5a	P	314,0	318,4	-4,4
P°D7a	B	316,5	315,9	0,6
P°R2b	P	311,3	317,4	-6,2
P°S1	B	314,9	318,5	-3,6
P°T7a	P	316,9	318,7	-1,7
P°U7a	P	316,9	319,2	-2,2
P°J6a	B	317,6	318,0	-0,5
P°J4a	P	317,0	317,0	0,0
P°K3a	TB	316,0	312,2	3,9
P°K2a	B	317,3	320,3	-3,0
P°K2d	P	314,0	316,5	-2,5
P°Z1a	M	315,9	315,9	0,0
P°L2a	TB	311,1	316,2	-5,1
P°M2a	P	320,1	317,5	2,5
P°A2a	B	318,8	315,9	2,8
P°N4	TB	316,3	316,2	0,1
P°O3	TB	321,6	317,0	4,5
P°P3a	TB	317,0	317,0	0,0
P°Q3a	TB	317,9	315,6	2,3
SP1	P	320,8	319,7	1,1
MOYENNE		316,9	317,1	-0,2
ECART TYPE		3,0	1,7	2,9
NOMBRE		29	29	29

TABL. II-7.-Comparaison des températures de déblocage maximum de l'ARN et de l'ATR. En gris, spécimen ayant été mis à la même position dans les deux fournées. En gras sont notés les différences Tdm ARN - Tdm ATR supérieures à 3,5°C. Une indication sur la qualité des expériences est fournie par les variations de susceptibilité (d. sus) entre la mesure initiale avant désaimantation de l'ARN et la fin de la désaimantation de l'ATR ; TB : d. sus ≤ 10 %, B : 10 % < d. sus ≤ 15 %, P : 15 % < d. sus ≤ 50 % et M : d. sus > 50 %.

Si nous voulons comparer les pentes des ARN et des ATR à une température donnée, il apparaît donc souhaitable de considérer ces différences comme négligeables et de corriger les températures des ATR afin de superposer leurs Tdm avec celles des ATR.

E. Les rapports de pentes, une contrainte supplémentaire

1. Introduction

La désaimantation des ATR créées sur nos échantillons nous permet d'envisager une comparaison entre la pente de l'ARN (supposée être une somme d'ATRp) et la pente de l'ATR afin de tenir compte, lors de la construction des courbes J = f (T), à la fois d'éventuelles lacunes dans la distribution des tailles de grains et d'éventuelles variations importantes de l'intensité du champ magnétique terrestre (CMT) durant le refroidissement des roches étudiées.

En effet, je rappelle que l'intensité d'une ATR ou ATRp est proportionnelle au champ dans lequel elle a été créée. De ce fait :

$$k = \frac{\text{pente ARN}}{\text{pente ATR}} = \frac{\text{Hancien}}{\text{Hlabo}} \qquad \text{éq. 9}$$

Cette équation n'est valable que pour des vitesses de refroidissement du même ordre de grandeur et, dans notre cas, uniquement sur les parties de l'ARN où nous supposons qu'aucune inversion n'a été enregistrée. Nous appellerons k ce rapport de pente qui peut être égal au rapport de champ.

Si nous sommes capables de retrouver l'intensité du champ ancien ou plutôt le paramètre k, dit rapport de pente, alors nous pouvons connaître la pente de l'ARN et donc construire nos courbes J = f (T) avec un nouveau critère objectif et donc une meilleure précision.

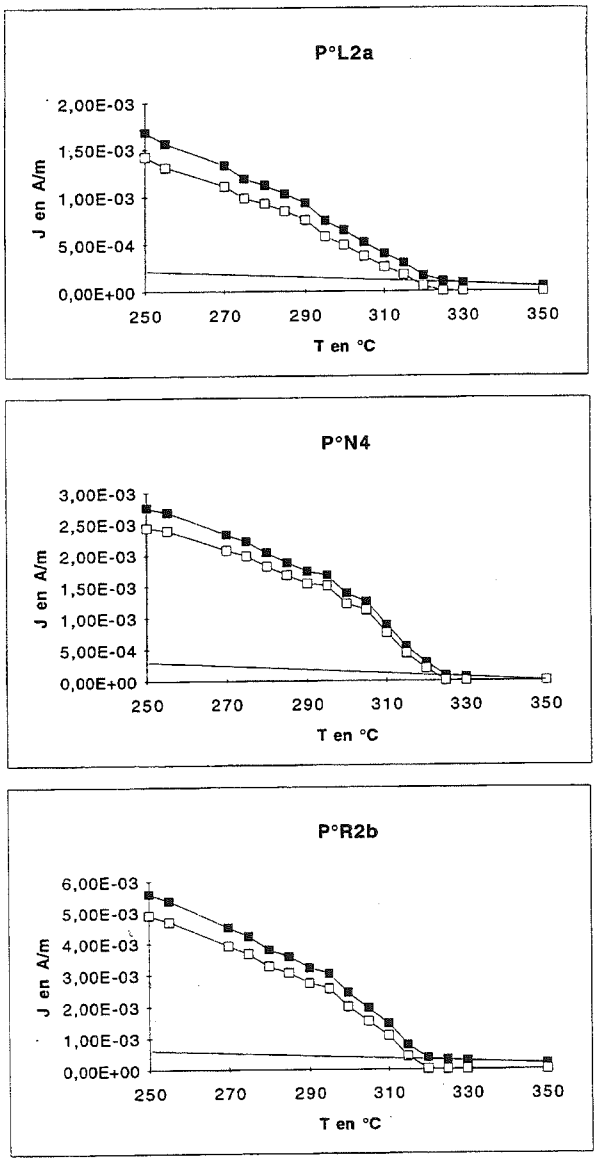


FIG. II.33. – Exemples de correction due à la présence de magnétite. Carrés noirs : points de mesure, carrés blancs : points après correction.

2. Comparaison ARN / ATR dans des fournées différentes

Cette première expérience est une simple comparaison entre les pentes de l'ARN et celles de l'ATR et ce, entre deux températures connues.

a. Le problème des incertitudes et du lissage des ATR

Si nous voulons retrouver un paramètre k fiable, nous devons nous intéresser uniquement aux parties de la courbe de désaimantation des ARN où nous supposons qu'aucune inversion n'a été enregistrée. La plupart de ces portions de courbe sont définies sur moins de 10°C et donc par seulement deux points de mesure. Les erreurs sur l'intensité sont de l'ordre de 5.10^{-6} A. m^{-1} et difficilement appréhendables ; elles semblent négligeables par rapport aux incertitudes sur les températures « absolues » déjà mises en évidence. Toutefois, nous pouvons penser qu'entre des chauffes successives, la différence de températures est presque constante. Si pour les ARN il est actuellement impossible de quantifier ce « presque », il n'en est pas de même pour les ATR. En effet, nous avons vu (fig. II-25 et § III-C-1 ci dessus) que les courbes de désaimantation des ATR étaient parfois assez bruitées et qu'un lissage était nécessaire afin de s'affranchir des erreurs. L'aimantation portée par la petite quantité de magnétite créée lors des différentes chauffes a été soustraite du reste du signal en considérant une dépendance en température linéaire de cette aimantation. La pente de cette droite est calculée sur les points de mesures effectués à des températures supérieures à la Tdm de la pyrrhotite. Cette approximation ne semble pas introduire une erreur significative, vu la très faible quantité de magnétite et le fait que cette extrapolation n'est faite que jusqu'à 245°C (fig. II-33). Dans tous les calculs qui seront effectués par la suite, cette correction « de magnétite » aura toujours été faite quand cela était utile.

Inspirée par les travaux de Pullaiah *et al.* [1975], Menyeh et O'Reilly [1995] et d'autres, une tentative de lissage a été réalisée en considérant la dépendance en température de l'intensité de l'aimantation des ATR comme décrite par la formule :

$$J(T) = \left(\frac{Tdm - T}{Tdm - T_0}\right)^{\gamma} \qquad \text{éq.10}$$

avec T_0 la température ambiante. Un coefficient $\gamma = 0{,}52$ comme proposé par Menyeh et O'Reilly [1995] pour la variation de l'aimantation à saturation en fonction de la température pour de la pyrrhotite Fe_7S_8 synthétique, ne rend absolument pas compte des mesures réalisées sur notre matériel. Le coefficient γ a donc été calculé pour chaque spécimen. La figure II-34 montre les courbes résultantes, intégrants ce calcul. Ces courbes mettent en évidence que des erreurs en température supérieures à 3°C seraient courantes. De plus, des

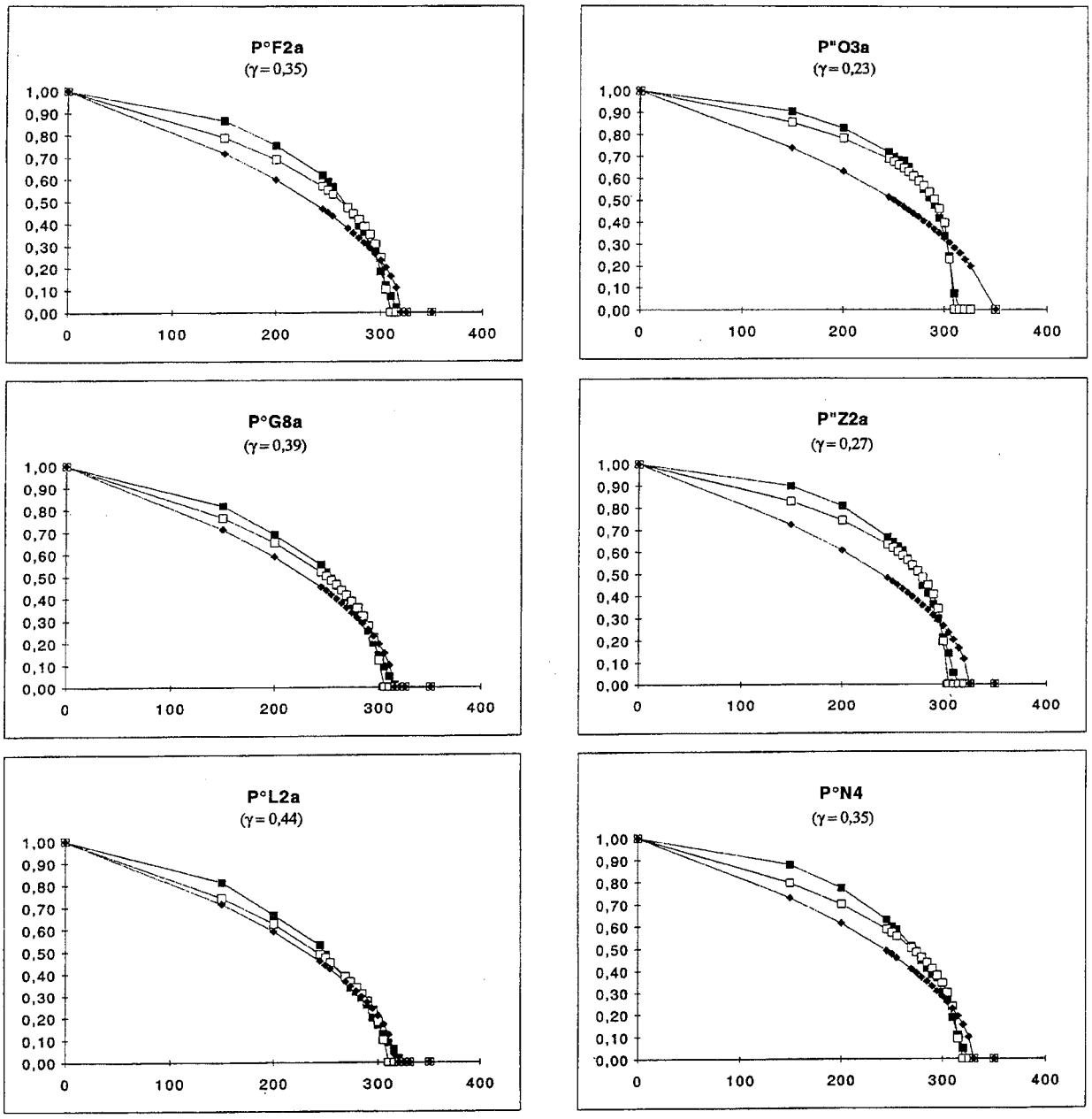


FIG. II.34. – Désaimantation thermique d'ATR (normalisé à ATR_0). Carrés noirs : points de mesure, carrés blancs : points de la courbe calculée avec T°C et g libres (les valeurs de g sont indiquées), losanges noirs : points de la courbes calculée avec T°C libre et g = 0,52. Les courbes calculées minimisent les résidus par moindre carrés uniquement en y.

décalages systématiques interviennent à une température différente pour chaque spécimen. On peut donc exclure une erreur systématique ou une dérive des températures du four. Un lissage moins draconien et rendant mieux compte des données est donc nécessaire. C'est pourquoi un lissage à la main a été réalisé. Celui-ci prend en compte la possibilité d'une lacune dans la distribution des tailles de grains. Ainsi la pente de la courbe lissée n'est pas nécessairement croissante vers les hautes températures.

Le tableau II-8 montre pour différentes températures programmées, les écarts que nous sommes contraints d'introduire afin de lisser les courbes d'ATR. Ces écarts sont toujours inférieurs ou égaux à 3°C. Cette valeur maximale se retrouve notamment pendant la chauffe à 295°C. Il est probable que les conditions expérimentales ont été un peu différentes lors de cette chauffe ; par exemple en démarrant le cycle avec un four encore tiède. La similitude des erreurs introduites sur une même colonne, c'est à dire à la même distance du bord

du four, permet de confirmer l'existence de gradients thermiques préférentiels selon l'axe Z du four. Cette constatation justifie pleinement les corrections de position effectuées au paragraphe 5 de la présente partie.

b. Le calcul des rapports de pentes (k), résultats

Le calcul du paramètre k défini par l'équation 9 se fait en supposant que les Tdm de l'ARN et de l'ATR d'un même spécimen sont les mêmes. Une fois cette correction réalisée, la pente de l'ARN est calculée pour chaque intervalle de 5°C. Pour les ATR, la pente est calculée entre deux points de mesure successifs dont la température a été corrigée par le lissage. Il arrive donc fréquemment que l'on ait à comparer une pente de l'ARN à deux pentes d'ATR (fig. II-35). Dans ce cas, la valeur de k pour un segment donné sera la moyenne pondérée des deux rapports de pentes en fonction de la longueur relative, en température des segments a et b de la figure II-35.

Le paramètre k peut ainsi s'écrire grâce à l'équation 11 :

POSITION FOUR ATR

P°H4a	P°G8a	P°F2a	P°G2	P°A2a	P"Z2a	P"Y1a	P"S1	P"X3a
P°K2b	P°K2a	P°K2c	P°K2d	P°D7a	P°C2a	SP1	P°C1	P°C9
P"U7a	P'Z1a	P°O3a	P°P3a	P°E5a	P°C8	P"T4a	P°C5b	P°C3
P°L2a	P°C6a	P°J6a	P°J4a	P°R2b	P°O3a	P°K3a	P°M2a	P°N4

REPORT DES ECARTS A 275°C

0	0	0	0	-0,5	-2,5	-1	-1,5	-2
0,5	0	0	0	-0,5	-2,5	-2,5	-2	-1
0	0	0	-0,5	-0,5	-2,5	-1,5	-2	-1,5
0,5	0	0	0	0	-2,5	0	-2	-1,5

REPORT DES ECARTS A 285°C

0	0	-1	0	0	0	0	0	0
0	0	-2	0	0	0	-1	0	0
0	0	-1,5	-2	0	0	-0,5	0	0
0	0	-2	0	0	0	0	0	0

REPORT DES ECARTS A 295°C

1,5	0	-2	-2,5	-2,5	0	-3	-2	-3
1	0	-1,5	-2,5	-2,5	0	-2	-2	-2
2	0	-1,5	-2,5	-2,5		-1,5	-2	-3
1	0	-1	-2,5	-2	0	-1,5	-2	-2,5

REPORT DES ECARTS A 300°C

0	0	0	0	0	1,5	0	1	0
0	0	0,5	0	0	1	1,5	1	0
2	0	0	0	0		2	0,5	0
0	0	0	0	0	1,5	1,5	0,5	0,5

REPORT DES ECARTS A 305°C

0	0	0	0,5	0,5	0	-1,5	0	-1
0	0	0	1	0	0	0	0	-1,5
2	0	0	0,5	0		0	0	-1
0	0	0	0,5	0	0	0	0	-1

REPORT DES ECARTS A 310°C

0	0	0	0	-1	0	-2	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0,5
2	0	0	0	0		0	0	0
0	0	0	0	0	0		0	0

REPORT DES ECARTS A 315°C

-1,5	0	0	0	-1,5			0	0,5
-1,5	0	0	0	0			0	0
0	0		-0,25	0				0
-1	0	0	0	0				0,5

TABL. II.8.– Tableau repportant pour quelques température de chauffe, les écarts introduits par le lissage à la main (au maximum 2,5°C).

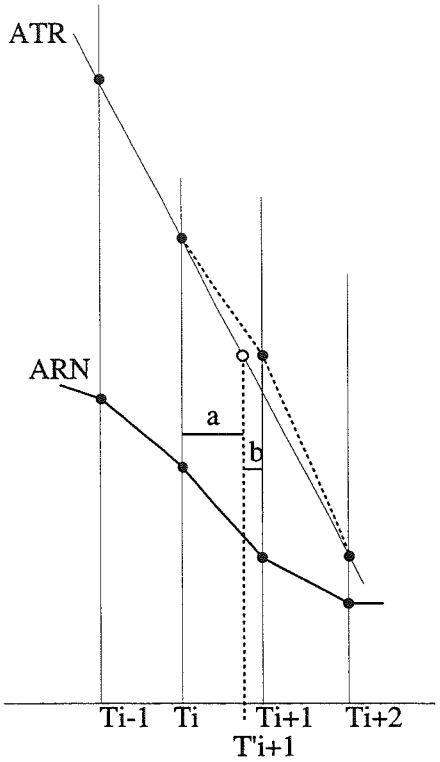


FIG. II-35. - Illustration du calcul du rapport de pentes entre ARN et ATR. $a = T'_{i+1} - T_i$; $b = T_{i+1} - T'_{i+1}$. En noir : points de mesure, en blanc point considéré pour le calcul. Explications dans le texte.

$$k = \frac{\dfrac{dJARN(i+1,i)}{T_{i+1}-T_i} \Big/ \dfrac{dJATR(i+1,i)}{T'_{i+1}-T_i} * (T'_{i+1}-T_i) + \dfrac{dJARN(i+1,i)}{T_{i+1}-T_i} \Big/ \dfrac{dJATR(i+2,i+1)}{T'_{i+2}-T'_{i+1}} * (T_{i+1}-T'_{i+1})}{T_{i+1}-T_i} \qquad \text{éq. 11}$$

Nom échantillon	HI	IJ	JK	KL	LM	MN	NO	OP	PQ	Sous Tdm
P°L2a	0,23		0,21		0,17		0,16	0,17		*0,54*
P°P3a	**0,18**		0,09		**0,27**			0,17	0,11	0,11
SP1	0,14		**0,41**		0,21	0,29		0,09	0,23	0,33
P°J4a		0,06	**0,21**	0,05	**0,45**			0,13	0,16	
P°J6a			**0,20**		**0,24**	0,13	0,10		0,05	
P°E5a		0,03	**0,19**		**0,23**	**0,19**		0,13		0,33
P°F2a	0,13		0,14		**0,24**		0,26		0,07	
P"X3a			0,21		**0,51**			0,40		
P"S1b			0,20	0,07	**0,48**	0,12		0,12		**0,33**
P"T7a					**0,32**	0,09		0,10		**0,35**
P°D7a			0,23	0,14	**0,35**			0,18		**0,29**
P°G2	0,13		0,18		**0,27**	0,13		0,18		**0,31**
P°C2a			0,25		**0,52**		0,22	0,22		
P"O3	0,17				**0,51**	0,08		0,07	0,19	0,15
P"Z2a	0,14	0,06	0,27		**0,25**	0,09		0,38		
P"R2b					**0,44**	0,43		0,25		0,35
P°G8a	0,19		0,14		0,16			0,20		**0,42**
P"A2a	0,22	0,07	0,09		0,22	0,34		0,31		**0,49**
P°A6a		0,07	0,16		**0,25**	0,02		0,07	0,32	
P°N4a		0,15	0,36		0,23	0,17		0,45		**0,57**
P°O3a			0,14		0,18	0,24		0,40		*0,64*
P°K2a			0,27		0,28	0,21		0,21		0,41
P°K3a	0,12	0,10	0,20		0,14	0,09				0,40
P°K2d	0,21	0,15	0,34		0,27			0,23		
P"U7a				0,17	0,17	0,17				**0,51**
P°M2a	0,09		0,15		0,20	0,14		0,46		0,36
P°H4a	0,14		0,14		0,11	0,13		0,34		*0,62*
P"Y1a			*0,73*		***1,64***		*0,52*			
Moyenne défaut	0,16	0,09	0,20	0,11	0,20	0,16	0,25	0,23	0,16	0,16
Ecat type	0,04	0,04	0,08	0,06	0,05	0,10	0,16	0,12	0,09	0,09
Nb de données exactes	1	0	4	0	15	1	0	0	0	8
Moyenne exacte	**0,18**		**0,25**		**0,36**	**0,19**				**0,41**
Ecart type exact			**0,11**		**0,12**					**0,11**

TABL. II.9. – Valeurs du rapport de pente k pour la comparaison directe ARN/ATR.
En gras : les valeurs exactes, en italique : les valeurs non prises en considération dans le calcul de la moyenne.

Les résultats du calcul de ces rapports de pente sont consignés dans le tableau II-9. Des valeurs de k ont aussi été calculées sur un espace de température en sachant qu'une inversion était probable sur ce ΔT. Dans ce cas, la valeur de k est dite valeur minimale.

Ces valeurs minimales ont été calculées dans le but de vérifier si elles étaient bien inférieures aux valeurs exactes et donc de tester l'existence d'une inversion sur le segment considéré. Si on excepte le spécimen P"Y1a, qui montre sur tous les segments des valeurs de k, non expliquées, bien supérieures à celles des autres échantillons, les valeurs minimales sont statistiquement inférieures aux valeurs « exactes ». Ces dernières semblent relativement cohérentes ce qui peut paraître surprenant vu qu'elles sont, la plupart du temps, définies uniquement grâce à deux points sur la courbe d'ARN. Toutefois, une dispersion non négligeable des données existe.

Pour une période donnée, le champ ancien est commun à tous les échantillons étudiés. Si on admet que le champ ayant créé les ATR est lui aussi commun à tous les échantillons, alors le rapport de pente k doit être commun à tous les échantillons. Les hypothétiques variations des champs anciens, ou du laboratoire, ne peuvent pas expliquer des rapports de pente passant du simple au double. Ces variations sont probablement dues à des erreurs expérimentales notamment sur la température de l'ARN qui n'a pas été corrigée faute de moyens ou de repères pour le faire. Il semble donc préférable d'augmenter le nombre de données afin d'obtenir une meilleure définition statistique de k pour un thermochrone donné.

3. Comparaison ARN/ATR par la méthode de Coe adaptée

Afin d'améliorer la définition statistique de k et d'avoir une procédure expérimentale mieux contrainte et plus rigoureuse, il était nécessaire d'utiliser un four à paléointensité. Ceci nous permet d'appliquer soit la méthode de Thellier [Thellier et Thellier, 1959] avec double chauffe sous champ, soit la méthode de Coe [1967] avec une chauffe sans champ, et une chauffe avec champ. Cette méthode est une adaptation de la méthode de Thellier et repose sur les mêmes principes. En effet, les deux méthodes postulent que l'ARN est thermorémanente. Le principe de ces méthodes consiste à chauffer un échantillon à des températures T_i progressivement croissantes et à comparer pour chaque

intervalle de températures (T_i, T_{i+1}) l'ARN détruite avec l'ATR acquise dans un champ connu. Théoriquement, deux chauffes successives sont effectuées à T_i. De peur d'entacher d'une erreur importante les mesures d'ARN, la méthode de Coe a été préférée. En effet, elle permet de mesurer directement l'ARN, dont nous avons un précieux besoin pour nos corrélations, et éventuellement de constater la présence de queues d'ATRp, en clair, la non destruction à T_{i+1} d'une partie de l'ATRp acquise à T_i.

Pour la désaimantation de l'ARN, les paliers de chauffe suivants ont été réalisés : 150, 200, 250, 260, 265, 270, 275 puis tous les 4°C jusqu'à 332 et enfin 350°C. Par souci de minimiser le nombre de chauffes nécessaires afin de préserver au mieux la minéralogie magnétique initiale, les cycles chauffe - refroidissement sous champ ont été réalisés en alternance avec les mesures d'ARN, à 150, 200, 250 et une fois sur deux par rapport à l'ARN entre 260 et 350°C. Cette adaptation par rapport à la méthode de Coe initiale ne gêne pas, a priori, la détermination de l'ATR vu le pas d'échantillonnage utilisé. Le champ appliqué a toujours été de 20 mT et dirigé dans le même sens. Toutes les chauffes ont été réalisées sous vide

Les échantillons sont toujours rigoureusement mis à la même place dans le four. Celle-ci a été soigneusement notée ainsi que la position des thermocouples, ce qui permet de faire une correction de température assez rigoureuse. Or nous avons vu (fig. II-1) que l'écart entre deux chauffes successives est généralement de ± 2°C

Pour comparer les ARN et les ATR, il faut normalement que les mesures aient été effectuées à la même température. Après chacun de ces cycles, nous mesurons :

$$M(T_i) = ARN(T_i, H, Tc) + ATR(0{,}20, T_i) \qquad \text{éq. 12}$$

Or, pour $T_i > 250$°C, l'ARN restante après une chauffe à T_i : ARN (Ti, H, Tc) est environ dix fois plus faible que l'ATRp créée entre T_i et la température ambiante sous un champ de 20 mT ATRp (0,20, Ti). Afin de comparer l'ARN détruite à l'ATR créée, on supposera la courbe $M(T_i) = f(T_i)$ régulière et linéaire sur 8-10°C. Cette approximation permet alors de calculer $M(T_i)$ à la température exacte de mesure de l'ARN (T_i, H, Tc). L'ATRp (0,20, T_i)) est alors obtenue par simple soustraction :

$$ATRp(0{,}20, T_i) = M(T_i) - ARN(T_i, H, Tc). \qquad \text{éq.13}$$

Sur une différence de température $\Delta T = T_{i+1}-T_i$, entre deux chauffes, nous avons accès à la pente de l'ARN (ptARN) :

$$ptARN = (ARN(T_i,H,Tc)-ARN(T_{i+1},H,Tc))/(T_{i+1}-T_i) \qquad \text{éq.14}$$

et à la pente de l'ATR (ptATR) créée sur le même intervalle de température :

$$pt\ ATR = ATRp(0{,}20,T_i)-ATRp(0{,}20,T_{i+1}) / (T_{i+1}T_i). \qquad \text{éq.15}$$

Nous pouvons donc facilement calculer le rapport de pentes k, qui dans cette expérience est théoriquement égal au rapport des deux champs : Hancien/Hlabo. Ceci bien sûr si les conditions de refroidissement sont similaires et si il n'y a pas de transformation minéralogique au cours des expériences. Le champ appliqué lors de l'ensemble de ces expériences a toujours été le même et a été choisi égal à 20 µT.

Nom échantillon	ZA	AB	BC	CD	DE	EF	FG	GH	HI	IJ	JK	LM	MN	OP	PQ	sous Tdm
P"B2b		0,09		0,21			0,18		0,09		0,28	**0,53**	0,18	0,13	0,28	**0,30**
P"C7b				0,47		0,09	0,43	0,07	0,23		0,46	0,38	0,11	0,18	0,15	**0,36**
P"E1a						0,11	0,16		0,42		0,44	**0,72**	0,11	0,08	**0,30**	0,07
P"F1b						**0,68**	0,18		0,15		**0,61**	**0,41**	0,21	0,29		**0,36**
P"F2b						**0,56**	0,18		0,17		0,43	**0,42**	0,20	0,29		**0,42**
P"F4a						0,31	0,28		0,22		0,44	**0,41**	0,20	0,35		**0,30**
P"F5b						0,20	0,31		0,35		0,39	**0,86**	0,14	0,29		**0,32**
P"F6b					0,58	0,29	0,38		0,34		0,40	**1,02**	0,19	0,42		**0,34**
P"F7a						0,40	0,21		0,15		0,31	**0,39**	0,39	0,25		**0,51**
P"F7b						0,35	0,33		0,12		0,27	**0,41**	0,22	0,36		**0,57**
P"F7c						0,30			0,31		0,42	0,29	0,31	0,30		**0,54**
P"F8						0,22	0,38		**0,62**		0,32	**0,65**	0,24	0,27		**0,42**
P"V4b							0,31	0,41			0,36	**0,52**	0,08	0,18		**0,27**
P"W3b			0,53		0,25				0,45		0,46	**0,74**				
P"W6	0,58		0,25		0,37			0,12	0,15		0,51	**0,45**	0,22			
PG6a		0,03	0,07		0,37	0,12		0,09	0,22		0,15	**0,44**	0,20			
P°B6b	0,59				0,13	0,16	0,06		0,54		0,20	**0,45**	0,16	0,04		
P°C3b	0,24		0,23		0,14	0,17		0,07	0,40		0,16	*0,81*	0,68	0,10		
P°I4a					0,09	0,26	0,07		0,27		**0,36**	**0,37**	0,45	0,48		**0,48**
P°Q2b	0,57		0,25		0,34			0,16	0,29		0,38	**0,46**	0,22			
P°Ra1b	0,36		0,17		0,16		0,22	0,14	**0,71**		0,58	**0,43**				
P°Rb5a	*1,13*		0,19		0,30		0,17	0,27	0,15		0,44	**1,13**				
P°S3b					0,28	0,17	0,39		0,43	0,25	*0,69*	*1,08*	0,21	0,27		**0,38**
P°U4a	0,51		0,52			0,18	0,25				0,28	**0,46**	0,23			
P°V2a						0,18	0,54		0,33		0,54	0,30	0,16	0,30		**0,45**
P°V2b						0,12	0,53		0,49		0,42	0,35	0,16	0,27		**0,41**
Moyenne défaut	0,57	0,06	0,28	0,34	0,27	0,19	0,25	0,17	0,28	0,25	0,39	0,33	0,24	0,25	0,22	0,22
Ecart type	0,28	0,05	0,16	0,18	0,14	0,13	0,11	0,12	0,19	0,25	0,11	0,04	0,13	0,12	0,09	0,21
Nb de données exactes	0	0	0	0	0	**2**	0	0	**2**	0	**2**	**20**	0	0	**1**	**15**
Moyenne exacte						**0,62**			**0,67**		**0,49**	**0,56**			**0,30**	**0,40**
Ecart type exact						**0,08**			**0,06**		**0,18**	**0,22**				**0,09**

TABL. II.10. – Valeurs du rapport de pente k pour la comparaison ARN/ATR par la méthode de Coe. En gras : les valeurs exactes, en italique : les valeurs non prises en considération dans le calcul de la moyenne.

L'ensemble de ces opérations a été réalisé sur 40 spécimens provenant de l'ensemble de la région étudiée. Sur trois d'entre eux, une ATR avait préalablement été créée à Chambéry comme décrit au paragraphe III-C-3. Cinq spécimens montrent des diagrammes de Zijderveld non linéaires et 6 des queues d'ATRp. Dans ce dernier cas, il est probable qu'une petite quantité de magnétite, néoformée ou non, puisse en être responsable. Les 26 spécimens restants ont été corrélés avec les précédents afin de nommer chaque thermochrone et de pouvoir leur affecter un paramètre k.

Le tableau II-10 montre les résultats individuels du calcul de k pour chaque thermochrone. Quelques valeurs minimales sont un peu fortes. Il est alors possible qu'il n'y ait pas d'inversion sur ce segment. La grande dispersion des valeurs de k est problématique. Plusieurs hypothèses explicatives peuvent être soulevées. Nous pouvons imaginer des queues d'ATRp que nous n'aurions pas décelées. Une autre explication pourrait être le fait que la courbe M (T_i) = f (T_i) n'est pas régulière. Une dernière solution est d'admettre des erreurs « importantes » soit sur les mesures d'intensités de l'aimantation soit sur les températures atteintes dans le four, et ce, malgré une correction en fonction de la position de chaque spécimen dans le four.

4. Synthèse des deux expériences

a. Le problème du champ ayant créé les ATR à Chambéry

Afin de comparer les valeurs de k issues des deux expériences, décrites ci-dessus, il nous faut impérativement connaître l'intensité du champ dans le tube en cuivre lors de la création des ATR à Chambéry. Dans le voisinage immédiat du tube, l'intensité du champ magnétique a été mesurée à 38 ± 1 µT grâce à la sonde aimablement prêtée par M. Pocachard. Malheureusement, il n'a pas été possible de mesurer l'intensité du champ à l'intérieur du tube chaud. Heureusement, deux spécimens ayant acquis une ATR dans ces conditions ont été désaimantés de façon-classique à Montpellier, puis une nouvelle ATR a été créée à Marseille sous un champ connu de 53,7 µT et désaimantée en utilisant le magnétomètre cryogénique 2G. Malgré des conditions expérimentales peu rigoureuses, les graphiques de paléointensités déduits de ces expériences (fig. II-36) sont cohérents.

Plus tard, quand le four à paléointensité de Montpellier a été opérationnel, 3 spécimens ayant acquis une ATR à Chambéry ont été incorporés à la fournée de façon à étalonner l'intensité du champ

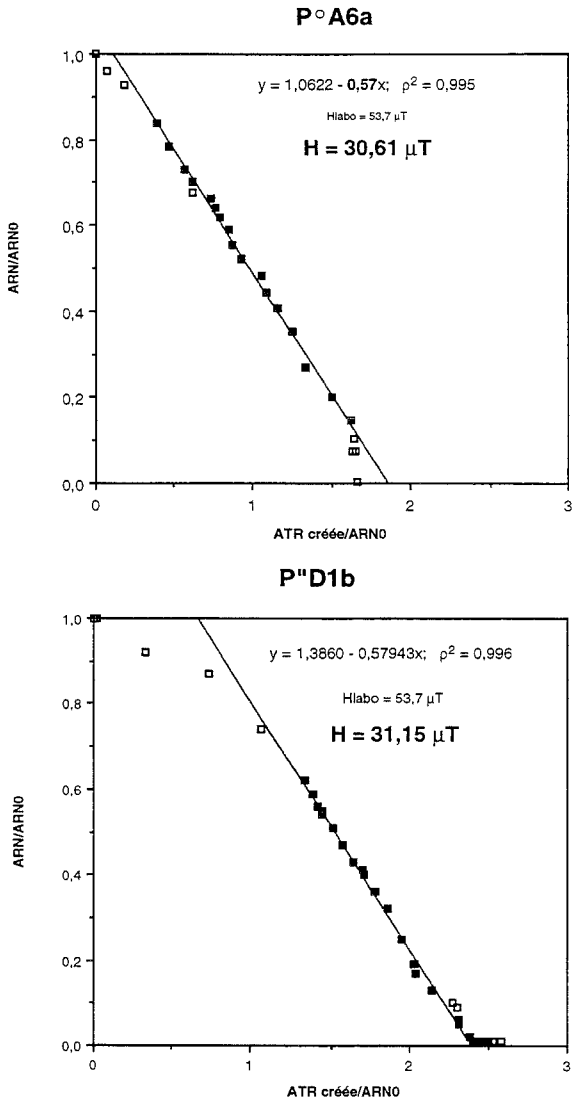


FIG. II.36. – Diagrammes ARN - ATR pour les deux spécimens traités au laboratoire de Marseille ; en noir sont indiqués les points pris en considération pour le calcul de l'intensité du « paléochamp » dans le tube en cuivre du laboratoire de Chambéry.

magnétique par la méthode de Coe. Les résultats obtenus (fig. II-37) sont très satisfaisants, avec une bonne cohérence et de plus des paléointensités voisines de celle obtenue à la première expérience. L'ensemble de ces éléments permet de penser que le champ magnétique dans le tube lors de l'acquisition des ATR est voisin de 29 ± 2 µT. C'est donc cette valeur que nous utiliserons pour calculer la paléointensité apparente du CMT lors du refroidissement post-métamorphique des échantillons désaimantés dans les deux premières fournées classiques.

Ces expériences montrent également la capacité des échantillons étudiés à enregistrer fidèlement l'intensité du champ magnétique.

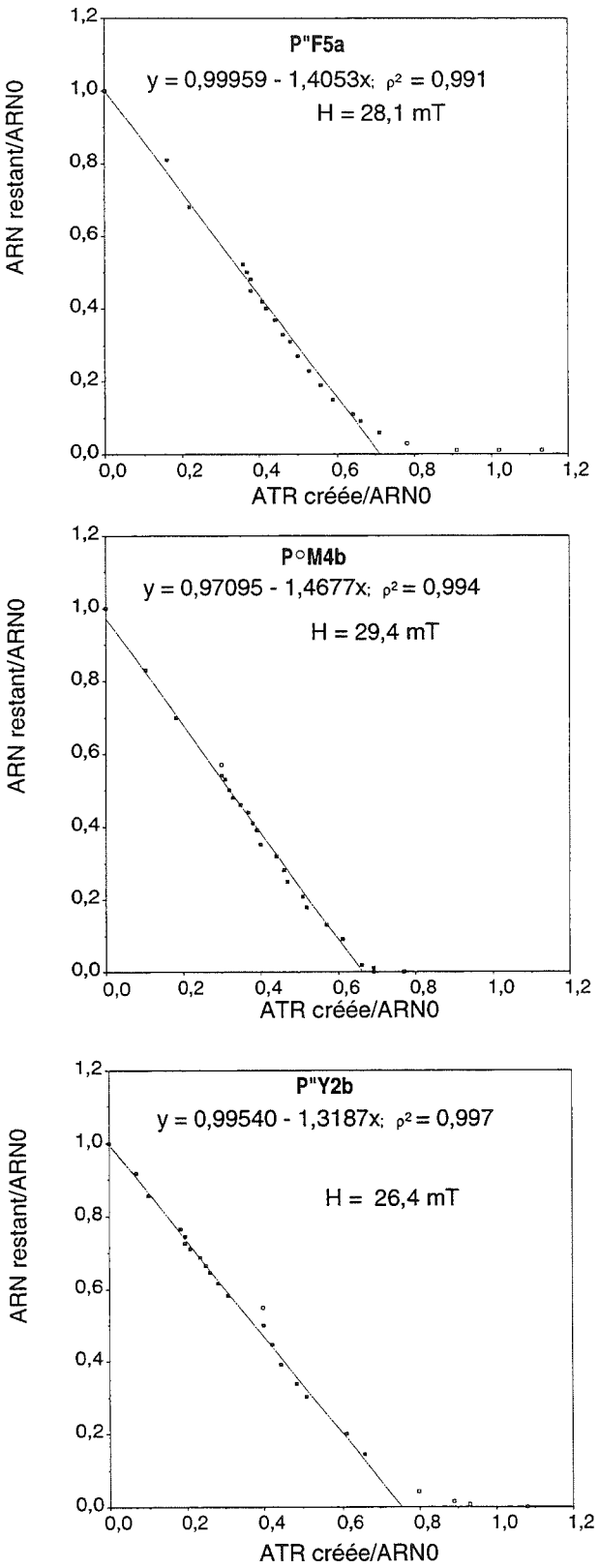


FIG. II.37. – Comparaison entre l'ATR créée dans le tube en cuivre du laboratoire de Chambéry (ARN) et l'ATR créée dans le four à paléointensité de Montpellier grâce à la méthode de Coe avec Hlabo = 20 mT. En noir : points pris en considération pour le calcul de la pente.

b. Comparaison des résultats issus des deux types d'expériences

Avec ce résultat, et connaissant l'intensité du champ utilisé dans le four à paléointensité de Montpellier (20 µT), il est possible de calculer k * H labo pour les deux fournées, soit Hancien ou paléointensité apparente. En effet, rien ne prouve que nous ayons accès fidèlement à la paléointensité du CMT lors du refroidissement post-métamorphique. La figure II-38 montre l'évolution de la paléointensité apparente pour les deux types d'expériences réalisés. Nous constatons que les valeurs minimales sont inférieures aux valeurs exactes. Malgré une dispersion importante des données, les trois thermochrones JK, LM et « sous Tdm » montrent des valeurs moyennes de k*Hlabo statistiquement égales. Vu ce résultat, nous pouvons donc considérer que les deux expériences donnent la même information et donc que les deux jeux de valeurs de paléointensité apparente peuvent être utilisées ensemble pour définir une seule valeur par thermochrone.

c. Détermination de la pente de l'ARN

Afin de fixer la pente de l'ARN d'un échantillon, pour un thermochrone donné, nous sommes contraints de définir une valeur unique de la paléointensité apparente du champ magnétique terrestre pour la période correspondant à ce thermochrone. Cette valeur que nous appellerons H est en effet le seul paramètre qui puisse être commun à tous nos échantillons.

Plusieurs solutions sont possibles. La première et la plus simple est de prendre la moyenne. Mais vu la dispersion des données, quelle signification physique peut-on lui attribuer ? De plus dans cette solution nous ne tenons pas compte du fait que presque toutes les valeurs ont été déterminées sur un ΔT différent. Les erreurs sur la température sont aussi courantes. Or aucune incertitude sur les températures de mesure de l'ARN n'a été prise en compte jusqu'à présent dans le raisonnement et les calculs. Donc nous nous proposons de définir une pente commune à tous les spécimens, compatible avec l'ensemble des pentes individuelles calculées moyennant l'introduction d'une incertitude minimale sur la température de mesure de l'ARN.

Théoriquement :

$$\frac{\frac{dJ\ ARN}{dT}}{\frac{dJ\ ATR}{dT}} = k = \frac{H}{H\ labo} \qquad \text{éq.16}$$

avec H la paléointensité du champ au Miocène et H labo le champ appliqué au laboratoire lors de la création des ATR. Pour pouvoir comparer les différentes pentes de l'ARN nous normalisons la pente de l'ATR à 1. On

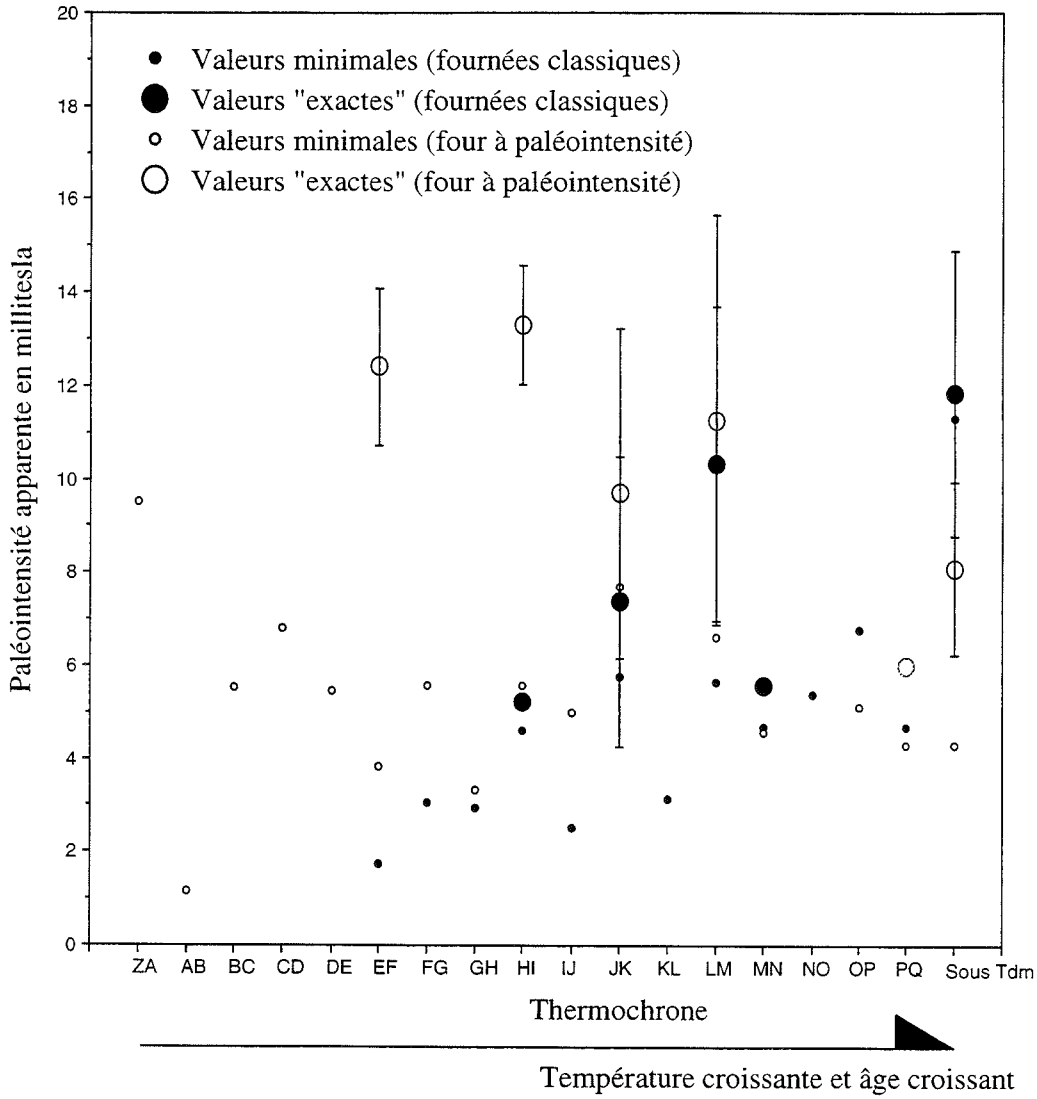


FIG. II.38. – Évolution de la paléointensité apparente pour les deux types de fournées.

Thermochrone	PMM	Max. écart T° ensemble population	Max. écart T° ARN/ATR	Max. écart T° Coe adaptée
JK	8,76	0,93	0,93	0,82
LM	15,22	2,06	1,42	2,06
Sous Tdm	9,43	1,88	1,88	1,88

TABL. II-11. – Résultats du calcul de la pente commune et des erreurs de T° à introduire pour les trois thermochrones les mieux définis. PPM : pente qui minimise l'écarts de température maximum pour l'ensemble de la population.

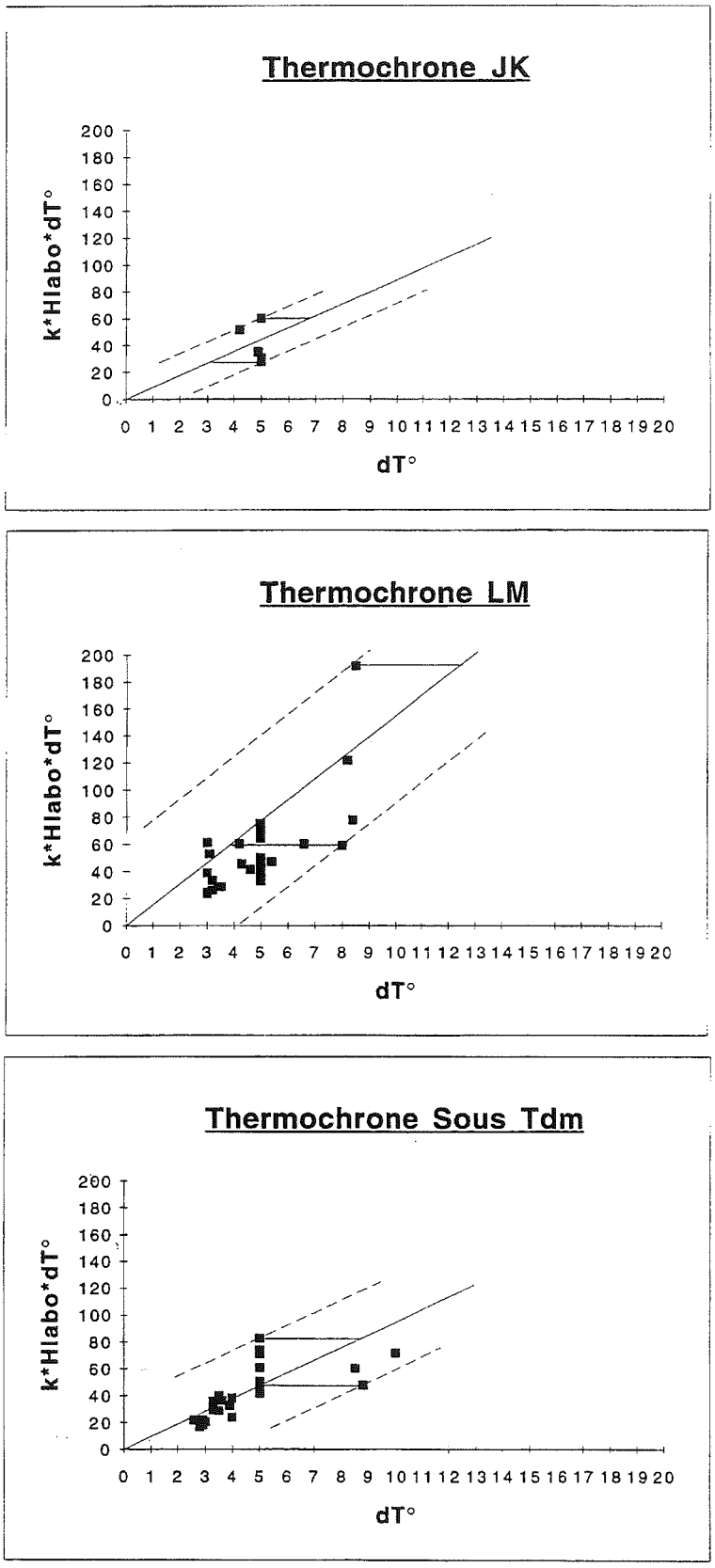


FIG. II.39. - Graphique k. Hlabo. dT° en fonction de dT° pour les trois thermochrones bien définis.

obtient ainsi des pentes de l'ARN normalisées notées $(dJ\ ARN / dT)_n$. Nous fixons donc :

$$\frac{dJ\ ATR}{dT} = 1 \qquad \text{éq.17}$$

A partir des équations 16 et 17, on obtient

$$H = \left(\frac{dJ\ ARN}{dT}\right)_n = k.\ H\ labo \qquad \text{éq.18}$$

Or nous avons vu que dJ ARN est déterminé sur différents intervalles de température dT. Pour représenter les pentes de l'ARN, nous reportons sur un diagramme les couples (dT ; k.Hlabo.dT) pour un thermochrone donné (fig. II-39). Ce type de diagramme est construit uniquement pour les trois thermochrones où nous avons le plus de données. Dans ce diagramme, nous recherchons la pente (k.Hlabo) commune à tous les échantillons et qui minimise l'écart de température maximum pour l'ensemble de la population. Autrement dit, la pente qui minimise l'incertitude sur les températures, afin que toutes les courbes J = f(T) puissent être construites avec le même rapport de pentes k pour un thermochrone donné. En fixant la pente (k.Hlabo) dans le diagramme (dT ; k.Hlabo.dT), nous pouvons calculer l'incertitude sur les températures pour les différents fours utilisés. Les valeurs d'incertitude sur les températures ont été calculées en fixant un point. L'incertitude sur chaque point est donc la moitié de la valeur calculée à partir du diagramme (dT ; k.Hlabo.dT). Les résultats sont consignés dans le tableau II-11.

Connaissant l'équation 18 et le champ en laboratoire (Hlabo) pour les deux expériences, nous pouvons calculer un k commun à tous les spécimens issus d'une même expérience. De là nous pouvons grâce à l'équation 16 calculer la pente normalisée de l'ARN $(dJARN/dT)_n$ pour tous les échantillons. Ceci va permettre de redessiner les courbes J = f(T) avec une contrainte supplémentaire très forte.

F. Dessin final des courbes de désaimantation thermique de l'ARN

1. Hiérarchie des critères utilisés

Après le calcul des paléointensités apparentes du CMT, la pente théorique de l'ARN pour les trois principaux thermochrones est connue. On connaît aussi l'erreur en température sur les points de mesure de l'ARN (Tabl. II-11) ; elle est de l'ordre de ± 2°C quelle que soit la fournée. Ces éléments modifient profondément la hiérarchie des critères utilisés pour dessiner les courbes J = f(T). Ces nouveaux dessins sont faits de la façon suivante.

1- Nous imposons, pour tous les échantillons, une valeur unique de la paléointensité apparente du CMT pendant un thermochrone donné. Ceci implique que la courbe ne passera pas nécessairement par les points de mesure, sachant que ceux-ci sont entachés d'une erreur de l'ordre de ± 2°C.

2- Nous cherchons à minimiser les écarts de longueurs de thermochrones entre échantillons voisins. Pour ce, nous nous imposons que les variations de la longueur d'une thermochrone ne dépassent pas :

- ± 1°C pour les spécimens de la même carotte et les spécimens du même site ;
- ± 2°C pour les spécimens de la coupe de la route d'Oulles.

3- Nous trouvons le meilleur compromis entre minimiser le nombre d'inversions nécessaires et passer au mieux par les points de mesure en admettant pour chacun une erreur en température de ± 2°C.

4- Finalement, nous imposons, faute de mieux, une pente croissante ou stable vers les hautes températures.

Après chaque dessin, la température de chaque inversion est soigneusement notée afin de pouvoir construire une séquence commune à tous les échantillons.

De la même façon que pour la première version de ces dessins, la corrélation de proche en proche, avec comme point de départ le site P"F de la route d'Oulles, est une contrainte très forte

2. Dessin des courbes du multiplet

a. Les moyens à notre disposition

La réalisation d'un algorithme puis d'un programme permettant le dessin automatique de ces courbes a été envisagée. Malheureusement, le dessin de ces courbes n'est pas simple. En effet, elles ne correspondent pas à une loi mathématique. Chaque courbe intègre à la fois des données paléomagnétiques telles la pente d'un thermochrone, des données géologiques et géographiques (situation des échantillons les uns par rapport aux autres) et des autres courbes déjà dessinées. De ce fait, l'idée d'un programme a dû être abandonnée dans ce travail, faute notamment de temps.

L'ensemble des courbes a donc été dessiné sur papier millimétré avec pour outils de base un crayon de papier, une gomme, un taille crayon, une règle et un rapporteur et beaucoup de patience.

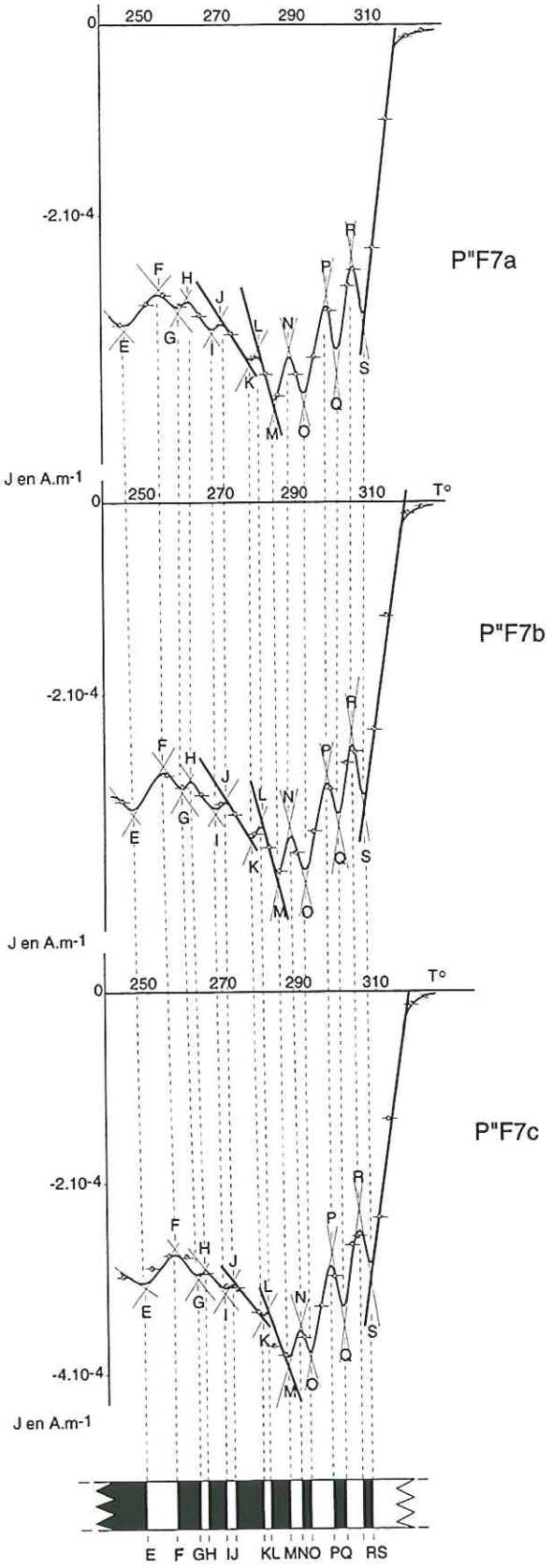


FIG. II.40. – Établissement des courbes de désaimantations pour les spécimens du triplet et séquence d'inversions correspondante. Les pentes calculées sont notées en gras.

b. Dessin des courbes du triplet (fig. II-40).

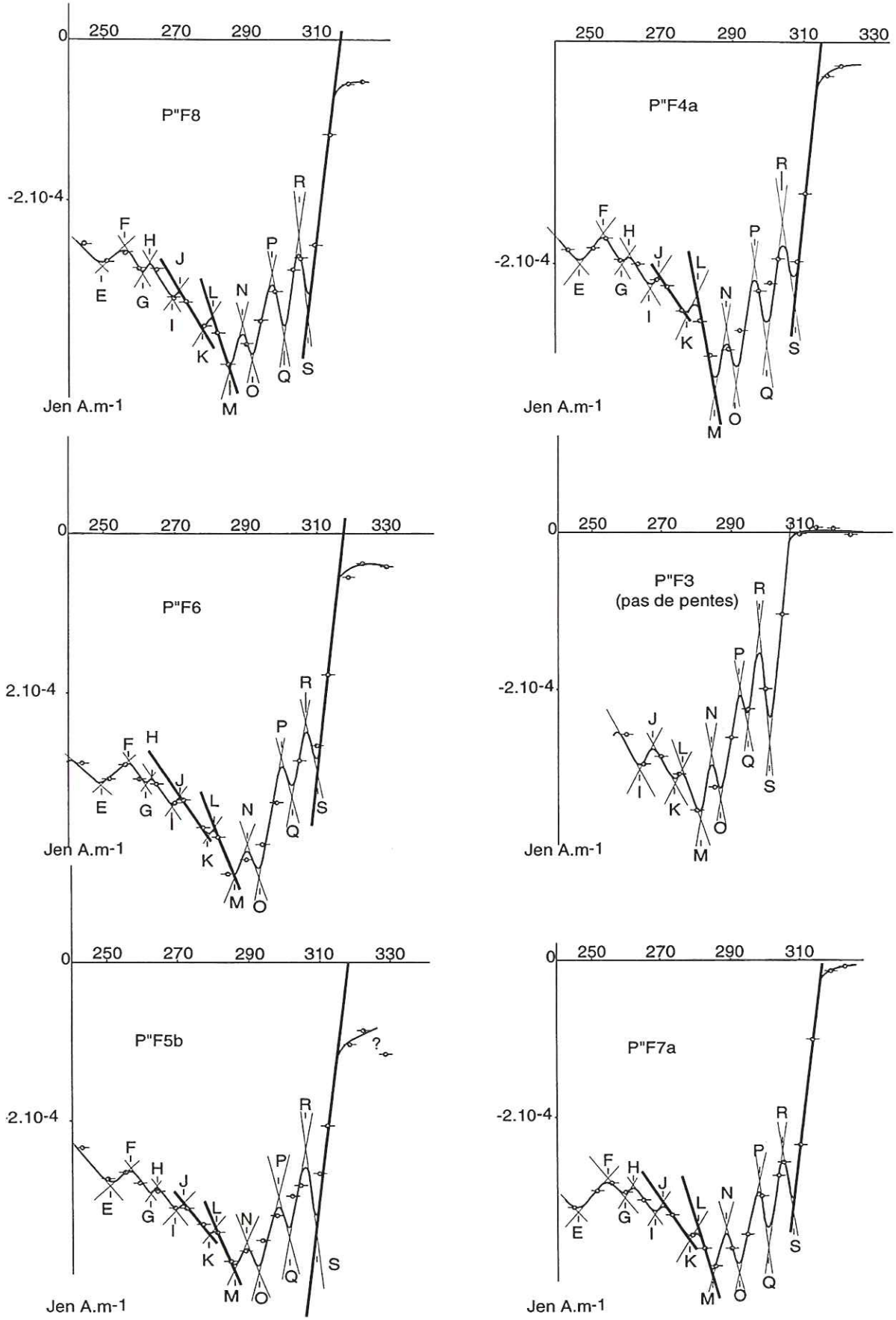
Dans ce site, trois spécimens (a, b et c) du même échantillon (P"F7) ont été désaimantés dans le four à paléointensité. Ces trois spécimens doivent théoriquement avoir enregistré le même signal. De ce fait, nous devons nous imposer une parfaite similitude des trois courbes. Le signal issu de l'étude de ce triplet servira de base pour dessiner toutes les courbes des spécimens du site. Comme pour la première corrélation, le creux M est un bon point de repère. Connaissant la pente pour les thermochrones LM et « sous Tdm », et en admettant que la valeur absolue de la pente est stable ou croissante entre les deux, les inversions N, O, P, Q, R et S sont nécessaires pour que la courbe ainsi dessinée passe au voisinage des points de mesure auxquels nous avons attribué une erreur de ± 2°C (Tabl. II-11). A plus basse température, l'introduction des petits thermochrones KL, IJ et GH est nécessaire pour les mêmes raisons et aussi pour expliquer les petits paliers visibles sur la courbe brute.

Les courbes ainsi établies sont peu à peu affinées jusqu'à une parfaite ressemblance des signaux. Pour le dessin de ces trois courbes j'ai toléré 1°C de variation dans la longueur des thermochrones. Compte tenu des incertitudes sur les mesures, difficilement quantifiables, ces variations de ± 0,5°C sont considérées comme négligeables. La température de chaque inversion introduite est soigneusement archivée et la longueur des thermochrones automatiquement calculée afin d'établir une séquence d'inversions qui va servir de base de départ pour dessiner les courbes de l'ensemble du site.

c. Dessin des courbes des autres échantillons du site P"F

La séquence d'inversions obtenue à partir des trois spécimens sert maintenant de référence pour dessiner les courbes des autres échantillons du site. A chaque fois qu'un problème se pose pour le dessin d'un spécimen, l'ensemble des courbes précédemment dessinées est remis en cause afin de trouver une solution commune pour l'ensemble du site. Comme tous les dessins sont réalisés sur papier millimétré et que de nombreux aller/retour entre les spécimens sont nécessaires, ces dessins demandent beaucoup de temps et de rigueur.

Les courbes obtenues, après ce travail, pour le site P"F sont consignées dans la figure II-41. Il est à noter la grande similitude de ces courbes. Un tel phénomène serait bien improbable si les données étaient aléatoires. Un bruit de ± 2°C sur les températures ne permet d'ailleur plus de corréler les signaux issus d'échantilons d'un même sites. La séquence d'inversions définie grâce à ces courbes montre une très bonne homogénéité avec des écarts maximals de la longueur des thermochrones ne dépassant pas 1°C comme nous nous l'étions fixé (tabl. II-12), ce qui justifie pleinement que l'on se serve de ce site comme point de départ pour nos corrélations. La séquence moyenne déduite de l'ensemble des spécimens du site ne sera plus modifiée. En effet, les échan-


P"F8
P"F4a
P"F6
P"F3
(pas de pentes)
P"F5b
P"F7a
0
250
270
290
310
330
-2.10-4
2.10-4
Jen A.m-1
E
F
G
H
I
J
K
L
M
N
O
P
Q
R
S
?

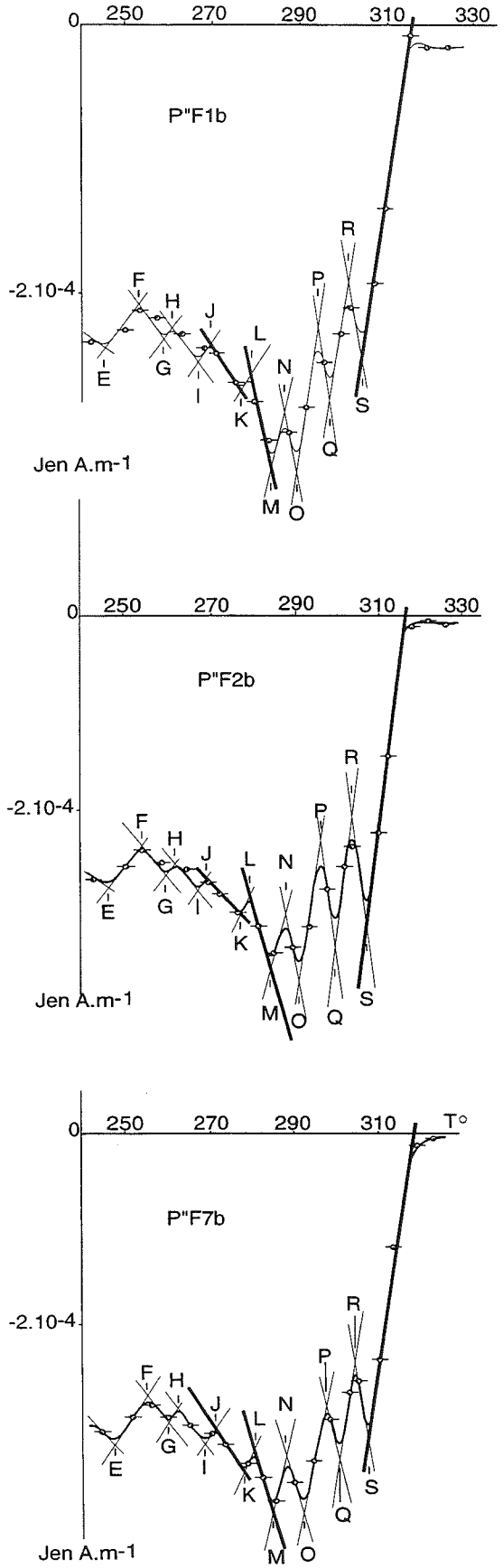


FIG. II.41. – Courbes de désaimantation thermique -J = f(T)- interprétées pour les spécimens du site P"F. Les pentes calculées sont notées en gras.

tillons d'autres sites ont pu avoir une histoire thermique différente, ce qui ne justifie pas d'imposer une **parfaite** ressemblance avec les courbes du multiplet.

3. Dessin des courbes du secteur d'Oulles

a. Les sites dans les marnes rousses

La séquence d'inversions déduite du site P"F nous sert de point de départ pour la corrélation de proche en proche que nous allons effectuer. Tout d'abord vers le sommet de la coupe car le site P"F situé à 1290m d'altitude en est plus près. Parmi les 7 sites situés à plus haute altitude, les échantillons issus de deux d'entre eux (P°T et P°W) ne sont pas exploitables car ils montrent des

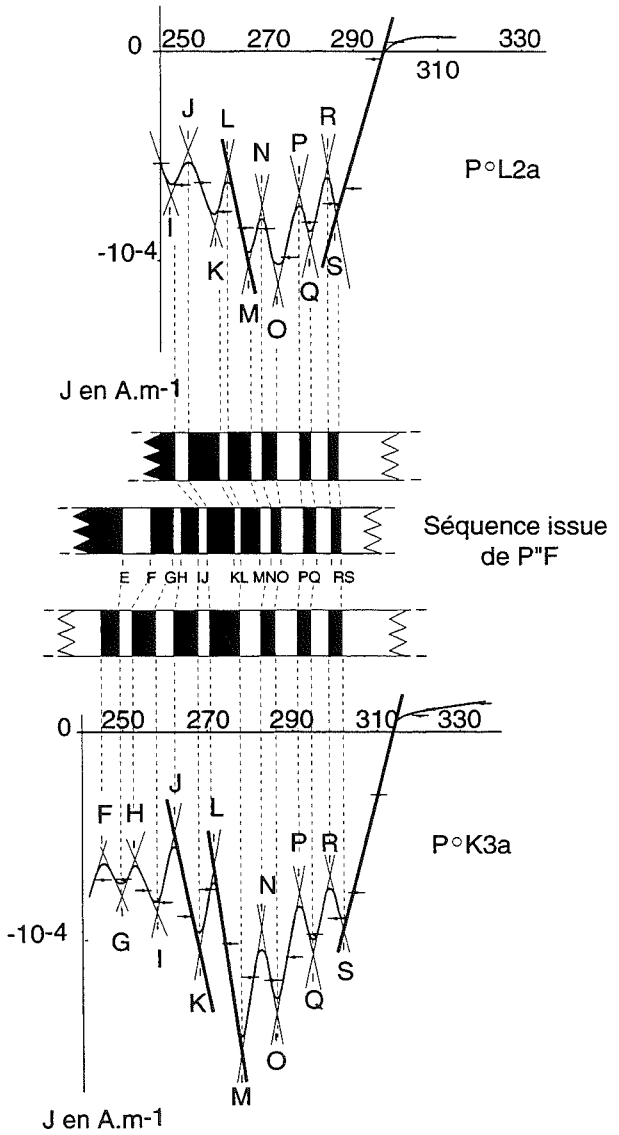


FIG. II.42. – Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées des deux spécimens des sites voisins de P"F sur la coupe d'Oulles. Les pentes calculées sont notées en gras.

A

spécimen	Tdm	S	R	Q	P	O	N	M	L	K	J	I	H	G	F	E
P"F1b	317,5	306	302,75	298,5	295,75	290,5	287,5	284,5	280	277,5	270	267	261	259	253,25	246
P"F2b	316,5	307	303,5	299,25	296	290,5	287,5	283,75	279	276,5	269	266,5	261,5	259,5	254,25	246,5
P"F3	307,5	301,5	298,5	295	292,5	287	284	280,5	276	274	267,5	264				
P"F4a	316,5	309	305,5	301	297,5	292	289	285,75	280,75	277,75	270,25	267,5	262	259,5	254,25	247
P"F5b	316,5	309	306	301,5	298,25	293	289,5	286	281,25	279,25	272	269,5	264,5	262,5	*257*	*251*
P"F6b	317	310	307	303	300	294	290	286	281,25	279,25	272	269	263,75	261,75	257	249,5
P"F7a	316,5	308	305,25	301	298	292,5	288,5	284,5	279,75	277,5	270,75	267,5	262	259	254	246
P"F7b	318,5	307,5	304,5	301	297,5	291,75	287,75	284,75	280,75	277,75	271	268	262	259,5	254,25	246,5
P"F7c	317,75	307,25	304,5	300	297,5	291,5	288,5	285,25	281	279	272	269,5	264,5	262,5	257	249,5
P"F8	315,5	307,5	305	300,75	297,25	291,5	288,5	285,25	280,5	278	271,5	269	263,5	261	256	249

B

spécimen	SR	RQ	QP	PO	ON	NM	ML	LK	KJ	JI	IH	HG	GF	FE
P"F1b	3,25	4,25	2,75	5,25	3	3	4,5	2,5	7,5	3	6	2	5,75	7,25
P"F2b	3,5	4,25	3,25	5,5	3	3,75	4,75	2,5	7,5	2,5	5	2	5,25	7,75
P"F3	3	3,5	2,5	5,5	3	3,5	4,5	2	6,5	3,5				
P"F4a	3,5	4,5	3,5	5,5	3	3,25	5	3	7,5	2,75	5,5	2,5	5,25	7,25
P"F5b	3	4,5	3,25	5,25	3,5	3,5	4,75	2	7,25	2,5	5	2	5,5	6
P"F6b	3	4	3	6	4	4	4,75	2	7,25	3	5,25	2	4,75	7,5
P"F7a	2,75	4,25	3	5,5	4	4	4,75	2,25	6,75	3,25	5,5	3	5	8
P"F7b	3	3,5	3,5	5,75	4	3	4	3	6,75	3	6	2,5	5,25	7,75
P"F7c	2,75	4,5	2,5	6	3	3,25	4,25	2	7	2,5	5	2	5,5	7,5
P"F8	2,5	4,25	3,5	5,75	3	3,25	4,75	2,5	6,5	2,5	5,5	2,5	5	7
Moyenne:	3,03	4,15	3,08	5,60	3,35	3,45	4,60	2,38	7,05	2,85	5,42	2,28	5,25	7,33
Ecart type:	0,32	0,38	0,39	0,27	0,47	0,37	0,29	0,40	0,40	0,36	0,40	0,36	0,31	0,59
Nombre:	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	9	9	9	9
Ecart max-min:	1	1	1	0,75	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2

TABL. II-12.– A: Température de chacune des inversions rencontrées dans les spécimens du site P"F; B: Ecart de température entre deux inversions successives = longueur de chaque thermochrone.

diagrammes de Zijderveld très bruités et des queues d'ATRp allant même jusqu'à la réaimantation complète à partir de 330°C. Pour le site P°W, ceci n'est pas vraiment surprenant vu que l'étude des ARI a mis en évidence la présence de gœthite (tabl. II-3) qui se transforme probablement progressivement en hématite au cours des nombreuses chauffes. Ce site, tout comme les sites P°K et P°L a été prélevé dans les calcaires marneux et marnes roux attribués au Domérien par Barféty *et al.* [1972] sur la carte géologique au 1/50 000, feuille de Vizille. Dans ce secteur, les affleurements calcaires sont rares et l'échantillonnage en est affecté. Les spécimens prélevés dans les marnes présentent presque toujours des intensités d'aimantation faibles, de l'ordre de 10^{-4} A.m^{-1} et des diagrammes de Zijderveld assez bruités. Malgré cela, le signal thermopaléomagnétique obtenu pour les spécimens des sites P°K et P°L, qui encadrent en altitude le site P"F, est similaire à celui issu de ce dernier (fig. II-42).

b. Les sites dans le « Lias calcaire »

Le reste des sites a été prélevé préférentiellement dans les bancs calcaires des alternances calcaires / marnes de l'Hettangien, du Sinémurien et du Carixien qui affleurent largement.

La corrélation de proche en proche s'effectue sans problème jusqu'en haut de la coupe où les spécimens P°V2a et P°V2b montrent un signal similaire aussi bien entre eux qu'avec le site P"F (fig. II-43). A partir du site P°L et en redescendant, les divers spécimens étudiés sont successivement comparés avec le spécimen précédant et avec la séquence moyenne issue de l'ensemble des spécimens déjà étudiés. Le premier site rencontré est P°M et il se corrèle très bien avec P"F. Plus bas, nous rencontrons le site P"A. Pour le spécimen P"A2a, la pente calculée « sous Tdm » est assez faible mais passe toutefois par l'extrémité des barres d'erreurs des deux points l'encadrant. Cette pente faible ne permet pas de positionner l'inversion M dans le creux classique ; toutefois la séquence est respectée et les longueurs des thermochrones sont tout à fait dans la moyenne.

Plus bas, si on veut conserver le signal du spécimen P°N4 dans la moyenne, il faut introduire entre O et R des pentes plus fortes que celle de « sous Tdm ». C'est un choix délibéré que je fais en privilégiant le fait de garder ce spécimen semblable à ceux qui l'entourent plutôt que de conserver une pente croissante ou stable. En effet il paraîtrait surprenant qu'un seul spécimen montre une dispersion de la longueur des thermochrones et donc une histoire thermique différente.

En bas de la route d'Oulles, les sites P"E et P"O montrent, contrairement à l'ensemble des autres sites, des polarités normales (fig. II-44). Toutefois, les spécimens désaimantés finement montrent une première composante sous Tdm de très faible amplitude mais de

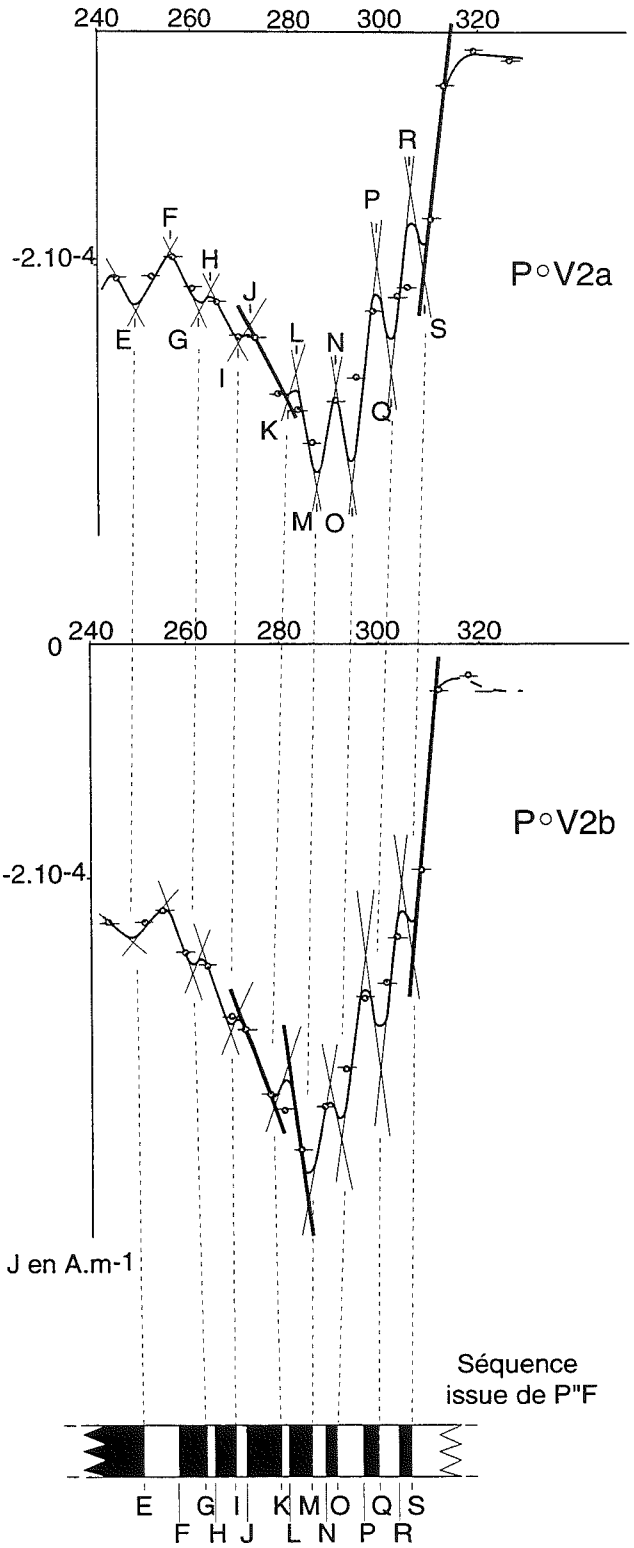


FIG. II.43. – Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées des deux spécimens du site du sommet de la coupe d'Oulles (P°V). Les pentes calculées sont notées en gras.

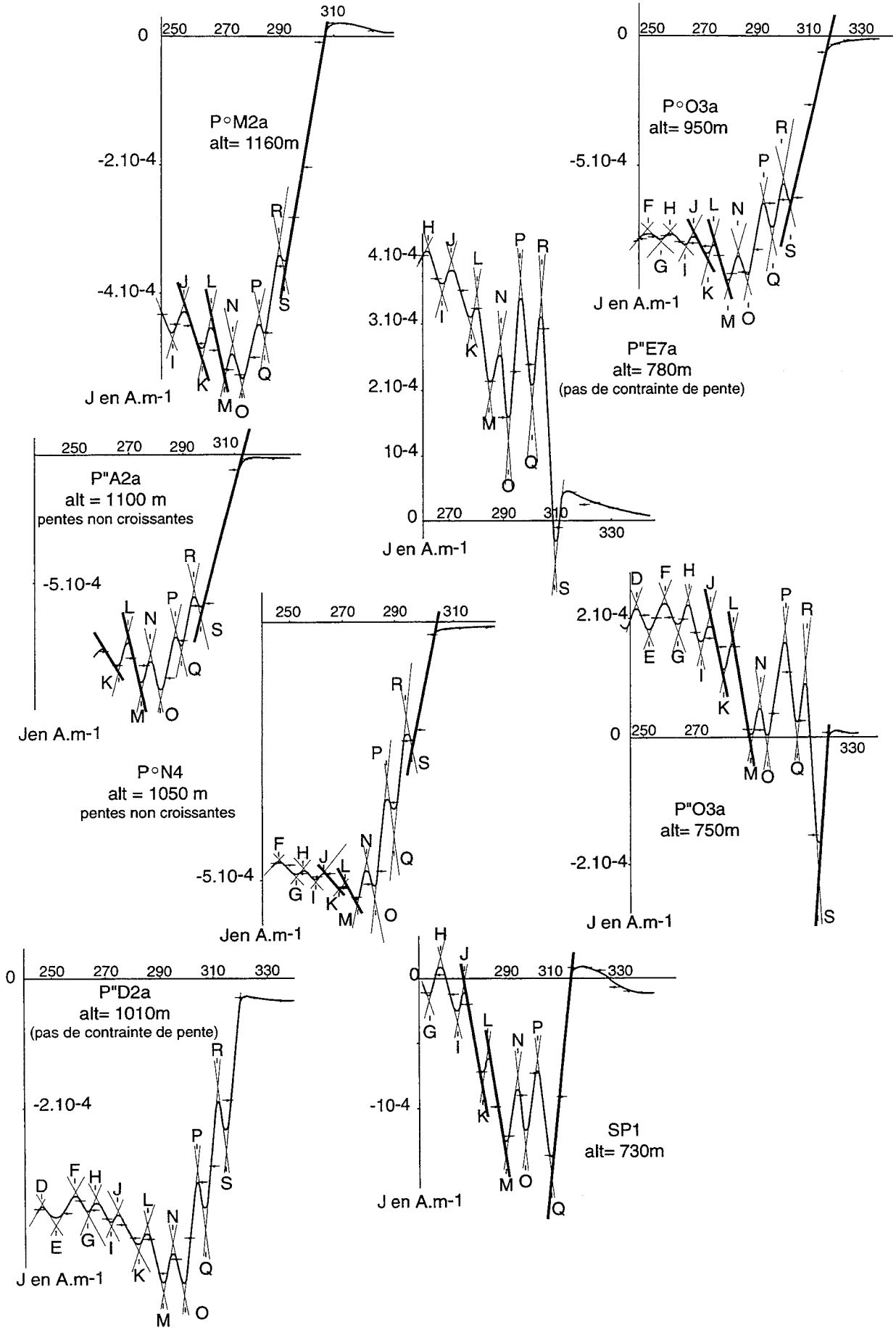


FIG. II.44. – Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées des spécimens du site du bas de la coupe d'Oulles. Les pentes calculées sont notées en gras.

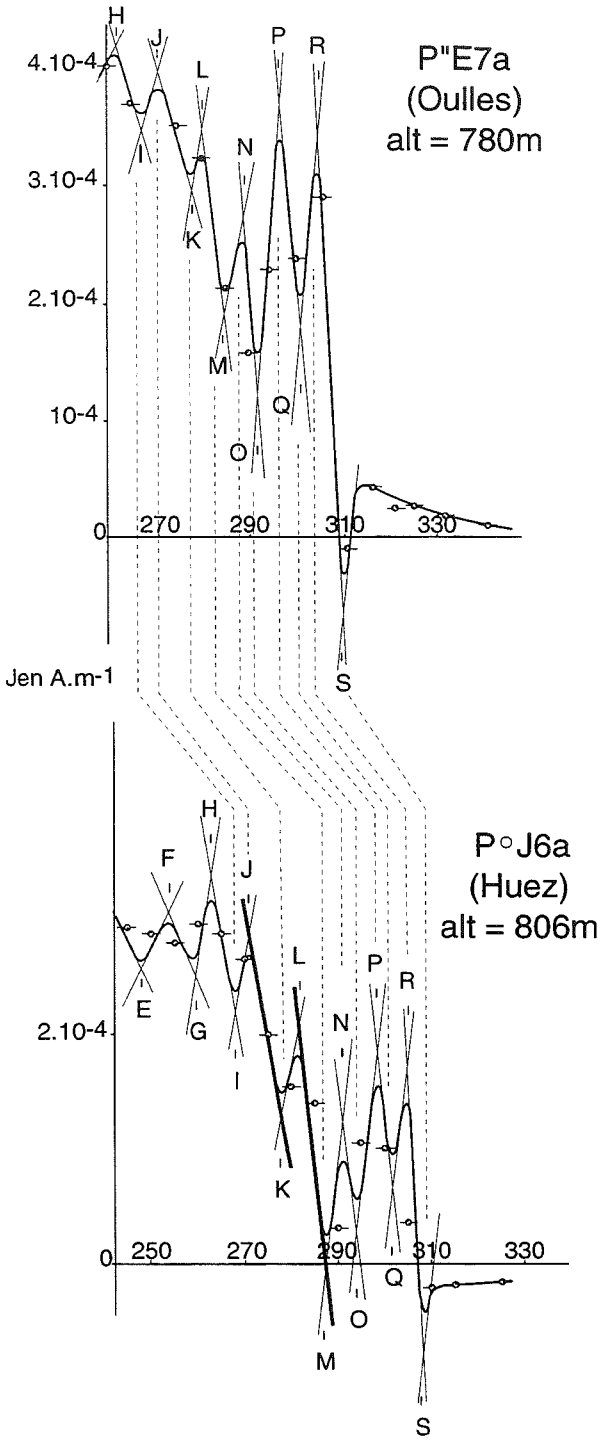


FIG. II.45. – Comparaison des courbes de désaimantation thermique interprétées pour deux sites à la même altitude (P"E et P°J) de part et d'autre de la vallée de la Romanche. Les pentes calculées sont notées en gras.

polarité inverse. De ce fait, il est raisonnable de penser que ces sites ont acquis leur première aimantation plus tardivement que les autres et donc probablement à la fin de la période ST et non pendant la période RS comme on aurait été tenté de le croire au vu de la polarité normale de l'ARN mesurée à 150°C. Il est à noter que P"O3a, situé à 750 m d'altitude mais en rive droite de la Lignarre semble s'aimanter avant P"E7a et P"E1a situés à 780 m d'altitude mais en rive gauche. En effet la longueur entre la température de déblocage maximum (Tdm) et l'inversion S est plus grande pour P"O3a. Si nous supposons que ces spécimens ont la même Tdm et que les échantillons situés plus bas sont plus chauds, alors cette constatation pose le problème de l'horizontalité des paléo-isothermes, à moins que des phénomènes tectoniques (basculements, failles,...) aient eu lieu plus tardivement. Nous reviendrons dans la troisième partie sur ce genre de problèmes.

Pour le site SP (fig. II-44), situé en dehors de la coupe, nous avons été contraints, en nous basant sur les longues périodes de polarité normales LM et JK d'admettre qu'il commence à s'aimanter pendant la période de polarité inverse QR. En effet, les points de mesures situés au-delà de 315°C ne peuvent pas être pris en compte car le vecteur mesuré n'est pas stable. Nous sommes donc contraints d'admettre que ce spécimen ne s'aimante pas dans la même inversion que les autres échantillons de la route d'Oulles. De plus le thermochrone QR est ici enregistré sur au moins 9°C alors qu'il ne l'est que sur 4°C en moyenne pour l'ensemble des spécimens de la route d'Oulles. Ce problème n'est pas encore élucidé.

4. Le problème du passage de la vallée de la Romanche et le dessin des courbes des sites du secteur d'Huez

a. Le passage de la vallée de la Romanche

Pour continuer notre corrélation de proche en proche, nous devons passer en rive droite de la Romanche dans un secteur ou cette vallée est large. La distance entre le dernier site du secteur d'Oulles (SP) et le premier du secteur d'Huez (P°J) est d'environ 1600 m. Le site P°J est de polarité normale et est le plus bas du secteur d'Huez, alors que les sites sus-jacents sont tous de polarité inverse jusqu'au moins 1550 m d'altitude. Cette épaisse zone de polarité inverse n'est pas sans rappeler que sur la route d'Oulles, tous les sites qui s'échelonnent de 750 à 1550 m d'altitude, s'aimantent pendant la période ST. Si on considère que les isothermes étaient quasiment horizontaux au moment du refroidissement sur l'ensemble du secteur étudié et qu'il n'y a pas eu de déformations significatives postérieures, alors le signal du site P°J doit être similaire au signal d'un échantillon situé à peu près à la même altitude sur la route d'Oulles. A 806 m d'altitude, P°J est bien plus haut que le site SP (730 m), il est donc probable qu'il s'aimante pendant la période normale RS. Le site P"E, bien que débutant dans la période ST est globalement de polarité normale. S'il est possible de faire passer par les deux spécimens du site P°J le même signal que celui du site P"E alors notre corrélation pourra être considérée comme bonne et sera un bon point de départ pour la corrélation de proche en proche jusqu'au prochain

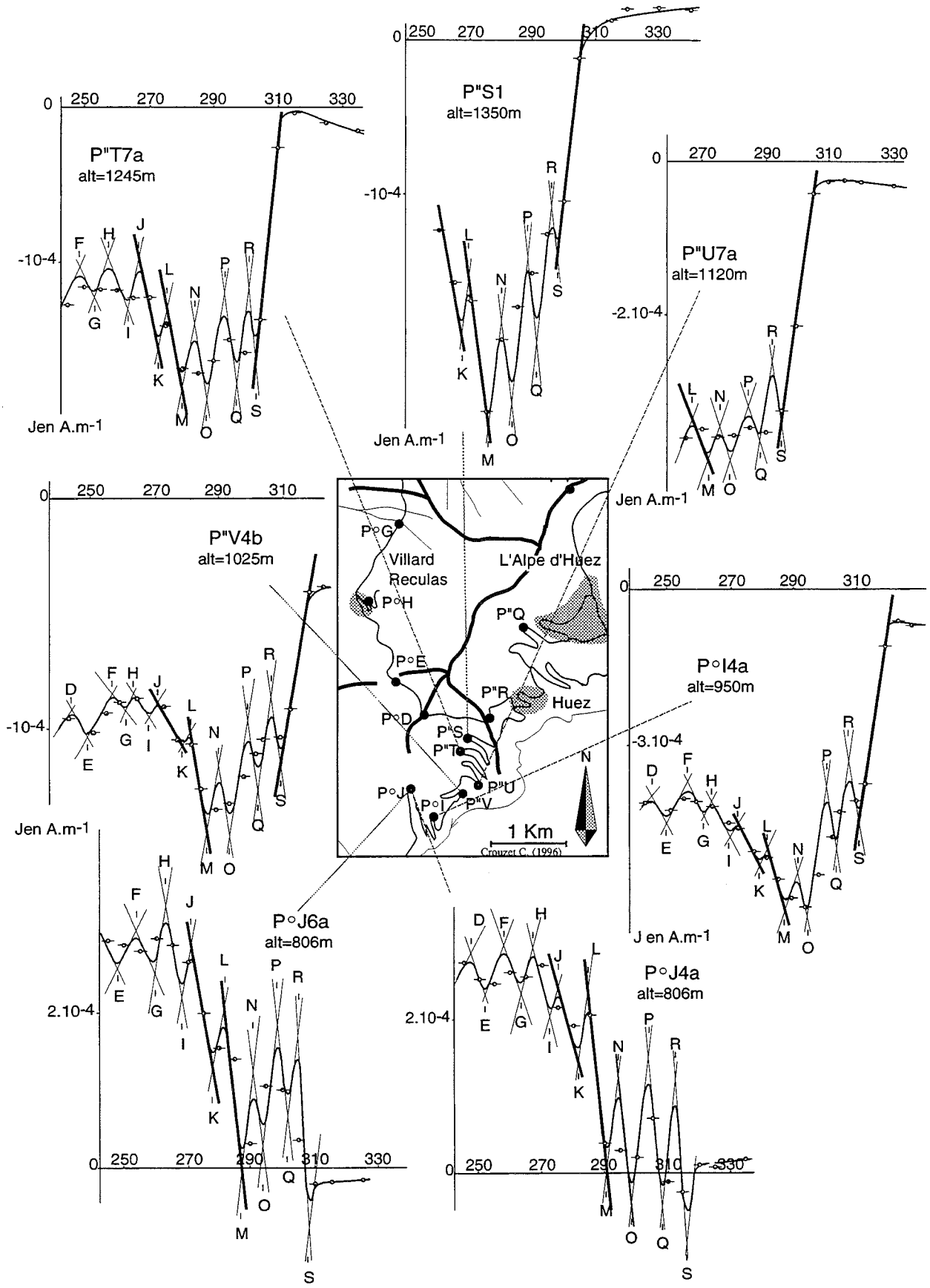


FIG. II.46 (a). – Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées pour les sites du bas du secteur d'Huez. Les pentes calculées sont notées en gras.

