



COMMISSION  
GÉOLOGIQUE  
DU  
CANADA

MINISTÈRE DES MINES ET  
DES RELEVÉS TECHNIQUES

This document was produced  
by scanning the original publication.

Ce document est le produit d'une  
numérisation par balayage  
de la publication originale.

**BULLETIN 79**

**PALÉOMAGNÉTISME DES  
COLLINES MONTÉRÉGIENNES,  
SUD-EST DU QUÉBEC**

**A. Larochelle**

PALÉOMAGNÉTISME DES  
COLLINES MONTÉRÉGIENNES,  
SUD-EST DU QUÉBEC

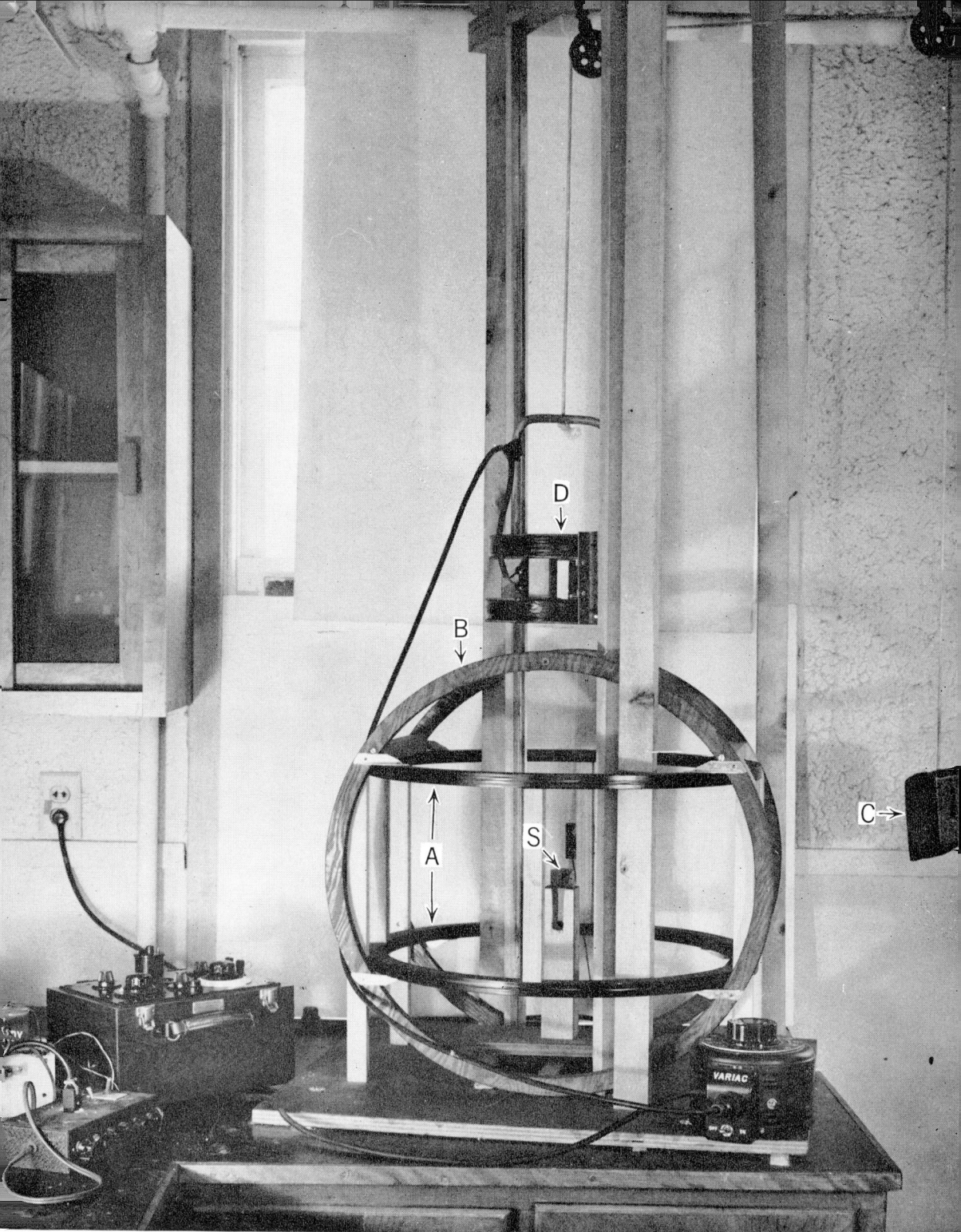


Planche I. Appareil destiné au lavage magnétique:

A, B. Bobine de Helmholtz C. Contre-poids D. Bobine de désaimantation S. Échantillon.



COMMISSION GÉOLOGIQUE  
DU CANADA

*BULLETIN 79*

PALÉOMAGNÉTISME DES  
COLLINES MONTÉRÉGIENNES,  
SUD-EST DU QUÉBEC

par

A. Larochelle

MINISTÈRE DES  
MINES ET DES RELEVÉS TECHNIQUES  
CANADA



ROGER DUHAMEL, M.S.R.C.  
IMPRIMEUR DE LA REINE ET CONTRÔLEUR DE LA PAPETERIE  
OTTAWA, 1962

(Édition anglaise disponible)

Prix: 75 cents

N° de catalogue M42-79F

## PRÉFACE

Les fluctuations de l'intensité du champ magnétique, qui paraissent sur les cartes aéromagnétiques, sont dues en grande partie à d'importantes variations dans l'aimantation des roches sous-jacentes. Là, où les variations entre les divers genres de roches ne sont pas aussi évidentes, il devient impérieux, pour expliquer les phénomènes relevés, d'entreprendre une étude plus approfondie, surtout dans les cas de polarisation en sens inverse du champ.

On a donc amorcé une étude de l'aimantation rémanente dans les roches intrusives des collines Montérégiennes, afin de déterminer la cause de la polarisation inverse qui caractérise certaines d'entre elles.

A la suite de cette étude, l'auteur a conclu provisoirement, en se fondant sur des raisons géophysiques, que les roches intrusives Montérégiennes étaient d'âge Jurassique ou plus récentes, probablement du Crétacé. Cet âge coïncide d'ailleurs presque exactement avec celui qui a été établi par la méthode de radiodation au potassium-argon.

*Le directeur de la Commission géologique du Canada*

J. M. HARRISON.

OTTAWA, le 16 septembre 1960.



## TABLE DES MATIÈRES

	PAGE
Introduction.....	1
Généralités sur la géologie.....	2
Caractéristiques géomagnétiques.....	3
Prélèvement et apprêt des échantillons.....	5
Techniques de mesurage.....	5
Répartition et mesurage des échantillons.....	10
Composantes de l'aimantation rémanente.....	15
Portée.....	16
Identification des diverses composantes.....	16
Élimination de la rémanence isotherme des roches Montérégiennes.....	19
Appareil.....	19
Résultats.....	21
Analyse statistique des données.....	22
Conclusions qualitatives fondées sur les données paléomagnétiques.....	24
Aimantation en sens inverse.....	24
Revue des ouvrages publiés.....	24
Actions possibles d'inversion spontanée dans les roches des Montérégiennes.....	28
Axe moyen du magnétisme rémanent.....	35
Âge des intrusions Montérégiennes.....	39
Bibliographie.....	41
Tableau	
I. Direction de l'aimantation rémanente d'échantillons prélevés des collines Montérégiennes.....	12
II. Caractéristiques des groupes de vecteurs d'aimantation de 49 échantillons des collines Montérégiennes.....	23
III. Déterminations des points de Curie de 21 échantillons orientés extraits des collines Montérégiennes.....	34
IV. Anciennes positions du pôle déduites de roches de l'Amérique du Nord.....	38
V. Radiodation des roches des collines Montérégiennes par différentes méthodes.....	40



## Illustrations

		PAGE
Planche	I. Appareil destiné au «lavage magnétique».....	<i>Frontispice</i>
	II-IV. Photomicrographies de coupes polies de roches intrusives Montérégiennes.....	30-32
Figure	1. Carte régionale indicatrice des collines Montérégiennes.....	2
	2. Carte aéromagnétique du mont Yamaska.....	4
	3. Composantes de l'aimantation rémanente d'un cube.....	6
	4. Schéma d'un magnétomètre du type génératrice.....	7
	5. Méthode de déterminer I et D.....	8
	6. Les six positions dans lesquelles on a fait pivoter le cube.....	9
	7. Réduction de l'erreur possible par pivotement du cube 18-1 dans les sens horaire et antihoraire.....	11
	8. Endroits soumis à l'échantillonnage et limites des massifs intrusifs des Montérégiennes, Québec.....vis-à-vis p.	12
	9. Projection stéréographique de l'aimantation rémanente naturelle..	13
	10. Courbe de diminution progressive de l'intensité de la rémanence isotherme.....	18
	11. Projection stéréographique des vecteurs de l'aimantation rémanente de 51 échantillons, après «lavage magnétique».....	20
	12. Interaction magnétique de structures lamellées.....	33
	13. Points de Curie pour les séries de l'hématite-ilménite et des titano- magnétites.....	34
	14. Projection stéréographique sur l'hémisphère inférieur des 48 échan- tillons de la figure 11.....	36
	15. Anciennes positions du pôle déduites du paléomagnétisme.....	39

# PALÉOMAGNÉTISME DES COLLINES MONTÉRÉGIENNES, SUD-EST DU QUÉBEC

---

## *Résumé*

Les collines Montérégiennes forment un groupe de sept coupoles de roches basiques intrusives dans les couches sédimentaires paléozoïques de la partie sud-est de la province de Québec. Elles sont distribuées à peu près suivant un arc de courbe qui se prolonge sur une distance d'une cinquantaine de milles à partir de Montréal, en direction est. Des levés au magnétomètre aéroporté indiquent la présence d'anomalies négatives sur la plupart des collines bien qu'on note des anomalies positives particulièrement prononcées à la bordure des massifs intrusifs. C'est en vain qu'on a tenté d'expliquer l'existence des anomalies négatives par le relief à la surface de chaque colline ou par les changements brusques dans la composition pétrographique sur une même colline. On a mesuré l'aimantation rémanente d'une série d'échantillons orientés prélevés, d'une part, du noyau igné de la plupart des collines et, d'autre part, de la bordure des roches sédimentaires altérées adjacentes aux premières. En utilisant une technique de lavage magnétique, on a éliminé des échantillons la composante instable que représente l'aimantation visqueuse. Cette technique consiste à exposer l'échantillon aux effets d'un champ magnétique alternatif à amplitude décroissante. Ce traitement a eu pour effet de donner à l'aimantation résiduelle des roches étudiées une orientation quelque peu différente de celle du champ géomagnétique actuel soit dans le même sens que celui-ci, soit dans le sens diamétralement opposé.

On a cherché à connaître la cause de l'inversion de la composante stable de l'aimantation par l'examen de sections polies et par la mesure des points de Curie de certains échantillons. A partir des résultats de ces études et de la présence d'aimantation inversée dans les échantillons des roches sédimentaires mentionnées plus haut, on a conclu que la polarisation inversée de certaines parties des masses ignées est liée à des inversions de l'ancien champ géomagnétique et non à un processus d'inversion spontanée inhérent aux roches étudiées. On a comparé la position du pôle géomagnétique pour la période de formation de ces roches avec les positions déduites du paléomagnétisme de roches sédimentaires et volcaniques d'âge bien connu et de provenances multiples en Amérique du Nord. Cette comparaison porte à croire que les roches basiques des collines Montérégiennes ont été injectées au cours du Jurassique ou plus récemment. Des radiodatations par la méthode du rapport K/Ar faites sur des échantillons de roches ignées provenant de ces collines ont donné des résultats concordants.

## *Abstract*

The Monteregian Hills, a series of seven plugs of basic rocks intruding Palaeozoic sediments, lie roughly along a curved line extending about 50 miles eastward from Montreal, Quebec. Airborne magnetometer surveys indicate negative anomalies over parts of most of the hills, although strong positive anomalies generally delineate the borders of the intrusive bodies. Attempts to correlate the negative anomalies with the topography of the hills or with petrological boundaries within the igneous masses were fruitless. Remanent magnetization measurements were carried out for a suite of oriented specimens collected from the igneous cores of most of the hills and from the nearby altered sediments. The unstable component of viscous magnetization was removed

from the rocks by the slowly decreasing alternating field technique of 'magnetic washing'. After this treatment, the direction of the remanent magnetic moment in the rocks was found to be slightly different from that of the present earth's field or diametrically opposite to it.