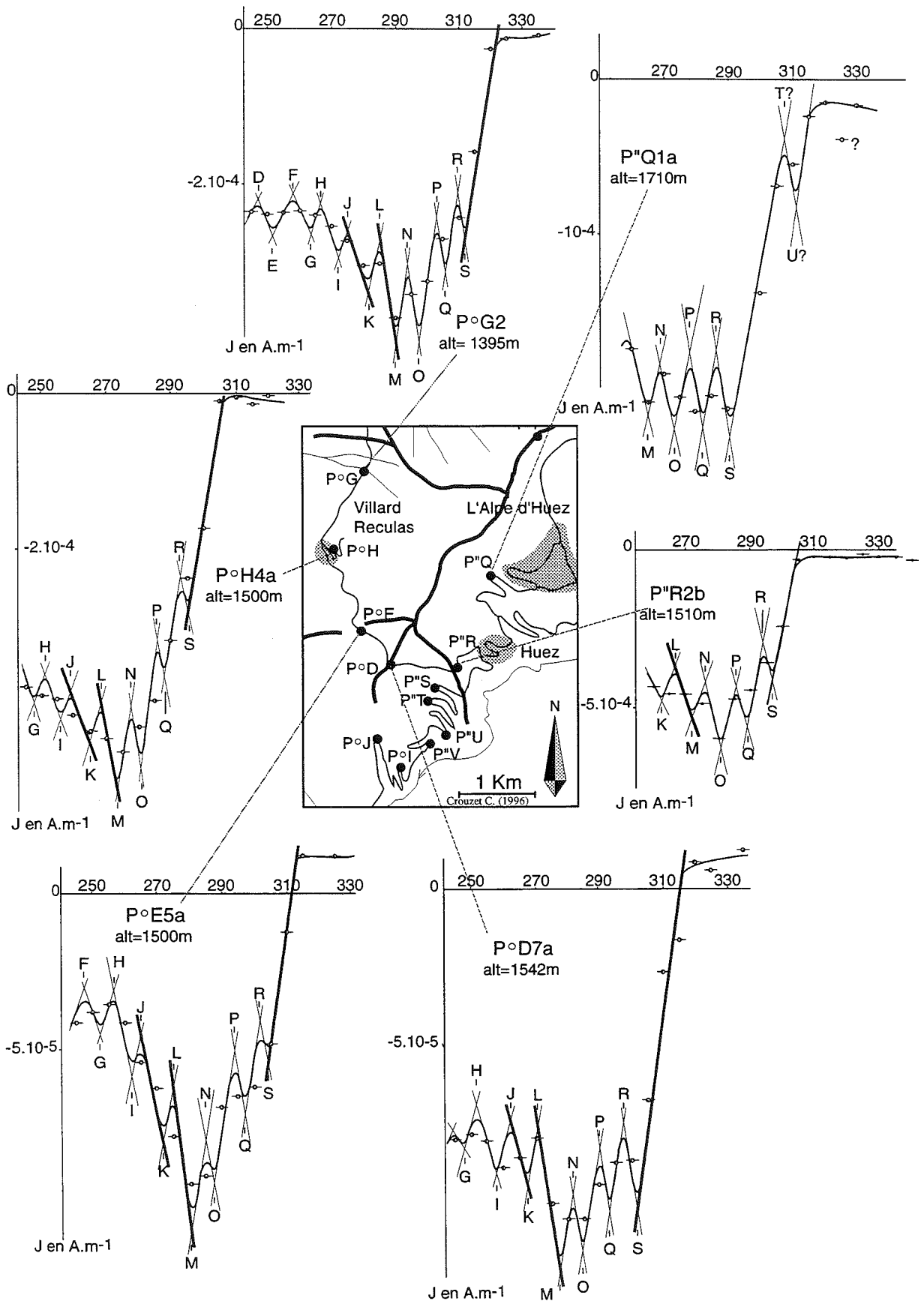


FIG. II.46 (b). – Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées pour les sites du haut du secteur d'Huez. Les pentes calculées sont notées en gras.

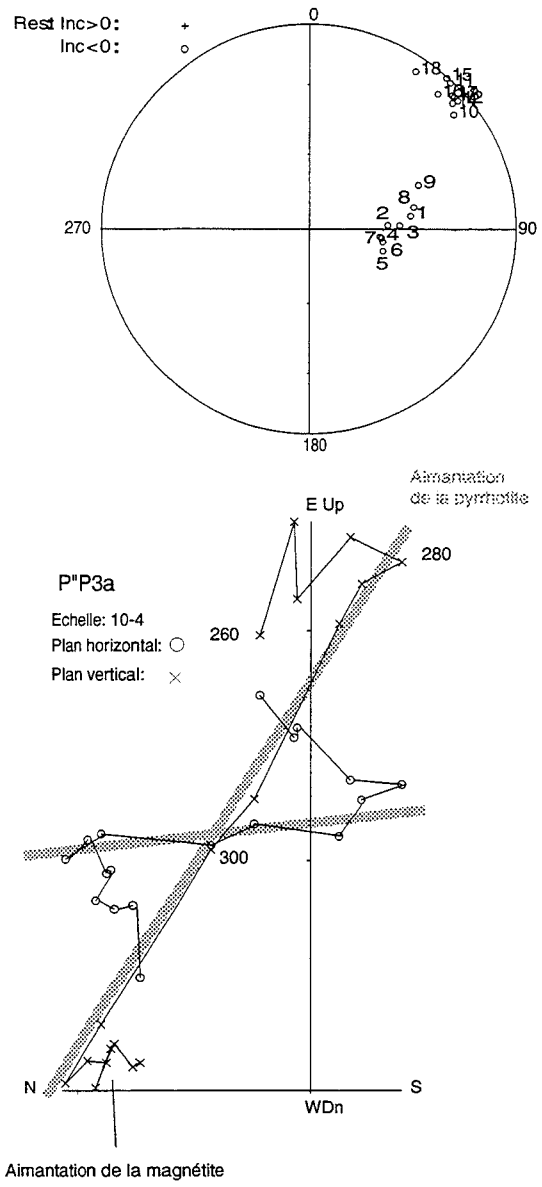


FIG. II.47. - Diagramme de Zijderveld et projection stéréographique pour le spécimen P"P3a montrant deux aimantations superposées. Les pentes calculées sont notées en gras.

sites localisés au-dessus doivent donc être similaires aux sites de la route d'Oulles.

b. Le dessin des courbes des autres sites du secteur d'Huez.

Les spécimens du secteur d'Huez sont donc dessinés de façon à ce que la longueur des thermochrones soit dans la moyenne établie à partir de l'ensemble des spécimens du secteur d'Oulles. Bien que les sites soient bien plus espacés que sur la route d'Oulles, la corrélation de proche en proche et le dessin des courbes de ces spécimens ne posent aucun problème jusqu'au site P"R à 1510 m d'altitude (fig. II-46a). Pour ce spécimen, il n'est pas possible de positionner l'inversion M dans le creux si nous voulons respecter la séquence. Il est alors envisageable que cet échantillon ait commencé à s'aimanter dans le thermochrone inverse QR. Toutefois, l'analyse des spécimens des sites P°D, P°E, P°H et P°G situés sensiblement à la même altitude, mais plus loin du socle, montrent qu'ils se sont bien aimantés durant la période ST (fig. II-46b). Pour expliquer l'aimantation de P"R2b pendant QR, il faut admettre que ce site était plus froid que les autres qui sont à la même altitude actuelle. Nous n'avons aucun argument géologique ni en faveur ni contre cette hypothèse. De ce fait, il semble raisonnable comme il est fait sur la figure II-46b, de dessiner cette courbe avec l'inversion M en dehors du point le plus bas.

Le site P"Q, 200 m au-dessus, ne dispose malheureusement pas de pentes calculées. De plus, notre repère classique, le creux « M », n'apparaît pas et nous n'avons pas d'autres spécimens exploitables au voisinage avec lesquels nous pourrions tenter une corrélation. Il est donc très difficile d'interpréter ce signal seul. Toutefois, vu son altitude (1710 m) nous pouvons penser qu'il s'est aimanté avant les autres. De ce fait, comme la première composante est inverse, ce spécimen se serait aimanté pendant la période UV. Le thermochrone ST, qui d'après les autres spécimens est relativement long (supérieur à 11°C) est ici enregistré sur 18°C. Vu la non redondance et le manque de fiabilité d'un seul spécimen, les inversions T et U définies sur P"Q1a ne seront pas prises en considération dans la suite de ce travail.

Pour le spécimen P"P3a, situé à 2050 m d'altitude, plusieurs composantes non colinéaires sont visibles sur le diagramme de Zijderveld (fig. II-47). Bien que la composante de haute température puisse être facilement enlevée par le calcul, ce spécimen ne sera pas interprété en terme de succession d'ATRp, de peur de commettre des erreurs que nous pourrions par la suite interpréter de façon géologique. De plus il est probable que nous ayons des difficultés à établir une corrélation avec les autres spécimens déjà étudiés.

Tous les autres spécimens de ce secteur (soit 10), montrent sensiblement le même signal que ceux de la route d'Oulles avec un début d'aimantation pendant la période ST et ne posent aucun problème pour établir leur séquence d'inversions (fig. II-46).

5. Le dessin des courbes des sites du secteur d'Allemont - Vaujany (fig. II-48).

a. La jonction Huez-Allemont.

Dans le prolongement des sites P°H et P°G du secteur d'Huez, respectivement à 1500 et 1395 m d'altitude, le site P°F montre une polarité normale. De ce fait et vu son altitude (1350 m), il est probable qu'il se soit aimanté après P°G, donc pendant la période RS. Avec

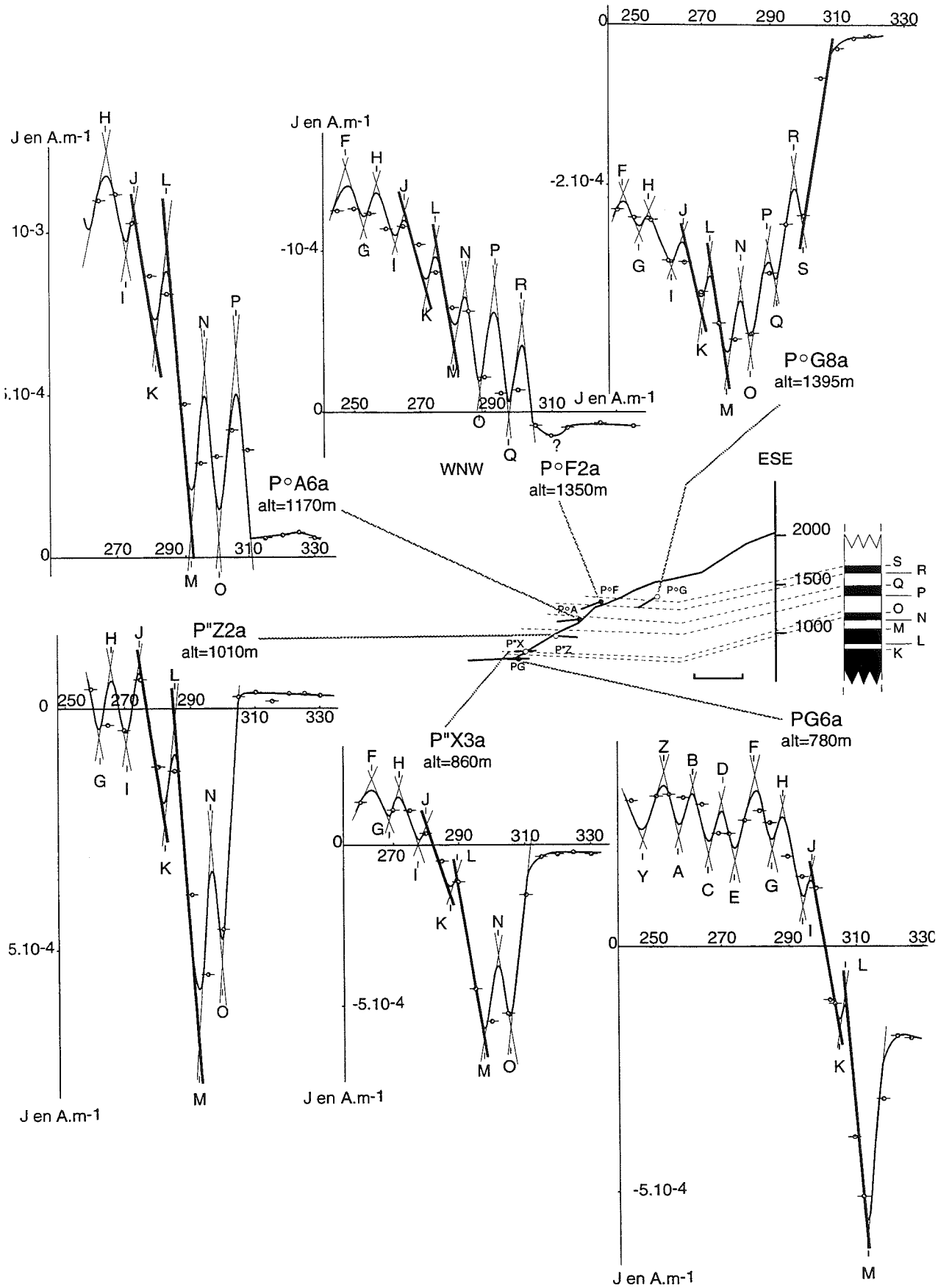


FIG. II.48. – Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées des sites de la jonction Allemont - Huez. Notons que la première composante sous la température de déblocage maximum est successivement normale ou inverse en fonction de l'altitude. Les pentes calculées sont notées en gras.

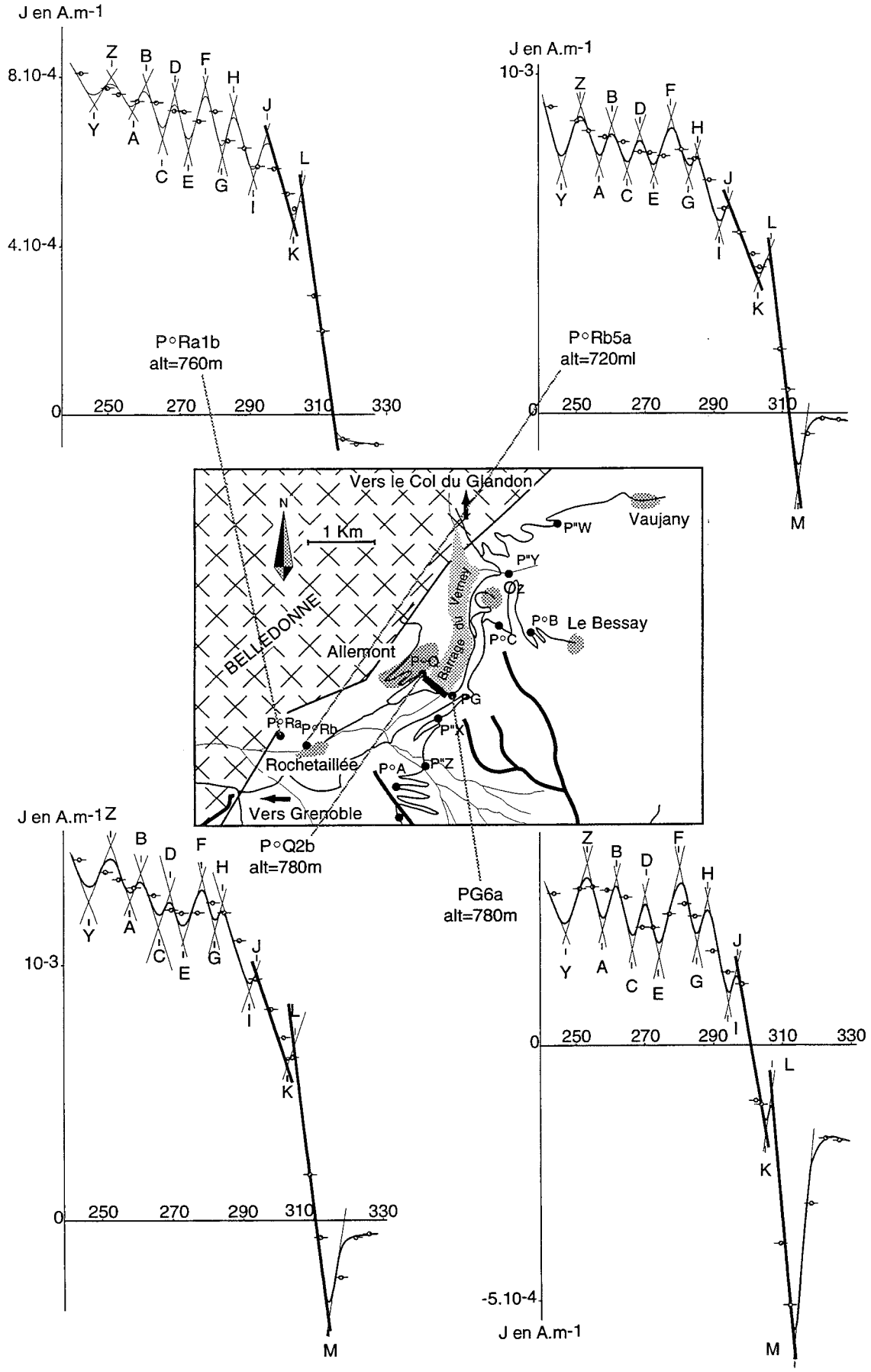


FIG. II.49. – Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées pour les sites du Verney et de Rochetaillée. Le site P°Ra, plus près du socle s'aimante plus tardivement que les autres. Les pentes calculées sont notées en gras.

cette interprétation, la séquence déduite du spécimen P°F2a est compatible avec celle des autres spécimens déjà étudiés.

Le site P°A, à 1170 m d'altitude, est lui aussi de polarité normale. Pour que la séquence déduite des deux spécimens P°A2 et P°A6a soit la même que pour l'ensemble des autres spécimens, nous sommes contraints de proposer que le site P°A se soit aimanté pendant la période normale PQ. De ce fait, entre P°F et P°A, il existe probablement une zone où la première aimantation est inverse et acquise durant la période QR.

En continuant de descendre en altitude, nous rencontrons le site P"Z à 1010 m d'altitude, de polarité inverse. Si nous considérons qu'à un instant t donné, ce site était plus chaud puisque plus bas que P°A, il s'est aimanté plus tardivement et donc probablement durant la période inverse OP. Avec cette interprétation, le creux correspond bien à l'inversion M. Cette interprétation est confirmée par le spécimen P"X3a (860 m d'altitude) qui selon toute vraisemblance s'est aimanté lui aussi pendant la période OP.

b. Le dessin des courbes des sites du Verney et de Rochetaillée (fig. II-49).

Plus bas, les sites du barrage du Verney : PG, déjà étudié par Lamarche *et al.* [1988], et P°Q sont à la même altitude (780 m) mais de part et d'autre de la vallée de l'Eau d'Olle. Ces deux sites ont été sélectionnés afin de tester grâce au thermopaléomagnétisme la présence d'une faille récente à actuelle à décalage vertical important dans cette vallée comme proposé plus à l'amont par Darmendrail [1994] grâce à une analyse des données de nivellement et une étude géomorphologique. Ces deux sites sont de polarité normale mais la première composante enregistrée sous la température de déblocage maximum (Tdm) est inverse. Vu la puissance des composantes normales, il est probable qu'elles correspondent aux périodes LM et JK qui sont les plus longues jusqu'ici reconnues. Ces sites s'aimanteraient donc vers la fin de la période inverse MN. De ce fait, le creux correspond encore à l'inversion M. Entre PG et P"X, il existerait donc une zone où la première aimantation est acquise pendant la période normale NO. Vu la dénivelée de 50 m entre ces deux sites la période NO doit être relativement petite. Dans le cas contraire, une explication devra être trouvée.

Pour le spécimen P°Rb5a prélevé au hameau de Rochetaillée à 720 m d'altitude, nous constatons un signal tout à fait similaire à P°Q et PG bien que la première composante inverse soit beaucoup moins marquée. Pour le spécimen P°Ra1b prélevé à la carrière de Rochetaillé à 760 m d'altitude, cette composante inverse n'est plus présente. Tout se passe comme si, en se rapprochant du socle cristallin de Belledonne et en restant sensiblement à la même altitude, l'aimantation était acquise plus tardivement.

c. Le dessin des courbes des sites du Bessay - Oz et de Vaujany (fig. II-50).

Les spécimens des sites P°C, P°B et P"W (fig. II-50) montrent le même type de signal que les spécimens du barrage du Verney et de Rochetaillé (fig. II-49). Ils sont toutefois à des altitudes bien plus élevées : 900 m pour P°C, 1090 m pour P°B et 1106 m pour P"W). Ils pourraient s'être aimantés à la fin de la période OP comme P"Z situé à 1010 m d'altitude. La contrainte sur la valeur de la pente du thermochrone LM interdit ici cette possibilité et tout particulièrement sur les spécimens P°C3b et P"W3b. Nous pouvons donc conclure que ces sites se sont aimantés pendant la période MN. De ce fait, comme on le préssentait déjà au niveau de Rochetaillé, les paléo-isothermes ne devaient pas être horizontaux dans ce secteur à moins que des basculements significatifs aient eu lieu postérieurement au refroidissement.

Le site P"Y de polarité normale, situé à 820 m d'altitude s'est théoriquement aimanté avant le site P°C. De ce fait, la première composante enregistrée est probablement LM. Le dessin ainsi obtenu est cohérent avec l'ensemble (fig. II-50).

d. La partie à basse température des courbes des sites du secteur d'Allemont - Vaujany.

La partie à « basse température » du signal des spécimens de ce secteur montre fort peu de fluctuations. Il semble au premier abord osé d'interpréter un tel signal. Toutefois, les ATR réalisées sur ces spécimens ne montrent pas de replat. De plus, la séquence est bien connue grâce aux échantillons de la route d'Oulles et à ceux d'Huez, jusque vers l'inversion D. On peut donc déjà dessiner les courbes de façon à minimiser les variations de la longueur des thermochrones par rapport à la séquence établie à partir des sites d'Oulles et d'Huez. La suite du signal est construite de façon à ce que les variations entre échantillons soient minimales. La séquence Y, Z, A, B, C, D a été établie en compte de 8 spécimens du secteur d'Allemont - Vaujany et de deux du secteur du Col du Sabot - Col du Glandon. Avec l'utilisation de 10 spécimens, cette séquence cohérente semble être fiable.

6. Le dessin des courbes des sites du secteur Col du Sabot - Col du Glandon

Compte tenu de l'absence de route, du faible nombre d'affleurements d'accès simple et de l'altitude élevée, seulement 4 sites ont été échantillonnés dans ce secteur. Malheureusement, deux sites GM et P'X posent problème.

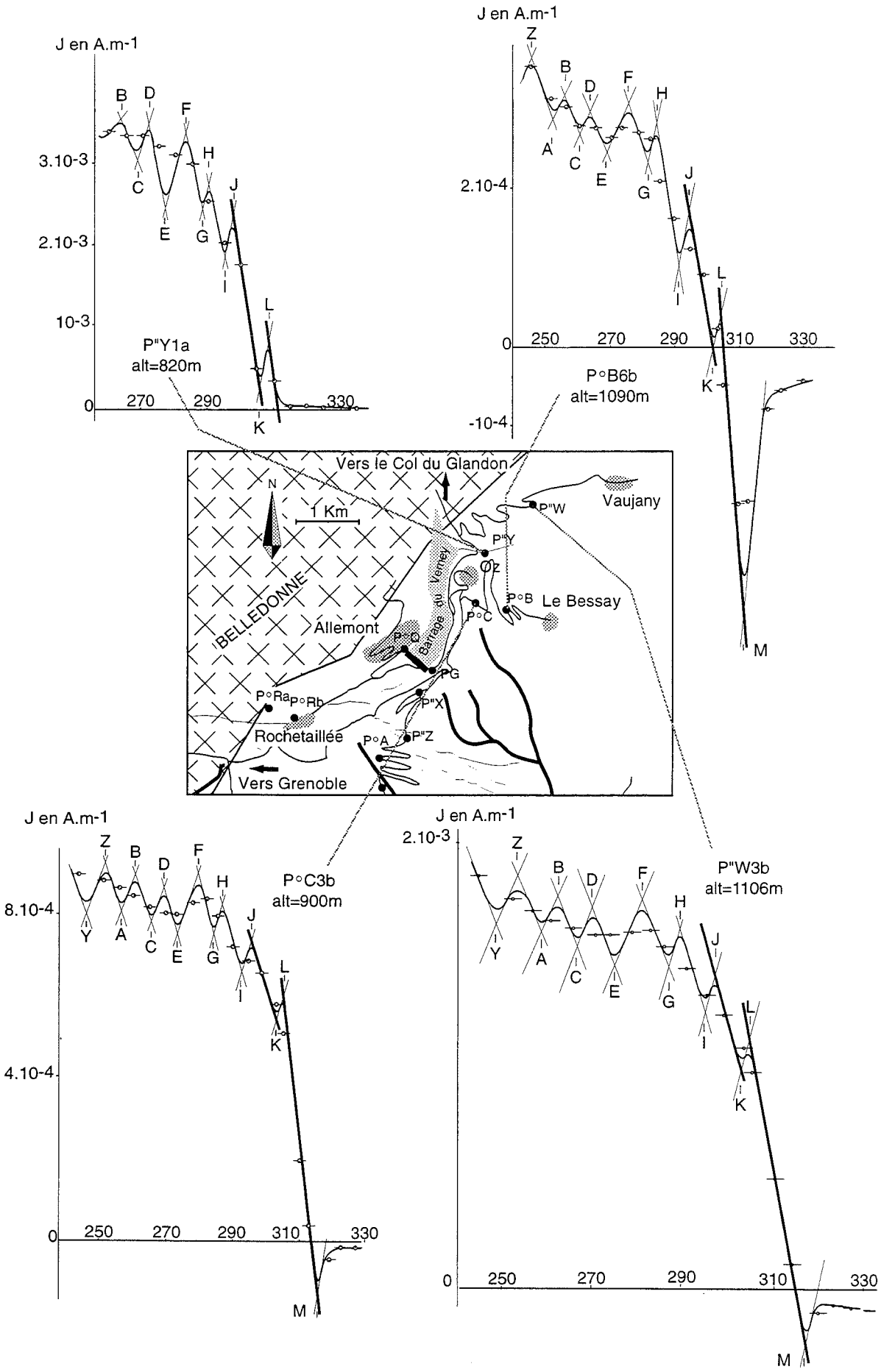


FIG. II.50 .- Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées pour les sites du Bessay - Oz et de Vaujany. Le site P"Y , plus bas en altitude s'aimante plus tardivement que les autres. Les pentes calculées sont notées en gras.

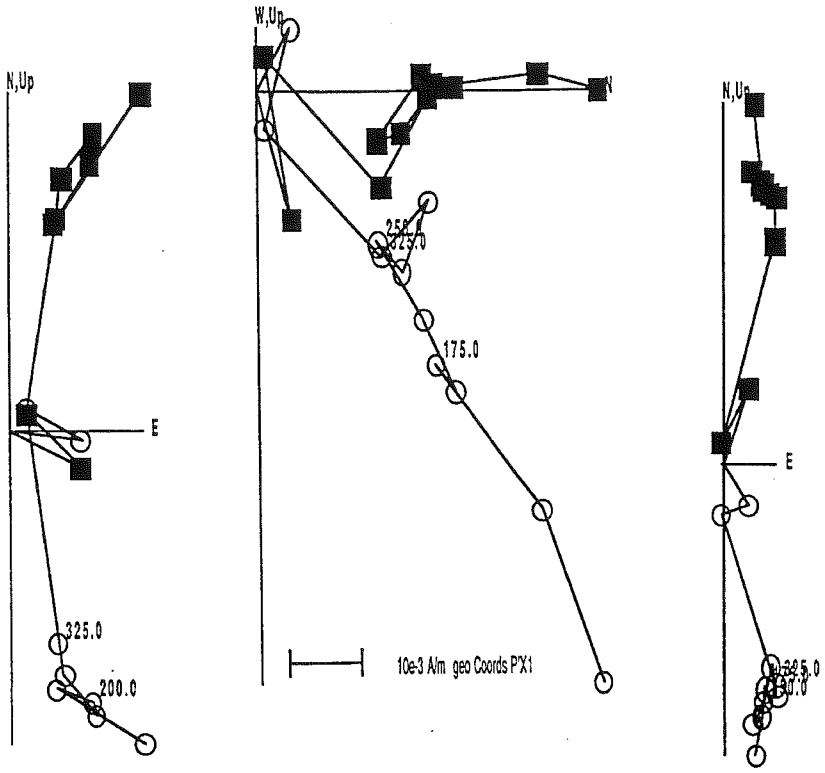


FIG. II.51. - Diagrammes de Zijderveld des spécimens des sites de Grand'Maison montrant une seule direction d'aimantation.

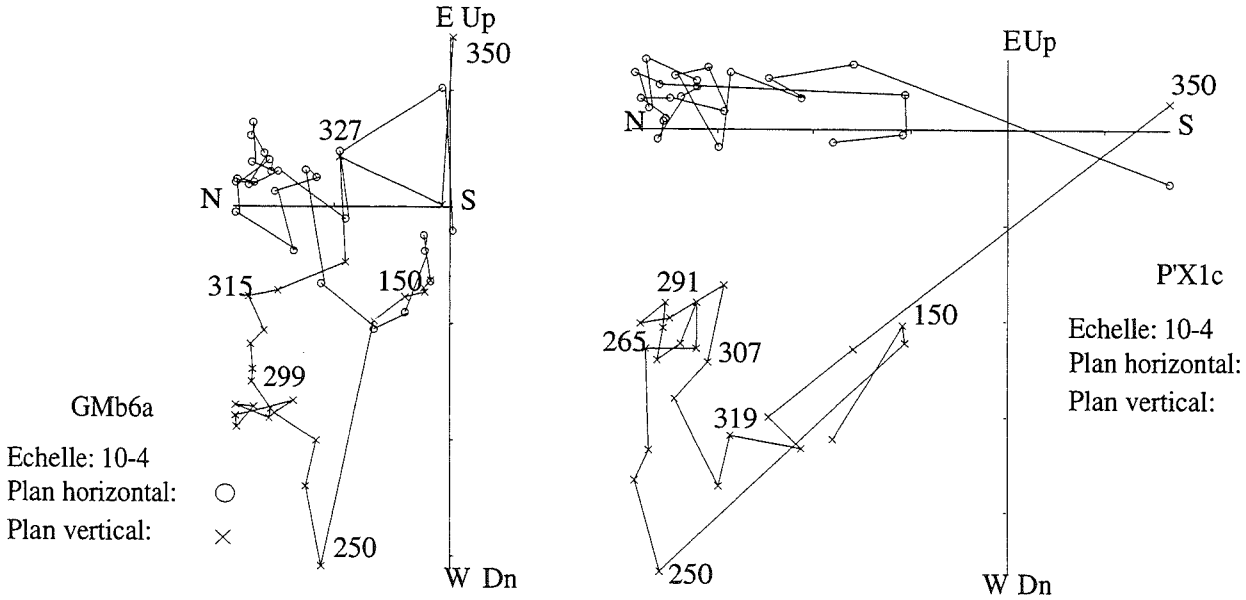


FIG. II.52. - Diagrammes de Zijderveld des deux spécimens des sites de Grand'Maison ayant subi une désaimantation thermique fine. La mauvaise qualité de ces données ne permet pas d'en tirer une interprétation thermopaléomagnétique.

a. Le problème des sites de Grand' Maison

Ces deux sites, situés près du contact socle - couverture et à une distance de 100 m l'un de l'autre, montrent une grande dispersion de l'aimantation mesurée après un léger nettoyage thermique à 150°C. Ce secteur a fait l'objet d'une étude tectonique et paléomagnétique locale mais restant assez préliminaire. La présence de pyrrhotite et d'hématite dans certains spécimens est attestée par l'étude des ARI (tabl. II-3). Plusieurs spécimens ont été désaimantés par champ alternatif et montrent des résultats qu'il n'est pas possible d'interpréter. Quelques désaimantations thermiques pilotes ont été réalisées à Chambéry. Les résultats sont très disparates. Seulement 3 spécimens (GMa10a, GMa11 et P'X1a) montrent une seule composante d'aimantation bien définie de polarité normale (fig. II-51). Les deux spécimens sélectionnés pour une désaimantation thermique fine (GMb6a et P'X1c) montrent des diagrammes de Zijderveld chaotiques (fig. II-52) et donc ces spécimens sont ininterprétables du point de vue thermopaléomagnétique. Pourtant le spécimen P'X1a était prometteur. Une explication peut être tentée en considérant que dans ce cas particulier la pyrrhotite pourrait être polydomaine. Ainsi l'ATRp créée dans le four à Ti n'est pas détruite à Ti+1.

Pour expliquer la dispersion des aimantations à toutes les échelles d'observation, on peut envisager des déformations très hétérogènes qui pourraient avoir lieu pendant, puis après, le refroidissement et ce, probablement avec des circulations de fluides. En effet, sur le terrain quatre schistosités ont pu être mises en évidence. La première n'est conservée que très localement dans quelques microlithons. La deuxième correspond à la schistosité ardoisière principale, qui sert de repère régional dans la couverture liasique. La troisième correspond à une schistosité de plan axial de plis à axe verticaux enroulant fréquemment des boudins de quartz. La quatrième se développe discrètement au voisinage de fentes de tension ouvertes perpendiculairement à S2, ce qui indique une déformation plus récente et un nouvel apport de fluides. Un effet de pression engendrant une dispersion des vecteurs aimantation est également possible et ce sans la création d'une déformation visible sur le terrain. Le jeu décrochant, peut-être encore actuel, de l'accident de l'Eau d'Olle - Col du Sabot, pourrait facilement expliquer de telles variations de contraintes.

b. Le dessin des courbes des autres sites du secteur Col du Sabot - Col du Glandon

Malgré la distance qui sépare les deux sites P°U et P'W des autres sites, la similitude des signaux, y compris pour de petits détails, est frappante (fig. II-53). Notons que ces détails ne se produisent pas à la même température de chauffe et ne peuvent donc pas être des artéfacts systématiques liés au protocole expérimental. De ce fait, le dessin des courbes des deux spécimens de ces sites est simple ; il suffit de reproduire les signaux des spécimens du secteur d'Allemont - Vaujany. Cela se fait sans problème. Nous pouvons donc conclure que les sites de ce secteur, bien qu'à des altitudes élevées (1740 m pour P°U et 1880 m pour P'W) ont subit la même histoire thermique que les sites de la basse vallée de l'Eau d'Olle, 1000 m plus bas.

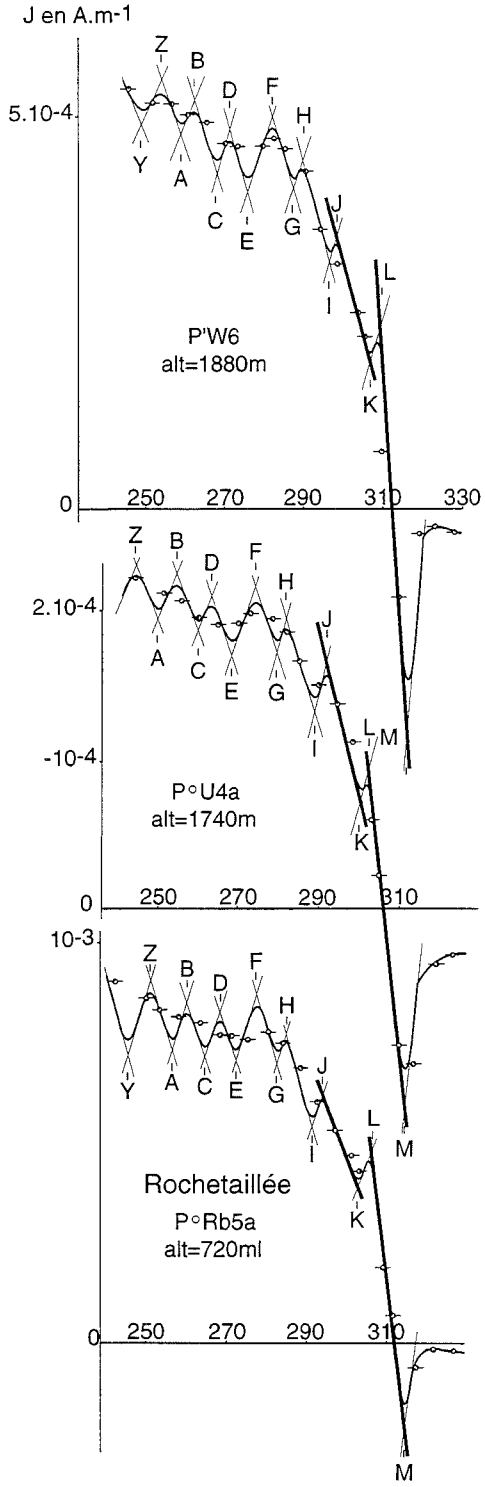


FIG. II.53. – Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées pour les sites du secteur Col du Sabot - Col du Glandon comparés avec celui du site de Rochetaillée (P°Rb). Les pentes calculées sont notées en gras.

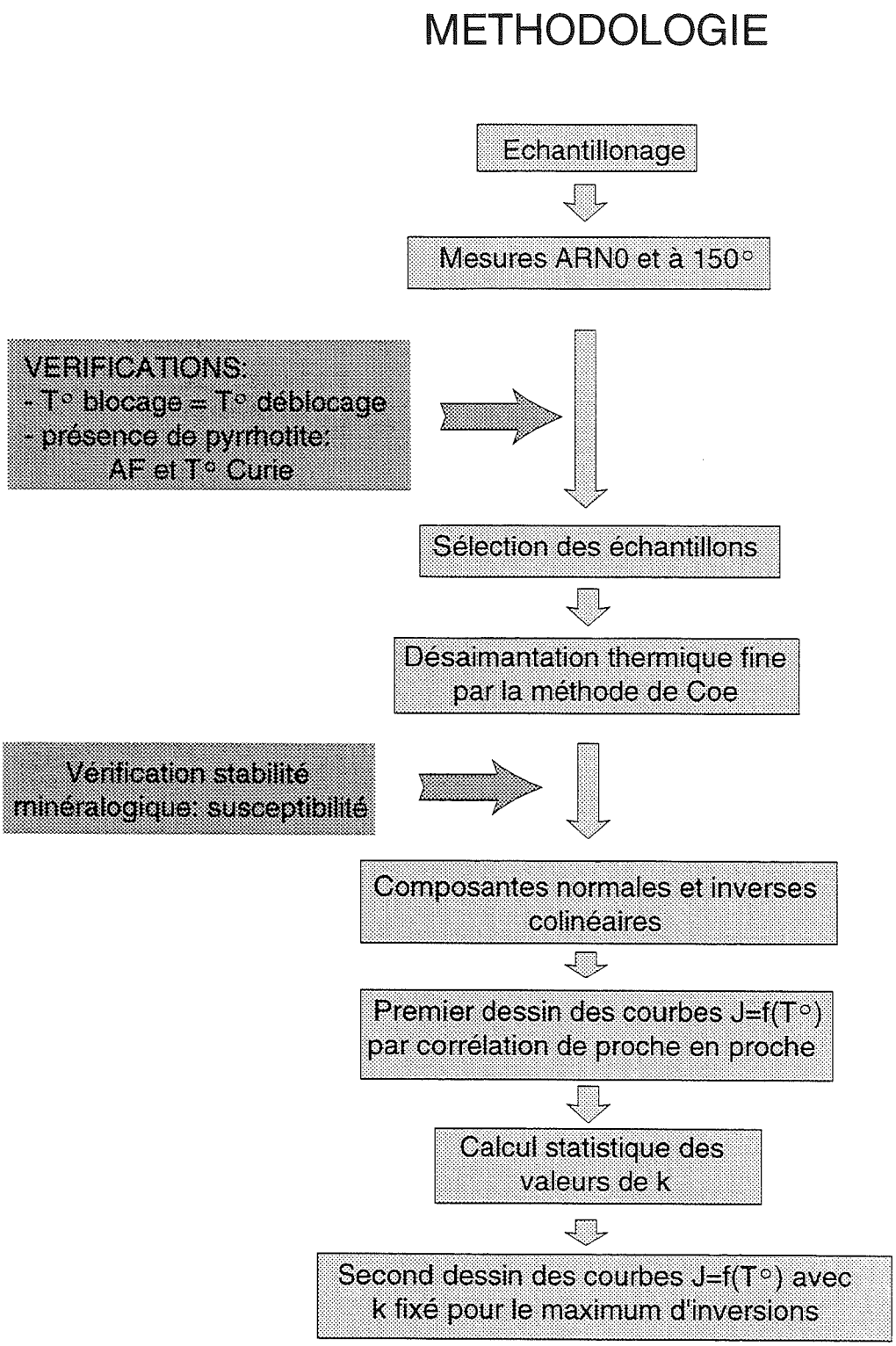


FIG. II.54. – Schéma illustrant la succession des opérations à réaliser pour une étude thermopaléomagnétique.

IV.-Synthèse

L'application des principes du thermopaléomagnétisme nous permet de construire de la manière la plus rigoureuse possible, les courbes J = f(T) et d'en déduire les températures de chaque inversion avec une précision de ± 1 °C environ. Les interprétations géologiques qui en découlent seront discutées dans la IIIe partie. Ces constructions nécessitent beaucoup de contrôles qui, pour des raisons pratiques et historiques, n'ont pas toujours été réalisés directement de façon optimale.

Au vu des travaux réalisés jusqu'ici, il est possible de proposer une stratégie optimum pour retrouver la température de chaque inversion. Les différentes étapes de l'étude thermopaléomagnétique sont schématisées sur la figure II-54.

En premier lieu, il est important de connaître la minéralogie magnétique et de vérifier la qualité monodomaine du porteur de l'aimantation. Ceci fait, les principes du thermopaléomagnétisme, reposant sur la loi d'additivité des ATRp, peuvent être appliqués et les désaimantations thermiques réalisées.

Un pas en température, le plus serré possible (3 à 4°C), notamment au voisinage de la température de déblocage maximum, est recommandé. Les désaimantations devront être réalisées toujours dans le même four et dans les mêmes conditions. Les cycles chauffe-refroidissement seront démarrés avec un four toujours parfaitement froid afin de minimiser les écarts entre la température programmée et la température du palier réellement atteinte. L'utilisation d'un four à paléointensité enregistrant « en continu » les températures dans différentes zones du four est recommandée. Ceci peut en effet permettre de corriger cet écart. De plus un tel matériel permet de travailler sous vide ou sous atmosphère neutre, ce qui, vu le grand nombre de chauffe, est important afin de minimiser les transformations minéralogiques toujours possibles. L'utilisation d'un four à paléointensité permet surtout d'utiliser la méthode de Coe qui me semble particulièrement bien adaptée au calcul du rapport de pente. Je pense qu'il est suffisant d'échantillonner l'ATR avec un pas de 8 à 10°C afin de minimiser le nombre de chauffes nécessaires.

Les spécimens seront disposés dans le four de façon à avoir un contrôle possible sur la répartition des températures atteintes afin d'éventuellement réaliser une correction de position. Pour ce, plusieurs spécimens du même échantillon ou du même site peuvent être dispersés dans le four. Les spécimens seront bien entendu toujours mis à la même place lors des chauffes successives et celle-ci soigneusement notée. Il est en outre préférable de ne pas positionner de spécimen sur les bord du four, la température atteinte y étant fréquement bien différentes de celle de la zone centrale.

Les désaimantations réalisées, l'analyse des diagrammes de Zijderveld permet d'éliminer les spécimens montrant plusieurs composantes ou des queues d'ATRp. Si les diagrammes sont bien linéaires, celà nous permet de raisonner en terme d'intensité de l'aimantation. Si des mouvements tectoniques ont lieu pendant la déformation, le raisonnement est le même mais compliqué par un problème vectoriel et spatio-temporel. Il s'agirait alors de linéariser le diagramme orthogonal de chaque spécimen par une correction tectonique progressive. Ceci risque d'être délicat voire irréalisable et peut-être, d'entraîner de grosses erreurs sur la détermination des températures. Heureusement dans notre étude de tels cas n'ont pas été rencontrés.

Un premier dessin des courbes J = f(T) est nécessaire afin de corréler les spécimens entre eux et de définir grossièrement les différents thermochrones. La détermination des pentes par la méthode de Coe permet de définir un paramètre k unique pour chaque thermochrone. Une paléointensité apparente est ainsi statistiquement obtenue pour chaque thermochrone, sur l'ensemble des spécimens. La valeur de la pente de la courbe J = f(T) pour un thermochrone donné est une contrainte très forte qui permet d'éliminer des solutions de corrélations.

La construction finale des courbes J = f(T) s'effectue en fixant la pente du plus grand nombre possible de thermochrones. Dans notre cas, seulement trois ont été bien définies. L'étude d'un site complet ou de plusieurs spécimens du même échantillon permet de proposer une première séquence d'inversions. La répartition spatiale des sites étudiés est importante et il paraît judicieux d'échantillonner une coupe verticale sur une dénivelée maximum afin de s'affranchir, le plus possible, des variations spatiales de la température et éventuellement pouvoir retrouver un paléogradient géothermique. Cette coupe pourra en outre permettre d'avoir un contrôle indépendant sur les températures et de servir de référence pour la construction des courbes des autres spécimens. La corrélation de proche en proche, en s'appuyant sur des raisonnements géologiquement plausibles est parfois mise en défaut quand les sites sont trop éloignés. Un échantillonnage dense, tous les 150 m d'altitude environ est recommandé en dehors de la coupe verticale. Il sera éventuellement nécessaire de compléter l'échantillonnage en certains points particuliers.

Le dessin des courbes J = f(T), effectué en s'imposant un maximum de ressemblance entre tous les spécimens, est fastidieux, mais reste le seul moyen de ne pas interpréter faussement les signaux.

En supposant que nos interprétations émises pour dessiner ces courbes soient bonnes, nous disposons d'un signal dont il est maintenant possible de tirer des informations sur l'évolution thermique lors du refroidissement post-métamorphique de la région de Bourg d'Oisans. Il faut toutefois garder à l'esprit que les températures individuelles de chaque inversion sont définies à environ ± 1°C.

3e PARTIE

RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

«Ce qui est simple est toujours faux, ce qui ne l'est pas est inutilisable.»

Paul Valéry

CHAPITRE 1
PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE : LE BASSIN DE BOURG D'OISANS (ZONE DAUPHINOISE INTERNE, ALPES OCCIDENTALES FRANÇAISES)

I. – Le cadre structural de l'étude

A. Cadre géologique du bassin de Bourg d'Oisans

Les Alpes occidentales sont, depuis les travaux de Lory [1878], classiquement divisées en grandes zones orographiques et géologiques longitudinales à la chaîne. Au début du siècle, Killian [1919] précise ces diverses zones, notamment dans le Dauphiné. Plus tard, Moret [1925], Gignoux [1927] et Moret [1929] proposent séparément, puis ensemble [Gignoux et Moret, 1929, 1933a et b et 1934], un schéma structural des Alpes occidentales et définissent les grandes zones alpines sur des critères stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques. Leur schéma sera peu à peu précisé, mais les grandes lignes resteront peu modifiées jusqu'à nos jours. Le secteur d'étude est situé à une trentaine de kilomètres au SE de Grenoble, aux alentours de Bourg d'Oisans (fig. III-1 et III-2). Cette région appartient à la zone dauphinoise définie par Gignoux et Moret [1933a] comme étant la couverture autochtone mésozoïque et cénozoïque des massifs cristallins externes (MCE). Une revue plus récente sur les différentes zones alpines pourra être trouvée dans Ramsay [1963], Debelmas et Lemoine [1970] et Debelmas et Kerckhove [1980]. Les massifs cristallins externes sont d'Est en Ouest les massifs d'Emparis - Pelvoux, des Grandes Rousses - Rochail et de Belledonne - Taillefer. Ils sont constitués de terrains « cristallins » (granites, gneiss, amphibolites, micaschistes) résultant de l'orogenèse varisque, ainsi que de quelques bassins houillers (Allevard, Huez,...) résultant de l'extension tardi-orogénique hercynienne. Le lecteur intéressé par la géologie de ces massifs pourra se référer aux travaux récents de Vivier *et al.* [1987], Ménot [1987 et 1988] pour Belledonne, Bordet P. et Bordet C. [1952] et Giorgi [1979] pour les Grandes Rousses et Le Fort et Pêcher [1971 a et b], Le Fort [1973], Bartoli [1973] et Bartoli *et al.* [1974] pour le Pelvoux.

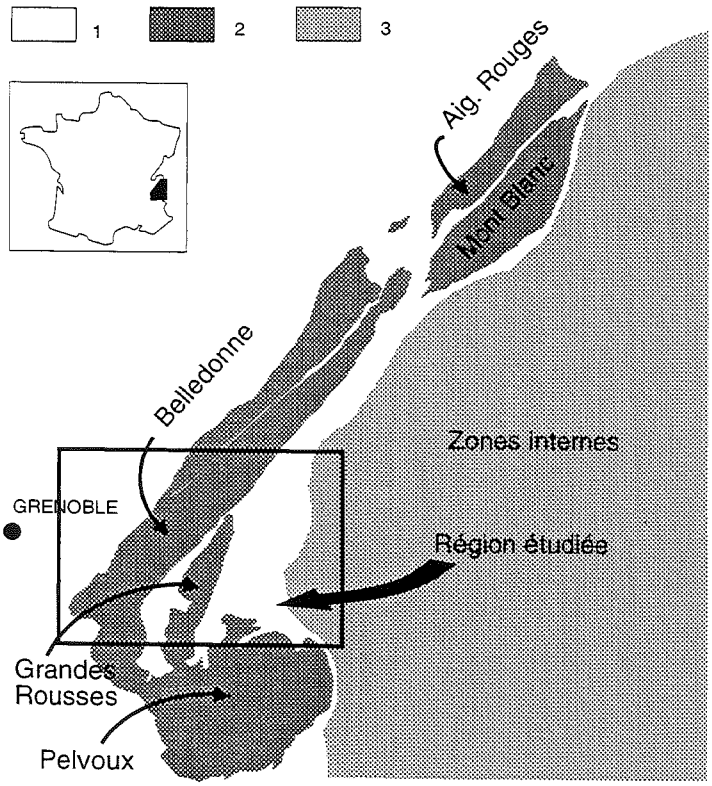


FIG. III.1. – Localisation du secteur étudié dans les Alpes occidentales françaises. 1 : Couverture sédimentaire indifférenciée des zones externes ; 2 : Socle cristallin externe ; 3 : Zones internes indifférenciées.

Le secteur étudié correspond au « bassin » de Bourg d'Oisans, compris entre Belledonne à l'Ouest et Grandes Rousses à l'Est. Ce bassin

correspond à un demi - graben hérité de l'extension triasico - liasique dont la limite ouest, la faille d'Ornon - Col du Sabot, est une importante paléofaille normale [Barféty *et al.* 1979], tandis que la bordure est correspond au socle des Grandes Rousses, basculé vers l'Ouest, sur lequel repose en discordance angulaire la série mésozoïque. Cette série, énergiquement plissée, est schématiquement constituée de calcaires plus ou moins dolomitiques, de cargneules et de gypse du Trias (épaisseur voisine de 100 m au maximum) surmontés par une épaisse formation constituée par des alternances calcaires - marnes du Lias (650 à 1300 m au maximum). A partir de l'Aalénien et jusqu'à l'Oxfordien inclus, la série se poursuit par des argiles et des calcschistes (500 m au maximum). Le Kimméridgien et le Portlandien (Tithonique) sont caractérisés par le retour de calcaires (70 m) qui ont livré quelques Ammonites et des Calpionelles [Reboul, 1962 ; Barféty et Gidon, 1983]. L'érosion a localement préservé la série stratigraphique qui monte, au Grand Renaud, jusque dans le Néocomien, représenté essentiellement par une centaine de mètres de calcaires marneux [Reboul, 1962]. L'ensemble de la série Mésozoïque ne dépasse donc pas 2000 m.

L'analyse détaillée du remplissage sédimentaire [Barféty *et al.*, 1979 ; Barféty et Gidon, 1982, 1983, 1984, Gidon et Barféty, 1986] montre des variations stratigraphiques liées à une paléostructuration jurassique. La structure régionale correspond à des blocs basculés ayant contrôlé la sédimentation mésozoïque durant l'évolution de la marge européenne de la Téthys [de Graciansky *et al.*, 1979 ; Lemoine *et al.*, 1981 ; Tricart, 1984 ; Tricart et Lemoine, 1986]. De nombreuses structures démontrent l'influence de la géométrie des dépôts syn-rift sur l'architecture alpine [Gillcrist *et al*, 1987 ; Gillcrist, 1988 ; Grand, 1988].

La déformation alpine a été largement étudiée dans ce secteur [Vialon, 1968 ; Gratier *et al.*, 1973 ; Vialon, 1974 ; Gratier et Vialon, 1975 ; Gratier, 1979; Gratier et Vialon, 1980 ; Vialon, 1986]. Les grandes falaises de calcaires marneux qui enserrent la plaine de la Romanche présentent de remarquables structures réputées à juste titre et depuis fort longtemps. Le plan de stratification est bien souvent oblitéré par une intense schistosité de flux S1 de plan axial. Cette schistosité affecte l'ensemble de la couverture sédimentaire et pourrait se prolonger dans le socle comme il a été montré plus au Nord dans le massif du Grand Châtelard [Guillot et Cluzel, 1986]. L'ensemble de la région a donc subi d'intenses déformations.

La déformation D1 s'effectue par dissolution recristallisation. La déformation interne très forte, montre un étirement considérable, pouvant par endroit, dépasser 200%. La linéation d'étirement est matérialisée par des débris de fossiles, des fibres dans les zones abritées, des traces d'oxydation localisées au niveau d'anciens terriers et est globalement de direction WNW-ESE [Gamond, 1980]. Dans le bassin de Bourg d'Oisans, cette linéation est souvent subverticale.

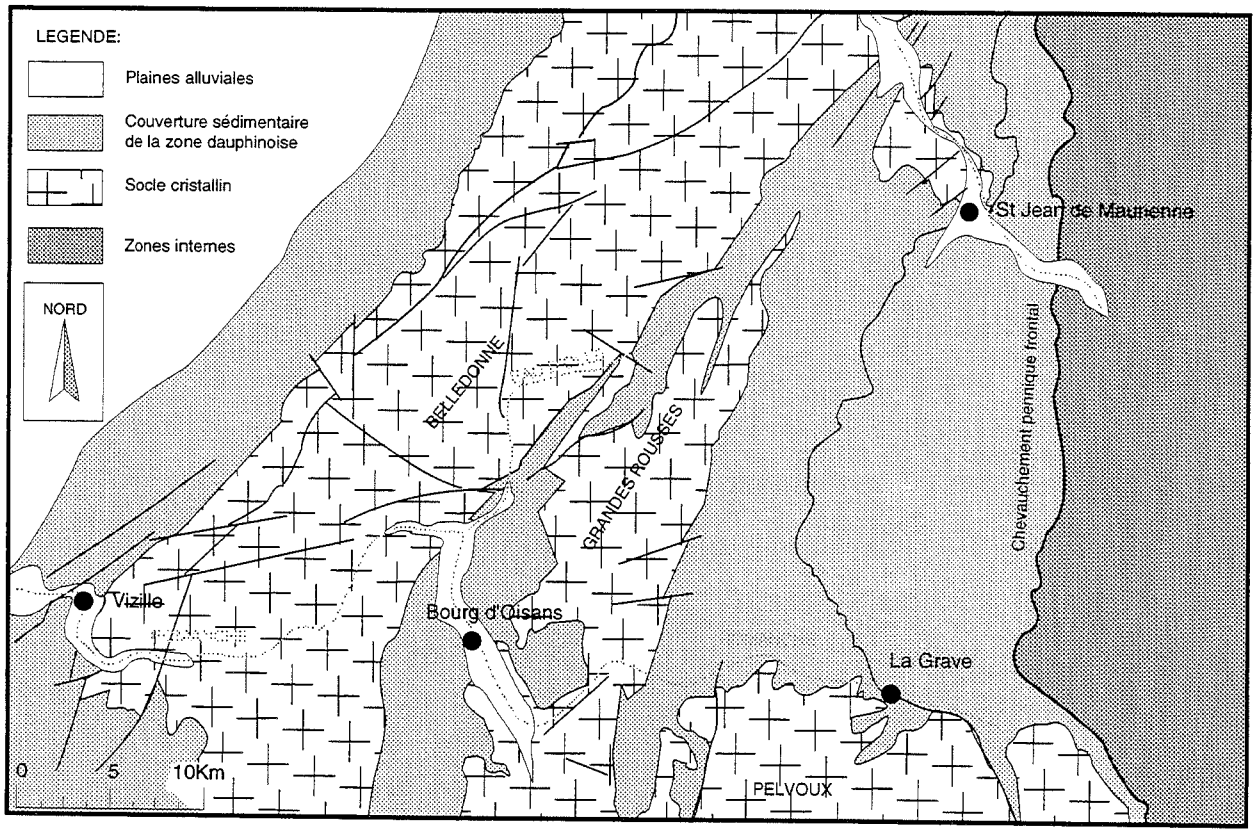


FIG. III-2.- Schéma structural présantant le secteur étudié.

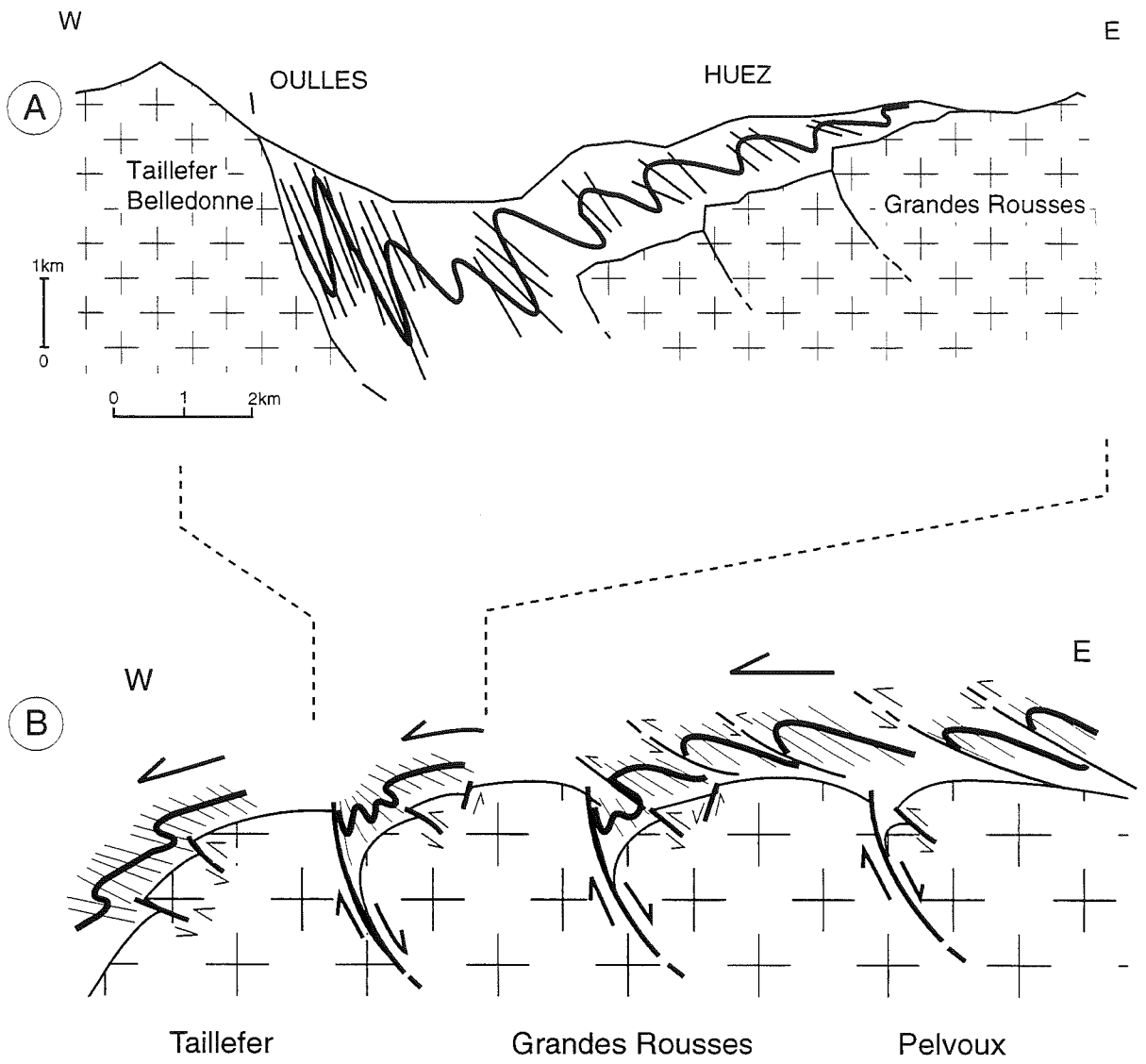


FIG. III.3.– A: Coupe schématique du bassin de Bourg d'Oisans montrant le style de déformation de la couverture sédimentaire ; d'après Vialon [1986]. B: Coupe schématique montrant la structure générale au niveau d'une transversale passant par le secteur étudié.

Cette première phase de déformation, de loin la plus marquée est progressive et d'intensité variable dans le temps. Cette déformation progressive transpose dans un continuum les structures antérieures comme semble le montrer l'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) de Lamarche [1987] sur le pli de La Paute.

L'inclinaison de S1 et des plans axiaux des plis P1 varie depuis la verticale à l'Ouest (contre Belledonne) jusqu'à quasiment l'horizontale à l'Est (fig. III-3). Ces plis P1 passent progressivement vers l'Est au niveau du plateau d'Emparis à des chevauchements imbriqués en direction de l'Ouest (fig. III-3). Ceci est compatible avec un grand cisaillement général d'Est en Ouest qui affecte toute la couverture [Beach, 1981 a et b]. Celle-ci vient localement butter contre l'abrupt des paléofailles normales comme celle d'Ornon - Col du Sabot.

Une deuxième schistosité S2, de crénulation, semble plutôt localisée dans les régions d'Huez et de Villard Notre Dame / Pic du Col d'Ornon et ce principalement dans les bancs incompétents [Gratier *et al.*, 1973]. Cette seconde étape de déformation semble liée au mouvement du socle vers l'Ouest, tel le chevauchement du Rochail sur la couverture sédimentaire décrit par Reboul [1962], Vernet [1965] et Barféty *et al.* [1970] ou le chevauchement des Grandes Rousses au niveau d'Huez [Gratier *et al.*, 1973].

Localement près du socle, la géométrie des structures est bien plus compliquée. Ainsi 4 «phases» ont pu être mises en évidence au Sud du secteur étudié [Sue, 1995 ; Sue *et al.* 1996]. L'interprétation de ces auteurs n'est guère convaincante en terme de chronologie et une étude plus globale serait nécessaire afin de relier les schistosités 1 et 2 régionales avec telle ou telle phase de déformation locale.

B. Conditions et âge du métamorphisme

Les conditions de pression et de température prévalant durant la première déformation peuvent être approchées de plusieurs manières.

1. Les inclusions fluides

L'outil permettant théoriquement de caractériser assez simplement, et avec une bonne fiabilité, les conditions du métamorphisme est l'étude des inclusions fluides. Malheureusement, le résultat de cette méthode est uniquement une isochore (relation pression / température). Il est donc nécessaire de fixer un de ces deux paramètres pour connaître l'autre.

Dans la région étudiée, les études sur inclusions fluides sont nombreuses [Poty, 1969 ; Gratier *et al.*, 1973 ; Poty *et al.*, 1973 et 1974 ; Bernard *et al.*, 1977, Bernard, 1978 ; Jenatton, 1981 ; Nziengui, 1993]. Seuls Poty *et al.* [1973 et 1974] fournissent un couple P/T calé. En effet, l'analyse chimique de la phase aqueuse pour K et Na permet de déduire la température lorsque les solutions étaient équilibrées avec les feldspaths. Pour le socle des Grandes Rousses, au niveau de la Rampe des Commères, au Sud du secteur étudié, la température a atteint 360 à 375°C tandis que la pression se situait entre 235 et 250 MPa. A ce jour, nous ne connaissons pas les relations entre la fente étudiée par Poty *et al.* [1973 et 1974] et la déformation principale dans la couverture, ni bien entendu si le fluide était en équilibre avec son encaissant.

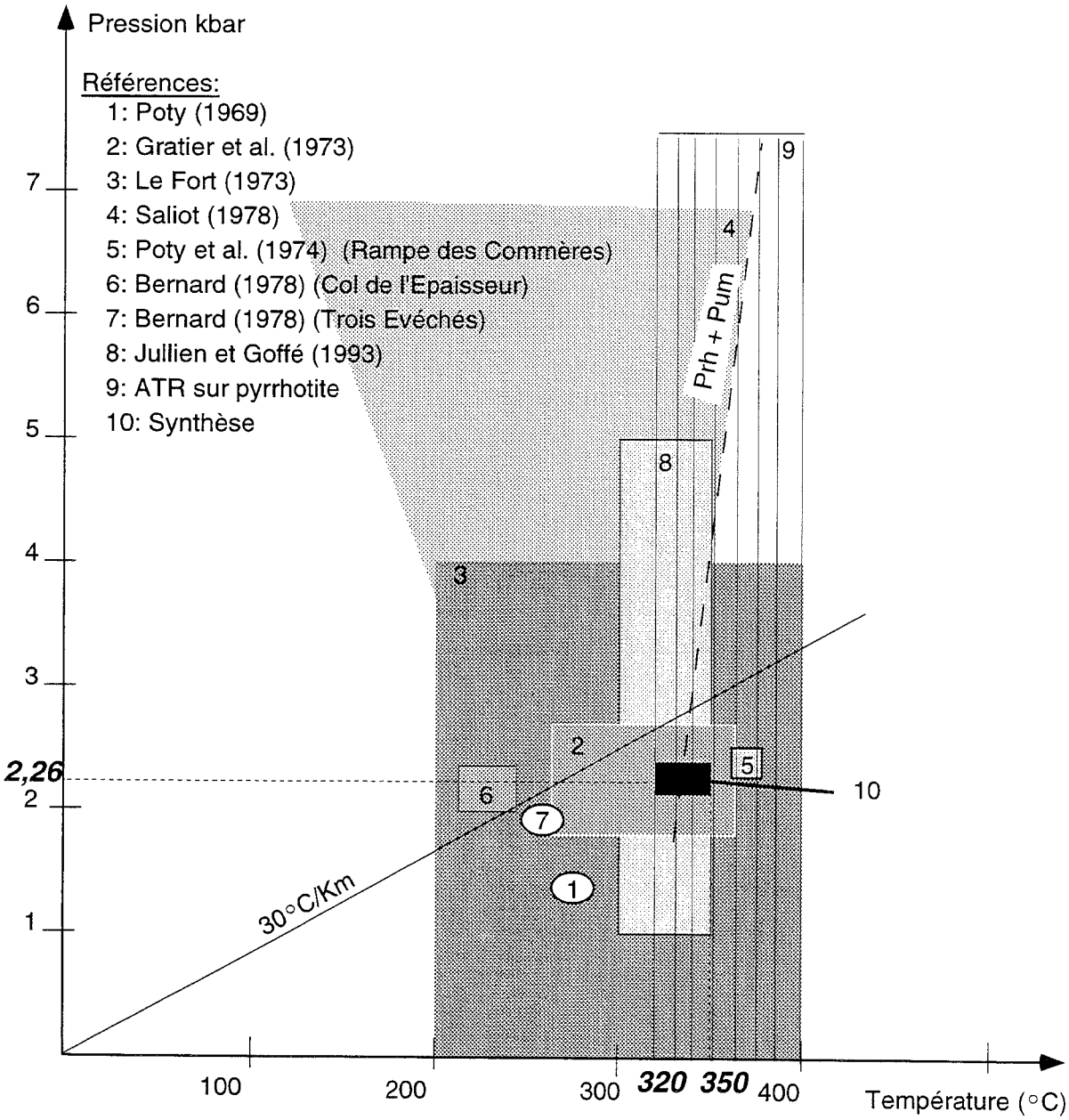


FIG. III.4.– Diagramme Pression - Température synthétisant les données disponibles dans la littérature : (Prh = prhenite, Pum = Pumpellyite).

2. Le métamorphisme alpin dans le socle

Les fentes alpines du socle du Pelvoux [Le Fort, 1973] montrent la présence de laumontite + prehnite, ce qui fournit une pression inférieure à 400 MPa et une température comprise entre 200 et 400°C. L'étude de Saliot [1978] sur le socle du Pelvoux a montré un assemblage à prehnite + pumpellyite, ce qui correspond à des conditions maximales comprises entre 345 et 370°C pour la température, et entre 250 et 700 MPa pour la pression. Ces assemblages minéralogiques sont l'expression du métamorphisme alpin sur le socle.

3. Le métamorphisme dans la couverture sédimentaire

L'étude du métamorphisme dans la couverture sédimentaire est plus délicate. L'analyse des cristallinités de l'illite [Aprahamian, 1974 et 1988] indique que la région de Bourg d'Oisans a subi un métamorphisme restant dans l'anchizone. Les mesures du pouvoir réflecteur de la vitrinite [Barféty *et al.*, 1985] au niveau de la vallée de la Maurienne indiquent des températures maximales de 200°C. Dans la même région, les cristallinités de l'illite [Aprahamian, 1974 et 1988] indiquent un métamorphisme épizonal !!

Les travaux de Jullien et Goffé [1993] montrent l'occurence de cookéite + pyrophyllite et l'absence de chloritoïde dans les niveaux aaléniens de la zone dauphinoise. Ces auteurs fournissent un champ de stabilité estimé pour cette paragénèse, compris, pour les températures, entre 300 et 350°C, et pour des pressions, entre 100 et 500 MPa.

La présence d'une ARN portée par de la pyrrhotite monodomaine avec des températures de déblocage maximum de l'ordre de 320°C est interprétée comme une ATR. Ceci signifie que la température pendant le métamorphisme a dépassé 320°C en restant toutefois inférieure à 400°C. En effet dans ce cas la pyrite n'est plus stable et se transforme en pyrrhotite, comme c'est le cas dans le Lias en arrière des massifs cristallins de l'Aar et du Gothard, en Suisse [Rochette, 1987b].

L'apex thermique enregistré par la couverture sédimentaire est donc bien contraint entre 320 et 350°C (tabl. III-1 et fig. III-4).

Lieu	Type d'échantillon	T° (en °C)	P (Kbars)	Méthode	Références
La Gardette	Fentes alpines couverture	280	1,4	microthermométrie +gradient 50°C/Km	Poty (1969)
Bourg d'Oisans	Fentes alpines couverture (F1-2)	260-360	1,8 - 2,6	microthermométrie + gradient géothermique	Gratier et al. (1973)
Rampe des Commères	Fentes alpines socle	360-375	2,35 - 2,5	microthermométrie + rapport K/Na des fluides du Quartz	Poty et al. (1973 et 1974)
Massif du Pelvoux	Fentes alpines socle	200 à 400	< 4	laumontite + prehnite + données de Liou (1970 et 1971)	Le Fort (1973)
Massif du Pelvoux	Socle	<345-370	<2,5-7	prehnite + pumpellyite + donnée de Winkler (1976)	Saliot (1978)
Vallée de la Maurienne	couverture sédimentaire	< 200		pouvoir réflecteur de la vitrinite	Barféty et al. (1985)
Vallée de la Maurienne	couverture sédimentaire	épizone		cristallinité d'illite	Aprahamian (1974 et 1988)
Bourg d'Oisans	couverture sédimentaire	anchizone		cristallinité d'illite	Aprahamian (1974 et 1988)
Col du Glandon, Mizöen	schistes aaléniens	300-350	1 - 5	cookéïte + pyrophyllite (+ absence de chloritoïdes)	Jullien et Goffé (1993)
Col de l'Épaisseur	Fentes alpines couverture (F2)	210-240	2,0 - 2,3	microthermométrie + rapport K/Na	éch D249 Bernard (1978)
Trois Évêchés	Fentes alpines couverture (F2)	255-260	1,9	microthermométrie + fusion de cube de sel inclus	éch D 269 Bernard (1978)
Bourg d'Oisans	couverture sédimentaire	320-400		ATR sur la pyrrhotite	ce travail
Bourg d'Oisans	couverture sédimentaire	320-350	2,26	synthèse des données existantes	ce travail

TABL. III-1. – Tableau récapitulatif des données thermobarométriques disponibles dans la région étudiée d'après Bernard [1978], complété.

4. Estimation du couple Pression / Température associé à l'apex thermique

Prenant en compte ce résultat, les études publiées, relatives à la thermométrie des inclusions fluides, ont été réexaminées afin d'obtenir une estimation de la pression. Pour obtenir des pressions correspondant au pic du métamorphisme, que nous supposons quasiment contemporain de la déformation principale D1, nous devrons prendre en compte exclusivement les fentes précoces qui se forment avant ou pendant D1. Dans la chronologie de Bernard [1978], ces fentes correspondent aux fentes F1 et F2. Dans la couverture du « bassin » de Bourg d'Oisans, Jenatton [1981] et Nziengui [1993] n'ont étudié que des fentes tardives subhorizontales et recoupant la schistosité principale S1 (F3 dans la chronologie de Bernard [1978]). Le tableau III-2 et la figure III-5 montrent les résultats traduits en profondeur, en supposant la pression fluide égale à la pression lithostatique. Ces résultats sont obtenus à partir des données de Gratier *et al.* [1973] et de Bernard [1978].

Pour les épisodes F1 et F2, les profondeurs moyennes sont voisines respectivement de 8,57 et 8,63 km. Nous proposons donc que la région de Bourg d'Oisans était enfouie, au moment de l'apex thermique, sous environ 8,6 km de matériel (soit 226 MPa) pour un point, à l'altitude actuelle de 1000 m. Il n'est pas impossible que la pression de 226 MPa ne soit pas la pression maximale atteinte lors de la déformation.

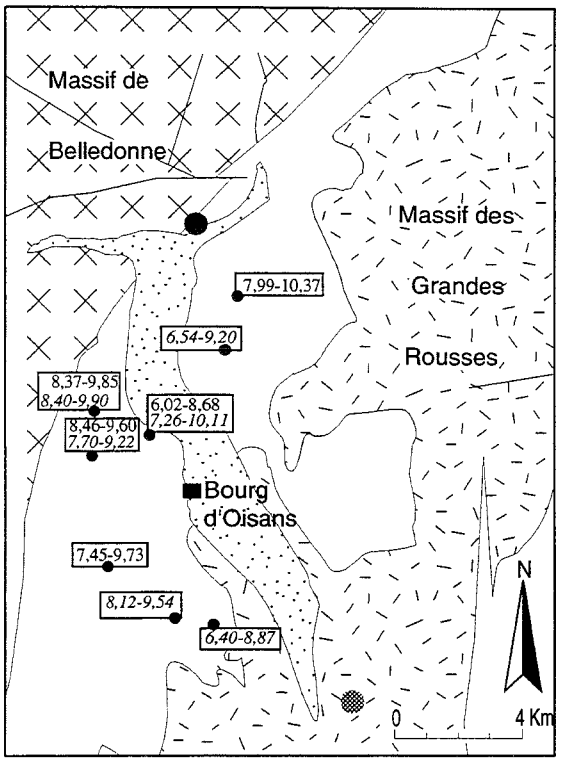


FIG. III.5. – Profondeur en km déduite des inclusions fluides. Les données issues des fentes F1 et F2 (en italique) sont indiquées. Gros cercle noir : âge à 26,5 Ma [Nziengui, 1993] ; Cercle gris : T° = 360 - 375°C et P = 2,35-2,5 Kbar [Poty, 1969].

Secteur	fente	T°hom	éq. NaCl	assimilé	alt	P kb inf	P kb max	Prof min	Prof max	Prof corrigée min	Prof corrigée max	Références
Route d'Oulle	F1	150	5	5	1100	2,2	2,5	8,36	9,50	8,46	9,60	1
Route d'Oulle	F2	155	5	5	1100	2	2,4	7,60	9,12	7,70	9,22	1
Col du Sabot	F1	190-193	1,5	1	2020	1,55	2	5,84	7,55	6,86	8,57	2
Villard Reculas	F1	155-165	2,3	1	1520	2	2,63	7,47	9,86	7,99	10,38	2
Villard Reymond	F2	160	1	1	1040	2,13	2,5	8,09	9,50	8,13	9,54	2
Oulles	F1	160	2,5	1	1485	2,13	2,5	7,94	9,35	8,43	9,84	2
Oulles	F1	160	2,5	5	1485	2	2,4	7,85	9,37	8,34	9,86	2
Oulles	F2	155	3,8	5	1485	2,05	2,45	7,91	9,43	8,40	9,92	2
Villaret	F1	145-160	2,65	5	990	1,9	2,5	7,46	9,74	7,45	9,73	2
La Paute	F1	165-185	5	5	940	1,6	2,3	6,08	8,74	6,02	8,68	2
Côte Alamèle	F2	150-170	6,8	5	880	1,8	2,5	6,66	9,32	6,54	9,20	2
Villard N-O	F2	175-190	6,5	5	1660	1,55	2,2	5,74	8,21	6,40	8,87	2
La Paute	F2	135-165	3,8	5	920	1,9	2,65	7,34	10,19	7,26	10,11	2

F2=> 8,63 Km =(max des min + min des max)/2
F1=> 8,57 Km =(max des min + min des max)/2

TABL. III-2. – Données issues des inclusions fluides utilisées pour estimer la pression dans la région de Bourg d'Oisans. Les températures d'homogénéïsation, la salinité, l'altitude, la profondeur calculée en fixant la température à 320°C pour les minimums et à 350°C pour les maximums, la profondeur ramenée à une altitude actuelle de 1000 m et les sources utilisées sont indiquées. 1 : Bernard [1978], 2 : Gratier *et al.* [1973].

En effet, les inclusions fluides ont pu être réhomogénéïsées lors de la décompression. Pour qu'un tel phénomène se produise dans le quartz, il faut au moins une chute de pression de l'ordre de 100 MPa. Si les inclusions fluides ont piégé des fluides à 226 MPa et 320 - 350 °C, il est envisageable que la pression initiale ait pu atteindre au moins 326 MPa soit une profondeur de l'ordre de 12,4 km.

5. L'âge du métamorphisme

L'âge de ce métamorphisme est postérieur au dépôt du flysch des Aiguilles d'Arves dont l'âge Priabonien a été mis en évidence depuis longtemps [Boussac, 1912 ; Barbier, 1948]. Généralement, un âge Oligocène supérieur est admis pour la déformation D1 probablement subcontemporaine du métamorphisme. Les données géochronologiques sont peu nombreuses. Les travaux de Demeulemeester [1982] et Demeulemeester *et al.*

[1986] sur le socle des massifs cristallins de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux ont montré l'influence du métamorphisme alpin sur les âges isotopiques Rb/Sr et K/Ar des biotites. Le rajeunissement des âges du bâti hercynien pendant le cycle orogénique alpin s'est fait de façons très inégales. Les travaux de Demeulemeester [1982] et Demeulemeester *et al.* [1986] donnent des âges « intermédiaires » entre 300 et 24 Ma. Dans la région de Bourg d'Oisans, ces âges restent relativement vieux (300 à 200 Ma), alors que la température de fermeture des deux systèmes radiochronologiques étudiés par Demeulemeester est voisine de 300 ± 50°C (tabl. III-3).

Les datations radiochronologiques dans la couverture sédimentaire restent soumises à la présence de minéraux datables. L'étude de Nziengui [1993] fournit trois âges « bruts » concordants à 26,5 Ma (âge K/Ar), obtenus à Rochetaillée sur la fraction inférieure à 2µm des phyllites. L'étude de l'excès d'Argon radiogénique dans les quartz des fissures tectoniques lui permet de fournir un âge « corrigé » proche de 26,5 Ma pour les autres échantillons de la région de Bourg d'Oisans. Bien que la méthode utilisée par Nziengui et la validité de cet âge puisse être discutées, je retiendrai cet âge comme significatif soit de la cristallisation des phyllites soit du passage en-dessous d'un isotherme donné.

Le métamorphisme de la région de Bourg d'Oisans est donc probablement Oligocène supérieur (26,5 Ma) et correspond à un faciès schiste vert avec des températures comprises entre 320 et 350°C pour des pressions minimales de l'ordre de 226 MPa.

C. Origine de la pyrrhotite et de son aimantation dans la région de Bourg d'Oisans

Dans un tel contexte, l'origine de la pyrrhotite $Fe_{1-x}S$ dans les roches métamorphiques de la région de Bourg d'Oisans reste, encore aujourd'hui, assez problématique. La pyrrhotite est rare dans les roches sédimentaires mais relativement commune dans leurs équivalents métamorphiques (voir par exemple, Carpenter [1974] dans les Appalaches, et Hall [1982] en Écosse).

La réaction (1) est souvent invoquée pour expliquer la présence de pyrrhotite.

$$FeS_2 \longrightarrow Fe_{1-x}S + S \quad (1)$$

(pyrite)—>(pyrrhotite) + (soufre)

Cette réaction a été décrite dans le même type de roches par Carpenter [1974] et Ferry [1981], mais dans un contexte métamorphique plus intense, voisin de l'isograde de la biotite. Toutefois, en présence de carbonate et d'eau, la pyrite pourrait se transformer en pyrrhotite au-dessus de 200°C [Lambert, 1973].

Dans la région de Bourg d'Oisans, les choses ne semblent pas aussi simples. En effet, à la fois la pyrite et la pyrrhotite sont présentes. De plus, des cristaux de pyrite sont souvent observés comme recoupant la schistosité principale ; leur formation est donc tardive, postérieure à la déformation principale synschisteuse. Si la réaction (1) est bien documentée dans les Appalaches et probablement en arrière du massif de l'Aar en Suisse [Rochette, 1987 b], il est probable qu'un autre mécanisme soit responsable de la formation de la pyrrhotite dans la zone dauphinoise.

Thompson [1972] propose la réaction :

$$10\text{pyrite} + 2\text{chlorite} + 5\text{graphite} \longrightarrow 20\text{pyrrhotite} + 4\text{chloritoïde} + 4\text{quartz} + 8H_2O + 5CO \quad (2)$$

Mais les chloritoïdes n'ont, jusqu'ici, été rencontrés que plus au Nord. Dans la région du col de la Madeleine [Jullien et Goffé, 1993] et dans la Nappe de Roselette dans le Beaufortain [Eltchaninoff et Triboulet, 1980 ; Leikine *et al.*, 1983 ; Gellys et Bassias, 1990], les chloritoïdes se rencontrent exclusivement dans les niveaux aaléniens. Cette réaction ne semble donc pas pouvoir être invoquée pour expliquer la présence de pyrrhotite sans chloritoïde dans l'ensemble de la région étudiée.

Hall [1982] propose la formation de pyrrhotite à partir du gypse :

$$CaSO_4\text{-}2H_2O + Fe^{2+}{}_{sol} + 2C_{org} \longrightarrow FeS + Ca^{2+}{}_{sol} + 2H_2O + 2CO_2 \quad (3)$$

Cette réaction prendrait place dans l'anchizone en-dessous de 350°C et pourrait être initialisée par la déshydratation du gypse vers 200°C. Cette réaction bien documentée dans les schistes de Ballachulisch du groupe Appin (Dalradien inférieur) des Highlands Écossais nécessite un apport en Fe^{2+}. Apport que nous ne pouvons pas justifier sans la participation de la magnétite. En effet, cette dernière est présente dans les mêmes faciès à l'Ouest des massifs cristallins externes [Rochette et Lamarche, 1986] et quasiment absente dans notre secteur. Seuls quelques sites montrent une composante d'aimantation résistant à des T° > 350°C et de faible coercivité.

Une réaction produisant la pyrrhotite est probable en dessous de 350°C dans l'anchizone entre la diagénèse et le schiste vert. Cette réaction rendrait bien compte de la présence de pyrrhotite dans la zone dauphinoise alors que le minéral n'est pas présent dans les mêmes faciès dans les zones plus externes de la chaîne [Rochette et Lamarche, 1986]. Ces auteurs proposent, en se référant aux travaux de Crerar *et al.* [1978], une combinaison des réactions suivantes pour la zone dauphinoise :

$$Fe_3O_4 + 4FeS_2 \longrightarrow Fe_7S_8 + 2\,O_2 \quad (4)$$

$$Fe_3O_4 + 3S_2 \longrightarrow 3\,FeS_2 + 2\,O_2 \quad (5)$$

Cette combinaison de réactions est possible si la fugacité d'oxygène diminue ou si la fugacité de S_2

augmente. Ces réactions (4) et (5) vont bien dans ce sens, mais encore faut-il pouvoir les initier. Il est donc nécessaire qu'auparavant une autre réaction libère de l'oxygène afin de diminuer la fugacité. Cette réaction pourrait être la déshydratation du gypse. Cette réaction serait, de plus, susceptible de fournir une partie du soufre nécessaire pour former la pyrrhotite. On peut donc concevoir les réactions suivantes :

$$2(CaSO_4\ 2H_2O) \longrightarrow 4H_2O + 2Ca^{2+}\ \text{(solution)} + S_2 + 4\ O_2 \quad (6)$$

$$7Fe_3O_4 + 12S_2 \longrightarrow 3Fe_7S_8 + 14\ O_2 \quad (7)$$

de même la pyrite peut se former dans les mêmes conditions par la formule :

$$Fe_3O_4 + 3S_2 \longrightarrow 3FeS_2 + 2O_2 \quad (8)$$

La réaction (6) permet la disparition de l'oxygène probablement dans la phase fluide. Le soufre produit peut alors être associé à la magnétite pour former la pyrrhotite (réaction 7).

Une autre explication à la formation de pyrrhotite a été proposée par Rochette et Lamarche [1986]. Ces auteurs font intervenir la maturation thermique de la matière organique qui implique dans la phase fluide une disparition de l'oxygène et une libération du soufre. Par ailleur, Rochette [1988 a] a montré la présence de cette pyrrhotite de « basse température », par opposition à celle produite par la réaction (1), dans toute la zone dauphinoise interne jusqu'au niveau du massif du Mont Blanc.

Ces deux explications ne sont pas contradictoires et les réactions mises en jeu ont pu se produire lors de l'enfouissement du secteur étudié. Il est à noter que toutes les deux font intervenir une phase fluide dans l'ensemble du milieu qui, rappelons-le, est constitué d'alternances de calcaires et de marnes.

La formation de la pyrrhotite a donc probablement lieu pendant la phase prograde du métamorphisme et ce, en présence de fluides. Toutefois, dans l'ensemble de la zone dauphinoise, à l'Est des massifs cristallins externes, l'aimantation portée par la pyrrhotite est clairement postérieure à la déformation principale D1 [Lamarche *et al.*, 1988 ; Ménard et Rochette, 1992 et ce travail].

II. - Quelques problèmes en suspens

A. Le problème de la « phase arvinche » et de la signification des déformations anténummulitiques

Cette phase mise en évidence plus à l'Est par Barbier [1948] devrait être l'épisode de déformation compressive le plus ancien. Les directions des axes de plis seraient E-W. Un âge anté-sénonien par analogie avec ce qui se passe dans le massif du Dévoluy est souvent proposé mais reste contestable. Cette phase, dont les effets ne sont pas clairement visibles, n'est mise en évidence que par la discordance du flysch des Aiguilles d'Arves (FAA), d'âge priabonien, sur l'ensemble des terrains antérieurs (socle hercynien, Trias et Jurassique). D'après Dumont *et al.* [1996], le dépôt du flysch noir briançonnais (équivalent du FAA) à l'Éocène scellerait des chevauchements. Les travaux de Sue [1995] et Sue *et al.* [1996], au Sud de Bourg d'Oisans, dans un secteur très chahuté par des blocs de socle, semblent montrer 2 « phases » ayant des directions de compression globalement N-S. Ces deux phases sont pour cet auteur, antérieures à la déformation principale du bassin de Bourg d'Oisans et reliables à la phase arvinche.

Dans la région de Bourg d'Oisans, l'ensemble des structures, y compris l'apparent chevauchement vers le N du socle sur la couverture de Villard Notre Dame, peut être interprété dans un continuum de déformations hétérogènes à toutes les échelles d'observations.

Les observations en faveur d'une phase arvinche semblent très localisées. De plus, leur synchronisme n'est pas clair, d'autant que certains auteurs attribuent la discordance stratigraphique du contact de base du flysch des Aiguilles d'Arves à un chevauchement [Beach, 1981 a et b]. Enfin, il semble surprenant que l'on ne retrouve que très localement des marqueurs, parfois discutables, de cette déformation. Celle-ci est, par ailleurs, capable de générer des chevauchements. Il semble surprenant qu'aucune schistosité, qu'aucune linéation, ne puisse être clairement attribuée à cette phase de déformation, dans un matériau qui s'y prête pourtant.

L'outil paléomagnétisme est malheureusement incapable dans l'état actuel de l'échantillonage, d'apporter un élément de réponse à ce problème.

B. Le refroidissement post-métamorphique et ses modalités

Généralement le refroidissement post-métamorphique est appréhendé à l'aide des domaines de stabilité (Pression / Température) des paragénèses minérales rétrogrades successives.

L'âge de ces assemblages est bien souvent inconnu. Les méthodes de géochronologie fournissent l'âge du franchissement d'isothermes et ce, avec des précisions de plusieurs dizaines de degrés sur les températures. De plus, ces méthodes s'appliquent sur des minéraux bien précis que l'on ne rencontre pas dans toutes les roches. Le tableau III-3 récapitule les principales méthodes géochronologiques classiques ainsi que leur température de fermeture et le matériel datable. Il est relativement rare de pouvoir caractériser l'âge des paragénèses avec différents géochronomètres. Dans le cas des calcaires marneux du Lias de Bourg d'Oisans, les assemblages minéralogiques rétrogrades sont inexistants. Les paragénèses mises en évidence par Jullien et Goffé [1993] sont associées au pic du métamorphisme. Pour le socle adjacent, les assemblages à prehnite + pumpellyite semblent

caractériser l'épisode métamorphique alpin [Pêcher et Vialon, 1974 ; Saliot, 1978].

Dans un tel contexte, le thermopaléomagnétisme apporte, pour la première fois, la possibilité d'appréhender les modalités du refroidissement avec une très bonne précision, aussi bien en âge qu'en température. Il est aussi possible de tester les hétérogénéités thermiques liées probablement à des circulations de fluides. La détermination d'un taux de refroidissement peut permettre d'apporter une contrainte sur les modèles d'évolution post-métamorphique de la région de Bourg d'Oisans.

C. Les rotations

La courbure de l'arc alpin occidental a, depuis longtemps, intrigué les géologues. Deux types de rotation, ne s'excluant d'ailleur pas, ont été invoqués. Le premier type correspond à une rotation engendrée par l'avancée différentielle des MCE. Déjà Goguel [1963] proposait une telle rotation des MCE. Plus tard, Vialon *et al.* [1989] puis Vialon [1990] reprenant, en partie, les idées de Goguel [1963], ont proposé une correspondance entre l'alignement des massifs externes de Belledonne et du Mont Blanc et les failles cévenoles. Ils en déduisent une rotation antihoraire de 15 - 20 ° des MCE centrée sur l'Argentera.

Le second type est lié à un décrochement dextre des zones internes (et probablement d'une partie des zones externes) le long de leur limite courbe. Gidon [1974] est le premier à avoir proposé un tel mécanisme, expliquant ainsi la géométrie des structures à grande échelle. Plus tard Ménard [1988] développe cette intéressante idée en s'appuyant sur des arguments stratigraphiques, structuraux, paléomagnétiques et cinématiques. Pour les données paléomagnétiques, cet auteur s'appuie notamment sur les travaux de Heller [1980] dans le domaine Lépontin et de Lanza [1977 et 1979] sur du matériel volcanique de la zone de Sésia.

La rotation antihoraire des MCE est compatible avec quelques données paléomagnétiques tirées des travaux de Westphal [1973], Schott [1976] et Bogdanoff et Schott [1977]. Cette rotation est aussi compatible avec les variations de raccourcissement de l'avant-pays allant d'environ 10 km au Sud de Belledonne à 40-50 km au niveau du Mont Blanc [Gratier *et al.* 1989]. Un tel raccourcissement différentiel a également été mis en évidence dans le Jura [Philippe, 1994].

Les résultats de ces travaux, complétés par ceux de Westphal [1975] et surtout de Henry [1992], peuvent être comparés aux directions obtenues pour l'Europe stable, au Permien et au Trias, dans l'Esterel par Zijderveld [1975]. L'ensemble de ces travaux a été réalisé sur du matériel permien et triasique, principalement des schistes et grès rouges ainsi que des spilites. Pour le massif de l'Argentera, aucune rotation n'a pu être mise en évidence [Cogné et Perroud, 1985]. Ailleurs, aussi bien en Briançonnais que dans les MCE, une simple rotation d'ensemble d'environ 20° ne suffit pas à expliquer l'ensemble des observations. Dans le détail, les données paléomagnétiques semblent même particulièrement compliquées, comme par exemple à la limite sud de notre secteur d'étude au voisinage des massifs du Taillefer, du Rochail et du Pelvoux [Henry, 1992].

Technique	Minéral datable	T° de fermeture	Références
Traces de fission	Apatite	120±25 60 - 120	Dokka et al. (1986) Hurford (1986)
K/Ar	Feldspath K	200±50 150±30 132±13	Harrison et al. (1979) Albarède et al. (1978) Harrison et Mc Dougall (1980)
K/Ar	Plagioclase	environ 150	Berger et York (1981)
Traces de fission	Zircon	205±25 225±25	Zeitler et al. (1982) Hurford (1986)
Traces de fission	Sphène	285±25	Harrison et al. (1979)
Ar/Ar	Biotite	300±25	Mc Dougall et Harrison (1988)
K/Ar	Biotite	300±50 280±40	Armstrong et al. (1966) et Wagner et al. (1977) Harrison et Mc Dougall (1980)
Rb/Sr	Biotite	300±50	Armstrong et al. (1966), Clark et Jäger (1969) et Dodson (1973)
Ar/Ar	Muscovite	350±25	Mc Dougall et Harrison (1988)
K/Ar	Muscovite	350±50	Purdy et Jäger (1976)
K/Ar	Hornblende	400±50 500 ± 50	Cantagrel (1973) Hunziker et al. (1992)
Ar/Ar	Hornblende	500±25	Mc Dougall et Harrison (1988)
Rb/Sr	Muscovite	500±50	Jäger et al. (1967)
Sm/Nd	Grenat	600±50	Metzger et al. (1992)
U/Pb	Monazite	650 - 730	Metzger et al. (1992)

TABL. III-3. – Principales méthodes géochronologiques classiquement utilisées avec leur température de fermeture.

Par ailleurs, l'étude paléomagnétique des Terres Noires subalpines (Callovo-Oxfordien) a permis l'extraction d'une aimantation pré-tectonique, probablement jurassique qui ne montre aucune rotation significative [Aubourg et Rochette, 1992]. Dans tous les modèles proposés dans la littérature, la part de rotations ou de basculements importants pendant la période d'extension triasico - liasique n'a jamais été prise en compte. De telles rotations ou basculements sont pourtant largement probables et certainement aussi complexes que ceux issus des phénomènes compressifs. Il serait donc capital de trouver du matériel post-rift ayant conservé une aimantation primaire, en arrière des massifs cristallins externes (MCE), pour pouvoir tester la validité des modèles cinématiques.

Les études paléomagnétiques consacrées à la couverture post-triasique à l'Est des MCE concernent exclusivement les faciès jurassiques dauphinois où l'ARN est portée par de la pyrrhotite et est clairement acquise après le pic de déformation principale [Lamarche *et al.*, 1988 et Ménard et Rochette, 1992]. Cette affirmation est peut-être à moduler dans la région du Mont Joly - Aiguille Croche où les directions

d'aimantation sont très dispersées et où, malheureusement seule une étude paléomagnétique préliminaire a été réalisée [Crouzet, 1993]. Les deux études [Lamarche *et al.*, 1988 et Ménard et Rochette, 1992] montrent essentiellement des basculements autour d'axes horizontaux N30 parallèles à l'axe d'allongement de Belledonne. Toutefois Lamarche *et al.* [1988] n'excluent pas la possibilité d'une rotation antihoraire de l'ordre de 15°. Ce dispositif de pli tardif N30 se prolonge-t-il plus au Sud dans la région de Bourg d'Oisans, où existe-t-il un autre dispositif lié à la position particulière de cette région? En effet, dans le modèle proposé par Ménard [1988], un décrochement dextre est probable le long de la faille du bord interne de Belledonne. Ce

SITES	Ap	X	Y	Z	LOCALISATION	Nb Ech	Secteur
PG (1)	4	891,68	3320,75	780	Barrage du Verney (rive gauche)	6	4
SP (2)	20	889,85	3314,39	730	La Paute	?	2
GM (3)		898,48	3331,89	1780	Grand'Maison contact socle	20	5
P'X		898,55	3331,85	1775	Rieu Claret, le Cugnet	9	5
P'W		901,25	3333,33	1880	Col du Glandon	6	5
P'Z	32	887,08	3314,71	1380	Oulles	7	2
P"A	27	888,08	3314,50	1100	Route d'Oulles (au dessus de l'oratoire)	7	2
P"B	22	888,49	3314,20	830	Route d'Oulles (entre le1er et le 2ème virage)	7	2
P"C	23	888,23	3314,31	920	Route d'Oulles (4ème virage)	8	2
P"D	25	888,29	3314,40	1010	Route d'Oulles (6ème virage)	8	2
P"E	21	888,70	3314,39	780	Route d'Oulles (en bas) D526	8	2
P"F	30	887,96	3314,78	1290	Route d'Oulles (11ème et dernier lacet)	8	2
P"G	39	889,50	3310,31	1510	Villard Reymond	6	1
P"H	38	889,44	3309,59	1420	Route de Villard Reymond D210	7	1
P"I	34	887,93	3309,88	1560	Champ du Puy	7	1
P"J	33	887,81	3309,24	1530	Route de Villard Reculas (Rau de Courbarey)	7	1
P"K		887,24	3309,52	1530	Sous le téléski de Rivier	6	1
P"L	37	888,68	3310,38	1370	Route de Villard Reymond	7	1
P"M	36	888,28	3310,54	1290	Route de Villard Reymond (sortie amont du 1er tunnel)	6	1
P"N	35	888,00	3310,78	1210	Route de Villard Reymond (2ème épingle)	6	1
P"O		888,78	3314,13	750	En face d'Oulles	6	2
P"Pa		893,06	3318,19	2050	Pied de la Grande Sure	3	3
P"Pb		893,55	3318,70	2010	Pied de la Grande Sure	3	3
P"Q	13	892,70	3316,80	1715	Dernière épingle avant l'Alpe d'Huez	6	3
P"R	14	892,50	3315,55	1510	Route d'Huez à Villard Reculas	6	3
P"S	15	892,25	3315,25	1350	Route d'Huez (épingle n°8)	7	3
P"T	16	892,10	3315,10	1245	Route d'Huez (épingle n°10)	12	3
P"U	17	892,44	3314,68	1120	Route d'Huez (épingle n°13)	7	3
P"V	18	892,20	3314,58	1025	Route d'Huez (épingle n°15)	5	3
P"W	1	892,13	3323,5	1106	Vaujany	8	4
P"X		891,35	3320,29	860	Les Travers	8	4
P"Y	2	892,33	3322,79	820	Rif Jany	6	4
P"Z	5	891,41	3319,67	1010	Combe de la Voute	6	4
P°A	6	890,98	3319,35	1170	La Corne	6	4
P°B	7	892,80	3321,90	1090	Le Roberand	7	4
P°C	3	892,37	3322,05	900	Le Bessay	6	4
P°D	12	891,65	3315,50	1542	Route d'Huez à Villard Reculas (pc 1542)	7	3
P°E	11	891,24	3315,96	1500	Route d'Huez à Villard Reculas (Le Crozet)	6	3
P°F	8	891,11	3318,95	1350	Beau Clos	6	4
P°G	9	891,28	3318,08	1395	Combe Croze	8	3
P°H	10	890,81	3317,06	1500	Villard Reculas	7	3
P°I	19	891,80	3314,24	950	Route d'Huez (épingle n°17)	7	3
P°J		891,49	3314,55	806	Route d'Huez (épingle n°21)	7	3
P°K	31	887,58	3314,85	1340	Route d'Oulles (entre P'Z et P"F)	4	2
P°L	29	887,57	3314,75	1240	Route d'Oulles (sous P°K)	4	2
P°M	28	887,93	3314,58	1160	Route d'Oulles (9ème épingle)	4	2
P°N	26	888,70	3314,65	1050	Route d'Oulles (7ème épingle)	4	2
P°O	24	888,51	3314,54	950	Route d'Oulles (5ème épingle)	3	2
P°P		888,55	3314,38	860	Route d'Oulles (3ème épingle)	3	2
P°Q		891,34	3321,12	780	Barrage du Verney (rive droite)	5	4
P°Ra		889,70	3320,00	760	Ardoisière de Rochetaillée	3	4
P°Rb		889,84	3320,00	720	Rochetaillée	5	4
P°S		887,31	3314,92	1400	Chemin du Piret	3	2
P°T		887,38	3315,08	1550	Crête du Fort	6	2
P°U		894,94	3326,43	1740	Cressin route du col du Sabot	6	5
P°V		888,00	3314,92	1445	– Sous le Piret	4	2
P°W		887,59	3315,11	1515	Arête de la crête du Fort	7	2

TABL. III-4. – Localisation des sites échantillonnés. Ap : numérotation des sites utilisée dans Crouzet *et al.* [1996]. Les coordonnées correspondent aux quadrillages kilométriques Lambert zone III. Le nombre d'échantillons prélevés par site et le secteur de prélèvement sont indiqués. (1) : site de Lamarche *et al.* [1988], (2) : site de Lamarche [1987], (3) : site de Crouzet [1993].

décrochement ne se prolongeant pas vers le Sud, il doit s'amortir à la faveur d'accidents chevauchants E-W, postérieurs à la déformation principale D1. Les rejeux ultimes du socle du Rochail et leurs répercussions dans la couverture décrits par Sue [1995] et Sue *et al.* [1996] pourraient être associés à cette déformation.

III.- Localisation des sites étudiés

Dans ce travail, la numérotation des sites a été réalisée de façon chronologique. La numérotation employée poursuit celle utilisée par Rochette et Ménard dans leurs travaux antérieurs, à savoir une lettre P suivie d'un symbole puis d'une lettre. Chaque échantillon du site est numéroté de 1 à n.

Du fait de la très bonne qualité des affleurements, aussi bien au niveau des faciès que de leur répartition spatiale, la région de Bourg d'Oisans a fait l'objet d'un échantillonnage dense. Celui-ci a été réalisé principalement le long des routes et peut être divisé en 5 secteurs (tabl. III-4). Depuis les environs du Col d'Ornon au Sud et jusqu'au Col du Glandon au Nord, 57 sites comprenant environ 360 échantillons ont été étudiés (fig. III-6).

Le secteur de Villard Reymond, au Sud, a été uniquement étudié au point de vue directionnel et comporte 8 sites (P"G à P"N). Ce secteur est localisé en rive droite de la vallée de la Lignarre.

Le secteur de la route d'Oulles, en rive gauche de la vallée de la Lignarre et en rive gauche de la vallée de la Romanche, permet un échantillonnage dense et quasiment continu sur une verticale (fig. III-7). Dix neuf sites ont été prélevés sur 800m de dénivelée afin de tester les variations thermiques locales. De plus, cette coupe a été échantillonnée dans le but d'établir un paléogradient thermique. L'échantillonnage a été réalisé en plusieurs campagnes, ce qui explique l'hétérogénéité de numérotation des sites.

Le secteur d'Huez-Villard Reculas (fig. III-8), en rive droite de la Romanche, comprend 14 sites beaucoup plus largement espacés que ceux de la Route d'Oulles du fait de la moins bonne qualité des affleurements et des difficultés d'accès hors des routes. Les falaises de Côte Alamèle excluent un échantillonnage dense en fonction de l'altitude.

Plus au Nord, le secteur d'Allemont-Vaujany (fig. III-8), de part et d'autre de la vallée de l'Eau d'Olle, comprend 12 sites espacés. La qualité des affleurements est moindre que dans les deux secteurs précédents, notamment à cause de la présence de schistes aaléniens très difficilement échantillonnables et généralement très faiblement aimantés.

Le dernier secteur, Col du Sabot - Col du Glandon, ne comprend que 4 sites et correspond à un rétrécissement de la zone d'affleurement de la couverture sédimentaire entre le socle du massif de Belledonne et celui des Grandes Rousses. La qualité des affleurements est très mauvaise à cause des nombreux pâturages ou parce que ces affleurements sont quasiment inaccessibles du fait de l'absence de routes carrossables et de la haute altitude. Toutefois ce secteur est important car il fait la jonction entre le bassin de Bourg d'Oisans, centre principal de cette étude, et la vallée de la Maurienne, plus au Nord, étudiée antérieurement par Ménard et Rochette [1992] et Rochette *et al.* [1992b].

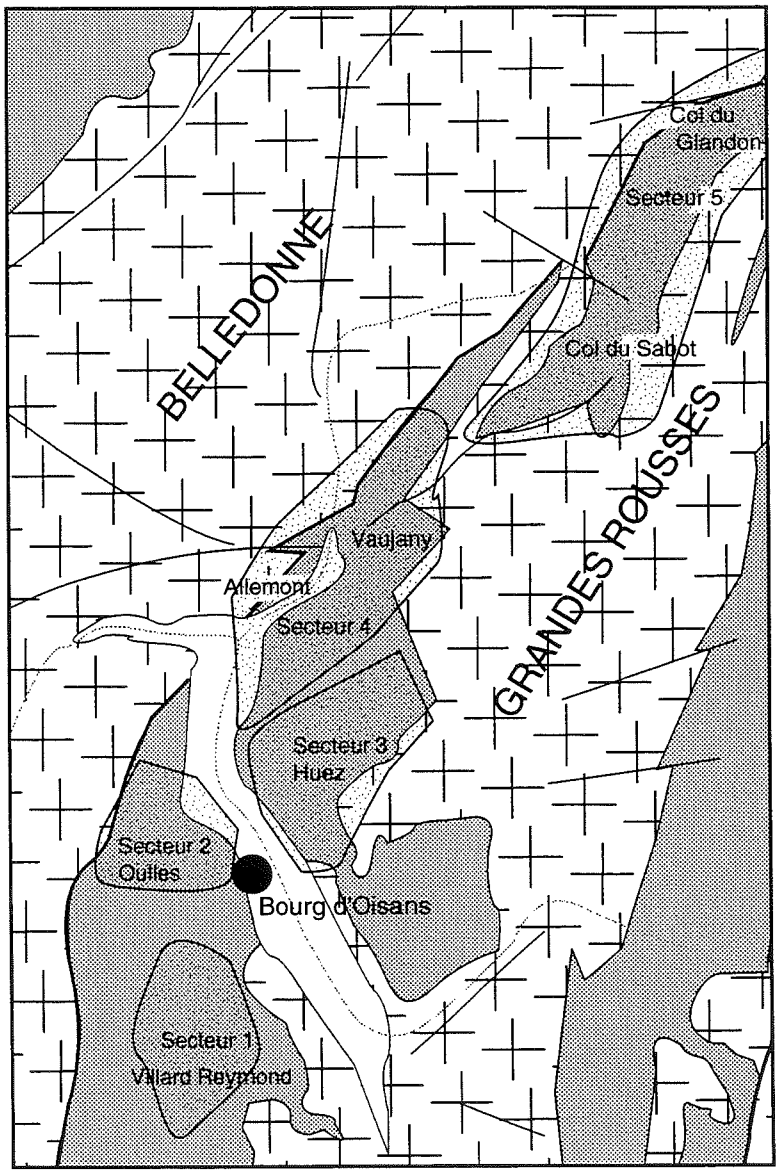


Fig. III-6.– Localisation des secteurs étudiés dans la région de Bourg d'Oisans.

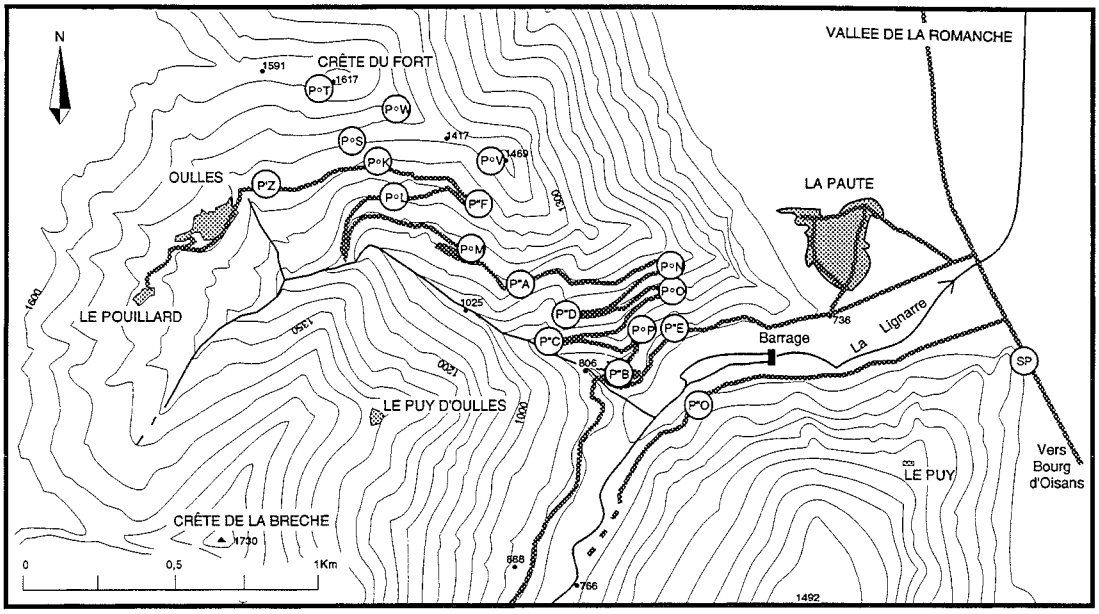


FIG. III-7. – Carte de localisation des sites échantillonnés du secteur d'Oulles. Equidistance des courbes de niveau : 50 m.

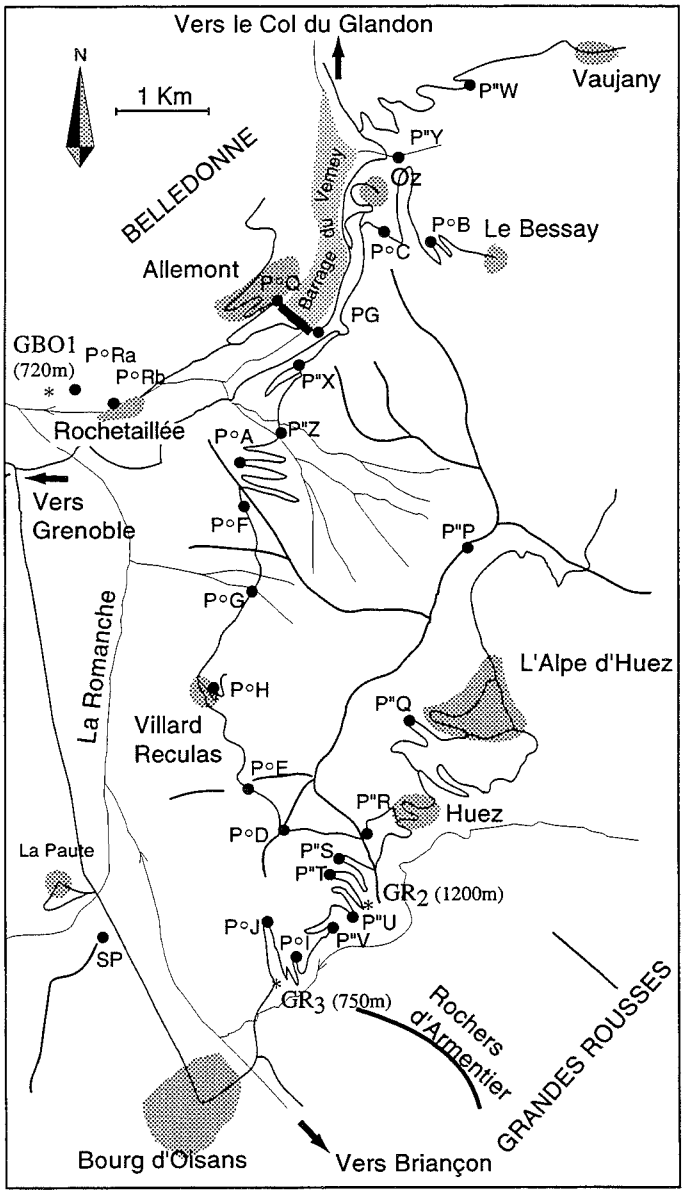


FIG. III-8. – Carte de localisation des sites échantillonnés pour le paléomagnétisme (ronds noirs) et des échantillons étudiés par traces de fission sur apatites (étoiles) par Sabil [1995] dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany.

CHAPITRE 2
L'ANALYSE DES DONNÉES DIRECTIONNELLES : APPORT A LA GÉOLOGIE DES ALPES OCCIDENTALES

I. – INTRODUCTION

L'analyse des données directionnelles du vecteur aimantation est assez classique en paléomagnétisme. Généralement l'étude est réalisée sur une aimantation primaire afin de retrouver des rotations rigides de blocs autour d'un axe vertical. Dans ce travail, l'aimantation étudiée correspond à une réaimantation complète qui nous permet de caractériser les déformations tardives affectant le secteur étudié.

Les sites échantillonnés dans la région de Bourg d'Oisans ont fait l'objet d'une étude directionnelle afin de compléter les études antérieures de Lamarche *et al.* [1988] et de Ménard et Rochette [1992].

Cette étude voulait essentiellement caractériser les déformations tardives de la zone dauphinoise. Il paraît en effet nécessaire, afin d'expliquer les observations paléomagnétiques, de trancher entre un modèle faisant intervenir des rotations autour d'axes verticaux et un ou plusieurs modèles faisant intervenir des plissements tardifs de la couverture sédimentaire (basculements autour d'axes horizontaux).

Afin de savoir si le schéma de rotation autour d'un axe horizontal N30 comme proposé pour la vallée de la Maurienne par Ménard et Rochette [1992] était aussi applicable plus au Sud, cette étude directionnelle, menée sur le bassin de Bourg d'Oisans, s'est accompagnée d'observations et de mesures structurales. De nouvelles contraintes sur les conditions et l'âge du refroidissement post-métamorphique sont intégrées. L'ensemble a fait l'objet d'un article publié dans Tectonophysics : "Post Midle Miocene rotations recorded in the Bourg d'Oisans area (Western Alps, France) by paleomagnetism ; 263, 137-148, 1996" et dont je fournit ici un bref résumé.

II. – ROTATIONS POST MIOCÈNE MOYEN ENREGISTRÉES DANS LA RÉGION DE BOURG D'OISANS (ALPES OCCIDENTALES, FRANCE) PAR LE PALÉOMAGNÉTISME

Dans le but de tester les rotations ou les basculements postérieurs au métamorphisme, une étude paléomagnétique à été mené sur 44 sites du demi graben inversé de Bourg d'Oisans (zone dauphinoise, Alpes occidentales). L'aimantation, portée par la pyrrhotite, a été acquise après le pic du métamorphisme, autour de la limite oligo-miocène. Aucune rotation (autour d'un axe vertical) indubitable n'est enregistrée. Par contre, la dispersion des vecteurs aimantation est interprétée comme liée à un basculement autour d'un axe N20E horizontal, en parfait accord avec les observations structurales

Site	n	Dec	Inc	K	α95	Site	n	Dec	Inc	K	α95
PB	8	39,9	64,0	131	4,3	PF	8	197	-64,4	232	3,1
PD	11	200,5	-66,5	130	3,9	PJ	5	137,3	-53,5	923	2,1
PE	9	205,3	-66,1	303	2,7	PN	5	156,1	-49,9	19	14,6
PAa	13	343,4	38,2	77	4,4	PT	6	186,4	-52,2	74	6,7
PAb	4	156,4	-46,8	130	7,1	P'E	11	166,0	-58,2	74	4,7
PH	5	199,7	-58,0	47	11,8	P'F	6	157,6	-74,4	83	6,3
PI	10	334,6	34,5	676	1,7	P'O	5	184,7	-74,0	89	6,6
PK	8	51,3	59,9	226	3,3	P'P	10	164,3	-74,1	17	10,7
PL	8	8,7	55,9	114	4,7	P'Qa	5	158,9	-63,0	74	7,3
PM	6	173,1	-57,3	118	5,3	P'Qb	5	192,9	-68,2	107	6,1
PO	6	219,7	-72,1	80	6,4	P'Qc	4	181,7	-69,0	133	6,1
PRa	3	225,0	-75,5	167	6,3	P'Qd	6	177,2	-67,2	39	9,2
PRc	8	201,6	-70,8	157	4,0	P'Qe	4	172,3	-67,0	63	8,8
PRd	6	345,3	46,7	49	8,2	P'Qf	5	163,8	-59,9	71	7,5
PRf	7	245,6	-65,6	44	9,4	P'Qi	4	172,4	-60,1	48	10,1
PRg	6	353,6	54,8	44	8,7	P'R	6	181,0	-70,5	62	7,2
PRi	4	248,6	-68,2	81	7,0	P'S	7	208,0	-70,3	97	5,4
PU	5	141,5	-56,8	46	9,3	UA	4	165,3	-34,9	38	11,5
PV	7	356,9	65,0	367	2,8	NC	8	358,4	63,7	145	3,9
PW	6	193,5	-67,0	297	3,3	P'A	5	195,8	-48,7	153	5,1
PY	5	249,3	-64,4	28	11,9	P'B	5	347,5	57,5	22	13,4
PZ	8	344,3	47,6	74	5,8	P'C	6	166,8	-54,7	152	4,6
P'K	5	19,6	48,5	70	7,5	P'G	7	0,4	61,8	478	2,4
P'Nc	2	325,3	41,9	373	5,1	P'H	4	7,5	49,3	33	12,3
PG	6	6,7	53,7	669	2,2	P'I	8	354,2	62,1	192	3,6

TABL. III-5. – Caractéristiques des sites étudiés par Ménard et Rochette [1992]. n : nombre d'échantillons pris en compte pour déterminer l'aimantation caractéristique moyenne de chaque site ; Dec et Inc : déclinaison et inclinaison de l'aimantation caractéristique en coordonnées géographiques ; K et α95 : paramètres de précision de la statistique de Fisher [1953].

effectuées sur le terrain. Ce léger plissement dans la couverture sédimentaire est probablement associé à un chevauchement de socle postérieur au franchissement de l'isotherme 150°C estimé être plus récent que 9-13 Ma.

III. – Synthèse des données directionnelles de la zone dauphinoise

Afin d'essayer d'intégrer les résultats de l'étude directionnelle locale effectuée dans la région de Bourg d'Oisans dans un modèle cinématique plus global, une synthèse des données existantes dans l'ensemble de la zone dauphinoise est nécessaire. Dans ce but, les résultats des travaux de Lamarche *et al.* [1988] et de Ménard et Rochette [1992] sont repris (tabl. III-5).

A. Influence de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) sur la direction de l'ARN

La différence entre les directions de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) et du paléochamp pourrait être due à un effet de l'ASM. Dans ce cas l'aimantation devrait se situer sur les grands cercles joignant le paléochamp à l'axe maximum (K1) ou à l'axe minimum (K3) de l'ellipsoïde de susceptibilité.

Dans aucun des sites étudiés par Lamarche *et al.* [1988], une telle relation n'est observée. De plus l'acquisition de l'aimantation de la pyrrhotite est postérieure à l'acquisition de la fabrique magnétique, essentiellement portée par les phyllosilicates [Lamarche, 1987 ; Aubourg, 1990]. Cette fabrique est en effet étroitement liée à la schistosité principale associée à la déformation oligocène supérieur. Le test du pli étant nettement négatif, l'aimantation est postérieure à la déformation et donc à la fabrique magnétique.

Nous pouvons donc conclure que l'influence de l'ASM est négligeable et que des mouvements tectoniques post-métamorphiques significatifs peuvent être mis en évidence dans la zone dauphinoise à l'Est des massifs cristallins externes. Nous allons maintenant essayer d'en comprendre la signification et tout d'abord de savoir quand ils ont eu lieu.

B. Signification des basculements

1. L'âge des basculements

Les directions paléomagnétiques étant dispersées par le test du pli, ces mouvements sont postérieurs à la déformation principale oligocène supérieur. Grâce aux traces de fission sur apatite [Sabil, 1995] qui datent le franchissement de l'isotherme 110°C, et du fait de la linéarité des diagrammes de Zijderveld jusqu'à 150°C qui implique un basculement postérieur au franchissement de cette température, l'âge des mouvements dans la région de Bourg d'Oisans, peut être estimé plus récent que 9-13 Ma [Crouzet *et al.*, 1996]. Plus au Nord, les âges traces de fission sur apatite issus du socle de Belledonne sont un peu plus jeunes, entre 3 et 8 Ma [Lelarge, 1993]. Ceux issus du socle du Grand Châtelard et de la zone du flysch des Aiguilles d'Arves sont entre 3,5 et 5 Ma [Lelarge, 1993]. Les basculements seraient donc susceptibles d'être légèrement plus récents au Nord (7 - 12 Ma) qu'au Sud (9 - 13 Ma). Toutefois ils sont plus probablement contemporains car liés à un même phénomène que nous allons maintenant essayer d'appréhender en regardant leur répartition géographique.

2. Présentation des données

La carte de la figure III-9 où sont uniquement reportées les déclinaisons de l'aimantation, présente l'ensemble des données directionnelles actuellement disponibles pour la zone dauphinoise à l'Est des massifs cristallins externes (tabl. III-5 et paragraphe II). Ces données sont capitales pour comprendre l'évolution « tardive » de la chaîne alpine. Vu la dispersion des données à l'échelle régionale et locale, une telle carte ne nous donne qu'une image incomplète de la répartition spatiale des vecteurs aimantations mesurés pour chaque site. Pour les quatres secteurs (Maurienne ouest, Bourg d'Oisans, Haute Romanche et Ultradauphinois) une projection stéréographique est réalisée (fig. III-10). Sur cette projection, tous les sites, sauf ceux qui d'après Ménard et Rochette [1992] sont fauchés (PX et P'J), ont été représentés. Les différents stéréogrammes montrent clairement une dispersion assez importante des données. Cette dispersion est très souvent supérieure à la précision des moyennes calculées ($\alpha 95$) qui ne dépasse que très rarement 10°.

Les stéréogrammes (fig. III-10) montrent que le petit cercle, centré sur N30, qui passe le mieux par le nuage de données ne contient pas la direction du paléochamp vers 10 Ma (D = 4,5°, I = 59,5°) ou vers 20 Ma (D = 6°, I = 58°) pour l'Europe stable d'après Besse et Courtillot [1991]. Toutefois, dans les régions de Bourg d'Oisans et de Haute Romanche, cela paraît moins net. Une explication doit donc être proposée pour expliquer la non coïncidence entre les données et la direction du référentiel utilisé.

Afin de rendre compte de la dispersion observée, nous pouvons prendre le parti de décomposer les mouvements en un basculement autour d'un axe horizontal parallèle à la chaîne (N30), un basculement autour d'un axe horizontal perpendiculaire à la chaîne (N120) et une rotation antihoraire de 20° autour d'un axe vertical ou un basculement général de 10° vers le Nord.

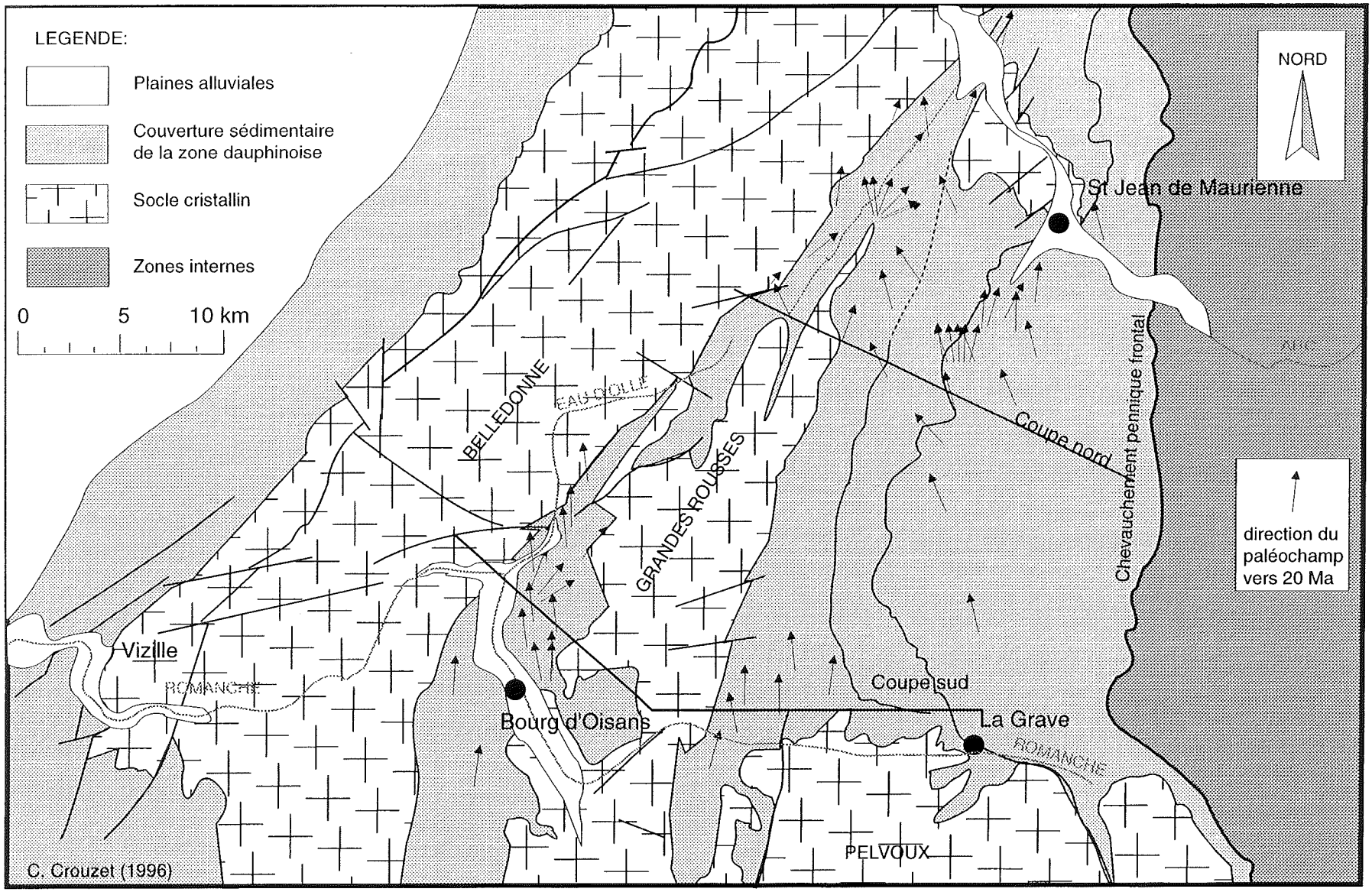


FIG. III-9. – Carte des directions de l'aimantation caractéristique pour l'ensemble des sites de la zone dauphinoise interne entre Arc et Romanche.

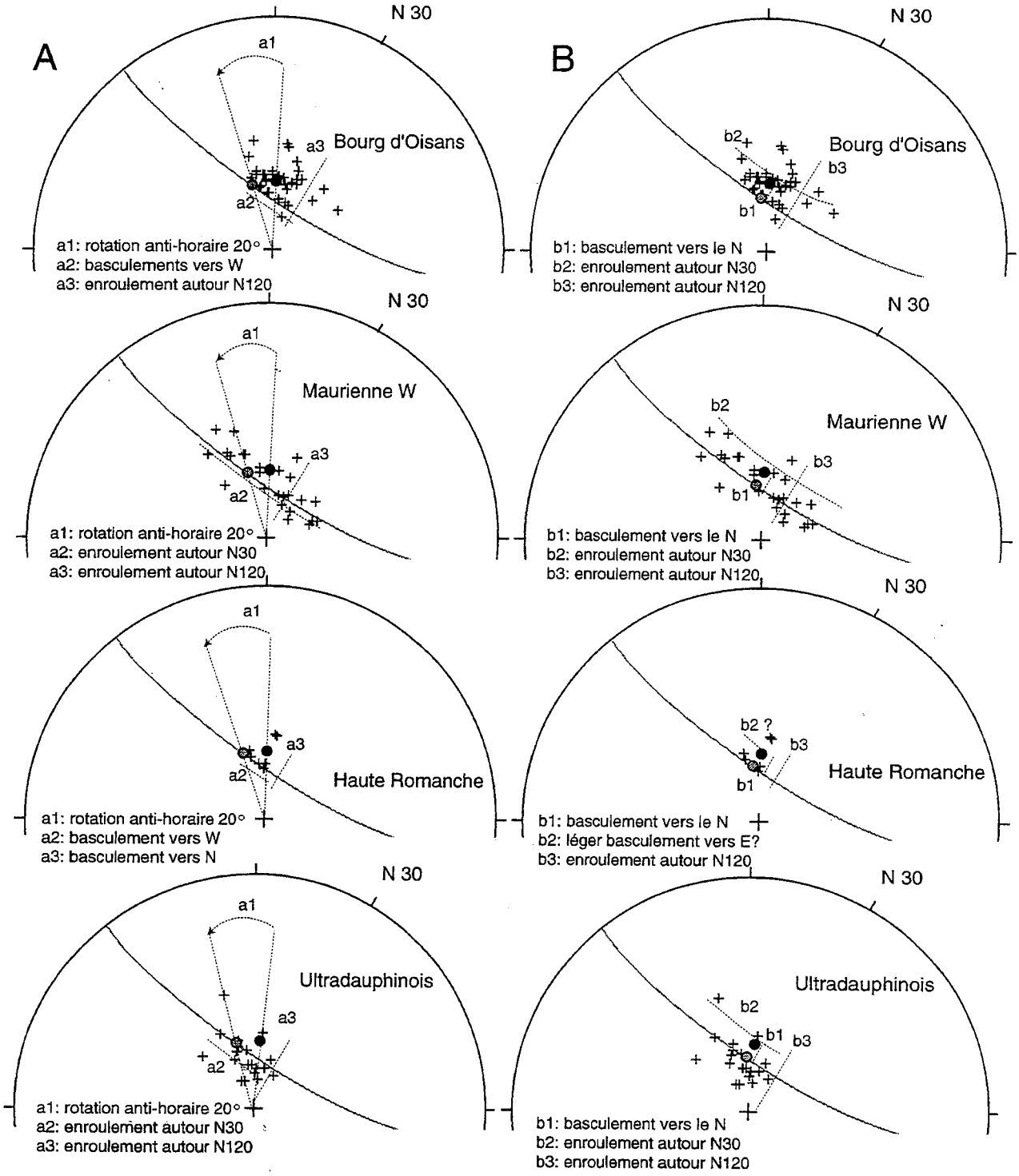


FIG. III-10. – Stéréogramme (Wulff, hémisphère inférieur) des directions moyennes des différents secteurs montrant la décomposition des mouvements en plusieurs épisodes. Tous les sites, sauf ceux qui d'après Ménard et Rochette [1992] sont fauchés (PX et P'J), sont présentés. Cercle noir : direction du paléochamp pour l'Europe stable au Miocène d'après Besse et Courtillot [1991]. Cercle gris : direction du paléochamp après rotation. (A) : hypothèse d'une rotation anti-horaire de 20° ou (B) : hypothèse d'un basculement général de l'ordre de 10° vers le Nord (respectivement a1 et b1) puis d'un enroulement autour d'un axe N30 (a2 et b2) puis un enroulement autour d'un axe N120 (a3 et b3). Ces différents épisodes ne sont pas datés.

3. Rotation du référentiel

a. Rotation autour d'un axe vertical

Une rotation anti-horaire de 15 à 20° (a1 sur la figure III-10A) déduite des modèles de Ménard [1988], Vialon *et al.* [1989] et Vialon [1990] ou de l'avancée différentielle du socle des massifs cristallins externes sur l'avant-pays [Gratier *et al.*, 1989] est possible et permet d'amener le référentiel sur le petit cercle passant au mieux par les données.

b. Basculement autour d'un axe N120 perpendiculaire à la chaîne

Une autre explication pour amener le référentiel sur le petit cercle est de supposer un basculement autour d'un axe horizontal N120, globalement perpendiculaire à la chaîne (fig. III-10B). Le basculement qui serait de l'ordre de 10° se ferait alors vers le Nord.

Le plongement général vers le Nord, de la linéation d'intersection S_0-S_1 au niveau des collines bordières à l'Ouest de Belledonne, depuis Grenoble jusqu'à Mégève [Gratier *et al.*, 1973 et Pijolat, 1978] est particulièrement intéressant. Il pourrait être interprété comme le marqueur d'un basculement général vers le Nord. Dans la région de Bourg d'Oisans, un tel basculement semble être la règle au Nord de la vallée de la Romanche, tandis qu'au Sud (secteur d'Oulles notamment) les données sont plus dispersées avec toutefois une prédominance des inclinaisons de la linéation S_0-S_1 vers le Sud. Un tel basculement général de l'ensemble Belledonne - Grandes Rousses pourrait expliquer l'ensellement du socle des Grandes Rousses au niveau du Col du Glandon et du socle de Belledonne au niveau de la région de Mégève. L'origine d'un tel basculement est encore inconnue.

4. Dispersion autour d'un axe parallèle à la chaîne

L'échelle d'observation dans la région de Bourg d'Oisans est bien plus précise que pour les études antérieures. Dans cette région, les basculements autour d'un axe sensiblement parallèle à la chaîne, mis en évidence

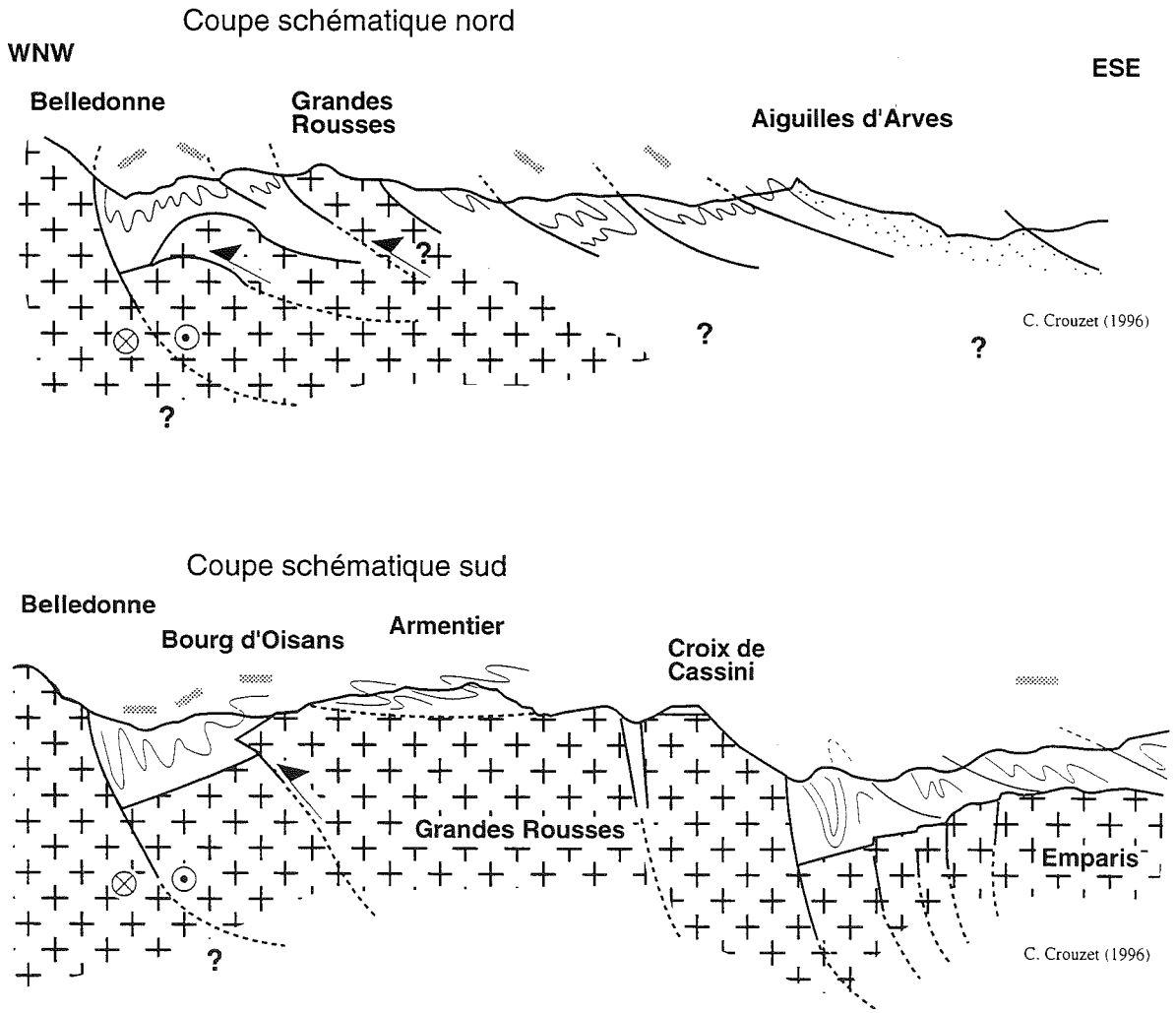


FIG. III-11.– Coupes schématiques nord et sud montrant un petit chevauchement du socle des Grandes Rousses expliquant les basculements observés dans la partie occidentale de la région étudiée.

sont très locaux et associés à des plis d'axe N20 pouvant exagérer des structures déjà existantes [Crouzet *et al.*, 1996]. Un petit chevauchement des Grandes Rousses est invoqué pour expliquer ce phénomène (fig. III-11). Vu la faible déformation de la couverture, ce raccourcissement n'est probablement que de l'ordre de 200 m. Au niveau des sites basculés, ces plis tardifs ne sont pas associés à la création d'une nouvelle schistosité.

La partie externe de la zone Maurienne ouest semble caractérisée par des plis de faible longueur d'onde avec des basculements à la fois vers l'Est et vers l'Ouest. La prépondérance des basculements vers l'Ouest est toutefois notable. La faible distance entre les sites basculés en sens opposés laisse supposer une origine peu profonde. L'interprétation illustrée par la figure III-11 montre un léger chevauchement du socle des Grandes Rousses. Ce chevauchement est probablement comparable à celui déduit de l'étude locale de la région de Bourg d'Oisans. Dans la région du Col du Glandon et de la vallée des Villards, les sites basculés vers l'Ouest sont interprétés comme étant passés d'une position initialement sur la rampe à une position sur le plat. Pour les sites basculés vers l'Est un passage plat - rampe est proposé (fig. III-12). La faible distance entre ces sites implique une rampe courte et une flèche de chevauchement faible (500 m environ). Toutefois, le même dispositif de basculements peut être obtenu en faisant appel à une logique en extension (fig. III-12). Une telle logique explique toutefois difficilement les structures observées dans le bassin de Bourg d'Oisans.

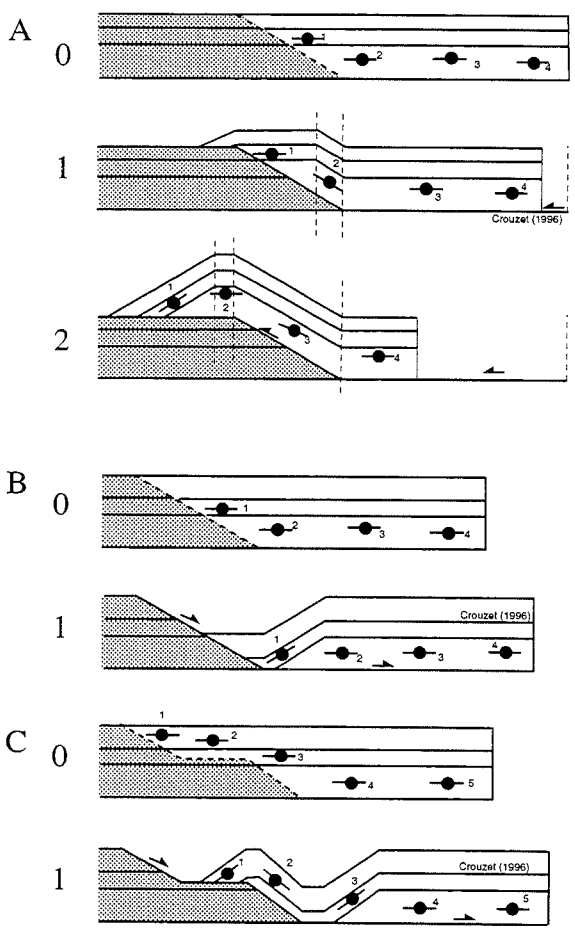


FIG. III-12. – Modèles en plats et rampes pouvant expliquer des basculements. A : modèle en compression, 0 : état initial, 1 : état intermédiaire ne montrant que des basculements vers l'Est, 2 : état final avec basculements à vergence opposées. B : modèle en extension à une rampe, 0 : état initial, 1 : état final montrant uniquement des basculements vers l'Ouest. C : modèle en extension à deux rampes, 0 : état initial, 1 : état final avec basculements à vergence opposées.

Pour la partie interne (à l'Est des Grandes Rousses) de la zone Maurienne ouest, les basculements se font principalement vers l'Est. Un passage plat-rampe lié à un chevauchement des Grandes Rousses pourrait être invoqué. La largeur de la zone affectée est de plus de 5 km. Dans cette interprétation, cette valeur correspond soit au raccourcissement soit à la largeur de la rampe, si le raccourcissement est supérieur à celle-ci. Il paraît alors surprenant que les sites du secteur Haute Romanche ne présentent pas d'écarts importants par rapport à la direction du référentiel après rotation (fig. III-10). Toutefois dans l'hypothèse d'une rotation anti-horaire du référentiel, les sites de ce secteurs seraient basculés vers l'Ouest. Ce basculement est donc en contradiction avec celui de la partie orientale du secteur Maurienne ouest, 20 km plus au Nord. Un raisonnement cylindrique ne peut donc pas être utilisé pour contraindre les interprétations.

Pour l'ensemble de la zone ultradauphinoise de Barbier [1948], une majorité de sites montrent des basculements vers l'Est. Toutefois un certain nombre de sites sont basculés différemment. Ces sites sont localisés à proximité d'affleurements importants de gypse et d'anhydrite. Il est possible que certains basculements puissent être liés à des phénomènes de diapirisme ou de dissolution, fréquents dans les masses évaporitiques. Tout comme dans la partie interne de la zone Maurienne ouest, la dispersion des données pourrait facilement s'expliquer par un enroulement autour d'un axe N30. Un serrage tardif de la couverture sédimentaire pourrait être invoqué sans qu'il soit à l'heure actuelle possible d'en donner l'explication.

5. Dispersion autour d'un axe perpendiculaire à la chaîne

La dispersion des données autour d'un axe horizontal N120, globalement perpendiculaire à la chaîne est très nette dans tous les secteurs.

Pour le secteur de Bourg d'Oisans, si on admet une rotation du référentiel, il faut ensuite effectuer un basculement assez important vers le Sud. Il en est de même pour deux sites du secteur Haute Romanche (fig. III-10).

Pour les secteurs Maurienne ouest et Ultradauphinois, la rotation soit autour d'un axe vertical soit autour d'un axe horizontal du référentiel explique assez bien la répartition des données. Toutefois, la

dispersion des vecteurs aimantations de part et d'autre d'un axe horizontal sensiblement N120 est assez importante et semble significative. Malheureusement, dans l'état actuel de nos investigations nous ne connaissons pas l'âge de ces mouvements, ni même s'ils sont antérieurs, synchrones ou postérieurs aux mouvements transversaux. De plus aucune explication cohérente n'a pu être trouvée. Il semblerait toutefois qu'ils puissent être les témoins d'une tectonique longitudinale à la chaîne comme il a déjà été proposé par ailleur pour expliquer l'origine de certaines vallées alpines [Ménard *et al.*, 1995], de certaines captures de rivières [Darmendrail, 1994] ou la répartition des âges trace de fission sur apatite dans la vallée de l'Eau d'Olle [Sabil, 1995].

C. Conclusions

Le fait que le petit cercle, centré sur N30, qui passe le mieux par le nuage de données ne contienne pas la direction du paléochamp implique soit une rotation antihoraire de l'ordre de 15 - 20° soit un basculement général vers le nord de l'ordre de 10°, au moins au niveau de la vallée de la Maurienne, soit un compromis entre les deux.

Une rotation antihoraire de 15 à 20° est possible mais n'est pas clairement mise en évidence par les données. Dans la logique du modèle de la thèse de Ménard [1988], la rotation est associée à un déplacement guidé par une limite courbe, ce qui implique un décrochement dextre d'une cinquantaine de km post 10 Ma. Une telle ampleure, pour ce décrochement, n'est actuellement pas confirmé par d'autres données. Dans la logique des modèles de Gratier *et al.* [1989], Vialon *et al.* [1989] et Vialon [1990] l'ensemble de la région étudiée subit une rotation, or le secteur de Bourg d'Oisans n'enregistre pas clairement cette dernière.

L'apparente similitude, au moins régionalement, entre l'inclinaison de la linéation d'intersection S_0-S_1 et les basculements autour d'un axe perpendiculaire à la chaîne mis en évidence par le paléomagnétisme, devra être confirmée par une étude plus locale et des contrôles de terrain avant de pouvoir en préciser l'origine et les modalités.

Un petit chevauchement probablement « out of sequence » du massif des Grandes Rousses est proposé pour expliquer (1) les basculements de l'aimantation caractéristique de quelques sites de la région de Bourg d'Oisans ; (2) les basculements au niveau de la vallée de la Maurienne qui sont à vergences opposées pour les sites situés à l'Ouest des Grandes Rousses et peut être une partie de basculement vers l'Est pour les sites situés à l'Est de ce massif. A ce schéma il faut probablement rajouter une tectonique longitudinale expliquant la dispersion N-S des données. Les modalités de cette tectonique longitudinale sont encore mal connues. De plus la chronologie relative des basculements E-W et N-S est inconnue.

Nous pouvons nous demander si les dispositifs tectoniques imaginés ci-dessus sont encore actuels. Cette question est à la base de toute interprétation de la tectonique plio-quaternaire et actuelle dans l'arc alpin occidental. Les études sur la déformation récente et actuelle par comparaison de données géodésiques historiques (triangulation - GPS), comparaison de nivellements et géomorphologie [Jouanne, 1994 et Darmendrail, 1994] montrent une compression globalement NW-SE dans le Jura tandis qu'une extension parallèle à la chaîne serait la règle dès les massifs subalpins. Cette extension qui selon Darmendrail [1994] débute probablement dès le Miocène inférieur est confirmée par l'interprétation des traces de fission dans la vallée de l'Eau d'Olle [Sabil, 1995] et pourrait rendre compte de la dispersion N-S des directions d'aimantation. Le faible nombre de données sur la tectonique actuelle à l'Est des massifs cristallins externes ne permet pas de savoir s'il y a, ou non, continuité entre les déformations actuelles et celles mises en évidence par le paléomagnétisme.

CHAPITRE 3
PREMIÈRE APPLICATION DU THERMOPALÉOMAGNÉTISME : LA SIGNIFICATION DES RAPPORTS DE PENTES

Avec ce chapitre nous allons aborder les applications spécifiques et nouvelles du thermopaléomagnétisme.

I. – Les rapports de pentes représentent-ils l'intensité du champ magnétique ?

Nous avons vu dans la deuxième partie de ce travail que les échantillons étudiés étaient susceptibles d'enregistrer convenablement l'intensité du champ magnétique appliqué lors de la création d'une ATR ou d'une ATRp. Par ailleurs, les différents thermochrones mis en évidence peuvent être considérés comme des ATRp. Les études de Dodson et Mac Clelland-Brown [1980], de Fox et Aitken [1980], de Halgedahl *et al.* [1980] de Walton [1980] et de Biquand [1994] ont toutes montré que plus le taux de refroidissement naturel était lent, plus les valeurs de paléointensité étaient surestimées. Dans notre cas, le taux de refroidissement est d'environ 30°C/Ma (cf. partie III chapitre 4) soit 10^{-14} °C.s^{-1} à comparer au 3 ou 4.10^{-2} °C.s^{-1} du refroidissement en laboratoire. Il est donc clair que les valeurs trouvées sont des valeurs de paléointensité par excès. L'enregistrement sur un intervalle de temps suffisamment long (quelques 100 000 ans) de l'intensité du champ magnétique terrestre permet de lisser les éventuelles variations de courte longueur d'onde. De ce fait, rien n'interdit de penser que les valeurs de paléointensité apparentes puissent être des valeurs maximales moyennées sur l'intervalle de temps considéré.

II. – Comparaison avec les résultats antérieurs du même type

Les travaux de Rochette *et al.* [1992b] sur les calcschistes liasiques de la zone dauphinoise au niveau de la vallée de la Maurienne ont montré des paléointensités apparentes très faibles (environ 10 mT).

L'aimantation de ces roches est, tout comme à Bourg d'Oisans, une ATR portée par de la pyrrhotite et acquise au Miocène pendant un refroidissement lent. Ces valeurs (fig. III-13) sont du même ordre de grandeur que les nôtres (fig. III-14).

Plusieurs phénomènes pourraient expliquer ces faibles valeurs de paléointensité.

Tout d'abord, nous pouvons supposer avoir omis de petites périodes de polarité inverse à celle du thermochrone utilisé. Ceci semble toutefois peu probable vu le pas de mesure utilisé (4 ou 5°C). La présence de cryptochrones, qui du fait de leur faible durée sont indétectables, pourraient influencer l'intensité de l'ATR en la

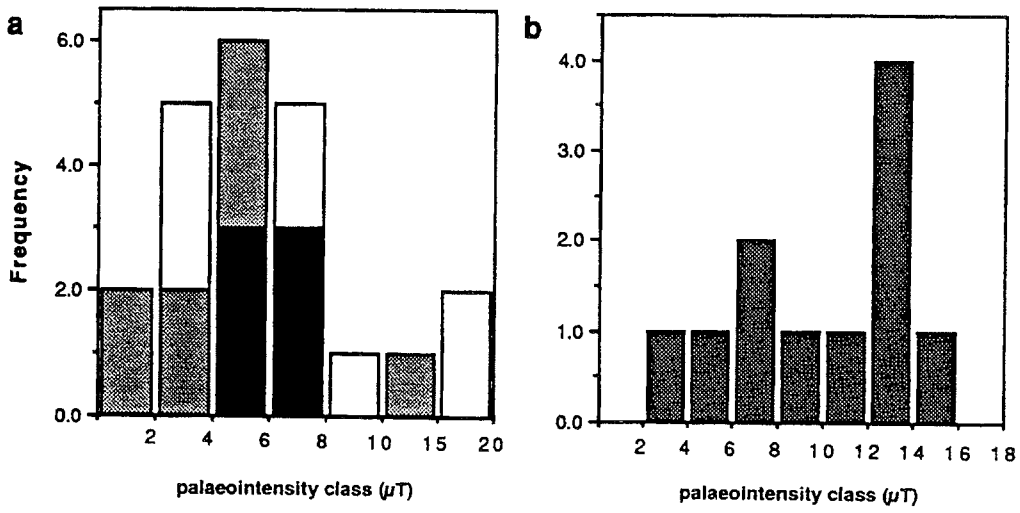


Fig. III-13. – Histogrammes des fréquences de paléointensité estimée à partir de différents rapports ARN / ATR d'après Rochette *et al.* [1992b]. a : en utilisant les désaimantations thermiques progressives et la chute d'intensité entre 320 et 340°C, les spécimens montrant une ATR de bonne qualité sont en noir ou en gris s'ils proviennent de site voisin d'un changement de polarité ; b : en utilisant la méthode continue et les pentes des courbes de désaimantation juste en dessous du point de Curie de la pyrrhotite, corrigées de la pente observée à plus haute température due à la magnétite résiduelle.

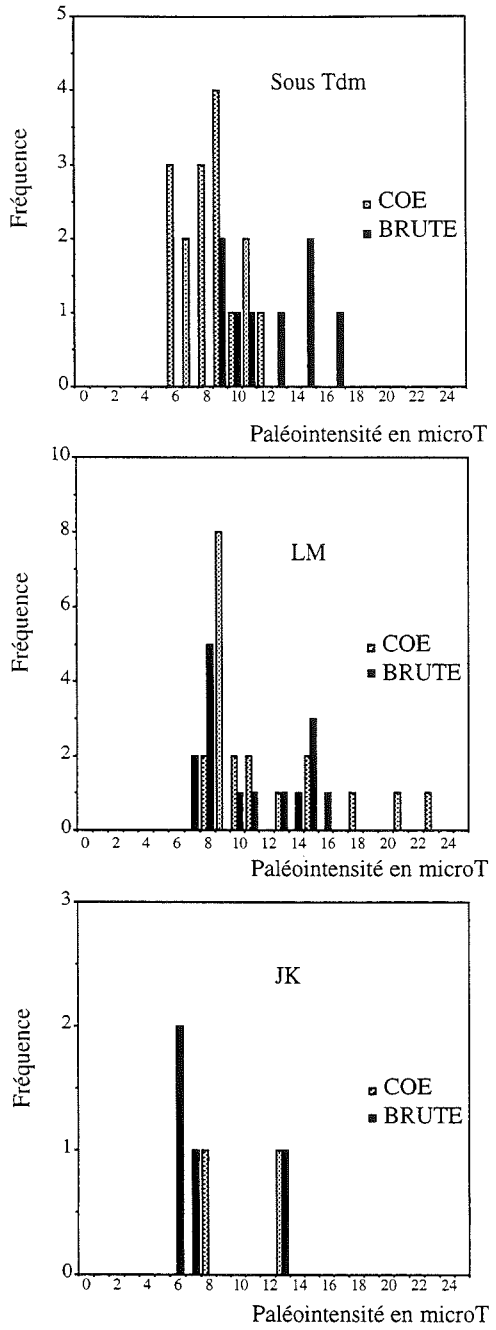


FIG. III-14. – Histogrammes des fréquences de paléointensité pour la comparaison brute ARN / ATR (en noir) et pour la comparaison en utilisant la méthode de Coe (en gris).

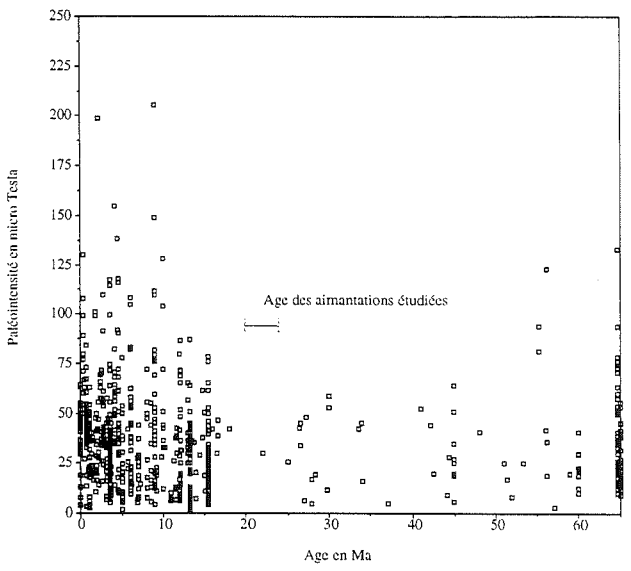


FIG. III-15. – Evolution de l'intensité du champ magnétique terrestre au cours du Cénozoïque d'après l'ensemble des données disponibles dans la compilation de Tanaka *et al.* [1995].

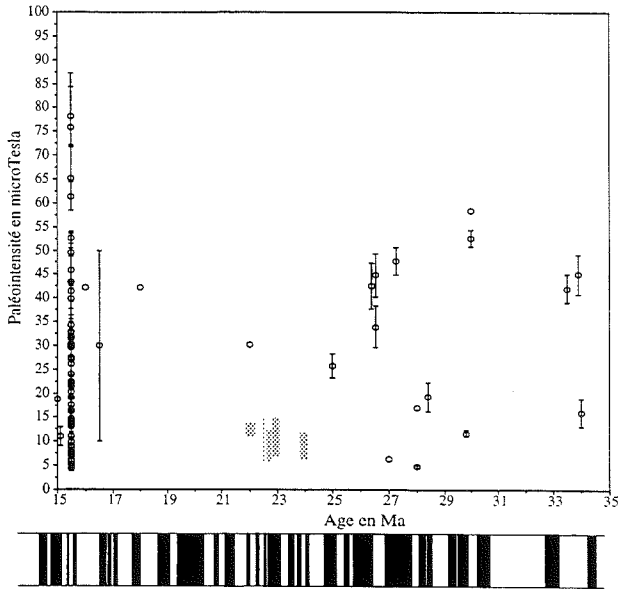


FIG. III-16. – Intensité du champ magnétique terrestre entre 15 et 35 Ma. Les données issues de ce travail sont en gris et se situent pendant une période de fréquente inversion du champ magnétique terrestre illustrées par l'échelle magnétostratigraphique de référence tirée de Cande et Kent [1995].

diminuant. La présence de cryptochrones expliquerait, à la fois, les faibles paléointensités observées et la bonne cohérence d'ensemble du signal thermopaléomagnétique de nos échantillons.

Une autre explication est que l'ARN de ces roches a été acquise sous une relativement forte pression et soumise à des contraintes tectoniques. C'est pourquoi, il est possible que l'intensité d'une ATR acquise sous pression soit plus faible que l'ATR acquise dans un même champ magnétique mais à la pression atmosphérique. Pour les thermochrones les mieux contraints, aucune variation du rapport de pente n'a pu être mise en évidence en fonction de l'altitude d'échantillonnage, soit sur 800 m, ce qui correspond à quasiment 10 % de la surcharge régnant lors de l'acquisition de cette aimantation.

III. – Comparaison avec les autres données de paléointensité pour le Cénozoïque

La compilation des données de paléointensité de Tanaka *et al.* [1995] permet d'observer les variations de l'intensité du champ magnétique terrestre au cours du Cénozoïque (fig. III-15). Malheureusement très peu de données sont disponibles pour le Miocène inférieur. Entre 25 et 18 Ma, seulement 3 mesures sont disponibles dans la base de données :

- 25 Ma : une mesure à 25,8 mT grâce à la méthode de Shaw [1974] par Borisova [1986].
- 22 et 18 Ma : des mesures respectivement à 30,2 mT et 42,1 mT par Koenigsberger [1938] dont la première a été réalisée sur un granite.

Ces valeurs sont relativement faibles et, du fait des méthodes utilisées, on peut douter de leur qualité.

La figure III-16 montre l'évolution de l'intensité du champ magnétique entre 15 et 35 Ma.

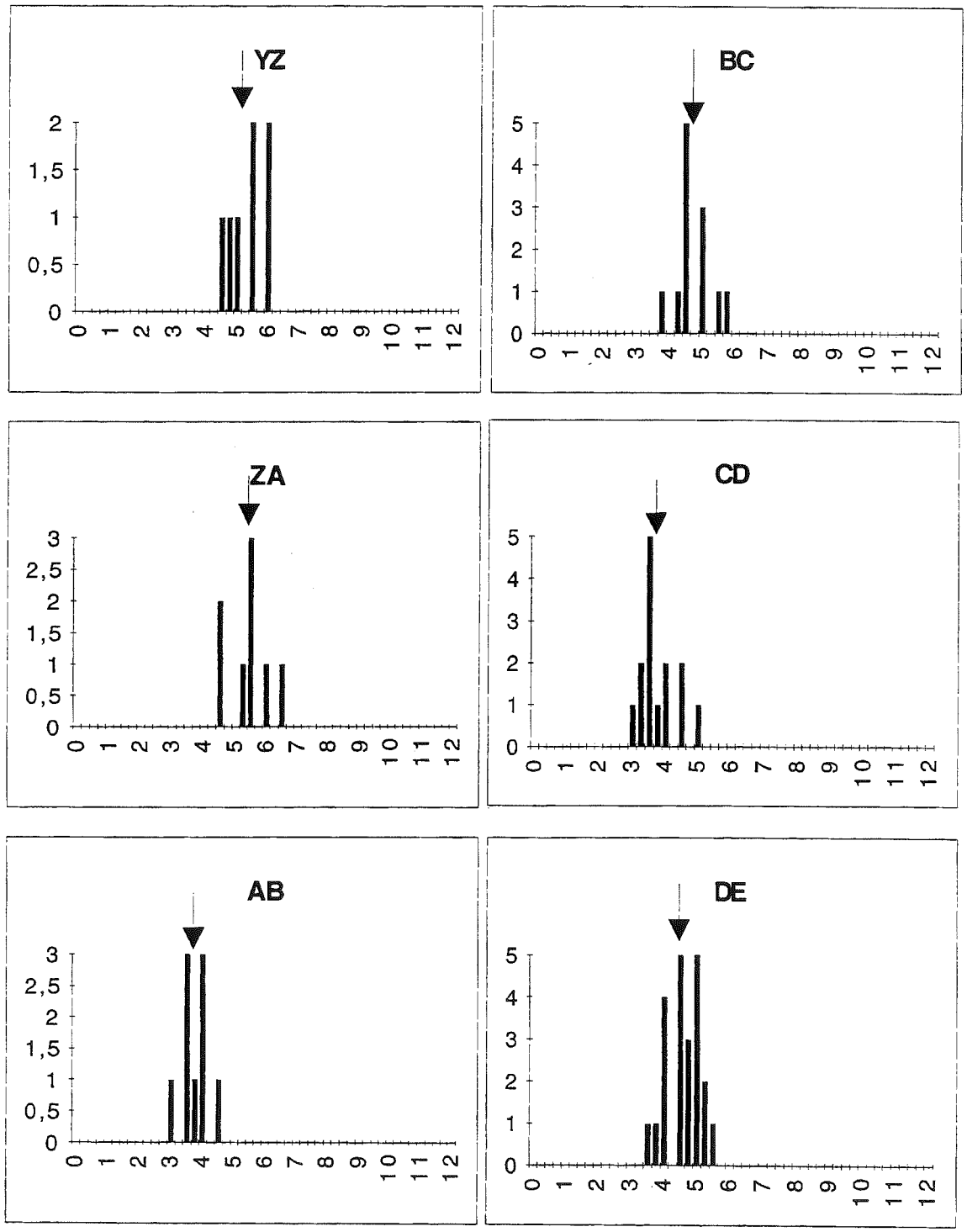
Nous constatons qu'il n'existe aucune donnée publiée susceptible d'être comparée à nos résultats.

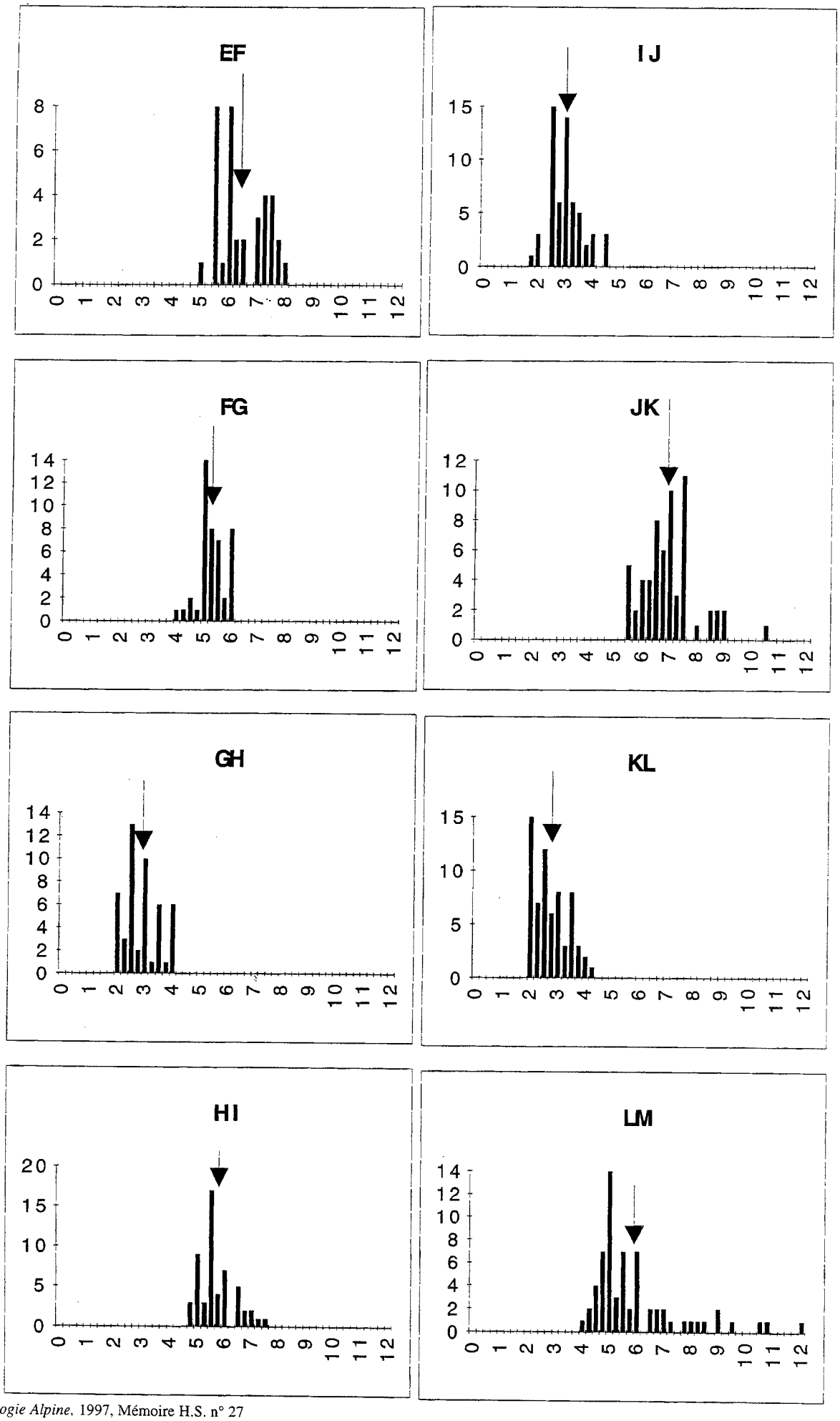
Dans l'hypothèse où les valeurs de paléointensité ici présentées sont correctes, nous pouvons nous demander s'il n'existe pas une période de faible intensité du CMT entre 18 et 25 Ma. Ceci pourrait être en lien avec les très fréquents renversements de polarité du CMT qui se produisent durant cette période. Il a d'ailleurs été montré que les variations séculaires étaient plus importantes pendant les périodes de fréquentes inversions que pendant les superchrones [Rochette *et al.*, 1996].
Pour tester cette hypothèse, il serait capital d'effectuer des mesures de paléointensité complémentaires sur des massifs volcaniques d'âge miocène inférieur.

CHAPITRE 4
DEUXIÈME APPLICATION DU THERMOPALÉOMAGNÉTISME : LA COURBE DE REFROIDISSEMENT MOYENNE

I. – ÉTABLISSEMENT D'UNE SÉQUENCE MOYENNE D'INVERSIONS CALÉE EN TEMPÉRATURE

Grâce aux courbes de désaimantation thermique, J = f(T), dessinées à l'issue de la 2e partie du présent travail, la température de chaque inversion, fixée avec une marge d'erreur de l'ordre d'un degré, a été déterminée pour chaque spécimen. La longueur en température de chaque thermochrone est établie. Les histogrammes de la figure III-17 permettent de se rendre compte de la bonne homogénéité des résultats. Il existe toutefois pour




EF
IJ
FG
JK
GH
KL
HI
LM

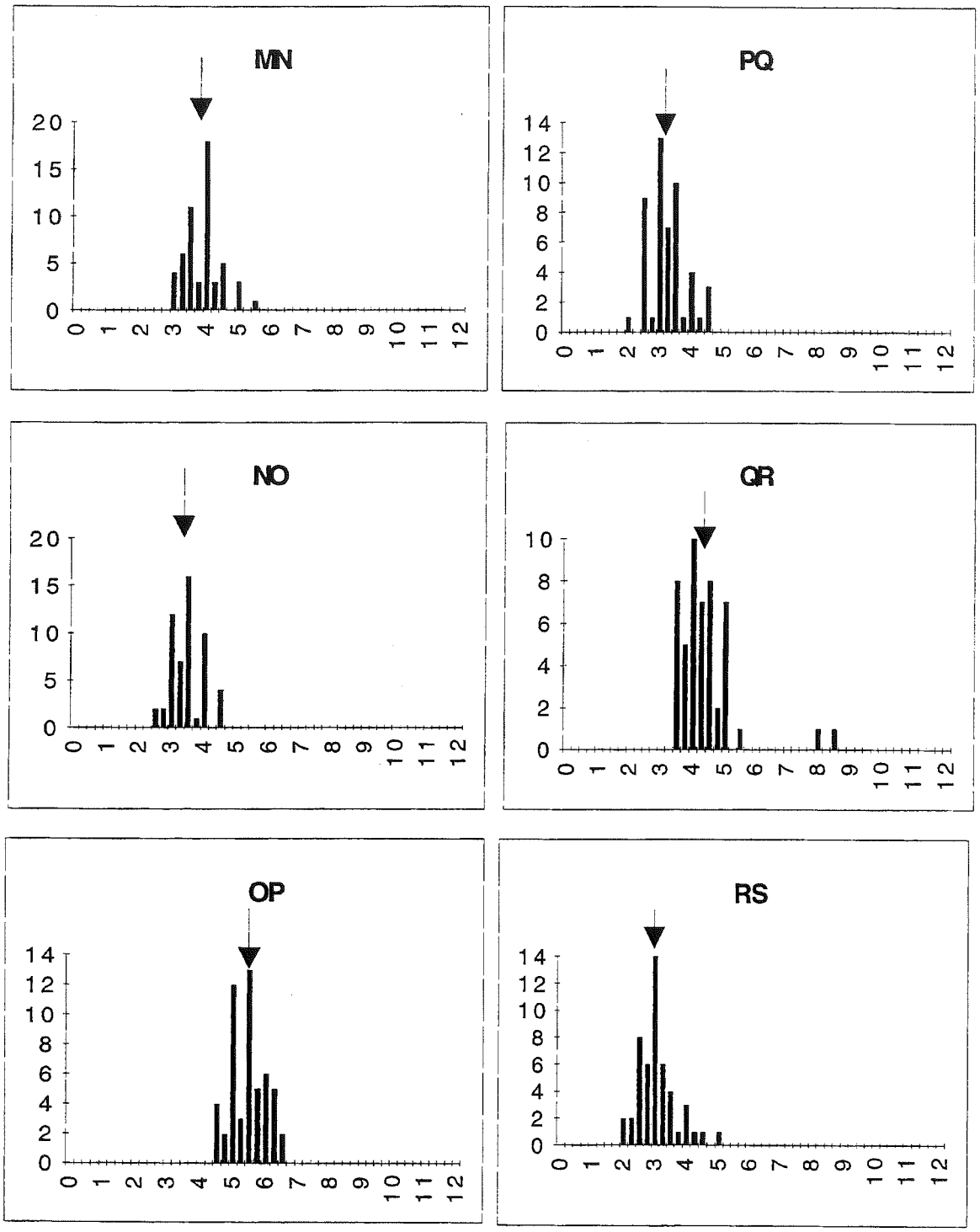


FIG. III-17. – Histogrammes de fréquence des longueurs de thermochrone. Pour chaque thermochrone, est indiqué par une flèche, la moyenne prise en compte pour établir la séquence d'inversions moyenne. Rappelons que les courbes ont été dessinées de façon à minimiser les variations dans la longueur des différents thermochrones.

certains thermochrones une dispersion qui semble supérieure aux erreurs que nous avons précédemment estimées. Une moyenne est calculée afin d'établir une séquence d'inversions commune à tous les spécimens. Cette séquence tient compte de l'ensemble des spécimens étudiés. Les inversions définies sur un seul spécimen n'ont pas été incorporées à cette séquence. Celle-ci comporte 21 inversions nommées par une lettre de Y à S. En effet, certains spécimens, de par leur localisation géographique, nous montrent le début de la séquence et d'autres la fin. Le nombre d'inversions déterminées pour un spécimen dépend de la température à laquelle les désaimantations fines (avec un pas de 4 ou 5 °C) ont débuté. Pour la première fournée classique avec un pre-

mier palier à 260°C, une dizaine d'inversions par spécimen peuvent être déterminées. Pour la fournée réalisée dans le four à paléointensité, avec un premier palier à 240°C, une quinzaine d'inversions ont pu être déterminées. Dans l'établissement de cette séquence, la corrélation de proche en proche a un rôle capital. En effet, il serait quasiment impossible de corréler directement les signaux issus du secteur de la route d'Oulles avec ceux issus du secteur d'Allemont - Vaujany, distants de 7 km.

Comme chaque spécimen a enregistré une inversion donnée à une température propre, dépendant notamment de son altitude et du paléogradient thermique, il n'a pas de sens d'établir la séquence en faisant une moyenne des températures de chaque inversion. Afin de caler en température notre séquence, c'est-à-dire proposer une température absolue, il est nécessaire de choisir comme référence la température d'une inversion. Pour ce, le site P"F, situé à 1290 m d'altitude et sur lequel nous disposons de données fiables, nous sert de référence. Les températures utilisées tiennent compte de l'ensemble des corrections de four précédemment réalisées. La première inversion enregistrée par les spécimens de ce site est l'inversion S qui se produit en moyenne à 308°C. Grâce à la séquence moyenne, on obtient toutes les températures des inversions pour une altitude de 1290 m sur le secteur d'Oulles. C'est cette séquence, avec les températures associées, que nous nous proposons de comparer maintenant avec l'échelle magnétostratigraphique de référence tirée de Cande et Kent [1995] afin d'établir une courbe de refroidissement.

II. – La corrélation avec l'échelle magnéto-stratigraphique de référence : établissement d'une courbe de refroidissement

A. Les limites possibles de la corrélation

Les données K/Ar de Nziengui [1993] nous fournissent l'âge, soit de la cristallisation des phyllites, auquel cas le refroidissement post-tectonique que nous enregistrons est plus jeune, soit du passage en dessous d'un isotherme dont la température (probablement voisine de 300 - 350°C) est inconnue. De ce fait, la valeur 26,5 Ma ne peut pas être prise pour limite supérieure certaine dans nos essais de corrélation. Un âge à 35 Ma, correspondant à la fin du dépôt du Flysch des Aiguilles d'Arves, Éocène, sera alors utilisé comme limite supérieure. Pour la limite inférieure, les études des traces de fission sur zircon et sur apatite peuvent nous renseigner sur l'âge du franchissement respectivement des isothermes 225°C et 110°C. Dans la région de Bourg d'Oisans, il n'existe actuellement aucune donnée « traces de fission sur zircon ». Les données disponibles les plus proches sont situées dans la partie Nord du massif de Belledonne et dans les massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc. Pour ces massifs, Soom [1990] et Seward et Mancktelow [1994] fournissent des âges « traces de fission sur zircon » s'étalant entre 17,5 et 10,5 Ma. Les mêmes auteurs, dans le même secteur fournissent des âges « traces de fission sur apatite » s'étalant entre 7 et 1,5 Ma.

Pour le massif des Grandes Rousses, au niveau d'Huez, Sabil [1995] donne des âges « traces de fission sur apatite » entre 5 et 9 Ma, légèrement plus vieux que ceux plus au Nord. Si un tel écart existe aussi pour les âges « traces de fission sur zircon », ces derniers pourraient se situer entre 20 et 15 Ma dans le massif des Grandes Rousses. Ceci n'est qu'une approche grossière et ne nous permet pas de fixer une limite basse pour nos tentatives de corrélation. Toutefois, nos investigations s'arrêteront au voisinage de 12 Ma ce qui paraît un âge minimal compte tenu des données fiables existantes.

B. Discussion sur le choix d'une solution de datation

La figure III-18 montre qu'aucune solution de corrélation n'apparaît clairement comme la meilleure. Une approche systématique doit donc être entreprise. Pour ce, nous devons définir les limites géologiquement possibles pour nos corrélations.

L'ensemble des solutions de corrélation possibles, sur l'intervalle 35 - 10 Ma, entre la séquence thermopaléomagnétique et l'échelle magnétostratigraphique de référence révisée, tirée de Cande et Kent [1995], doit être testé. Pour cette corrélation, nous avons négligé les cryptochrones car leur durée moyenne de l'ordre de 10 000 à 20 000 ans les rend « invisibles » compte-tenu d'un taux de refroidissement raisonnable pour des roches métamorphiques. En effet, avec un taux de refroidissement de 50°C/Ma, ces thermochrones seraient enregistrés sur moins de 1°C ; ce qui est probablement de l'ordre de l'intervalle thermique de blocage des grains et ce qui est bien inférieur au pas d'échantillonnage utilisé lors des désaimantations thermiques. La figure III-19 montre que, de toute évidence, certaines solutions avec des variations rapides du taux de refroidissement ne sont pas satisfaisantes. En effet, il faudrait pouvoir expliquer ces variations avec, soit des phénomènes géologiques peu réalistes, soit des erreurs dans notre séquence, soit des erreurs dans l'échelle magnétostratigraphique. Pour établir cette dernière, il est supposé que l'expansion océanique est constante sur un grand intervalle de temps entre deux points dont l'âge est connu avec précision. Cette interpolation linéaire n'est pas forcément juste mais ne peut entraîner des erreurs sur l'âge que de l'ordre de quelques dizaines de milliers d'années. Enfin, ce type d'erreur ne peut, en aucun cas, expliquer les fortes variations du taux de refroidissement visible sur de nombreuses courbes.