The cause of the stable reverse polarization was investigated with the aid of polished sections and Curie point determinations. It was concluded from these results and from the reverse polarization of the altered sediments collected near the igneous contacts that the reverse polarity of parts of the igneous bodies is related to reversals of the former geomagnetic dipole field rather than to a self-reversal mechanism inherent in the rocks. A comparison of the position of the geomagnetic pole for the period during which the rocks were formed with those derived from well-dated sedimentary and volcanic rocks collected elsewhere in North America suggests that the basic rocks of the Montereian Hills were intruded during the Jurassic or later. This result is in agreement with the K/Ar datings of the Montereian Hills intrusions.

## Introduction

Il y a une centaine d'années, on signalait (Melloni, 1853)<sup>1</sup> la présence d'aimantation rémanente dans certaines roches. Ce n'est que depuis les dernières décennies toutefois qu'on a admis couramment que le paléomagnétisme pouvait devenir un instrument précieux pour la solution de certains problèmes en géophysique. Le but premier de cette nouvelle science était de retracer l'intensité et les diverses positions du champ magnétique terrestre au cours des temps géologiques. Depuis lors, on s'est servi de renseignements paléomagnétiques pour retracer le cheminement des pôles et pour évaluer la plausibilité de la théorie sur la dérive des continents (Runcorn, 1955). Ces données ont servi aussi, provisoirement, à résoudre des questions de tectonique (Blundell et Read, 1958) et de corrélation (DuBois, 1959a), ainsi qu'à estimer l'âge des roches (Armstrong, 1957).

Toute recherche paléomagnétique repose sur la stabilité de l'aimantation rémanente au sein des roches. La principale preuve à l'appui de cette stabilité, ce sont les différences remarquables et constantes qu'on a relevées dans un même lieu entre les directions de l'aimantation de certaines formations et la direction actuelle du champ terrestre. L'intérêt accru dont fait l'objet, de nos jours, le paléomagnétisme est dû, pour une large part, à la découverte de la polarisation<sup>2</sup> naturelle inverse au sein de certaines formations. Signalée d'abord par Brunhes (1906), la polarisation inverse a occasionné au début plusieurs controverses. De nos jours, elle est généralement considérée comme le résultat d'inversions du dipôle géomagnétique qui se seraient produites au cours des temps géologiques. On doit cependant admettre que certaines roches sont polarisées parce que l'assemblage de leurs minéraux constitue ce que l'on peut appeler un mécanisme de «self-inversion» qui serait dû à l'agencement géométrique et à la composition particulière de leurs composantes ferromagnétiques.

Dans la présente étude, on a analysé une série d'échantillons orientés, prélevés des roches intrusives basiques des Montérégiennes, et on a cherché à connaître la cause de la polarisation inverse notée dans certains de ces échantillons. A partir de données magnétiques, il a été possible de déterminer la position du pôle géomagnétique au cours du refroidissement jusqu'à des températures inférieures à leur point de Curie. En comparant cette position avec les positions du pôle calculées d'après des roches d'âge connu qui s'étendent sur toute l'échelle des temps géologiques en Amérique du Nord, on a pu estimer provisoirement l'âge des intrusions. Enfin, on a comparé cette détermination d'âge avec celle qui a été obtenue, pour les mêmes roches, à l'aide de quelques-unes des méthodes de radiodatation.

L'auteur désire remercier M. C. E. Anderson, aide-stagiaire à la Commission géologique au cours de l'été 1958, pour son aide précieuse tant sur le terrain qu'au laboratoire.

<sup>1</sup> Les noms et (ou) les dates entre parenthèses sont ceux qui sont cités dans la bibliographie à la fin du présent rapport.

<sup>2</sup> Il s'agit de roches en place dont la polarisation se situe en sens inverse ou presque de celui du champ terrestre actuel au lieu de prélèvement.



## Généralités sur la géologie <sup>1</sup>

Les roches considérées ici appartiennent à un groupe de masses intrusives basiques qui ont été formées d'une source commune de magma et échelonnées en forme d'arc sur une distance d'une cinquantaine de milles à partir de Montréal en direction est (figure 1). Ces masses de roches ignées, qui surgissent brusquement de la plaine environnante des basses terres du Saint-Laurent, portent le nom de collines Montérégiennes.

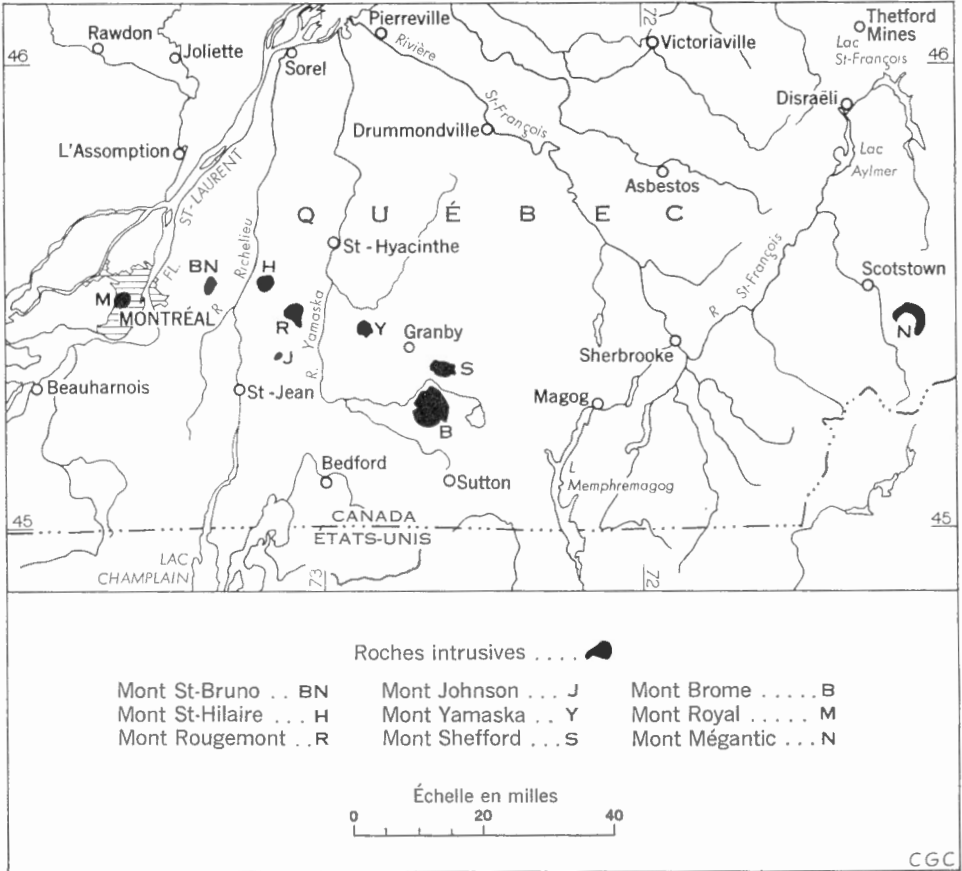


Figure 1. Carte régionale indicatrice des collines Montérégiennes.

Les masses intrusives des collines se composent surtout de roches alcalines et de syénites (le plus souvent à néphéline) et de plusieurs variétés d'essexites qui portent divers noms locaux. Elles ont d'ordinaire une texture granitique et une granulométrie qui varie de moyenne à grossière.

<sup>1</sup> Pour plus de renseignements sur la géologie des Montérégiennes le lecteur pourra consulter l'ouvrage de Dressner et Denis (1944)

Les roches sédimentaires affectées par les intrusions remontent à l'Ordovicien et au Cambrien. Dans l'Est de la région étudiée, elles ont été basculées et plissées au cours des mouvements orogéniques de l'Ordovicien supérieur et du Dévonien moyen, mais elles n'ont subi, par ailleurs, presque aucune déformation dans l'Ouest, soit à l'ouest de la faille Champlain qui est supposée couper le mont Yamaska ou passer à quelques milles à l'ouest de ce dernier. A quelques pieds de leur contact avec les roches ignées, les roches sédimentaires ont en général été métamorphosées en cornéennes (hornfels).

On estime d'ordinaire que ces masses intrusives sont des cheminées volcaniques ou des laccolithes. Les brèches qui se trouvent dans certaines d'entre elles semblent être l'indice d'éruptions volcaniques en surface. Toutefois, à en juger par la parenté chimique et minéralogique des Montérégiennes, il appert que la différenciation du magma originel qui leur a donné naissance se soit produite à grande profondeur. Dans le cas de quelques-unes des collines tout au moins, on a trouvé des indices qui semblent attribuer à des intrusions multiples les différents types de roches observées. Dans certains autres cas, la transition d'un type de roche à un autre est si graduelle qu'on ne peut douter qu'une part de la différenciation se soit produite en surface ou à proximité de la surface.

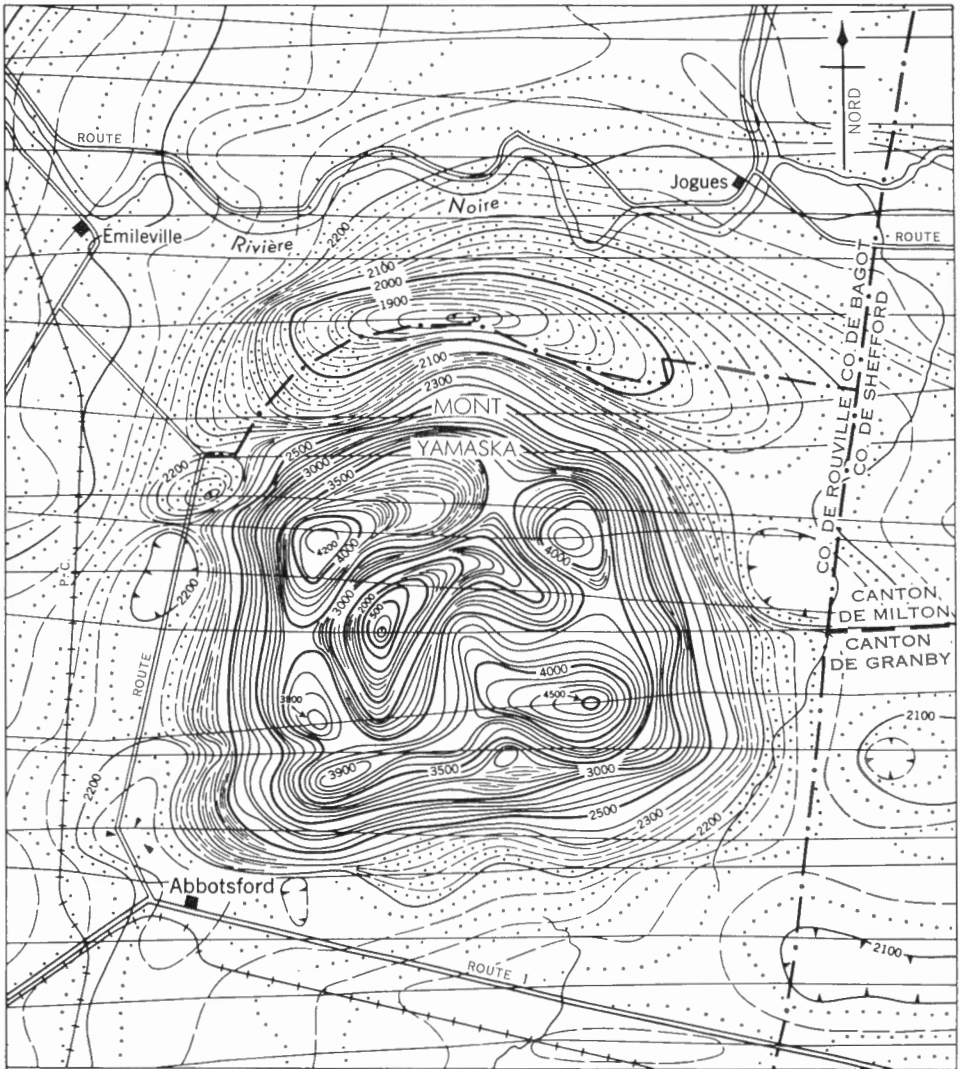
La plupart des collines ont évidemment subi des dérangements tectoniques mineurs, mais il est improbable que l'ensemble des collines ait subi un basculement régional ou qu'une des collines en particulier ait été complètement renversée.