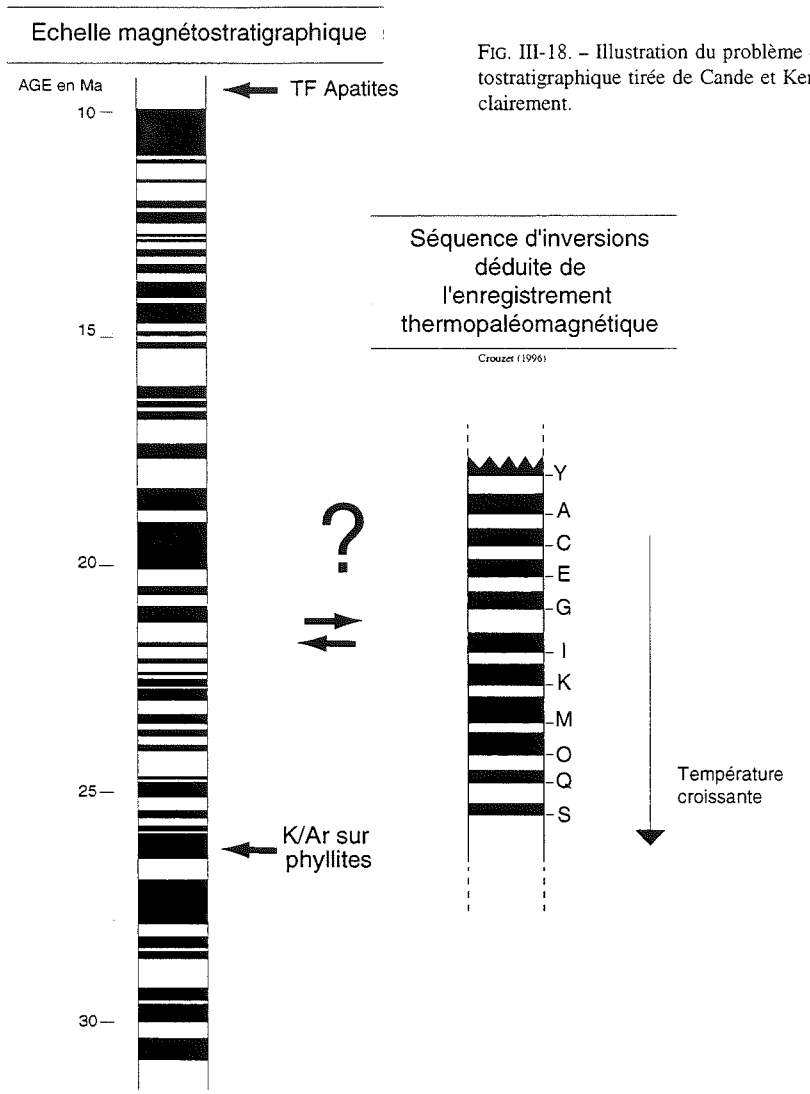


FIG. III-18. – Illustration du problème de corrélation avec l'échelle magnétostratigraphique tirée de Cande et Kent [1995]. Aucun solution n'apparaît clairement.

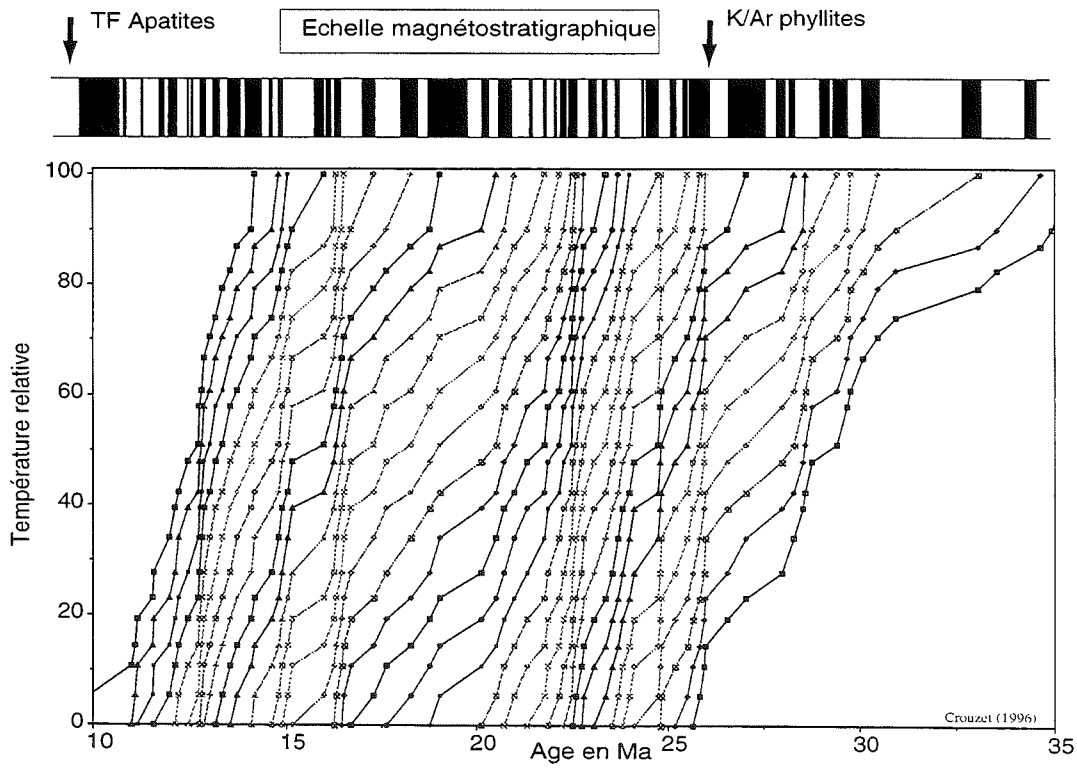


FIG. III-19. – Présentation de toutes les solutions de corrélation possibles entre 35 et 10 Ma.

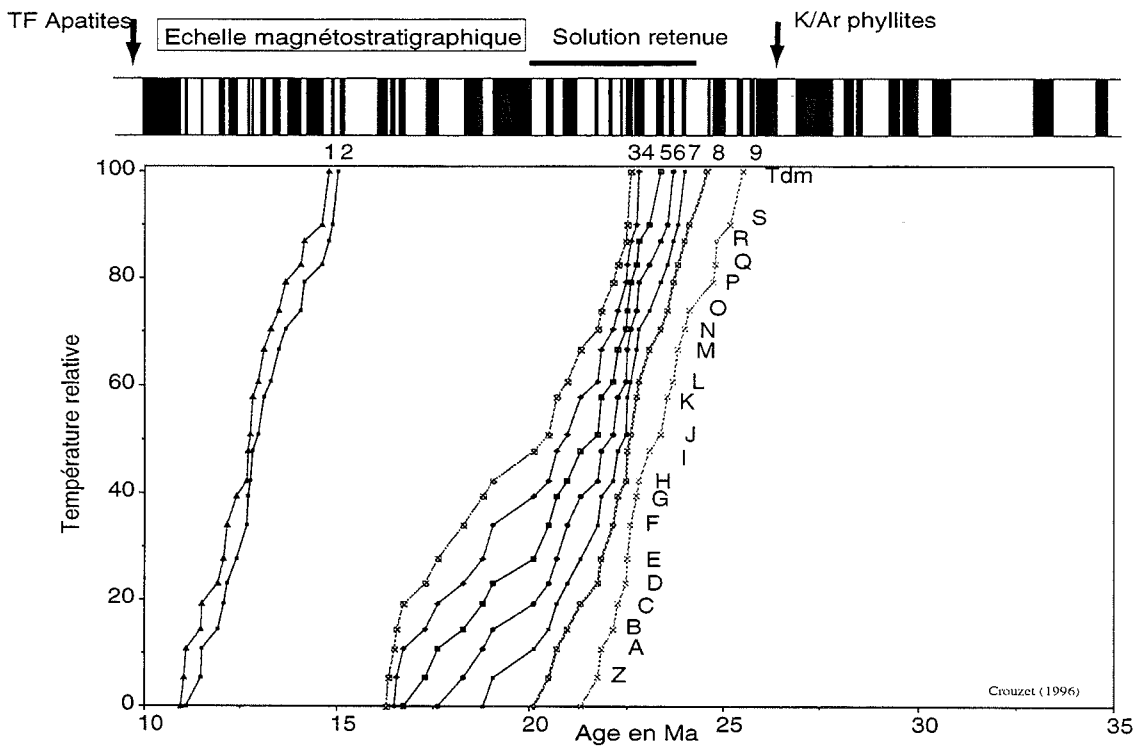


FIG. III-20. – Solutions restantes une fois éliminées celles qui présentent de brusques variations du taux de refroidissement et celles qui ont une courbure globalement convexe. La solution 8 qui minimise les variations de dt/dT est retenue.

Au premier abord, une solution logique serait de considérer un taux de refroidissement constant. Nous pourrions donc chercher la meilleure droite de régression parmi toutes les solutions possibles. Toutefois, dans le détail, cette solution n'aura pas nécessairement un taux de refroidissement constant et pourra très bien présenter une allure en marches d'escaliers avec de nombreuses variations rapides du taux de refroidissement.

Lors du pic du métamorphisme, la température atteinte est 70 à 80°C plus chaude que celle déduite d'un gradient thermique classique de 30°C/km. Dans l'hypothèse d'une dissipation d'une anomalie thermique positive (excès de chaleur), la courbe de refroidissement la plus probable, au sens géologique, serait celle qui minimise les variations du taux de refroidissement et qui montre une courbure concave.

La figure III-20 montre les solutions possibles une fois éliminées celles qui présentent de brusques variations du taux de refroidissement et celles qui ont une courbure globalement convexe. Une dizaine de solutions peuvent encore être retenues. Pour nous aider à trouver la meilleure solution, je propose de sélectionner celle qui minimisera sur la figure III-20, les variations de la pente donc les variations de dt/dT. La solution 8 retient notre attention. Un élément supplémentaire permet de tester la validité de la solution proposée. En effet, il faut rappeler qu'entre l'inversion S et la température de déblocage maximum il y a en moyenne 11°C et que le spécimen P"Q1a a enregistré les périodes ST et TU qui prolongent la séquence moyenne vers les hautes températures, respectivement sur 18,5 et 3,5 °C. Peut-t'on faire confiance à l'interprétation de la courbe de désaimantation thermique d'un seul spécimen? Quoi qu'il en soit et faute de mieux, la solution à retenir devra présenter une période inverse longue immédiatement au-dessus de la séquence moyenne. La solution 8 apparaît donc bien comme la meilleure, vu les critères que nous nous sommes fixés. Cette courbe montre très peu de brisures et est bien globalement légèrement concave. De plus le début du refroidissement enregistré grâce au thermopaléomagnétisme se situe vers 24 -25 Ma ce qui est compatible avec l'âge à 26,5 Ma de Nziengui [1993] attribuable ainsi au pic du métamorphisme.

C. Description de la solution de datation proposée

Cette courbe de refroidissement comprend 21 couples T°/âges successifs s'étalant sur 95°C et 4 Ma. Le taux de refroidissement moyen est de l'ordre de 24°C/Ma, mais des variations notables sont présentes (fig. III-21). Compte-tenu de l'incertitude sur les températures, ces irrégularités du taux de refroidissement semblent significatives. En effet, nous pouvons diviser cette courbe en 3 secteurs définissant ainsi trois taux de refroidissement successifs. Le début du refroidissement se fait à une vitesse de 22,4 °C/Ma et ce, pendant 1,3 Ma. Puis une accélération notable se produit entre 22,8 et 21,7 Ma avec un taux de refroidissement moyen de 35°C/Ma. La suite du refroidissement se fait beaucoup plus lentement avec un taux moyen de 14,5 °C/Ma.

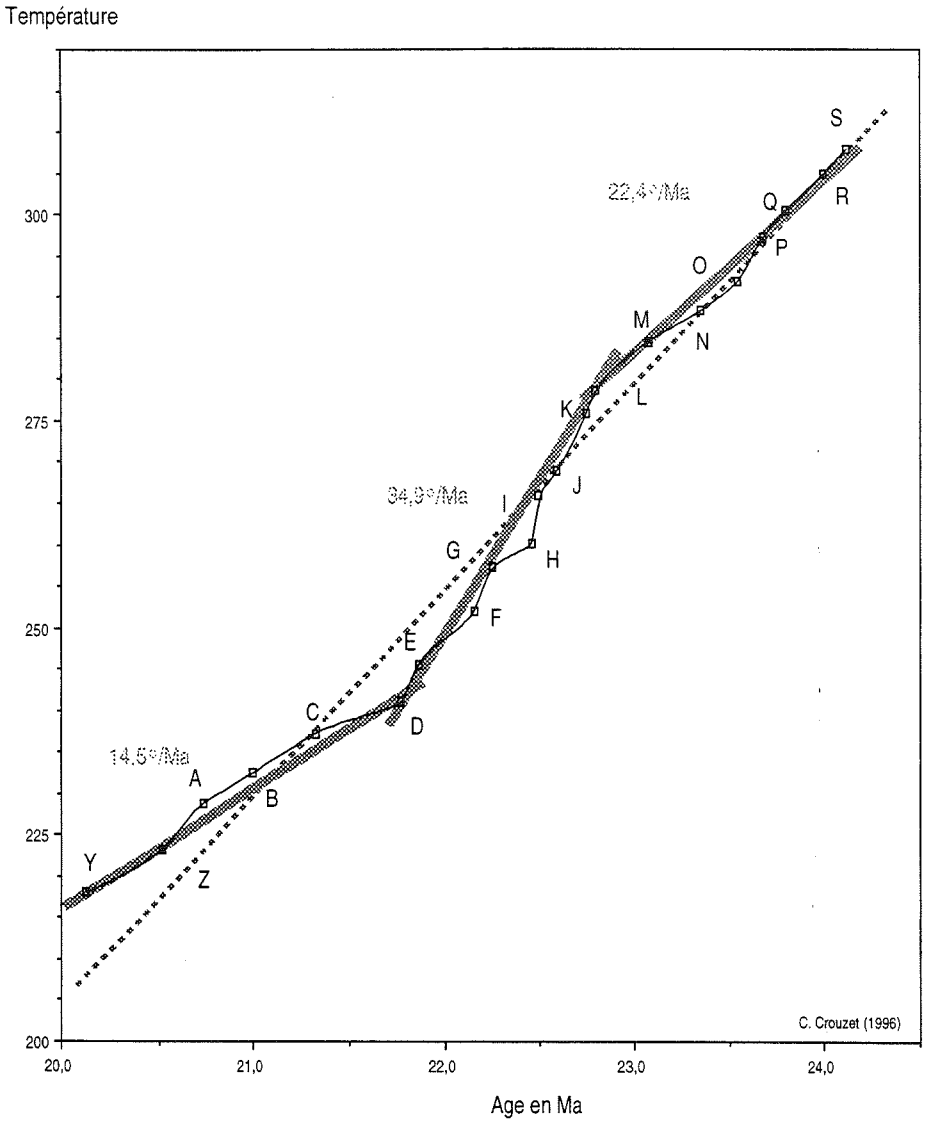


FIG. III-21. – Courbe de refroidissement proposée montrant des variations du taux de refroidissement notables autour d'un taux moyen de l'ordre de 24°C/Ma (en pointillés).

Pour des roches métamorphiques, ces taux de refroidissement n'ont rien de surprenant mais, pour le blocage ou le déblocage des particules magnétiques, ces valeurs sont particulièrement faibles. Il est donc capital d'en tenir compte.

D. Corrections de température liées au taux de refroidissement

1. Construction des courbes d'isoblocage de la pyrrhotite

Ces taux de refroidissement lents, par rapport aux expériences de magnétisme des roches en laboratoire, nous imposent de corriger l'effet de la différence entre la température d'acquisition de l'aimantation lors du métamorphisme et la température de déblocage lors de refroidissement rapide au laboratoire.

Afin d'établir une correction liée au taux de refroidissement, il est nécessaire de construire les courbes d'isoblocage de la pyrrhotite de la même manière que Pullaiah *et al.* [1975] l'ont fait pour l'hématite et la magnétite. La construction de ces courbes se réalise à l'aide de l'équation 8, que je rappelle ici :

$$B = \frac{T_2 \log(C\tau_2)}{Js(T_2).h(T_2)} = \frac{T_1 \log(C\tau_1)}{Js(T_1).h(T_1)} \qquad \text{éq. 8}$$

avec :

B : le paramètre de blocage,

T : la température,

t : le temps de relaxation,

C : la constante de Curie ou la fréquence caractéristique des fluctuations thermiques prise égale à 10^{10} Hz,

Js : l'aimantation spontanée

et Hc : la force coercitive microscopique.

En supposant la dépendance en température de l'aimantation et de la force coercitive microscopique des

spécimens étudiés conforme aux résultats donnés par Menyeh et O'Reilly [1995] :

$$Js(T)/Js(T0) = (1-T/Tc)^{0,53}$$
$$\text{et } Hc(T)/Hc(T0) = (1-T/Tc)^{0,83},$$

nous pouvons calculer les courbes d'isovaleur du paramètre de blocage B. Pour ce calcul, nous normalisons à Js(T0) = 1 et Hc(T0) = 1 et nous prenons la température de Curie de la pyrrhotite égale à 320°C. Ces courbes sont reportées sur un diagramme t/T (fig. III-22). Si nous supposons que des grains magnétiques acquièrent leur aimantation à 220°C en 30 000 ans ($\approx 10^{12}$ secondes), ce qui correspond approximativement à un intervalle thermique de blocage de 1°C avec un taux de refroidissement de 30°C/Ma, alors ces grains peuvent perdre leur aimantation à environ 250°C en une minute avec un taux de refroidissement, dans le four utilisé au laboratoire, de l'ordre de 1°C/mn. De ce fait, une correction importante doit être réalisée si nous voulons connaître les températures réelles au moment du refroidissement post-métamorphique.

2. Correction de température : conséquence sur le taux de refroidissement

Les températures "brutes", qui ont déjà subi les corrections de four, utilisées pour la corrélation avec l'échelle magnétostratigraphique, sont corrigées en considérant que les grains magnétiques acquièrent leur aimantation sur un espace thermique de blocage de 1°C

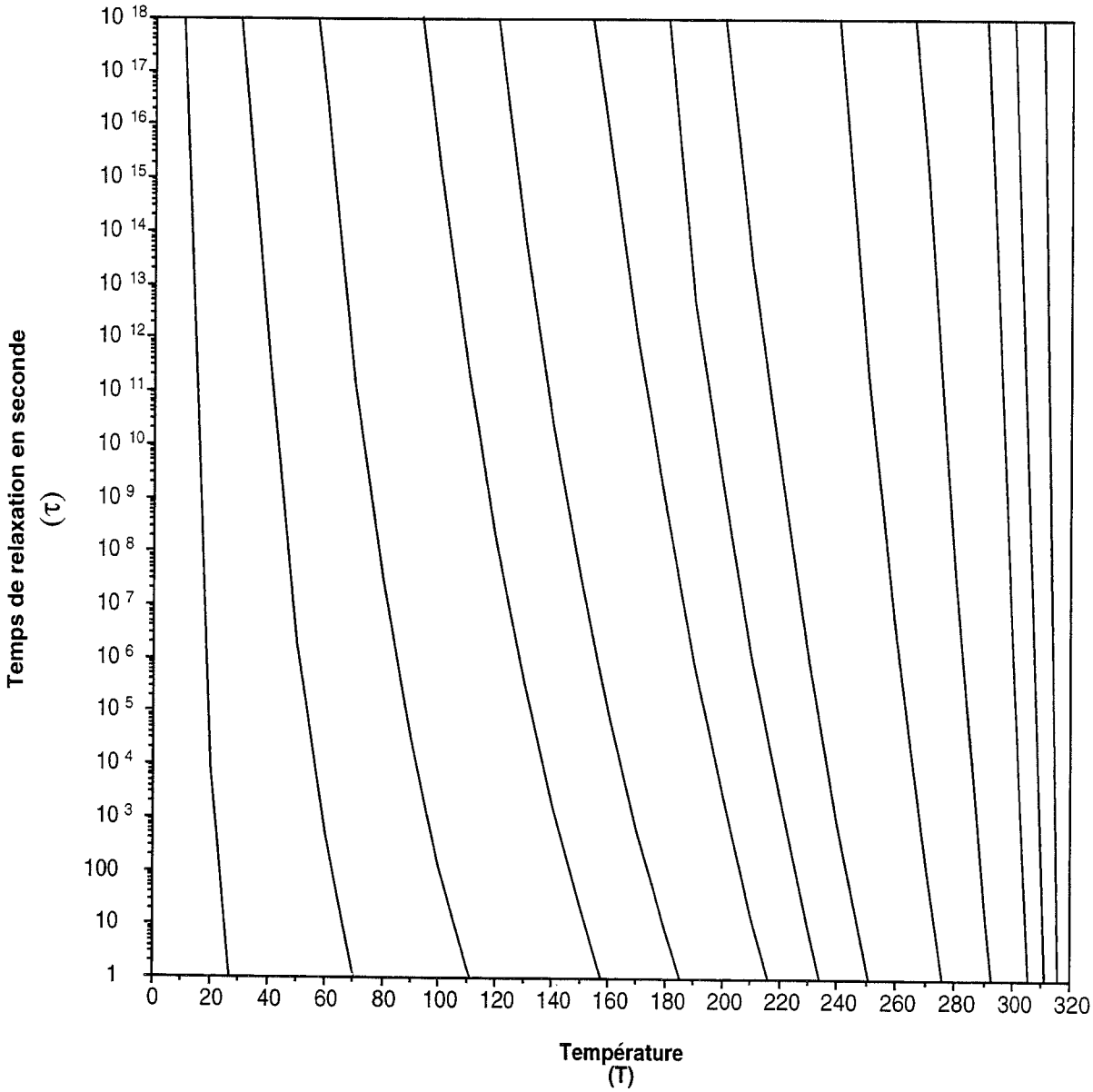


FIG. III-22. - Courbes d'isoblocage de la pyrrhotite établies grâce à l'équation 8 en utilisant : Js (T) = $(1-T/TTc)^{0,52}$ et Hc (T) = $(1-T/Tc)^{0,83}$ tirés de Menyeh et O'Reilly [1995].

Inversions	Age	T° brute	T° après 1ère correction	T° après 2ème correction	Taux de refroidis-sement bruts	Taux de refroidis-sement après 1ère correction	Taux de refroidis-sement après 2ème correction	Taux de refroidis-sement moyen brut	Taux de refroidis-sement moyen après 1ère correction	Taux de refroidis-sement moyen après 2ème correction
S	24,1	308,0	302,0	302,1						
R	24,0	305,0	297,5	297,6	25,5	37,6	37,5			
Q	23,8	300,6	291,1	291,2	21,9	32,0	31,9			
P	23,7	297,3	286,4	286,5	27,2	39,3	39,2	22,4	32,0	31,9
O	23,5	291,9	278,6	278,8	38,9	55,7	55,5			
N	23,4	288,4	273,7	273,9	18,2	25,7	25,6			
M	23,1	284,6	268,2	268,5	13,9	19,5	19,4			
L	22,8	278,6	260,0	260,2	22,1	30,6	30,5			
K	22,8	275,9	256,6	256,8	54,8	68,1	69,3			
J	22,6	268,9	247,2	247,4	43,6	58,7	58,5			
I	22,5	265,9	243,2	243,5	29,9	39,7	39,6	34,9	45,4	45,3
H	22,5	260,2	235,7	236,0	190,7	250,6	250,0			
G	22,3	257,3	231,9	232,2	13,8	17,9	17,8			
F	22,2	252,0	225,2	225,4	52,8	67,9	67,7			
E	21,9	245,6	217,0	217,3	22,2	28,1	28,0			
D	21,8	241,0	211,3	211,6	51,0	63,6	63,5			
C	21,3	237,2	205,6	205,9	8,4	12,6	12,7			
B	21,0	232,5	199,8	200,1	14,8	18,1	18,1			
A	20,7	228,7	195,3	195,6	13,9	16,8	16,8	14,5	18,0	18,0
Z	20,5	223,3	188,9	189,1	25,8	30,7	30,7			
Y	20,1	218,0	182,6	182,9	13,6	16,0	16,0			

TABL. III-6. – Correspondance température / âge avant et après correction, ainsi que les taux de refroidissement correspondants.

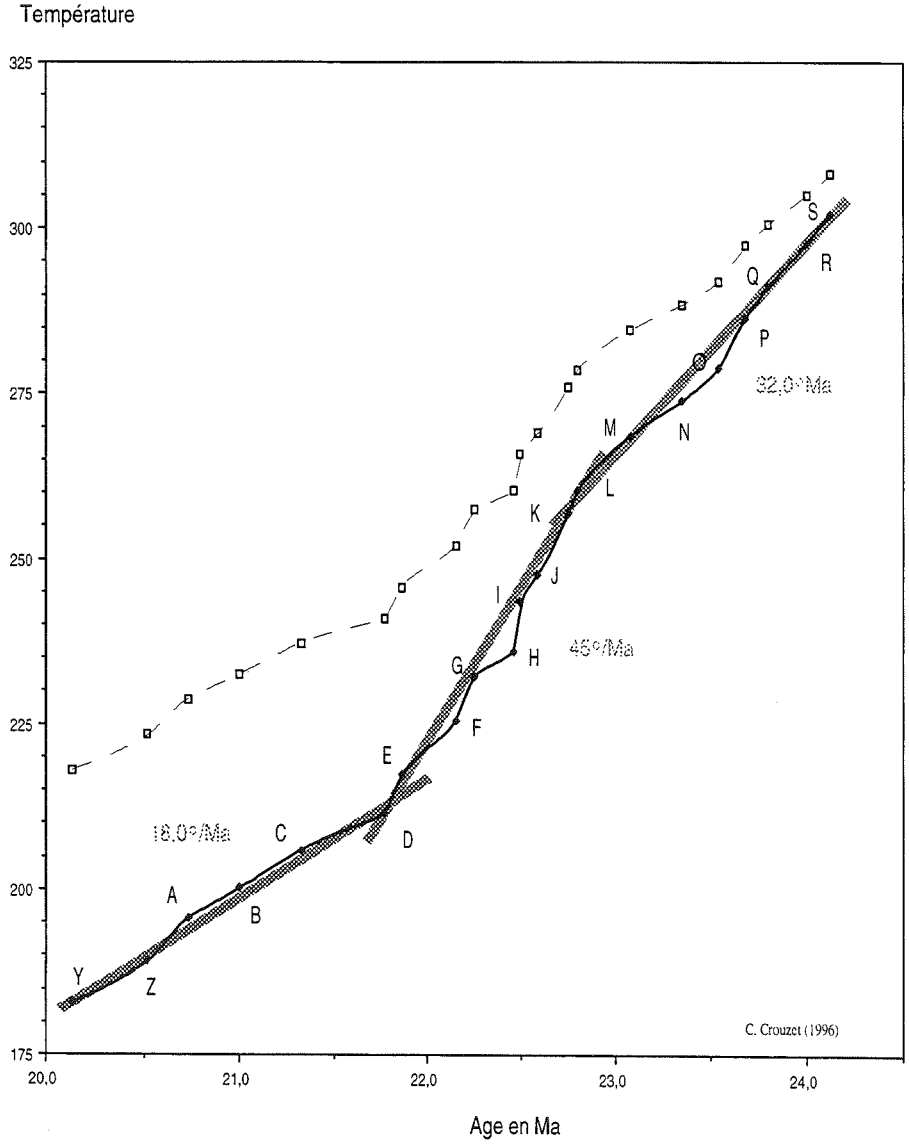


FIG. III-23. – Courbe de refroidissement corrigée, montrant des variations du taux de refroidissement importantes. La courbe non corrigée est indiquée en pointillés.

donc pendant un temps t dépendant du taux de refroidissement. Les taux de refroidissement utilisés sont ceux définis à la figure III-21. Les températures corrigées sont bien entendues inférieures aux températures brutes et l'écart entre les deux augmente quand la température diminue (tabl. III-5). Cet écart varie de 6°C au début de la courbe de refroidissement jusqu'à 36°C à la fin. Les taux de refroidissement sont donc sensiblement modifiés. De ce fait, cette première correction utilise des taux de refroidissement erronés. Une seconde itération est alors effectuée en prenant en considération les taux de refroidissement corrigés. Les températures obtenues après cette seconde itération diffèrent seulement de 0,3°C des températures corrigées après la première itération. Nous considérons cette différence comme négligeable d'autant plus que les taux de refroidissement ne sont pas modifiés (tabl. III-5). Une nouvelle courbe de refroidissement (fig. III-23) est alors construite.

III. - Analyse de la courbe de refroidissement obtenue

A. Les variations de grande longueur d'onde du refroidissement

1. Données complémentaires

a. Les données géochronologiques K/Ar et Rb/Sr

Demeulemeester [1982] et Demeulemeester *et al.* [1986] ont mis en évidence des âges "intermédiaires" entre les cycles orogéniques hercynien *et al*pin. Peu d'échantillons ont un âge strictement alpin et leur interprétation reste soumise à discussion. Un échantillon (A6200) du granite des Sept-Laux (Belledonne) prélevé dans la galerie Arc-Isère montre des âges K/Ar "alpins" sur biotite (24 ± 1 Ma) et sur feldspath potassique

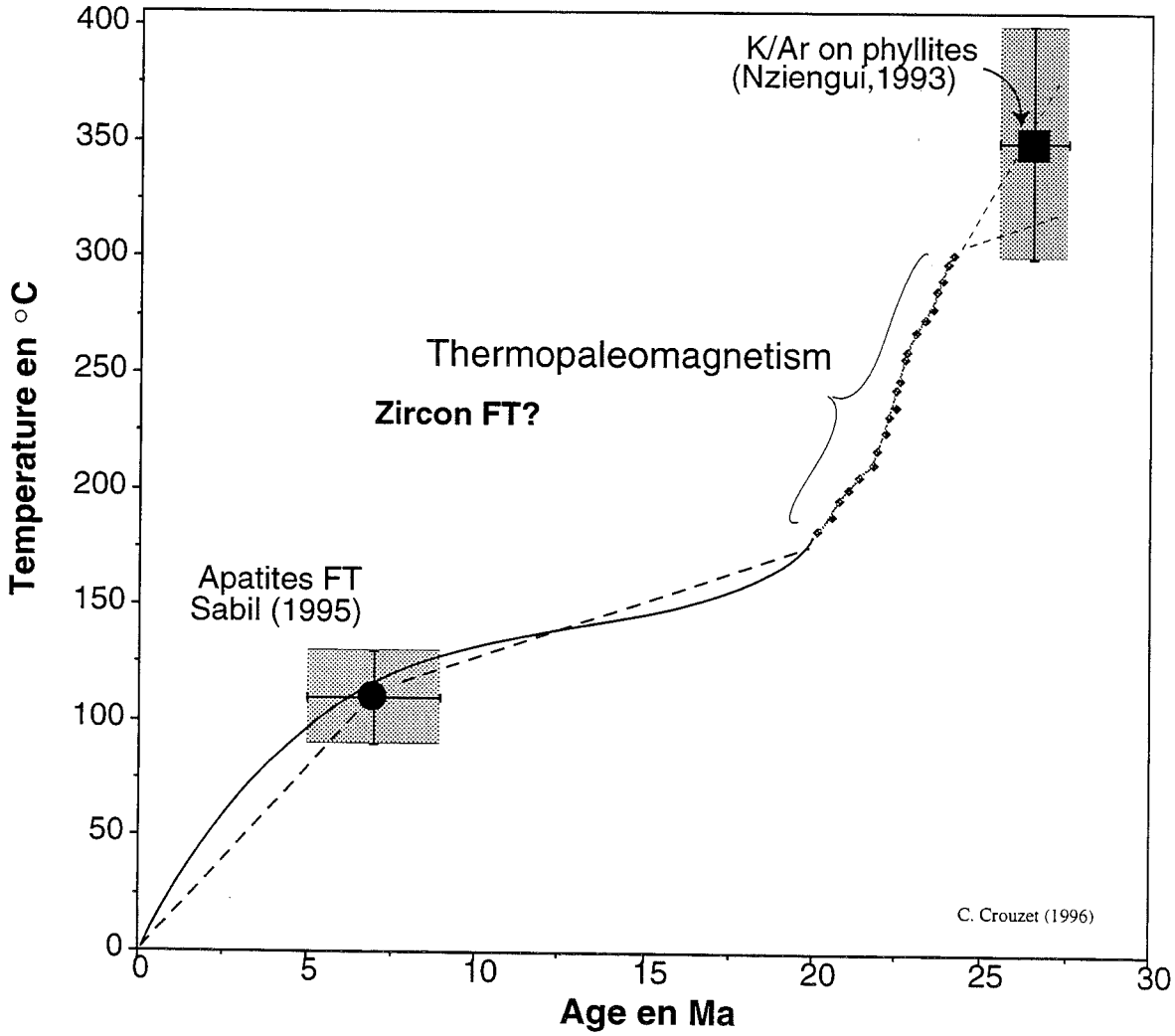


FIG. III-24.- Evolution du refroidissement de la région de Bourg d'Oisans.

(29 ± 5 Ma) tandis que l'âge Rb/Sr sur biotite reste élevé (72 ± 2 Ma). Or les méthodes K/Ar et Rb/Sr sur biotite ont théoriquement une température de fermeture voisine. Le matériel étudié par Demeulemeester provient uniquement du socle. En outre, Nziengui [1993] a montré la fréquence des excès d'argon radiogénique dans les fentes alpines, probablement associé aux fluides de cristallisation.

Comment, dans ces conditions, faire confiance à ces données ?

Seul l'âge à 26,5 Ma de Nziengui [1993], dont la signification peut être discutée, pourrait nous servir de repère.

b. Les données traces de fission sur apatite

L'étude de Sabil [1995] sur 4 échantillons de la région de Bourg d'Oisans fournit des âges entre 5 et 9 Ma. Un problème apparaît au vu des résultats des échantillons GR2 et GR3. Le premier localisé à 1200 m d'altitude a un âge significativement plus jeune que le second localisé 450 m plus bas (fig. III-8).

Quatre hypothèses peuvent être envisagées :

- des mouvements tectoniques importants postérieurs au franchissement de l'isotherme 110°C, mais ceux-ci auraient probablement été mis en évidence par l'étude paléomagnétique directionnelle.
- des circulations fluides entraînant l'absence d'un gradient géothermique croissant en profondeur ou un partiel rajeunissement des âges de certains échantillons,
- un refroidissement contrôlé par la migration horizontale d'un phénomène thermique, dans ce cas les âges sont plus fonction de la position géographique des échantillons étudiés que de leur altitude. Un tel phénomène a d'ailleurs été proposé pour la vallée de l'Eau d'Olle [Sabil, 1995].
- des températures de fermeture du système "traces de fission" différentes pour chaque échantillon dues à l'abondance relative de fluor par rapport au chlore dans le réseau cristallin et/ou à des conditions de refroidissement différentes.

Toutefois la fourchette d'âges proposée est compatible avec les données issues de la vallée de l'Eau d'Olle [Sabil, 1995] et du massif de Belledonne plus au Nord [Lelarge, 1993].

2. L'évolution du refroidissement

L'ensemble de ces données, associés au thermopaléomagnétisme, permet d'appréhender l'évolution du refroidissement dans la région de Bourg d'Oisans.

La figure III-24 montre cette évolution depuis le pic du métamorphisme ainsi que la précision nouvelle apportée par le thermopaléomagnétisme.

Cette figure nous montre également les variations importantes du taux de refroidissement. Celui-ci est jusque vers 21,5 Ma relativement rapide puis il diminue progressivement pour atteindre des valeurs faibles de l'ordre de 7°C/Ma entre 10 Ma et 20 Ma. Grâce aux données TF sur apatite, une nouvelle accélération du refroidissement qui survient au Pliocène peut être mise en évidence.

Il serait aussi possible d'interpréter cette courbe comme une tendance moyenne, avec un taux de refroidissement de l'ordre de 30°C/km, à laquelle il faudrait rajouter des oscillations dont l'origine serait à discuter.

L'interprétation des taux de refroidissement d'un massif est délicate et plusieurs origines peuvent intervenir seules ou simultanément. Cette interprétation fera l'objet du chapitre 6.

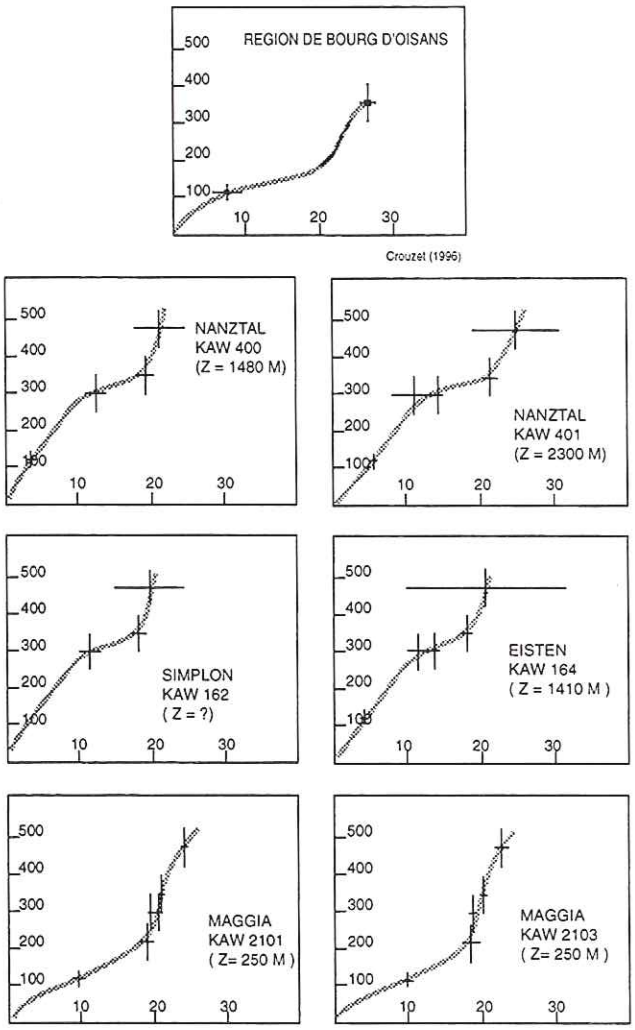


FIG. III-25.– Courbes de refroidissement de quelques échantillons représentatifs du domaine Lépontin, d'après Ménard [1988] modifiées et comparées avec celle de la région de Bourg d'Oisans. Ces courbes sont dessinées d'après les données de Purdy et Jäger [1976], Wagner *et al.* [1977], Hurford [1986], Hurford *et al.* [1989] et Soom [1990].

3. Comparaison du refroidissement de la région Bourg d'Oisans avec le refroidissement d'autres régions alpines

L'analyse des données géochronologiques existant notamment en Suisse peut nous permettre d'établir des courbes de refroidissement. Compte tenu des données disponibles, le domaine Lépontin se prête tout particulièrement à ces constructions. Seuls quelques échantillons extraits du travail de synthèse de Ménard [1988] sur lesquels plusieurs méthodes géochronologiques ont été mises en oeuvre, sont présentés figure III-25. Que ce soit dans la région du Simplon, de la vallée du Tessin ou de la vallée de Maggia [Hurford, 1986], les courbes de refroidissement présentent, tout comme à Bourg d'Oisans, trois parties. La partie centrale à faible taux de refroidissement (ne dépassant pas 15°C/Ma) se situe globalement entre 10 et 18-20 Ma. Avant 18-20 Ma, le taux de refroidissement est souvent supérieur à 50°C/Ma. Ces fortes vitesses de refroidissement dans les Alpes centrales sont expliquées par la dénudation tectonique et l'érosion, en relation avec les mouvements dextres et, surtout, en faille normale de la zone de cisaillement du Simplon ainsi que par les rétro-chariages au niveau de la ligne Insubrienne [Steck et Hunziker, 1992 ; Grasemann et Mancktelow, 1993].

La similitude entre le refroidissement du domaine Lépontin et celui de la région de Bourg d'Oisans laisse penser que le même type de phénomène puisse en être responsable. Il s'agirait alors d'un phénomène commun à l'ensemble de la chaîne, même si le refroidissement des zone internes dans les Alpes occidentales franco - italiennes ne semble pas montrer un tel phénomène. En effet, les âges TF sur apatites dans le massif du Grand Paradis sont compris entre 20 et 25 Ma [Carpena, 1984] et dans la zone de Sésia entre 24 et 27 Ma [Hurford *et al.*, 1991]. Ceci implique un refroidissement très lent de ces unités depuis au moins cette époque.

B. Les variations de courte longueur d'onde du refroidissement

Les variations du refroidissement que l'on peut mettre en évidence grâce à la solution de corrélation entre la séquence thermopaléomagnétique et l'échelle

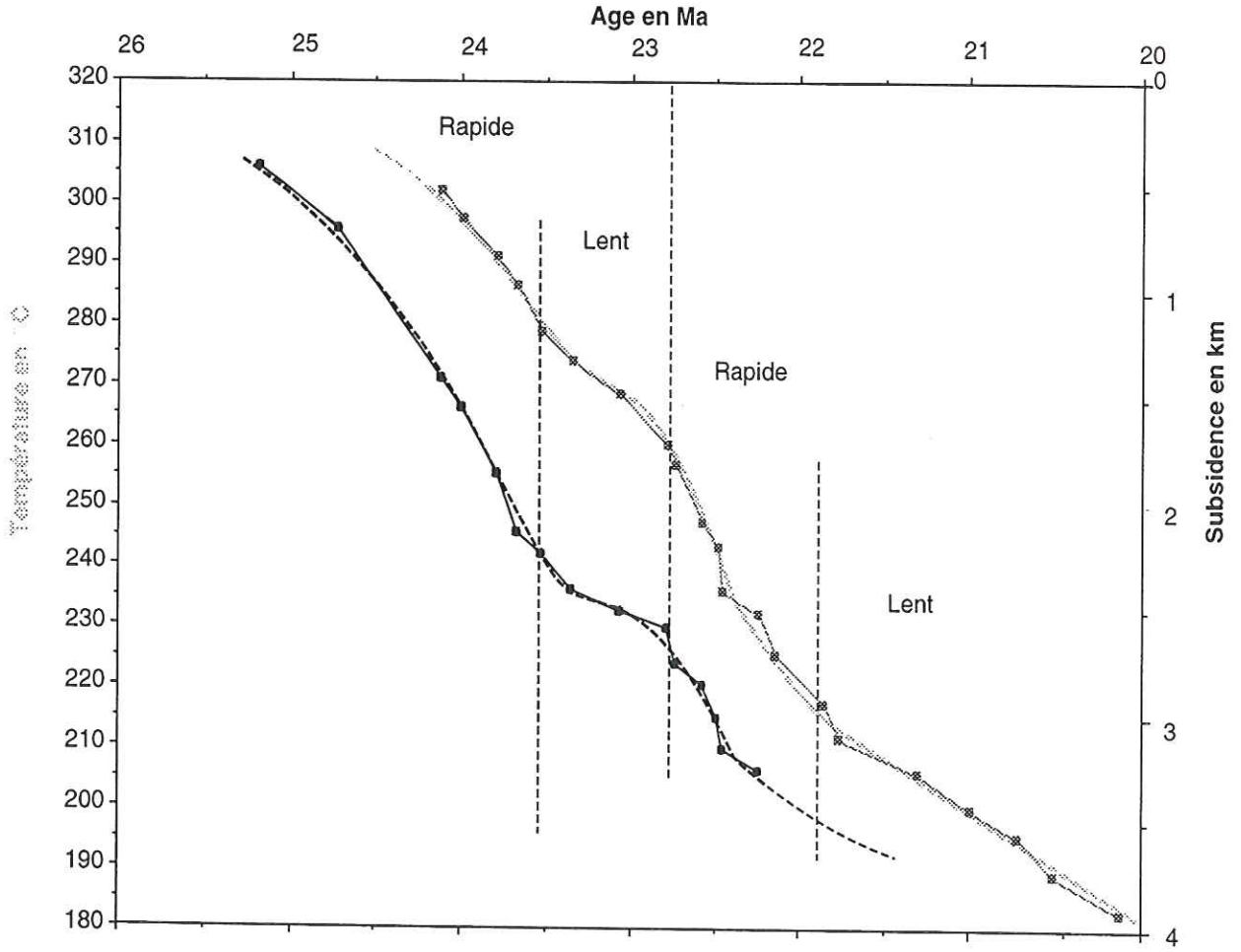


FIG. III-26. – Comparaison du refroidissement de la région de Bourg d'Oisans avec la subsidence du bassin molassique (d'après Burbank *et al.*, 1992 modifié).

magnétostratigraphique de reférence peuvent être comparées avec les variations de la subsidence du bassin molassique à la même époque (fig. III-26).

Afin de comprendre ce qu'il se passe à l'intérieur de la chaîne, il paraît nécessaire de se pencher sur l'enregistrement sédimentaire. En effet, l'enregistrement sédimentaire est le seul témoin préservé, notamment des parties érodées de l'orogène. La subsidence du bassin molassique périalpin est, pour de nombreux auteurs liée, à la dynamique de l'orogène adjacent [Laubscher, 1978 ; Karner et Watts, 1983 ; Mugnier, 1984 ; Mugnier et Ménard 1986]. Ceci vient du fait que les faciès marins présentent parfois des épaisseurs considérables (plusieurs centaines de mètres) tout en restant des dépôts tidaux.

1. Comparaison du refroidissement de la région de Bourg d'Oisans avec l'enregistrement sédimentaire dans le bassin molassique.

a. Données générales sur le bassin molassique

Le bassin molassique périalpin est un bassin flexural d'avant-pays qui s'étend du Bas-Dauphiné au SW jusqu'à la région de Vienne en Autriche, en passant par la Suisse. Dans le bassin molassique périalpin, 4 groupes sédimentaires dont les faciès prédominants sont alternativement marins et terrestres sont généralement distingués [Matter *et al.*, 1980] :

- la molasse marine inférieure (UMM dans la terminologie germanique) d'âge Oligocène inférieur (Rupélien),
- la molasse d'eau douce inférieure (USM) d'âge Chattien et Aquitanien,
- la molasse marine supérieure (OMM) d'âge Burdigalien et Helvétien pro parte,
- la molasse d'eau douce supérieure (OSM) dont le sommet montant jusque dans le Tortonien correspond à une limite d'érosion.

En supposant que l'ensemble de la lithosphère est en équilibre isostatique, les phénomènes tectoniques, comme un chevauchement crustal, induisent un enfoncement par flexion du compartiment chevauché contrôlant ainsi la subsidence du bassin d'avant-pays. D'autre part l'érosion, associée à la surrection du compartiment chevauchant, alimente le remplissage du bassin molassique [Ménard, 1988].

Nous pouvons donc, par l'étude du remplissage sédimentaire accéder à des informations capitales sur la géodynamique de l'orogène.

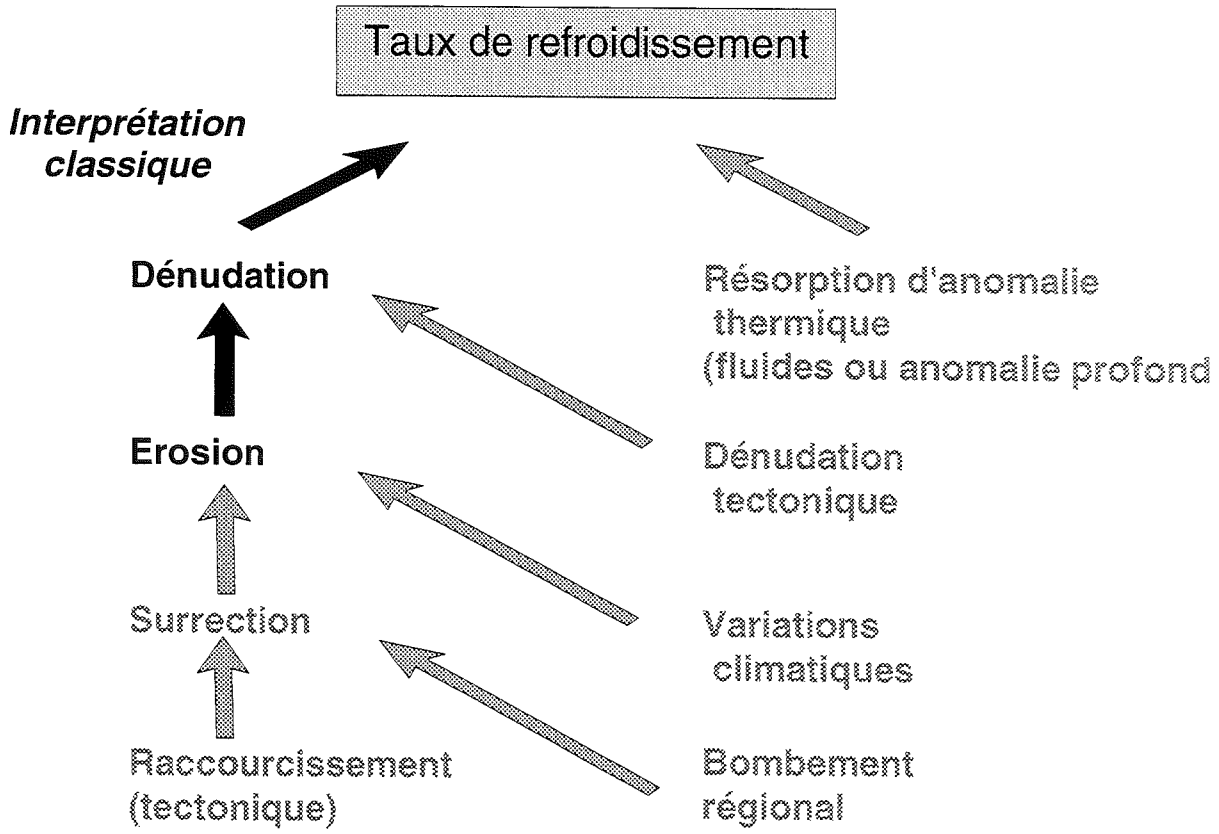


FIG. III-27.- Schéma montrant les différentes interprétations possibles d'un taux de refroidissement.

b. La subsidence du bassin molassique au Chattien et à l'Aquitanien

La chronologie précise des dépôts molassiques est difficile à établir du fait des variations rapides de faciès et de la difficulté d'établir une biostratigraphie fine dans les dépôts continentaux.

Toutefois le travail de Burbank *et al.* [1992], associant les faunes de Mammifères et la magnétostratigraphie, nous apporte une finesse chronologique remarquable pour le dépôt de la molasse d'eau douce inférieure en Haute-Savoie. Ces auteurs fournissent une succession de 16 chrones calés par les faunes de Mammifères ainsi qu'une courbe de subsidence.

Les âges de la courbe de subsidence de Burbank *et al.* [1992] ont été établis grâce à l'échelle magnétostratigraphique de Berggren *et al.* [1985]. Afin de pouvoir comparer les données de Burbank *et al.* [1992] avec les nôtres, nous avons redessiné leur courbe de subsidence en prenant en compte les âges de l'échelle magnétostratigraphique de Cande et Kent [1995]. La figure III-26 montre une intéressante similitude entre le refroidissement de la région de Bourg d'Oisans et la subsidence du bassin molassique en Haute-Savoie.

2. Les hypothèses explicatives

La figure III-27 présente les différentes interprétations possibles d'un taux de refroidissement.

Dans notre cas, l'interprétation doit tenir compte :

- de l'ensemble des contraintes géologiques et géodynamiques disponibles.
- des similitudes entre la courbe de refroidissement de la région de Bourg d'Oisans et la subsidence du bassin molassique.

Cette similitude montre une fois de plus le couplage étroit entre sédimentation et tectonique.
Deux types d'hypothèses peuvent être proposés selon que l'on considère les fluctuations du refroidissement et de la subsidence comme significative d'un phénomène global (à l'échelle mondiale) ou d'un phénomène régional (à l'échelle des Alpes).

a. Phénomène global.

Dans la première hypothèse, on considère que le refroidissement et la subsidence sont en fait deux phénomènes beaucoup plus réguliers que ce que l'on observe sur la figure III-26. On peut alors en déduire que les oscillations des deux courbes sont un artéfact dû à l'échelle des temps utilisée. L'échelle magnétostratigraphique de Cande et Kent [1992 et 1995] repose sur 9 points parfaitement calés en âge et en distance.

Cande et Kent [1992 et 1995] déterminent l'âge de chaque anomalie magnétique par "fitting" avec un splin cubique entre les points de calage. Un de ces points correspond à la limite Chattien - Aquitanien (23,8 Ma), c'est à dire exactement au niveau de nos enregistrements.

Entre ces points de callage, une "linéarité" du taux d'expansion océanique est introduite arbitrairement par Cande et Kent [1992 et 1995] afin d'établir l'échelle magnétostratigraphique. De petites variations de la vitesse d'expansion entre les points de calage sont probables et n'ont pas été prises en compte du fait de l'interprétation effectuée. Dans cette hypothèse, l'échelle magnétostratigraphique n'est pas parfaite et les variations du refroidissement sont simplement liées à une erreur d'étalonnage.

b. Phénomène régional

Dans cette seconde hypothèse, les âges issus de l'échelle magnétostratigraphique sont considérés comme justes. Un phénomène régional expliquant le synchronisme des variations du refroidissement et de la subsidence doit être cherché.

Les deux accélérations de la subsidence et du refroidissement (fig. III-26) pourraient être liées à l'accélération de chevauchements entrainant d'une part l'accélération de la subsidence du compartiment chevauché et d'autre part l'accélération de la dénudation (érosion et/ou tectonique) des unités sus-jacentes.

CHAPITRE 5
TROISIÈME APPLICATION DU THERMOPALÉOMAGNÉTISME : LES VARIATIONS SPATIO-TEMPORELLES DES PARAMÈTRES THERMIQUES ÉTUDIÉS

I. - Présentation des données

A. Le problème du choix du mode de représentation

Grâce aux interprétations des courbes de désaimantation thermique, nous disposons pour chaque spécimen de la température à différents moments. Les températures peuvent être représentées en carte ou en coupe. Ces températures tiennent déjà compte des corrections de position et de fournées. Ces corrections tendent à homogénéiser l'ensemble des températures. De ce fait, les écarts de températures restant entre les spécimens peuvent être considérés comme reflétant un phénomène naturel. En effet, sans corrections, ces écarts seraient encore plus importants. Il faut toutefois avoir à l'esprit que des réactions exothermiques, liées à la déshydratation de certains minéraux tels les argiles [Chantret *et al*, 1971 et Coulon, 1987], sont possibles et pourraient expliquer une partie de ces différences thermiques.

Les différences de températures entre deux spécimens peuvent alors résulter de la différence d'altitude d'échantillonnage. Il serait alors intéressant, connaissant le paléogradient géothermique, de corriger les températures afin de ramener tous les sites à la même altitude. De plus, les températures nécessitent une correction pour tenir compte du taux de refroidissement lent lors de l'acquisition de l'aimantation.

Cette correction n'introduit pas de différence trop importante quand on cherche uniquement à exploiter les éventuelles dispersions spatiales de la température à un instant donné. Toutefois, dès que l'on veut comparer des instants successifs ou des sites ayant des températures bien différentes, cette correction est nécessaire.

Le mode de représentation devrait aussi essayer de tenir compte des basculements postérieurs. Malheureusement, il est difficile d'établir avec précision la position initiale des sites basculés.

Tout ceci nous conduit à représenter les températures corrigées de l'effet du taux de refroidissement dans la position actuelle des sites.

Les données disponibles nous permettent également de représenter spatialement le taux de refroidissement dont les variations pourront éventuellement être interprétées.

B. L'état thermique dans le secteur d'Oulles

Dans le secteur d'Oulles, la répartition spatiale des données se prête particulièrement bien à une représentation en coupe. L'absence de basculements significatifs dans ce secteur permet d'avoir une vision objective des différences de températures.

La figure III-28 présente 3 états thermiques. Tous les états thermiques, correspondant à chaque inversion, sont consignés dans l'annexe 4. Nous constatons que globalement la température est plus élevée en bas de la coupe. Ceci implique l'existence d'un gradient thermique vertical. Toutefois dans le détail, la dispersion des températures est largement supérieure à la précision de détermination de ces dernières, qui rappelons le, est de ± 1°C.

Du fait de la méthode de construction des courbes de désaimantation, l'écart en température entre chaque site reste à peu près constant au cours du temps. Est-ce un effet de la méthode de construction ou bien existe-t-il un phénomène géologique pouvant rendre compte de ces données ?

C. L'état thermique dans les secteurs d'Huez et Allemont - Vaujany

Les données thermiques sont représentées en carte. La figure III-29 présente trois états thermiques illustratifs. L'ensemble des états thermiques successifs est consigné dans le tableau de l'annexe 2.

Il apparaît clairement que les sites situés à proximité du socle de Belledonne sont 10 à 15°C plus chauds que les sites de même altitude situés dans le secteur d'Huez à proximité du socle des Grandes Rousses. Des variations spatiales significatives de la température sont donc mises en évidence.

Tout comme pour le secteur d'Oulles, l'écart thermique entre chaque site reste à peu près constant au cours du temps.

Comme il a déjà été dit ci-dessus, il serait nécessaire de comparer les températures pour des altitudes communes. De ce fait il paraît nécessaire de quantifier le gradient géothermique vertical local au Miocène, lors du refroidissement.

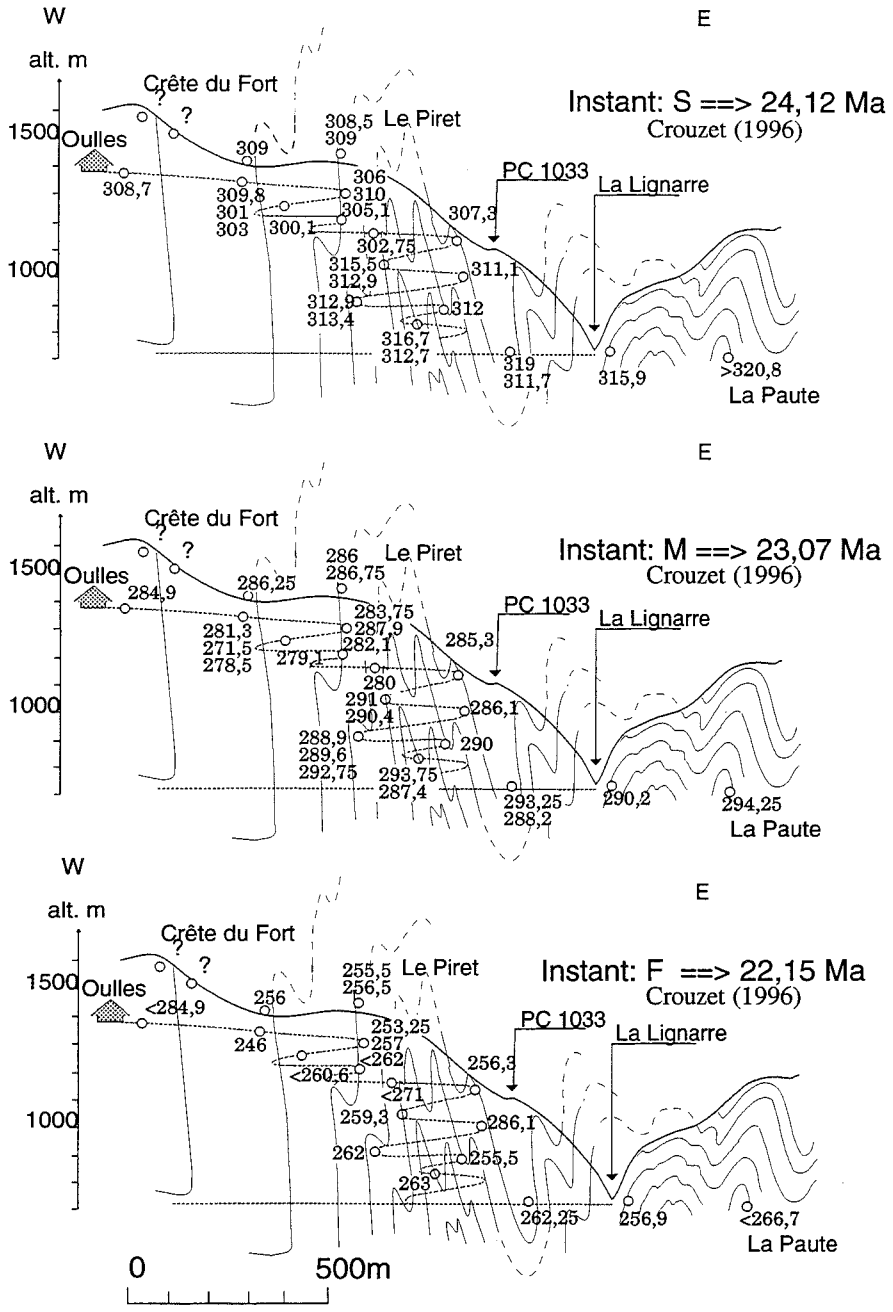


FIG. III-28. – Etats thermiques dans le secteur d'Oulles pour trois instants. Les températures sont corrigées du four et du taux de refroidissement. Notez malgré une dispersion importante, l'existence d'un gradient thermique vertical.

II. - LES RELATIONS TEMPÉRATURE / ALTITUDE : VERS UNE APPROCHE DU PALÉOGRADIENT GÉOTHERMIQUE

A. Le problème des températures de déblocage maximum

La claire relation, dans ce secteur, entre la température de déblocage maximum (Tdm) et l'altitude qui nous a permis d'étayer les corrections de position dans le four et de fournée (voir 2ème partie, figures II-26, II-30 et II-32) laisse supposer qu'un phénomène géologique puisse en être responsable. Le gradient que l'on peut calculer à partir des Tdm (6 à 7 °C/km) est bien plus faible que celui que l'on peut calculer à partir des inversions enregistrées (environ 20°C/km). On pourrait envisager des variations du chimisme ou des variations dans la répartition des tailles de grains de la pyrrhotite, malheureusement non contrôlables. De ce fait, une interprétation raisonnable serait de considérer un phénomène de filtrage qui empêcherait l'acquisition de l'aimantation. Ce phénomène pourrait correspondre à un refroidissement très lent. Ainsi les chrones successivement normaux et inverses seraient enregistrés sur un

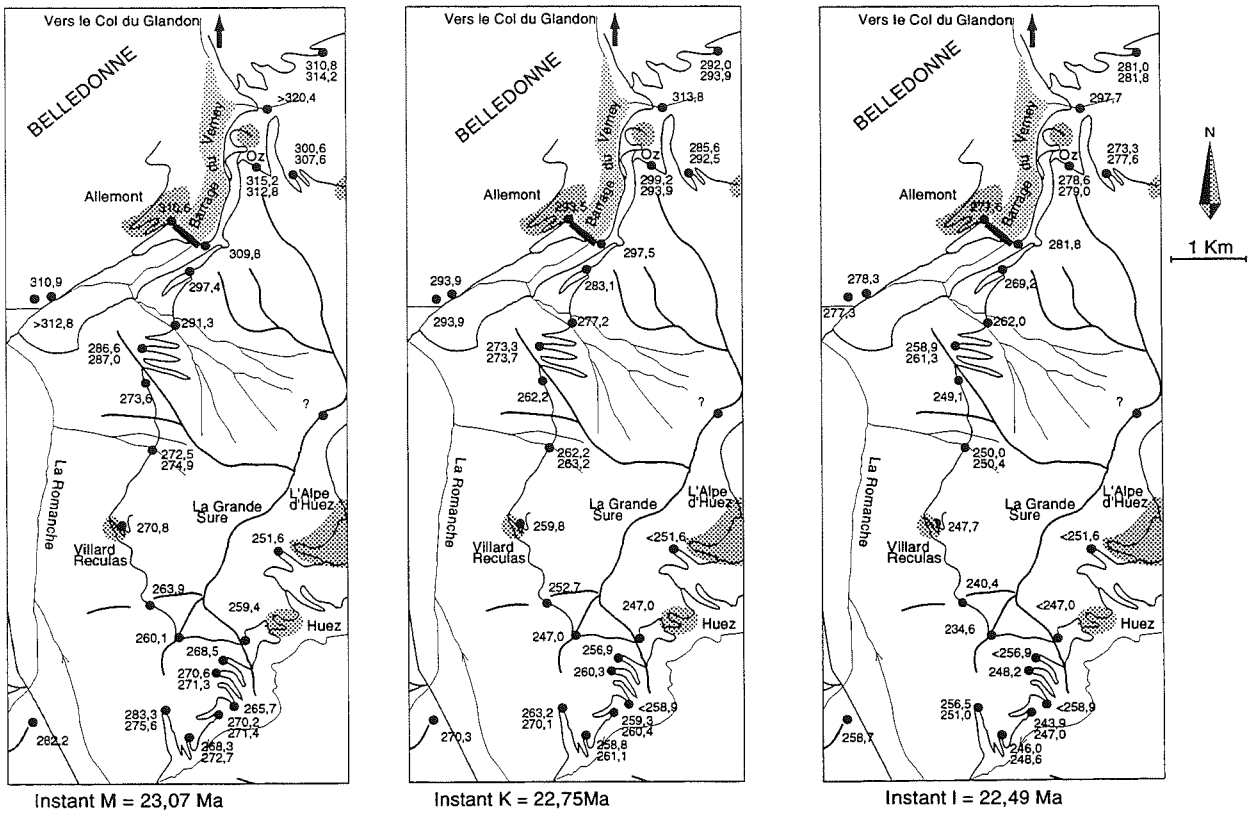


FIG. III-29. – Etats thermiques dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany pour trois instants. Les températures sont corrigées du four et du taux de refroidissement. Notez les températures nettement plus élevées à proximité du socle de Belledonne.

intervalle thermique trop petit pour que les grains puissent en conserver la mémoire. Le gradient correspondrait alors à la propagation en profondeur d'un changement dans le taux de refroidissement éventuellement lié à une dénudation (tectonique ?). Dans cette interprétation, si les températures dans les fours étaient suffisamment bien réglées, la Tdm issue des ATR serait systématiquement plus élevée que celle issue des ARN, or il n'en est rien (tabl. II-7).

B. Le calcul du paléogradient géothermique

Dans le but de calculer un paléogradient géothermique vertical, nous ne pouvons pas prendre en compte les sites du secteur d'Allemont pour deux raisons. La première est le fait que plusieurs sites montrent des basculements. La seconde réside dans le fait qu'il existe probablement au moins dans ce secteur une dispersion spatiale indépendante de l'altitude.

Compte tenu de la répartition des sites, nous pouvons établir 2 coupes :

- la coupe de la route d'Oulles,
- la coupe d'Huez.

De plus, il est nécessaire pour le calcul du paléogradient géothermique d'utiliser les températures corrigées de l'effet du taux de refroidissement. Dans le cas contraire, le gradient calculé risque d'être trop faible.

La figure III-30 présente les gradients apparents calculés pour chacune des deux coupes. Les gradients verticaux calculés pour le secteur d'Oulles sont de l'ordre de 18 à 19°C/km tandis qu'ils sont de l'ordre de 21 à 22°C/km pour le secteur d'Huez. Ces deux gradients sont assez faibles mais relativement voisins. La petite différence entre les deux pourrait être due, dans le secteur d'Huez, à la proximité du socle des Grandes Rousses plus chaud et/ou à un basculement de quelques degrés vers le S-E ainsi qu'à l'influence du point situé à 1700 m d'altitude (fig. III-30).

La détermination d'un gradient vertical de l'ordre de 20°C/km pour les deux coupes permet de penser qu'il s'agit réellement du gradient géothermique vertical lors du refroidissement au Miocène. Une correction supplémentaire sur les températures peut être réalisée en ramenant les sites à une altitude commune de 1000 m. Cette correction permet de se rendre compte des hétérogénéité thermiques horizontales à l'échelle du massif en annulant l'effet de l'altitude d'échantillonnage.

C. Conséquences

La figure III-31 montre pour différents instants, la répartition des températures à l'altitude de 1000 m pour le secteur d'Oulles. Aucune relation ne semble exister entre la position du site et sa température corrigée. Par

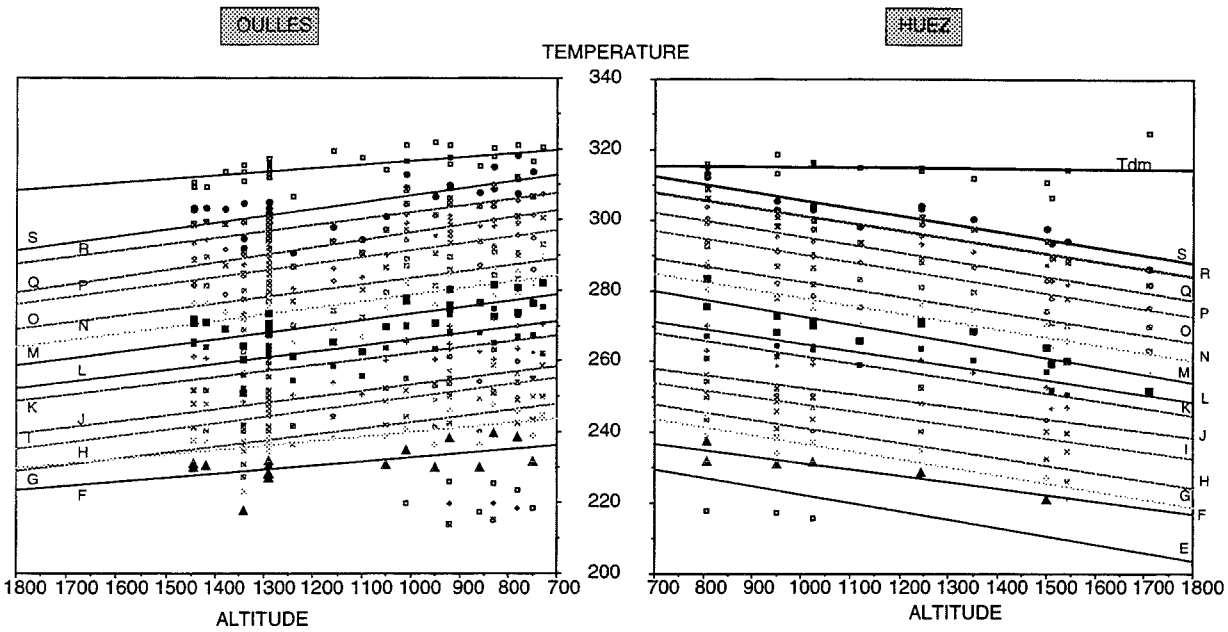


FIG. III-30. - Gradients géothermiques verticaux apparents pour les coupes d'Oulles (gradient moyen = 18,4 °C/km) et Huez (gradient moyen = 21,5 °C/km).

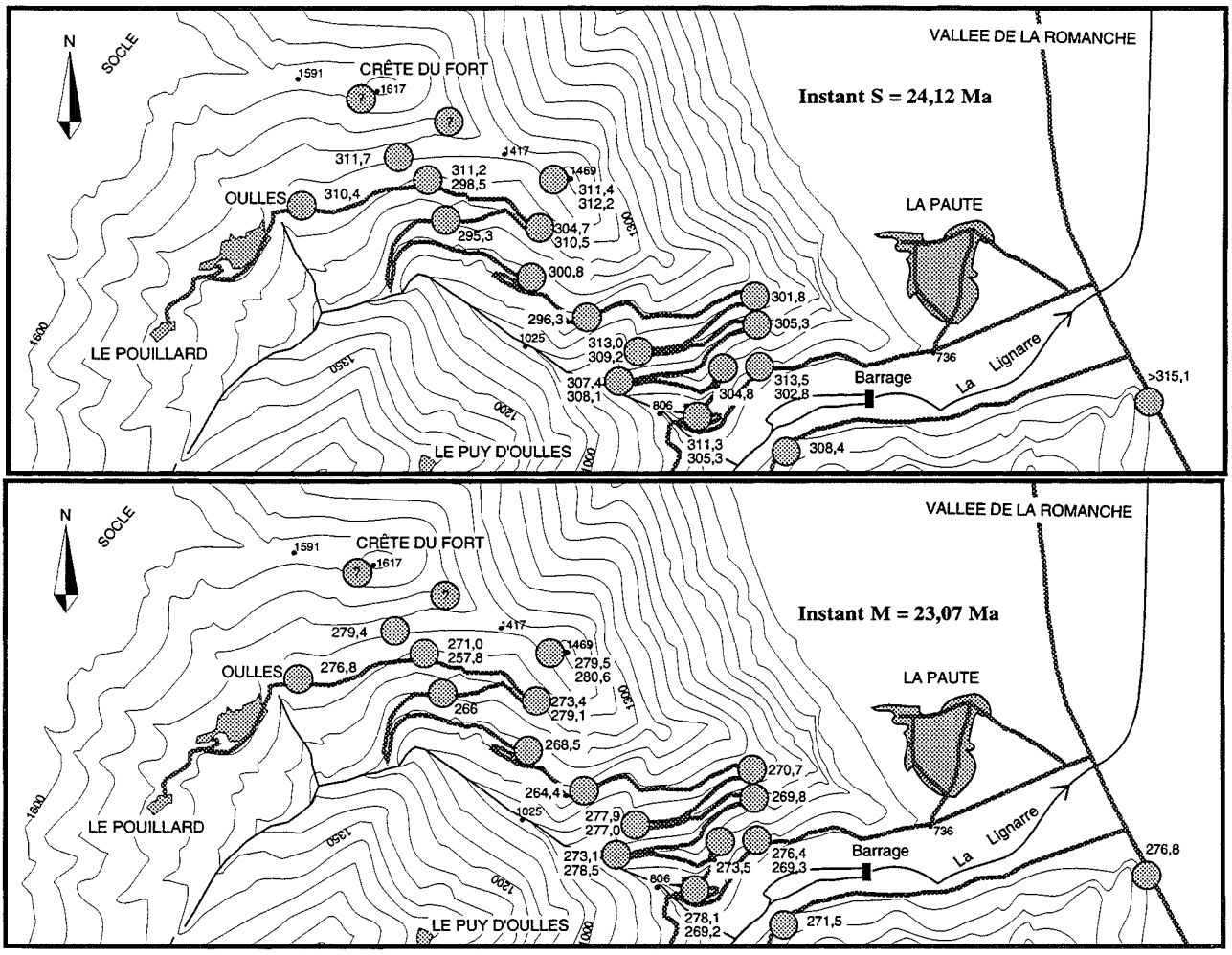


FIG. III-31. - Carte des températures pour les instants S (24,12 Ma) et M (23,07 Ma) toutes corrections effectuées pour une altitude de 1000 m dans le secteur d'Oulles ; notez qu'il ne semble pas y avoir d'influence du socle sur la répartition des températures.

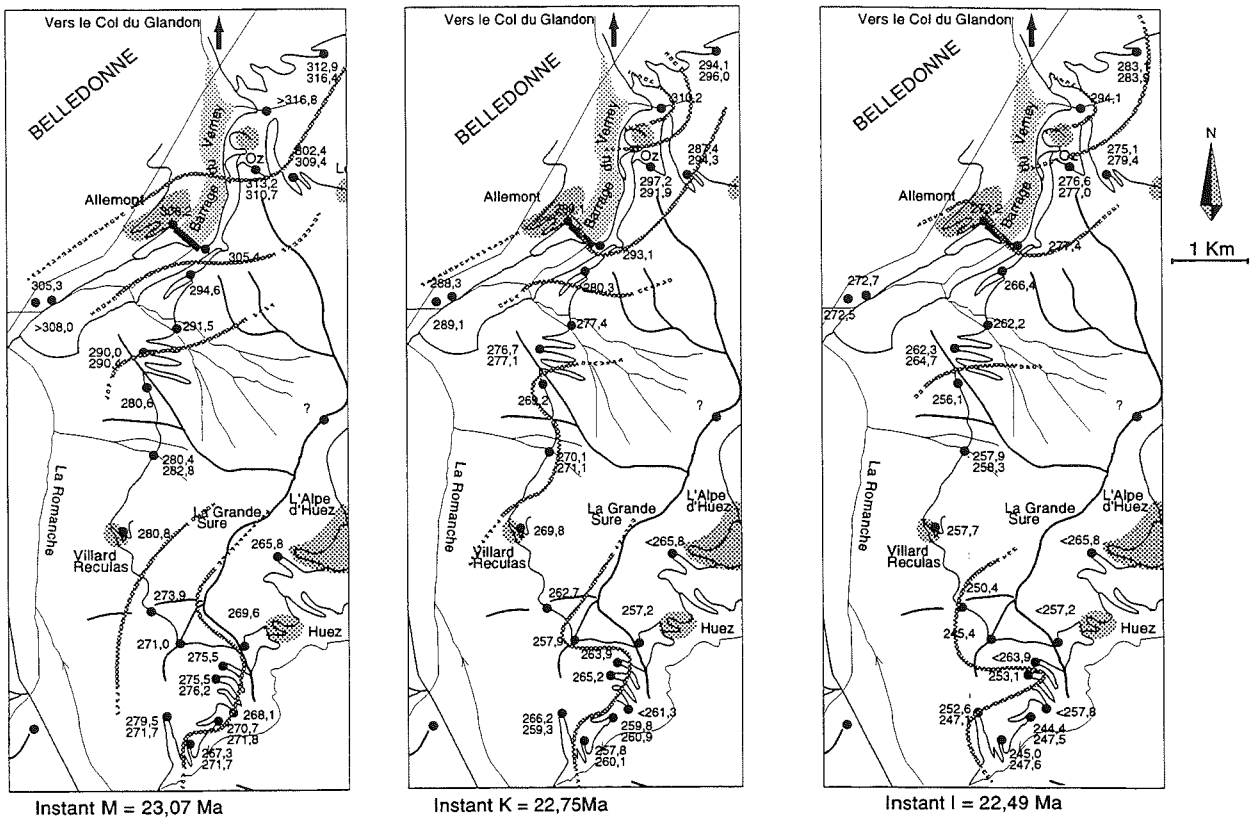


FIG. III-32. – Carte des températures, toutes corrections effectuées, ramenées à 1000 m d'altitude actuelle, dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany. Equidistance des courbes isothermes : 10°C.

contre, la grande dispersion des températures (de l'ordre de 20°C entre le minimum et le maximum) laisse supposer qu'il existe tout au long du refroidissement des circulations de fluides. Sur le terrain, de très nombreuses fentes de quartz et calcite, anté, syn et post-déformation sont visibles.

La figure III-32 montre pour différents instants, la répartition des températures à l'altitude de 1000 m pour les secteurs d'Huez et d'Allemont-Vaujany. Il apparaît clairement que la région d'Allemont, et surtout de Vaujany, est bien plus chaude que le reste. L'ensemble des états thermiques successifs est consigné dans l'annexe 5. Ce résultat ainsi que la grande dispersion des températures montrent, même s'il est possible de calculer un gradient vertical moyen cohérent, que les paléo-isothermes ne sont pas horizontaux et ne sont pas non plus des plans, notamment dans le secteur d'Allemont - Vaujany. Ce résultat peut paraître surprenant quand on imagine le secteur étudié sous plus de 8 km de surcharge.

III. - LES VARIATIONS SPATIALES DU TAUX DE REFROIDISSEMENT

Les taux de refroidissement peuvent être calculés, pour chaque spécimen et pour chaque thermochrone, en divisant la longueur en température de celui-ci par la durée du chrone correspondant. A l'issue de la construction des courbes de désaimantation thermique, les températures de chaque inversion sont connues à ± 1°C. Les longueurs de thermochrones sont donc connues à environ ± 2°C. Pour un chrone d'une durée de 200 000 ans, l'incertitude sur le taux de refroidissement est de ± 10°C/Ma.

L'annexe 6 présente les taux de refroidissement du secteur d'Oulles où aucune variation spatiale significative peut être mise en évidence, probablement du fait du mode de construction des courbes de désaimantation thermique.

Pour les secteurs d'Huez et d'Allemont, la figure III-33 présente les taux de refroidissement pour tous les thermochrones. Quelques rares taux de refroidissement locaux sont sensiblement différents de la moyenne. Ils correspondent toujours au début du refroidissement. Seuls les sites du secteur d'Allemont montrent des variations importantes par rapport à la moyenne et ce, uniquement pour les thermochrones ML et KJ. Dans ce secteur, le thermochrone LK, plus petit, est conforme à la moyenne. Cette incohérence pourrait être due au fait que nous avons toujours essayé de rendre les courbes de désaimantation les plus similaires possible. De plus, ce petit thermochrone inverse est compris entre

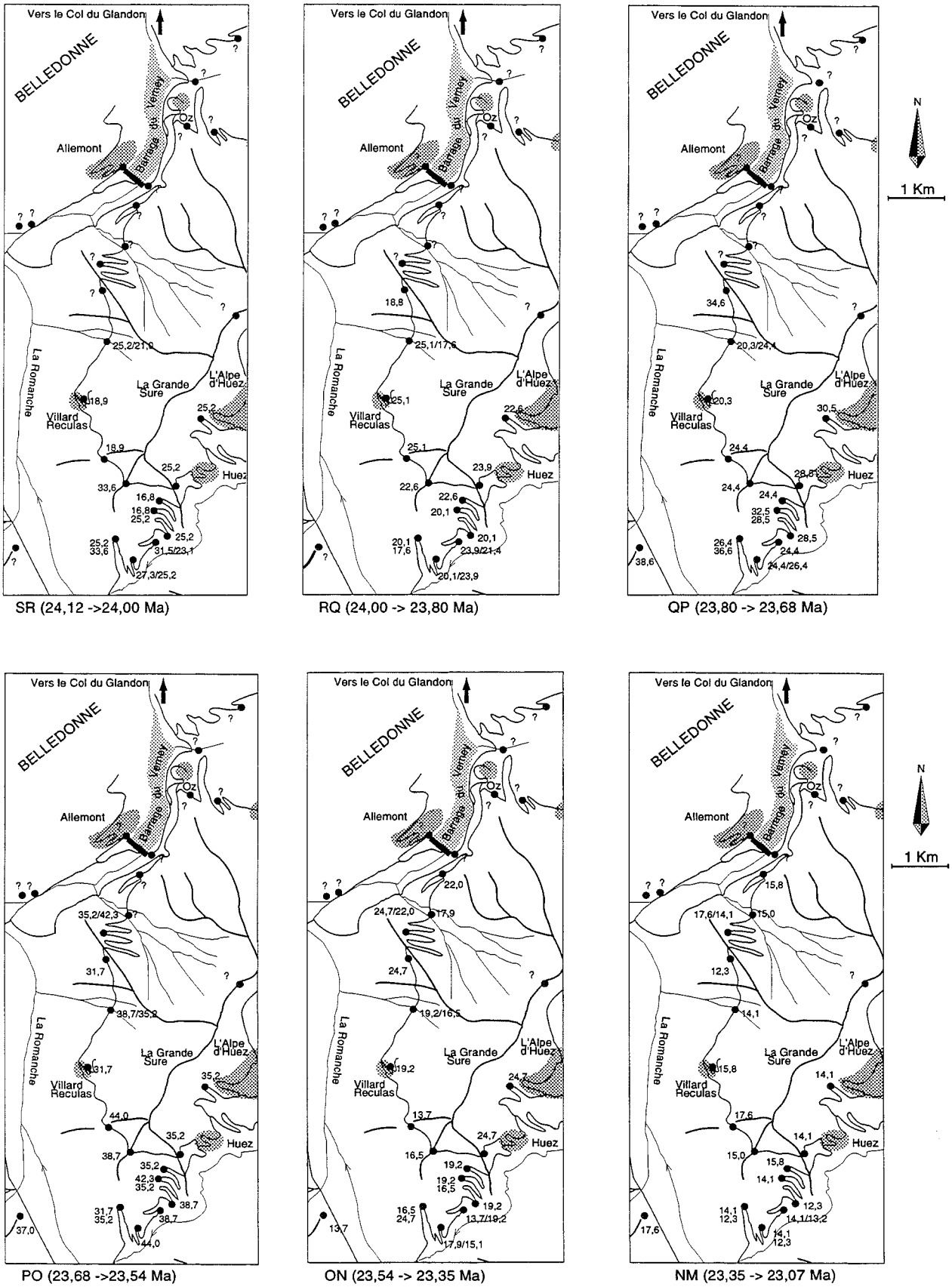
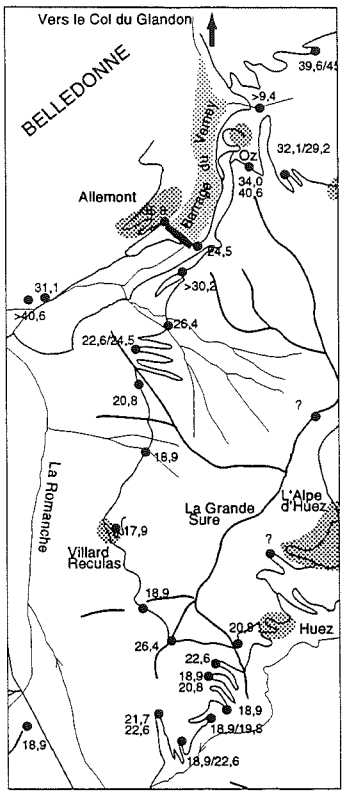
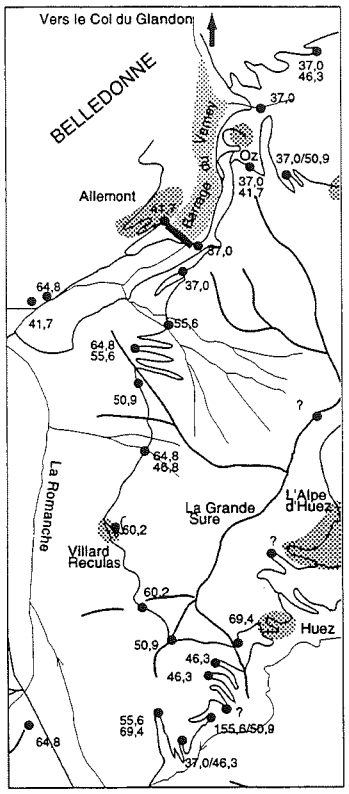


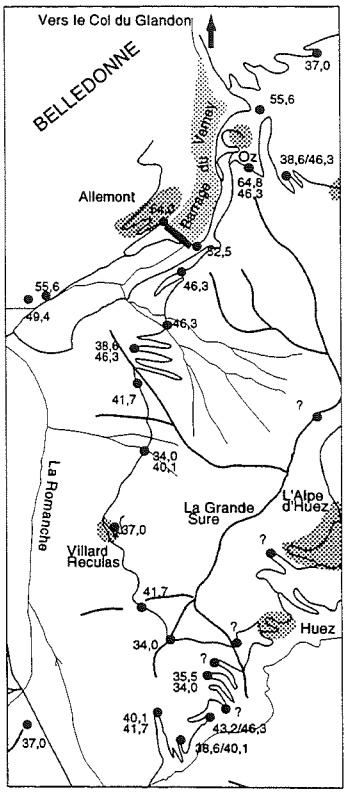
FIG. III-33. – Cartes de répartition des taux de refroidissement (en °C/Ma) pour chaque thermochrone dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany.