On a tenté, au moyen des méthodes conventionnelles de travaux sur le terrain, d'établir l'âge des collines. Les résultats obtenus démontrent qu'elles se seraient formées dès la fin de l'Ordovicien ou à une époque aussi récente que le Tertiaire (Osborne, 1935).

### Caractéristiques géomagnétiques

En 1954, la Commission géologique du Canada (études géophysiques 171 et 183) a publié des cartes aéromagnétiques d'intensité totale qui comprenaient les régions des monts Brome, Yamaska et Shefford. Le caractère magnétique de ces trois régions est fort bien marqué et l'intensité totale du champ et son relief y sont bien plus prononcés qu'aux environs. Une carte aéromagnétique inédite, que nous a transmise M. Paul Riverain, de l'Université de Montréal, révèle des contrastes magnétiques similaires au-dessus des autres collines.

Le champ magnétique au-dessus du mont Yamaska (voir figure 2) se distingue par la particularité suivante: dans certains endroits, à 500 pieds d'altitude, l'intensité totale du champ est de quelque 3,000 gamma inférieure à la moyenne régionale, et dans d'autres, elle est supérieure d'environ 3,000 gamma à la moyenne. Sur le terrain, l'auteur a décelé ces écarts à l'aide d'une balance magnétique verticale de type Askania. Sur le mont Yamaska, les intensités maximums du champ sont de l'ordre de 15,000 gamma en-dessous ou en-dessus de l'intensité régionale. Bien que cette anomalie ne soit pas aussi clairement indiquée sur la carte aéromagnétique du mont Brome, on remarque néanmoins dans la partie sud-est une dépression de l'intensité magnétique. Les profils au sol confirment d'ailleurs la présence d'une anomalie négative de 12,000 gamma sous la moyenne de l'intensité régionale du champ. Toutefois, l'étendue de



LÉGENDE

LIGNES ISOMAGNÉTIQUES

(Champ total)

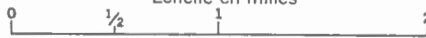
- |                  |   |                 |   |
|------------------|---|-----------------|---|
| 500 gammas ..... |  | 20 gammas ..... |  |
| 100 gammas ..... |  | 10 gammas ..... |  |

Courbe de dépression magnétique .....

Ligne de vol .....

Altitude du vol: 500 pieds au-dessus du niveau du sol

Échelle en milles



CGC

Figure 2. Carte aéromagnétique du mont Yamaska.

cette anomalie est si petite (environ 15,000 pieds carrés) que le magnétomètre aéroporté n'a pu la déceler.

On pourrait, à première vue, conclure que ces fortes anomalies positives ou négatives sont dues au relief accentué du terrain. Cependant, il ressort d'une comparaison minutieuse entre la figure 2 et la figure 8 qu'il n'y a pas de rapport entre les parties hautes et basses de la colline, et les parties de forte et de faible intensité du champ.

L'effet du relief n'étant que négligeable, il faut chercher une autre explication à la présence simultanée d'anomalies positives et négatives au-dessus des mêmes masses de roches magnétiques. Il faut que de deux choses l'une: l'aimantation rémanente de certaines parties de ces masses soit orientée en sens inverse de celui du champ actuel, ou que dans certaines parties, la susceptibilité magnétique soit négligeable en comparaison de la susceptibilité extrêmement forte des roches avoisinantes. D'après la seconde théorie, des roches semblables devraient être sous-jacentes aux régions où l'on a enregistré des anomalies négatives et différer des roches des régions à anomalies positives. En effet, il a été prouvé que le degré de susceptibilité magnétique est fonction de la composition et de la texture des roches. Malheureusement, la carte géologique des Montérégiennes n'a pas été dressée à une échelle assez grande pour qu'on puisse la comparer en détail avec la carte aéromagnétique. Afin de pallier à cette difficulté, on a prélevé des échantillons dont on a mesuré l'aimantation rémanente; ces mesures constituent le fondement de la présente étude.

### Prélèvement et apprêt des échantillons

On s'en est tenu à la méthode suivante dans le prélèvement des échantillons orientés: on trace, en premier lieu, une flèche horizontale sur un endroit plat de l'affleurement, par exemple une surface de séparation. Par une perpendiculaire à la flèche, on marque la direction du pendage de la surface. Avant d'extraire l'échantillon, on détermine l'azimut de la flèche à l'aide d'une boussole Brunton, tenue à quelques pieds au-dessus de l'affleurement, et l'on mesure le pendage à l'aide d'un clinomètre. L'exactitude de ces mesures est au degré près. Afin d'éliminer les erreurs dues au champ magnétique local, on corrige les lectures de la boussole en y additionnant l'écart angulaire entre l'azimut apparent du soleil et son azimut réel, tel que donné dans les éphémérides. Pour à peu près la moitié des échantillons, on a éliminé l'erreur qui aurait pu être causée par l'attraction magnétique locale en remplaçant la boussole Brunton par un compas solaire.

Au laboratoire, on encastre d'abord les échantillons dans du plâtre de moulage, en prenant soin de conserver leur orientation originelle. Puis, on perce l'échantillon à la verticale pour en extraire une carotte de 2 pouces de diamètre que l'on découpe en 2 ou 3 cubes d'un pouce chacun, en s'efforçant de conserver la ligne de repère inscrite lors du prélèvement.

### Techniques de mesurage

Suivant l'intensité d'aimantation des roches, on s'est servi de deux appareils: un magnétomètre astatique et un magnétomètre du type génératrice. Le premier, très sensible, convient bien dans le cas de roches à faible moment rémanent. Cependant,



les mesures faites à l'aide de cet instrument sont lentes et fastidieuses. Le second appareil, bien que n'étant pas aussi sensible, est d'une plus grande rapidité et permet l'emploi de projections stéréographiques pour convertir les lectures du magnétomètre en termes d'inclinaison et de déclinaison.

Le magnétomètre astatique utilisé au cours de l'étude a été mis à la disposition de l'auteur par la Division du géomagnétisme de l'Observatoire fédéral. Collinson et autres (1957) ont déjà décrit un appareil du même genre.

Au moyen de cet appareil on mesure les composantes de l'aimantation rémanente le long des axes X, Y et Z (voir figure 3). Les coefficients de  $I_x$  et  $I_y$  permettent de déduire l'orientation de  $I_\alpha$  sur le plan horizontal. L'angle  $(I_\alpha - X)$  correspond à la déclinaison D du vecteur d'intensité magnétique totale  $I_t$ . Pour calculer l'inclinaison I de  $I_t$ , on peut se servir de l'équation:  $\text{tg}(I) = I_z / I_\alpha$ .

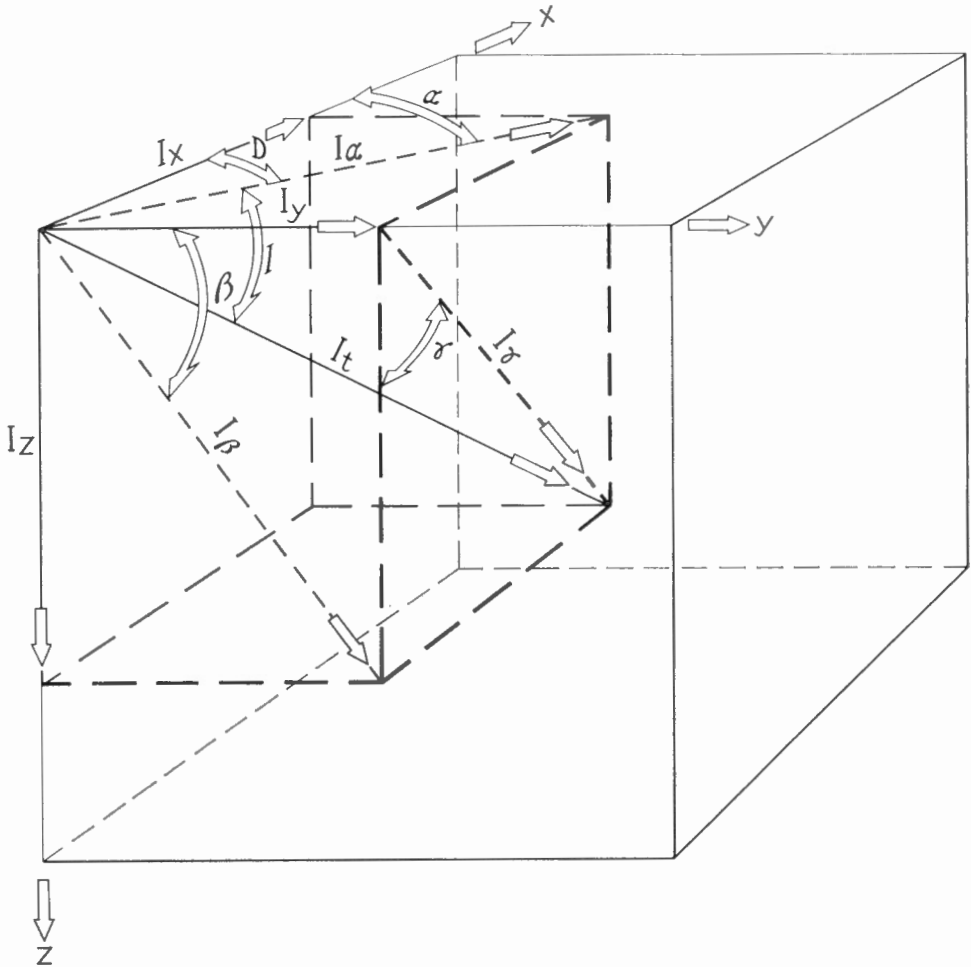


Figure 3. Composantes de l'aimantation rémanente d'un cube, X étant orienté vers le nord astronomique au moment du prélèvement de l'échantillon.

Le magnétomètre du type génératrice utilisé ici est une adaptation de ceux décrits par Bruckshaw et Robertson (1948), Johnson (1938) et Johnson, Murphy et Michelsen (1949). La figure 4 présente un schéma de cet appareil, qui a été conçu et construit sous la direction de L. S. Collett, de la Commission géologique.

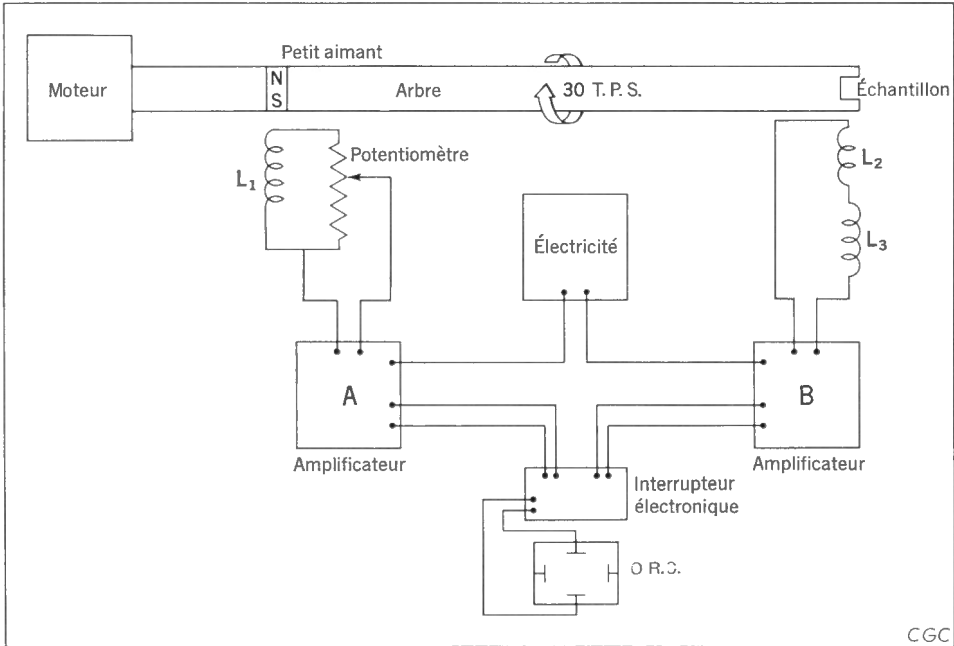


Figure 4. Schéma d'un magnétomètre du type génératrice.