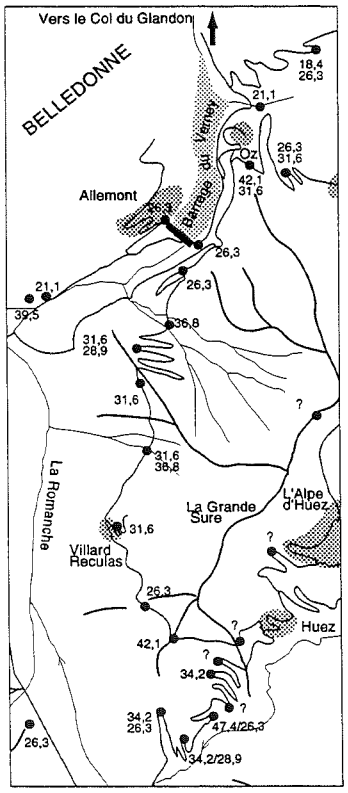
ML (23,07 ->22,80 Ma)



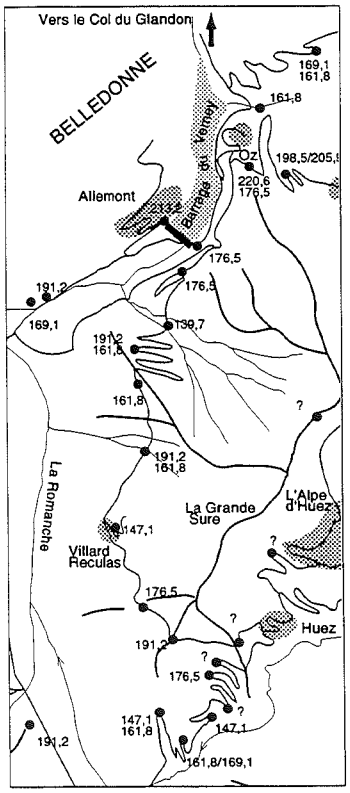
LK (22,80 -> 22,75 Ma)



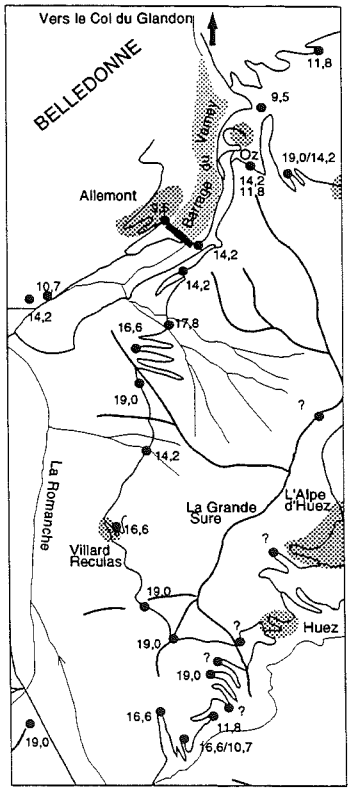
KJ (22,75 -> 22,59 Ma)



IJ (22,59 ->22,49 Ma)



HI (22,49 -> 22,46 Ma)



GH (22,46 -> 22,25 Ma)

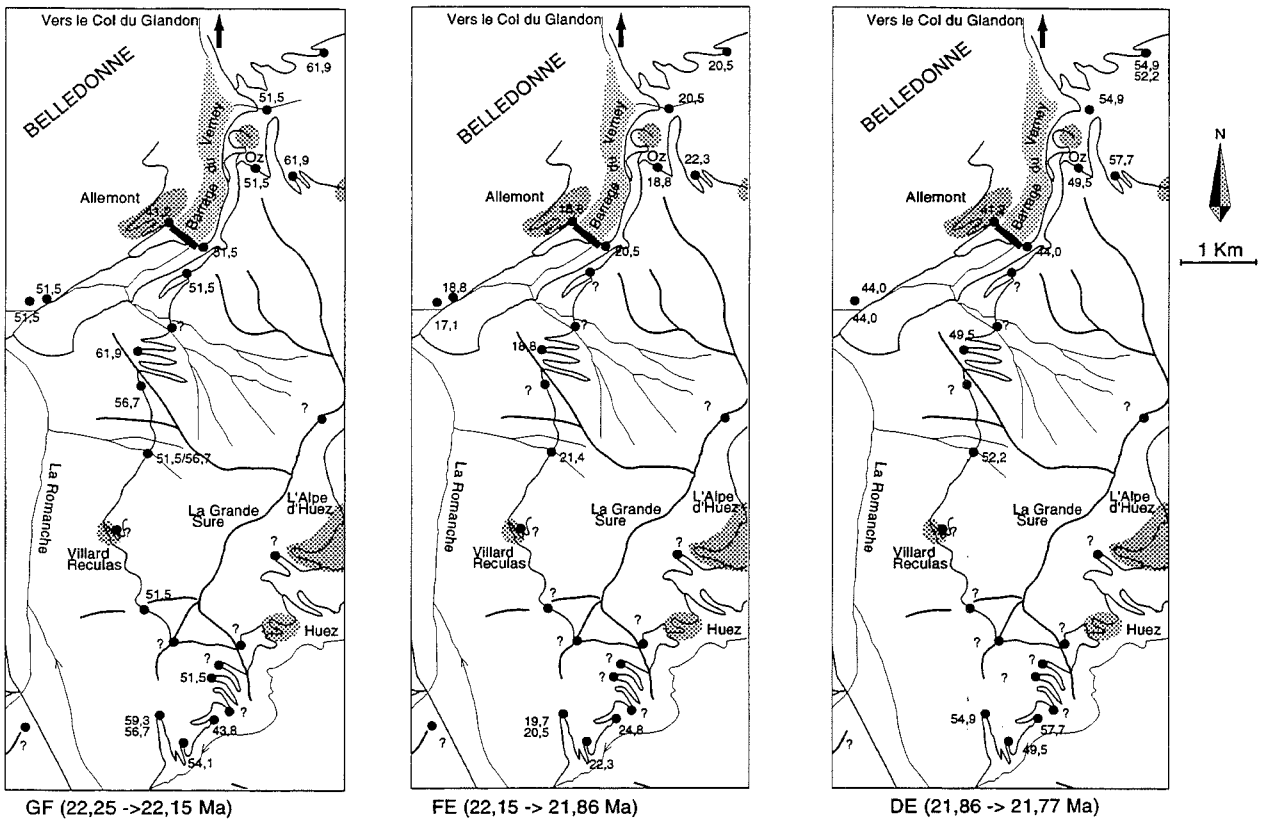


FIG. III-33. – Cartes de répartition des taux de refroidissement (en °C/Ma) pour chaque thermochrone dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany.

deux grands thermochrones normaux, ce qui pourrait avoir influencé la polarité de l'aimantation de certains grains proches de leur température de blocage. Il semble toutefois que pour la région d'Allemont, le début du refroidissement enregistré par le thermopaléomagnétisme se fasse à une vitesse plus rapide que dans les secteurs d'Oulles et d'Huez. Par la suite, le refroidissement semble homogène sur l'ensemble du secteur étudié. Les variations de l'ordre de 2°C sur la longueur des thermochrones représentent, si elles sont significatives, des variations locales du taux de refroidissement liées à des circulations de fluides.

IV. - INTERPRÉTATION / CONCLUSION

Les températures plus élevées à proximité du socle de Belledonne pourraient être liées à un effet de socle déjà suggéré à partir de l'étude des inclusions fluides par Bernard [1978]. Cet effet de socle pourrait être dû à la production de chaleur d'origine radiogénique du matériel essentiellement gneissique constituant ces massifs. Des modèles thermiques pourraient être élaborés afin de tester cette hypothèse. Dans ce cas, pourquoi les sites situés près du socle des Grandes Rousses ne sont ils pas, eux aussi, plus chauds ?

Le fait que le secteur d'Allemont - Vaujany se refroidisse plus rapidement que le reste de la région étudiée peut être interprété comme reflétant la résorption d'une anomalie thermique locale. Dans cette interprétation il faut considérer la limite socle - couverture au niveau de la faille d'Ornon - Col du Sabot, comme un drain localisant des circulations de fluides chauds. Pour conforter cette hypothèse, les trois âges K/Ar concordant à 26,5 Ma, sans excès d'argon, de Nziengui [1993] à Rochetaillée ont été interprétés par ce dernier comme reflétant un milieu ouvert lié à des circulations de fluides. Il faut alors des volumes très importants de fluides qui circulent pendant un temps suffisamment long pour pouvoir réchauffer la masse rocheuse sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Ces circulations de fluides pourraient aussi avoir lieu à l'intérieur de la masse de calcaire marneux, soit à la faveur de fentes tardives perpendiculaires à la schistosité et subhorizontales, soit même le long du plan de schistosité.

La non horizontalité des paléo-isothermes et les variations spatiales importantes de la température sont des arguments en faveur de circulations de fluides. Ces fluides dont les traces sur le terrain sont indiscutables ont probablement percolé pendant et après la déformation principale. Il est probable que les hétérogénéités thermiques aient été bien plus importantes au moment de la déformation que durant le refroidissement. Pendant ce dernier, les hétérogénéités thermiques se

dissipent lentement. Le volume de ces fluides circulant plus ou moins rapidement à travers le massif est impressionnant quand on sait, d'après Jenatton [1981], que pour précipiter 1 m3 de quartz dans une fente il faut 26 millions de m3 de fluides.

Le fait que l'écart en température entre chaque site reste à peu près constant au cours du temps (au moins pendant 4Ma) semble toutefois peu compatible avec la résorption d'hétérogènéités thermiques locales liées à des circulations de fluides. Il faut admettre alors que l'arrêt des circulations de fluides est progressif et postérieur à 20 Ma. Des modélisations thermiques et faisant appel à la dynamique des fluides pourraient éventuellement permettre de tester certaines hypothèses explicatives et de quantifier certains paramètres.

L'interprétation des taux de refroidissement d'un massif est délicate et plusieurs origines peuvent intervenir seules ou simultanément (fig. III-27). Afin de choisir l'origine la plus probable, il serait nécessaire d'essayer d'appréhender notamment :

- l'échelle à laquelle se produit le phénomène (local, régional, mondial,...),
- les vitesses de convergence impliquant les vitesses de raccourcissement tectonique et donc de surrection,
- les variations climatiques impliquant des variations du taux d'érosion,
- les possibilités d'une dénudation tectonique,
- la présence d'une anomalie thermique éventuellement liée à des fluides se résorbant plus ou moins rapidement.

CHAPITRE 6
INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSION

I. - Rappels des données antérieures et des apports de cette étude

A. Le pic du métamorphisme

La température atteinte lors du métamorphisme est de 320 à 350°C. Si on admet que les inclusions fluides n'ont pas été rehomogénéisées lors d'une décompression, alors la pression correspondante peut être fixée à 226 MPa soit environ 8,6 km. Cette valeur est donc un minimum. Ce couple pression / température correspond à un excès thermique d'environ 80°C par rapport à un gradient théorique de 30°C/km.

B. L'âge et le taux de refroidissement

Le pic du métamorphisme est probablement voisin de 26,5 Ma [âge K/Ar de Nziengui, 1993] et antérieur à 24,1 Ma qui correspond au début de l'enregistrement thermopaléomagnétique qui se situe en cours de refroidissement. L'enregistrement thermopaléomagnétique associé aux données traces de fission sur apatite permet de construire une courbe de refroidissement. Celui-ci est tout d'abord rapide entre 24,1 et 21,5 Ma puis, beaucoup plus lent (7°C/Ma) entre 20 et 10 Ma. Cette succession rapide - lent se produit sensiblement au même moment, mais dans une autre gamme de température, dans le domaine Lépontin, ce qui suggère qu'il existe une tendance globale à l'échelle de la chaîne.

Les variations du taux de refroidissement mises en évidence par le thermopaléomagnétisme peuvent être mises en parallèle avec des variations du taux de subsidence du bassin molassique. Ce parallèle est interprété comme dû à des variations dans la vitesse de raccourcicement crustal.

C. Les états thermiques successifs

Les états thermiques successifs montrent indiscutablement une dispersion spatiale des températures. Celle-ci est associée à des circulations de fluides. Les points importants pour l'interprétation sont : (1) le gradient des températures de déblocage maximum dans le secteur d'Oulles ; (2) les températures plus élevées et le refroidissement plus rapide dans le secteur d'Allemont - Vaujany ; (3) la dispersion des températures à toutes les échelles ; (4) les paléo-isothermes non plans.

D. Les basculements et/ou les rotations

Les données paléomagnétiques directionnelles (partie III, chapitre 2) sont importantes à prendre en compte dans toutes interprétations de l'évolution dynamique de l'orogène alpin. Ces déformations, encore mals comprises, sont plus récentes que 13 - 9 Ma.

E. Le rôle des variations climatiques : impact sur l'érosion de la chaîne

Les variations climatiques peuvent être appréhendées, notamment grâce aux variations eustatiques du niveau marin. Les hauts niveaux marins correspondent aux périodes chaudes, tandis que les bas niveaux marins sont le reflet de glaciations liées aux périodes froides [Beck, com. pers.]. La courbe des variations eustatiques (fig. III-34) établie par Haq *et al.* [1987] montre qu'au Chattien et à partir du Tortonien (environ 10 Ma), ces variations sont rapides et de forte amplitude, ce qui correspond à des périodes relativement plus froides, par rapport au Miocène inférieur et moyen, avec de nombreuses alternances glaciation / déglaciation. Ces alternances sont interprétées comme étant un facteur érosif très fort. De ce fait, les taux d'érosion sont probablement forts notamment sur les reliefs pendant ces périodes [Beck com. pers.].

Pendant le Miocène inférieur et moyen les variations eustatiques sont plus espacées et beaucoup moins importantes. Dudant cette période, on peut considérer que le climat est relativement constant et donc que l'érosion associée est constante. De ce fait, de 24 à 10 Ma, on ne peut pas attribuer les variations du refroidissement à des variations du taux d'érosion d'origine climatiques. Toutefois, l'érosion de la chaîne contribue nécessairement au refroidissement des roches, mais dans quelle mesure ? Pendant le Miocène inférieur et moyen, l'érosion peut être considérée comme constante. Or, c'est entre 20 et 10 Ma que le chevauchement de Belledonne est attesté par la progradation du bassin molassique [Ménard, 1988 et Deville *et al.*, 1994]. Durant cette période, le taux de refroidissement du secteur étudié est faible : 7°C/Ma (fig. III-24). Si on considère un gradient géothermique de 30°C/km l'érosion est de 0,23 mm/an. Cette valeur peut donc être considérée comme un maximum pour l'érosion simplement due aux phénomènes de géodynamique externe, pour la période Miocène inférieur et moyen.

II. - Discussion sur l'origine de la surcharge et de l'anomalie thermique

Pour la région de Bourg d'Oisans, les données géochronologiques sont peu nombreuses. Le pic du métamorphisme, entre 320 et 350°C pour 226 MPa, est oligocène supérieur (26,5 Ma) et correspond à un excès d'environ 80°C par rapport à un gradient de 30°C/km.

Or, l'épaisseur de la série sédimentaire "autochtone" ne dépasse pas 2000 m. Nous sommes contraints d'envisager une surcharge due à la nappe du Flysch des Aiguilles d'Arves et aux unités subbriançonnaises et briançonnaises. Il n'est pas impossible qu'une partie de cette charge fût aussi constituée par du matériel d'origine piémontaise. En effet, les flyschs à Helmenthoïdes de l'Embrunais ou les Schistes Lustrés de la klippe du Mont Jovet sont les témoins, localement préservés dans des dépressions structurales, de l'avancée des nappes piémontaises sur les zones externes.

A. Le rôle des fluides

Le pic du métamorphisme, dans la région de Bourg d'Oisans (320 - 350°C pour 226 MPa), correspond à un gradient géothermique apparent de l'ordre de 40°C/km. Dans un contexte géodynamique de collision, un tel gradient n'est guère envisageable sans une source de chaleur telle, par exemple, des circulations de fluides chauds. En effet, l'empilement d'unités allochtones nécessaire pour expliquer le pic de pression produit forcément un gradient géothermique apparent faible dans l'unité inférieure. Dans l'hypothèse où l'excès de température est entièrement lié à des circulations de fluides, ceux-ci doivent donc fournir à l'ensemble de la zone dauphinoise en arrière des massifs cristallins externes, là ou Jullien et Goffé [1993] ont mis en évidence la cookéïte et l'absence de chloritoïdes, un apport de chaleur provoquant une élévation de température d'au moins 80°C. La température dans l'espace et le temps est alors entièrement contrôlée par ces circulations (fig. III-35). Les fluides, dans un premier temps bien plus chauds que la roche donc venant de plus profond, circulent à l'intérieur de celle-ci et les échanges calorifiques sont importants. Dans cette hypothèse, la couverture de la zone dauphinoise, pourrait être considérée dans son ensemble comme une zone de cisaillement. Cette dernière aurait pu servir de drain aux circulations de fluides chauds provenant de son prolongement oriental, donc plus profond. L'excès de température de 80°C implique, si on considère un gradient géothermique de 30°C/km que ces fluides viennent d'au moins 2,7 km plus profond. Ce qui compte tenu du pendage général de 20° vers l'Est de la zone servant de drain, ils viennent de plus de 7,5 km plus à l'Est. L'excès de température pourrait résulter de la combinaison de la production de chaleur d'origine mécanique et surtout de la production de chaleur produite par les réactions du métamorphisme.

L'origine de la pyrrhotite dans la région de Bourg d'Oisans est vraissemblablement liée à ces circulations fluides qui ont probablement eu lieu au sein même de la roche. Bienque les fluides ne soient pas toujours oxydants, il paraît toutefois relativement surprenant que la pyrrhotite ne soit pas affectée par les venues de fluides successives.

Il faut garder en mémoire que les écarts thermiques entre sites restent à peu près constants au cours du temps, ce qui paraît surprenant si des circulations de fluides ont lieu. Toutefois, ces écart thermiques constants sont en partie imposés par la manière dont les courbes de désaimantation ont été construites.

B. Une autre hypothèse : la tectonique

Une autre possibilité est d'envisager des phénomènes thermiques liés au désépaississement et à la relaxation thermique.

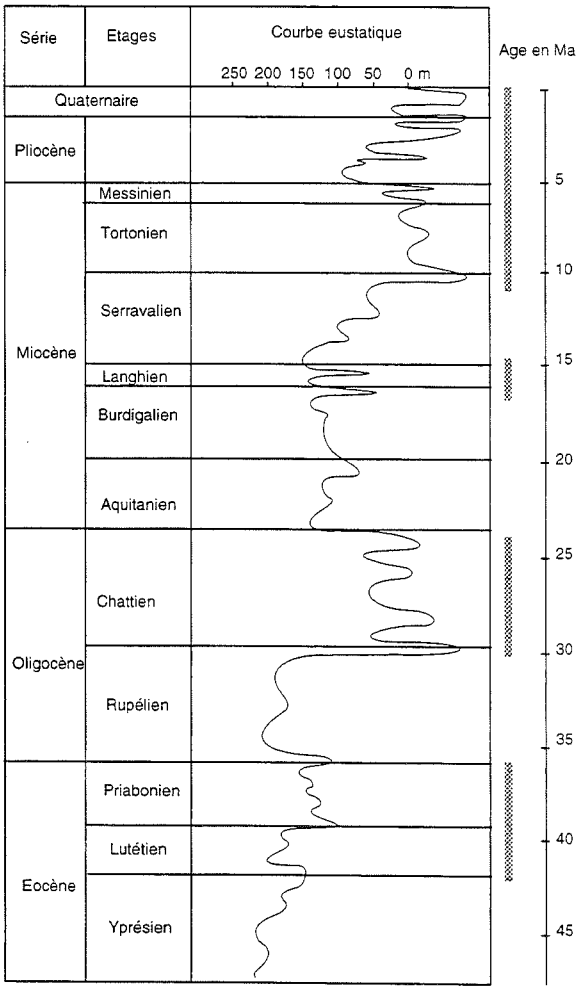


Fig. III-34.– Variations eustatiques d'après Had *et al.* [1987] modifiées en tenant compte d'une limite Chattien - Aquitanien à 23,8 Ma. En gris : période d'érosion importante.

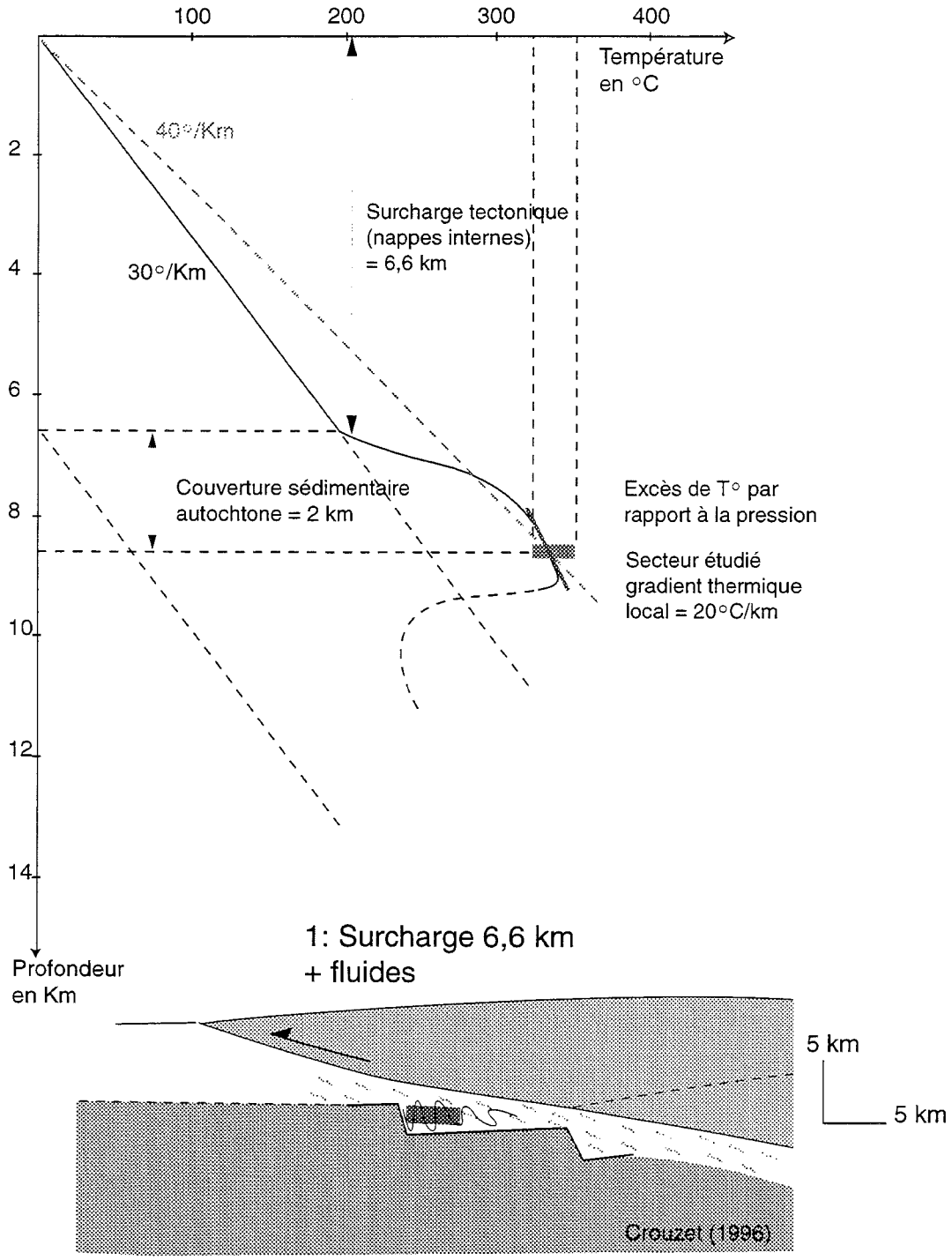


FIG. III-35.– Diagramme P /T montrant l'évolution du géotherme et l'apport par les fluides.

Dans l'hypothèse où les inclusions fluides ont été rehomogénéisées lors de la décompression, nous avons été amenés à proposer une profondeur d'enfouissement minimale pour la région de Bourg d'Oisans, de l'ordre de 12,4 km. La couverture sédimentaire autochtone ne dépassant pas 2 km, il faut imaginer une surcharge allochtone de plus de 10,4 km.

Si on considère l'empilement instantané de deux unités, l'unité sous jacente présente des gradients apparents très faibles (fig. III-36). L'évolution thermique d'un tel empilement est le résultat de la compétition entre le rééquilibrage thermique et la dénudation.

Pour obtenir un gradient apparent de 40°C/km il faut, tout d'abord, tendre vers un rééquilibrage quasi-complet puis dénuder rapidement. Or, entre la déformation (26,5 Ma au moins) et le début du refroidissement (24 Ma) nous disposons d'au moins 2,5 Ma pour effectuer un rééquilibrage thermique.

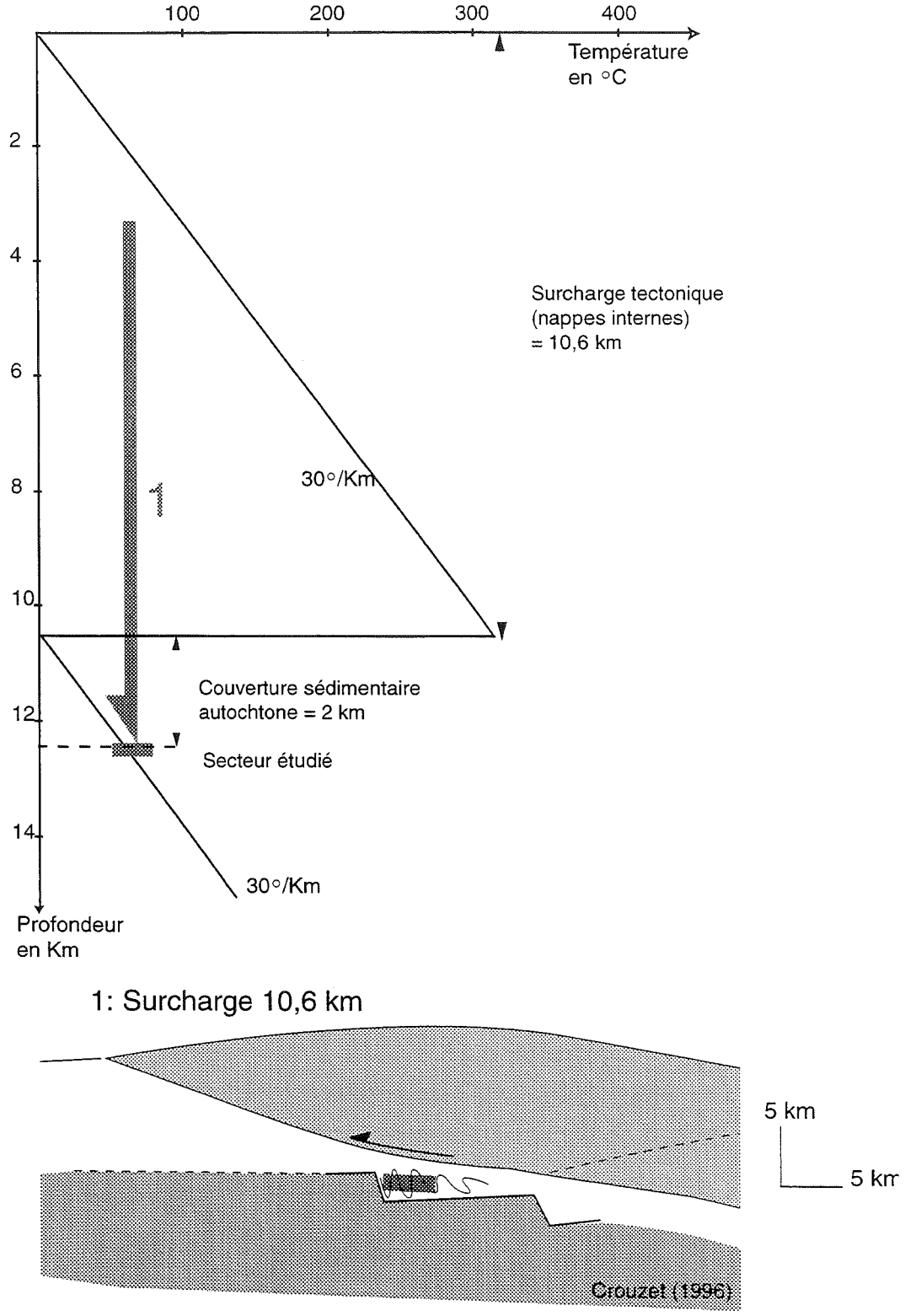


FIG. III-36.– Diagramme P /T montrant l'évolution du géotherme lors de l'enfouissement de la région de Bourg d'Oisans sous 10,6 km de surcharge.

Au moment de la mise en place de l'unité supérieure d'une épaisseur supposée d'environ 10,5 km, la température du toit de l'unité chevauchée (2 km au-dessus de Bourg d'Oisans) passe "instantanément" de T0 = 0°C à T1 = 310°C. En supposant :

- un gradient initial de 30°C/km dans les 2 unités,
- une température fixe à la base de l'unité supérieure (T1 = 310°C),
- pas de production de chaleur dans le milieu (absence d'éléments radiogéniques dans la couverture sédimentaire), il est possible d'estimer l'évolution dans le temps de la température à différentes profondeurs

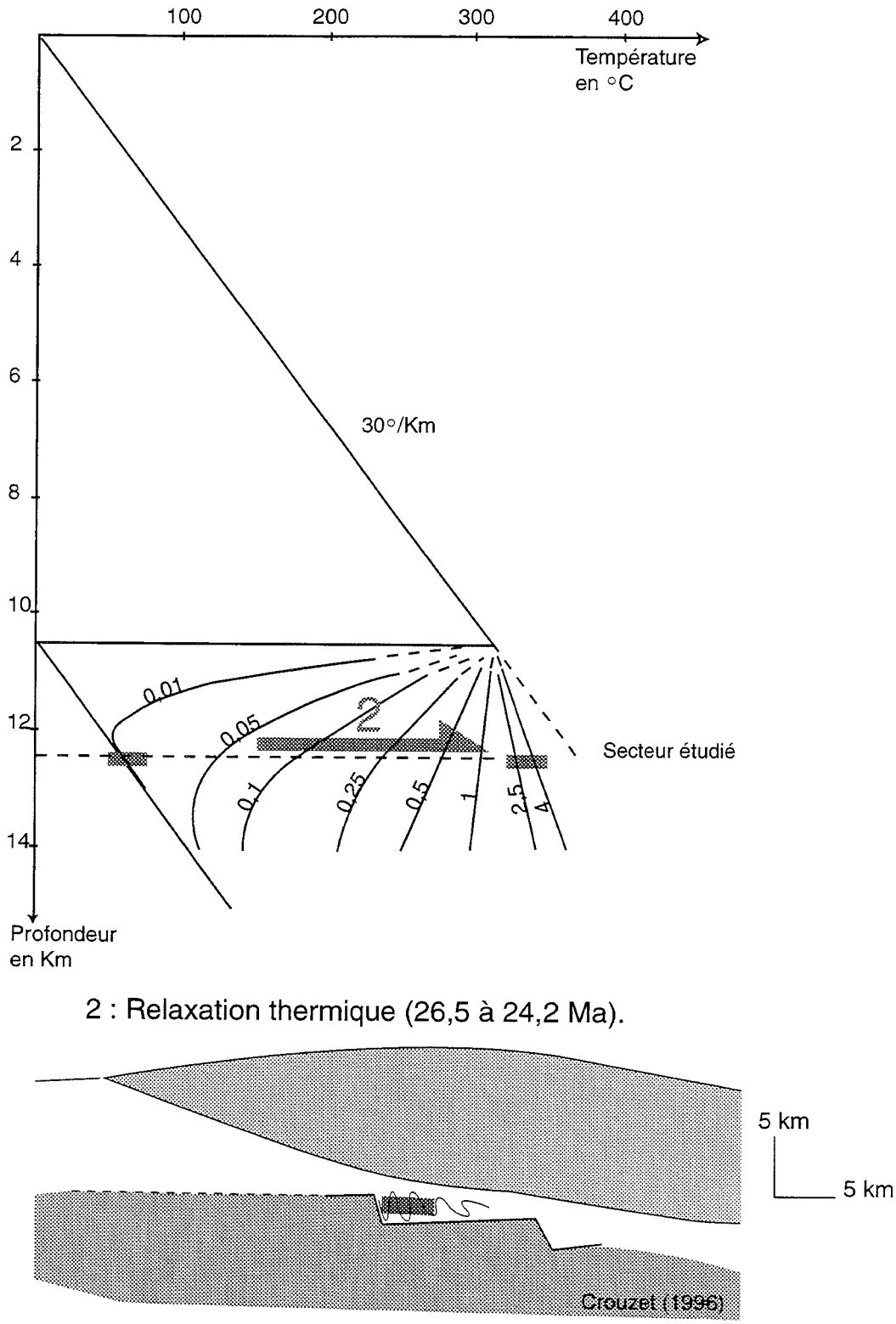


FIG. III-37.– Diagramme P /T montrant l'évolution du géotherme lors de l'épisode de relaxation thermique.

sous le chevauchement grâce à :

$$T(z,t) = T_I + (T_0 + T_I) * \mathrm{erf}\left(\frac{z}{2\sqrt{\chi t}}\right) + \frac{dT}{dz} * z$$

éq. 19

avec c la diffusivité thermique prise égale à 8.10^{-7} m.s^{-1}, dT/dZ le gradient géothermique, To et T1 respectivement la température initiale et finale en surface, z la profondeur, t le temps et erf(x) la fonction erreur.

La figure III-37 montre l'évolution des gradients

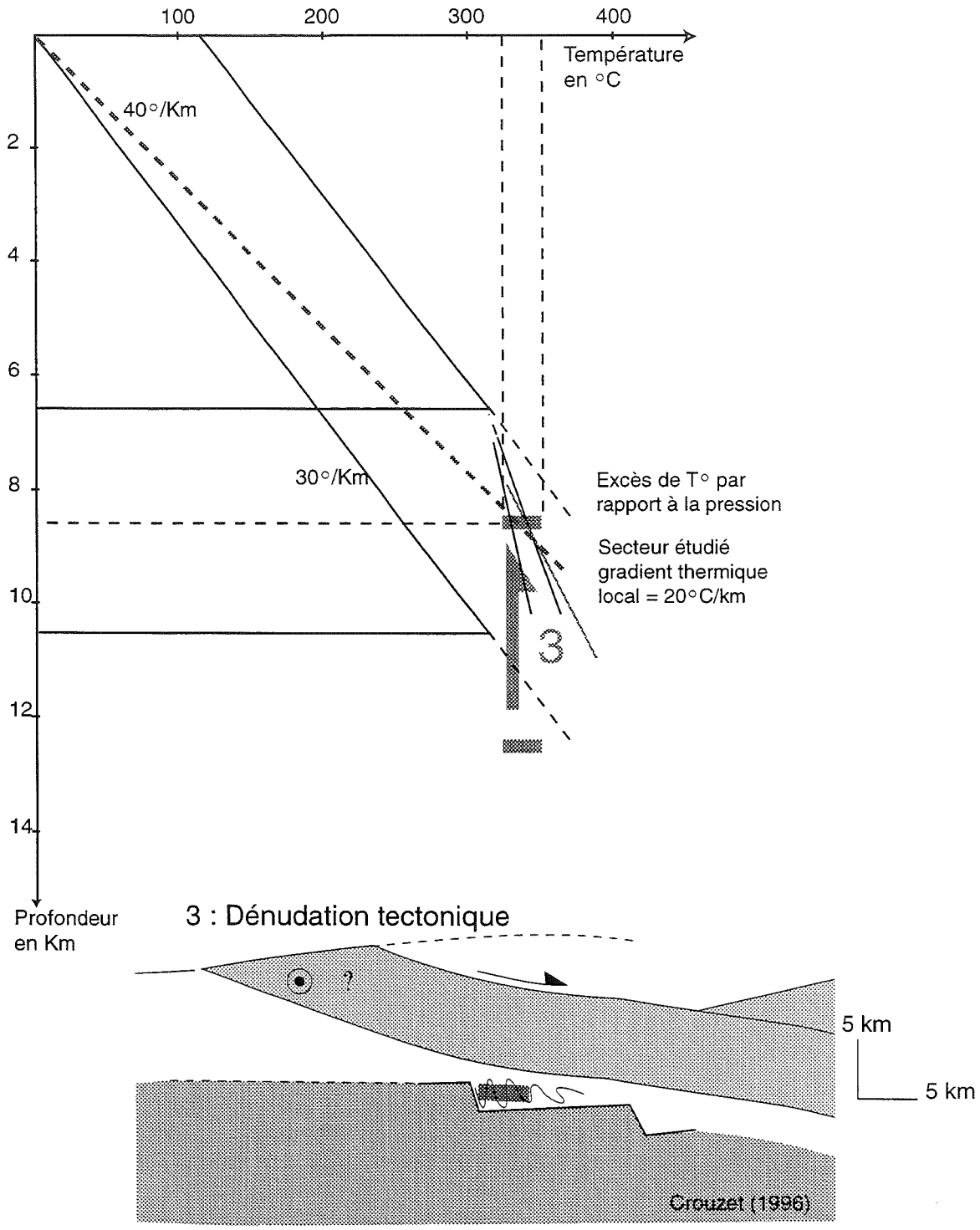


FIG. III-38.– Diagramme P / T montrant l'évolution du géotherme lors de la dénudation tectonique.

ainsi construits. Pendant cette étape, les températures tendent à rejoindre un gradient "normal".

Il est ensuite nécessaire d'effectuer une dénudation très rapide, probablement d'origine tectonique, afin d'aboutir à un gradient apparent de 40°C/km. L'épaisseur supprimée est de l'ordre de 3,5 à 4 km. La figure III-38 illustre ce raisonnement. Le gradient géothermique local au niveau du secteur étudié est alors assez faible (de l'ordre de 20°C/km) comme le montre la répartition spatiale des températures (cf. chapitre 5). L'anomalie thermique (environ 110°C) créée par cette dénudation instantanée atteint rapidement la profondeur de Bourg d'Oisans (100 000 à 200 000 ans).

III. - Le refroidissement rapide (24,1 Ma à 21,5 Ma)

Il débute un peu avant 24,1 Ma (inversion S). Un point important à prendre en compte est le gradient des températures de déblocage maximum mis en évidence dans le secteur d'Oulles. Il pourrait correspondre à la propagation en profondeur d'un changement dans le taux de refroidissement passant de lent à rapide. La similitude et le synchronisme entre le refroidissement du domaine Lépontin et celui de la région de Bourg d'Oisans laisse penser que le même type de phénomène puisse en être responsable (fig. III-25).

A. L'hypothèse des fluides

Le refroidissement qui jusqu'à présent était faible, devient rapide. Un arrêt des apports de fluides chauds maintenant un excès de chaleur, probablement associé à un arrêt du chevauchement pennique frontal, pourrait être invoqué. Cet arrêt des circulations de fluides chauds à l'intérieur même de l'ensemble rocheux n' explique cependant pas le gradient des Tdm observé dans le secteur d'Oulles. Un autre phénomène doit alors être ajouté. De plus le parallélisme observé entre les variations de la subsidence du bassin molassique et du refroidissement a très probablement une origine tectonique.

La dispersion des températures prouve la présence de circulation de fluides pendant tout le refroidissement.

Le changement du taux de refroidissement pourrait correspondre, soit à un changement important dans les mécanismes de circulation des fluides qui seraient alors moins chauds, soit à la superposition d'un phénomène thermique lié à un changement des conditions aux limites avec des circulations de fluides dont les caractéristiques ne changent pas. Il en va de même pour les variations de plus courtes longueur d'onde. Nous sommes donc contraints de superposer aux circulations de fluides des phénomènes probablement d'origine tectonique.

B. L'hypothèse tectonique

Le changement dans le taux de refroidissement, passant de lent à rapide, pourrait être dû à la dénudation tectonique invoquée pour expliquer l'excès de température sans apport significatif de chaleur par les fluides dont la présence et les circulations ne font toutefois pas de doute. Cette dénudation d'origine tectonique, dont les modalités sont encore mal connues pourrait très bien être à l'origine de la reprise en faille normale du Front Pennique [Jouanne, 1990, Ailleres *et al.*, 1995 ; Cannic *et al.*, 1995 et Tricart *et al.*, 1996]. Ce jeu distensif tardif dans la structuration de l'édifice alpin, est encore non

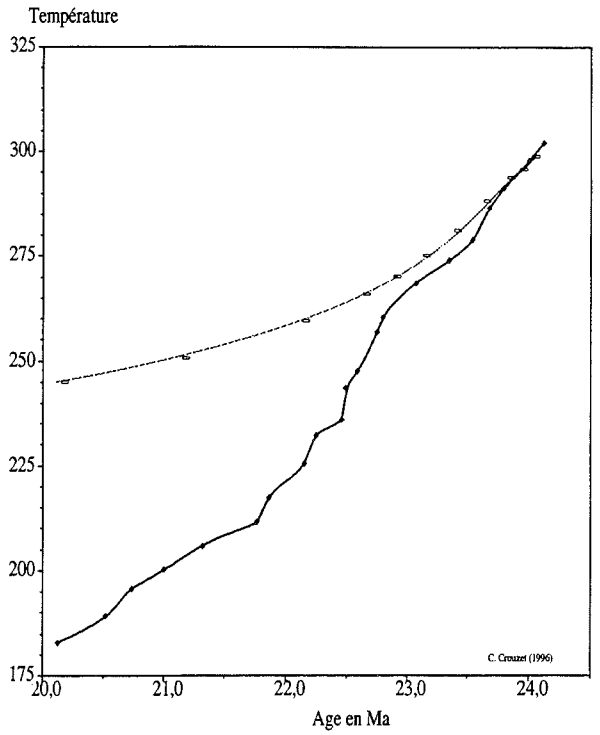


Fig. III-39.– Refroidissement calculé de la région de Bourg d'Oisans lors de la résorption de l'anomalie thermique créée par la dénudation tectonique, sans tenir compte de l'érosion (en gris), comparé à la courbe de refroidissement (en noir) déduite de la comparaison entre l'enregistrement thermopaléomagnétique et l'échelle magnétostratigraphique de référence.

daté et a pu débuter dès le Miocène inférieur. Par ailleurs, les structures "tardive" à vergence Est décrites par Bravard [1983] dans la zone des Aiguilles d'Arves pourraient être liées au même phénomène. Il est à noter que les fentes en échellons, tordue dans un continuum en S ou en Z, dans le Beaufortain, au niveau de Roselend (zone dauphinoise) mise en évidence par Jouanne [1990] peuvent être interprétées comme étant liées à une déformation en faille normale qui se produirait à la limite entre un comportement ductile et un comportement fragile, donc probablement encore à des températures relativements élevées. Ces observations confirment notre interprétation d'une reprise en extension du chevauchement pennique frontal dès le Miocène inférieur.

Grâce à l'équation 19, il est possible de calculer l'évolution de la température à la profondeur de 8,6 km. Dès que l'anomalie thermique s'est propagée à la profondeur souhaitée, le taux de refroidissement est assez fort 20 à 30°C/Ma (fig. III-39). A partir de 3 Ma après la dénudation, le refroidissement est très faible (quelques °C/Ma). Cette seule dissipation de l'anomalie thermique ne peut pas, à elle seule, expliquer les taux de refroidissement déduits de la courbe de refroidissement établie précédemment. Il est donc nécessaire de faire intervenir d'autres phénomènes. Il faut ajouter à ce processus une dénudation de l'ordre de 1mm/an pour

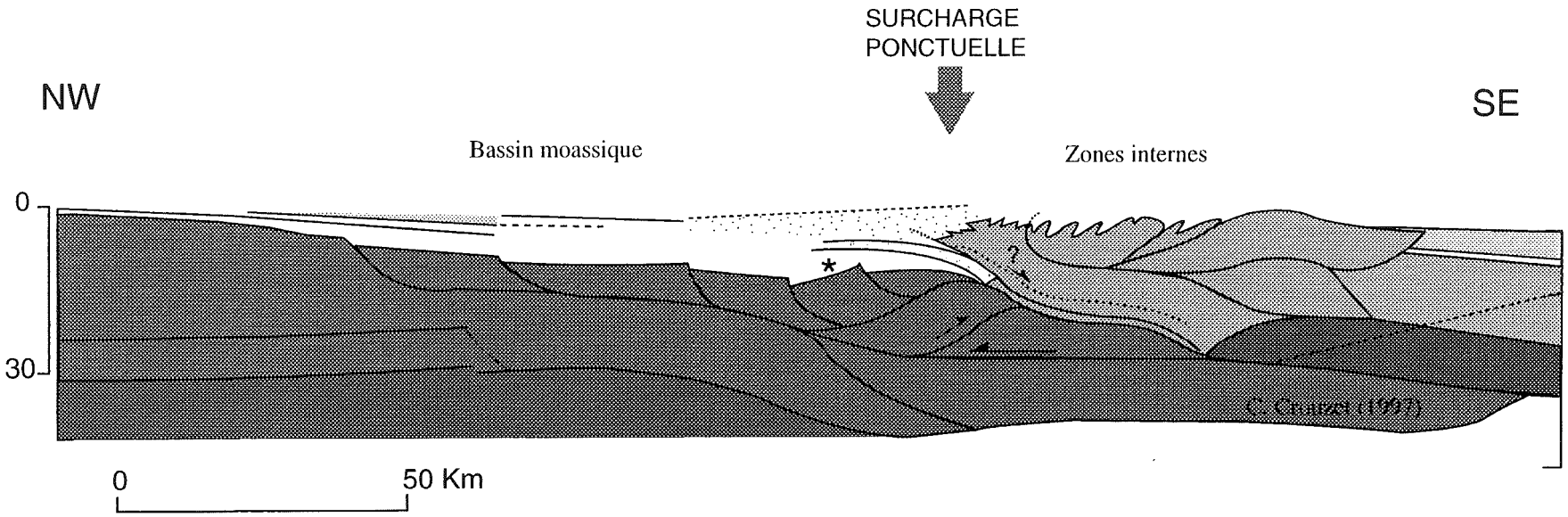


FIG. III-40.– Coupe crustale équilibrée restaurée à environ 20 Ma montrant l'empilement d'écailles explicant la surcharge ponctuelle déduite de la comparaison de la courbe de refroidissement avec la courbe de subsidence du bassin molassique. L'étoile indique la position approximative de la région de Bourg d'Oisans.

obtenir des taux de refroidissement de l'ordre de 40°C/Ma, comme ceux observés à partir de nos données. Une telle valeur pourrait être simplement liée à l'érosion. Mais nous avons vu, grâce aux variations eustatiques, que le taux maximum d'érosion lié aux phénomènes de géodynamique externe, pendant le Miocène inférieur et moyen, est de 0,23 mm/an, soit quatre fois moins que ce que nous avons besoin pour expliquer le refroidissement rapide observé. Pour augmenter le taux d'érosion, nous sommes contraints de proposer une surrection. Cette surrection pourrait être liée à la mise en place d'une écaille de socle qui expliquerait aussi la similitude entre les variations du refroidissement de la région de Bourg d'Oisans et les variations de la subsidence du bassin molassique. En effet, pendant la période considérée (24-20 Ma) qui correspond à l'Aquitanien, le bassin molassique subside rapidement (>0,15mm/an) mais ne prograde que très lentement (1mm/an) [Deville *et al.*, 1994]. Ceci peut être considéré comme le très lent déplacement de la surcharge tectonique vers l'Ouest, associé à son épaississement. De ce fait il faut empiler des unités tectoniques sans les rapprocher de l'extérieur de la chaîne. De plus ces unités doivent être empilées approximativement sous la région de Bourg d'Oisans : afin que par surrection, érosion, et dénudation elles puissent se refroidir rapidement. Pendant ce temps, la couverture sédimentaire du bassin de Bourg d'Oisans doit avoir un rôle passif puisque les vecteurs aimantations ne sont pas dispersés. Pendant cette période, les deux accélérations du refroidissement sont probablement liées aux variations de la vitesse de mise en place d'une écaille de socle approximativement sous la région de Bourg d'Oisans (fig. III-40).

IV. - Le refroidissement lent (20 Ma à 6-7 Ma)

Ce refroidissement lent (7°C/Ma) est imposé par les données "traces de fission sur apatite" provenant notamment de l'étude de Sabil [1995]. C'est durant cette période que le chevauchement de Belledonne est attesté par la progradation du bassin molassique. La région de Bourg d'Oisans fait partie cette fois du compartiment chevauchant mais ne montre toutefois pas de forts taux de refroidissement. De plus la similitude entre le refroidissement de la région de Bourg d'Oisans et celui du domaine Lépontin, bien que dans une autre gamme de température, laisse penser que le même type de phénomène puisse en être responsable. Selon Ménard [1988], les caractères de la surrection du domaine Lépontin au Miocène moyen et supérieur (géométrie et évolution dans le temps) impliquent une origine plutôt tectonique que thermique ou isostatique liée à des glaciations ou des phénomènes mantéliques. Ceci tendrait à favoriser, pour cette période, l'hypothèse tectonique au dépend de l'hypothèse fluide pour expliquer l'ensemble de nos observations.

V. - Le refroidissement rapide tardif (6-7 Ma à Actuel)

L'accélération du refroidissement à partir de 6-7 Ma pourrait correspondre à l'accélération de la tectonique aussi bien qu'à celle de l'érosion liée aux changements climatiques et est compatible avec des taux de 0,53 mm/an.

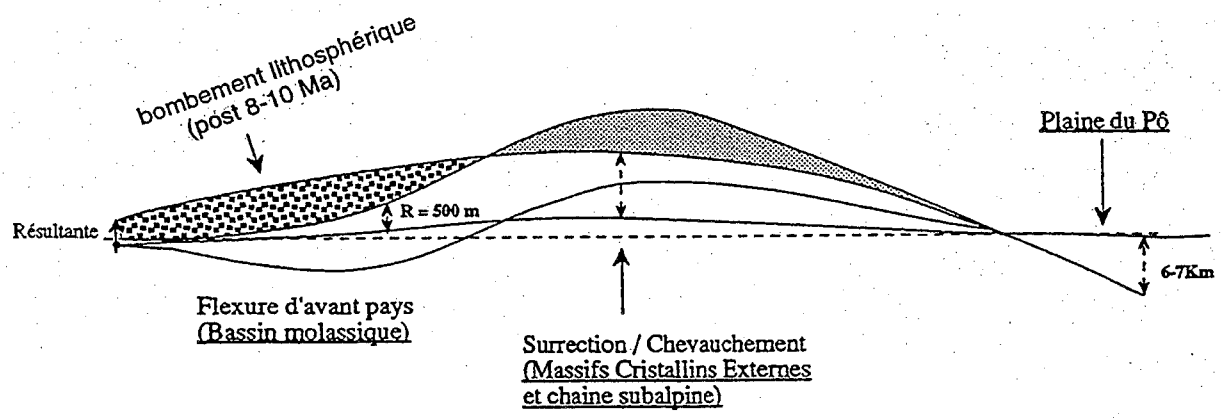


Fig. III-41.– Schéma synthétique pour expliquer l'hypothèse du soulèvement des massifs cristallins externes et de leur couverture au Plio-quaternaire par un bombement lithosphérique d'après Sabil [1995].

En outre, cette accélération du refroidissement peut être rapproché [Sabil, 1995], d'une part à l'accélération de la subsidence du bassin Padan depuis le Pliocène (6-7 km de dépôts plio-quaternaires), d'autre part à la surrection généralisée de l'avant-pays alpin depuis la fin Miocène. En effet, la limite supérieure, qui correspond en fait à une limite d'érosion, de la molasse marine supérieure a un âge vers 10 Ma [Pfiffner, 1986] et est située à plusieurs centaines de mètres d'altitude. Toutes ces perturbations peuvent être attribuées à un phénomène profond unique, d'origine probablement mantélique (compte tenu de la longueur d'onde du phénomène). Ce phénomène peut être, soit une flexion lithosphérique, soit un couple de mouvements asthénosphériques (courant ascendant sous l'avant-pays alpin, courant descendant sous le bassin Padan). Ces deux cas de figures ont été proposés par Lyon-Caen et Molnar [1989] comme deux phénomènes s'étant succédés. Cependant, une structure lithosphérique plongeant vers le Sud-Est sous les Alpes a été proposée [Guyoton, 1991] et par conséquent les deux phénomènes resteraient possibles jusque dans l'Actuel (fig. III-41).

VI. – Conclusions

Les données température / âge issues de l'étude thermopaléomagnétique apportent des informations capitales pour la compréhension de la dynamique de la chaîne alpine. La précision de ces données permet de contraindre en quasi-continu une portion de la courbe de refroidissement de la région de Bourg d'Oisans.

Associées aux données directionnelles, géochronologiques, climatiques, sédimentaires, ..., elles permettent d'établir la succession des événements ayant affectés la zone dauphinoise à l'Est du massif de Belledonne. Cette succession, bien que reposant sur de nombreuses hypothèses, explique assez bien l'ensemble des observations. Pour construire un modèle cinématique, il faudrait pouvoir suivre dans l'espace certaines des étapes mises en évidence. Néanmoins, ce modèle devra intégrer les données nouvelles issus de ce travail.

L'interprétation du début du refroidissement (24-20 Ma) est en lien direct avec la cause de l'anomalie thermique associée au pic du métamorphisme. Deux hypothèses peuvent être avancées: les fluides et la relaxation thermique associé au désépaississement. Prendre l'une où l'autre de ces hypothèses permet de quantifier un certain nombre de paramètres, mais nous sommes toujours conduit à faire intervenir l'autre hypothèse, à un moment ou à un autre, afin d'expliquer l'ensemble de nos observations. Dans le cas de circulations de fluides chauds, la profondeur atteinte par le bassin de Bourg d'Oisans pendant le métamorphisme, est de 8,6 km. Dans le cas du désépaississement et de la relaxation thermique, le modèle envisagé nécessite un enfouissement jusqu'à 12,5 km environ suivi par une dénudation tectonique. Toutefois, dans ce cas, les fluides qui circulent ne sont pas plus chauds que la roche, sauf probablement au voisinage du socle de Belledonne. L'absence d'excès d'argon dans les sites de Rochetaillée étudiés par Nziengui [1993] est interprétée, par ce dernier, comme étant liée à un milieu drainant. La présence de ces fluides interdit de considérer les paléo-isothermes comme des plans. Les deux hypothèses envisagées ne sont pas contradictoire et la réalité est probablement combinaison des deux scénarios envisagés.

En conclusion, nous pouvons décomposer schématiquement l'évolution de la région étudiée en 7 étapes:

1. épaississement crustal et déformation de la couverture sédimentaire de la région de Bourg d'Oisans liés à la mise en place des nappes internes au-dessus de la zone dauphinoise : Oligocène supérieur, jusqu'à 26,5 Ma.

2. entre la déformation et le début du refroidissement (26,5 à 24,1 Ma) deux hypothèses peuvent être envisagées. Dans l'hypothèse fluides l'excès de température est expliqué par leur apport calorifique. Dans l'hypothèse tectonique, un rééquilibrage thermique est nécessaire pour expliquer la température atteinte.

3. juste avant 24,1 Ma:

- dans l'hypothèse fluides une dénudation tectonique peut être proposée pour expliquer le gradient vertical des températures de déblocage maximum,
- dans l'autre hypothèse, une dénudation tectonique enlevant 3,5 à 4 km de surcharge permet d'expliquer le couple P/T enregistré par les inclusions fluides.

4. 24,1 à 20 Ma: refroidissement rapide, lié à la propagation en profondeur de l'anomalie thermique créée par la dénudation tectonique, auquel il faut ajouter la mise en place d'une écaille de socle plus en profondeur, pour rendre compte de la similitude entre les oscillations de la courbe de refroidissement et celles de la courbe de subsidence du bassin molassique.

5. refroidissement lent, probablement uniquement lié à de l'érosion et ce, pendant le chevauchement de Belledonne. Durant cette période, la région de Bourg d'Oisans est passivement transportée: 20 --> 10 Ma.

6. petit chevauchement "out of sequence" des Grandes Rousses auquel il faut probablement ajouter une tectonique longitudinale dont l'origine reste incomprise. La répartition des données directionnelles conduit à proposer pour l'ensemble de la zone dauphinoise interne, soit une rotation anti-horaire de 15 - 20°, soit un basculement de l'ordre de 10 vers le Nord, soit plus probablement une combinaison des deux, difficilement quantifiable. Ces mouvements sont plus récents que 13-9 Ma.

7. accélération du refroidissement lié à une érosion plus intense et à un bombement lithosphérique: 6-7 Ma --> actuel.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Un problème souvent posé en sciences de la Terre est de contraindre l'évolution Pression Température en fonction du temps (chemins P, T, t) afin de pouvoir l' utiliser comme marqueur de l'évolution tectonique du secteur étudié.

La mise au point de la méthode thermopaléomagnétique, entreprise dans ce travail, contribue à caractériser l'évolution rétrograde des roches étudiées. Les principes du thermopaléomagnétisme reposent sur la loi d'additivité des ATRp énoncée par Thellier [1938], et sur l'égalité pour un taux de refroidissement similaire entre la température d'acquisition et la température de perte de l'aimantation. Ceci n'est valable que si le porteur magnétique de l'aimantation est monodomaine. Pour les roches métamorphiques, une correction doit être réalisée afin de tenir compte de la grande différence de vitesse de refroidissement entre les désaimantations rapides au laboratoire et l'acquisition de l'aimantation, très lente, lors du refroidissement.

Plusieurs enseignements importants pour le développement et l'exploitation de la méthode « thermopaléomagnétisme » doivent être notés et il faut absolument s'affranchir de plusieurs problèmes. En premier lieu, le calage en température des fours utilisés doit être contraint au maximum. Les éventuelles réactions endothermiques et le décalage thermique qu'elles entraînent reste un problème non résolu et difficilement quantifiable. A défaut, il faut s'affranchir des minéraux d'altération superficielle en essayant d'échantillonner dans des coupes fraîches. Le pas d'échantillonnage en température doit être réduit en restant toutefois dans la précision du four utilisé. De plus les désaimantations avec un pas de 4 ou 5°C prennent beaucoup de temps et il est difficilement réaliste, dans l'état actuel des appareils de mesure, de commencer ces désaimantations fines à basse température (vers 200°C). La nécessaire réalisation de doubles chauffes dans un four à paléointensité augmente encore la possibilité de transformations minéralogiques. Quoi qu'il en soit, l'échantillonnage doit être suffisament dense: 100 m de dénivelé, au maximum (soit un décalage de quelques degrés), entre les sites d'une même coupe pour que les corrélations de proche en proche puissent être fiables.

L'approche entreprise ici, au moyen du paléomagnétisme, pourrait être étendue à d'autres secteurs de l'arc alpin où le même type de faciès est présent (ensemble des terrains liasiques de la zone delphino-helvétique (sens large) et de la zone briançonnaise interne, ...), voir même à d'autres orogènes. Le même type d'enregistrement d'inversions du champ magnétique terrestre est probable dans de nombreuses roches métamorphiques. Toutefois il est probable que dans ces dernières, les porteurs magnétiques soient fréquemment polydomaines. L'application du thermopaléomagnétisme à ce type de matériel passe par la compréhension des phénomènes de blocage et de déblocage à différents taux de refroidissement et à différentes pressions des assemblages polydomaines.

Une autre perspective importante serait de comparer notre méthode avec les données géochronologiques (traces de fission sur Zircon, K/Ar et Rb/Sr sur Biotite et Muscovite, ...) très nombreuses notamment dans les Alpes Suisses, afin de caler finement la température de fermeture de ces chronomètres.

La vitesse d'exhumation (entre 10 et 100°C / Ma) des roches métamorphiques permet d'enregistrer une succession d'inversions du champ magnétique terrestre, en nombre suffisant, pour qu'une tentative de corrélation avec l'échelle magnétostratigraphique ait des chances d'aboutir. Cette corrélation est un point capital pour atteindre les objectifs que nous nous sommes fixés. C'est à dire caractériser l'évolution rétrograde d'un massif. Le filtrage des petits chrones est grandement dépendant du taux de refroidissement. Or nous avons vu que celui-ci ne peut pas être considéré comme constant, même à l'échelle du million d'années. Ceci pourrait toutefois être lié à des variations rapides de l'expansion océanique, non prises en compte, faute de contraintes, dans l'établissement de l'échelle magnétostratigraphique. Pour corréler la séquence thermopaléomagnétique avec l'échelle magnétostratigraphique de référence, des contraintes de tout type, sur l'âge et les conditions du refroidissement sont importantes à prendre en compte. Elles permettent de focaliser sur un groupe de solutions probables. Une approche statistique doit ensuite être menée. Celle-ci n'a été qu'abordée dans ce travail.

La zone dauphinoise, à l'Est des massifs cristallins externes, est caractérisée par la présence de pyrrhotite ayant acquis son aimantation après la déformation principale et durant le refroidissement post-métamorphique. Les expériences réalisées en laboratoire sur ce matériel (ATRp artificielles) montrent clairement la qualité monodomaine de cette pyrrhotite la capacité d'enregistrer convenablement l'intensité du champ magnétique ayant créé l'aimantation.

Pour les métasédiments liasiques de la zone dauphinoise étudiés, la linéarité des diagrammes de Zijderveld permet de raisonner uniquement en terme d'intensité de l'aimantation et légitimise la construction des courbes de désaimantation thermique, J=f(T). Ces courbes montrent des fluctuations de l'intensité qui se corrèlent parfaitement d'un site à l'autre et sont interprétées comme l'enregistrement, par différentes tailles de grains de pyrrhotite, de chrones successifs lors du refroidissement post-métamorphique. Le problème majeur réside dans la détermination de la température à laquelle ont

été enregistrées les différentes inversions. La comparaison des pentes de l'ARN, calculées sur un intervalle thermique où aucune inversion n'est enregistrée, avec celles de l'ATR (rapport de pentes) contribue à améliorer cette détermination et pose le problème de l'influence du taux de refroidissement sur l'intensité de l'ATR acquise pendant cet intervalle. En outre, une inconnue majeure subsiste au niveau de l'effet de la pression sur l'intensité de l'ATR. L'échantillonnage actuel, sur une coupe de 800 m de dénivelée, ne permet pas de répondre à cette question. La compréhension de l'influence du taux de refroidissement et de la pression sur l'intensité de l'ATR est capitale et à la base de toute interprétation des valeurs de paléointensité apparente calculées à partir de nos échantillons. De nouvelles expériences en laboratoire, notamment sur l'influence de différentes pressions sur l'intensité d'une ATR créée dans un champ connu sont à développer si nous voulons comprendre la signification des rapports de pentes. Ceux-ci permettent toutefois de retrouver une paléointensité apparente du champ magnétique terrestre lors du refroidissement. Si ces déterminations de paléointensité sont correctes, alors il existerait au Miocène une période de faible intensité du champ magnétique terrestre (environ 10 microtesla entre 24 et 20 Ma) contemporaine d'une période de fréquents renversement du CMT. Des conséquences importantes sur le comportement de la géodynamo pourraient alors en découler.

L'enregistrement thermopaléomagnétique fournit par la pyrrhotite réaimantée lors du métamorphisme est un outil puissant qui nous permet de retrouver l'évolution d'un couple température / âge.

L'interprétation des courbes de désaimantation thermique des échantillons étudiés a permis d'établir une séquence de 21 inversions du champ magnétique terrestre, de la corréler avec l'échelle magnétostratigraphique afin d'obtenir une succession de couples T° / âges. La précision en température est de l'ordre de ± 1°C tandis que celle en temps dépend des incertitudes sur l' étalonnage temporel de l'échelle magnétostratigraphique. La précision de cette succession de couples T° / âges permet de visualiser une succession d'images représentant la répartition spatiale des paléotempératures, avec une précision de ± 1°C, et des taux de refroidissement à des instants connus. Pour la première fois, il est possible, grâce au thermopaléomagnétisme, de mettre en évidence des hétérogénéités thermiques qui sont mises en relation avec des circulations de fluides. Celles - ci semblent perdurer pendant tout le refroidissement enregistré par le thermopaléomagnétisme, soit pendant au moins 4 Ma. L'outil thermopaléomagnétisme permet ainsi, moyennant un échantillonnage convenable, de calculer des paléogradients thermiques, de tester l'existence de circulations de fluides à l'intérieur d'un massif rocheux et de suivre leur évolution au cours du temps. Le thermopaléomagnétisme, associé à la microthermométrie des inclusions fluides pourrait désormais être un outil puissant permettant de caractériser le couple pression - température au moment du piégeage des inclusion et d'en connaître l'âge. Les caractéristiques des venues de fluides pourraient ainsi être abordées.

La séquence d'inversions corrélée avec l'échelle magnétostratigraphique permet d'obtenir, quasiment en continu, et en tout cas avec des précisions sur les âges et sur les températures bien meilleures que les méthodes géochronologiques classiques, l'histoire du refroidissement d'une portion de la zone dauphinoise. Cette précision implique de nouvelles contraintes sur l'évolution cinématique de l'orogène alpin. La courbe de refroidissement obtenue s'étend de 24,12 Ma / 300°C à 20,13 Ma / 180°C et permet d'établir la succession des événements ayant affectés la région de Bourg d'Oisans.

L'interprétation des résultats de ce travail et des données existantes, bien que cherchant à rester simple, montre que l'histoire tectonique et thermique de cette région est extrêmement complexe. L'épisode d'épaississement contemporain de la déformation principale plicative synschisteuse se termine vers 26,5 Ma.

Selon l'hypothèse envisagée pour expliquer l'excès de chaleur, la région de Bourg d'Oisans est enfouie à une profondeur de 8,6 km (hypothèse des fluides), ou à 12,5 km (hypothèse tectonique). Dans les deux cas, cela nécessite la présence des zones internes bien plus à l'Ouest qu'elles ne le sont actuellement. Dans l'hypothèse tectonique, un rééquilibrage thermique pendant au moins 2,5 Ma permet d'atteindre les températures de 320 à 350°C. Dans cette hypothèse, une dénudation d'origine tectonique est proposée juste avant 24,12 Ma, pour expliquer le gradient apparent de 40°C/km lors du métamorphisme, engendrant ainsi un excès de température par rapport à la pression. La même dénudation est aussi nécessaire dans l'hypothèse fluide afin de rendre compte du gradient des températures de déblocage maximum.

La vitesse de cette dénudation pourrait être appréhendée par une extension géographique vers l'Est de la région étudiée. Une partie des classiques rétrostructures, bien connues dans la chaîne, pourraient en être l'expression.

Par la suite, il se produit un refroidissement rapide, lié à la fois à la résorption de l'anomalie thermique créée par la dénudation et à l'érosion accrue du fait de la mise en place par sous-charriage d'une écaille crustale. Cette interprétation est suggérée par la similitude entre les variations du refroidissement et celles de la subsidence du bassin molassique. A partir de 20 Ma, le refroidissement devient plus faible et ceci correspond à l'activité attestée du chevauchement de Belledonne sur l'avant-pays (20 Ma à au moins 10 Ma). Pendant ce temps, le secteur de Bourg d'Oisans ne subit aucune déformation significative.

L'analyse des données directionnelles du vecteur aimantation est assez classique en paléomagnétisme. Dans ce travail, l'aimantation étudiée correspond à une réaimantation complète, postérieures à la déformation principale, qui montre des écarts notables par rapport à

la direction du paléochamp pour l'Europe stable. Ces écarts nous permettent de caractériser les déformations tardives affectant le secteur étudié. Celles-ci sont plus récentes que 13 - 9 Ma. Les données disponibles ne permettent pas d'exclure une rotation anti-horaire de 15 à 20°. Par contre, elle mettent en évidence une dispersion à la fois E-W et N-S, interprétée comme deux phénomènes distincts. La dispersion E-W est probablement liée à un jeu tardif «out of sequence» du chevauchement du socle des Grandes Rousses, tandis que la dispersion N-S pourrait être associée à une tectonique longitudinale à la chaîne encore mal contrainte. Au Plio-Quaternaire, l'accélération du refroidissement déduit des données traces de fission sur apatite est probablement liée à une érosion plus intense et à un bombement lithosphérique.

Le faible nombre de données sur la tectonique actuelle à l'Est des massifs cristallins externes ne permet pas de savoir s'il y a, ou non, continuité entre les déformations actuelles et celles mises en évidence par l'étude paléomagnétique directionnelle. Un important dévellopement des méthodes et des études (GPS, nivelement, géomorphologie, ...) est à envisager dans ce secteur, notamment grâce à des approches pluridisciplinaires. Ceci permettrait de répondre à cette question qui est à la base de toute interprétation de la tectonique plio-quaternaire et actuelle dans l'arc alpin occidental.

Quoiqu'il en soit, l'ensemble des nouvelles informations et interprétations issues de ce travail est un grain de sable de plus apporté à la compréhension de la chaîne la mieux connue du monde ...

Remerciements

Ce travail n'aurait jamais abouti sans l'aide de très nombreuses personnes. Il m'est impossible de citer tous ceux qui de près ou de loin ont contribué, de quelque façon que ce soit, à l'élaboration de ce travail. Qu'ils soient remerciés.

Mes remerciements vont tout d'abord à Gilles Ménard pour m'avoir proposé ce sujet de thèse et m'avoir guidé pendant la réalisation de ce travail. Sans lui les Alpes ne tourneraient pas rond et seraient plus simples. Il a aussi réussi à me supporter pendant certains moments difficiles et à passer des nuits sur des problèmes pour pousser au bout la logique.

Je remercie très vivement Pierre Rochette pour avoir lui aussi encadré ce travail et m'avoir donné des remarques pertinentes sans jamais montrer un esprit trop directif.

Je remercie très vivement Marc Tardy qui m'a accueilli au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines à l'Université de Savoie et qui depuis longtemps m'a aiguillé vers la voie de la recherche et m'a toujours soutenu.

Je remercie tout particulièrement Michel Prévot pour avoir accepté de rapporter sur ce travail et surtout pour m'avoir ouvert les portes du laboratoire de paléomagnétisme de l'Université de Montpellier. Il a fortement contribué à l'aboutissement de ce travail par ses conseils et ses remarques judicieuses et pertinentes.

Mes sincères remerciements à Jean Pierre Gratier et Roberto Lanza pour avoir accepté d'être rapporteurs de ce travail.

Mes remerciements vont aussi aux membres du laboratoire de paléomagnétisme de l'Université de Montpellier dans lequel une grande partie des données de ce travail a été acquise et où j'ai toujours été très bien accueilli. Je remercie Mireille Perrin et Brigitte Smith pour leurs conseils, leur patience et leurs encouragements.

Comment oublierais-je Nicolas Thouveny, Didier Vandamme et David Williamson sans l'aide desquels mes séjours à Marseille auraient été difficiles et ce travail ne serais pas ce qu'il est.

Mes remerciement vont ensuite à Bernard Doudoux qui par son enseignement m'a donné goût pour la géologie alpine. Comment ne pas remercier Serge Fudral qui depuis déjà 10 ans m'apprend la géologie et depuis 3 ans l'enseignement. Sa présence, sa disponibilité et ses encouragements ont été forts importants pour avancer dans ma recherche.

Mes remerciements chaleureux vont à tous les enseignants chercheurs de la «maison»: Thierry, Bill, Jimmy, Michel, Pierre Louis, Gérard, Dzi, ... sans qui la dite maison n'aurait pas de murs.

Enfin je n'oublierais pas les jeunes qui m'ont précédé ici, Fanfan, Xag, Pomme et ceux qui me suivent, Hendar, Jeff (mon premier lecteur), Nat, ... sans qui la maison ne vibrerait pas.

Je tiens également à remercier mes parents pour qui mes études furent, je crois, un souci quotidien, et tous les membres de la Famille sans lesquels le monde serait pauvre.

Comment pourrais-je remercier mon épouse, Laurence? Les mots sont bien légers pour parler de son courage, de sa patience, de sa générosité. Je voudrais simplement lui dire merci pour tout.

Je ne saurais oublier dans ces quelques lignes mon fils, Matthieu, qui depuis sa naissance n'a pas beaucoup vu son père.

Pour terminer, mes remerciements vont aux fraises des bois, aux framboises, aux myrtilles, aux champignons, aux noisettes, aux châtaignes, aux fleurs, aux oiseaux, aux clochers des villages, aux vignes de Montsapey, à la neige et à la pluie, au soleil, aux montagnes, aux blés, à la Terre et à ceux qui l'aiment, à la Vie...

Aux lecteurs qui ont eu bien du courage!

Références

AILLERES L., BERTRAND J. M., MACAUDIERE J. ET CHAMPENOIS M. (1995). – Structure de la Zone Houillère Briançonnaise (Alpes françaises), tectonique néoalpine et conséquences sur l'interprétation des Zones Penniques Frontales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **321**, 247-254.

ALBARÈDE F., FÉRAUD G., KANEOKA I. ET ALLÈGRE C. J. (1978). – 39Ar-40Ar dating – the importance of K-feldspars on multi-mineral data of polyorogenic areas. *J. Geol.*, **86**, 581-598.

APRAHAMIAN J. (1974). – La cristallinité de l'illite et des minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (variations et relations possibles avec des évènements tectoniques et métamorphiques alpins). *Géol. Alpine*, Grenoble, **50**, 5-15.

APRAHAMIAN J. (1988). – Cartographie du métamorphisme faible à très faible dans les Alpes françaises externes par l'utilisation de la cristallinité de l'illite. *Geodinamica Acta*, **2**, 1, 25-32.

ARGAND E. (1924). – La tectonique de l'Asie. Congrès géologique international, Bruxelles 1922, Comptes rendus de la XIIIe session, premier fascicule, 171-372.

ARMSTRONG R. L., JÄGER E. ET EBERHARDT O. (1966). – A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages on Alpine biotites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **1**, 13-19.

AS J. A. & ZIJDERVELD J. D. A. (1958). – Magnetic cleaning of rocks in paleomagnetic research. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **1**, 308-319.

AUBOURG C. (1990). – Méthodes d'étude de la fabrique magnétique appliquées aux roches sédimentaires peu déformées. Exemple des terres noires subalpines. Thèse 3e cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France, 179 p.

AUBOURG C. & ROCHETTE P. (1992). – Mise en évidence d'une aimantation pré-tectonique dans les Terres Noires subalpines (Callovien - Oxfordien). *C. R. Acad. Sci.* Paris, **314**, 591-594.

AUBOURG C., ROCHETTE P. ET VIALON P. (1990). – Directions de transport révélées par la fabrique magnétique des Terres Noires subalpines (Alpes françaises). *C. R. Acad. Sci.* Paris, **310**, 1341-1346.

AUBOURG C., ROCHETTE P. ET VIALON P. (1991). – Subtle stretching lineation revealed by magnetic fabric of Callovian - Oxfordian black shales (French Alps). *Tectonophysics*, **195**, 211-223.

BARBIER R. (1948). – Les zones ultradauphinoise et sub-briançonnaise entre Arc et Isère. *Mém. Serv. Carte géol. France*, **37**, 291 p.

BARFÉTY J. C. & GIDON M. (1982). – Conséquences paléotectoniques de la découverte de l'âge jurassique supérieur d'une partie de la couverture ouest du massif du Pelvoux. *C. R. Acad. Sci.* Paris, **294**, 1013-1016.

BARFÉTY J. C. & GIDON M. (1983). – La stratigraphie et la structure de la couverture dauphinoise au sud de Bourg d'Oisans. Leurs relations avec les déformations synsédimentaires jurassiques. *Géol. Alpine*, Grenoble, **59**, 5-32.

BARFÉTY J. C. & GIDON M. (1984). – Un exemple de sédimentation sur un abrupt de faille fossile : le Lias du versant est du massif du Taillefer (Zone dauphinoise, Alpes occidentales). *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, **25**, **4**, 267-276.

BARFÉTY J. C., BORDET P., CARME F., DEBELMAS J., MONTJUVENT G., MOUTERDE R. ET SARROT-REYNAULD J. (1972). – *Carte géologique de la France, (1/50 000)*, feuille Vizille (979), Ed. B.R.G.M., Orléans.

BARFÉTY J. C., GIDON M. ET MOUTERDE R. (1970). – Observations stratigraphiques et structurales sur le Mésozoïque des environs de Bourg d'Oisans (Isère). *Géol. Alpine*, Grenoble, **46**, 23-28.

BARFÉTY J. C., GIDON M., LEMOINE M. ET MOUTERDE R. (1979). – Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du col d'Ornon. *C. R. Acad. Sci.* Paris, **289**, 1207-1210.

BARFÉTY J. C., GIOT D. ET GONZALEZ G. (1985). – Les paléoanomalies thermiques liées à la structure alpine. Relation entre le massif cristallin de Belledonne et la couverture sédimentaire. *Doc. B.R.G.M.*, Orléans, **95**, **5**, 7-21.

BARTOLI F. (1973). – Étude pétrologique et structurale du Haut Vénéon (massif du Pelvoux). Thèse 3e cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France, 121 p.

BARTOLI F., PECHER A. ET VIALON P. (1974). – Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans. *Géol. Alpine*, Grenoble, **50**, 17-26.

BEACH A. (1981a). – Thrust structures in the eastern Dauphinois zone (French Alps), north of the Pelvoux massif. *J. Struct. Geol.*, **3**, 299-308.

BEACH A. (1981b). – Some observations on the development of thrust fault in the Ultradauphinois zone, French Alps. *Spec. pap. Geol. Soc. London « Thrust and nappe tectonics »*, 329-334.

BENNETT C. E. G. & GRAHAM J. (1980). – New observations on natural pyrrhotites. Part III. Thermomagnetic experiments. *American Mineralogist*, **65**, 800-807.

BERGER G. W. & YORK D. (1981). – Geochronometry from $^{40}Ar/^{39}Ar$dating experiments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 795-811.

BERGGREN W. A., KENT D. V., FLYNN J. J. ET VAN COUVERING J. A. (1985). – Cenozoïc geochronology. *Bull. Soc. geol. Am.*, **96**, 1407-1418.

BERNARD D. (1978). – Microthermométrie des inclusions fluides de cristaux syncinématiques. Application à la couverture sédimentaire du Nord Pelvoux. Thèse 3e cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France, 132 p.

BERNARD D., GRATIER J.-P. ET PÊCHER A. (1977). – Application de la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux syncinématiques à un problème tectonique. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, **5**, 284-288.

BESSE, J. & COURTILLOT, V. (1991). – Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200 Ma, *J. Geophys. Res.*, **98**, 4029-4050.

BHIMASANKARAM V. L. S. (1964). – Partial self-reversal in pyrrhotite. *Nature*, **202**, 478.

BIQUAND D. (1994). – Effet de la vitesse de refroidissement sur l'intensité de l'aimantation thermorémanente : étude expérimentale, conséquences théoriques. *Can. J. Earth Sci.*, **31**, 1342-1352.

BINA M. & DALY L. (1994). – Mineralogical change and self-reversal magnetizations in pyrrhotite resulting from partial oxidation; geophysical implications. *Phys. Earth Plan. Int.*, **85**, 83-99.

BLEIN O. (1996). – Les séquences magmatiques d'arc du Paléozoïque supérieur et du Trias du Nevada (USA) et de Colombie Britanique (Canada) : Structure, pétrologie et géochimie. Implications dans l'évolution géodynamique des Cordillières nord-américaines et des processus d'accrétion continentales. Thèse d'Université, J. Fourier, Grenoble 1, 305 p.

BOGDANOFF S. & SCHOTT J.-J. (1977). – Étude paléomagnétique et analyse tectonique dans les schistes rouges permiens du Sud de l'Argentera. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, **XIX**, 4, 909-916.

BORDET P. & BORDET C. (1952). – Sur la géologie des massifs des Grandes Rousses et de Belledonne. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **234**, 1187-1188.

BORISOVA G. P. (1986). – Estimation of the paleointensity of the geomagnetic field by a complex of thermal methods, *Izv. Earth Phys.*, **22**, 840-845,(Engl. Trans.).

BOUSSAC J. (1912). – Etude stratigraphique sur le Nummulitique alpin. *Mém. Carte géol. France.*

BRAVARD C. (1983). – Les structures à vergence Est dans la zone des Aiguilles d'Arves (Savoie). *Géol. Alpine*, Grenoble, **59**, 33-43.

BURBANK D. W., ENGESSER B., MATTER A. ET WEIDMANN M. (1992). – Magnetostratigraphic chronology, mammalian faunas, and stratigraphic evolution of the Lower Freshwater Molasse, Haute Savoie, France. *Eclogae geol. Helv.*, **85/2**, 399-431.

CANDE S. C. & KENT D. V. (1992). – A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geoph. Res.*, **97**, 13917-13951.

CANDE S. C. & KENT D. V. (1995). – Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geoph. Res.*, **100**, 6093-6095.

CANNIC S., MUGNIER J.-L. ET LARDEAUX J.-M. (1995). – Mise en évidence d'une faille normale ductile dans l'unité du Roignais - Versoyen (Alpes occidentales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **321**, 513-519.

CANTAGREL J. M. (1973). – Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens : application au Massif Central français et à l'Alekood, sahara algérien. *Ann. Sci. Univ. Clermont*, **50**, 24, 282 p.

CARPENA J. (1984). – Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes : relation tectonique-métamorphisme. Thèse d'état, Université Paris sud, 235 p.

CARPENTER R. H. (1974). – Pyrrhotite isograde in the SE Tennessee and SW North Carolina.*Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, 451-456.

CHANTRET F., DESPAIRIES A., DOUILLET P., JACOB C., STEINBERG M. ET TRAUTH N. (1971). – Révision critique de l'utilisation des méthodes thermiques en sédimentologie : cas des smectites (Montmorillonites). *Bull. Groupe français des argiles*, **XXIII**, 141-172.

CLARCK S. P. & JÄGER E. (1969). – Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. *Am. Jour. Sci.*, **267**, 1143-1160.

COE R. S. (1967). – Paleo-intensity of the Earth magnetic field determined from Tertiary and Quaternary Rocks. *J. Geoph. Res.*, **72**, 12, 3247-1262.

COGNÉ J.-P. & PERROUD H. (1985). – Strain removal applied to paleomagnetic directions in an orogenic belt : the Permian red slates of the Alpes Maritimes, France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **72**, 125-140.

COULON H. (1987). – Propriété physico-chimiques de sédiments argileux français : contribution au stockage de déchets radioactifs. Thèse 3ème cycle, Université de Lille Flandres-Artois, France, 215p.

CREER K. M. & PAL P. C. (1986). – Geomagnetic reversals spurtsand episodes of extraterrestrial catastrophism, *Nature*, **320**, 148-150.

CRERAR D. A., SUSAK N. J. ET BORSIK M. (1978). – Solubility of the buffer assemblage pyrite + magnetite in NaCl solutions from 200 to 350 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1427-1437.

CROUZET C. (1993). – Etude paléomagnétique de l'évolution tectonique et thermique tardive dans la zone delphino-helvétique (Alpes occidentales, France). Région de Bourg d'oisans et du Mont Joly-Aiguille Croche. *Mémoire D.E.A.*, Université de Savoie, 37p.

CROUZET C., MÉNARD G. ET ROCHETTE P. (1996). – Post middle Miocene rotations recorded in the Bourg d'Oisans area (Western Alps, France) by paleomagnetism. *Tectonophysics*, **263**, 137-148.

DARMENDRAIL X. (1994). – Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison de nivellements. *Géol. Alpine*, Grenoble, Mémoire H.S. **21**, 174 p.

DEBELMAS J. & KERCKHOVE C. (1980). – Les Alpes franco-italiennes. *Géol. Alpine*, Grenoble, **56**, 21-58.

DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1970). – The western Alps : palaeogeography and structure. *Earth Sci. Rev.*, **6**, 221-256.

DEKKERS M.J. (1988). – Some rock magnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite, and fine grained hematite. Thèse, Université d' Utrecht, Pays Bas, 231 p.

DEKKERS M.J., MATTÉI J.-L., FILLION G. ET ROCHETTE P. (1989). – Grain size dependence of the magnetic behavior of pyrrhotite during its low temperature transition at 34 K. *Geoph. Res. Lett.*, **16**, 8, 855-858.

DEMEULEMEESTER P. (1982). – Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des massifs cristallins externes (Alpes françaises) : distribution cartographique des âges sur biotite et amphiboles. Thèse doct. spéc. Pétrol., Université Sci. Méd. Grenoble, 227 p.

DEMEULEMEESTER P., ROQUES M., GIRAUD P., VIVIER G. ET BONHOMME M. G. (1986). – Influence du métamorphisme alpin sur les âges isotopiques des biotites des massifs cristallins externes (Alpes françaises). *Géol. Alpine*, Grenoble, **62**, 31-44.

DEVILLE E., BLANC E., TARDY M., BECK C., COUSIN M. ET MÉNARD G. (1994). – Thrust propagation and syntectonic sedimentation in the Savoy Tertiary molasse basin (Alpine foreland). In Editor : Hydrocarbon and petroleum geology of France, A. Mascle, Springer-Verlag, 269-280.

DEWEY J. F., HELMAN M. L., TURCO E., HUTTON D. H. W. ET KNOTT S. D. (1989). – Kinematics of the western mediterranean. *In* : Coward M. P., Dietrich D. et Park R. G. Eds., Alpine tectonics. *Geological Society Special Publication*, **45**, 265-283.

DODSON M. H. (1973). – Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Min. Petrol.*, **40**, 259-274.

DODSON M. H. & MAC CLELLAND-BROWN E. (1980). – Magnetic blocking temperatures of single-domain grains during slow cooling. *J. Geoph. Res.*, **85**, 2625-2637.

DODSON M. H. & MAC CLELLAND-BROWN E. (1985). – Isotopic and paleomagnetic evidence for rate of cooling, uplift and erosion,. *In* : *The Chronology of Geological Record*, 315-325, Ed. Snelling N. J., Blackwell Scientific Publications, Oxford.

DODSON M. H., DUNN J. R., FULLER M., WILLIAMS I., ITO H., SCHMIDT V. A. ET WU YU M. (1978). – Palaeomagnetic record of a late Tertiary field reversal. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **53**, 373-412.

DOKKA R. K., MAHAFFIE M. J. ET SNOKE A. W. (1986). – Thermochronologic evidence of major tectonic denudation associated with detachment faulting, northern Ruby Mountains-east Humboldt Range, Nevada. *Tectonics*, **5**, 995-1006.

DUMONT T., CLAUDEL M.-E. ET TRICART P. (1996). – Découverte d'un stade précoce de la tectogénèse briançonnaise (Paléogène, région de Briançon, Alpes occidentales) : conséquences structurales et paléogéographiques. *16ème RST, Orléans 10-12 avril 1996*, Soc. Géol. Fr. édit. Paris, 40.

ELTCHANINOFF C. & TRIBOULET S. (1980). – Étude géologique entre Belledonne et Mont Blanc, livre synthétique. *Trav. Dép. Sci. Terre Univ. Savoie*, 54 p.

EVERITT C. W. F. (1962). – Self-reversal in a shale containing pyrrhotite. *Phil. Mag.*, **7**, 831.

FERRY J. M. (1981). – Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine : an example of desulfidation during prograde regional metamorphism. *American Mineralogist*, **66**, 908-930.

FISHER R. A. (1953). – Dispersion on a sphere, *Proc. Roy. Soc.* London, **217**A, 295-305.

FOX J. M. W. & AITKEN M. J. (1980). – Cooling-rate dependence of thermoremanent magnetization. *Nature*, **283**, 462-463.

FREER R. & O'REILLY W. (1980). – The diffusion of Fe^{2+} ions in spinels with relevance to the process of maghemitization. *Mineral. Mag.*, **43**, 889-899.

GAMOND J. F. (1980). – Direction de déplacement et linéations : cas de la couverture sédimentaire dauphinoise orientale. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, **XXII**, 3, 429-436.

GÉLY J.P. & BASSIAS Y. (1990). – Le front pennique : implications structurales d'un métamorphisme transporté (Savoie, France). *C. R. Acad. Sci.* Paris, **310**, 37-43.

GIDON M. (1974). – L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire ? *C. R. Acad. Sci.* Paris, **278**, 1, 21-24.

GIDON M. & BARFÉTY J.-C. (1986). – Les dispositifs dûs à la paléotectonique jurassique dans la zone dauphinoise aux abords de Bourg d'Oisans. *Bull. Soc. Géol. France*, **8**, 2, 198-200.

GIGNOUX M. (1927). – La réunion de la Société géologique italienne en 1927, dans la vallée d'Aoste. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 5 décembre 1927, **16**, 201-203.

GIGNOUX M. & MORET L. (1929). – Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises, de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. *Annales de l'Université de Grenoble, Section Sciences - Médecine*, **VI**, 2, 145-268.

GIGNOUX M. & MORET L. (1933 a). – Les unités structurales externes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance. *C. R. Acad. Sci.* Paris, **196**, 830.

GIGNOUX M. & MORET L. (1933 b). – Les unités structurales internes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance. *C. R. Acad. Sci.* Paris, **196**, 1064.

GIGNOUX M. & MORET L. (1934). – Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises. *Annales de Géographie*, **244**, 337-363.

GILLCRIST R. (1988). – Mesozoic basin development and structural inversion in the external French Alps. Thèse, Imperial College, Londres.

GILLCRIST R., COWARD M. ET MUGNIER J.-L. (1987). – Structural inversion and its controls : examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta*, **1**, 1, 5-34.

GIORGI L. (1979). – Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du Massif des Grandes Rousses, Isère, France. Thèse 3ème cycle, Université Joseph Fourier Grenoble 1, France, 185 p.

GOGUEL J. (1963). – L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, **V**, 3, 20-33.

GRACIANSKY DE P.-C., BOURDON M., CHARPAL O., CHENET P. Y. ET LEMOINE M. (1979). – Genèse et évolution comparée de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'océan atlantique et marge européenne de la téthys. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, **XXI**, 5, 663-674.

GRAND T. (1987). – Exemples de structures en extension et de leur influence sur les déformations postérieures dans le domaine téthysien (Bourg d'Oisans, Alpes occidentales françaises, et Troodos, Chypre). Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France, 244 p.

GRAND T. (1988). – Mesozoic extensional inherited structures on the European margin of the Ligurian Tethys. The example of the Bourg d'Oisans half-graben, western Alps. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, **IV**, 4, 613-621.

GRASEMANN B. & MANCKTELOW N. (1993). – Two-dimensional thermal modelling of normal faulting : the Simplon fault zone, Central Alps, Switzerland. *Tectonophysics*, **225**, 155-165.

GRATIER J.-P. (1979). – Mise en évidence de relations entre changement de composition chimique et intensité de déformation dans les roches à schistosité. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, **XXI**, 1, 95-104.

GRATIER J.-P. & VIALON P. (1975). – Clivage schisteux et déformations : analyse d'un secteur clé du basin mésozoïque de Bourg d'Oisans (Alpes Dauphinoises). *Géol. Alpine*, Grenoble, **51**, 41-50.

GRATIER J.-P. & VIALON P. (1980). – Deformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps), *Tectonophysics*, **65**, 151-180.

GRATIER J.-P., LEJEUNE B. ET VERGNE J. (1973). – Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, Grandes Rousses, Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France, 227 p.

GRATIER J.-P., MÉNARD G. ET ARPIN R. (1989). – Strain-diplacement compatilibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the Western Alps. *In* : Coward M. P., Dietrich D. et Park R. G. Eds., Alpine tectonics. *Geological Society Special Publication*, **45**, 65-81.

GUILLOT P. L. & CLUZEL D. (1986). – A propos de la schistosité (varisque et/ou alpine) dans le socle du domaine subalpin : l'exemple du massif du Grand Châtelard (Savoie). *C. R. Acad. Sci.* Paris, **303**, 5, 407-412.

GUYOTON F. (1991). – Sismicité et structure lithosphérique des Alpes Occidentales. Thèse de l'université Joseph Fourier, Grenoble 1, 290 p.

HALGEDAHL S. L., DAY R. ET FULLER M. (1980). – The effect of cooling rate on the intensity of weak-field TRM in single-domain magnetite. *J. Geoph. Res.*, **85**, 3690-3698.

HALL A. J. (1982). – Gypsum as a precursor to Pyrrhotite in Metamorphic Rocks; Evidence from the Ballachulish slate, Scotland. *Mineral. Deposita*, **17**, 401-409.

HAQ B. U., HARDENBOHL J. ET VAIL P. (1987). – Chronology of fluctuating sea levels since the Triasic. *Science*, **235**, 1156-1167.

HARRISON T. M. & MC DOUGALL I. (1980). – Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand I : Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1985-2003.

HARRISON T. M., ARMSTRONG R. L., NAESER C. W. ET HARAKAL J. E. (1979). – Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 400-410.

HELLER F. (1980). – Paleomagnetic evidence for late alpine rotation of the lepontine area. *Eclogae geol. Helv.*, **73**/2, 607-618.

HENRY B. (1992). – Structural implications of paleomagnetic data from Pelvoux-Belledonne area (French Alps). *Tectonophysics*, **216**, 327-338.

HOFFMANN V. (1992). – Greigite (Fe3S4) : magnetic properties and first domain observations. *Phys. Earth Plan. Int.*, **70**, 288-301.

HUNZIKER J. C., DESMONT J. ET HURFORD A. J. (1992). – Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps : a review on seven maps. *Mém. géol. Lausanne*, **32**, 59 p.

HURFORD A. J. (1986). – Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. mineral. petrol.* **92**, 413-427.