Un moteur électrique ordinaire (C.A.) fait pivoter l'échantillon cubique à environ 1,800 tours à la minute. La rotation du cube (de moment magnétique  $I_t$ ), placé près de la bobine  $L_2$ , produit à ses bornes une force électromotrice. La bobine  $L_3$ , placée à une bonne distance du cube en mouvement, est enroulée en sens contraire à la bobine  $L_2$ . Les deux bobines  $L_2$  et  $L_3$  sont en série. Des variations momentanées du champ ambiant de l'appareil produisent une tension aux bornes de chacune des bobines, mais du fait de l'enroulement en sens opposés, les deux tensions s'annulent réciproquement. D'autre part, la tension produite dans  $L_3$  par le pivotement du cube est négligeable en comparaison de celle de  $L_2$ , par suite de l'arrangement géométrique du système des bobines. Un petit aimant Alnico placé vers l'extrémité de l'arbre rapprochée du moteur sert à produire une force électromotrice de référence aux bornes de  $L_1$ . Cette force électromotrice a la même fréquence que celle produite par le cube. En faisant tourner la bobine  $L_1$  autour de l'axe de rotation, on peut annuler l'écart de phase qui pourrait exister entre les deux forces électromotrices et permettre de mesurer les angles  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  (voir figure 3). D'un autre côté, le potentiomètre en série avec  $L_1$  permet d'équilibrer l'amplitude des deux tensions et, par là, de mesurer l'intensité des composantes d'aimantation  $I_\alpha$ ,  $I_\beta$  et  $I_\gamma$ . L'amplification se fait par deux amplificateurs distincts qui alimentent les deux côtés de l'interrupteur électronique,

dont la sortie est reliée à un O.R.C. Les traces respectives des deux tensions apparaissent distinctement sur l'écran de ce dernier. Quand les deux traces se fondent sur l'écran, on enregistre la lecture du potentiomètre, qui mesure  $I_\alpha$ ,  $I_\beta$  et  $I_\gamma$ , et la position de  $L_1$ , qui mesure les trois angles correspondants. L'appareil permet de détecter une intensité magnétique de l'ordre de  $10^{10}$  em<sup>-5</sup>/po. cu. et d'en déterminer l'orientation à  $5^\circ$  près.

En théorie, il suffit de 2 des 3 séries de paramètres ( $I_\alpha, \alpha$ ), ( $I_\beta, \beta$ ) et ( $I_\gamma, \gamma$ ) pour calculer les angles de déclinaison  $D$  et d'inclinaison  $I$  de l'aimantation d'un cube. On a cependant constaté qu'en pratique de graves erreurs pourraient se glisser en négligeant d'utiliser les trois couples de paramètres. En voici une illustration simple: en admettant la possibilité d'une erreur de  $5^\circ$  dans le mesurage des angles, supposons un vecteur d'aimantation rémanente dont la déclinaison vraie est de  $130^\circ$  et l'inclinaison vraie, de  $44^\circ$ . Si le mesurage de ce vecteur se faisait à l'aide d'un instrument parfait

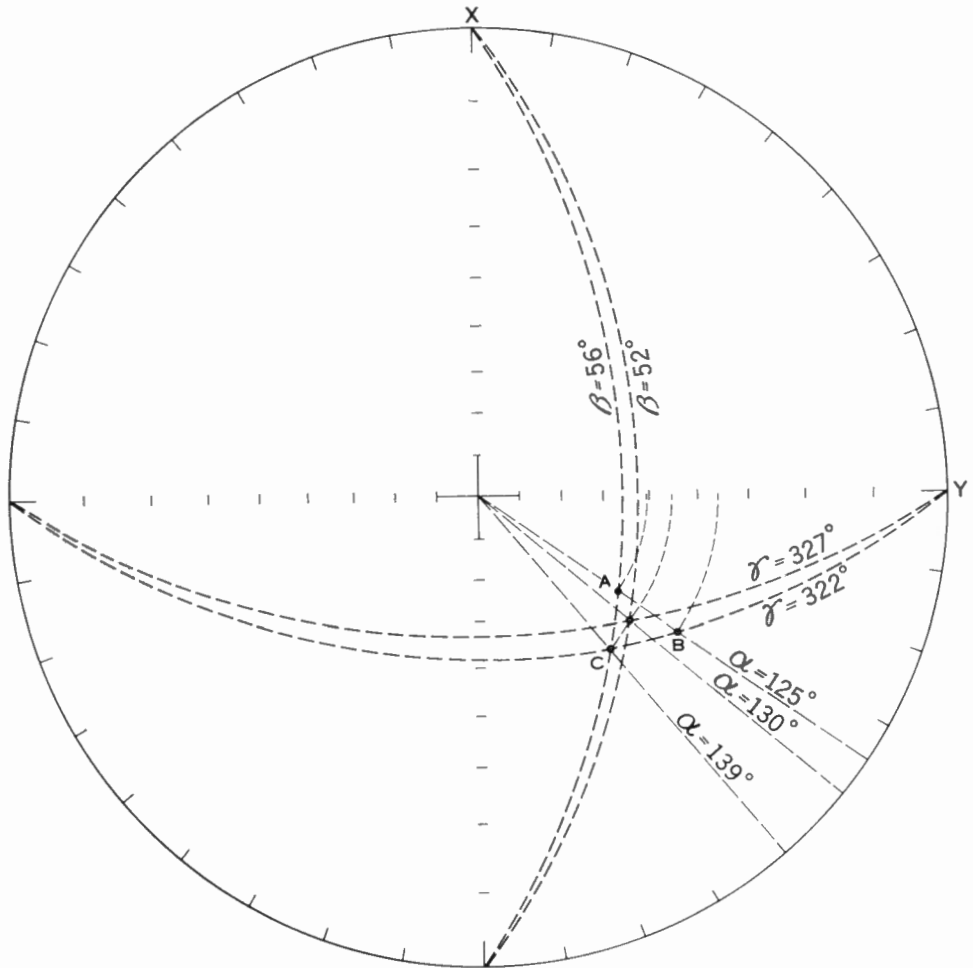


Figure 5. Méthode de déterminer  $I$  et  $D$ .

en tout point, les angles  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  seraient de  $130^\circ$ ,  $52^\circ$  et  $327^\circ$  respectivement. Étant donné que les angles indiqués par l'instrument utilisé ne sont mesurés qu'à  $5^\circ$  près, l'opérateur pourrait très bien avoir enregistré des lectures de  $125^\circ$ ,  $56^\circ$  et  $322^\circ$  respectivement. On voit à la figure 5 que les grands cercles correspondant à ces angles ne se coupent nulle part, mais que l'intersection de deux d'entre eux forment le sommet d'un triangle sphérique ABC projeté sur le plan horizontal. Si l'on se sert de chacun de ces sommets pour déterminer D et I, ce qui équivaudrait à n'employer que 2 des 3 angles  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$ , les couples de valeurs seraient  $125^\circ$ ,  $51^\circ$ ;  $125^\circ$ ,  $36^\circ$ ; et  $139^\circ$ ,  $44^\circ$ , pour les sommets A, B et C respectivement. Il va sans dire que, si l'un des 3 couples était correct, les deux autres seraient très erronés. Il est clair aussi que tout point à l'intérieur du triangle ABC se rapproche de la valeur vraie ( $130^\circ$ ,  $44^\circ$ ) plus que n'importe lequel des points A, B ou C. Malheureusement, en pratique on ignore l'ampleur de l'erreur dans chacune des lectures relevées pour  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  ou si l'erreur est trop forte ou trop faible. C'est pourquoi il est bon de répartir également l'erreur possible entre chaque lecture. Sur la projection stéréographique, on la répartit en faisant tourner, d'un angle égal, autour de son diamètre principal, chacun des grands cercles représentant  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$ , de façon à ce qu'ils s'intersectent. La figure 5 illustre cette opération. Dans cet exemple, une rotation de  $4^\circ$  des cercles  $\alpha$  et  $\gamma$  dans le sens horaire, et du cercle  $\beta$  dans le sens antihoraire a permis aux trois cercles de s'intersecter. En prenant l'un ou l'autre des sommets A, B ou C, l'erreur possible dans la position du pôle serait de  $14^\circ$ , mais si l'on suit la méthode précitée, l'erreur possible est réduite à  $7^\circ$ . Dans ce cas théorique, l'erreur réelle est de  $8^\circ$  si le sommet B est pris comme type du vecteur

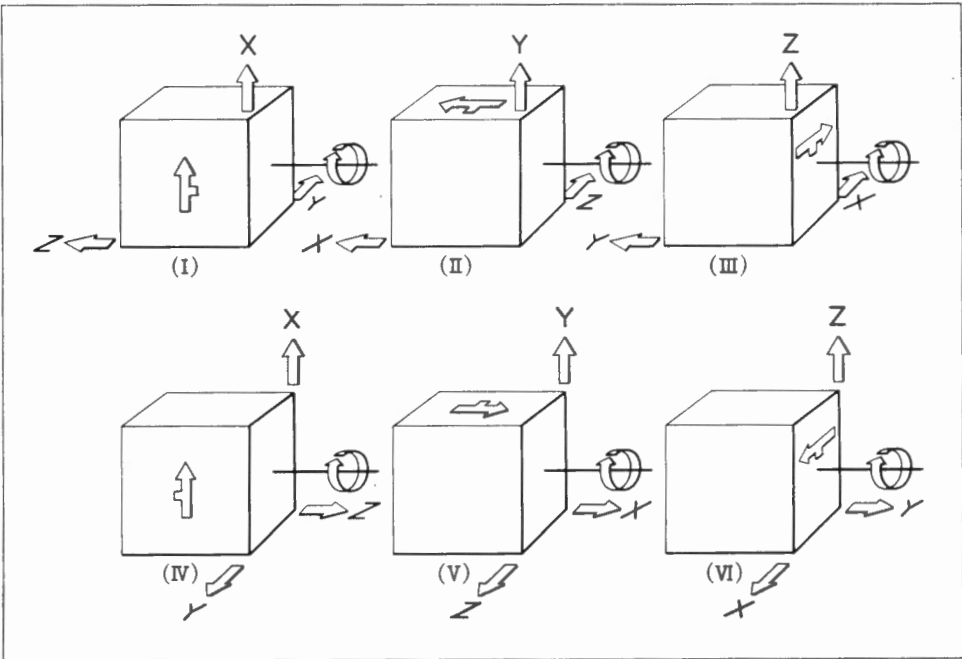


Figure 6. Les six positions dans lesquelles on a fait pivoter le cube.



de champ, mais elle se réduit à zéro si l'on applique la méthode de rotation. Cependant, cet état idéal n'existe que si l'erreur demeure environ la même pour chacun des 3 angles enregistrés.