HURFORD A. J., FLISCH M. ET JÄGER E. (1989). – Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps : a contribution from fission track analysis and mica dating. *Geological Society Special Publication*, **45**, 369-398.

HURFORD A. J., STÖCKHERT B. ET HUNZIKER J. C. (1991). – Constraints on the late thermotectonic evolution of the Western Alps : evidence for episodic rapid uplift. *Tectonics*, **10**, 758-769.

JÄGER E., NIGGLI E. ET WENK E. (1967). – Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz N. F.*, **134**, 67 p.

JENATTON L. (1981). – Microthermométrie des inclusions fluides des cristaux associés à l'ouverture de fentes alpines. Approche de l'évolution des conditions de pression et de température lors de la déformation. Thèse 3ème cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France, 147 p.

JOUANNE F. (1990). – Etude de la déformation actuelle des Alpes occidentales par comparaison de triangulations historiques. *Mémoire D.E.A.*, Université de Savoie, 42 p.

JOUANNE F. (1994). – Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison de données géodésiques historiques. Thèse de l'Université de Savoie, France, 254 p.

JULLIEN M. & GOFFÉ B. (1993). – Occurence de cookéïte et de pyrophyllite dans les schistes du dauphinois (Isère, France) : conséquences sur la répartition du métamorphisme dans les zones externes alpines. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* **73**, 357-363.

KARNER G. D. & WATTS A. B. (1983). – Gravity anomalies and flexure of the lithosphère. *J. Geoph. Res.*, **88**, 12449-12477.

KILLIAN W. (1919). – Aperçu sommaire de la géologie, de l'orographie et de l'hydrographie des Alpes dauphinoises. *Ann. Univ. Grenoble*, tome **XXXI**, n°1, 1-96.

KOENIGSBERGER J. G. (1938). – Natural residual magnetism of eruptive rocks. *Terr. Magn. Atmos. Elec.*, **43**, 299-320.

LAMARCHE G. (1987). – Analyse microstructurale et fabrique magnétique. L'exemple des calcschiste et des flyschs de la zone dauphinoise (Alpes françaises). Thèse 3ème cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France, 168 p.

LAMARCHE G. & ROCHETTE P. (1987a). – Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of some Alpine slates. *Tectonophysics*, **139**, 285-293.

LAMARCHE G. & ROCHETTE P. (1987b). – La fabrique magnétique du flysch dauphinois (Alpes françaises) : origine et application quantitatives. *Geodynamica Acta*, **1**, 2, 103-112.

LAMARCHE G., MÉNARD G. ET ROCHETTE P. (1988). – Données paléomagnétiques sur le basculement tardif de la zone dauphinoise interne (Alpes occidentales), *C. R. Acad. Sci.* Paris, **306**, 711-716.

LAMBERT I. B. (1973). – Post-depositional avaibility of sulphur and metals and formation of secondary textures and structures in stratiform sedimentary sulphide deposits. *J. Geol. Soc. Australia*, **20**, 205-215.

LANZA R. (1977). – Paleomagnetic data from andesitic and lamprophyric dikes of the Sesia - Lanzo Zone (Western Alps). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* **57**, 281-291.

LANZA R. (1979). – Paleomagnetic data on the andesitic cover of the Sesia - Lanzo zone (Western Alps). *Geol. Rundschau*, **68**, 1, 83-92.

LAUBSCHER H. P. (1978). – Foreland folding. *Tectonophysics*, **47**, 325-337.

LE FORT P. (1973). – Géologie du Haut Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. *Mém. Sci. Terre*, Nancy , **25**, 373p.

LE FORT P. & PECHER A. (1971a). – Géologie des terrains cristallins de la Meije (Alpes du Haut-Dauphiné, France). *Géol. Alpine*, Grenoble, **47**, 69-78.

LE FORT P. & PECHER A. (1971b). – Présentation d'un schéma structural du Haut-Dauphiné cristallin. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **273**, D, 2-5.

LEHMAN B., LAJ C., KISSEL C., MAZAUD A., PATERNE M., ET LABEYRIE L. (1996). – Relative changes of the geomagnetic field intensity during the last 280 kyear piston cores in the Açores area. *Phys. Earth Plan. Int.*, **93**, 269-284.

LEIKINE M., KIENAST J. R., ELTCHANINOFF-LANCELOT C. ET TRIBOULET S. (1983). – Le métamorphisme polyphasé des unités dauphinoisses entre Belledonne et Mont Blanc (Alpes Occidentales). Relation avec les épisodes de déformation. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, **XXV**, 4, 575-587.

LELARGE M. L. (1993). – Thermochronologie par la méthode des traces de fissions d'une marge passive (dome de Ponta Grossa, SE Bresil) et au sein d'une chaîne de collision (zone externe de l'arc alpin, France). Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France, 259 p.

LEMOINE M., GIDON M. ET BARFETY J. C. (1981). – Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien.*C. R. Acad. Sci.* Paris, **292**, 917-920.

LÉVÊQUE F. (1992). – Confrontations des données biochronologiques et magnétostratigraphiques dans les gisements continentaux du Paléogène européen. Etalonnage temporel de l'échelle biochronologique mammalienne. Thèse d'université, Montpellier II, France.

LIOU J. G. (1970). – Synthesis and stability relations of Wairakite $CaAl_2Si_4O_{12}.2H_2O$. *Contr. Min. Petrol.*, **27**, 259-282.

LIOU J. G. (1971). – Stilbite - laumontite equilibrium. *Contr. Min. Petrol.*, **31**, 171-177.

LORY CH. (1878). – Essai sur l'orographie des Alpes occidentales considérée dans ses rapports avec la structure géologique de ces montagnes. *Bull. Soc. de statistique, des sciences naturelles et des arts industriels du département de l'Isère*, 3ème série, tome **VII**, 76 p.

LYON-CAEN H. & MOLNAR P. (1989). – Constraints on the deep structure and dynamics processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravities anomalies. *Geophys. J. Int.*, **99**, 19-32.

MATTER A., HOMEWWOD P., CARON C., RIGASSI D., VAN STUIJVENBERG J., WEIDMANN M. ET WINKLER W. (1980). – Flysch and molasse of western and central Switzerland. *In* : Geology of Switzerland, a guidebook (Part B : Excursions), 261-293, Wepf, Bale.

MAC DOUGALL & HARRISON T. M. (1988). – Geochronology and thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method. Oxford University Press, New York.

MAC FADDEN P. L. (1987). – Periodicity of the Earth's magnetic reversals. *Nature*, **330**, 27.

MÉNARD G. (1988). – Structure et cinématique d'une chaîne de collision, les Alpes occidentales et centrales. Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France, 268 p.

MÉNARD G. & ROCHETTE P. (1988). – Normal and reverse metamorphic remagnetizations in pyrrhotite-bearing schists from the French Alps : inferences on uplift and late tilting. (poster), AGU Fall Meeting, San Francisco.

MÉNARD G. & ROCHETTE P. (1990). – Utilisation du paléomagnétisme pour l'étude de la surrection tardive (basculements, âge du refroidissement) d'une chaîne de collision. *13ème RST Grenoble.*

MÉNARD G. & ROCHETTE P. (1992). – Utilisation de réaimantation postmétamorphique pour une étude de l'évolution tectonique et thermique tardive dans les Alpes occidentales (France), *Bull. Soc. Géol. France*, **163**, 4, 381-392.

MÉNARD G., DARMENDRAIL X., JOUANNE F., LELARGE L., POUPEAU G., SABIL N. ET SANCHEZ N. (1995). – Les vallées transversales alpines : expression d'une tectonique longitudinale récente? *Second Workshop on Alpine Geology*, Bâle, 5-7 janvier 1995, 41-43.

MÉNOT R.-P. (1987). – Magmatisme et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne (Massifs cristallins externes alpins); le domaine sud occidental. *Géol. Alpine*, Grenoble, **63**, 55-93.

MÉNOT R.-P. (1988). – The geology of the Belledonne massif : an overview (External crystalline massifs of the Western Alps). *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.* **68**, 531-542.

MENYEH A. & O'REILLY W. (1995). – The coercive force of fine particles of monoclinic pyrrhotite (Fe_7S_8) studied at elevated temperature. *Phys. Earth Plan. Int.*, **89**, 51-62.

MERRIL R. T. & MC FADDEN P. L. (1988). – Secular variation and the origin of geomagnetic field reversals. *J. Geophys. Res.* **93**, 11589-11597.

METZGER K., ESSENE E. ET HALLYDAY A. N. (1992). – Closure temperature for the Sm-Nd system in metamorphic Garnet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 397-410.

MEYNADIER L., VALET J.-P., WEEKS R., SHACKLETON N. J. ET HAGEE V. L. (1992). – Relative geomagnetic intensity of the field during the last 140 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**, 39-57.

MORET L. (1925). – Enquête critique sur les ressources minérales de la province de Savoie, précédée d'une esquisse géologique. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, **XIV**, 1, 1-201.

MORET L. (1929). – Notice explicative d'une carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes à l'échelle du 200 000e. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, **XV**, 1, 1-37.

MOSKOWITZ B. M. & BARNEJEE S. K. (1981). – A comparison of the magnetic properties of synthetic titanomaghemite and some oceanic basalts. *J. Geophys. Res*, **86**, 11869-11882.

MUGNIER J.-L. (1984). – Déplacements et déformations dans l'avant-pays d'une chaîne de collision. thèse de 3e cycle, Université de Grenoble 1, 163 p.

MUGNIER J.-L. & MÉNARD G. (1986). – Le dévellopement du bassin molassique suisse et l'évolution des Alpes externes : un modèle cinématique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **10**, 1, 167-180.

MULLER R. A. AND MORRIS D. E. (1986). – Geomagnetic reversals from impacts on the Earth. *Geoph. Res. Lett.*, **13**, 1177-1180.

NÉEL L. (1949). – Théorie du trainage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites. *Annales de Géophysique*, **5**, 99-136.

NÉEL L. (1951). – L'inversion de l'aimantation permanente des roches. *Ann. Geophys.*, **7**, 90-102.

NZIENGUI J. J. (1993). – Excès d'argon radiogénique dans les quartz des fissures tectoniques : implications pour la datation des séries métamorphiques. L'exemple de la coupe de la Romanche, Alpes Occidentales françaises. Thèse 3e cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France, 209 p.

OZDEMIR O. & DUNLOP D.J. (1988). – Crystallization remanent magnetization during the trasformation of maghemite to hematite. *J. Geophys. Res*, **93**, 6530-6544.

PÊCHER A. & VIALON P. (1974). – Métamorphisme, clivage schisteux, spilites et dérivés, dans le cadre pétrostructural des massifs cristallins du Haut Dauphiné et de leur couverture. *Bull. Soc. Géol. France*, **8**, 3, 266-268.

PFIFFNER O. A. (1986). – Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. Spec. Publ. Ass. Sediment, **8**, 219-228.

PHILIPPE Y. (1994). – Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées : géométrie, conditions de formation et pièges structuraux associés. Thèse Université de Savoie, 265 p.

PIJOLAT B. (1978). – Les déformations des terrains secondaires de la région de Mégève (Haute Savoie) : mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal. Thèse 3e cycle, Université Claude Bernard, Lyon I, 147p.

POTY B. (1969). – La croissance des cristaux de quartz dans les filons, sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du Massif du Mont Blanc. Thèse, Université Nancy, France, 161 p.

POTY B., STALDER H. A. ET WEISBROD A. (1974). – Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **54**, 2/3, 717-752.

POTY B., WEISBROD A. ET STALDER H. A. (1973). – Température et pression de croissance des cristaux de quartz des veines alpines dans les Alpes françaises et suisses. *1ère R.A.S.T., 19-22 mars 1973*, Soc. Géol. Fr. édit. Paris, 343.

POZZI J. P. (1973). – Effet de pression en magnétisme des roches. Thèse, Paris, 190 p.

PRÉVOT M. & PERRIN M. (1992). – Intensity of the Earth's magnetic field since Precambrian from Thellier-type palaeointensity data and inferences on the thermal history of the core. *Geophys. J. Int.*, **108**, 613-620.

PULLAIAH G., IRVING E., BUCHAN K. L. ET DUNLOP D. J. (1975). – Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 133-143.

PURDY J. W. & JÄGER E. (1976). – K-Ar ages of fissure minerals from the Central Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Universita Padova*, **30**, 32 p.

RAMSAY J. G. (1963). – Stratigraphy, structure and metamorphism of the western Alps. *Proc. Geol. Ass.*, **74**, 357-391.

RAUP D. M. (1985). – Magnetic reversals and mass extinctions. *Nature*, **314**, 341-343.

REBOUL J. (1962). – Etude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du Massif du Grand Renaud et du Pic d'Ornon près de Bourg d'Oisans (Isère). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, **38**, 121-146.

RIMBERT F. (1959). – Contribution à l'étude de l'action de champs alternatifs sur les aimantations rémanentes des roches. Applications géophysiques. *Rev. Inst. Franç. Pétr.*, **14**, 17-54 et 123-155.

ROCHETTE P. (1987a). – Magnetic susceptibility of the rock matrix related to the magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.*, **9**, 1015-1020.

ROCHETTE P. (1987b). – Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps, toward the use of « magnetic isograde ». *Earth Planet. Sci. Lett.*, **84**, 446-456.

ROCHETTE P. (1988a). – La susceptibilité anisotrope des roches faiblement magnétiques , origines et applications. Thèse d'état, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France, 187 p.

ROCHETTE P. (1988b). – Relation entre déformation et métamorphisme alpin dans les schistes noirs helvétiques: l'apport de la fabrique magnétique. *Geodinamica Acta* , **2**, 1, 17-24.

ROCHETTE P. (1988c). – Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain slates : discussion. *Tectonophysics*, **196**, 313-315.

ROCHETTE P. & FILLION G. (1988). – Indentification of multicomponent anisotropies in rocks using various field and température values in a cryogenic magnetometer. *Phys. Earth Plan. Int.*, **51**, 379-386.

ROCHETTE P. & LAMARCHE G. (1986). – Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches : exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes françaises). *Bull. Minéral.*, **109**, 687-696.

ROCHETTE P. & MÉNARD G. (1990). – Record of successive magnetic polarities in slowly cooled rocks. IAGA Symposium « Rock magnetism and paleomagnetism », Bechyne (Tchequoslovakia).

ROCHETTE P. & VIALON P. (1984). – Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control. *J. Struct. Geol.*, **6**, 1/2, 33-38.

ROCHETTE P., COLLOMBAT H., BEN ATIG F., VLAG P. ET VANDAMME D. (1996). – Low paleosecular variation at the equator : pilgrimage from Galapagos to Esterel with A. Cox and H. Zijderveld. *Annales Geophysicae EGS abstract*, **14**, C143.

ROCHETTE P., DEKKERS M.J., VAN VELZEN A.J., HOFFMAN V. ET HORNG C.S. (1994). – Magnetic properties of various natural sulphides at high and low temperature. *Annales geophysicæ EGS abstract*, **12**, C118.

ROCHETTE P., FILLION G., MATTEI J.L. ET DEKKERS M. (1990). – Magnetic transition at 30-34 K in Fe_7S_8 : insight into a widespread occurence of pyrrhotite in rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **98**, 319-328.

ROCHETTE P., JACKSON M. ET AUBOURG C. (1992a). – Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophy.*, **30**, 3, 209-226.

ROCHETTE P., MÉNARD G. ET DUNN R. (1992b). – Thermochronometry and cooling rates deduced from single sample records of successive magnetic polarities during uplift of metamorphic rocks in the Alps (France). *Geophys. J. Int.*, **108**, 491-501.

SABIL N. (1995) – Datation par traces de fission : aspects méthodologiques et applications thermochronologiques en contexte alpin et de marge continentale. Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France, 238 p.

SALIOT P. (1978). – Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse d'état; Université Paris XI Orsay, France, 183 p.

SAVOSTIN L. A., SIBOUET J. C., ZONENSHAIN L. P., LE PICHON X. ET ROULET M.-J. (1986). – Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamir since the Triasic. *Tectonophysics*, **123**, 1-35.

SCHMID S. M., FROITZHEIM N., KISSLING E., PFIFFNER A. ET SCHÖNBORN G. (1995). – Integrated croos section and tectonic evolution of the Alps along the eastern transect. *In* : Deep structure of the Swiss Alps - Results from NFP/PNR 20. P. Heitzmann et al. Editors. Birkhäuser AG Basel.

SCHOTT J.-J. (1976). – Etude paléomagnétique des sédiments permiens de l'Argentera - Mercantour. Thèse 3e cycle, Université Strasbourg, France, 176 p.

SCHWART E. J. (1975). – Magnetic properties of pyrrhotite and their use in applied geology and geophysics. *Canadian Geologycal Survey*, **74-59**, 1-24.

SCHWART E. J. & HARRIS D. C. (1970). – Phases in natural pyrrhotite and the effectof heating on their magnetic properties. *J. geomag. geolectr.* **22**, 463-470.

SCHWARZ E. J. & VAUGHAN D. J. (1972). – Magnetic phase relation of pyrrhotite. *J. Geomag. Geolectr.* **24**, 441-458.

SEWARD D. & MANCKTELOW N. (1994). – Neogene kinematics of the central and western Alps : Evidence from fission-track dating. *Geology*, **22**, 803-806.

SHAW J. (1974). – A new method of determining the magnitude of the paleomagnetic field; application to five historic lavas and fives archaeological samples. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **39**, 133-141.

SOOM M. A. (1990). – Abkühlungs und Hebungsgeschichte der Externmassive und der Penninischen Decken beidseits der Simplon-Rhone-Linie seit dem Oligozän : Spaltspurdatierungen an Apatit/Zircon und K-Ar Datierungen an Biotit/Muscowit (Westliche Zentralalpen). Thèse, Université de Berne, Suisse, 120 p.

STECK A. & HUNZIKER J. (1992). – The tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps - compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics*, **238**, 229-254.

STONER J. S., CHANNELL J. E. T. ET HILAIRE - MARCEL C. (1995). – Late Pleistocene relative geomagnetic paleointensity from the deep Labrador Sea : regional and global correlations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **134**, 237-252.

SUE C. (1995). – Tectonique alpine à la bordure Nord-Ouest du massif du Pelvoux. *Mémoire de DEA*, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France, 38 p.

SUE C., TRICART P., DUMONT T. ET PÊCHER A. (1996). – Le ré-épaississement crustal Cénozoïque dans le massif du Pelvoux (Alpes occidentales) : nouvelles données microtectoniques. *16e RST, Orléans 10-12 avril 1996*, Soc. Géol. France édit. Paris, 44.

TANAKA H., KONO M. ET UCHIMURA H. (1995). – Some global features of palaeointensity in geological time. *Geophys. J. Int.*, **120**, 97-102.

TAPPONNIER P. (1977). – Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide - plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, **XIX**, 3, 437-460.

TARLING D. H. (1983). – Paleomagnetism, principles and applications in geology, geophysics and archaeology. Chapman et Hall, 379 p.

TARLING D. H. & HROUDA F. (1993). – The magnetic anisotropy of rocks. Chapman et Hall, 240 p.

THELLIER E. (1938). – Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques. *Ann. I. P. G. Paris*, **16**, 157-302.

THELLIER E. & THELLIER O. (1959). – Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.*, **15**, 3, 285-376.

THIBAL J., POZZI J.-P., BARTHÈS V. ET DUBUISSON G. (1995). – Continuous record of geomagnetic field intensity between 4.7 and 2.7 Ma from downhole measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**, 541-550.

THOMPSON J. B. J. (1972). – Oxides and sulfides in regional metamorphism of pelitic schists. Proceeding of the 24th International Geological Congress, Section **10**, 27-35.

TRIC E., VALET J.-P., TUCHOLKA P., PATERNE M., LABEYRIE L., GUICHARD F., TAUXE L. ET FONTUGNE M. (1992). – Paleointensity of the geomagnetic field during the last 80000 years. *J. Geophys. Res.*, **97**, 9337-9351.

TRICART P. (1984). – From passive margin to continental collision : a tectonic scenario for the western Alps. *American Journal of Science*, **284**, 97-120.

TRICART P. & LEMOINE M. (1986). – From faulted blocks to megamullions and megaboudins : Tethyan heritage in the structure of the Alps. *Tectonics*, **5**, 95-118.

TRICART P., BOUILLIN J.-P., DICK P., MOUTIER L. ET XING C. (1996). – Le faisceau de failles de haute - Durance et le rejeu distensif du front briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **323**, 251-257.

VALET J.-P. & MEYNADIER L. (1993). – Geomagnetic field intensity and reversals during the last four million years. *Nature*, **366**, 234-238.

VELZEN A. J. VAN, DEKKERS M. J. ET ZIJDERVELD J. D. A. (1993). – Magnetic Iron nickel sulphides in the Pliocene and Pleistocene marine marls from the Vrica section (Calabria, Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **115**, 43-55.

VERNET J. (1965). – La zone «Pelvoux - Argentera». Etude sur la tectonique alpine du socle des Massifs Cristallins Externes du sud des Alpes occidentales. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 275, tome **LX**, 131-424.

VIALON P. (1968). – Clivage schisteux et déformation : répartition et génèse dans le bassin de Bourg d'Oisans. *Géol. Alpine*, Grenoble, **44**, 352-366.

VIALON P. (1974). – Les déformations «synschisteuses» superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin, conséquences pétrostructurales. *Bull. Suisse Min. Pétrog.*, **54**, 2/3, 663-690.

VIALON P. (1986). – Les déformations alpines de la couverture sédimentaire de blocs du socle cristallin basculés de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux dans la région de Bourg d'Oisans. Réunion. Extra. Soc. Géol. Fr. : De la marge océanique à la chaine de collision dans les Alpes du Dauphiné. *Bull. Soc. Géol. France*, **8**, 2, 197-231.

VIALON P. (1990). – Deep Alpine structures and geodynamic evolution : an introduction and outline of a new interpretation. *In* : Roure F. et al. (Editors), Deep structure of the Alps, *Soc. Géol. France Mém.*, **156**, 6-14.

VIALON P., ROCHETTE P. ET MÉNARD G. (1989). – Indentation and rotation in the western Alpine arc. *In* : Coward M. P., Dietrich D. et Park R. G. Eds., Alpine tectonics. *Geological Society Special Publication*, **45**, 329-338.

VIVIER G., MÉNOT R.-P. ET GIRAUD P. (1987). – Magmatisme et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne (Massifs cristallins externes alpins) ; le domaine nord-oriental. *Géol. Alpine*, Grenoble, **63**, 25-53.

WAGNER G. A. REIMER G. M. ET JÄGER E. (1977). – Cooling ages derived by apatite fission track, mica, Rb-Sr and K-Ar dating : the uplift and cooling history of the Central Alps. *Mem. Ist. Geopl. Mineral.* Univ. Padova, **30**, 1-27.

WALTON D. (1980). – Time temperature relations in the magnetization of assemblies of single domains grains, *Nature*, **286**, 245-247.

WARD J. C. (1970). – The structure and properties of some iron sulphides. *Rev. Pure and Appl. Chem.*, **20**, 175-206.

WESTPHAL M. (1973). – Etude paléomagnétique de quelques formations permiennes et triasiques dans les Alpes occidentales. *Tectonophysics*, **17**, 323-335.

WESTPHAL M. (1975). – Contribution du paléomagnétisme à l'étude des dérives continentales autour de la Méditerranée occidentale. Thèse d'état, Université Strasbourg, France, 304 p.

WESTPHAL M. (1986). – Paléomagnétisme et magnétisme des roches. Doin éditeurs, Paris, 131 p.

WILLIAMS I. ET FULLER M. (1982). – A Miocene polarity transition (R-N) from the Agno batholith Luzon. *J. Geoph. Res.*, **87**, 9408-9418.

WINKLER H. G. F. (1976). – Petrogenesis of metamorphic rocks. 4e édition, Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.

WORM H.-U., JACKSON M., KELSO P. ET BANERJEE S. K. (1988). – Thermal demagnetization of partial thermoremanent magnetization. *J. Geoph. Res.*, **93**, 12196-12204.

ZEITLER P. K., JOHNSON N. M., NAESER C. W. ET TAHIRKHELI R. A. K. (1982). – Fission track evidence for Quaternary uplift of the Nanga Parbat region, Pakistan. *Nature*, **298**, 255-257.

ZIJDERVELD J. D. A. (1967). – A.C. Demagnetization : analysis of results. *In* : Methods in Paleomagnetism (Elsevier), 254-286.

ZIJDERVELD J. D. A. (1975). – Paleomagnetism of the Esterel rocks. Thèse, Université Utrecht, Pays Bas, 199 p.

Annexes

Annexe 1 : Diagrammes de Zijderveld et évolution de l'intensité et de la susceptibilité en fonction de la température pour les spécimens utilisés pour établir la séquence thermopaléomagnétique.

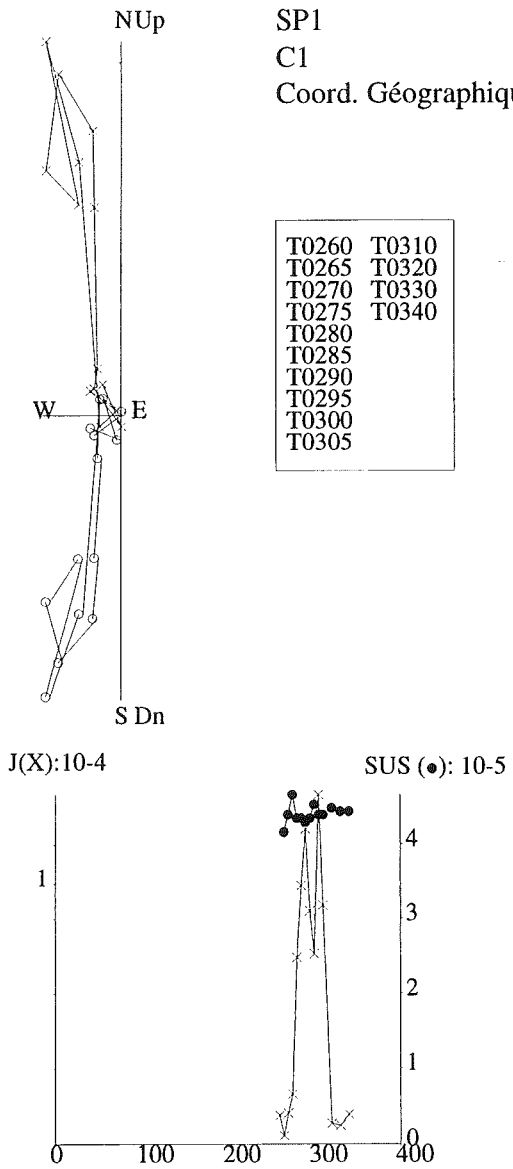
Les différents paliers de traitement sont indiqués.

La fournée à laquelle appartiend le spécimen est notée, C1 : première fournée classique, C2 : deuxième fournée classique, P : fournée paléointensité.

Sauf indication contraire, l'échelle des diagrammes de Zijderveld est 10^{-4} A/m.

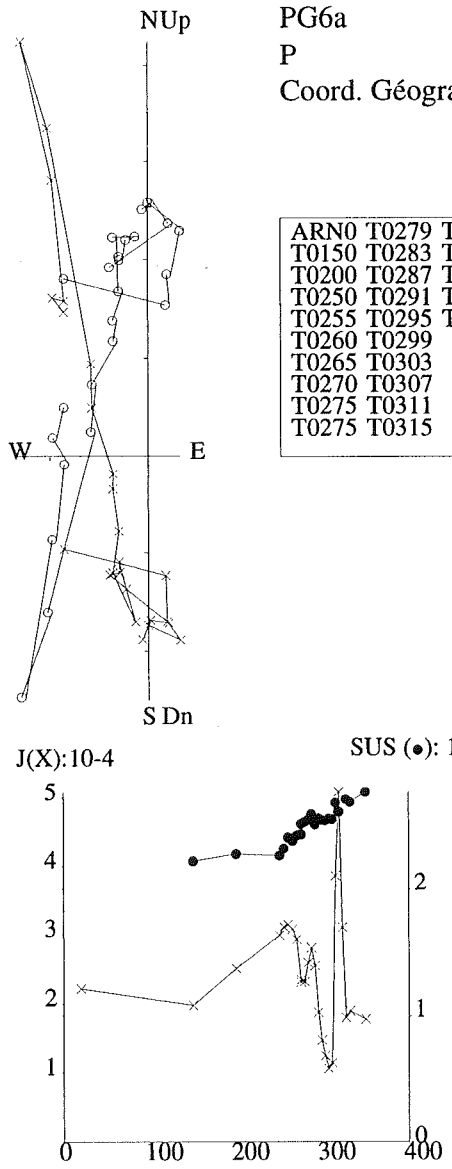
Projection dans le plan horizontal : O

Projection dans le plan vertical : X



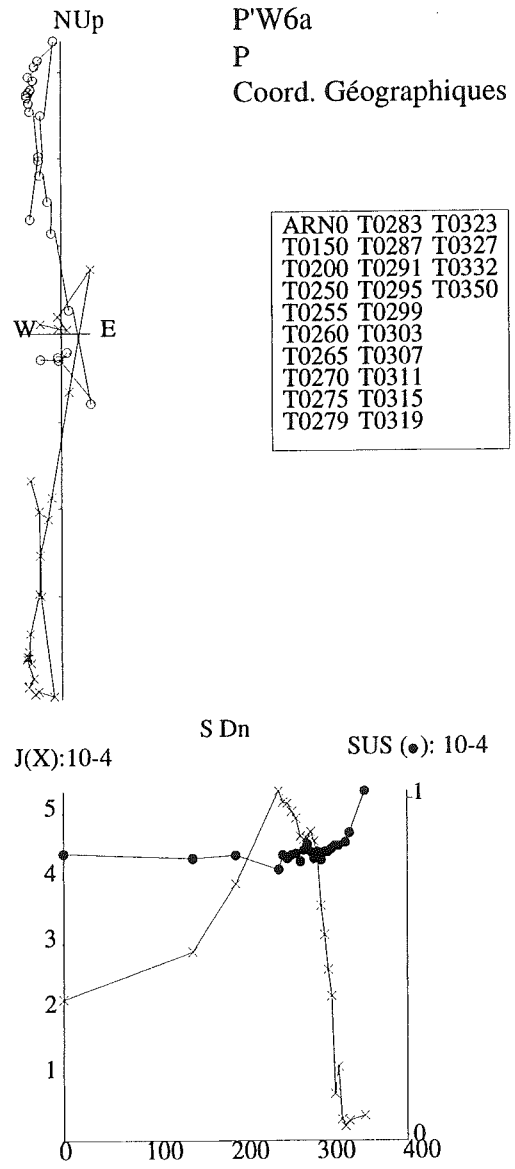
SP1
C1
Coord. Géographiques

T0260 T0310
T0265 T0320
T0270 T0330
T0275 T0340
T0280
T0285
T0290
T0295
T0300
T0305



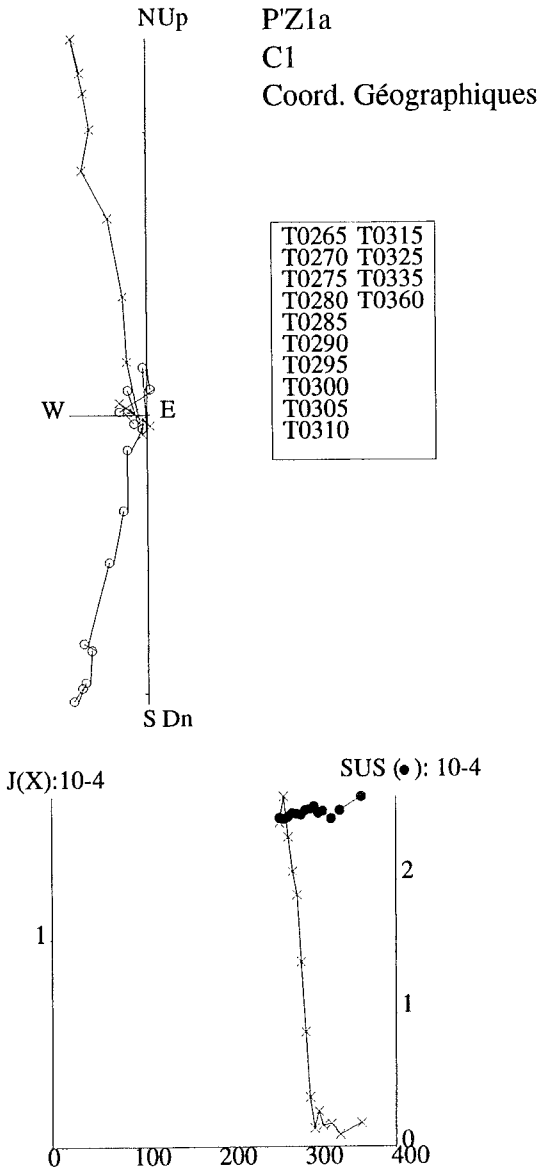
PG6a
P
Coord. Géographiques

ARN0 T0279 T0319
T0150 T0283 T0323
T0200 T0287 T0327
T0250 T0291 T0332
T0255 T0295 T0350
T0260 T0299
T0265 T0303
T0270 T0307
T0275 T0311
T0275 T0315



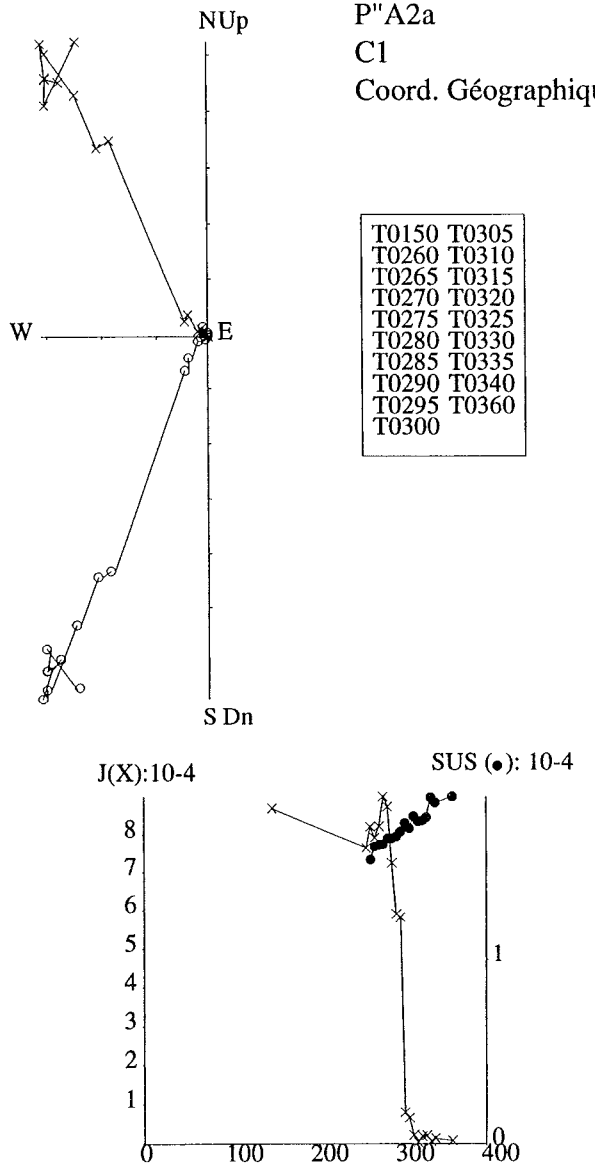
P'W6a
P
Coord. Géographiques

ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291 T0332
T0250 T0295 T0350
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319



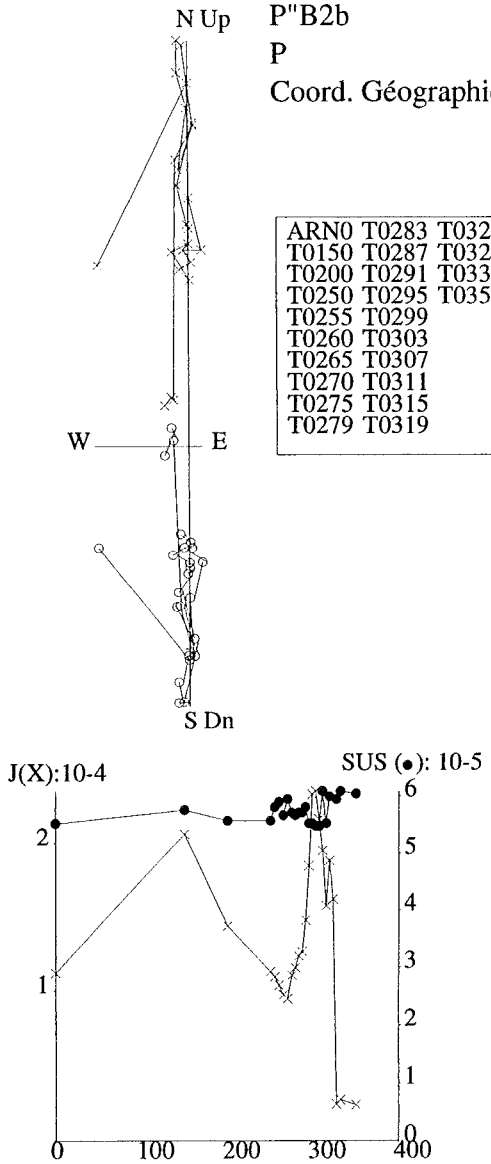
P'Z1a
C1
Coord. Géographiques

T0265 T0315
T0270 T0325
T0275 T0335
T0280 T0360
T0285
T0290
T0295
T0300
T0305
T0310



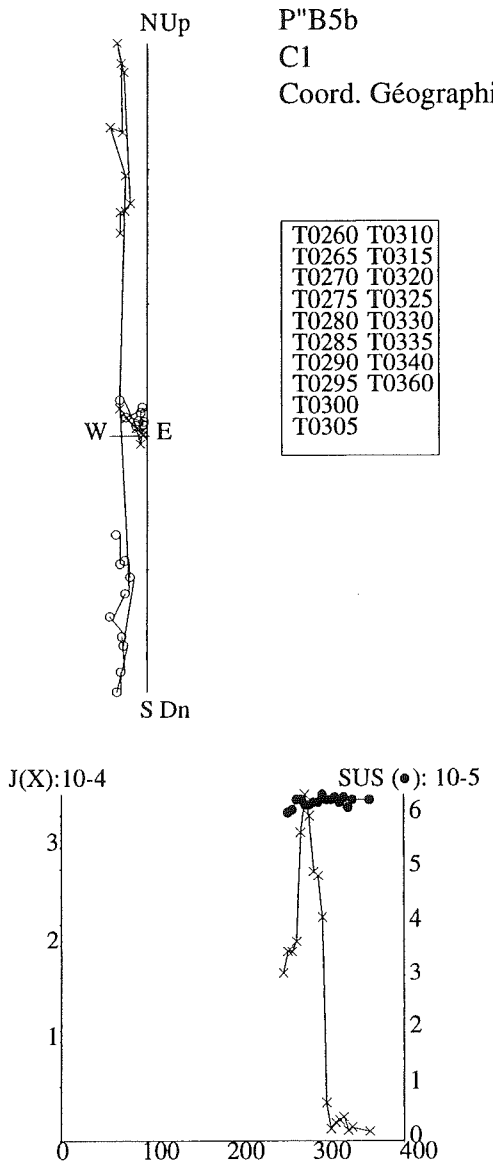
P"A2a
C1
Coord. Géographiques

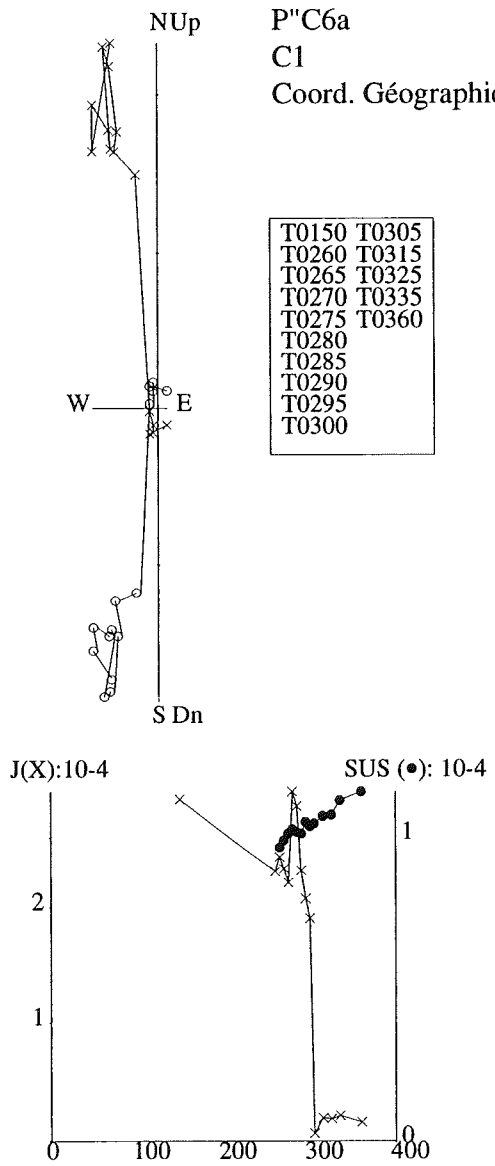
T0150 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0330
T0285 T0335
T0290 T0340
T0295 T0360
T0300

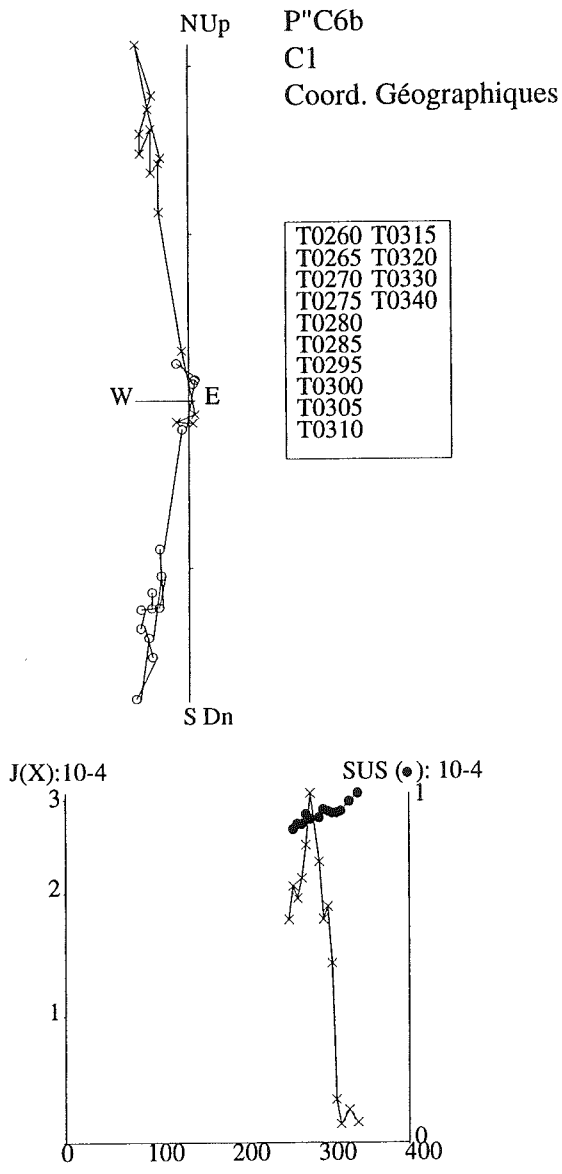


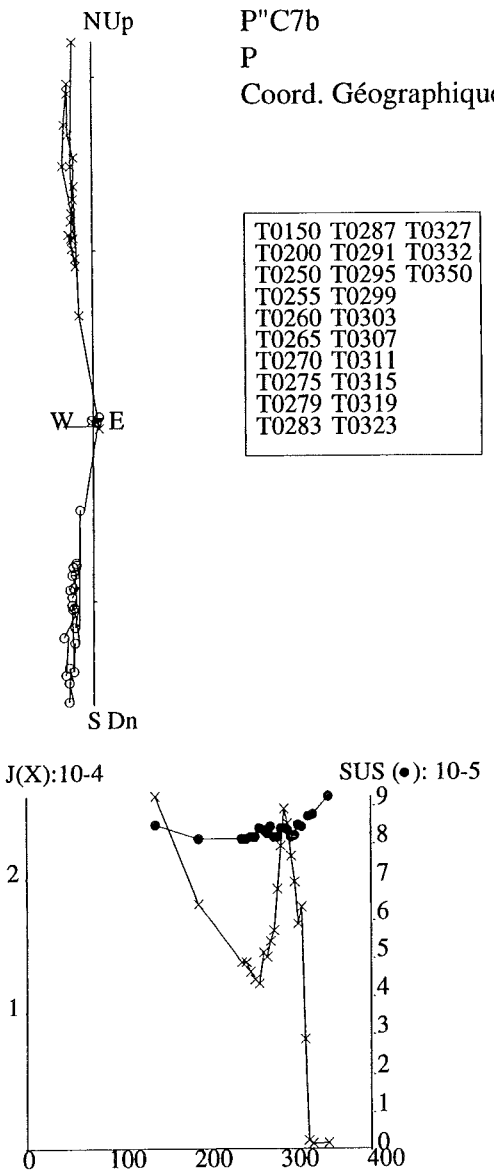
P"B2b
P
Coord. Géographiques

ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291 T0332
T0250 T0295 T0350
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319


NUp
P"B5b
C1
Coord. Géographiques
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0330
T0285 T0335
T0290 T0340
T0295 T0360
T0300
T0305
W
E
S Dn
J(X):10-4
SUS (•): 10-5
0
100
200
300
400

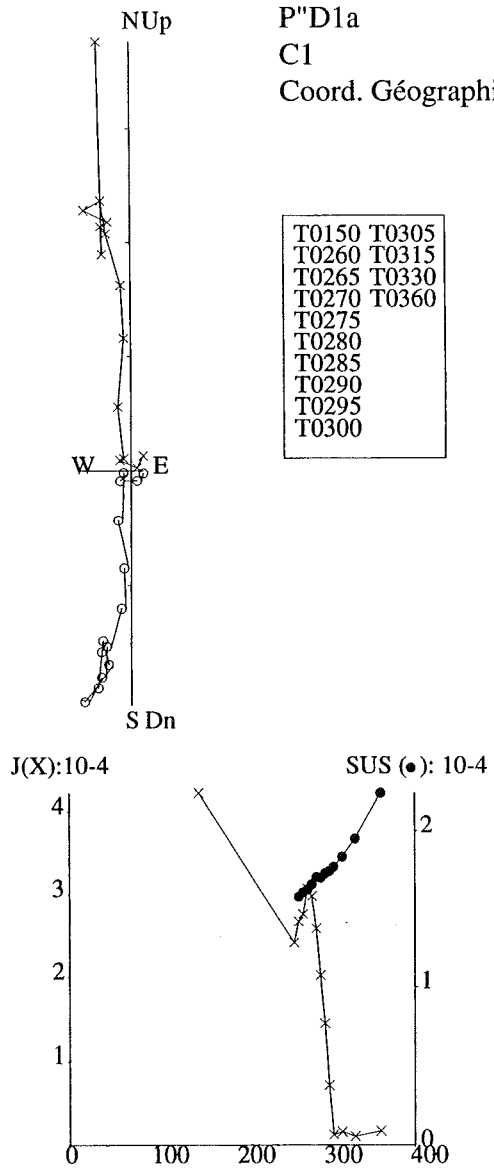

NUp
P"C6a
C1
Coord. Géographiques
T0150 T0305
T0260 T0315
T0265 T0325
T0270 T0335
T0275 T0360
T0280
T0285
T0290
T0295
T0300
W
E
S Dn
J(X):10-4
SUS (•): 10-4
0
100
200
300
400


NUp
P"C6b
C1
Coord. Géographiques
T0260 T0315
T0265 T0320
T0270 T0330
T0275 T0340
T0280
T0285
T0295
T0300
T0305
T0310
W
E
S Dn
J(X):10-4
SUS (•): 10-4
0
100
200
300
400



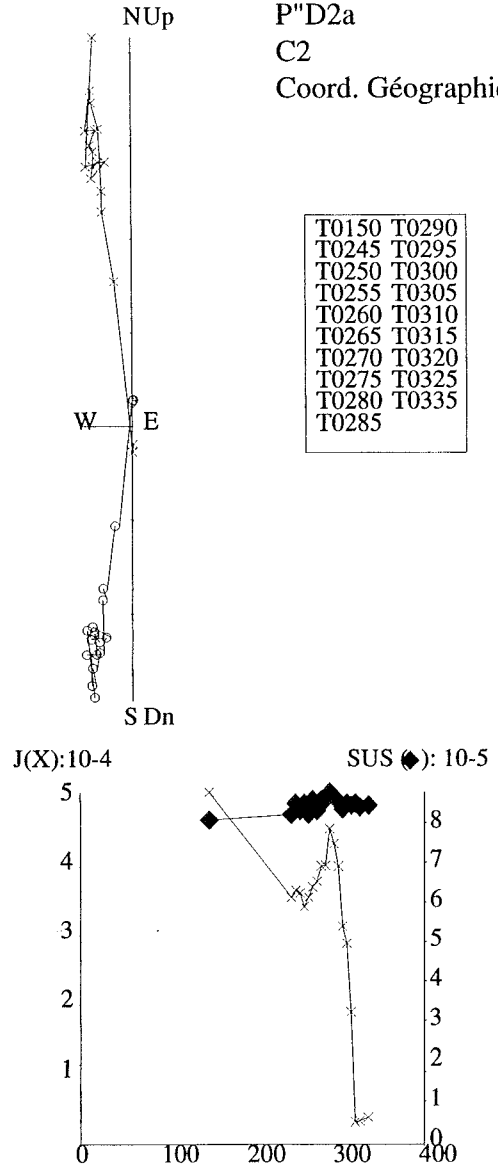
P"C7b
P
Coord. Géographiques

T0150 T0287 T0327
T0200 T0291 T0332
T0250 T0295 T0350
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319
T0283 T0323



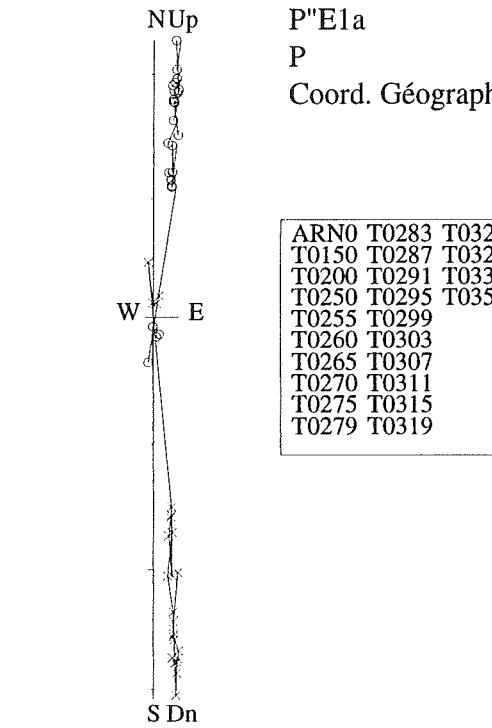
P"D1a
C1
Coord. Géographiques

T0150 T0305
T0260 T0315
T0265 T0330
T0270 T0360
T0275
T0280
T0285
T0290
T0295
T0300



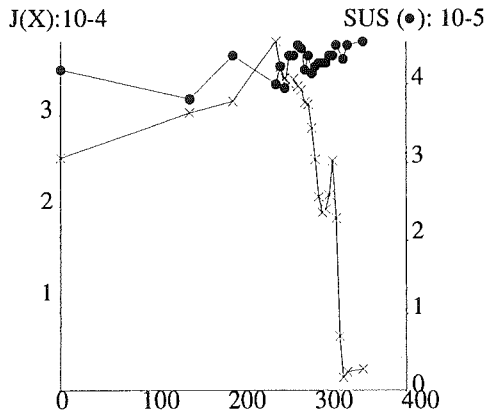
P"D2a
C2
Coord. Géographiques

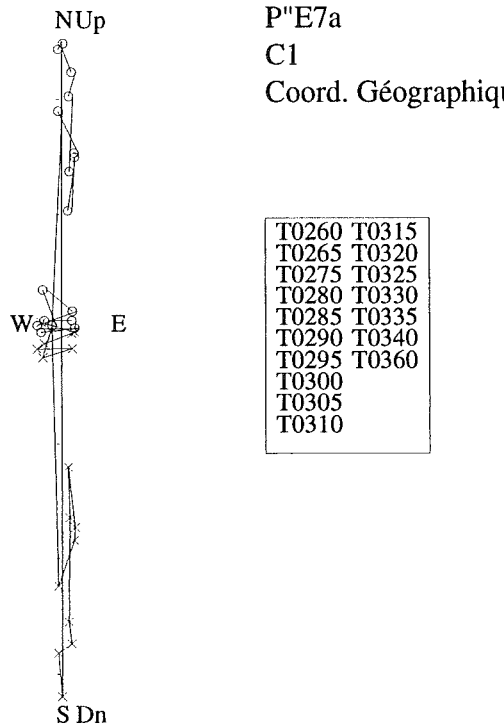
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0335
T0285



P"E1a
P
Coord. Géographiques

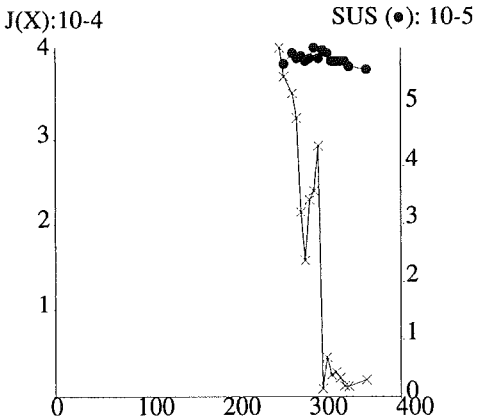
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291 T0332
T0250 T0295 T0350
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319

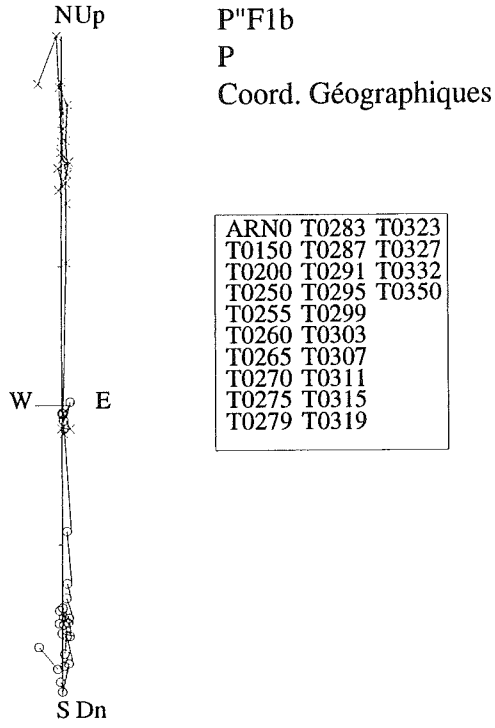




P"E7a
C1
Coord. Géographiques

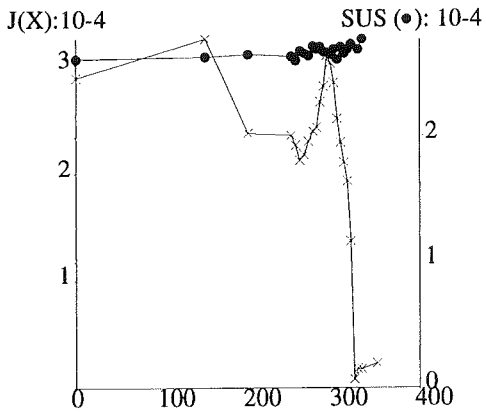
T0260 T0315
T0265 T0320
T0275 T0325
T0280 T0330
T0285 T0335
T0290 T0340
T0295 T0360
T0300
T0305
T0310

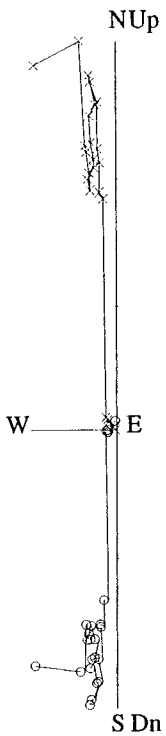




P"F1b
P
Coord. Géographiques

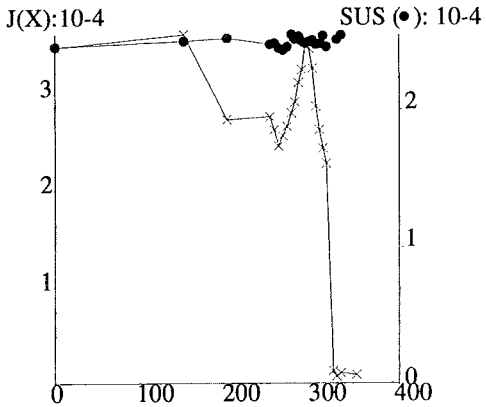
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291 T0332
T0250 T0295 T0350
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319

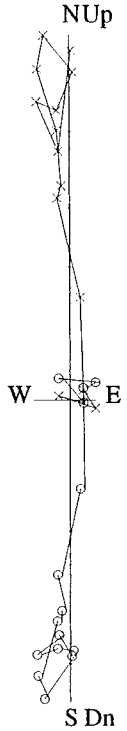




P"F2b
P
Coord. Géographiques

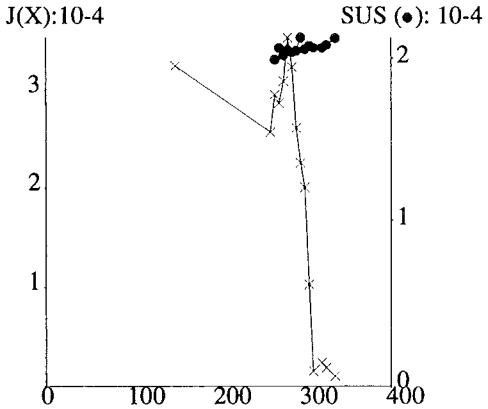
ARN0 T0283 T0327
T0150 T0287 T0332
T0200 T0291 T0350
T0250 T0295
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0323

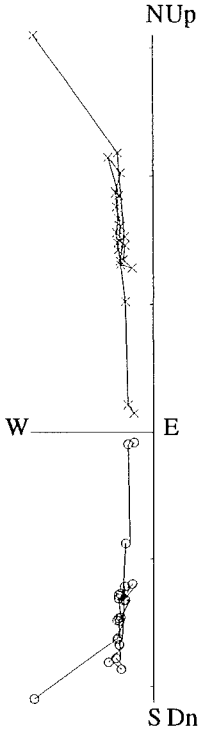




P"F3
C1
Coord. Géographiques

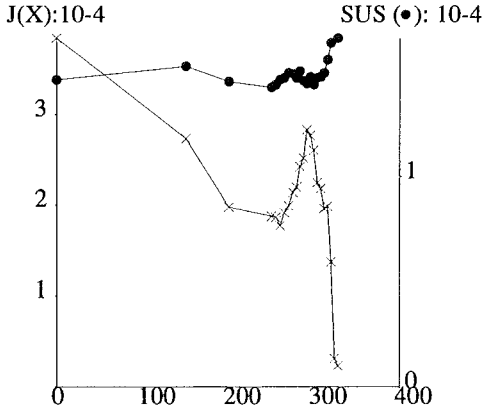
T0150 T0305
T0260 T0310
T0265 T0320
T0270 T0325
T0275 T0335
T0280
T0285
T0290
T0295
T0300

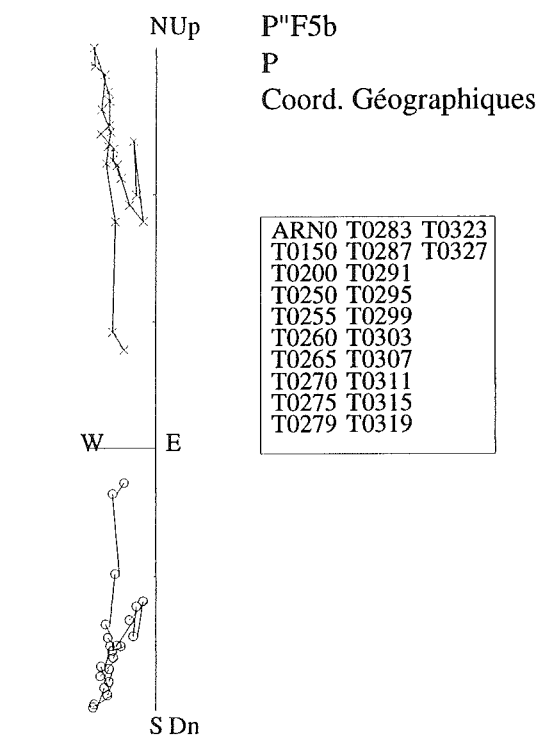




P"F4a
P
Coord. Géographiques

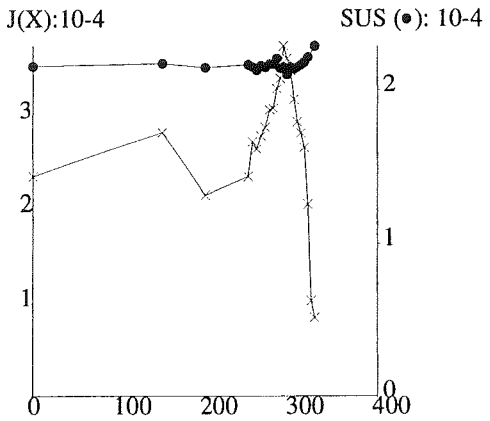
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291
T0250 T0295
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319

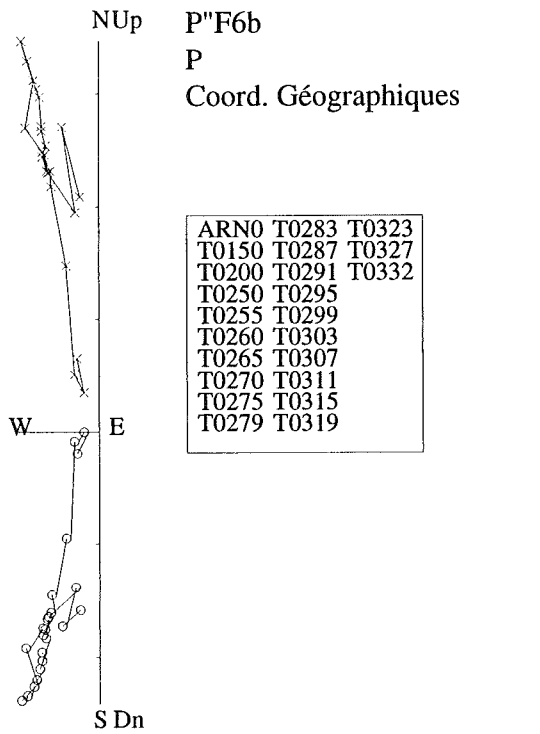




P"F5b
P
Coord. Géographiques

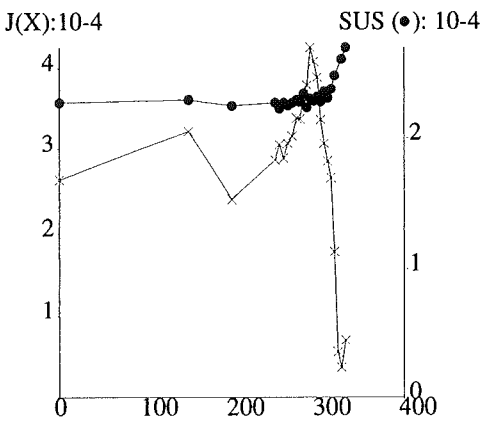
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291
T0250 T0295
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319

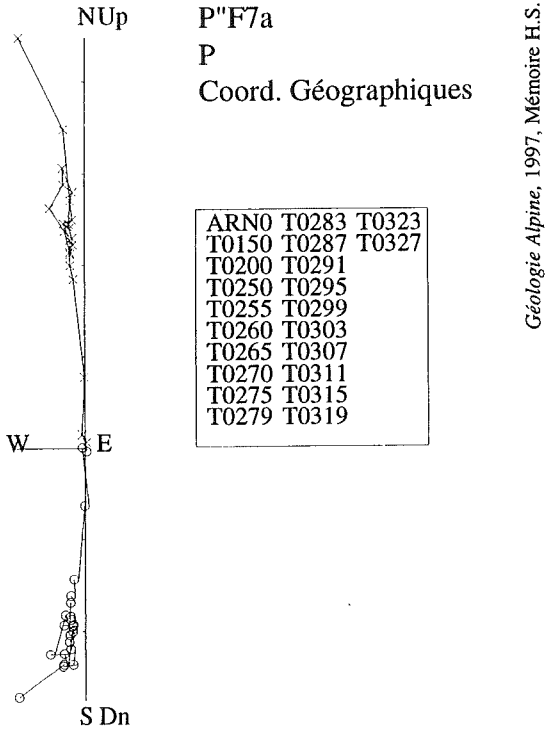




P"F6b
P
Coord. Géographiques

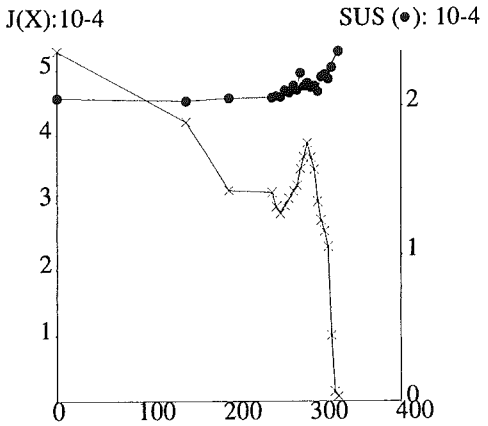
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291 T0332
T0250 T0295
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319

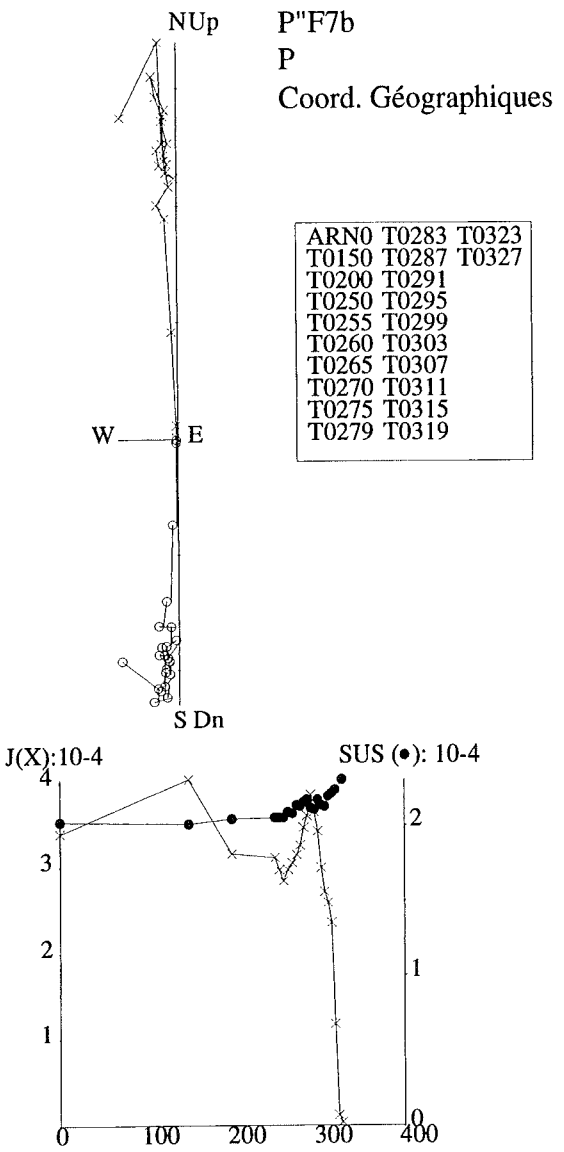


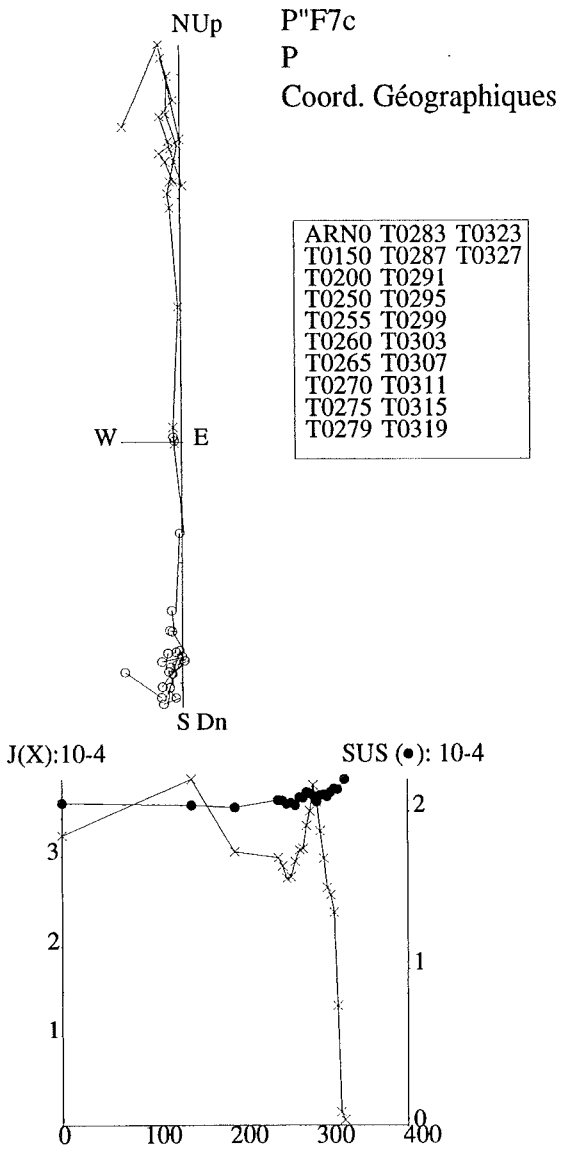


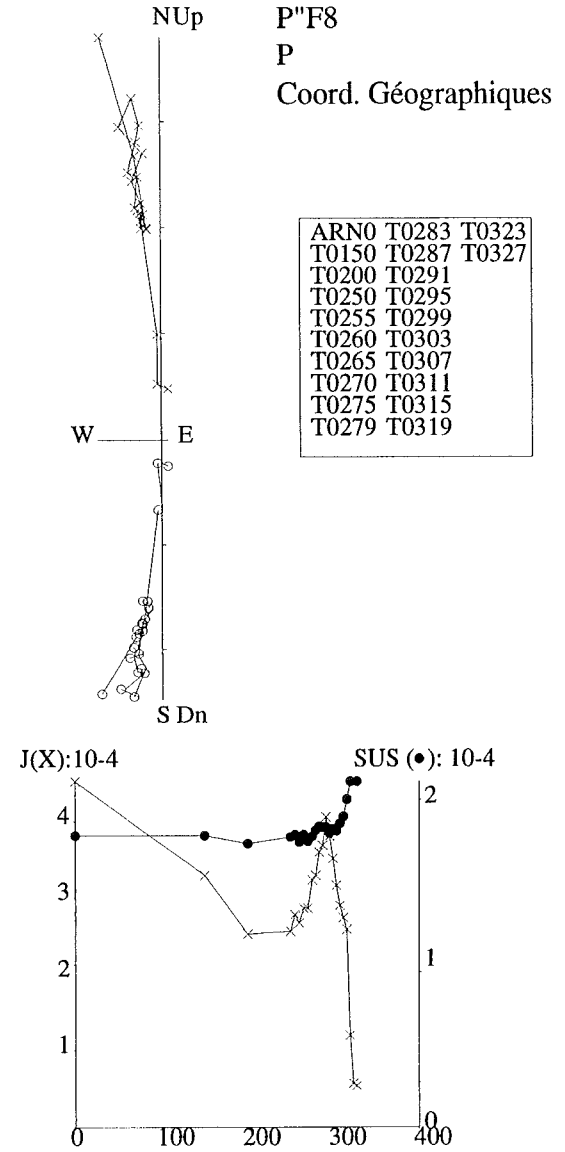
P"F7a
P
Coord. Géographiques

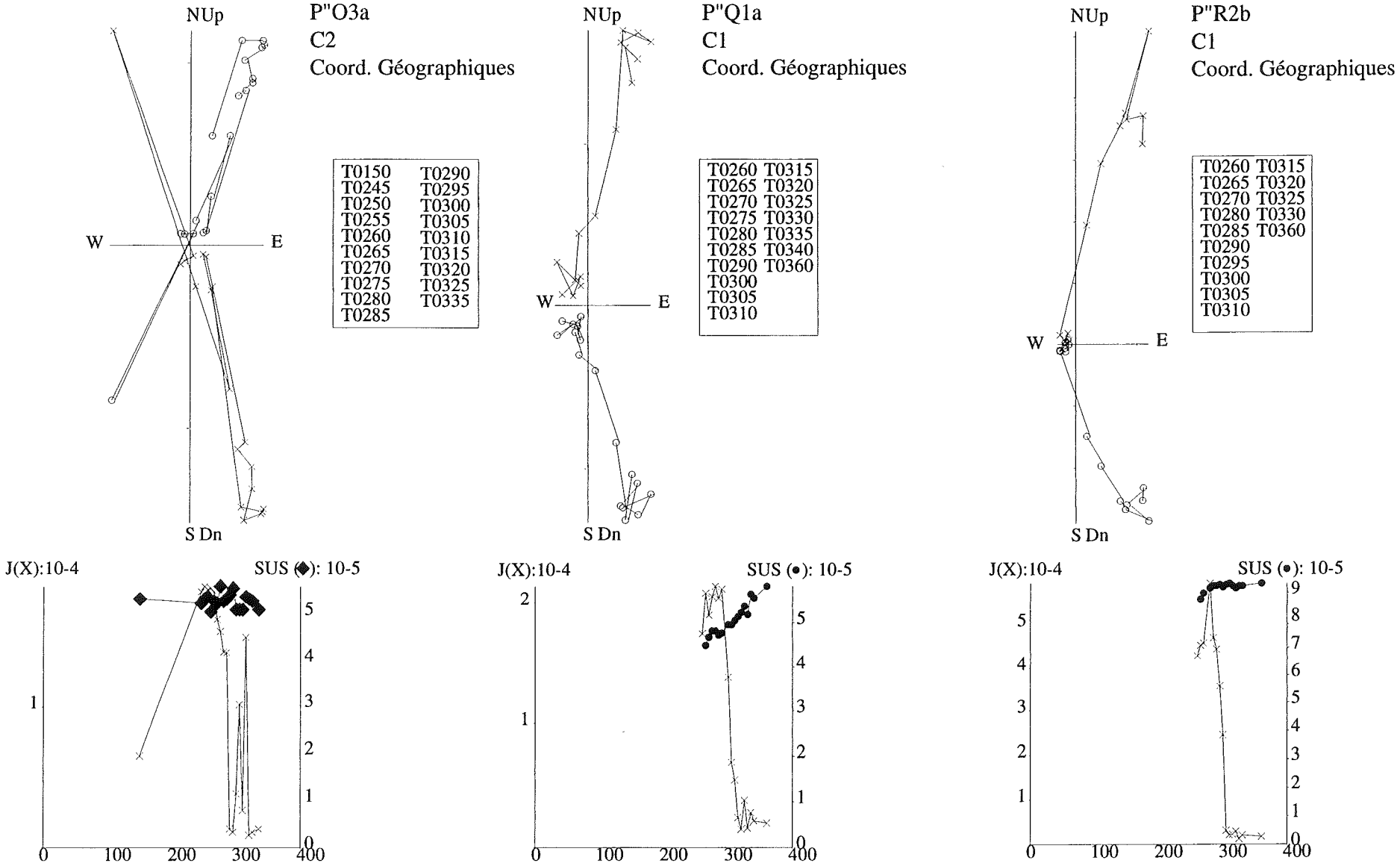
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291
T0250 T0295
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319

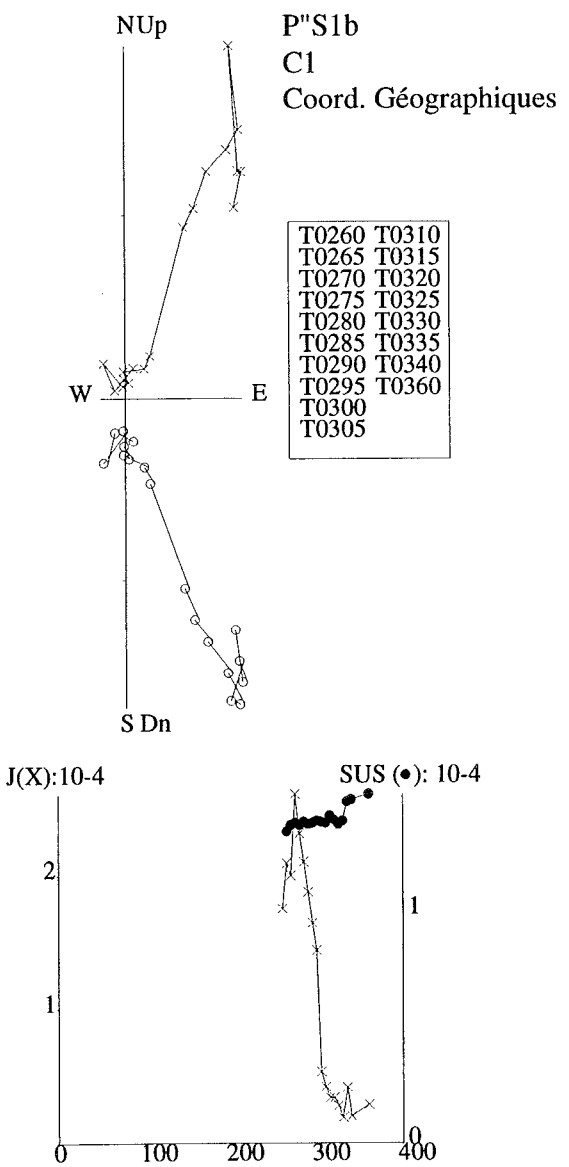


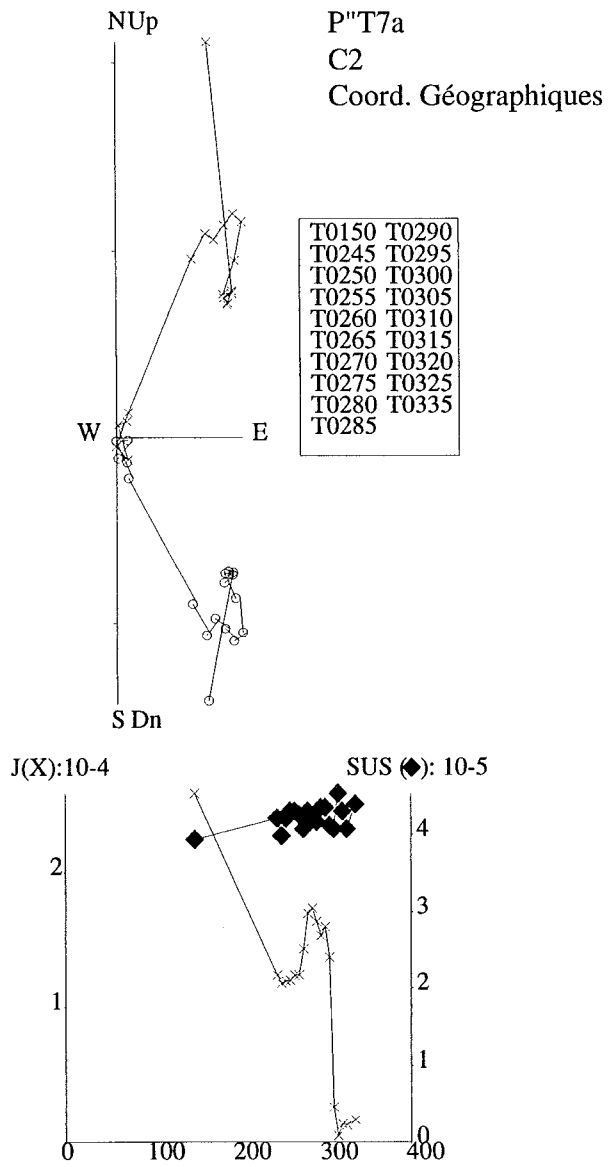

NUp
P"F7b
P
Coord. Géographiques
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291
T0250 T0295
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319
W
E
S Dn
J(X):10-4
SUS (•): 10-4
0 100 200 300 400

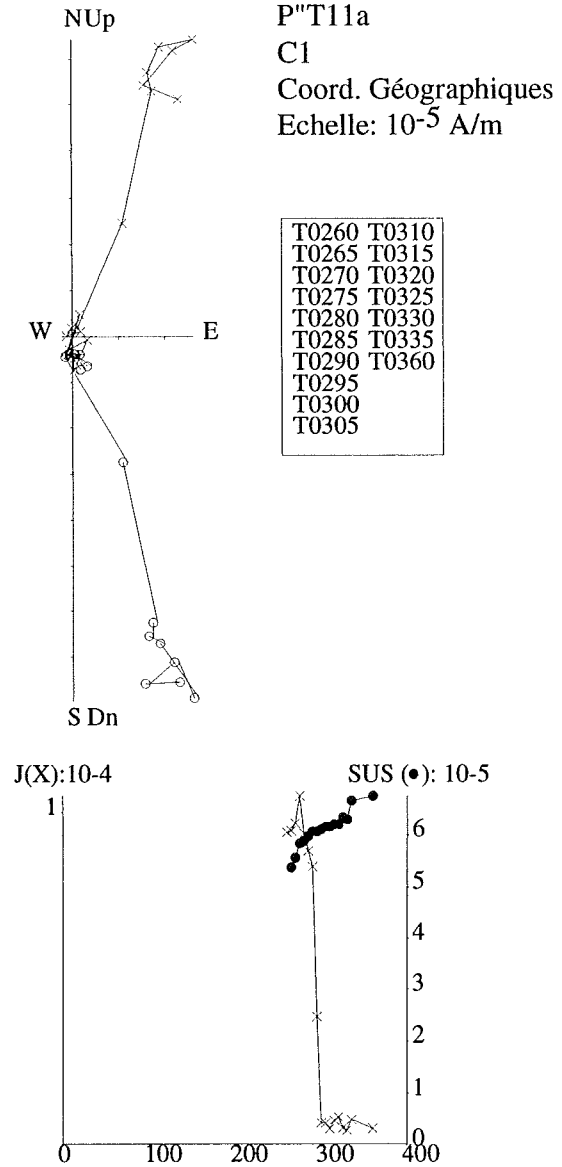

NUp
P"F7c
P
Coord. Géographiques
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291
T0250 T0295
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319
W
E
S Dn
J(X):10-4
SUS (•): 10-4
0 100 200 300 400

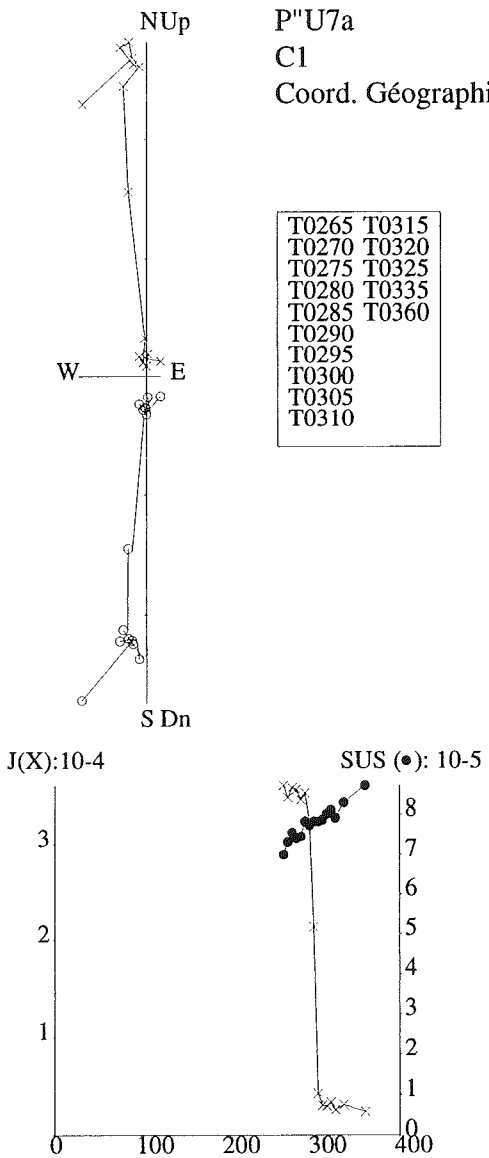

NUp
P"F8
P
Coord. Géographiques
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291
T0250 T0295
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319
W
E
S Dn
J(X):10-4
SUS (•): 10-4
0 100 200 300 400


NUp
W
E
S Dn
P"O3a
C2
Coord. Géographiques
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0335
T0285
NUp
W
E
S Dn
P"Q1a
C1
Coord. Géographiques
T0260 T0315
T0265 T0320
T0270 T0325
T0275 T0330
T0280 T0335
T0285 T0340
T0290 T0360
T0300
T0305
T0310
NUp
W
E
S Dn
P"R2b
C1
Coord. Géographiques
T0260 T0315
T0265 T0320
T0270 T0325
T0280 T0330
T0285 T0360
T0290
T0295
T0300
T0305
T0310
J(X):10-4
SUS (◆): 10-5
0 100 200 300 400
J(X):10-4
SUS (•): 10-5
0 100 200 300 400
J(X):10-4
SUS (•): 10-5
0 100 200 300 400


NUp
P"S1b
C1
Coord. Géographiques
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0330
T0285 T0335
T0290 T0340
T0295 T0360
T0300
T0305
W
E
S Dn
J(X):10-4
SUS (•): 10-4
0 100 200 300 400

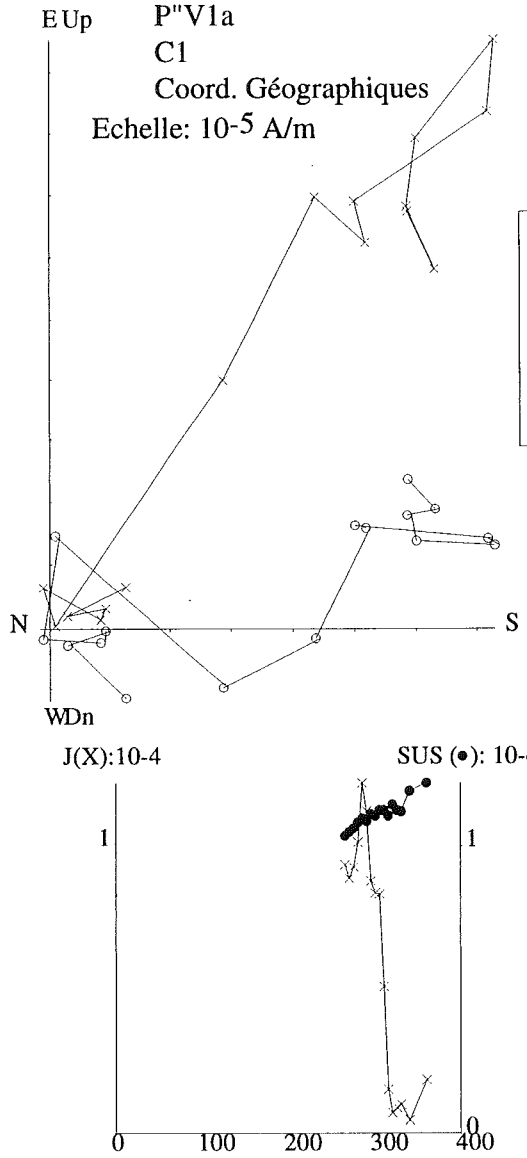

NUp
P"T7a
C2
Coord. Géographiques
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0335
T0285
W
E
S Dn
J(X):10-4
SUS (◆): 10-5
0 100 200 300 400


NUp
P"T11a
C1
Coord. Géographiques
Echelle: 10-5 A/m
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0330
T0285 T0335
T0290 T0360
T0295
T0300
T0305
W
E
S Dn
J(X):10-4
SUS (•): 10-5
0 100 200 300 400



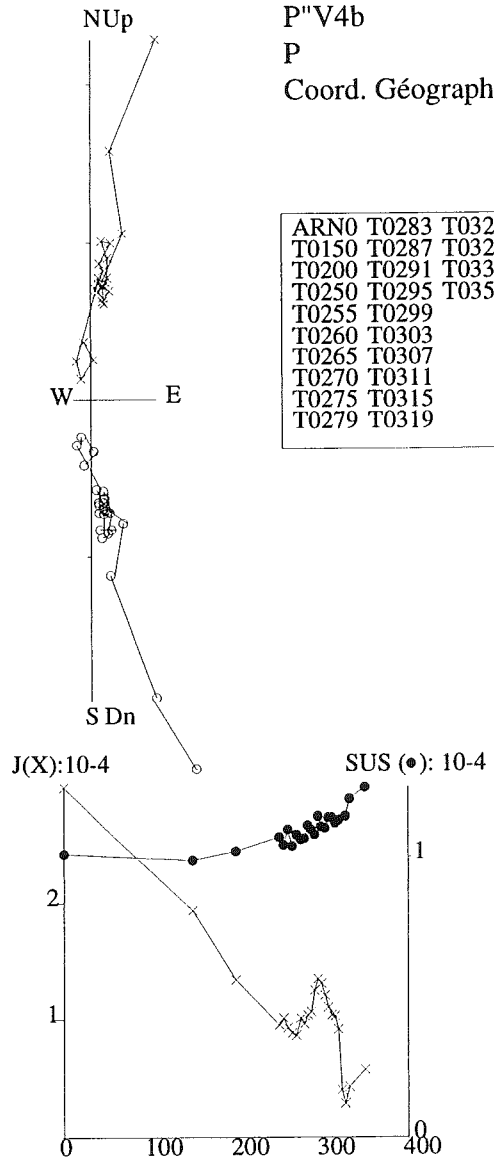
P"U7a
C1
Coord. Géographiques

T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0335
T0285 T0360
T0290
T0295
T0300
T0305
T0310