Si les grands cercles représentant les 3 angles  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  s'intersectent rarement en un point commun, c'est dû en partie à des erreurs de mesurage causées par l'imperfection de l'instrument mais aussi, en partie, à ce que les minéraux ferromagnétiques ne sont pas répartis de façon homogène dans le cube de roche et à ce que celui-ci n'est pas exactement centré. L'effet de ces deux dernières causes peut être presque annulé si l'on fait pivoter successivement le cube dans le sens horaire et le sens antihoraire autour des axes X, Y et Z. Comme il est difficile de renverser le mouvement du moteur qui actionne le cube, on obtient le même résultat en faisant tourner celui-ci dans les 6 positions illustrées à la figure 6. On mesure d'abord les angles  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  selon les positions I, II et III, puis les angles  $\alpha'$ ,  $\beta'$  et  $\gamma'$ , selon les positions IV, V et VI. Si le cube est homogène et si aucune erreur systématique n'est inhérente à l'appareil, compte tenu de l'exactitude des mesures enregistrées, les équations suivantes devraient se vérifier :

$$\alpha' = (360^\circ - \alpha); \quad \beta' = (360^\circ - \beta); \quad \gamma' = (360^\circ - \gamma).$$

De plus, les valeurs  $\bar{\alpha}$ ,  $\bar{\beta}$  et  $\bar{\gamma}$  tirées des expressions

$$\bar{\alpha} = \frac{(\alpha + 360^\circ - \alpha')}{2}; \quad \bar{\beta} = \frac{(\beta + 360^\circ - \beta')}{2}; \quad \bar{\gamma} = \frac{(\gamma + 360^\circ - \gamma')}{2}$$

sont indépendantes de la position du zéro de l'appareil. De même, si un cube n'a pas une aimantation homogène, ce défaut est en partie compensé dans les valeurs  $\bar{\alpha}$ ,  $\bar{\beta}$  et  $\bar{\gamma}$ . Preuve en soit l'exemple suivant, dans lequel les valeurs de  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  et  $\alpha'$ ,  $\beta'$  et  $\gamma'$ , lues au cadran de l'appareil, ont servi à calculer les valeurs correspondantes de  $\bar{\alpha}$ ,  $\bar{\beta}$  et  $\bar{\gamma}$ .

$\alpha = 009^\circ$	$\alpha' = 308^\circ$	$\alpha = 030.5^\circ$
$\beta = 004^\circ$	$\beta' = 329^\circ$	$\beta = 017.5^\circ$
$\gamma = 057^\circ$	$\gamma' = 270^\circ$	$\gamma = 073.5^\circ$

Dans la figure 7, les cercles représentant les angles de la première colonne s'intersectent aux points A, B et C et la position probable du vecteur correspondant est indiquée au point O. Les D et I de ce pôle sont  $29^\circ$  et  $13^\circ$  respectivement et l'erreur possible, en prenant celui-là pour représenter le vecteur d'aimantation rémanente du cube, est d'environ  $60^\circ$ . En traçant les angles  $(360^\circ - \alpha')$ ,  $(360^\circ - \beta')$  et  $(360^\circ - \gamma')$  l'on obtient les points correspondants A', B' et C'. L'angle D du vecteur d'aimantation correspondant (représenté par O') est de  $37^\circ$  et son angle I est de  $11^\circ$ , l'erreur possible étant de  $35^\circ$ . Enfin, en traçant les cercles représentant  $\bar{\alpha}$ ,  $\bar{\beta}$  et  $\bar{\gamma}$ , les points correspondants  $\bar{A}$ ,  $\bar{B}$ ,  $\bar{C}$  et  $\bar{O}$  indiquent un D moyen de  $32^\circ$ , et I moyen de  $12^\circ$ , l'erreur possible n'étant que de  $8^\circ$ .

### Répartition et mesurage des échantillons

On a prélevé, des collines Montérégiennes, 63 échantillons orientés, dont la majorité proviennent des masses intrusives des monts Yamaska (la plupart prélevés par R. Mitra) et du mont Brome (voir figure 8).

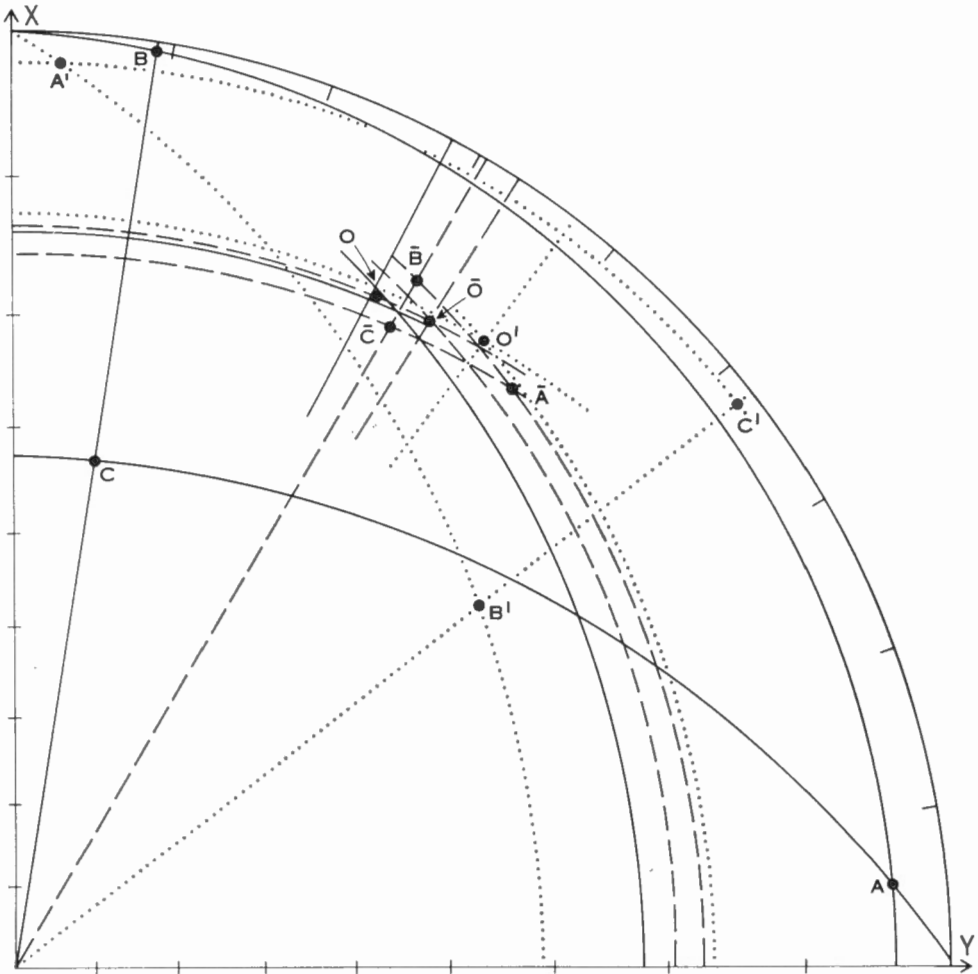


Figure 7. Réduction de l'erreur possible par pivotement du cube 18-1 dans les sens horaire et antihoraire.

On a recueilli aussi quelques échantillons de roches sédimentaires à proximité des contacts avec les roches intrusives. Tel que rapporté précédemment, les roches sédimentaires adjacentes aux contacts ont été métamorphosées en cornéennes au cours des intrusions, tandis qu'à environ un quart de mille du contact, l'on a observé dans ces roches aucune trace de métamorphisme. De deux choses l'une: soit que le métamorphisme ait donné naissance, à de basses températures, à des minéraux ferromagnétiques, ou encore, soit que des minéraux ferromagnétiques primaires aient été chauffés temporairement à des températures supérieures à leur point de Curie. Quoi qu'il en soit, les roches auraient été alors aimantées dans une direction identique à celle du champ ambiant qui existait à l'époque des intrusions. Bien entendu, l'aimantation des roches éloignées des masses intrusives n'aurait pas été affectée par celles-ci.

Un certain nombre des échantillons, prélevés des masses intrusives comme des roches sédimentaires voisines, n'ont pas été utilisés au cours de l'étude, soit à cause

*Tableau I*  
*Direction de l'aimantation rémanente d'échantillons prélevés*  
*des collines Montérégiennes*

Échantillon n°	Lieu de prélèvement**	Nombre de cubes	Avant lavage magnétique			Après lavage magnétique		
			Déclinaison	Inclinaison	Intensité uem/po. cu. x 10 <sup>-5</sup>	Déclinaison	Inclinaison	Intensité uem/po. cu. x 10 <sup>-5</sup>
3*	Y	2	265	-40		159	-30	
5	B	2	353	+50	270	012	+28	
6*	B	2	103	-16		048	-71	
7	S	3	018	+05	56,033	003	+41	2,710
9*	B	2	173	+27		283	-26	
10	S	3	118	-63	448	134	-62	294
12	S	2	114	+16	557	150	-38	796
13	R	2	333	+44	631	314	+53	434
14	R	3	223	-03	1,617	166	-38	576
15*	R	2	077	+36		050	+46	
16	R	2	217	+82	20,900	337	+72	6,590
17	R	2	340	+32	19,150	335	+64	4,685
18	H	3	143	+11	235,167	146	+12	125,300
19	H	2				297	+23	
20*	H	2	316	-67	316	169	-61	
21	H	2	267	+70	2,690	150	-52	641
22	H	2	189	-04	19,375	147	-18	417
23*	BN	2			1,495	267	+56	
24	BN	2	349	-43	14,850	180	-61	2,490
25	BN	3	000	+06	10,200	167	-51	595
26	BN	2	170	-68	4,310	042	-84	515
27	BN	2	169	-60	7,240	151	-66	745
28	BN	2	176	-47		150	-51	
30	J	2	333	+57	5,960	340	+57	3,430
32	J	2	332	+59	9,180	343	+57	6,107
36	B	2	145	+05	3,880	122	-40	2,670
37	B	2	160	-24	14,675	119	-51	6,550
37-b	B	2	123	-15	14,300	118	-42	7,215
38	B	2	142	-22	8,485	113	-45	4,045
38-b	B	2	115	-24	10,645	098	-45	4,480
39	B	2	134	-16	35,050	109	-41	5,155
40	B	2	001	+38	37,650	136	-63	683
41	B	2	014	+42	2,720	111	-60	885
42	B	2	043	-19	97,800	139	-38	7,075
43	B	3	147	-28	51,030	136	-35	13,923
44	B	3	142	-28	9,080	087	-40	2,360
53	Y	2	085	-14	756	169	-59	1,336
55	Y	2	258	-35	1,895	170	-61	190
67	Y	3	144	-43	40,400	162	-67	56,733
71	Y	2	219	-56	33,900	171	-61	15,600
72	Y	2	208	-67	72,400	160	-53	18,550
74	Y	2	111	-46	26,900	128	-70	20,600
87	Y	3	036	+51	4,373	025	-65	1,555
103	Y	3	242	+40	59,766	225	-18	2,593
104	Y	2	018	-16	56,500	341	-57	1,924
105	Y	3	174	-69	2,340	148	-66	1,973
111	Y	3	319	+38	4,586	022	-70	2,303
113	Y	3	265	+15	22,600	315	-60	3,156
120	Y	3	228	-63	29,200	204	-66	40,950
121	Y	3	230	-57	25,166	198	-71	27,533
138	Y	2	073	+46	1,660	304	-65	1,435

\* Roches sédimentaires métamorphisées.

\*\* Y—Yamaska; B—Brome; S—Shefford; R—Rougemont; H—St-Hilaire; BN—St-Bruno; J—Johnson.