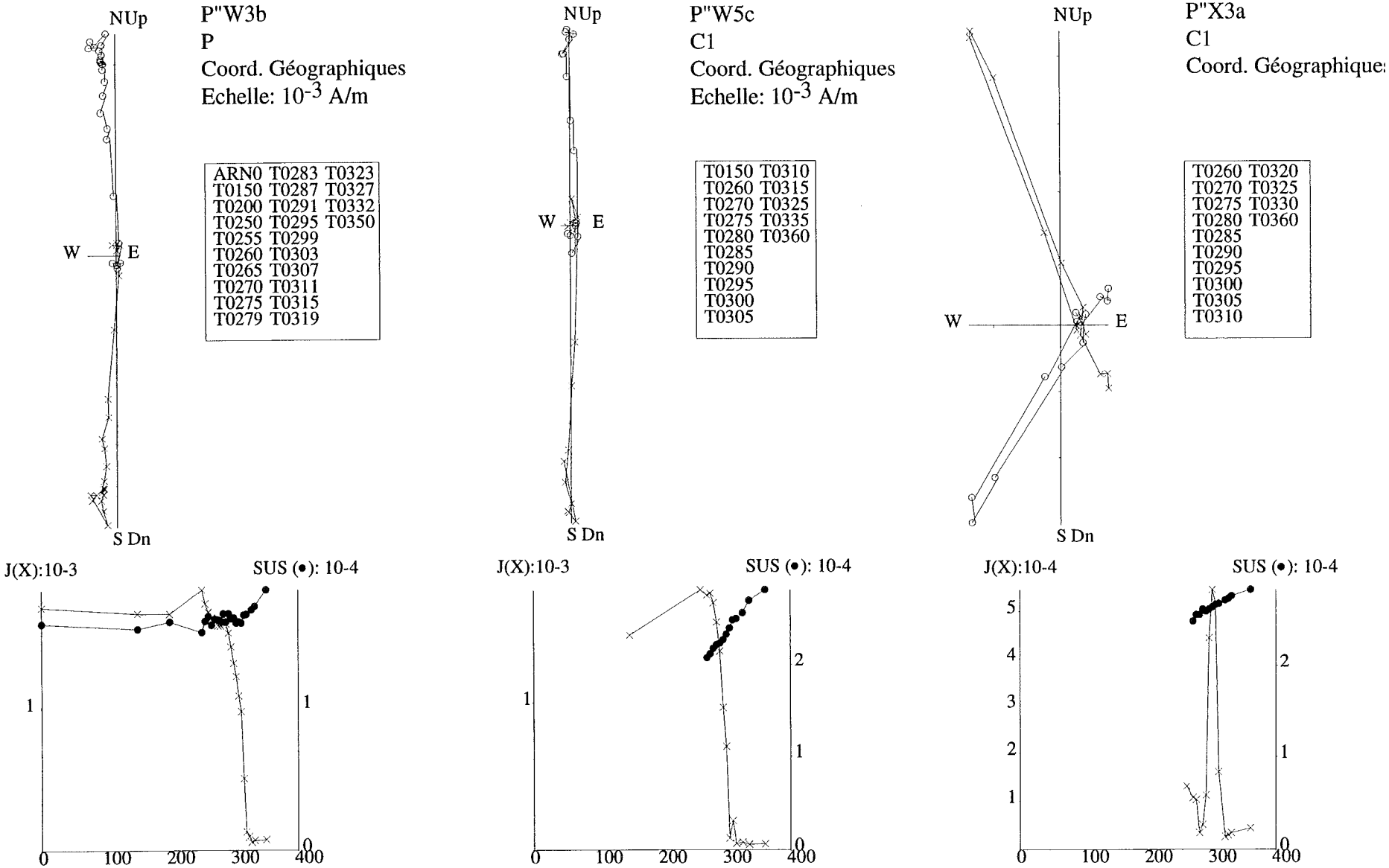
P"V1a
C1
Coord. Géographiques
Echelle: 10^{-5} A/m

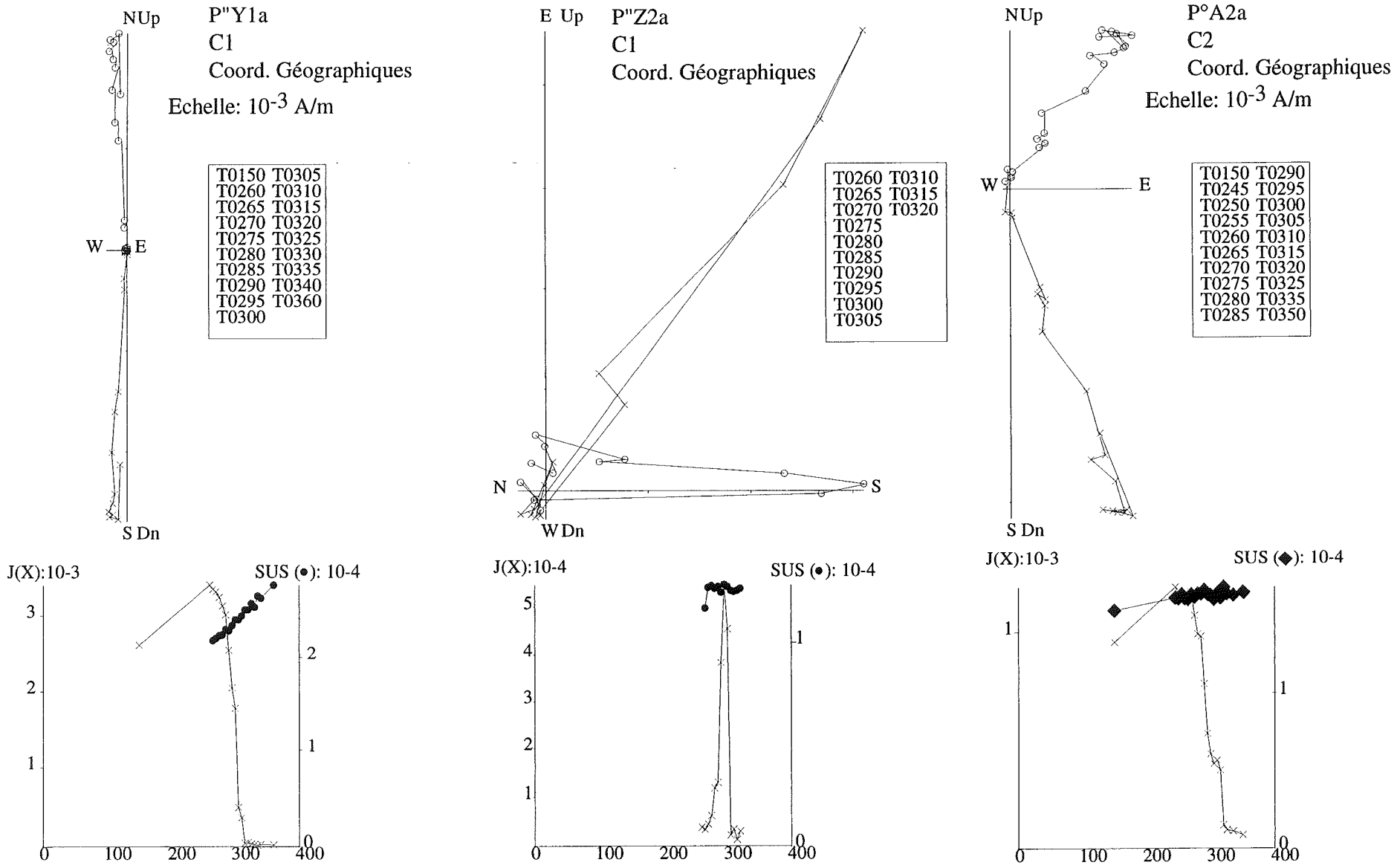
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0330
T0285 T0340
T0290 T0360
T0295
T0300
T0305
T0310

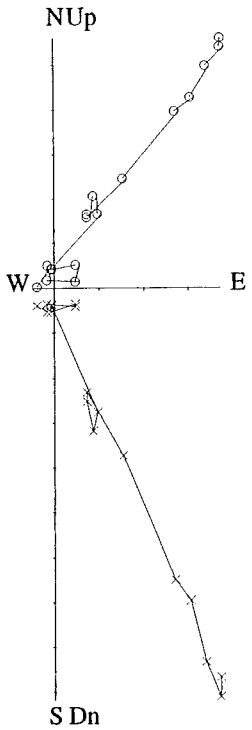


P"V4b
P
Coord. Géographiques

ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291 T0332
T0250 T0295 T0350
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319

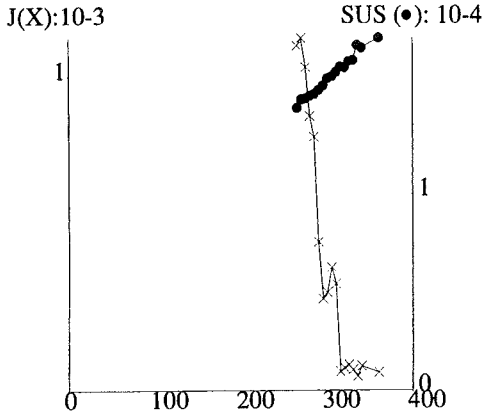

NUp
W
E
S Dn
P"W3b
P
Coord. Géographiques
Echelle: 10-3 A/m
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291 T0332
T0250 T0295 T0350
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319
J(X):10-3
SUS (•): 10-4
0 100 200 300 400
NUp
W
E
S Dn
P"W5c
C1
Coord. Géographiques
Echelle: 10-3 A/m
T0150 T0310
T0260 T0315
T0270 T0325
T0275 T0335
T0280 T0360
T0285
T0290
T0295
T0300
T0305
J(X):10-3
SUS (•): 10-4
0 100 200 300 400
NUp
W
E
S Dn
P"X3a
C1
Coord. Géographique:
T0260 T0320
T0270 T0325
T0275 T0330
T0280 T0360
T0285
T0290
T0295
T0300
T0305
T0310
J(X):10-4
SUS (•): 10-4
0 100 200 300 400

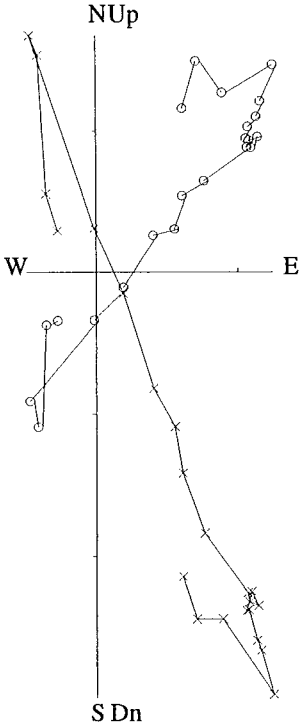

NUp
P"Y1a
C1
Coord. Géographiques
Echelle: 10-3 A/m
T0150 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0330
T0285 T0335
T0290 T0340
T0295 T0360
T0300
W
E
S Dn
J(X):10-3
SUS (•): 10-4
E Up
P"Z2a
C1
Coord. Géographiques
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275
T0280
T0285
T0290
T0295
T0300
T0305
N
S
W Dn
J(X):10-4
SUS (•): 10-4
NUp
P°A2a
C2
Coord. Géographiques
Echelle: 10-3 A/m
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0335
T0285 T0350
W
E
S Dn
J(X):10-3
SUS (◆): 10-4
0
100
200
300
400



P°A6a
C1
Coord. Géographiques

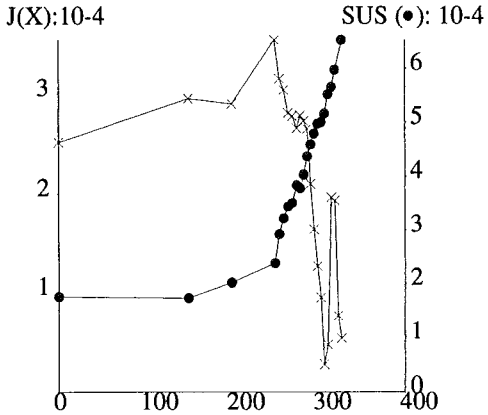
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0330
T0285 T0335
T0290 T0340
T0295 T0360
T0300
T0305
T0310

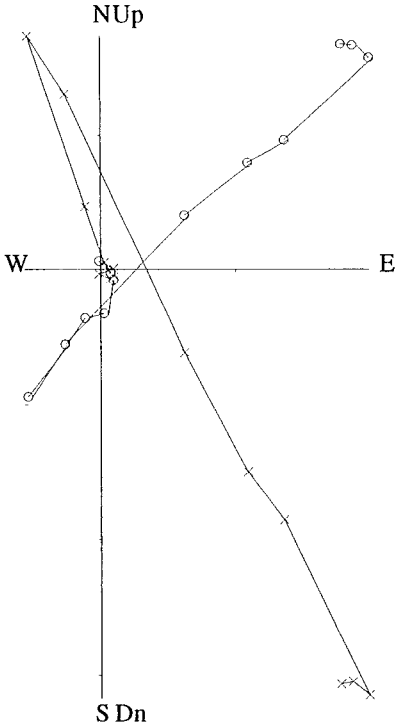




P°B6b
P
Coord. Géographiques

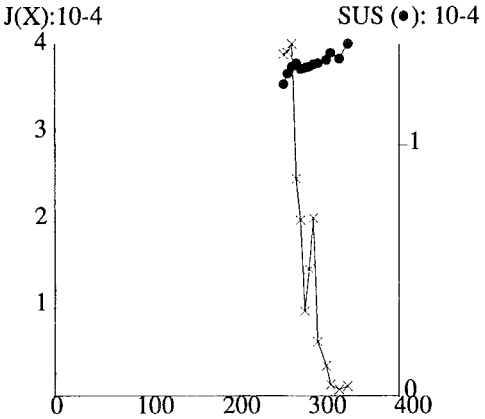
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291
T0250 T0295
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319

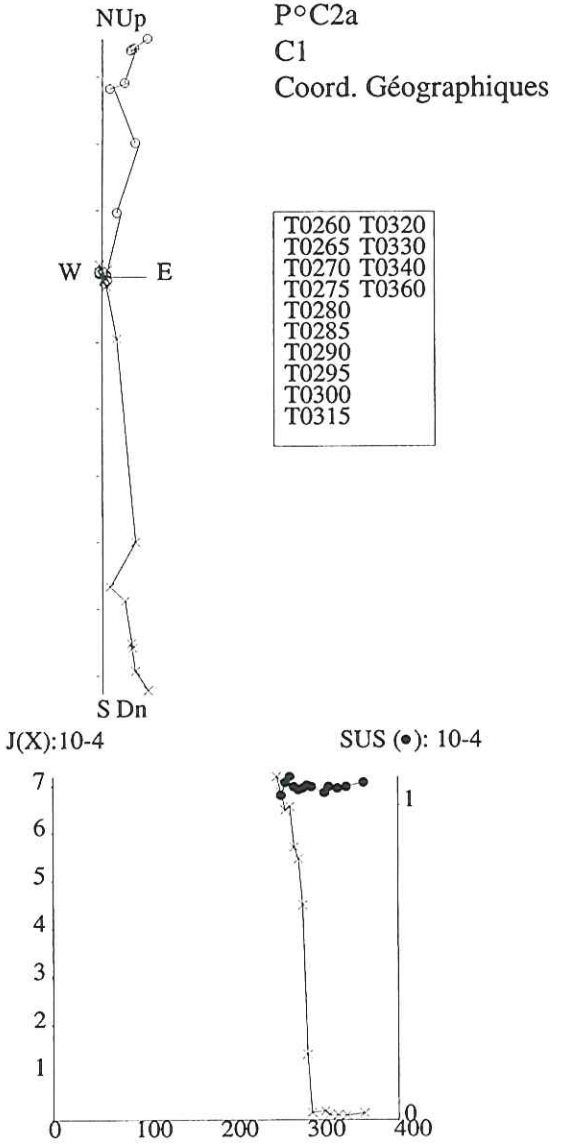




P°B7a
C1
Coord. Géograpl

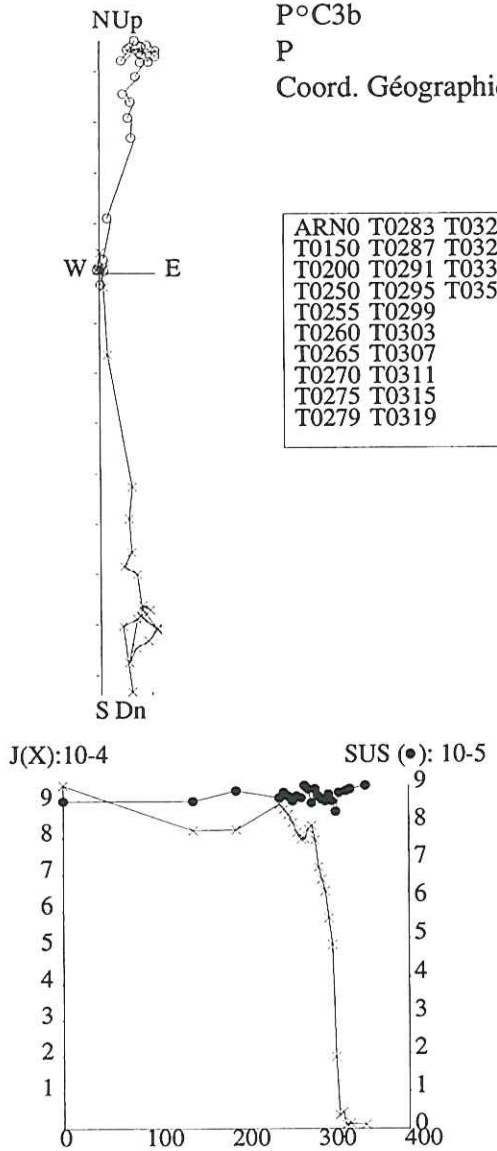
T0265 T0320
T0270 T0330
T0275 T0340
T0280
T0285
T0290
T0295
T0300
T0305
T0315





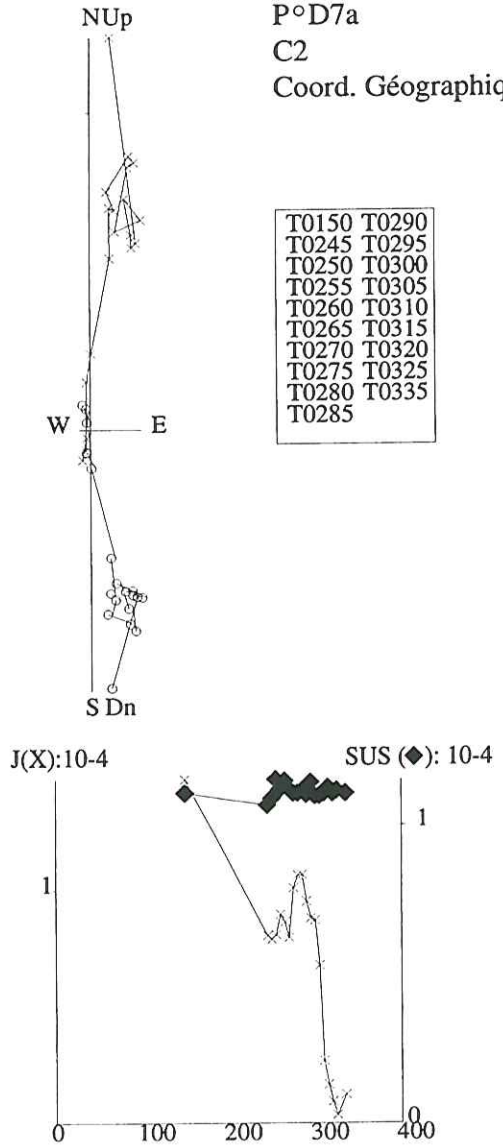
P°C2a
C1
Coord. Géographiques

T0260 T0320
T0265 T0330
T0270 T0340
T0275 T0360
T0280
T0285
T0290
T0295
T0300
T0315



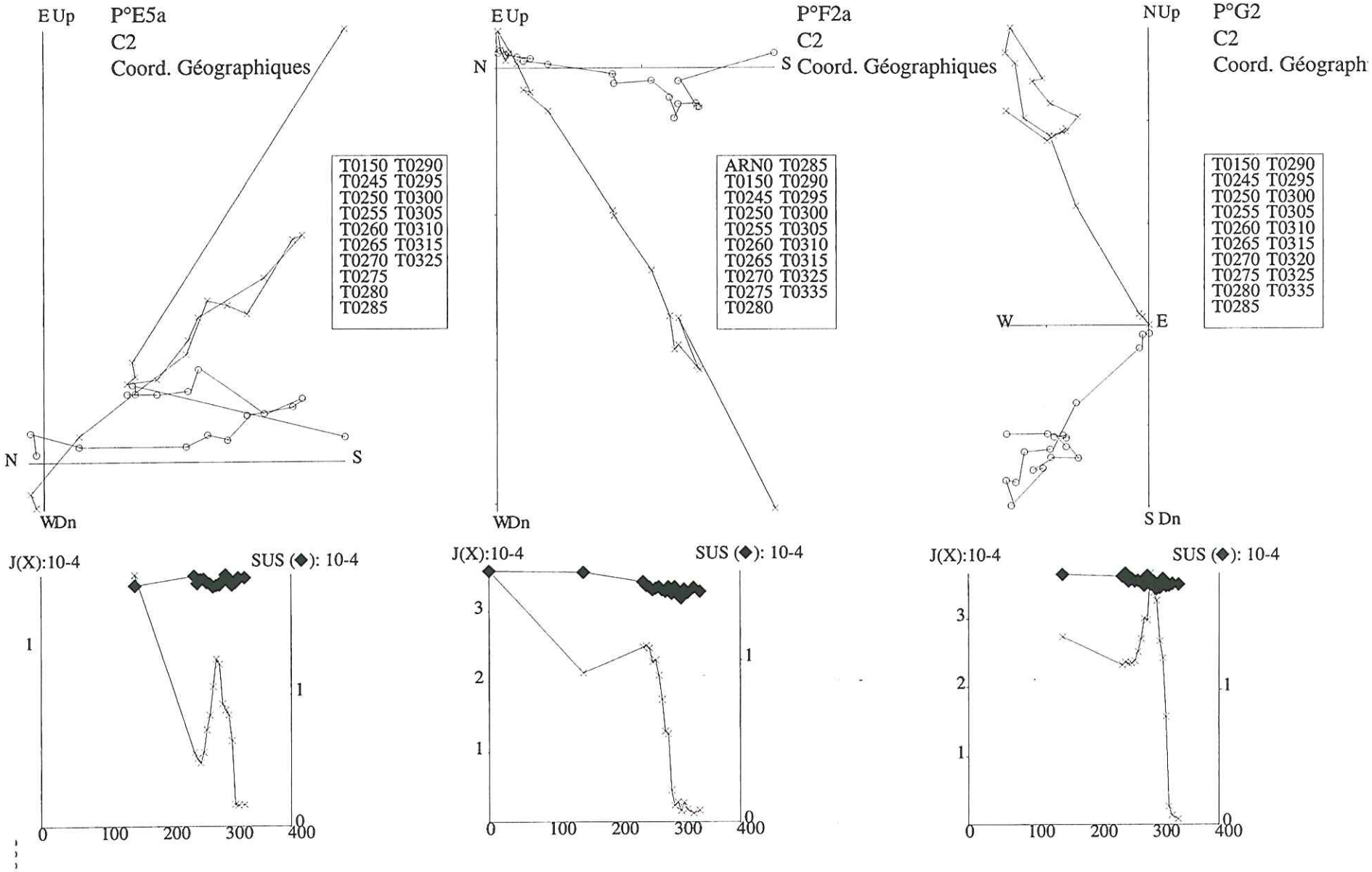
P°C3b
P
Coord. Géographiques

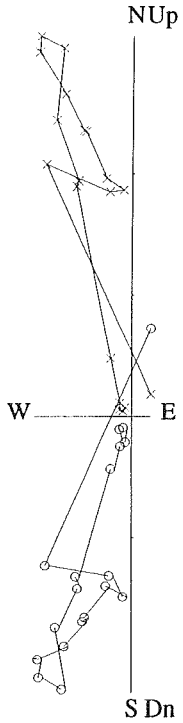
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291 T0332
T0250 T0295 T0350
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319



P°D7a
C2
Coord. Géographiques

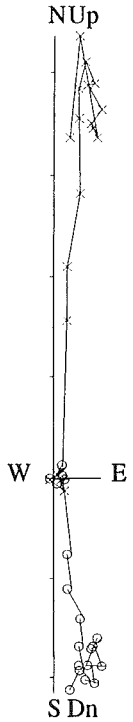
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0335
T0285


E Up
P°E5a
C2
Coord. Géographiques
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0325
T0275
T0280
T0285
N
S
WDn
J(X):10-4
SUS (◆): 10-4
1
1
0
0
100
200
300
400
E Up
P°F2a
C2
Coord. Géographiques
N
S
ARN0 T0285
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0325
T0275 T0335
T0280
WDn
J(X):10-4
SUS (◆): 10-4
3
2
1
1
0
0
100
200
300
400
NUp
P°G2
C2
Coord. Géograph
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0335
T0285
W
E
S Dn
J(X):10-4
SUS (◆): 10-4
3
2
1
1
0
0
100
200
300
400



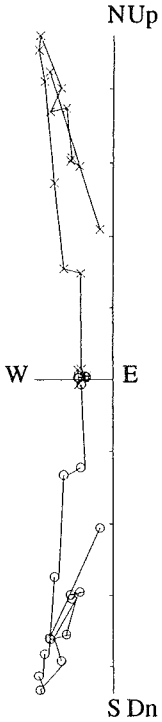
P°G8a
C2
Coord. Géographiques

ARN0 T0285
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0335
T0280



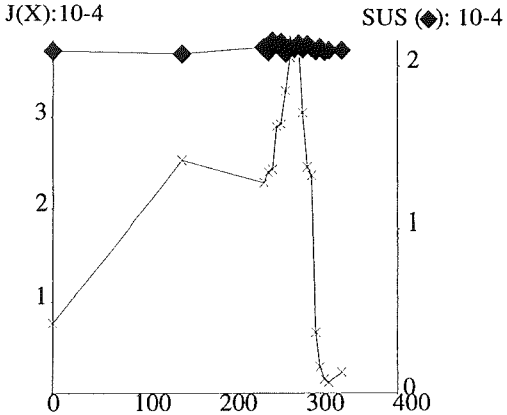
P°H4a
C2
Coord. Géographiques

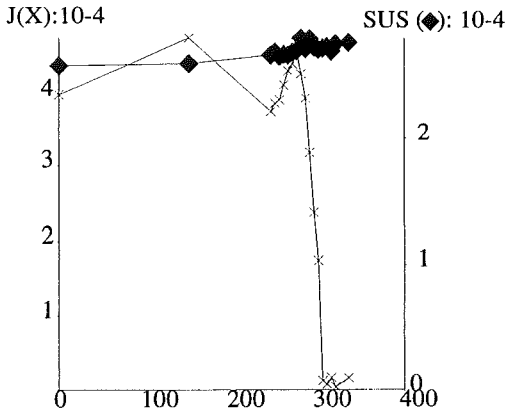
ARN0 T0285
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0335
T0280

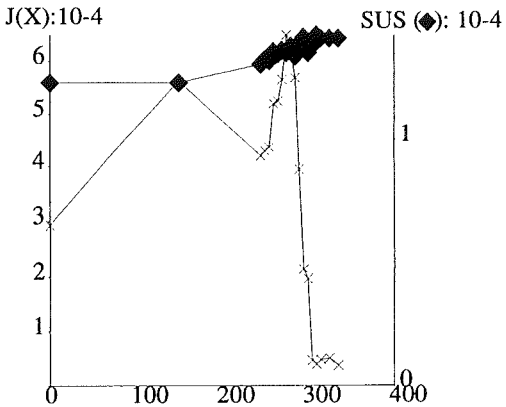


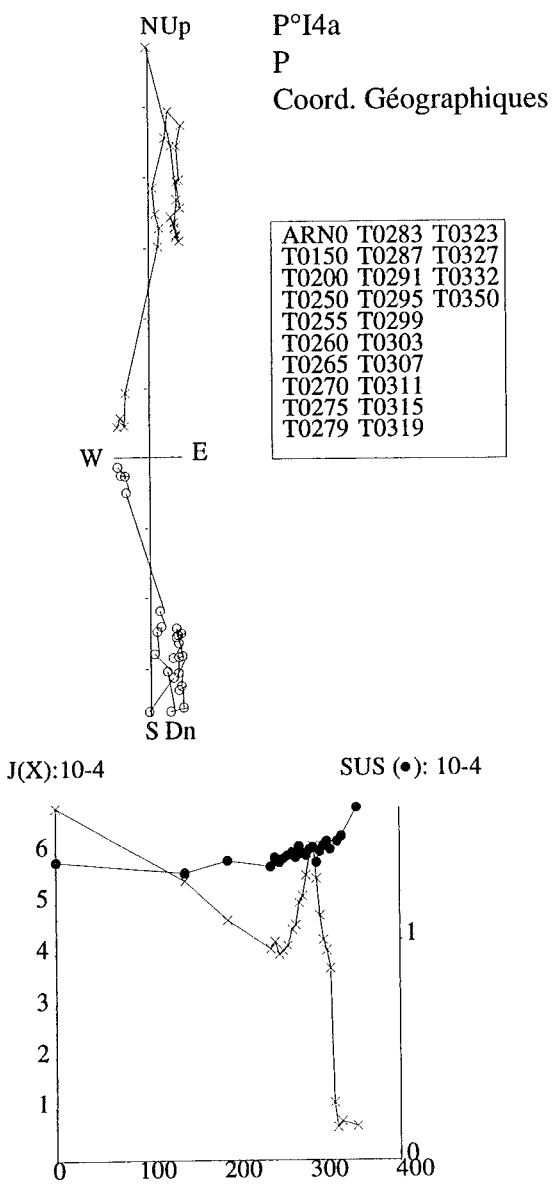
P°I3a
C2
Coord. Géographiques

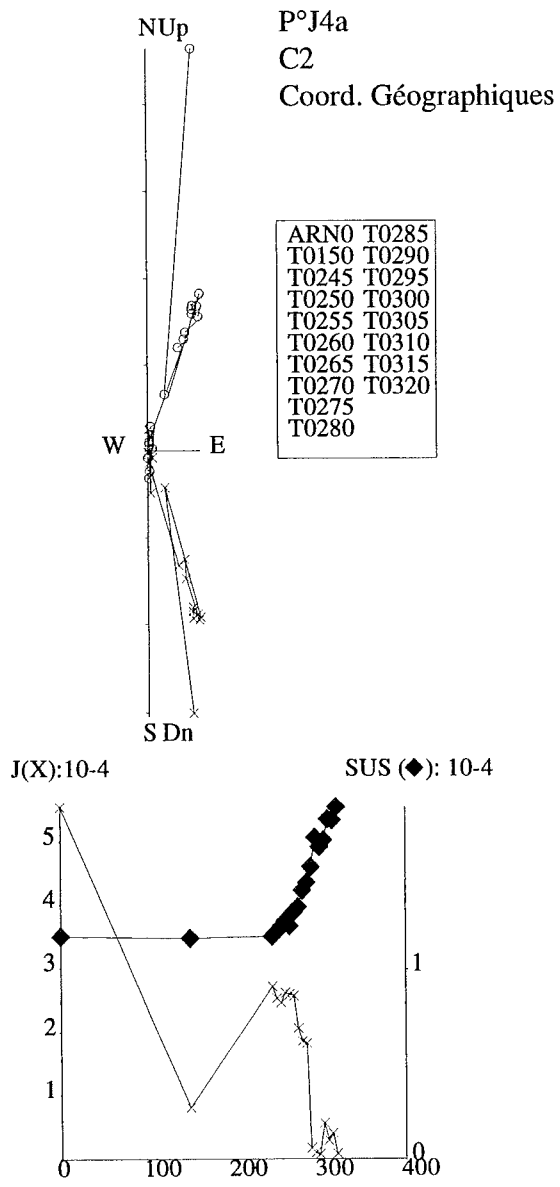
ARN0 T0285
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0325
T0275 T0335
T0280

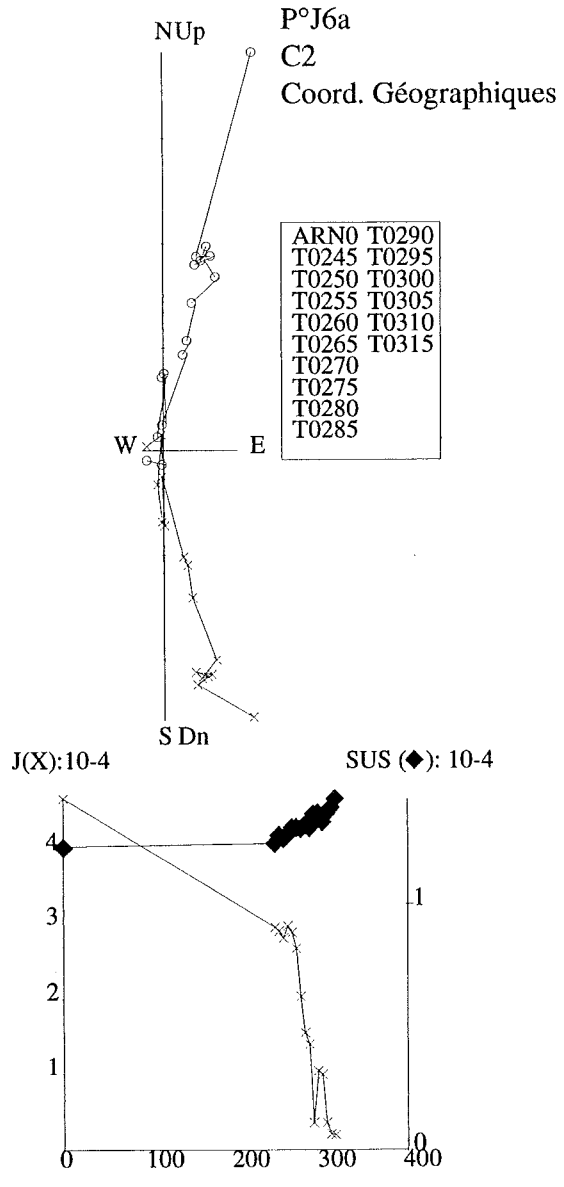


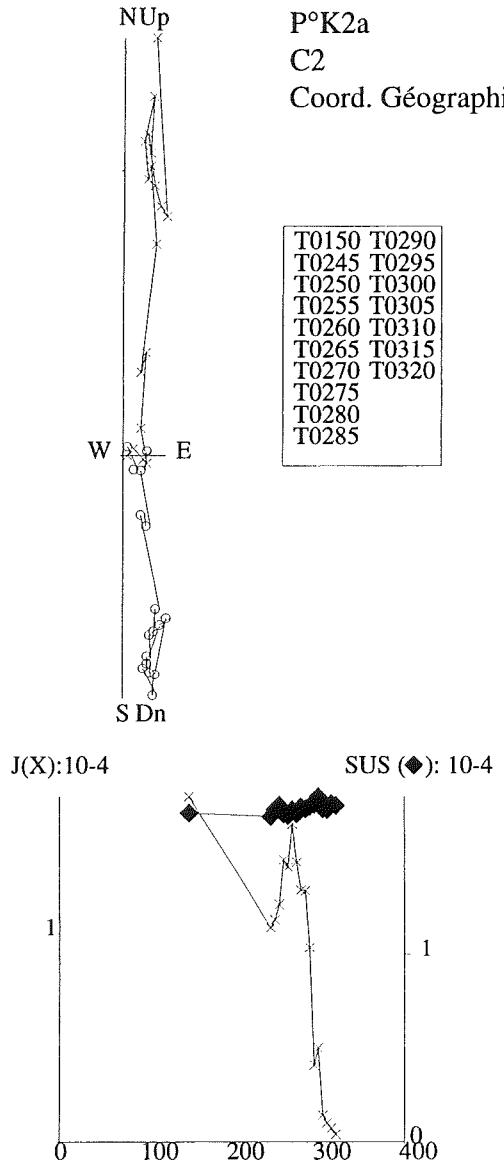





NUp
P°I4a
P
Coord. Géographiques
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291 T0332
T0250 T0295 T0350
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319
W
E
S Dn
J(X):10-4
SUS (•): 10-4
6
5
4
3
2
1
0
100
200
300
400

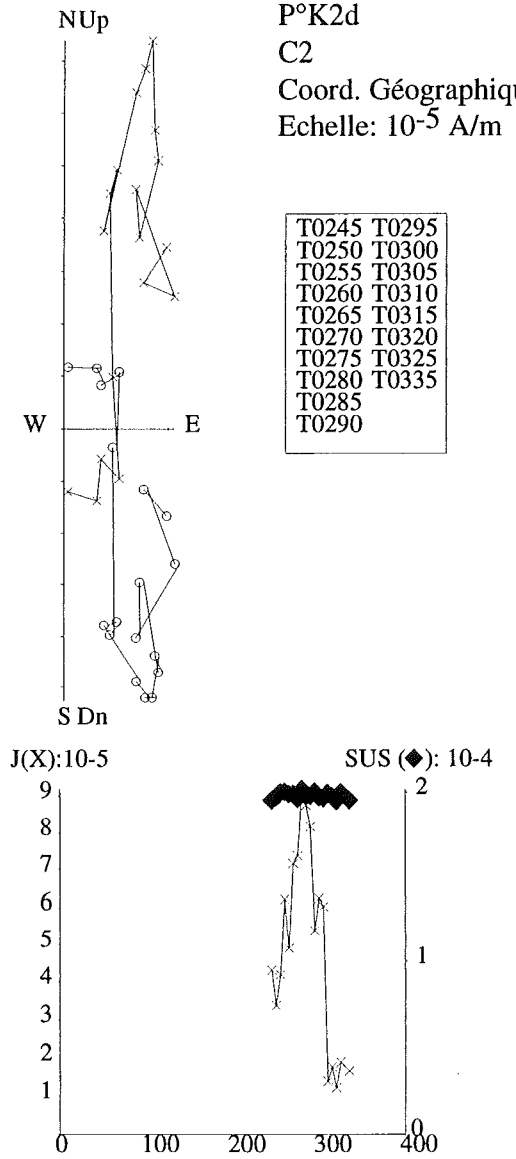

NUp
P°J4a
C2
Coord. Géographiques
ARN0 T0285
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275
T0280
W
E
S Dn
J(X):10-4
SUS (◆): 10-4
5
4
3
2
1
0
100
200
300
400


NUp
P°J6a
C2
Coord. Géographiques
ARN0 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270
T0275
T0280
T0285
W
E
S Dn
J(X):10-4
SUS (◆): 10-4
4
3
2
1
0
100
200
300
400



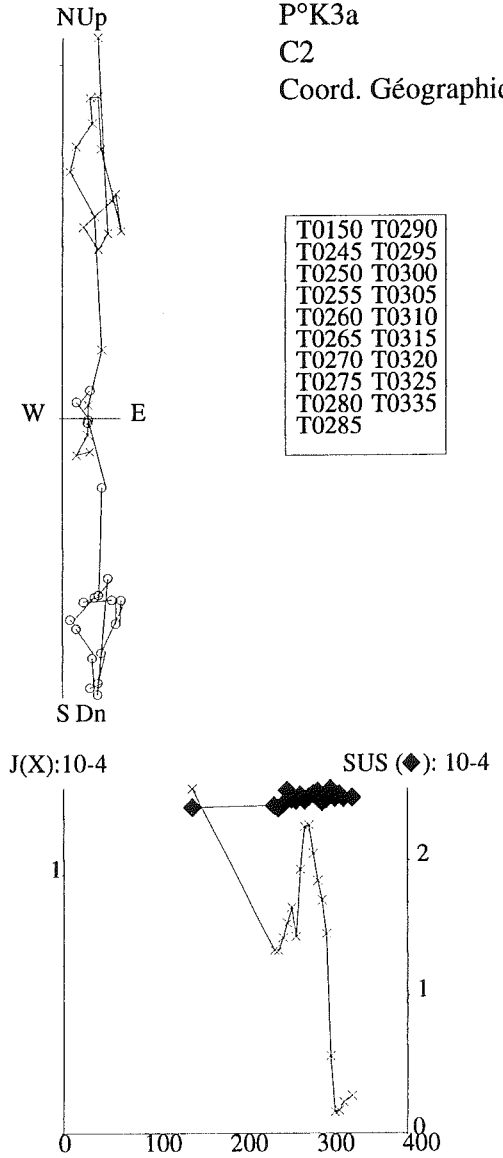
P°K2a
C2
Coord. Géographiques

T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275
T0280
T0285



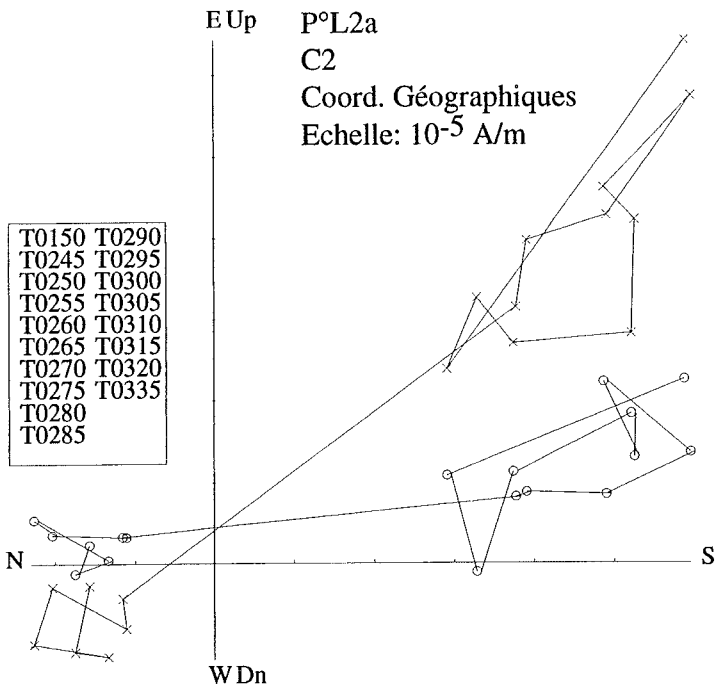
P°K2d
C2
Coord. Géographiques
Echelle: 10^{-5} A/m

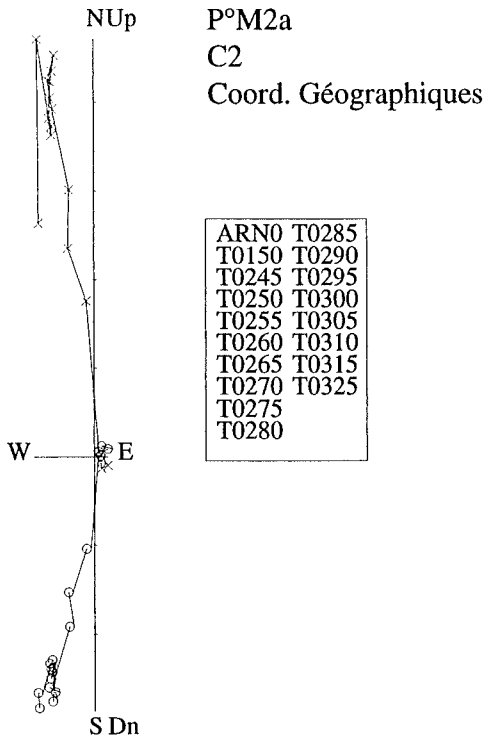
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0335
T0285
T0290

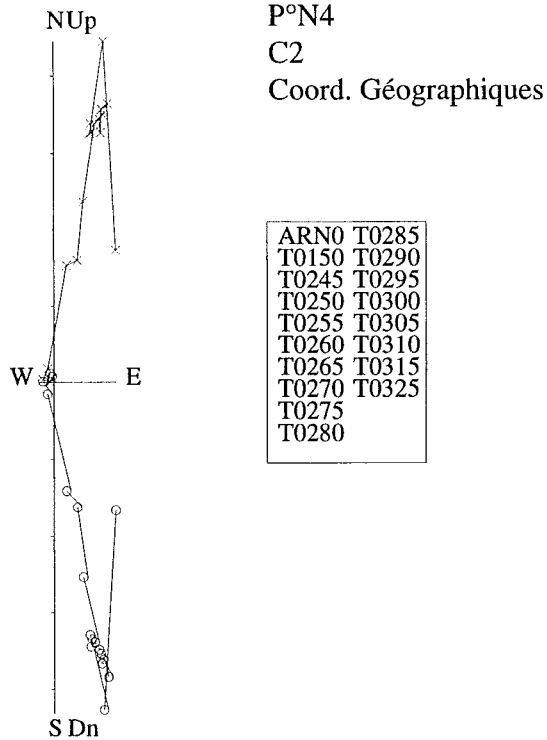


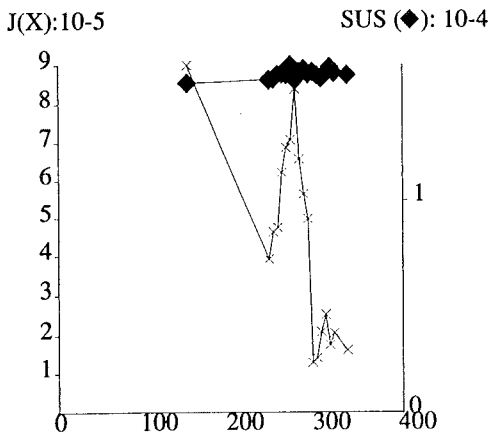
P°K3a
C2
Coord. Géographiques

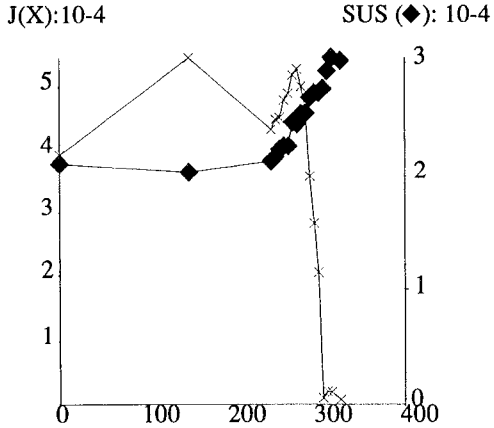
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0335
T0285

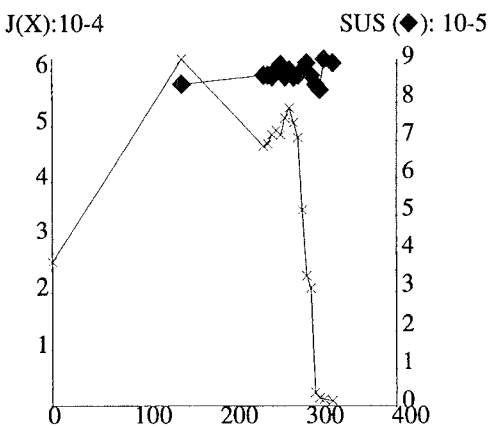

E Up
P°L2a
C2
Coord. Géographiques
Echelle: 10-5 A/m
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0335
T0280
T0285
N
S
W Dn

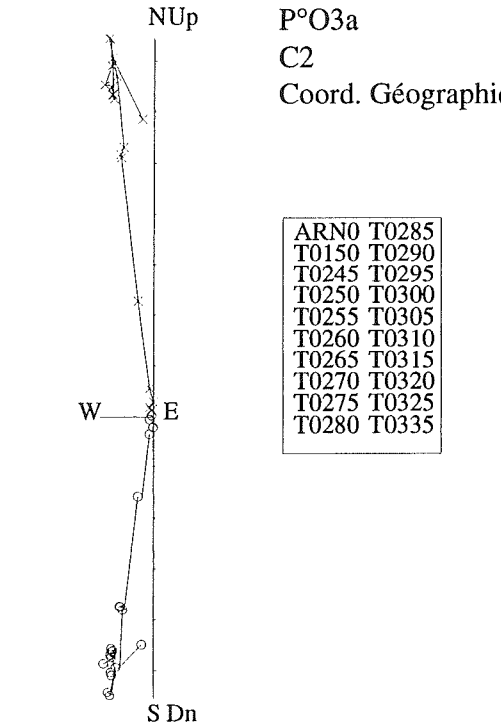

NUp
P°M2a
C2
Coord. Géographiques
ARN0 T0285
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0325
T0275
T0280
W
E
S Dn


NUp
P°N4
C2
Coord. Géographiques
ARN0 T0285
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0325
T0275
T0280
W
E
S Dn


J(X):10-5
SUS (◆): 10-4
0
100
200
300
400

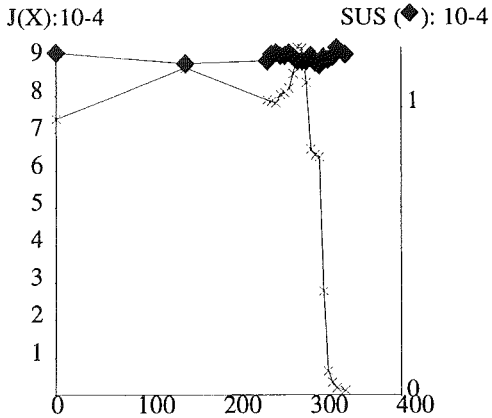

J(X):10-4
SUS (◆): 10-4
0
100
200
300
400

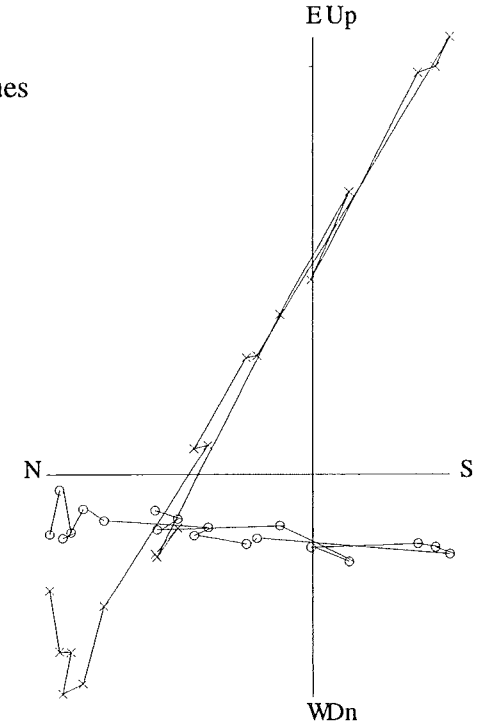

J(X):10-4
SUS (◆): 10-5
0
100
200
300
400



P°O3a
C2
Coord. Géographiques

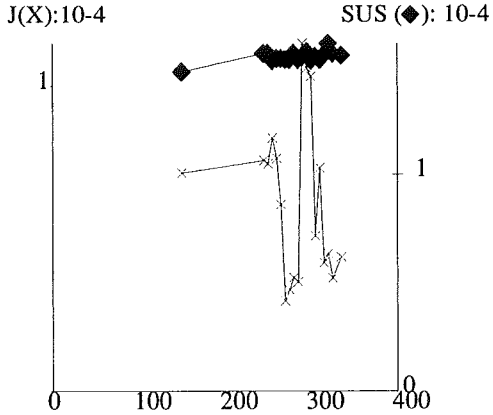
ARN0 T0285
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0335

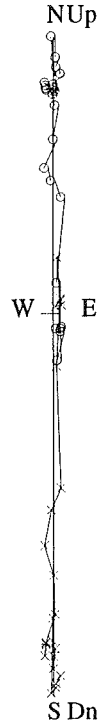




P°P3a
C2
Coord. Géographiques

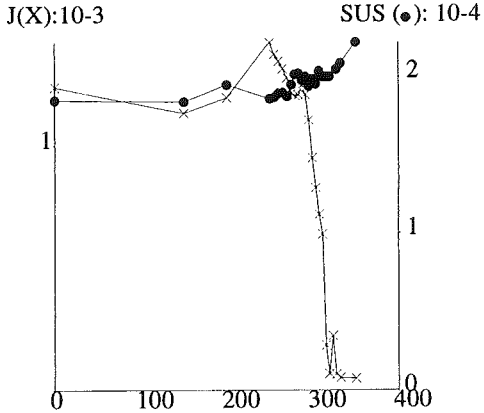
T0150 T0290
T0245 T0295
T0250 T0300
T0255 T0305
T0260 T0310
T0265 T0315
T0270 T0320
T0275 T0325
T0280 T0335
T0285

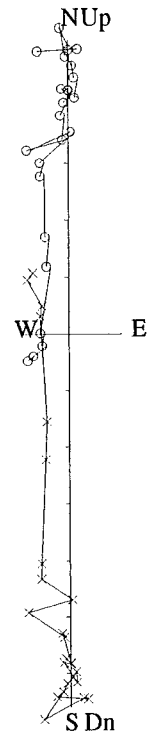




P°Q2b
P
Coord. Géographiques
Echelle: 10^{-3} A/m

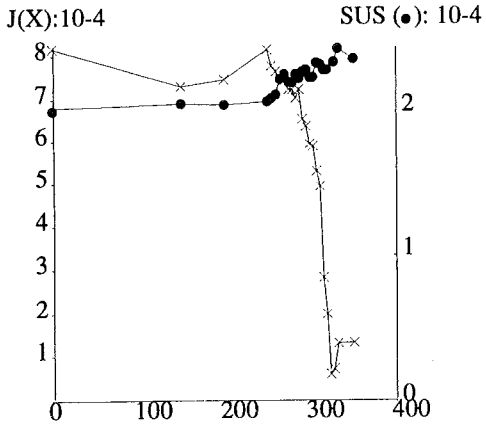
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291 T0332
T0250 T0295 T0350
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319

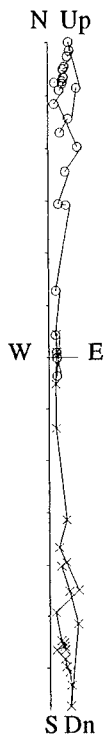




P°Ra1b
P
Coord. Géographiques

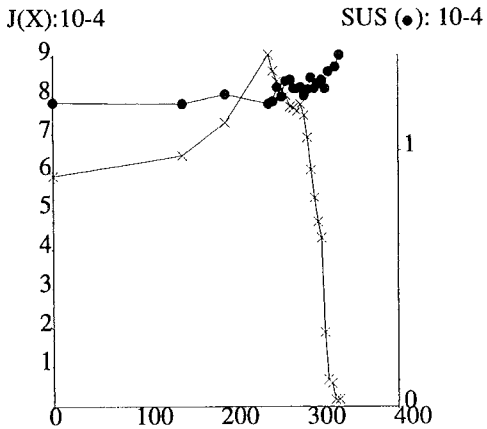
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291 T0332
T0250 T0295 T0350
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319

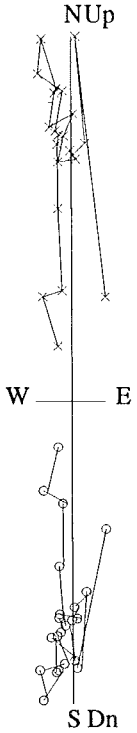




P°Rb5a
P
Coord. Géographiques

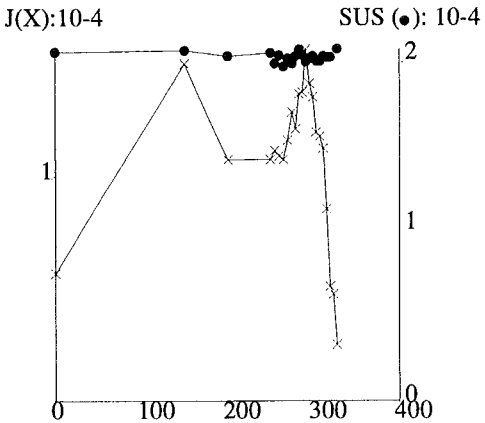
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291 T0332
T0250 T0295
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319

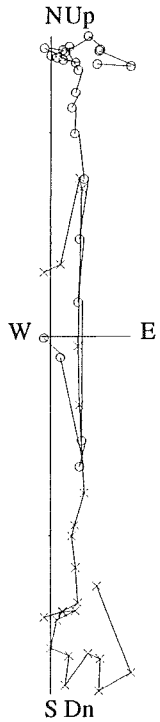




P°S3b
P
Coord. Géographiques

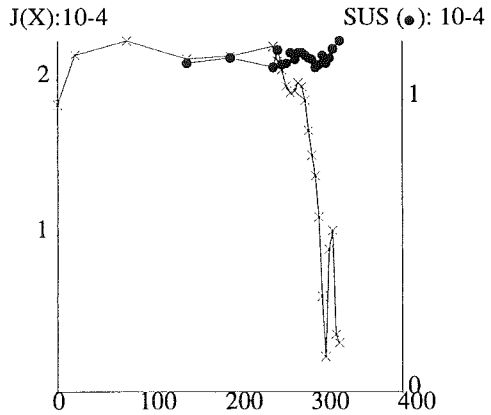
ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291
T0250 T0295
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319

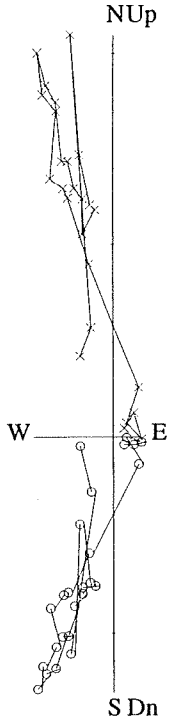




P°U4a
P
Coord. Géographiques

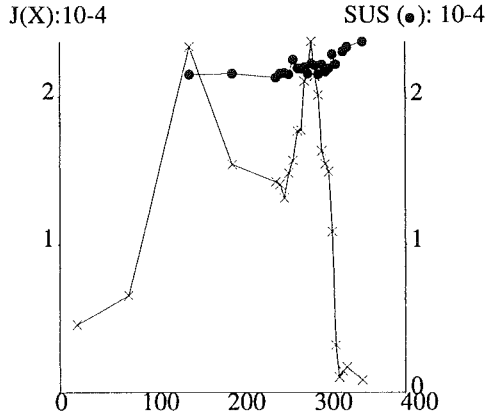
ARN0 T0275 T0315
T0020 T0279 T0319
T0080 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291
T0250 T0295
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311

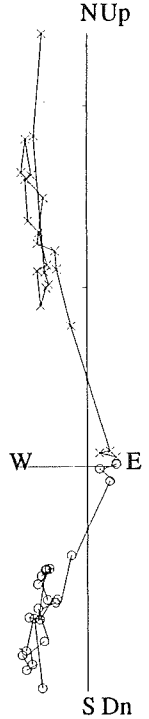




P°V2a
P
Coord. Géographiques

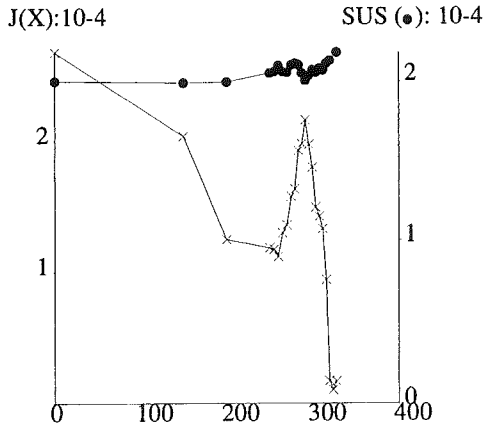
ARN0 T0279 T0319
T0080 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291 T0332
T0250 T0295 T0350
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315





P°V2b
P
Coord. Géographiques

ARN0 T0283 T0323
T0150 T0287 T0327
T0200 T0291
T0250 T0295
T0255 T0299
T0260 T0303
T0265 T0307
T0270 T0311
T0275 T0315
T0279 T0319

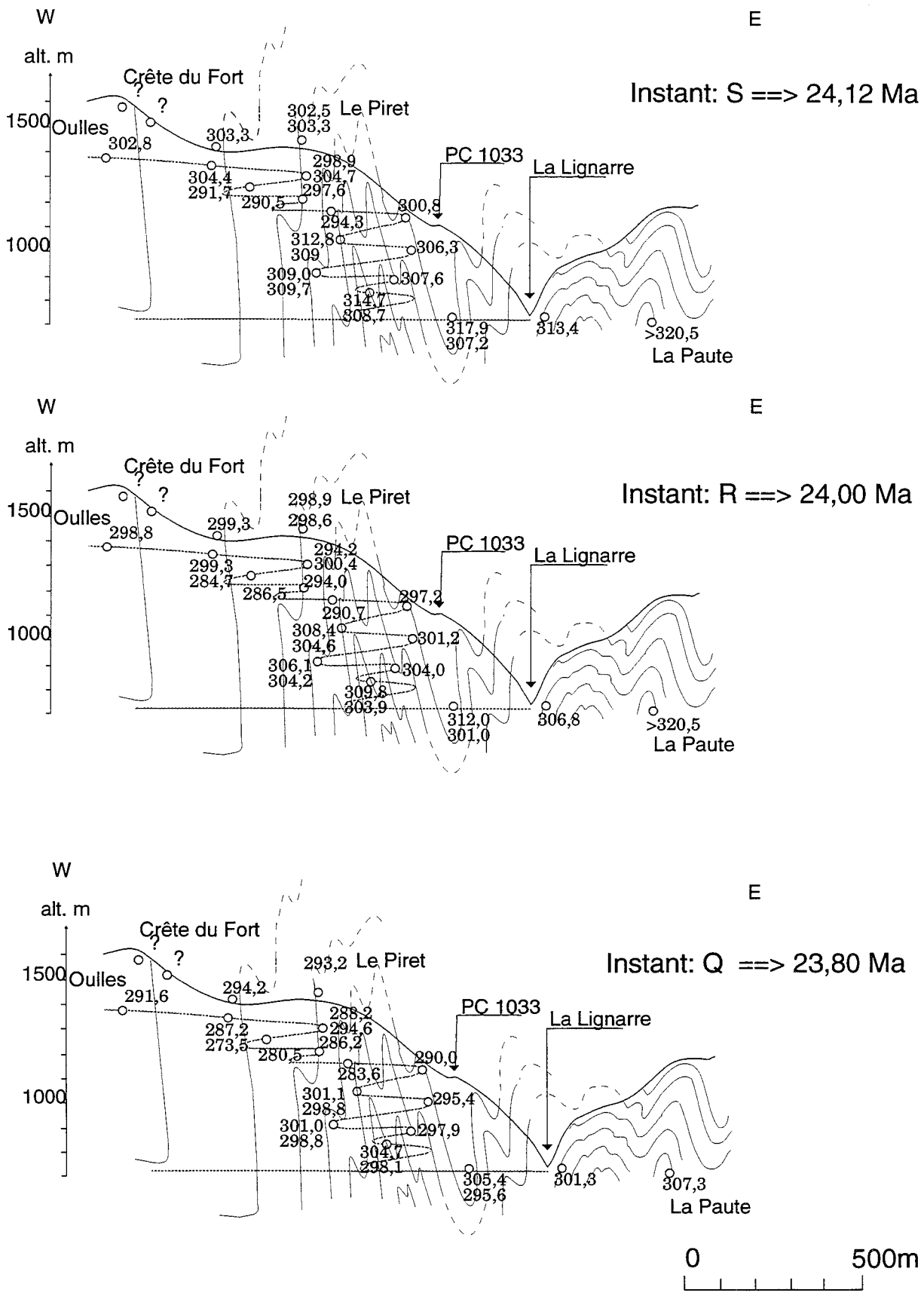


spécimen	altitude	fournée	Tdm	S	R	Q	P	O	N	M	L	K	J	I	H	G	F	E	D	C	B	A	Z	Y
P*W6	1880	P	320,50							316,25	309,00	306,75	298,00	296,00	289,50	287,00	281,75	275,75	271,00	267,75	262,00	258,25	253,00	248,25
P*U4a	1740	P	315,00							311,50	302,50	300,50	292,00	289,00	282,00	279,50	274,00	268,50	263,50	260,00	254,50	250,00		
P*W5c	1108	C1	317,17							314,17	303,67	301,17	295,17	293,42	287,67	285,17	279,17	273,17	268,17					
P*W3b	1108	P	319,00							316,50	304,50	302,50	296,50	294,00	288,50	288,00	280,00	274,00	269,25	265,75	261,50	258,00	252,50	248,00
P*Y1a	820	C1	320,67								318,17	316,17	307,17	305,17	299,67	297,67	292,67	286,67	281,67	278,17	273,17			
P*B7a	1090	C1	313,17							307,17	298,67	296,67	290,42	287,92	281,17	277,17								
P*B6b	1090	P	316,00							312,00	304,25	301,50	294,00	291,00	284,00	281,00	275,00	268,50	263,25	260,00	255,50	251,50	245,00	
P*C2a	900	C1	321,67							317,17	308,17	306,17	295,67	291,67	284,17	281,17	276,17	270,67						
P*C3b	900	P	318,00							315,50	304,75	302,50	295,00	292,00	286,00	283,50	278,50	273,00	268,50	265,00	260,00	256,00	251,50	246,00
P*Ra1b	760	P	315,50								304,75	302,50	294,50	290,75	285,00	282,00	277,00	272,00	268,00	264,50	260,00	256,50	250,50	245,50
P*Rb5a	720	P	316,50							314,25	306,00	302,50	293,50	291,50	285,00	282,75	277,75	272,25	268,25	264,50	260,00	256,50	251,00	245,50
P*Q2b	780	P	318,50							314,00	304,50	302,25	293,50	291,00	283,75	281,75	277,75	272,25	268,50	265,50	260,50	257,50	252,00	246,00
PG6a	780	P	318,00							313,50	307,00	305,00	296,50	294,00	288,00	285,00	280,00	274,00	270,00	266,00	261,50	257,50	253,00	247,00
P*X3a	860	C1	318,92					313,42	309,42	304,92	296,92	294,92	287,42	284,92	278,92	275,92	270,92							
P*Z2a	1010	C1	312,17					306,17	304,92	300,67	293,67	290,67	283,17	279,67	274,92	271,17								
P*A2	1170	C2	315,92				310,92	305,92	301,42	297,42	291,42	287,92	280,42	277,42	270,92	267,42	261,42	255,92	251,42	246,92				
P*A6a	1170	C1	316,67				312,67	306,67	302,67	297,67	291,17	288,17	281,92	279,17	273,67									
P*F2a	1350	C2	311,58		308,58	304,83	300,58	296,08	291,58	288,08	282,58	279,83	273,08	270,08	264,58	260,58	255,08							
P*G8a	1395	C2	318,29	309,79	306,79	301,79	299,29	294,29	291,29	287,29	282,29	279,79	274,29	270,79	264,29	261,29	256,29							
P*G2	1395	C2	319,54	311,04	308,54	305,04	302,04	296,54	293,04	289,04	284,04	280,54	274,04	271,04	265,54	262,54	257,04	250,79	246,04					
P*H4a	1500	C2	319,58	308,33	306,08	301,08	298,58	294,08	290,58	286,08	281,33	278,08	272,08	269,08	264,08	260,58								
P*E5a	1500	C2	314,04	305,04	302,79	297,79	294,79	288,54	286,04	281,04	276,04	272,79	266,04	263,54	257,54	253,54	248,54							
P*D7a	1542	C2	316,54	302,54	298,54	294,04	291,04	285,54	282,54	278,29	271,29	268,54	263,04	259,04	252,54	248,54								
P*Q1a	1710	C1	323,49	296,99	293,99	289,24	285,49	280,49	275,99	271,99														
P*R2b	1510	C1	311,25	302,25	299,25	294,75	291,25	286,25	281,75	277,75	272,25	268,50												
P*S1	1350	C1	314,92	306,92	304,92	300,42	297,42	292,42	288,92	284,42	278,42	275,92												
P*T7a	1245	C2	316,92	309,42	307,42	303,42	299,42	293,42	289,92	285,92	280,92	278,42	272,67	269,42	263,42	259,42	254,42							
P*T11a	1245	C1	316,42	308,92	305,92	301,92	298,42	293,42	290,42	286,42	280,92	278,42	272,92											
P*U7a	1120	C1	316,92	305,42	302,42	298,42	294,92	289,42	285,92	282,42	277,42													
P*V1a	1025	C1	317,67	308,67	304,92	300,17	297,17	291,67	289,17	285,67	280,67	277,67	270,67	268,17										
P*V4b	1025	P	318,00	309,50	306,75	302,50	299,50	294,00	290,50	286,50	281,25	278,50	271,00	268,50	263,50	261,00	256,75	249,50	244,25					
P*I3	950	C2	315,79	308,79	305,54	300,79	297,54	291,29	288,04	284,29	279,29	277,29	271,04	267,79	262,29	258,79								
P*I4a	950	P	319,50	310,50	307,50	303,50	300,50	294,25	291,50	287,50	281,50	279,00	272,50	269,75	264,00	261,75	256,50	250,00	245,50					
P*J6a	806	C2	317,58	315,83	312,83	309,33	306,08	301,58	298,58	295,08	289,33	285,58	278,83	275,58	270,58	267,08	261,33	255,58						
P*J4a	806	C2	317,04	315,04	311,04	307,04	302,54	297,54	293,04	289,54	283,54	280,54	274,04	271,54	266,04	262,54	257,04	251,04	246,04					
P*V2a	1445	P	314,00	308,50	306,00	302,00	298,75	293,50	290,00	286,00	281,75	279,00	272,00	269,25	264,00	261,50	255,50	248,00						
P*V2b	1445	P	313,00	309,00	305,75	302,00	299,00	294,00	290,75	286,75	282,25	279,00	272,00	269,50	264,00	261,50	256,50	249,00						
P*S2b	1420	P	313,00	309,00	306,25	302,75	299,25	293,50	290,25	286,25	281,00	278,75	272,00	269,25	263,50	261,25	256,00	249,00						
P*Z1a	1380	C1	315,92	308,67	305,92	300,92	297,67	291,92	288,42	284,92														
P*K2a	1340	C2	317,29	309,79	306,29	297,79	295,79	290,79	286,79	281,29	275,29	271,29	264,29	261,29	256,29									
P*K2d	1340	C2	314,04	301,04	296,04	288,04	284,54	280,04	276,04	271,54	264,79	260,54	253,54	250,29	245,54									
P*K3a	1340	C2	316,04	303,04	300,04	295,54	292,54	287,04	283,54	278,54	272,54	269,54	263,54	259,04	253,54	250,54	246,04							
P*F1b	1290	P	317,50	306,00	302,75	298,50	295,75	290,50	287,50	284,50	280,00	277,50	270,00	267,00	261,00	259,00	253,25	246,00						
P*F2b	1290	P	316,50	307,00	303,50	299,25	296,00	290,50	287,50	283,75	279,00	276,50	269,00	266,50	261,50	259,50	254,25	246,50						
P*F3	1290	C1	314,92	308,92	305,92	302,42	299,92	294,42	291,42	287,92	283,42	281,42	274,92	271,42										
P*F4a	1290	P	316,50	309,00	305,50	301,00	297,50	292,00	289,00	285,75	280,75	277,75	270,25	267,50	262,00	259,50	254,25	247,00						
P*F5b	1290	P	316,50	309,00	306,00	301,50	298,25	293,00	289,50	286,00	281,25	279,25	272,00	269,50	264,50	262,50	257,00	251,00						
P*F6b	1290	P	317,00	310,00	307,00	303,00	300,00	294,00	290,00	286,00	281,25	279,25	272,00	269,00	263,75	261,75	257,00	249,50						
P*F7a	1290	P	316,50	308,00	305,25	301,00	298,00	292,50	288,50	284,50	279,75	277,50	270,75	267,50	262,00	259,00	254,00	246,00						
P*F7b	1290	P	318,50	307,50	304,50	301,00	297,50	291,75	287,75	284,75	280,75	277,75	271,00	268,00	262,00	259,50	254,25	246,50						
P*F7c	1290	P	317,75	307,25	304,50	300,00	297,50	291,50	288,50	285,25	281,00	279,00	272,00	269,50	264,50	262,50	257,00	249,50						
P*F8	1290	P	315,50	307,50	305,00	300,75	297,25	291,50	288,50	285,25	280,50	278,00	271,50	269,00	263,50	261,00	256,00	249,00						
P*L2a	1240	C2	311,08	300,08	297,33	293,08	290,58	285,58	282,08	279,08	274,08	271,08	264,58	260,58										
P*M2a	1160	C2	320,08	305,08	302,58	297,08	294,58	288,58	285,08	282,08	277,08	273,58	266,58	262,08										
P*A2a	1100	C1	318,75	302,75	300,25	295,25	292,75	287,25	283,25	280,00	275,00	271,25												
P*N4	1050	C2	316,29	307,29	304,79	299,79	297,29	292,29	289,29	285,29	280,79	278,29	272,54	269,79	264,79	262,29	256,29							
P*D2a	1010	C2	321,04	315,54	312,54	307,54	304,54	299,04	295,04	291,04	285,54	282,04	274,54	272,04	266,54	263,79	259,29	252,04	247,54					
P*D1a	1010	C1	317,92	312,92	309,92	305,92	302,67	297,67	293,92	290,42	285,17	282,42												
P*O3	950	C2	321,58	311,08	307,58	303,58	300,08	293,58	290,08	286,08	280,58	278,58	273,08	270,08	264,58	260,58	255,58							
P*C6a	920	C1	317,42	313,42	310,92	307,42	303,42	296,92	293,42	288,92	283,92	280,42	273,42											
P*C6b	920	C1	318,67	312,92	309,67	305,92	302,17	296,67	293,17	289,67	284,17	281,67	274,42	270,67	265,17									
P*C7b	920	P	321,00	313,25	310,25	306,75	304,25	299,25	296,00	292,75	287,75	285,50	279,00	276,00	271,25	268,00	262,00	256,00	252,50	247,50	243,00			
P*P3a	860	C2	317,04	312,04	309,54	305,29	302,29	297,54	294,04	290,04	284,04	280,04	273,79	270,29	263,54	260,79	255,54	250,04	245,54					
P*B2b	830	P	320,50	316,75	313,50	310,00	306,50	300,25	297,00	293,75	289,00	287,00	280,50	277,25	272,00	269,00	263,00	256,00	252,00	247,50	243,75			
P*B5a	830	C1	318,92	312,67	309,42	305,42	301,42	295,67	291,67	287,42	281,92	278,42	271,42											
P*E1a	780	P	321,00	319,00	315,00	310,50	308,00	300,00	296,75	293,25	287,50	285,50	278,00	275,50	270,00	267,50	262,25	256,00	250,50	246,50				
P*E7a	780	C1	314,42	311,67	307,42	303,67	299,67	294,92	292,17	288,17	283,17	280,67	273,67	270,67	265,17									
P*O3a	750	C2	317,92	315,92	311,42	307,67	303,17	296,92	293,92	290,17	283,42	279,92	274,42	270,92	265,92	262,42	256,92	251,42	246,42					
SP1	730	C1	320,75			311,75	307,00	301,75	299,25	294,25	289,25	285,75	279,75	277,25	270,75	268,75								

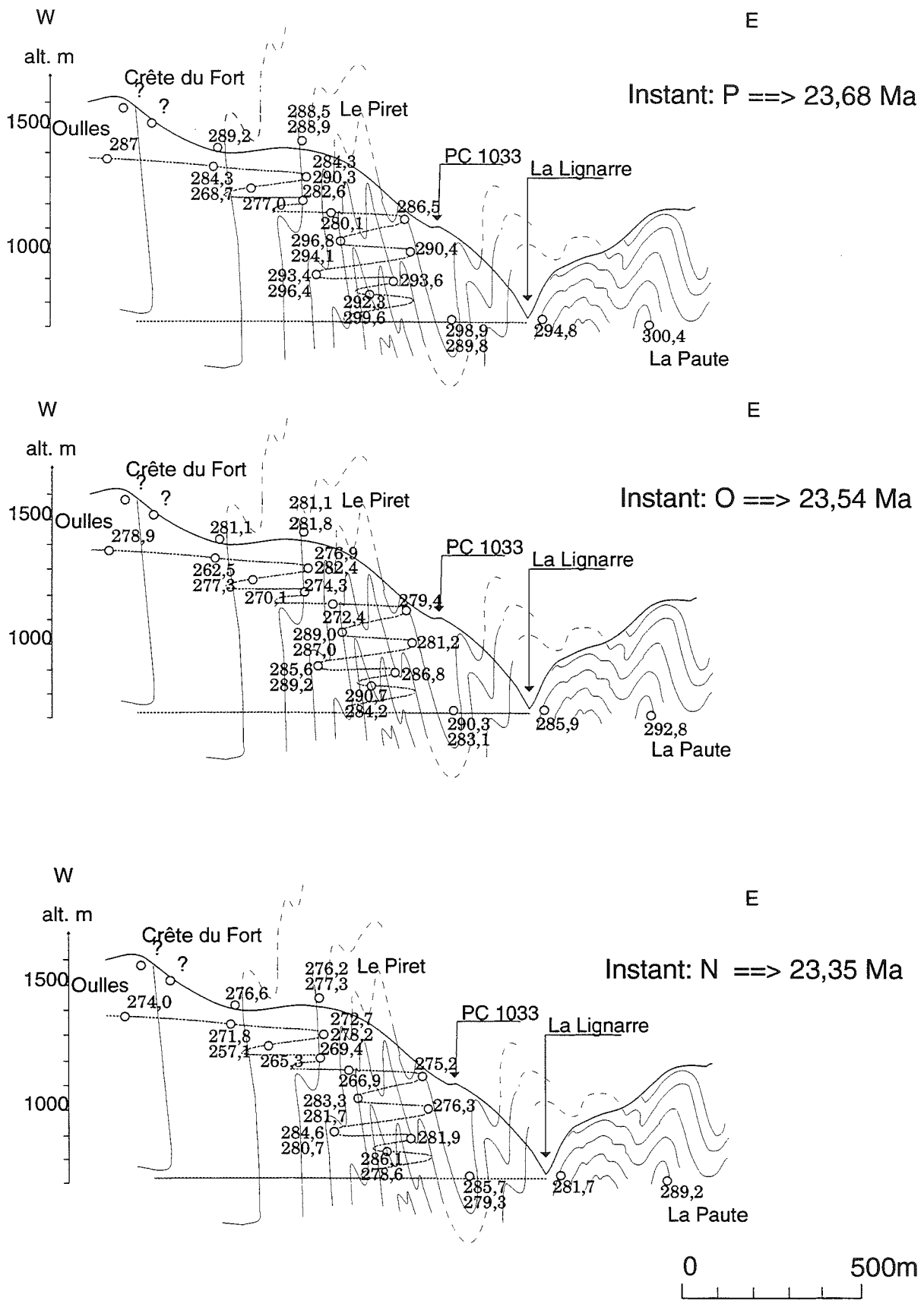
Annexe 2 : Tableau des températures des inversions enregistrées par les spécimens, toutes corrections effectuées.

	UT	TS	SR	RQ	QP	PO	ON	NM	ML	LK	KJ	JI	IH	HG	GF	FE	ED	DC	CB	BA	AZ	ZY
P'W6									7,25	2,25	8,75	2	6,5	2,5	5,25	6	4,75	3,25	5,75	3,75	5,25	4,75
P°U4a									9	2	8,5	3	7	2,5	5,5	5,5	5	3,5	5,5	4,5		
P'W5c									10,5	2,5	6	1,75	5,75	2,5	6	6	5					
P'W3b									12	2	6	2,5	5,5	2,5	6	6	4,75	3,5	4,25	3,5	5,5	4,5
P'Y1a										2	9	2	5,5	2	5	6	5	3,5	5			
P°B7a									8,5	2	6,25	2,5	6,75	4								
P°B6b									7,75	2,75	7,5	3	7	3	6	6,5	5,25	3,25	4,5	4	6,5	
P°C2a									9	2	10,5	4	7,5	3	5	5,5						
P°C3b									10,8	2,25	7,5	3	6	2,5	5	5,5	4,5	3,5	5	4	4,5	5,5
P°Ra1b										2,25	8	3,75	5,75	3	5	5	4	3,5	4,5	3,5	6	5
P°Rb5a									8,25	3,5	9	2	6,5	2,25	5	5,5	4	3,75	4,5	3,5	5,5	5,5
P°Q2b									9,5	2,25	8,75	2,5	7,25	2	4	5,5	3,75	3	5	3	5,5	6
PG6a									6,5	2	8,5	2,5	6	3	5	6	4	4	4,5	4	4,5	6
P'X3a							4	4,5	8	2	7,5	2,5	6	3	5							
P'Z2a							3,25	4,25	7	3	7,5	3,5	4,75	3,75								
P°A2						5	4,5	4	6	3,5	7,5	3	6,5	3,5	6	5,5	4,5	4,5				
P°A6a						6	4	5	6,5	3	6,25	2,75	5,5									
P°F2a				3,75	4,25	4,5	4,5	3,5	5,5	2,75	6,75	3	5,5	4	5,5							
P°G8a			3	5	2,5	5	3	4	5	2,5	5,5	3,5	6,5	3	5							
P°G2			2,5	3,5	3	5,5	3,5	4	5	3,5	6,5	3	5,5	3	5,5	6,25	4,75					
P°H4a			2,25	5	2,5	4,5	3,5	4,5	4,75	3,25	6	3	5	3,5								
P°E5a			2,25	5	3	6,25	2,5	5	5	3,25	6,75	2,5	6	4	5							
P°D7a			4	4,5	3	5,5	3	4,25	7	2,75	5,5	4	6,5	4								
P'Q1a	3,5	18	3	4,75	3,75	5	4,5	4														
P'R2b			3	4,5	3,5	5	4,5	4	5,5	3,75												
P'S1			2	4,5	3	5	3,5	4,5	6	2,5												
P'T7a			2	4	4	6	3,5	4	5	2,5	5,75	3,25	6	4	5							
P'T11a			3	4	3,5	5	3	4	5,5	2,5	5,5											
P'U7a			3	4	3,5	5,5	3,5	3,5	5													
P'V1a			3,75	4,75	3	5,5	2,5	3,5	5	3	7	4,5										
P'V4b			2,75	4,25	3	5,5	3,5	4	5,25	2,75	7,5	2,5	5	2,5	4,25	7,25	5,25					
P°I3			3,25	4,75	3,25	6,25	3,25	3,75	5	2	6,25	3,25	5,5	3,5								
P°I4a			3	4	3	6,25	2,75	4	6	2,5	6,5	2,75	5,75	2,25	5,25	6,5	4,5					
P°J6a			3	3,5	3,25	4,5	3	3,5	5,75	3,75	6,75	3,25	5	3,5	5,75	5,75						
P°J4a			4	4	4,5	5	4,5	3,5	6	3	6,5	2,5	5,5	3,5	5,5	6	5					
P°V2a			2,5	4	3,25	5,25	3,5	4	4,25	2,75	7	2,75	5,25	2,5	6	7,5						
P°V2b			3,25	3,75	3	5	3,25	4	4,5	3,25	7	2,5	5,5	2,5	5	7,5						
P°S2b			2,75	3,5	3,5	5,75	3,25	4	5,25	2,25	6,75	2,75	5,75	2,25	5,25	7						
P'Z1a			2,75	5	3,25	5,75	3,5	3,5														
P°K2a			3,5	8,5	2	5	4	5,5	6	4	7	3	5									
P°K2d			5	8	3,5	4,5	4	4,5	6,75	4,25	7	3,25	4,75									
P°K3a			3	4,5	3	5,5	3,5	5	6	3	6	4,5	5,5	3	4,5							
P'F1b			3,25	4,25	2,75	5,25	3	3	4,5	2,5	7,5	3	6	2	5,75	7,25						
P'F2b			3,5	4,25	3,25	5,5	3	3,75	4,75	2,5	7,5	2,5	5	2	5,25	7,75						
P'F3			3	3,5	2,5	5,5	3	3,5	4,5	2	6,5	3,5										
P'F4a			3,5	4,5	3,5	5,5	3	3,25	5	3	7,5	2,75	5,5	2,5	5,25	7,25						
P'F5b			3	4,5	3,25	5,25	3,5	3,5	4,75	2	7,25	2,5	5	2	5,5	6						
P'F6b			3	4	3	6	4	4	4,75	2	7,25	3	5,25	2	4,75	7,5						
P'F7a			2,75	4,25	3	5,5	4	4	4,75	2,25	6,75	3,25	5,5	3	5	8						
P'F7b			3	3,5	3,5	5,75	4	3	4	3	6,75	3	6	2,5	5,25	7,75						
P'F7c			2,75	4,5	2,5	6	3	3,25	4,25	2	7	2,5	5	2	5,5	7,5						
P'F8			2,5	4,25	3,5	5,75	3	3,25	4,75	2,5	6,5	2,5	5,5	2,5	5	7						
P°L2a			2,75	4,25	2,5	5	3,5	3	5	3	6,5	4										
P°M2a			2,5	5,5	2,5	6	3,5	3	5	3,5	7	4,5										
P'A2a			2,5	5	2,5	5,5	4	3,25	5	3,75												
P°N4			2,5	5	2,5	5	3	4	4,5	2,5	5,75	2,75	5	2,5	6							
P'D2a			3	5	3	5,5	4	4	5,5	3,5	7,5	2,5	5,5	2,75	4,5	7,25	4,5					
P'D1a			3	4	3,25	5	3,75	3,5	5,25	2,75												
P°O3			3,5	4	3,5	6,5	3,5	4	5,5	2	5,5	3	5,5	4	5							
P'C6a			2,5	3,5	4	6,5	3,5	4,5	5	3,5	7											
P'C6b			3,25	3,75	3,75	5,5	3,5	3,5	5,5	2,5	7,25	3,75	5,5									
P'C7b			3	3,5	2,5	5	3,25	3,25	5	2,25	6,5	3	4,75	3,25	6	6	3,5	5	4,5			
P°P3a			2,5	4,25	3	4,75	3,5	4	6	4	6,25	3,5	6,75	2,75	5,25	5,5	4,5					
P'B2b			3,25	3,5	3,5	6,25	3,25	3,25	4,75	2	6,5	3,25	5,25	3	6	7	4	4,5	3,75			
P'B5a			3,25	4	4	5,75	4	4,25	5,5	3,5	7											
P'E1a			4	4,5	4,5	6	3,25	3,5	5,75	2	7,5	2,5	5,5	2,5	5,25	6,25	5,5	4				
P'E7a			4,25	3,75	4	4,75	2,75	4	5	2,5	7	3	5,5									
P'O3a			4,5	3,75	4,5	6,25	3	3,75	6,75	3,5	5,5	3,5	5	3,5	5,5	5,5	5					
SP1					4,75	5,25	2,5	5	5	3,5	6	2,5	6,5	4								
MOYENNE	3,5	18,0	3,1	4,4	3,3	5,4	3,5	3,9	6,0	2,7	7,0	3,0	5,7	2,9	5,3	6,4	4,6	3,8	4,7	3,8	5,4	5,3
ECART TYPE			0,61	0,94	0,61	0,53	0,52	0,56	1,68	0,63	0,98	0,61	0,67	0,65	0,49	0,85	0,53	0,57	0,55	0,43	0,68	0,59
NOMBRE	1	1	50	51	52	54	56	56	65	66	62	59	55	50	44	36	22	14	12	9	8	7
MIN	3,5	18,0	2,0	3,5	2,5	4,5	2,5	3,0	4,0	2,0	5,5	1,8	4,8	2,0	4,0	5,0	3,5	3,0	3,8	3,0	4,5	4,5
MAX	3,5	18,0	4,5	5,5	4,8	6,5	4,5	5,0	12,0	4,0	10,5	4,5	7,5	4,0	6,0	8,0	5,5	5,0	5,8	4,5	6,5	6,0

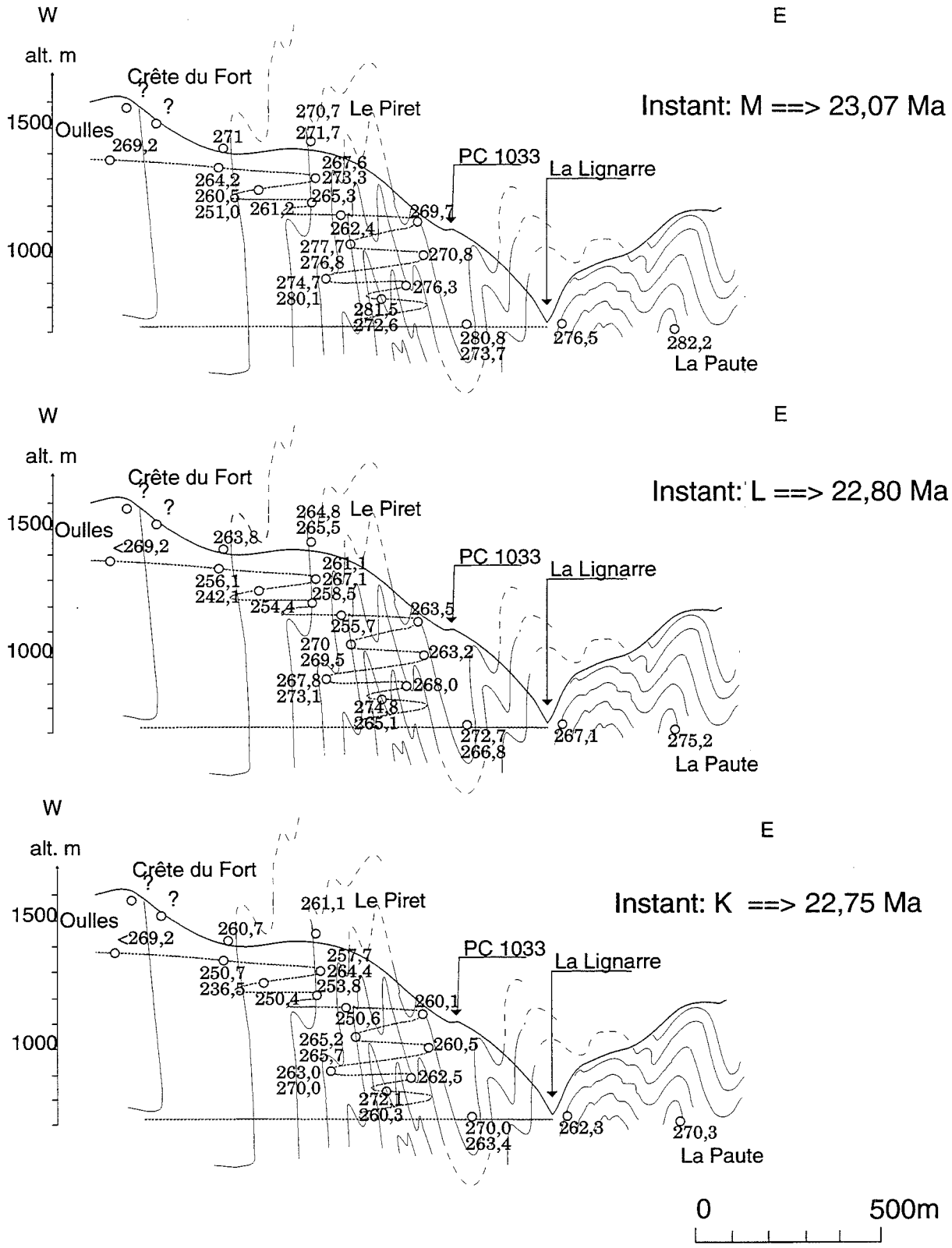
Annexe 3 : Tableau des longueurs des thermochrones.