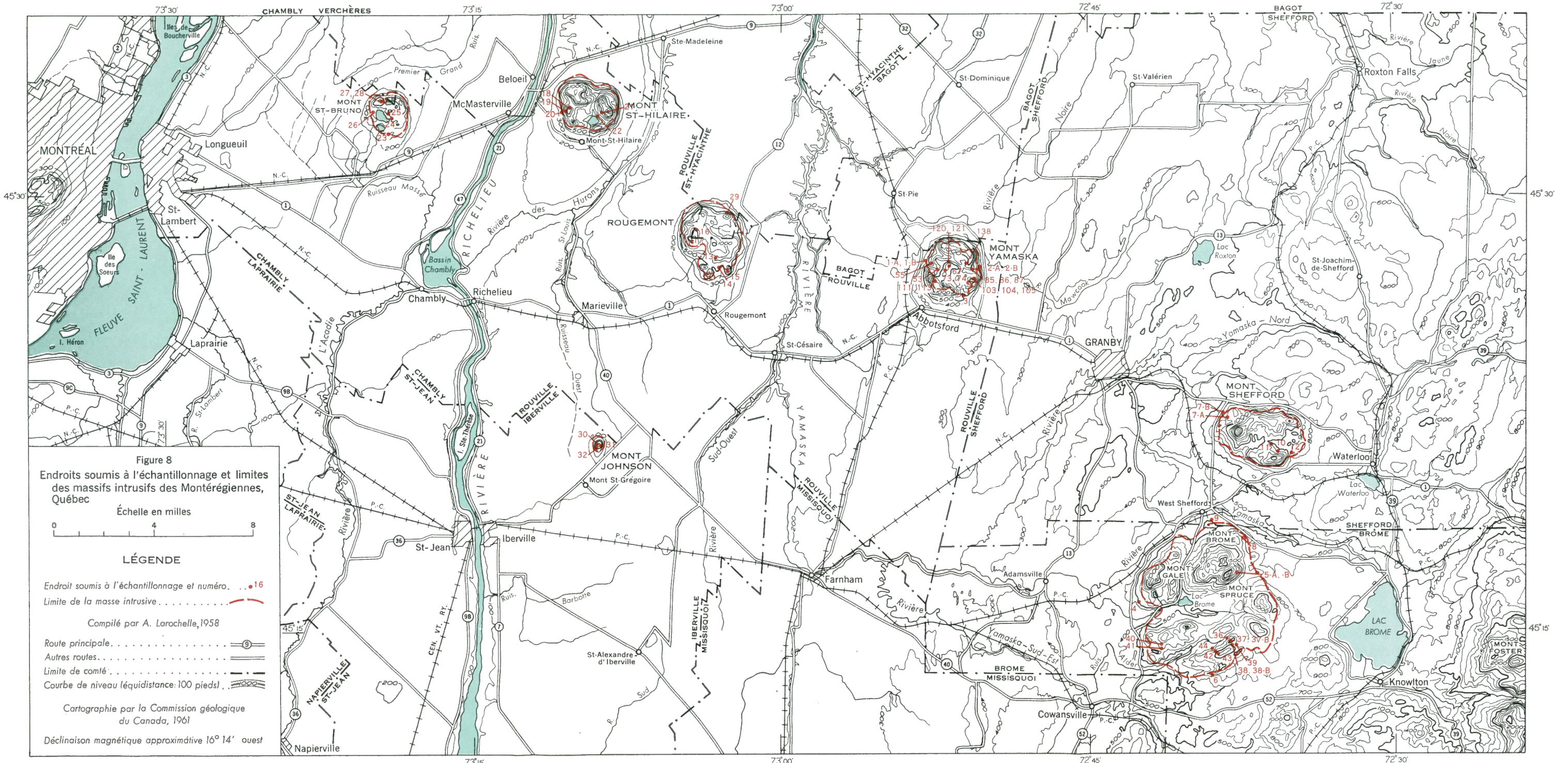


Figure 8

Endroits soumis à l'échantillonnage et limites des massifs intrusifs des Montérégiennes, Québec

Échelle en milles

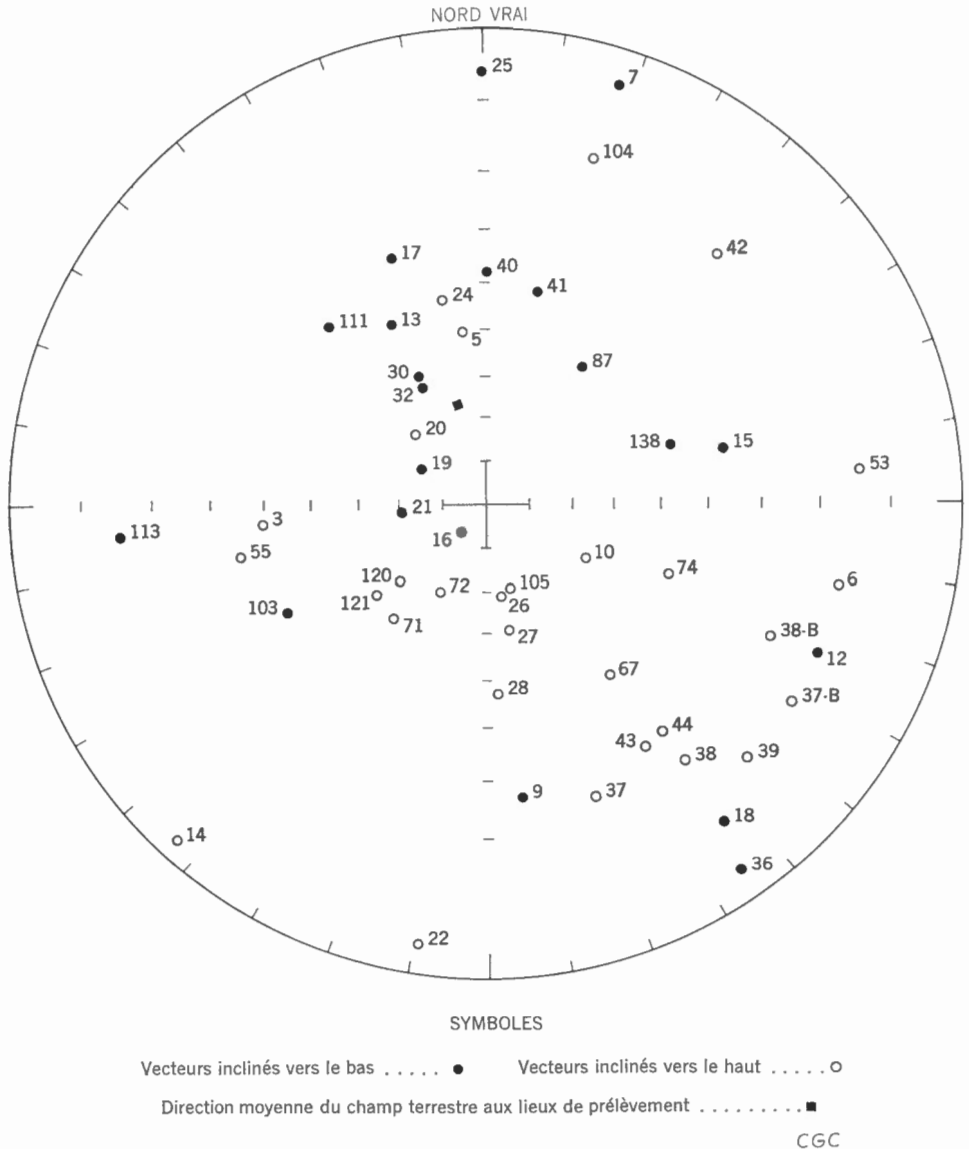


LÉGENDE

- Endroit soumis à l'échantillonnage et numéro. . . . . 16
- Limite de la masse intrusive. . . . .
- Compilé par A. Larochelle, 1958
- Route principale. . . . .
- Autres routes. . . . .
- Limite de comté. . . . .
- Courbe de niveau (équidistance: 100 pieds). . . . .

Cartographie par la Commission géologique du Canada, 1961  
 Déclinaison magnétique approximative 16° 14' ouest





**Figure 9.** Projection stéréographique de l'aimantation rémanente naturelle de 50 échantillons prélevés des collines Montérégiennes.

de leur forte hétérogénéité ou instabilité magnétique, soit qu'on y ait trouvé des indices d'une polarité subséquente à l'aimantation originelle et due probablement à la foudre. Il sera question à la page 21 d'exemples types.

On peut apercevoir au tableau I les mesures qui se rapportent aux échantillons utilisés à la figure 9 et une projection stéréographique représentant les directions de leur aimantation. On ne donne que la moyenne arithmétique des directions et des intensités d'aimantation des 2 ou 3 cubes tirés de chaque échantillon. On n'a pas



relevé d'écart de plus de 20° entre les directions d'aimantation des 2 ou 3 cubes tirés d'un même échantillon. Les orientations moyennes ont été obtenues par manipulation graphique sur une graticule stéréographique. Les intensités d'aimantation relatives aux échantillons mesurés au magnétomètre astatique n'y paraissent pas, car le peu d'intérêt qu'elles suscitent ne saurait justifier la somme de travail requise pour les calculer.

Les directions d'aimantation des roches des Montérégiennes (voir figure 9) sont si dispersées qu'il n'est guère possible de les classer en des groupes distincts. Notons, cependant, que la plupart des vecteurs inclinés vers le haut se situent dans les 3<sup>e</sup> et 4<sup>e</sup> quadrants, tandis que les vecteurs inclinés vers la base se situent dans les 1<sup>er</sup> et 2<sup>e</sup>.

Dans nombre d'échantillons (y compris quelques roches sédimentaires), l'aimantation emprunte une direction vers le haut, ce qui explique la cause des anomalies négatives déjà mentionnées. Une comparaison des figures 2 et 8 fait voir que, en ce qui concerne le mont Yamaska tout au moins, il a été impossible de trouver des roches normalement polarisées correspondant à des sites d'anomalies négatives. On a cependant recueilli quelques échantillons (les échantillons 53 et 55) qui prouvent l'existence de roches polarisées en sens inverse dans des zones d'anomalies positives. Ce phénomène peut s'expliquer ainsi: il arrive parfois que la polarisation de la roche en place, provoquée par le champ terrestre actuel (qui est forcément normal), l'emporte en intensité sur la polarisation rémanente en sens inverse. Notons aussi que certaines des roches à polarisation dirigée vers le haut ont conservé leur aimantation originelle malgré la présence du champ géomagnétique actuel qui tend à les aimanter en sens normal. Il ne faudrait pas conclure que les roches à polarisation normale soient nécessairement instables à ce point de vue, bien que la plupart d'entre elles comportent probablement une aimantation aussi complexe que les roches à polarisation inverse. Il semble que, la direction de polarisation étant très dispersée, il ne vaille guère la peine de faire une analyse complète des données précitées; il importerait sans doute d'étudier les causes possibles de cette dispersion.

Malgré toutes les précautions prises sur les lieux lors de l'orientation des échantillons, il se peut fort bien qu'une erreur de quelques degrés ait pu se glisser tant au cours de cette opération qu'au cours de la taille des échantillons en cubes. D'autres erreurs minimales peuvent s'expliquer par des causes d'ordre simplement local, par exemple par de légères perturbations structurales dans le secteur soumis à l'échantillonnage. Toutes ces causes contribuent pour une bonne part à la dispersion de la polarisation dans le schéma final. Par ailleurs, les erreurs, dues aux mesures ou à la nature quelque peu hétérogène des roches, peuvent être amoindries en prenant la moyenne des mesures de plusieurs cubes représentant un même échantillon.

Il est douteux que la dispersion puisse provenir uniquement de ces causes dont l'ensemble forme un tout relativement peu important. Par contre, l'aimantation des roches des Montérégiennes s'est prolongée pendant plusieurs millénaires au cours desquels la direction du champ a varié largement et provoqué des différences sensibles dans la direction de la polarisation rémanente des roches.

Il ne paraît guère possible de compenser méthodiquement les causes d'erreurs énumérées plus haut. Pour le moment, il faut se résigner à admettre une dispersion modérée. Il reste cependant un autre facteur qui saurait expliquer en grande partie le



phénomène de la dispersion. Cette cause, qui peut être corrigée dans une certaine mesure, est liée à la complexité de la polarisation rémanente des roches en place.

## Composantes de l'aimantation rémanente

Une roche ignée peut acquérir une aimantation rémanente par l'un ou l'autre des 4 processus suivants: l'*aimantation thermorémanente*, l'*aimantation rémanente isotherme*, l'*aimantation anhystéritique* et l'*aimantation chimique*. Une même roche porte parfois des composantes provenant de deux de ces processus ou plus, lesquelles ne sont pas nécessairement parallèles entre elles. Dans ces cas, le magnétisme global correspond à la somme vectorielle des composantes en cause.

Il est généralement reconnu qu'une roche chauffée à un degré supérieur à sa température critique (dite point de Curie) perd toute son aimantation rémanente. Si par la suite on lui permet de se refroidir dans un champ constant (par exemple, le champ terrestre), elle acquiert une composante d'aimantation parallèle à ce champ: c'est l'aimantation thermorémanente.

Lorsqu'une roche est soumise à un champ constant pendant un temps relativement court, à une température inférieure à son point de Curie, elle acquiert parfois une composante parallèle au champ local: c'est l'aimantation rémanente isotherme, dont l'intensité dépend de celle du champ local, de la durée<sup>1</sup> de son exposition au champ magnétique, de la grosseur, de la distribution et de la nature des minéraux ferromagnétiques qu'elle contient et d'autres causes.

Quand un champ alternatif est appliqué à une masse ferromagnétique, le moment magnétique de celle-ci varie constamment. Ce phénomène n'étant pas réversible, il faut qu'une quantité d'énergie soit fournie par un générateur de champ alternatif, et que la substance ferromagnétique dégage une quantité correspondante d'énergie sous forme de chaleur. Cette perte étant fort nuisible à la bonne marche de certains appareils industriels (les transformateurs, par exemple), on a proposé de la réduire à un minimum par différents moyens (Ewing, 1885; Maurain, 1904). L'un d'eux consiste à soumettre la substance à l'effet d'un champ alternatif à amplitude lentement décroissante, en même temps qu'à un champ constant. Ce traitement engendre dans la substance une aimantation marquée, justement dite «anhystéritique» (sans manifestation d'hystérèse). Il semble que certaines roches en place aient été aimantées de cette façon par la foudre. Le champ alternatif provient alors des courants alternatifs à haute intensité qui accompagnent la décharge électrostatique; le champ constant est alors celui du champ terrestre ambiant.

L'aimantation chimique est, des quatre processus précités, celui qui a été le moins étudié. Elle laisse son empreinte sur les roches tout au cours de leur altération chimique et sur les minéraux ferromagnétiques nouvellement formés. Ce processus, tout comme l'aimantation isotherme et l'aimantation anhystéritique, s'effectue parfois à des températures bien inférieures au point de Curie des minéraux en formation et prend une direction parallèle à celle du champ ambiant.

---

<sup>1</sup> Certains auteurs (Thellier, 1937) distinguent entre aimantation «isotherme» et aimantation «visqueuse», ce dernier terme désignant une aimantation acquise par des substances soumises à un champ constant pendant des périodes de plus d'une minute.

## *Portée*

La portée géologique de chaque composante magnétique varie suivant son aptitude intrinsèque à rappeler l'attitude du champ terrestre à une époque donnée des temps géologiques.

Étant donné que la rémanence isotherme s'est introduite dans les roches au cours de longues périodes durant lesquelles le champ magnétique terrestre a dû varier, elle est constituée dans son ensemble de plusieurs composantes, dont chacune a été acquise au cours d'une période plutôt courte durant laquelle la position du champ terrestre est demeurée presque inchangée. Ce qui complique davantage les choses, c'est que la rémanence isotherme est « visqueuse », c'est-à-dire qu'elle se détériore avec le temps. Il est donc clair que cette composante non seulement ne suffit pas à rappeler la position du champ à une époque donnée du passé de la roche qui la contient, mais aussi qu'elle peut masquer les composantes qui ont enregistré cette position.

C'est Folgheraiter (1894) qui a reconnu le premier que l'aimantation « anhystritique » est celle que prennent les roches frappées par la foudre. Il a dénommé « *punti distinti* » les lieux où il a relevé ce phénomène. Pockels (1901) et Toepler (1901) en ont poursuivi l'étude : ils ont noté que l'aimantation due à la foudre converge à la surface du sol à partir d'un centre de très forte intensité magnétique. Cette observation jointe au fait que la roche peut être affectée par la foudre à n'importe quel moment au cours de son existence rend manifeste les difficultés que l'aimantation anhystritique apporte à l'étude du paléomagnétisme.

Quant à l'aimantation chimique, elle peut apporter quelques indications de la position du champ à une époque où la roche a subi certains changements chimiques ou autres. Cependant, la complexité de ce phénomène demande une attention plus sérieuse (Haigh, 1958), et c'est ce qui explique le nombre restreint d'études paléomagnétiques portant sur les roches métamorphiques.

La thermorémanence a un double avantage : elle ne se détériore pas avec le temps et donne une idée de la position du champ magnétique à l'époque du refroidissement de la roche. Plusieurs chercheurs ont soumis divers types d'échantillons de roche à des températures supérieures à leur point de Curie, pour ensuite les laisser refroidir dans le champ terrestre. On a constaté à chaque fois que l'aimantation de la roche était parallèle à la direction du champ ambiant. De plus, la thermorémanence prend naissance à un taux qui dépend du refroidissement général de la roche, mais, surtout, du taux de refroidissement des composants ferromagnétiques aux températures proches de leur point de Curie. Grabovski, Petrova et Isakova (1956) ont démontré que ces composants se stabilisent, dans une proportion de 90 p. 100, au cours de la période de refroidissement à partir du point de Curie jusqu'à une température qui lui est inférieure d'environ 50°C. La thermorémanence traduit donc la position du champ au cours d'une période déterminée de l'existence des roches ignées, ce qui fait d'elle une composante fort utile dans les études paléomagnétiques.

### *Identification des diverses composantes*

Il suffit de considérer les circonstances dans lesquelles la roche s'est formée ou son évolution depuis sa formation pour conclure qu'elle contient certaines des composantes d'aimantation mentionnées plus haut. Par exemple, toutes les roches ignées

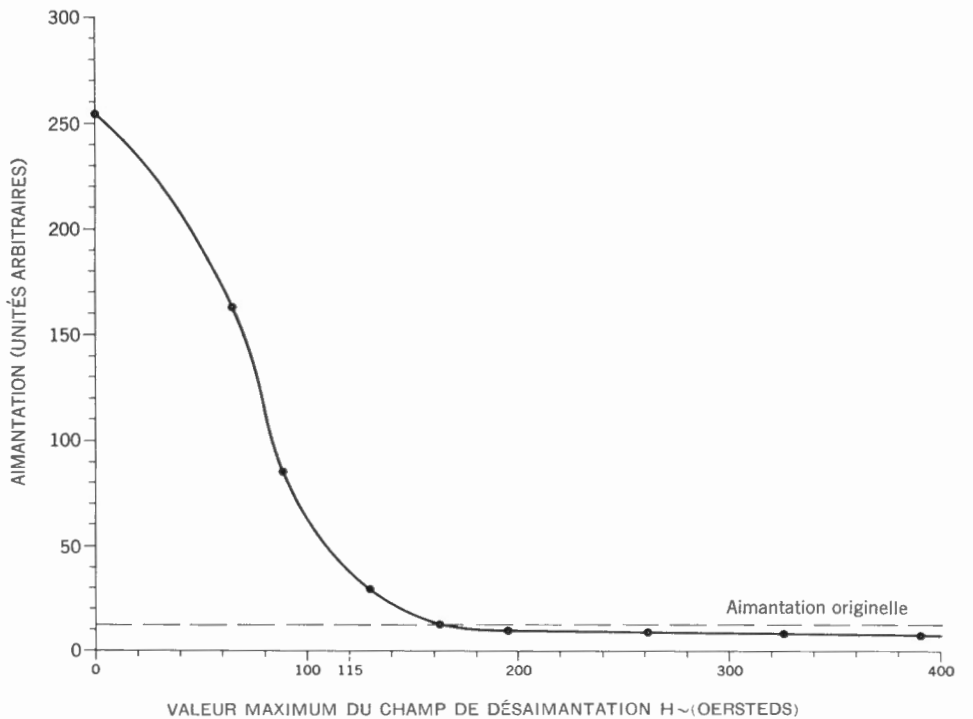
comportent une composante de thermorémanence, car toutes se refroidissent à partir de températures bien supérieures à leur point de Curie jusqu'à des températures bien inférieures à ce point. Le champ terrestre existant partout et se faisant sentir constamment, l'aimantation isotherme peut se trouver, à des degrés variables d'intensité, dans tout genre de roches.

L'aimantation anhystéritique des roches peut se découvrir par son orientation radiale et par l'étendue de la superficie où elle s'exerce, laquelle dépasse rarement quelques dizaines de mètres carrés. On peut la reconnaître aussi par les très fortes intensités qui marquent le foyer de son rayonnement. On peut donc soupçonner son existence, si l'aimantation de deux échantillons prélevés l'un près de l'autre est en direction nettement distincte, ou si l'un des échantillons est beaucoup plus fortement aimanté que l'autre, la composition pétrographique des deux échantillons étant semblable. Enfin, il y a presque certainement aimantation chimique dans les roches à indices de métamorphisme, surtout s'il s'y trouve des minéraux ferromagnétiques qui semblent être secondaires. Une telle aimantation existe probablement aussi, comme composante prédominante, dans les grès rouges, qui ne sont généralement pas classés au nombre des roches métamorphiques.

Pour reconnaître la présence d'une aimantation isotherme, on a recours parfois à certains essais sur place ou en laboratoire. Pour les travaux sur le terrain, Graham (1949) a proposé deux essais classiques qui consistent avant tout à estimer le degré de susceptibilité d'une roche à acquérir une composante isotherme sous l'action du champ terrestre. Le premier essai consiste à comparer la direction de l'aimantation d'échantillons extraits de couches horizontales et de couches inclinées d'une formation. Si l'aimantation est uniformément orientée dans le sens du champ actuel et non dans une direction constante par rapport au plan de stratification, il est probable qu'une composante isotherme vient masquer d'autres composantes plus significatives. Le second essai consiste à comparer la direction de l'aimantation locale parmi des galets conglomératiques d'une composition pétrographique donnée. Là encore, si l'aimantation locale des galets est uniformément orientée dans le sens du champ actuel, il est probable que la roche-mère pourra facilement acquérir une rémanence isotherme.

Thellier (1937) a décrit un essai en laboratoire qui permet de mesurer le degré de susceptibilité d'une roche à acquérir une rémanence isotherme. On oriente l'échantillon de façon à lui donner une position fixe par rapport au champ. On le laisse ainsi pendant deux semaines et l'on mesure son aimantation rémanente. Puis, on renverse sa position de 180° autour d'un axe horizontal perpendiculaire au méridien. Au bout de deux autres semaines, on mesure l'aimantation une seconde fois. La différence entre les deux mesures est considérée comme étant le degré de susceptibilité de la roche à acquérir une composante isotherme.

Il est relativement facile d'éliminer la composante isotherme d'une roche si l'on place l'échantillon dans un espace libre de tout champ autre que celui qui provient d'un courant alternatif d'amplitude lentement décroissante. Ce traitement a un effet beaucoup moins marqué sur les échantillons à aimantations anhystéritique, chimique ou thermorémanente. Pour démontrer la différence relative de dureté entre aimantations thermorémanente et isotherme, on a soumis pendant 5 minutes un cube d'essexite à un champ constant de 115 oersteds. L'aimantation rémanente du cube comptait,



CGC

Figure 10. Courbe de diminution progressive de l'intensité de la rémanence isotherme.

dès lors, une rémanence isotherme acquise et une thermorémanence inhérente au cube avant l'opération. L'ordre de grandeur de l'aimantation totale était de  $276,000 \times 10^{-5}$  u.e.m./po. cu. Après avoir produit un champ alternatif d'une amplitude de 66 oersteds, on a placé l'échantillon dans un espace libre de tout champ magnétique, où on y a approché lentement la source du champ alternatif pour ensuite l'enlever.

Puis, on a mesuré le moment magnétique du cube et l'on a constaté qu'il avait baissé à  $175,000 \times 10^{-5}$  u.e.m./po. cu. (voir figure 10). On a répété cette opération à l'aide de champs alternatifs à amplitudes maximales de 90, 125, 160, 195, 260, 320 et 390 oersteds. Après chacune de ces opérations, on a constaté que l'aimantation du cube diminuait rapidement jusqu'à une amplitude de 160 oersteds, au-dessus de laquelle elle tendait à se stabiliser. L'aimantation du cube était orientée à peu près dans la direction qu'elle avait avant que le cube ne soit soumis au champ constant; cette aimantation a été considérée comme étant la thermorémanence primitive de la roche. Après avoir chauffé pendant une heure un autre cube du même échantillon à une température de plus de  $700^{\circ}\text{C}$ , on l'a laissé se refroidir à l'air dans le champ terrestre. On a établi de cette façon que la thermorémanence qui en a résulté atteignait  $47,000 \times 10^{-5}$  u.e.m./po. cu. Après avoir soumis le cube à des désaimantations successives des champs alternatifs, on a trouvé qu'à une amplitude de 260 oersteds son magnétisme se maintenait à  $23,000 \times 10^{-5}$  u.e.m./po. cu. Au cours de toute l'opération, l'orientation de l'aimantation est demeurée la même. Haigh (1958) a fait des essais analogues pour

démontrer la différence relative de «dureté» qui existe entre les aimantations chimique, isotherme et thermorémanente. Rimbert (1955) a pour sa part étudié la différence relative de «dureté» entre les aimantations anhystéritique, thermorémanente et isotherme. Leurs essais ont permis de conclure qu'il est facile d'éliminer d'une roche l'aimantation isotherme, mais que les composantes anhystéritique, chimique et thermorémanente résistent beaucoup mieux à l'action d'un champ alternatif d'intensité lentement décroissante.