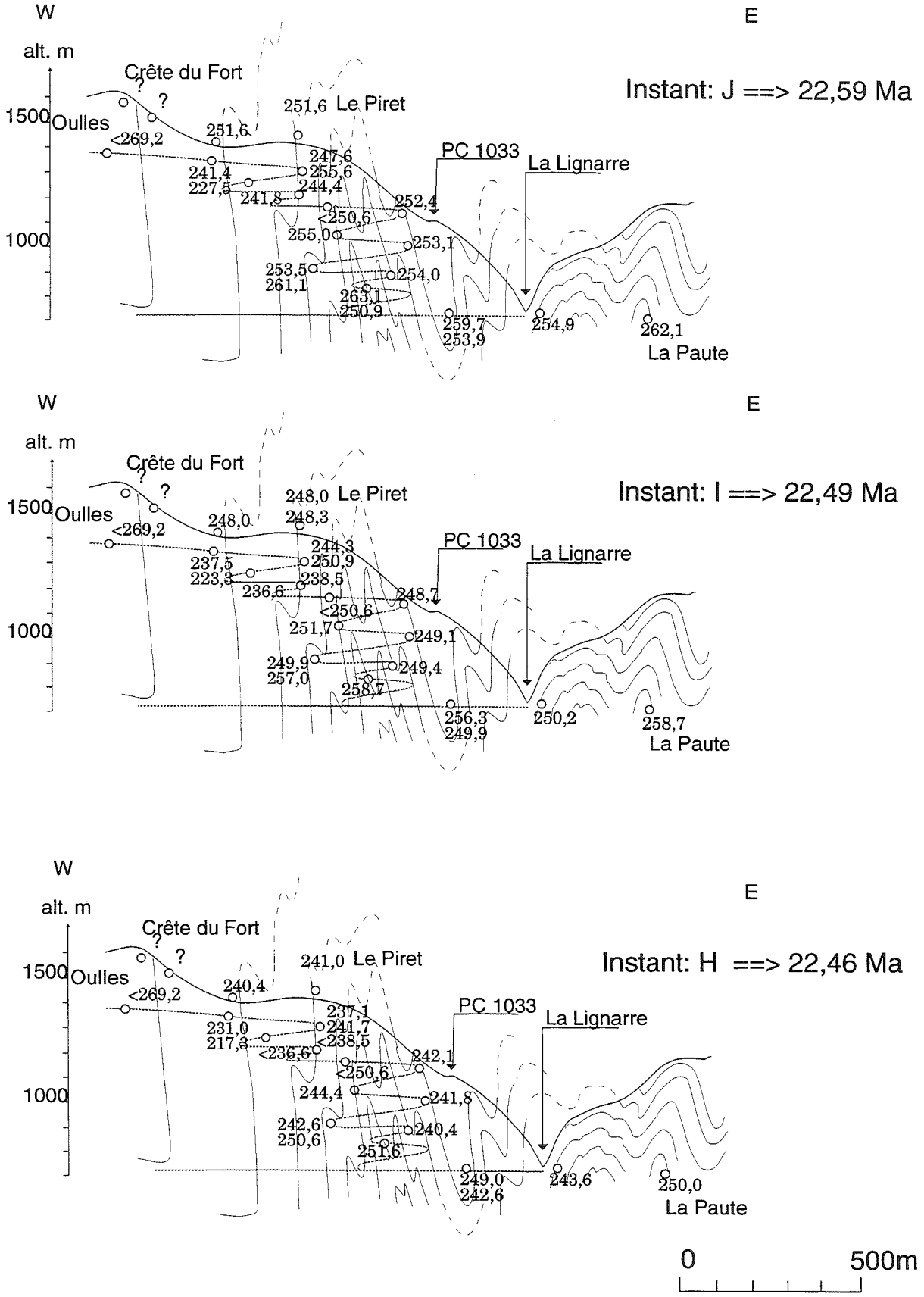
Annexe 4 : Etats thermiques successifs dans le secteur d'Oulles.



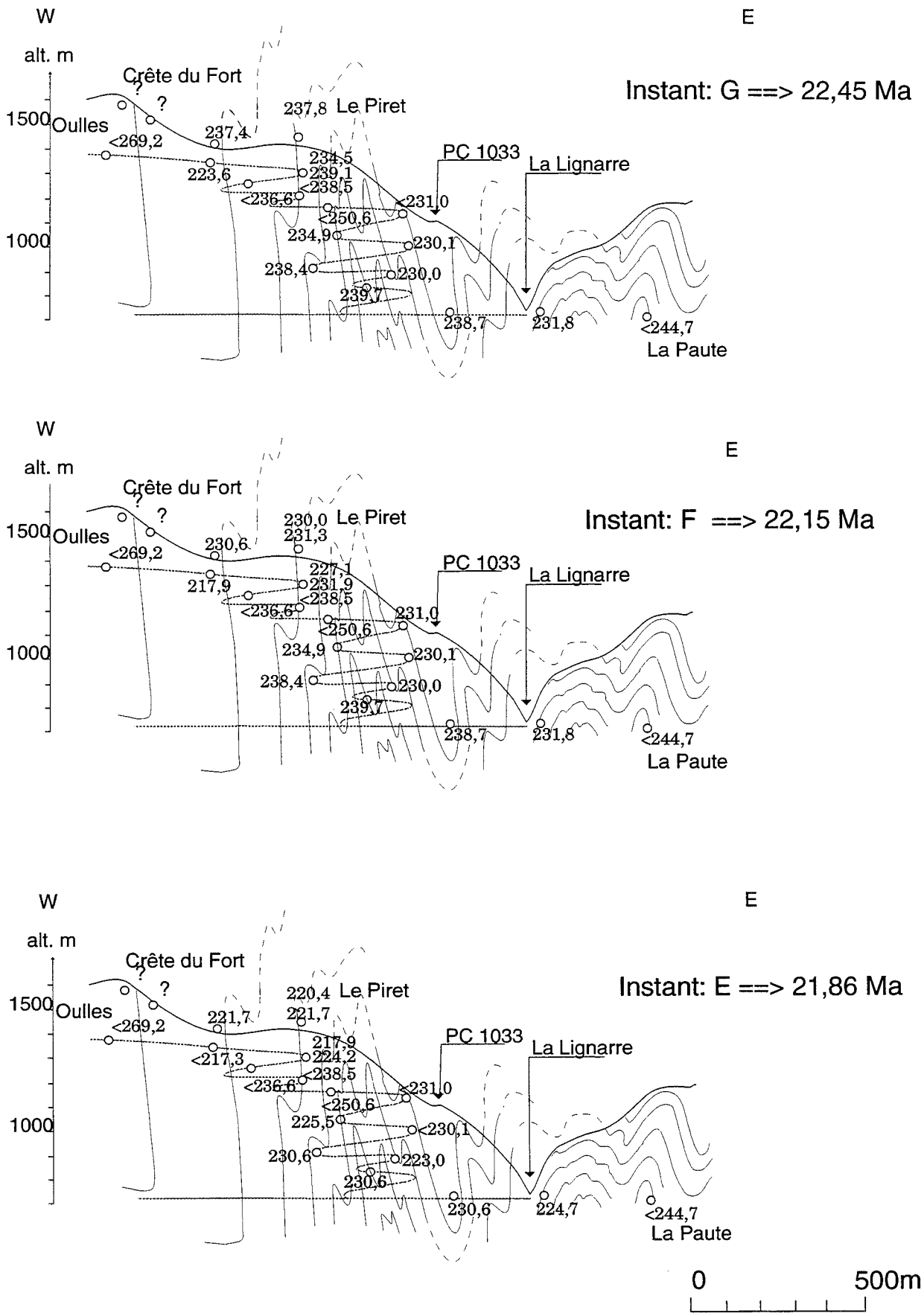
Annexe 4 : Etats thermiques successifs dans le secteur d'Oulles (suite).



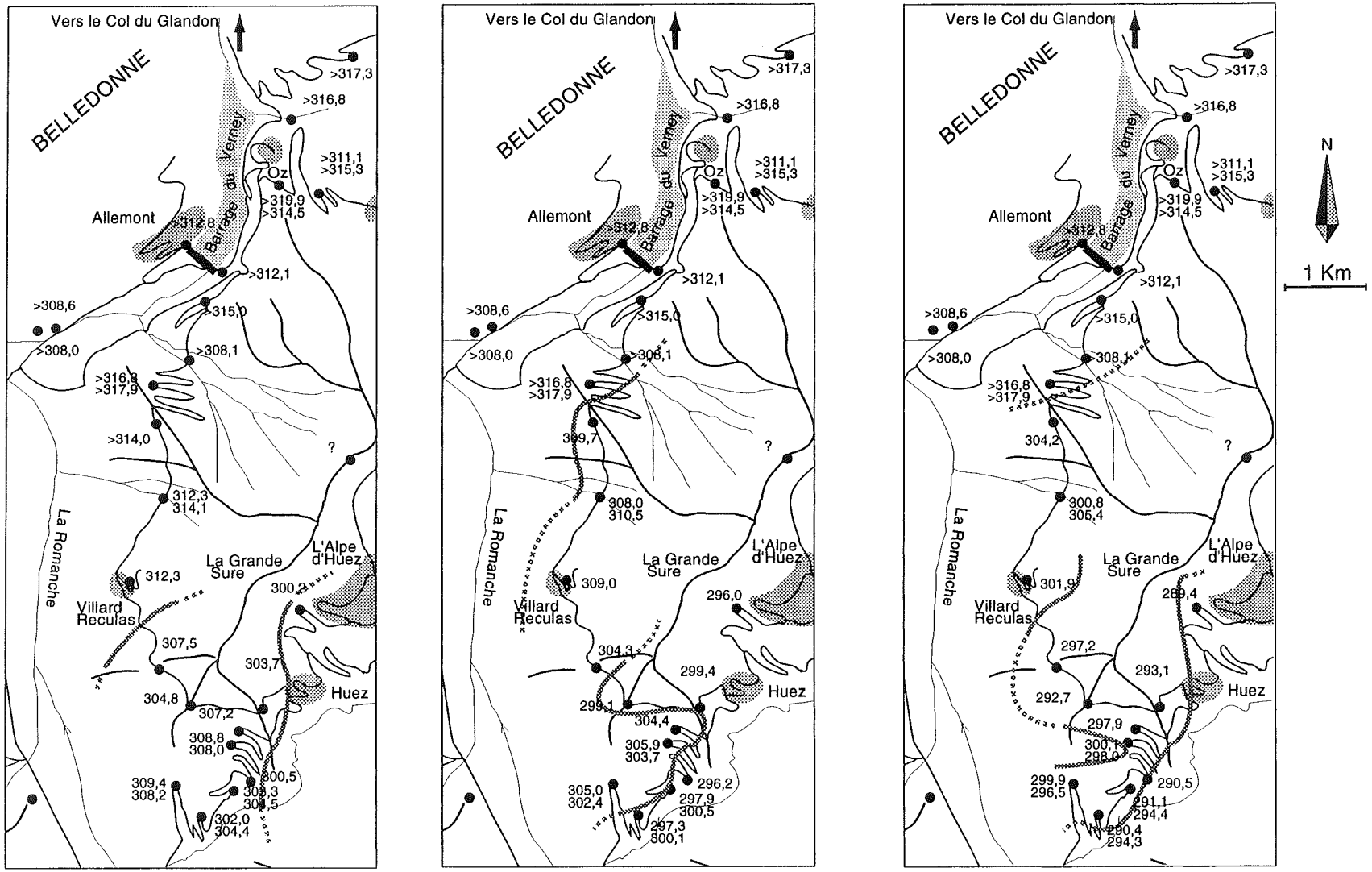
Annexe 4 : Etats thermiques successifs dans le secteur d'Oulles (suite).



Annexe 4 : Etats thermiques successifs dans le secteur d'Oulles (suite).



Annexe 4 : Etats thermiques successifs dans le secteur d'Oulles (suite et fin).

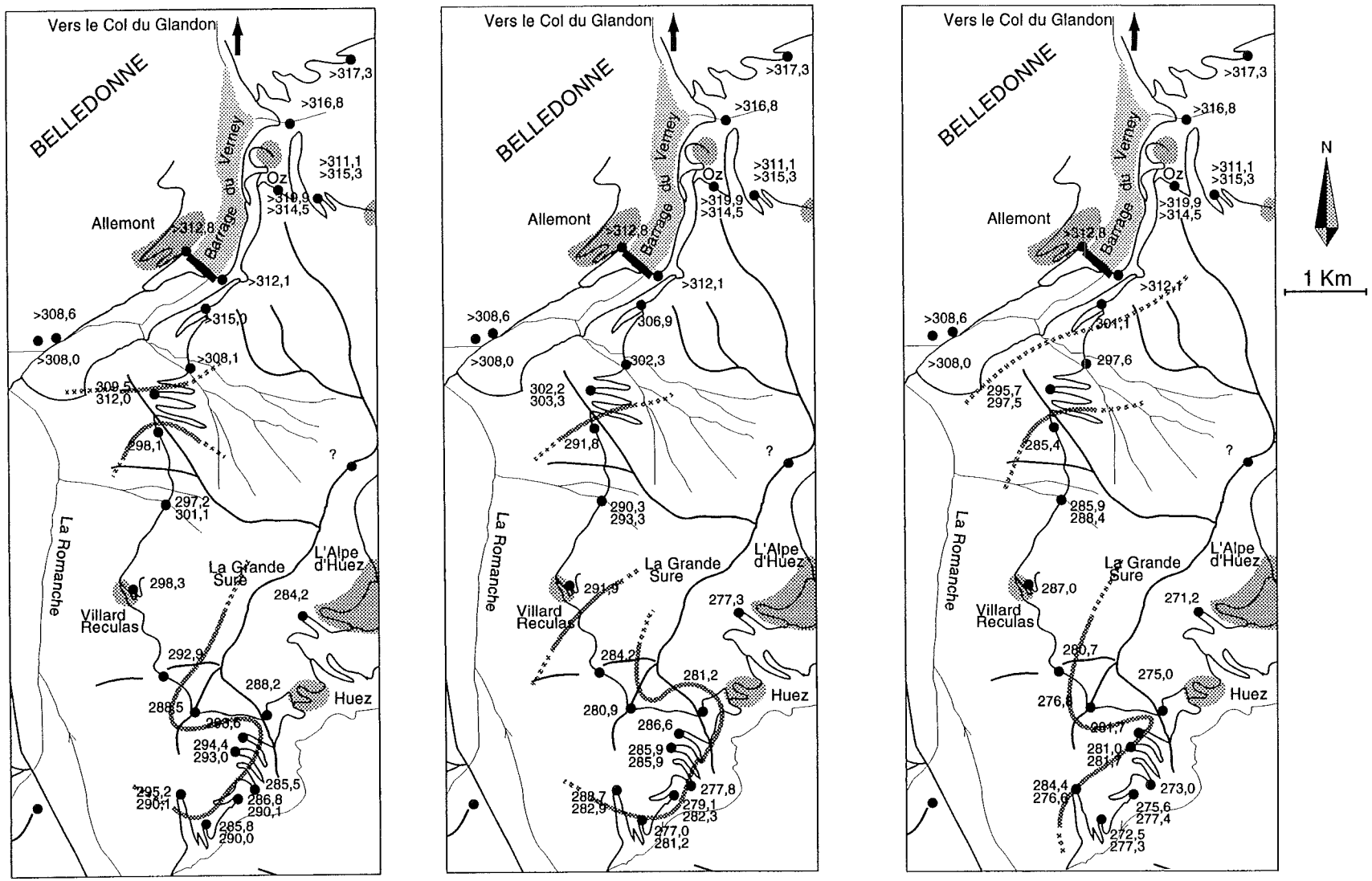


Instant S = 24,12 Ma

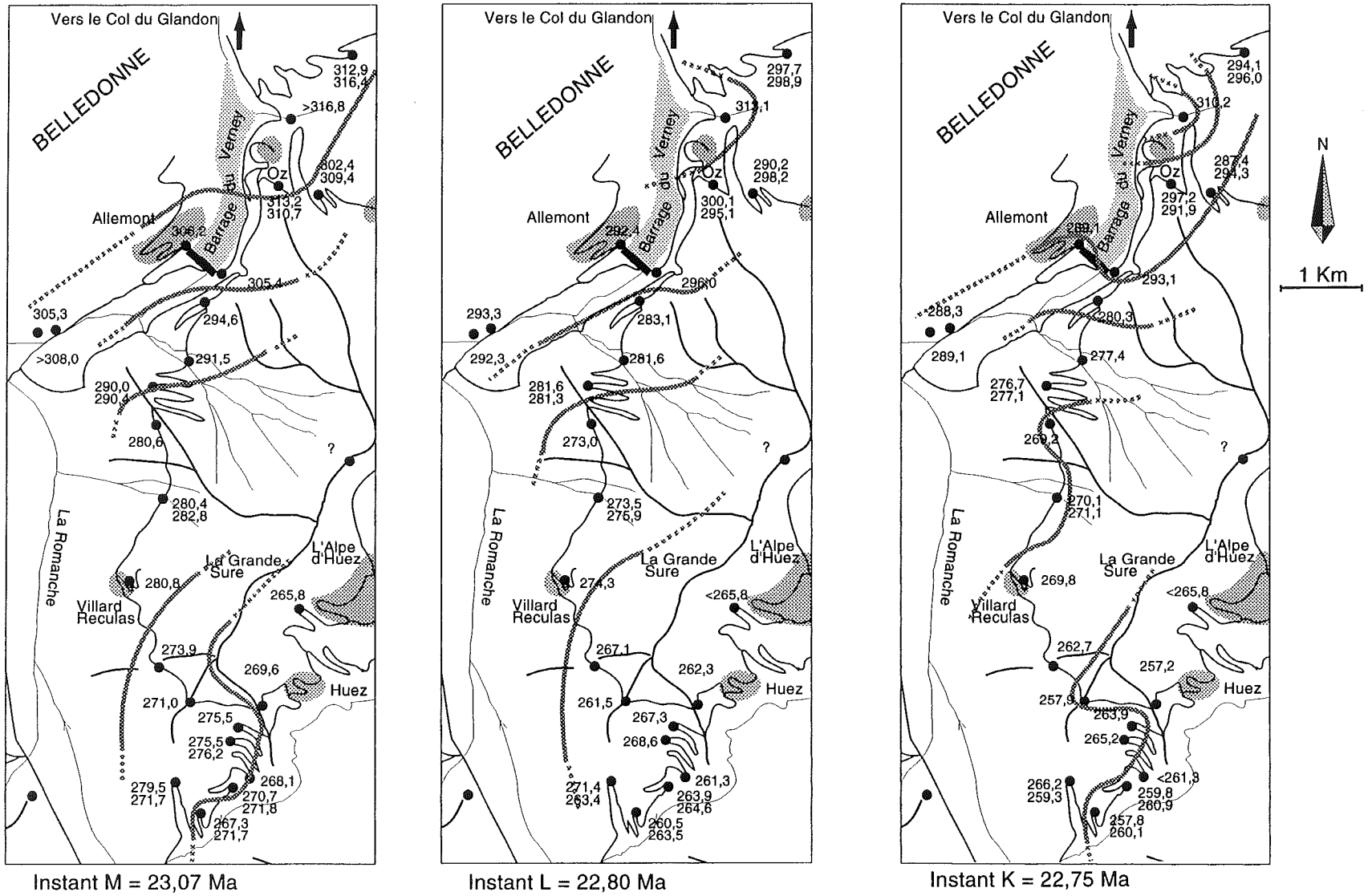
Instant R = 24,00 Ma

Instant Q = 23,80 Ma

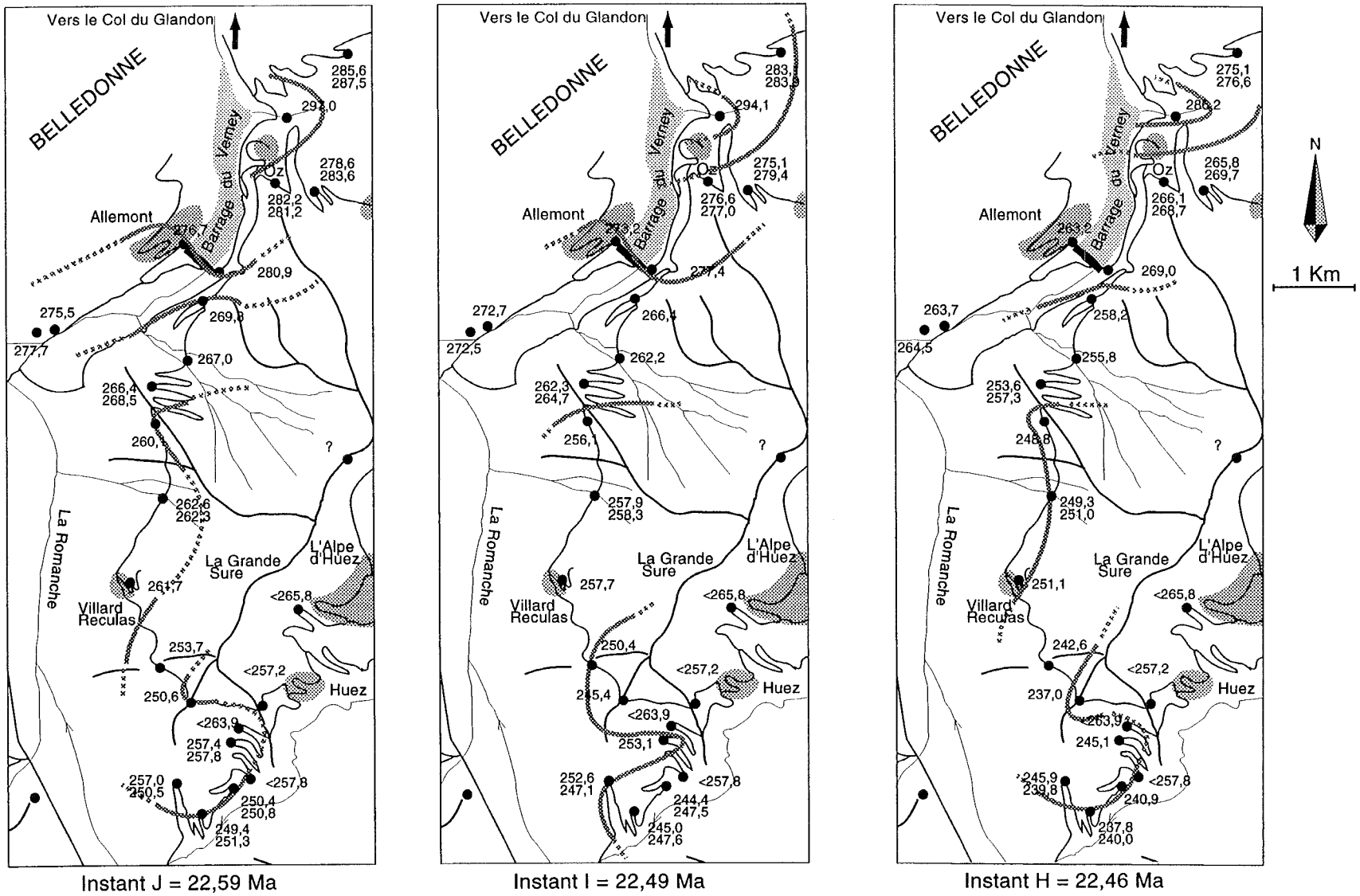
Annexe 5 : Etats thermiques successifs, toutes corrections effectuées, dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany. Les températures indiquées sont ramenées à une altitude actuelle de 1000 m grâce au paléogradient géothermique calculé dans le chapitre 5 de la 3e partie du présent travail.



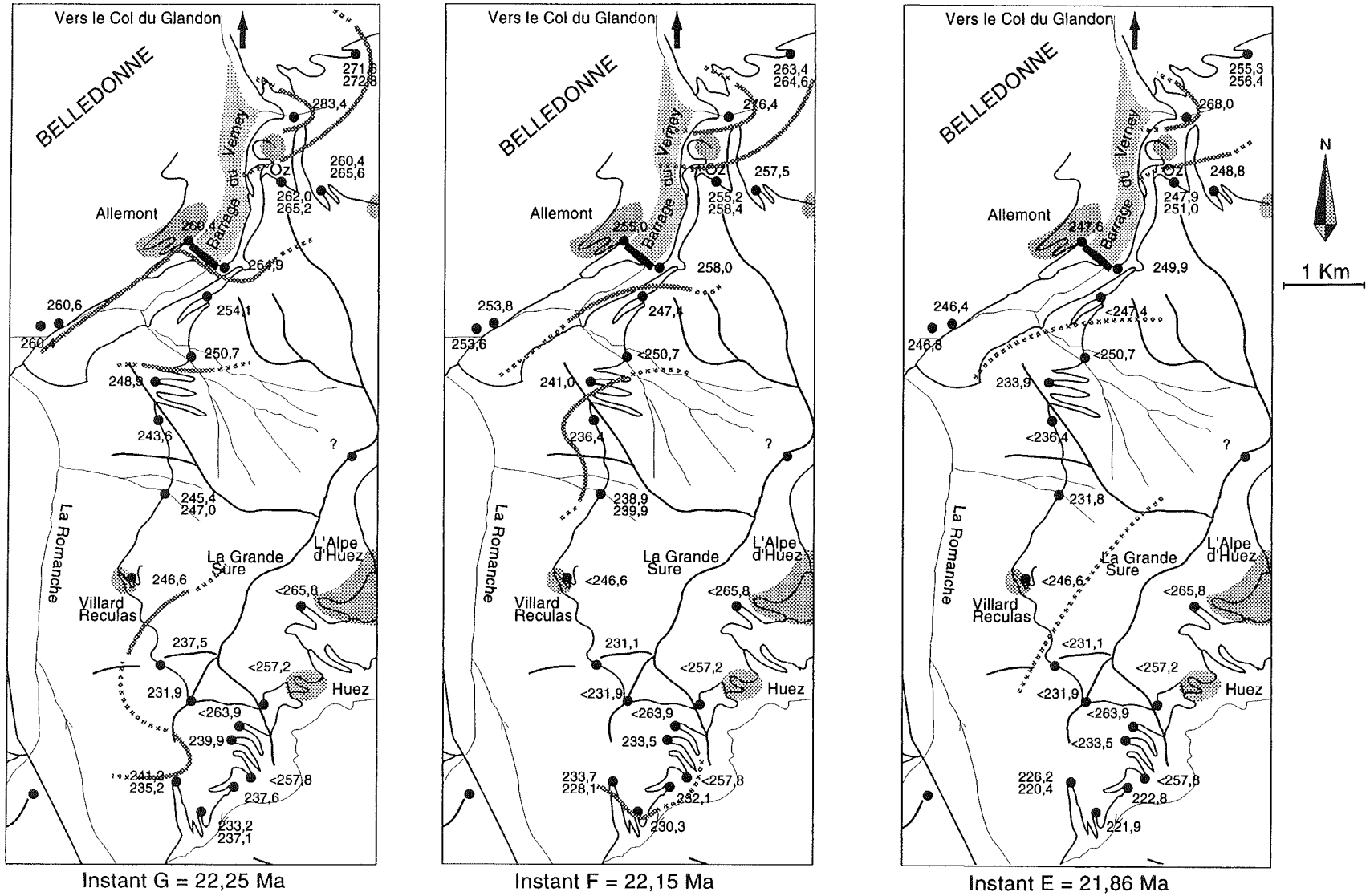
Annexe 5 : Etats thermiques successifs, toutes corrections effectuées, dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany. Les températures indiquées sont ramenées à une altitude actuelle de 1000 m grâce au paléogradient géothermique calculé dans le chapitre 5 de la 3e partie du présent travail (suite).



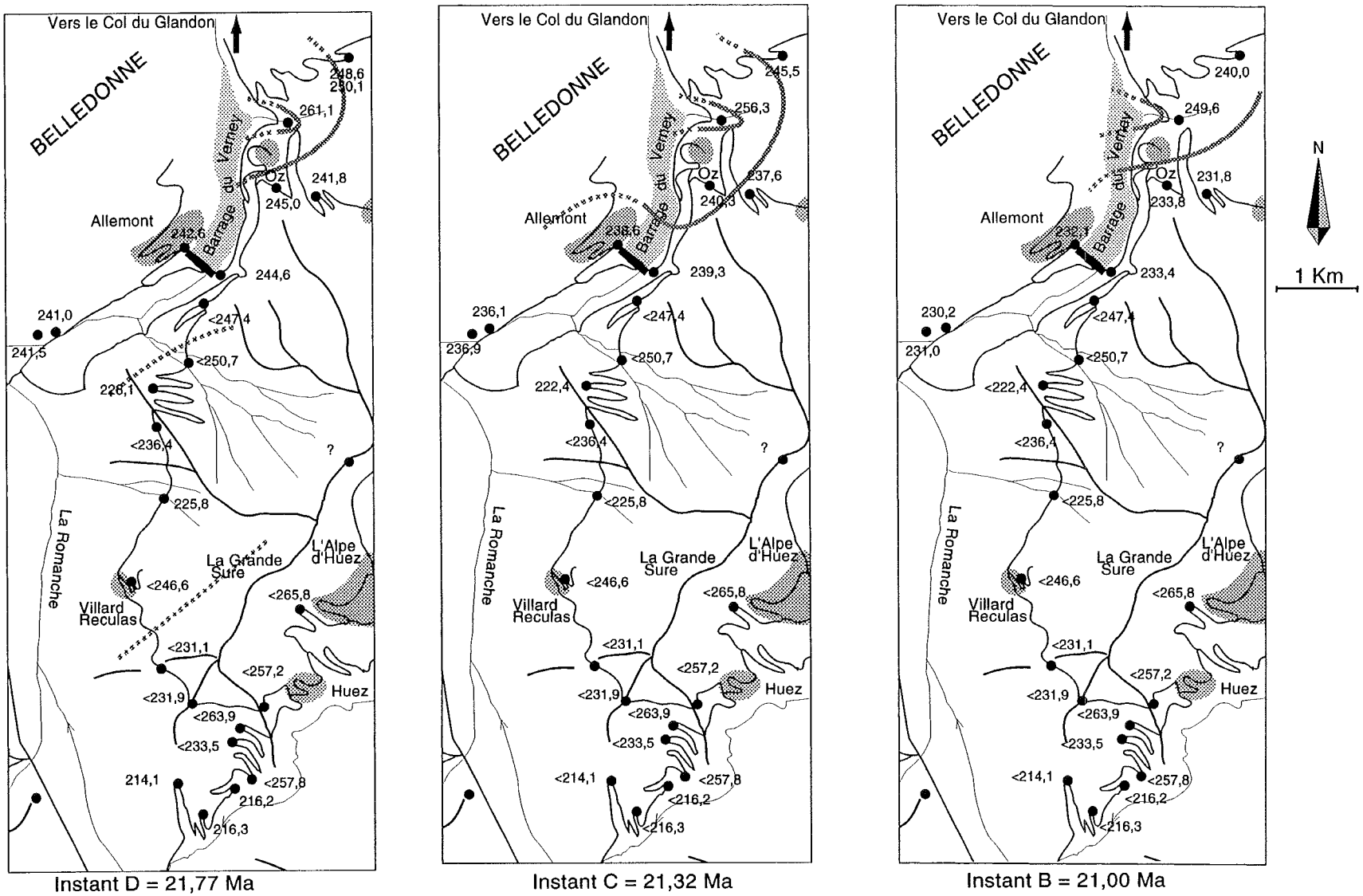
Annexe 5 : Etats thermiques successifs, toutes corrections effectuées, dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany. Les températures indiquées sont ramenées à une altitude actuelle de 1000 m grâce au paléogradient géothermique calculé dans le chapitre 5 de la 3e partie du présent travail (suite).



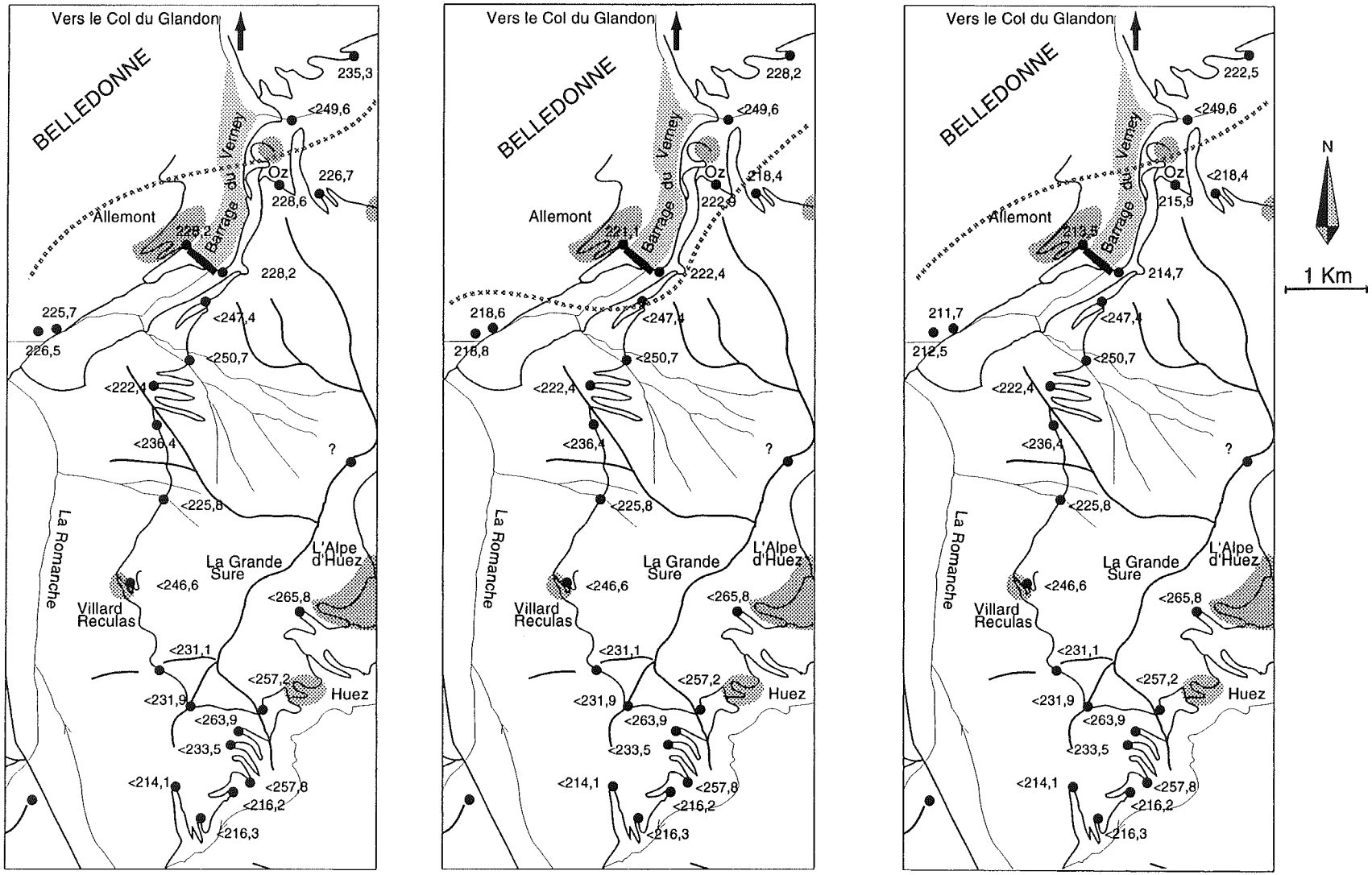
Annexe 5 : Etats thermiques successifs, toutes corrections effectuées, dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany. Les températures indiquées sont ramenées à une altitude actuelle de 1000 m grâce au paléogradient géothermique calculé dans le chapitre 5 de la 3e partie du présent travail (suite).



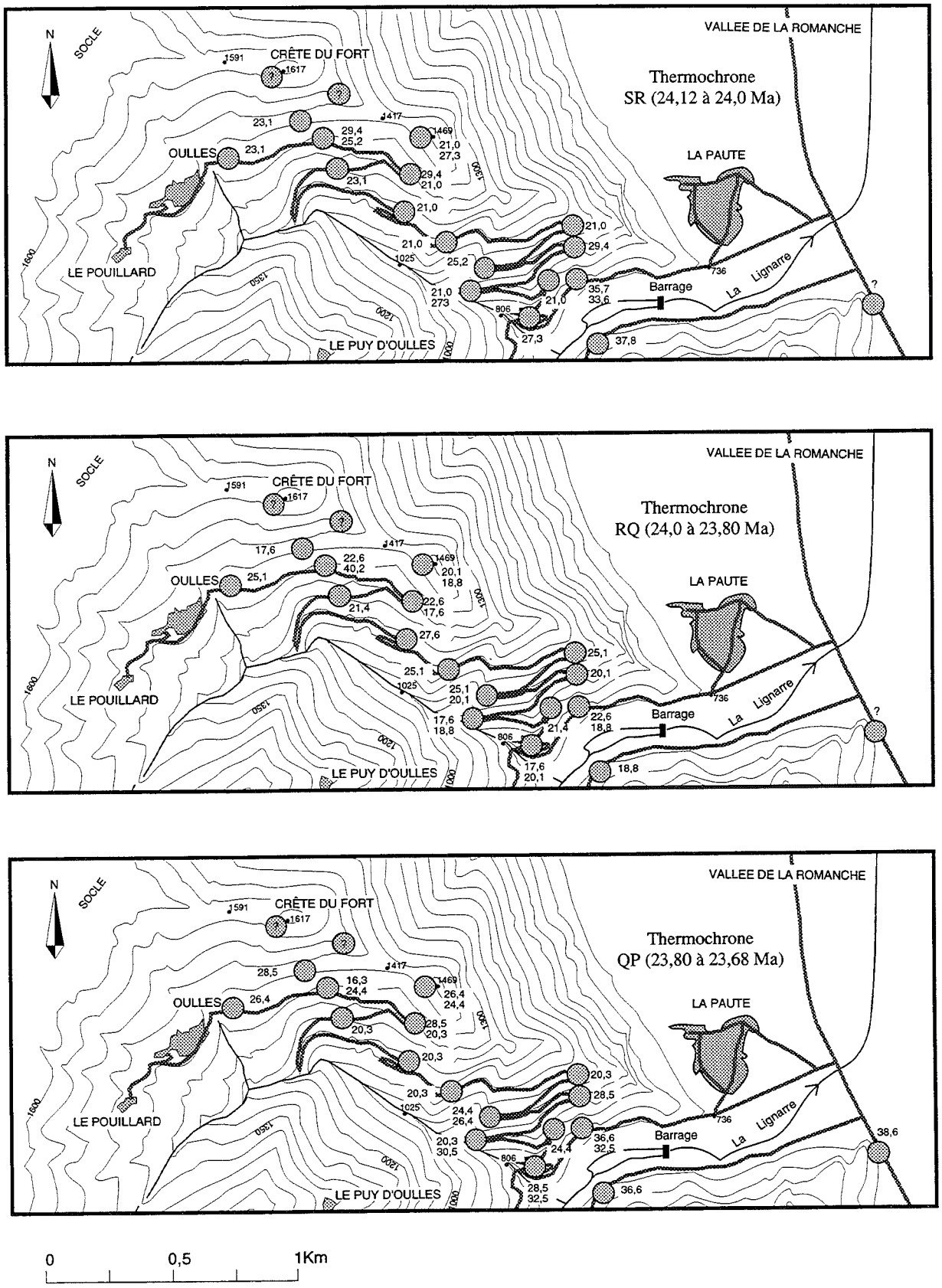
Annexe 5 : Etats thermiques successifs, toutes corrections effectuées, dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany. Les températures indiquées sont ramenées à une altitude actuelle de 1000 m grâce au paléogradient géothermique calculé dans le chapitre 5 de la 3e partie du présent travail (suite).



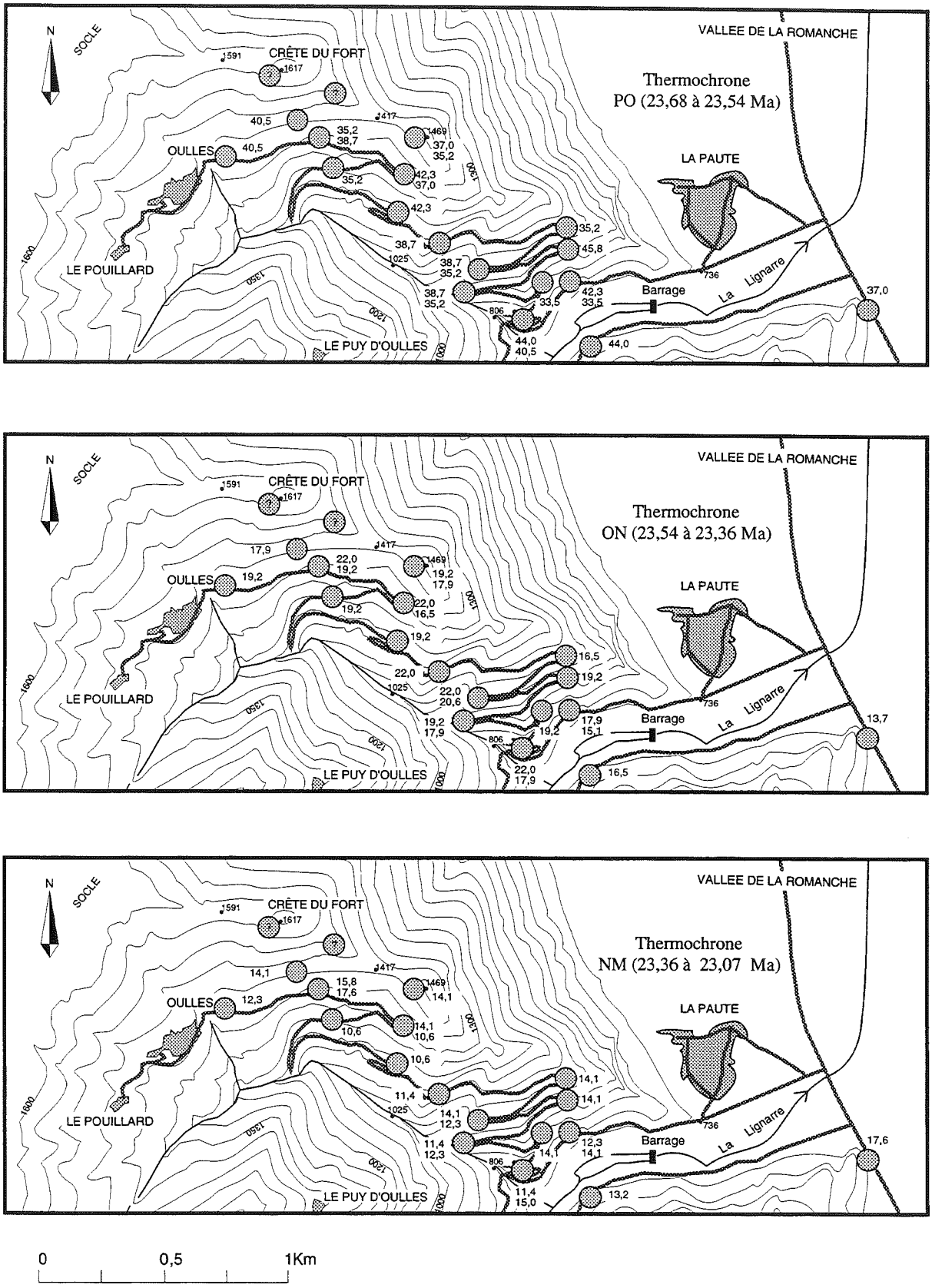
Annexe 5 : Etats thermiques successifs, toutes corrections effectuées, dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany. Les températures indiquées sont ramenées à une altitude actuelle de 1000 m grâce au paléogradient géothermique calculé dans le chapitre 5 de la 3e partie du présent travail (suite).



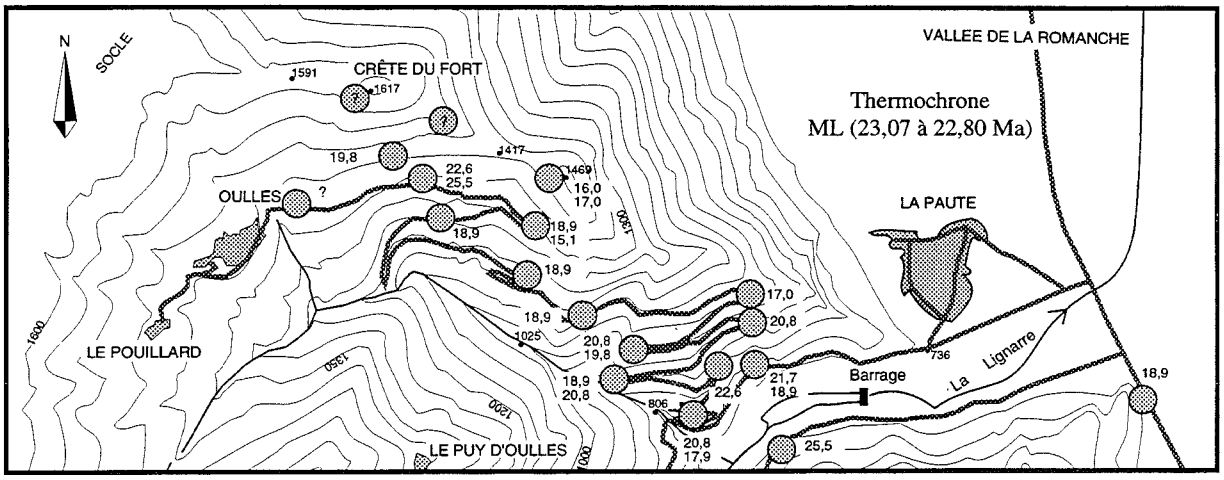
Annexe 5 : Etats thermiques successifs, toutes corrections effectuées, dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany. Les températures indiquées sont ramenées à une altitude actuelle de 1000 m grâce au paléogradient géothermique calculé dans le chapitre 5 de la 3e partie du présent travail (suite).

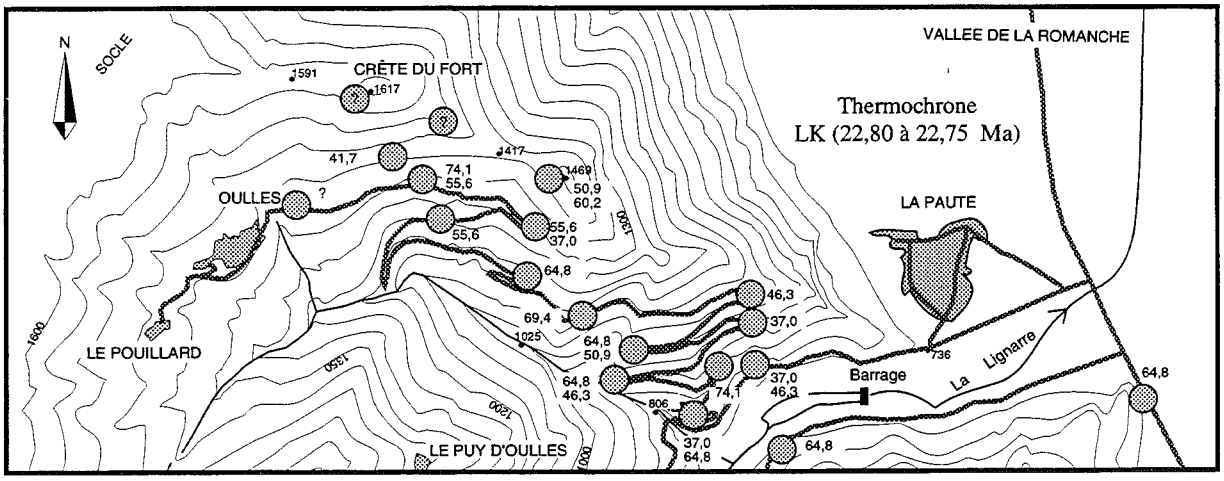


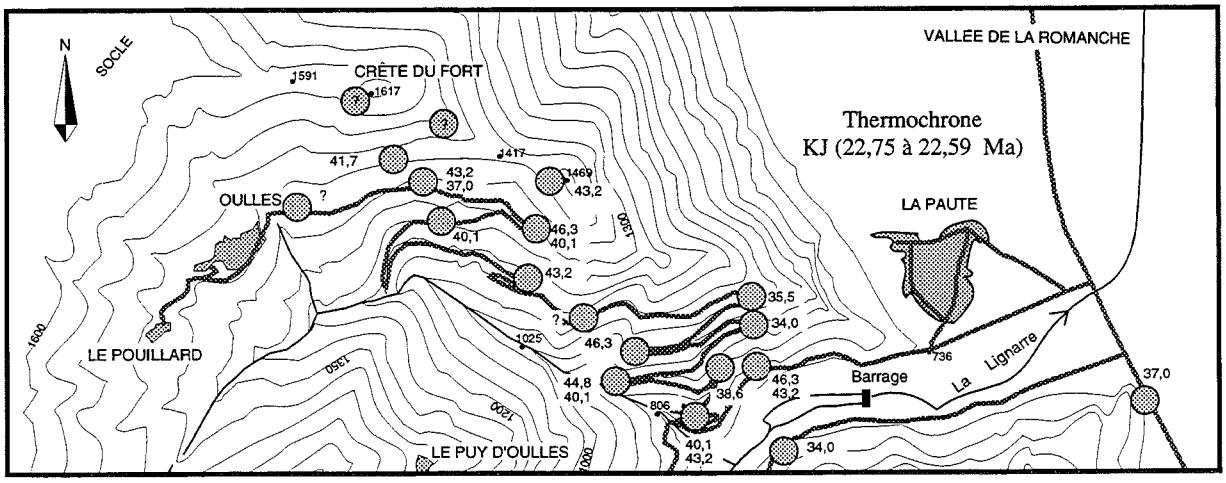
Annexe 6 : Répartition spatiale des taux de refroidissement pour le secteur d'Oulles.



Annexe 6 : Répartition spatiale des taux de refroidissement pour le secteur d'Oulles (suite).

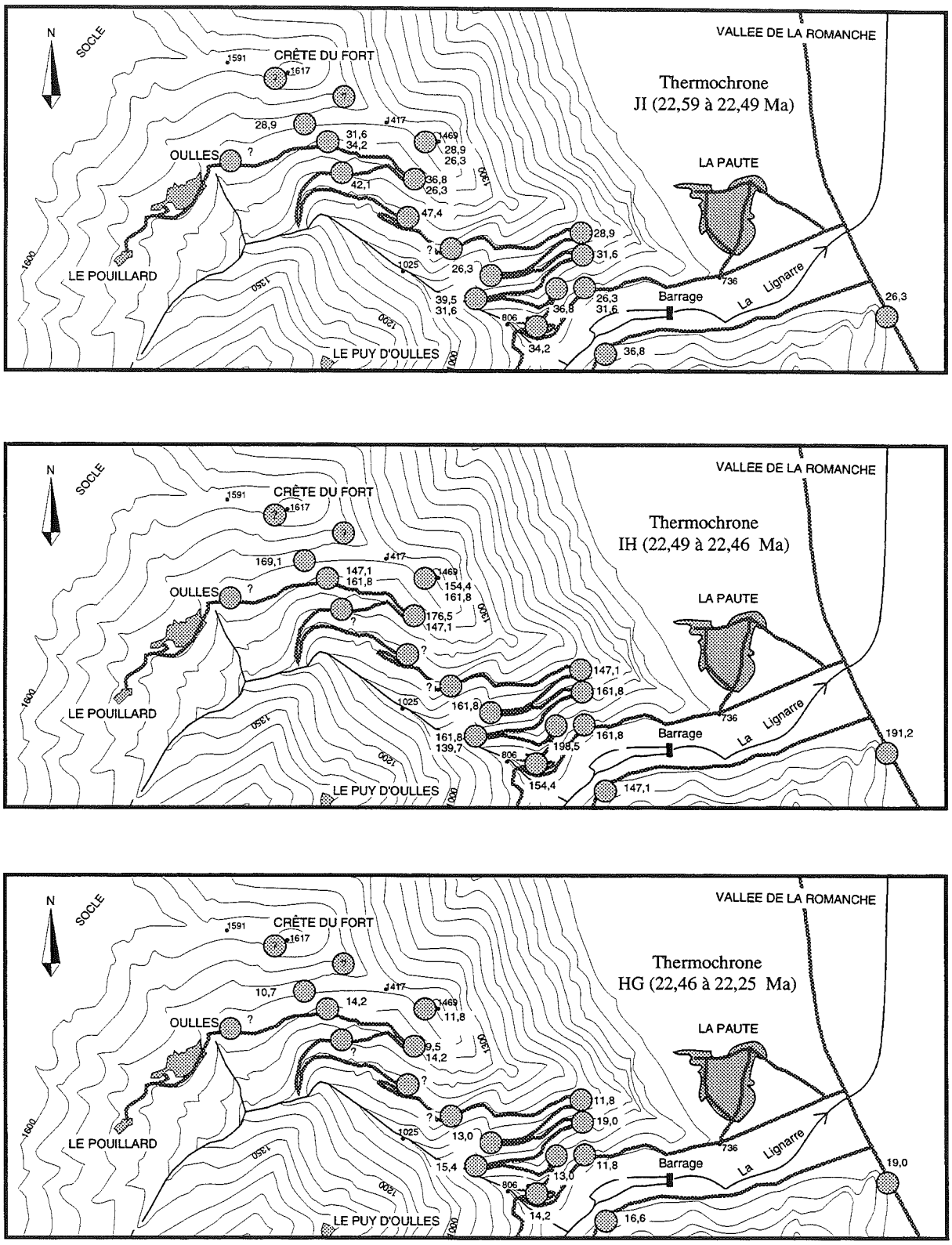




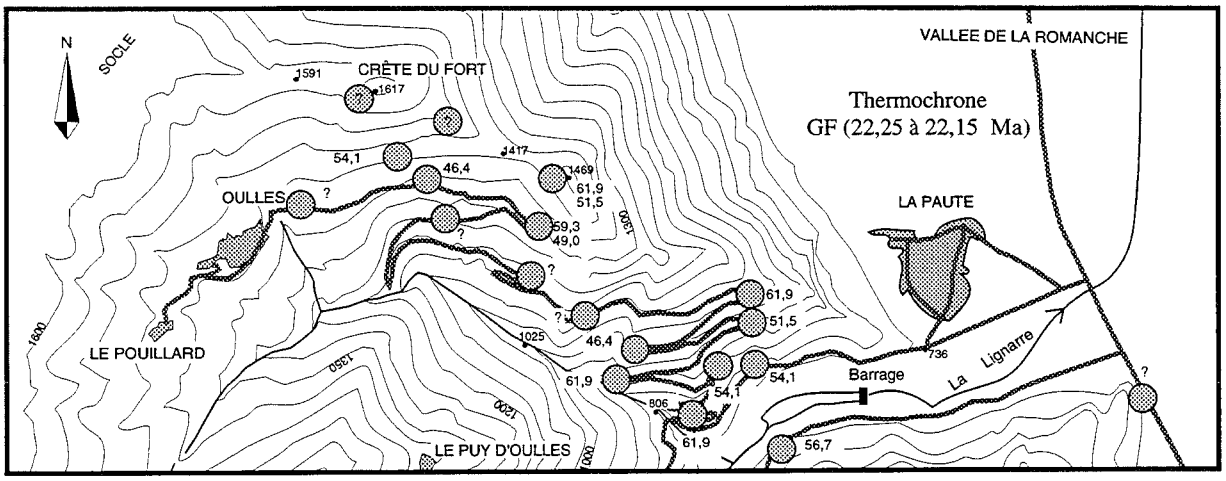


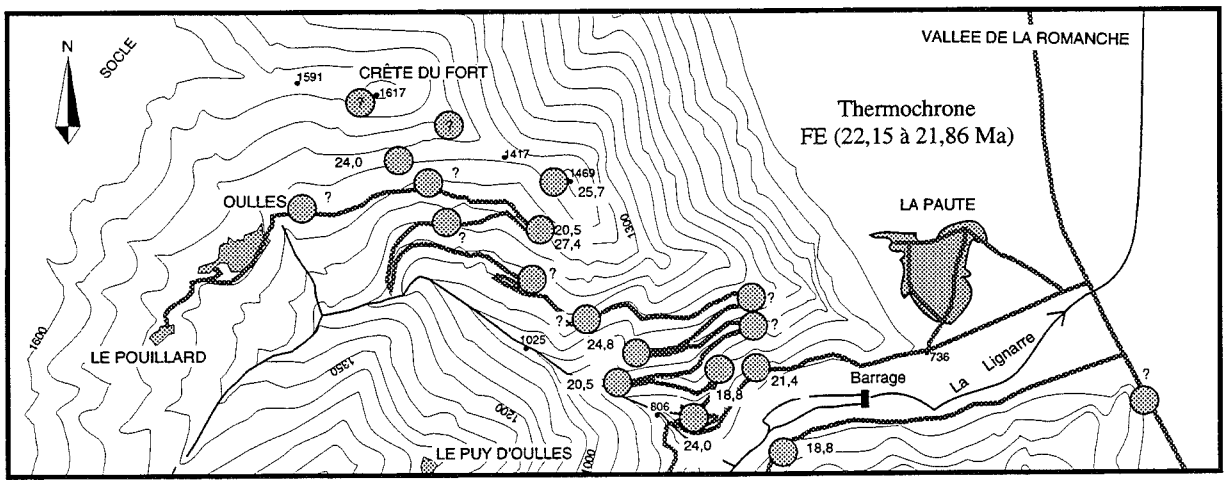
0 0,5 1Km

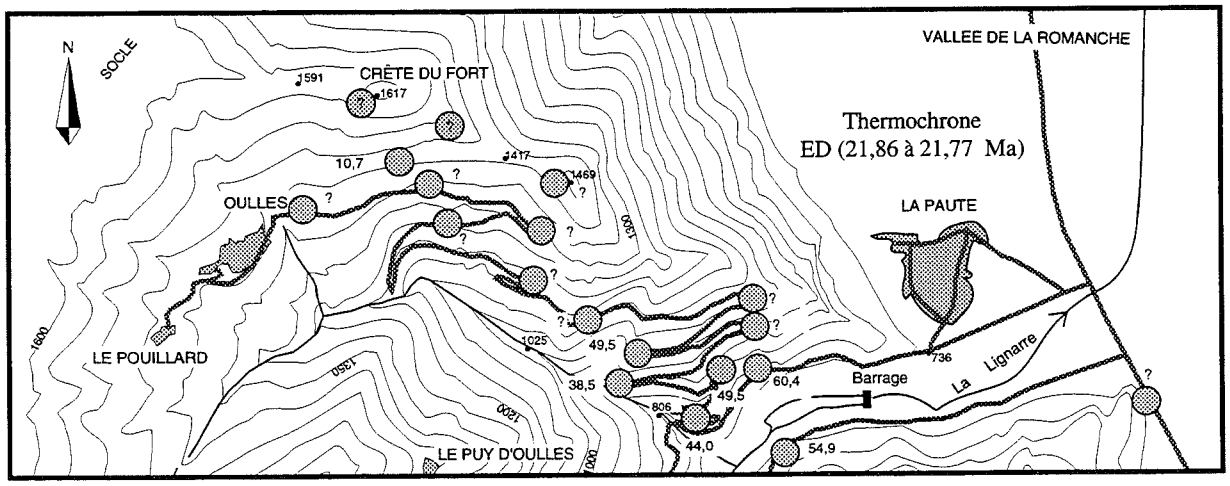
Annexe 6 : Répartition spatiale des taux de refroidissement pour le secteur d'Oulles (suite).



Annexe 6 : Répartition spatiale des taux de refroidissement pour le secteur d'Oulles (suite).







0 0,5 1Km

Annexe 6 : Répartition spatiale des taux de refroidissement pour le secteur d'Oulles.

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES DE LA PREMIÈRE PARTIE

Fig. I-1.- Coupes des Alpes centrales montrant le poinçonnement de la plaque Eurasienne par la plaque Africaine. A.:d'après Argand [1922] ; B: d'après Smid *et al.* [1995] 7
Fig. I-2.- Courbe de l'aimantation M en fonction du champ magnétique H appliqué: cycle d'hystérésis..... 10
Fig. I-3.- Diagramme ternaire et solutions solides représentant le groupe des oxydes de fer et de titane..... 12
Fig. I-4.- Diagramme de phases de la pyrrhotite d'après Dekkers [1988]..... 13
Fig. I-5.- Différents types classiques de diagrammes orthogonaux..... 15

LISTE DES FIGURES DE LA DEUXIÈME PARTIE

Fig. II-1.- Différence de température du palier entre 2 chauffes à la même température de consigne pour le four à paléointensité de Montpellier..... 23
Fig. II-2.- Illustration du thermopaléomagnétisme par acquisition progressive lors du refroidissement d'une succession d'inversions du CMT..... 26
Fig. II-3.- Schéma théorique montrant l'influence du taux de refroidissement sur le signal 27
Fig. II-4.- Courbes d'isovaleur du paramètre de blocage pour la magnétite (a) et pour l'hématite (b)..... 28
Fig. II-5.- Courbes de désaimantation thermique progressive d'ATRp acquises en laboratoire pour deux échantillons montrant l'évolution de la susceptibilité et de l'intensité de l'aimantation 29
Fig. II-6.- **a:** Désaimantation thermique de 11 ATRp successives. **b:** Graphique paléointensité 30
Fig. II-7.- Illustration de la méthode employée pour une détermination rapide de la minéralogie magnétique 32
Fig. II-8.- Désaimantation par champ alternatif de quelques spécimens représentatifs 34
Fig. II-9.- Désaimantation thermique d'une ARI montrant des températures de déblocage maximum entre 285 et 325°C attestant la présence de pyrrhotite 35
Fig. II-10.- Diagramme de Zijderveld et courbe de désaimantation thermique du spécimen P"O3a montrant les différentes composantes normales et inverses successivement enregistrées lors du refroidissement 36
Fig. II-11.- Projection (Schmitt) des différentes mises en évidence dans le spécimen P"O3a 36
Fig. II-12.- Projection (Schmitt) dans un seul hémisphère des moyennes et de leur cône de confiance montrant la direction commune des polarités inverses et normales. 36
Fig. II-13.- Courbe de désaimantation thermique d'une ARI, montrant l'auto-inversion partielle due à la présence de pyrrhotite hexagonale comparée à des spécimens sans pyrrhotite hexagonale 37
Fig. II-14.- Schéma explicatif d'une succession d'auto inversions ainsi que l'évolution de l'intensité d'aimantation totale lors du refroidissement pour les cinq scénarios proposés 38
Figure II-15.- **A)** Coupe schématique du secteur étudié montrant l'intensité de la déformation; **B)** Projection des directions moyennes régionales en coordonnées géographiques. 39
Figure II-16.- Courbes de désaimantation thermique des spécimens P"C6a et b 41
Figure II-17.- Courbe de désaimantation thermique des deux spécimens de l'échantillon P°V2 41
Figure II-18.- Graphique montrant l'évolution de l'intensité d'aimantation lors de la désaimantation dans le four à paléointensité 42
Figure II-19.- Évolution de la susceptibilité au cours des chauffes pour les 10 spécimens du site P"F 42
Figure II-20.- Séquence d'inversion correspondant à la succession d'ATRp révélées par l'étude du site P"F 42
Figure II-21.- Illustration du principe de la corrélation de proche en proche de l'ensemble des courbes J=f(T) des sites de la région étudiée 43
Figure II-22.- Histogramme des fréquences des températures de déblocage maximum de l'ARN pour les trois fournées réalisées au cours de cette étude 44
Figure II-23.- Histogramme du pourcentage de variation de la susceptibilité avant et après la chauffe sous argon à 360°C 45
Figure II-24.- Exemples de diagramme de Zijderveld (1967) pour la désaimantation thermique des ATR 46
Figure II-25.- Exemple de courbes de désaimantation de l'ATR 47

Figure II-26.- Température de déblocage maximum brute en fonction de l'altitude du site pour la coupe d'Oull.... 48
Figure II-27.- Profil en long des Tdm dans le four classique. A : Tdm pour la fournée d'ATR, B : Tdm pour les fournées d'ARN 49
Figure II-28.- Profil en long des Tdm dans le four à paléointensité avant et après correction de position 50
Figure II-29.- Histogramme des fréquences des Tdm de l'ARN après correction de position dans le four pour les trois fournées réalisées au cours de cette étude 50
Figure II-30.- Température de déblocage maximum corrigée de la position de l'échantillon dans le four en fonction de l'altitude du site pour la coupe d'Oulles 51
Figure II-31.- Histogramme des températures de déblocage maximum des ARN avant et après les corrections 51
Figure II-32.- Température de déblocage maximum toutes corrections effectuées en fonction de l'altitude du site pour la coupe d'Oulles 51
Figure II-33.- Exemples de correction magnétite 53
Figure II-34.- Désaimantation thermique d'ATR (normalisé à ATR0) 54
Figure II-35.- Illustration du calcul du rapport de pentes entre ARN et AT. 55
Figure II-36.- Diagrammes ARN - ATR pour les deux spécimens traités au laboratoire de Marseille 58
Figure II-37.- Comparaison entre l'ATR créée dans le tube en cuivre du laboratoire de Chambéry (ARN) et l'ATR créée dans le four à paléointensité de Montpellier grâce à la méthode de Coe avec Hlabo = 20 mT 59
Figure II-38.- Évolution de la paléointensité apparente pour les deux types de fournées 60
Figure II-39.- Graphique k.Hlabo.dT° en fonction de dT° pour les trois thermochrones bien définis 61
Figure II-40.- Établissement des courbes de désaimantations pour les spécimens du triplet et séquence d'inversions correspondante 63
Figure II-41.- Courbes de désaimantation thermique -J = f(T)- interprétées pour les spécimens du site P"F 65
Figure II-42.- Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées des deux spécimens des sites voisins de P"F sur la coupe d'Oulles 65
Figure II-43.- Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées des deux spécimens du site du sommet de la coupe d'Oulles (P°V) 67
Figure II-44.- Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées des spécimens du site du bas de la coupe d'Oulles 68
Figure II-45.- Comparaison des courbes de désaimantation thermique interprétées pour deux sites à la même altitude (P"E et P°J) de part et d'autre de la vallée de la Romanche 69
Figure II-46 (a).- Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées pour les sites du bas d'Huez 70
Figure II-46 (b).- Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées pour les sites du haut d'Huez 71
Figure II-47.- Diagramme de Zijderveld et stéréoplot pour le spécimen P"P3a montrant deux aimantations superposées 72
Figure II-48.- Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées des sites de la jonction Allemont - Huez 73
Figure II-49.- Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées pour les sites du Verney et de Rochetaillée 74
Figure II-50.- Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées pour les sites du Bessay - Oz et de Vaujany 76
Figure II-51.- Diagrammes de Zijderveld des spécimens des sites de Grand' Maison montrant une seule direction d'aimantation 77
Figure II-52.- Diagrammes de Zijderveld des deux spécimens des sites de Grand' Maison ayant subi une désaimantation thermique fine 77
Figure II-53.- Dessin des courbes de désaimantation thermique interprétées pour les sites du secteur Col du Sabot - Col du Glandon comparés avec celui du site de Rochetaillé (P°Rb) 78
Figure II-54.- Schéma illustrant la succession des opérations à réaliser pour une étude thermopaléomagnétique.... 79

LISTE DES FIGURES DE LA TROISIÈME PARTIE

Fig. III-1.- Localisation du secteur étudié dans les Alpes occidentales françaises 81
Fig. III-2.- Schéma structural présentant le secteur étudié 82

Fig. III-3.- A: Coupe schématique du bassin de Bourg d'Oisans montrant le style de déformation de la couverture sédimentaire; d'après Vialon [1986]. B: Coupe schématique montrant la structure générale au niveau d'une transversale passant par le secteur étudié 83
Fig. III-4.- Diagramme Pression - Température synthétisant les données disponibles dans la littérature 84
Fig. III-5.- Profondeur en km déduite des inclusions fluides. Les données issues des fentes F1 et F2 (en italique) sont indiquées 86
Fig. III-6.- Localisation des secteurs étudiés dans la région de Bourg d'Oisans 91
Fig. III-7.- Carte de localisation des sites échantillonnés du secteur d'Oulles 92
Fig. III-8.- Carte de localisation des sites échantillonnés pour le paléomagnétisme (ronds noirs) et des échantillons étudiés par traces de fission sur apatites par Sabil [1995] dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany..... 92
Fig. III-9.- Carte des directions de l'aimantation caractéristique pour l'ensemble des sites de la zone dauphi-noise interne entre Arc et Romanche 95
Fig. III-10.- Stéréogramme (Wulff, hémisphère inférieur) des directions moyennes pour tous les sites de la zone ultradauphinoise 96
Fig. III-11.- Coupes schématiques nord et sud montrant un petit chevauchemant du socle des Grandes Rousses expliquant les basculements observés dans la partie occidentale de la région étudiée 97
Fig. III-12.- Modèles en plat rampe pouvant expliquer des basculements 98
Fig. III-13.- Histogrammes des fréquences de paléointensité estimée à partir de différents ratio ARN/ATR (d'après Rochette *et al.*, 1992b] 100
Fig. III-14.- Histogrammes des fréquences de paléointensité pour la comparaison brute ARN/ATR (en noir) et pour la comparaison en utilisant la méthode de Coe (en gris) 101
Fig. III-15.- Evolution de l'intensité du champ magnétique terrestre au cours du Cénozoïque d'après l'ensemble des données disponibles dans la compilation de Tanaka *et al.* [1995] 101
Fig. III-16.- Intensité du champ magnétique terrestre entre 15 et 35 Ma. Les données issues de ce travail sont en gris et se situent pendant une période de fréquente inversion du champ magnétique terrestre illustrées par l'échelle magnétostratigraphique de référence tirée de Cande et Kent [1995] 101
Fig. III-17.- Histogrammes de fréquence des longueurs de thermochrone. Pour chaque thermochrone est indiqué par une flèche la moyenne prise en compte pour établir la séquence d'inversions moyenne 104
Fig. III-18.- Illustration du problème de corrélation avec l'échelle magnétostratigraphique tirée de Cande et Kent [1995] 107
Fig. III-19.- Présentation de toutes les solutions de corrélation possibles entre 35 et 10 Ma 107
Fig. III-20.- Solutions restantes une fois éliminées celles qui présentent de brusques variations du taux de refroidissement et celles qui ont une courbure globalement convexe. 108
Fig. III-21.- Courbe de refroidissement proposée montrant des variations du taux de refroidissement notables autour d'un taux moyen de 24°C/Ma 109
Fig. III-22.- Courbes d'isoblocage de la pyrrhotite établies grâce à l'équation 8 en utilisant : $Js (T) = (1-T/TTc)^{0,52}$ et $Hc (T) = (1-T/Tc)^{0,83}$ tirés de Menyeh et O'Reilly [1995] 110
Fig. III-23.- Courbe de refroidissement corrigée, montrant des variations du taux de refroidissement important.... 111
Fig. III-24.- Evolution du refroidissement de la région de Bourg d'Oisans 112
Fig. III-25.- Courbes de refroidissement de quelques échantillons représentatifs du domaine Lépontin, d'après Ménard [1988] modifiées et comparées avec celle de la région de Bourg d'Oisans 113
Fig. III-26.- Comparaison du refroidissement de Bourg d'Oisans avec la subsidence du bassin molassique 114
Fig. III-27.- Les différentes interprétations qu'il est possible de faire à partir d'un taux de refroidissement 115
Fig. III-28.- Etats thermiques dans le secteur d'Oulles pour trois instants. Les températures sont corrigées du four et du taux de refroidissement 118
Fig. III-29.- Etats thermiques dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany pour trois instants. Les températures sont corrigées du four et du taux de refroidissement 119
Fig. III-30.- Gradients géothermiques verticals apparents pour les coupes d'Oulles (gradient moyen = 18,4 °C/km) et Huez (gradient moyen = 21,5 °C/km)..... 120
Fig. III-31.- Carte de température pour les instants S (24,12 Ma) et M (23,07 Ma) toutes corrections effectuées pour une altitude de 1000 m dans le secteur d'Oulles 120
Fig. III-32.- Etats thermiques dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany, toutes corrections effectuées et ramenées à 1000 m d'altitude actuelle grâce au gradient de 20°C/km calculé précédemment 121

Fig. III-33.- Cartes de répartition des taux de refroidissement (en °C/Ma) pour chaque thermochrone dans les secteurs d'Huez et d'Allemont - Vaujany 122
Fig. III-34.- Variations eustatiques d'après Haq *et al.* [1987] modifiées en tenant compte d'une limite Chattien-Aquitanien à 23,8 Ma 127
Fig. III-35.- Diagramme P /T montrant l'évolution du géotherme et l'apport par les fluides 128
Fig. III-36.- Diagramme P /T montrant l'évolution du géotherme lors de l'enfouissement de la région de Bourg d'Oisans sous 10,6 km de surcharge 129
Fig. III-37.- Diagramme P /T montrant l'évolution du géotherme lors de l'épisode de relaxation thermique 130
Fig. III-38.- Diagramme P / T montrant l'évolution du géotherme lors de la dénudation tectonique 131
Fig. III-39.- Refroidissement calculé de la région de Bourg d'Oisans lors de la résorption de l'anomalie thermique créée par la dénudation tectonique 132
Fig. III-40.- Coupe crustale équilibrée restaurée à environs 20 Ma montrant l'empilement d'écailles 133
Fig. III-41.- Schéma synthétique pour expliquer l'hypothèse du soulèvement des massifs cristallins externes et de leur couverture au Plio-quaternaire par un bombement lithosphérique d'après Sabil [1995] 134

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES TABLEAUX DE LA DEUXIÈME PARTIE

Tab. II-1.- Mesure du champ résiduel dans le four en fonctionnement 21
Tab. II-2.- Mesure du champ résiduel dans le four à pleine puissance 22
Tab. II-3.- Résultats des désaimantations mixtes de l'ARI pour certains échantillons issus du Lias de la Zone Dauphinoise et du flysch de la Zone Dauphinoise interne ainsi que des basaltes de Black Mountain, riche en magnétite, pour comparaison 33
Tab. II-4.- Direction, en coordonnées géographiques, des composantes extraites des spécimens avec leurs paramètres de Fisher 35
Tab. II-5.- Direction moyenne après nettoyage thermique à 150°C des sites de la région d'Allemont montrant une succession de polarités normales et inverses en fonction de l'altitude 40
Tab. II-6.- Résultats des corrections apportées aux températures 48
Tab. II-7.- Comparaison des températures de déblocage maximum de l'ARN et de l'ATR 52
Tab. II-8.- Tableau repportant pour quelques température de chauffe, les écarts introduits par le lissage à la main. 55
Tab. II-9.- Valeurs du rapport de pente k pour la comparaison directe ARN/ATR 56
Tab. II-10.- Valeurs du rapport de pente k pour la comparaison ARN / ATR par la méthode de Coe 57
Tab. II-11.- Résultats du calcul de la pente commune et des erreurs de T° à introduire pour les trois thermochrones les mieux définis 60
Tab. II-12.- A.-Température de chacune des inversions rencontrées dans les spécimens du site P"F; B: Ecart de température entre deux inversions successives = longueur de chaque thermochrone 66

LISTE DES TABLEAUX DE LA TROISIÈME PARTIE

Tab. III-1.- Tableau récapitulatif des données thermobarométriques disponibles dans la région étudiée 85
Tab. III-2.- Données d'inclusions fluides utilisées pour estimer la pression dans la région de Bourg d'Oisans..... 86
Tab. III-3.- Principales méthodes géochronologiques classiquement utilisées avec leur température de fermeture. 89
Tab. III-4.- Localisation des sites échantillonnés 90
Tab. III-5.- Caractéristique des sites étudiés par Ménard et Rochette (1992) 93
Tab. III-6.- Correspondance température / âge avant et après corrections ainsi que les taux de refroidissement correspondant 111

TABLE DES MATIÈRES

Résumé 3
Abstract 4
Riassunto 5
Introduction 7

1ère partie : Présentations générales sur le paléomagnétisme 9

Chapitre 1 : Le magnétisme dans les roches: généralités 9
I. - Généralités sur le magnétisme 9
II. - Les trois types de comportement magnétique des matériaux 9
A. Le diamagnétisme 9
B. Le paramagnétisme 9
C. Le ferromagnétisme 10
III. - La notion de domaine 10
IV. - Les différents types d'acquisition d'une aimantation 10
A. L'aimantation détritique (ou de dépôt) = ARD 10
B. L'aimantation rémanente chimique (ou de cristallisation) = ARC 11
C. L'aimantation thermorémanente = ATR et les aimantations thermorémanentes partielles = ATRp 11
D. L'aimantation rémanente visqueuse = ARV 11
E. Les autres aimantations possibles 11
1. L'aimantation rémanente isotherme = ARI 11
2. L'aimantation rémanente anhystérétique = ARA 11
3. L'aimantation piézorémanente = APR 11
V. - La susceptibilité magnétique et son anisotropie 12
VI. - Les principaux minéraux magnétiques et leurs propriétés 12
A. Les oxydes de fer et de titane 12
1. Les titahématites 12
2. La magnétite / les titanomagnétites 12
3. La maghémites / les titanomaghémites 12
B. Les hydroxydes de fer 13
C. Les sulfures de fer 13

Chapitre 2 : Analyse de l'aimantation des roches 14
I. - Le prélèvement et la préparation des échantillons 14
II. - Les différents types de désaimantation 14
A. Désaimantation thermique 14
B. Désaimantation par champ alternatif 14
III. - Les diagrammes orthogonaux 16
IV. - La projection sur une sphère et la statistique de Fisher (1953) 16
V. - Les différentes erreurs sur la mesure 16
A. Les erreurs de terrain 16
B. Les erreurs associées aux mesures et au traitement 16

Chapitre 3 : Le champ magnétique terrestre (CMT) 18
I. - Les éléments du CMT 18
II. - L'origine du CMT 18
III. - Les variations temporelles du CMT et leur origine 18
A. Les variations de faible amplitude 18
B. Les excursions et les inversions 18
C. L'origine des inversions du CMT 19
1. Origine externe des inversions 19
2. Origine interne des inversions 19
IV. - L'intensité et la paléointensité du CMT 19
A. Aperçu sur les différentes méthodes 19
B. Evolution de l'intensité du CMT 20

2 e partie : Le thermopaléomagnétisme : principe et méthode mise au point pour l'étude des métasédiments liasiques de la zone dauphinoise 21

Chapitre 1 : Description de l'appareillage utilisé au cours de cette étude 21
I. - Le matériel disponible à Chambéry 21
A. Le four 21
B. Le magnétomètre de type Molspin 22
II. - Le matériel disponible à Marseille 22
A. Le four Magnetic Measurements Thermal Demagnetiser 1 22
B. Le magnétomètre cryogénique 2G enterprises 22
C. Le désaimantateur par champ alternatif Molspin 22
III. - Le matériel disponible à Montpellier 23
A. Les fours utilisés 23
1. Le four « classique » 23
2. Le four à paléointensité 23
B. Le magnétomètre cryogénique CTF 23
C. Le désaimantateur par champ alternatif 24
D. Les mesures de susceptibilité 24

Chapitre 2 : Principe du thermopaléomagnétisme 25
I. - Temps de relaxation et température de blocage 25
II. - Conséquences des propriétés d'additivité des ATRp 25
III. - Discussion sur les différents effets du taux de refroidissement 26
A. Effet de filtre 26
B. Effet sur l'égalité température de blocage / température de déblocage 28
C. Effet sur les valeurs des paléointensités du Champ Magnétique Terrestre (CMT) 28
IV. - Les conditions d'utilisation du thermopaléomagnétisme 29
V. - La légitimité de l'application du thermopaléomagnétisme: expériences sur les ATRp artificielles 29

Chapitre 3 : Exposé de la méthode mise au point pour l'étude des métasédiments liasiques de la zone étudiée 32
I. - Historique des travaux antérieurs sur le thermopaléomagnétisme 32
II. - Les premiers résultats et les problèmes soulevés 33
A. Composition minéralogique 33
1. Désaimantation mixte de l'ARI 33
2. Désaimantation de l'ARN 33
3. Désaimantation thermique de l'ARI 34
B. Linéarité des diagrammes orthogonaux 34

C. Interprétation des courbes de désaimantation thermique 35
1. Discussion sur l'effet des auto-inversions 35
2. Discussion sur l'effet d'une Aimantation Rémanente Chimique (ARC) 39
3. Discussion sur l'effet d'une somme d'ATRp 39
III. - Construction des courbes de désaimantation thermique 40
A. La corrélation de proche en proche 41
1. Les doublets 41
2. Le multiplet 42
B. Hypothèses et critères de construction des courbe J = f(T) 44
C. Problèmes soulevés 45
1. La réalité de la croissance des pentes : expériences sur les ATR 45
2. Les décalages d'ensemble du signal 45
D. Les températures dans les différents fours 47
1. T° déblocage maximum de l'ARN les fours utilisés: vers une correction de température 48
a - État initial avant correction 48
b - Correction de température en fonction de la position dans le four 49
c - Correction de température en fonction de la fournée 50
2. Comparaison entre T° déblocage maximum de l'ARN et celle de l'ATR 52
E. Les rapports de pentes, une contrainte supplémentaire 52
1. Introduction 52
2. Comparaison ARN/ATR dans les différentes fournées 53
a - Le problème des incertitude et du lissage des ATR 53
b - Le calcul des rapports de pentes (k), résultats 55
3. Comparaison ARN/ATR par la méthode de Coe adaptée 56
4. Synthèse des deux expériences 58
a - Le problème du champ ayant créé les ATR à Chambéry 58
b - Comparaison des résultats issus des deux types d'expériences 59
c - Détermination de la pente de l'ARN 59
F. Dessin final des courbes de désaimantation thermique de l'ARN 62
1. Hiérarchie des critères utilisés 62
2. Dessin des courbes du multiplet 62
a - Les moyens à notre disposition 62
b - Dessin des courbes du triplet 63
c - Dessin des courbes des autres échantillons du site P"F 63
3. Dessin des courbes du secteur d'Oulles 65
a - Les sites des marnes rousses 65
b - Les sites du « Lias calcaire » 67
4. Le problème du passage de la vallée de la Romanche et le dessin des courbes des sites du secteur d'Huez 69
a - Le passage de la vallée de la Romanche 69
b - Le dessin des courbes des autres sites du secteur d'Huez 72
5. Le dessin des courbes des sites du secteur d'Allemont - Vaujany 72
a - La jonction Huez Allemont 72
b - Le dessin des courbes des sites du Verney et de Rochetaillé 75
c - Le dessin des courbes des sites du Bessay - Roberand et de Vaujany 75
d - La partie à basse température des courbes des sites du secteur d'Allemont - Vaujany 75
6. Le dessin des courbes des sites du secteur Col du Sabot - Col du Glandon 75
a - Le problème des sites de Grand' Maison 78
b - Le dessin des courbes des autres sites du secteur Col du Sabot - Col du Glandon 78
IV. - Synthèse 80

GÉOLOGIE ALPINE
MÉMOIRE H.S.

T. 1	MARTIN (S). 1960. - Les pécoptéridées du Bassin houiller de la Mure (Isère). Leur signification stratigraphique. 126 p.	épuisé
T. 2	SARROT-REYNAULD (J). 1961. - Etude géologique du Dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes. T 1 : Le socle cristallin de la couverture paléozoïque. 215 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	épuisé
T. 4	VIALON (P). 1966. - Etude géologique du Massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes (Italie). 282 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	épuisé
T. 5	CHEYLAN (G). 1966. - Etudes géologiques des aménagements hydrauliques de la compagnie du Bas-Rhône-Languedoc. 343 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	épuisé
T. 6	RADELLI (L). 1967. - Géologie des Andes Colombiennes. 457 p. Thèse d'Etat. Grenoble. I	épuisé
T. 7	SCHNEIDER (B). 1967. - Contribution à l'étude des massifs de fondation de barrages. 242 p. Thèse de Docteur Ingénieur Grenoble I.	80 FF
T. 8	COLLOQUE sur l'hydrogéologie karstique du Massif du Vercors. Grenoble le 16 Novembre 1968. Tome I (100 p.) et II (p 101 à 186).	épuisé
T. 9	ANTOINE (P). 1971. - La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. 367 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	100 FF
T.10	GIRAULT (J). 1976. - Méthodes d'étude des cristaux transparents par immersion. 86 p.	60 FF
T.11	ARNAUD-VANNEAU. 1980. - Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). Volumes 1 (267 p.), 2 (269 à 874) et 3 (19 p. + 113 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I.	épuisé
T.12	ARNAUD (H). 1981. - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien. Le barrémo-bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch. Vol 1 (311 p.), 2 (314 à 804) et 3 (19 p. + 115 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I.	épuisé
T.13	COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 11 et 12 Décembre 1986. Institut Dolomieu. Volume 1. 469 p.	150 FF
T.14	COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 10 et 11 Décembre 1987. Institut Dolomieu. Volume 2. 305 p.	150 FF
T.15	COLLOQUE A.G.S.E. " Risques naturels dans le S.E de la France". Avignon, 19 et 20 Octobre 1989. 251 p.	épuisé
T.16	6ème COLLOQUE HIMALAYA-KARAKORUM-TIBET. Auris-en-Oisans, 20-23 Mars 1991. 97 p.	épuisé
T.17	COLLOQUE INTERNATIONAL sur les événements de la limite Cénomanien-Turonien. Grenoble, 24-26 Mai 1991. 129 p.	150 FF
T.18	COLLOQUE A.G.S.E. " Enregistrement de l'Eustatisme sur les marges Ouest-Tethysiennes au Mésozoïque". Lyon, 23 et 24 Novembre 1989. 136 p.	épuisé
T.19	GUILLOT (S). 1993. - Le granite de Manaslu (Népal central). Marqueur de la subduction et de l'extension intracontinentales himalayennes. Etude structurale, métamorphique et géochimique. 97 p. + annexes. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé
T.20	Lower Cretaceous cephalopod biostratigraphy of the western Tethys : Recent developments, regional synthesis and outstanding problems. IGCP 262 : Tethyan Cretaceous Correlations. Lower Cretaceous Cephalopod Team. 1994. 320 p. .....*(en réedition)*.....	450 FF
T.21	DARMENDRAIL (X). 1994. - Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison des mouvements. 174 p. Thèse d'Université Chambéry	non publié

T.23 CHALARON (E). 1994. - Modélisation numérique et signature géologique des interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans l'avant-pays Himalayen. 134 p. Thèse Université Grenoble I. ..... 150 F

T.24 BLANC-ALÉTRU (M.-C.). 1995 - Importance des discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire de l'Urgonien jurassien. Micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle. 299 p., 14 pl., 156 fig. Thèse de l'Université de Neuchâtel (Suisse). ..... 150 F

T.25 BLANC E. 1996. - Transect plate-forme - bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien). Chronostratigraphie et transferts des sédiments. 311 p., 7 pl., 180 fig. Thèse d'Université. Grenoble I. ..... 150 F

T.26 LEMENNICIER Y. 1996. - Le complexe métamorphique du Sud Karakoorum dans le secteur du Chogo Lungma (Baltistan - Nord Pakistan). Etude structurale, métamorphique, géochimique et radiochronologique. Thèse d'Université. Grenoble I. ..... 150 F

GÉOLOGIE ALPINE
BULLETIN

	du	T. 33	1956		au	T. 55	1979	30 FF l'exemplaire
	du	T. 57	1981		au	T. 69	1993	100 FF l'exemplaire
sont épuisés		*T. 56*	*1980*	*et*	*T. 61*	*1985*		
		T. 70	1994		130 FF	l'exemplaire		
		T. 71	1995		130 FF	l'exemplaire		
		T. 72	1996		130 FF	l'exemplaire		

T 70 1994 = 3 articles géologie alpine + Thèse d'Université TALAVERA MENDOZA O. - Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional). Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des Cordillères méxicaines, p. 47-242.

T 71 1995 = 5 articles géologie alpine + Thèse d'Université BENITEZ S. - Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire, p. 3-163.

La liste des sommaires des bulletins est fournie sur demande adressée au Service Documentation de l'Institut Dolomieu

GÉOLOGIE ALPINE
SÉRIE SPÉCIALE "COLLOQUES ET EXCURSIONS"

N°1 Géoatelier Alpin. Résumés. Grenoble, 12-13 Novembre 1992. 105 p. ..... 50 F

N°2 Mesure de la déformation récente et actuelle. Résumés. Chambéry 18-19 Mai 1993. 54 p. ..... épuisé

N°3 ODP Leg 143 post-cruise meeting. Field-trip. Grenoble, 1-4 Juillet 1993. 106 p. ..... 50 F

N°4 Les Bassins d'avant-chaînes. Résumés. Séance de la Société Géologique de France. Grenoble, 21-22 Novembre 1994. 111 p. ..... épuisé

AUTRES

Fichier ORBITOLINIDAE par A. ARNAUD-VANNEAU 1978. Ed. SNEA(P) . Types figurés -143 espèces..... 250 F

CONDITIONS DE VENTE

Les prix indiqués sont à majorer des frais d'expédition. Prix préférentiels pour commande en nombre, nous consulter.
Les commandes provenant de l'étranger sont à régler de préférence par carte bancaire.
Foreign buyers please use a credit card.

Adressez vos demandes à : *Institut de Géologie - Association Dolomieu. Documentation*
15, rue Maurice Gignoux 38031 Grenoble cedex (France)
Tel : 04 76 63 59 76 Fax : 04 76 87 82 43 E-mail : ptalour@ujf-grenoble.fr