Puisqu'une composante isotherme peut être présente dans certaines parties d'une succession géologique, mais non dans d'autres, il arrive qu'elle soit la cause première des écarts dans les mesures de l'aimantation au sein d'un même groupe. En outre, lorsqu'on s'en sert pour déterminer la position du champ terrestre à un temps géologique donné, la composante isotherme se doit dans un pareil cas d'être éliminée des roches. On a donc appliqué, aux échantillons utilisés au cours de cette étude, la méthode du champ alternatif, d'amplitude lentement décroissante. Le but visé était de voir s'il y avait aimantation isotherme dans certaines des roches intrusives Montérégiennes; puis, en éliminant cette dernière, de réduire la dispersion relevée au cours des premières mesures. Si l'on y réussit, on pourrait alors déterminer l'orientation moyenne du champ terrestre lors de l'injection des roches ignées ou du métamorphisme des roches sédimentaires.

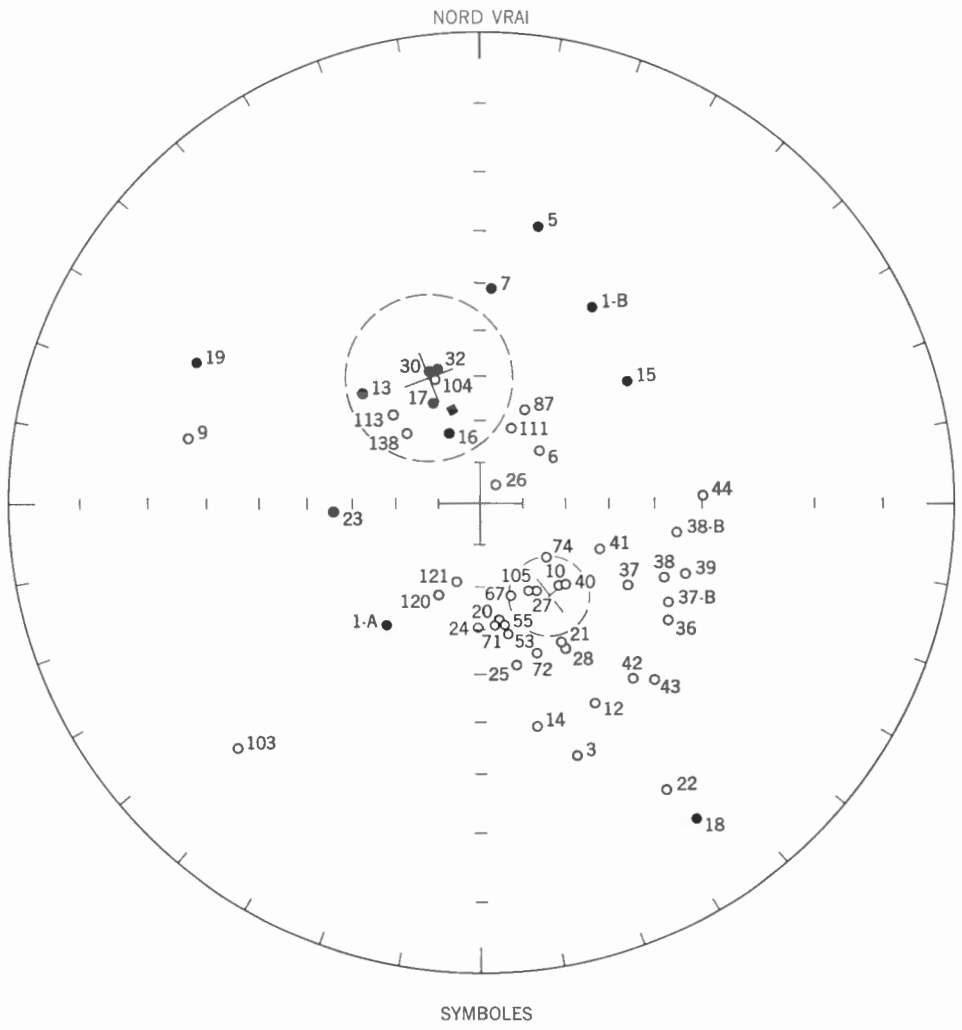
## Élimination de la rémanence isotherme des roches Montérégiennes

### *Appareil*

Pour réaliser un appareil destiné au «lavage magnétique» par la méthode du champ alternatif, il faut prendre deux précautions: d'abord, il faut faire en sorte de placer l'échantillon dans un espace exempt de champ magnétique, afin d'empêcher qu'une aimantation «anhystéritique» ne se forme lorsqu'on applique le champ alternatif. Pour répondre à cette nécessité, on met l'échantillon au centre symétrique de deux bobines de Helmholtz perpendiculaires l'une à l'autre (*voir* planche I), l'une horizontale et l'autre verticale dont l'axe est orienté vers le nord. Les courants directs qui circulent dans ces bobines sont ajustés au point critique (en sorte que le champ au centre de symétrie des bobines Helmholtz ait une intensité inférieure à 50 gammas). On mesure à intervalles réguliers l'intensité des composantes verticale et horizontale de ce champ, à l'aide d'un magnétomètre à sonde ferromagnétique du type «Fluxgate» (Serson, P. H. et Hannaford, W.L.W., 1956). Au besoin on ajuste les courants de façon à obtenir un champ minimum, n'ayant qu'environ un millième de l'intensité du champ terrestre ambiant. De cette façon, l'aimantation anormale (anhystéritique) qui pourrait en résulter est négligeable.

La seconde précaution consiste à diminuer, progressivement, l'amplitude du champ alternatif. On ne peut réaliser cette condition en introduisant simplement un rhéostat en série ou un transformateur<sup>1</sup> variable en parallèle avec la source de courant

<sup>1</sup> Le Variac que montre la figure 11 ne sert qu'à normaliser l'amplitude maximale du champ alternatif appliqué.



SYMBOLES

Vecteurs inclinés vers le bas . . . ● Vecteurs inclinés vers le haut . . . ○ Direction du champ terrestre actuel . ■

Cercles de confiance et directions moyennes . . . (dashed circle with cross)

CGC

**Figure 11.** Projection stéréographique des vecteurs de l'aimantation rémanente de 51 échantillons, après «lavage magnétique».

alternatif de 60 cps, car dans le cas de tels appareils, on ne peut réduire le courant qu'à intervalles séparés. On a constaté qu'en éloignant lentement la source du champ alternatif (la petite bobine Helmholtz de la planche I) de l'échantillon on peut réduire efficacement l'amplitude du champ dans le voisinage de l'échantillon, sans risquer d'y implanter une aimantation anhystérique.

## Résultats

On a soumis les échantillons, dont les premières mesures figurent au tableau I, à des champs alternatifs à amplitude progressivement décroissante. Les valeurs de pointe du champ alternatif ont été fixées successivement à 50, 100, 150 et 200 oersteds. Après chaque traitement on a mesuré l'aimantation résiduelle de chacun des cubes. L'opération s'est terminée après avoir constaté que les directions d'aimantation demeuraient inchangées après deux essais successifs i.e. pour des amplitudes maximales de 150 et 200 oersteds.

En comparant les figures 11 et 9, on voit que le lavage magnétique a diminué sensiblement la dispersion des directions d'aimantation. On notera aussi que nombre d'échantillons d'abord polarisés vers le bas le sont maintenant vers le haut, c'est-à-dire en sens inverse. En aucun cas, ce lavage n'a inversé la polarité des roches qui étaient polarisées vers le haut. Ce seul fait prouve que les composantes inverses, étant plus stables, sont d'origines thermorémanente ou chimique, et non d'origine isotherme.

Il ressort d'une comparaison entre les intensités d'aimantation avant et après le lavage magnétique (*voir* tableau I) que ce traitement amène le plus souvent une diminution de l'intensité d'aimantation. Dans le cas de certains échantillons, cette baisse est plutôt minime, mais dans cinq cas particuliers, l'intensité a en fait augmenté. Ce phénomène s'explique facilement, si l'on convient que l'aimantation isotherme instable est probablement dirigée vers le bas, puisque c'est l'orientation prise par le champ au moins au cours des cinq derniers siècles. Dans les roches à aimantation stable pointant vers le haut, il se peut que cette composante ait été en tout ou en partie masquée par la composante isotherme au cours de la première série de mesures. Ce fait expliquerait l'aimantation moindre de certains des échantillons, et l'intensité magnétique accrue de certains autres. En général, l'intensité diminue dans les roches polarisées normalement ou inversement, ce qui confirme l'opinion voulant que la stabilité magnétique des deux genres de composantes n'est que d'ordre relatif, tout comme l'indique d'ailleurs l'essai dont nous avons fait mention plus haut dans le présent chapitre.

Remarquons enfin, à propos de la figure 11, que les directions d'aimantation sont pour la plupart réparties en deux groupes: les vecteurs dirigés vers le haut dans le quatrième quadrant, et les vecteurs dirigés vers le bas dans le deuxième quadrant. Les derniers sont bien moins nombreux que les premiers, ce qui est peut-être dû à ce que le nombre des prélèvements n'a pas été uniforme sur toute l'étendue des Montérégiennes. Nous discuterons plus loin les causes possibles de la polarité mixte.

Avant de faire une analyse statistique des résultats, il a fallu étudier le cas de certains échantillons aimantés suivant un axe totalement différent de celui du groupement général, ou selon une direction qui semble n'avoir aucun rapport avec celle du champ terrestre au moment de l'injection des roches ignées. Ils sont numérotés 1-A, 1-B, 9 et 18.

Les deux premiers (cornéennes) ont été extraits du mont Yamaska à des endroits distants de moins de 5 pieds et à moins de 10 pieds des roches intrusives. Le sens de leur aimantation diffère d'environ 90°, ce qui porte à croire que leur aimantation anormale est probablement due à la foudre. Si l'on incorporait ces données avec les autres, le résultat définitif serait sensiblement le même, car leur direction moyenne

d'aimantation est presque identique à celle qu'on a relevée des roches à polarisation normale. On n'a toutefois pas tenu compte de ces échantillons dans l'analyse statistique puisque l'incompatibilité de leurs aimantations pourrait avoir été engendrée par des variables inconnues au cours du processus de leur aimantation.

L'échantillon n° 9 a été prélevé sur le mont Brome à  $\frac{1}{4}$  de mille des roches intrusives les plus rapprochées. Il est probable que l'injection magmatique n'ait pas changé l'aimantation locale, laquelle aurait été régie par d'autres phénomènes distincts, les uns, antérieurs, les autres, postérieurs à l'injection. On a crû devoir rejeter les données relatives à cet échantillon.

L'échantillon n° 18 a fait l'objet d'un examen attentif, car l'intensité de son aimantation primitive était de beaucoup supérieure aux autres. De plus, elle a démontré une très grande stabilité, en dépit du fait que l'échantillon ait été soumis à un champ démagnétisant d'une amplitude maximale de 300 oersteds. On a chauffé un cube de cet échantillon à une température supérieure à 700° C et cela pendant une heure, après quoi on a laissé le cube se refroidir dans le champ terrestre. On a constaté que son aimantation, qui devait être alors purement thermorémanente, n'était que de  $5,560 \times 10^{-5}$  uem/po. cu., tandis que les valeurs relevées dans des échantillons analogues, avant et après le lavage du magnétisme, étaient de  $228,500 \times 10^{-5}$  et de  $102,200 \times 10^{-5}$  uem/po. cu. Après avoir fait subir un traitement semblable à d'autres échantillons de la série indiquée au tableau I, on a constaté invariablement que l'intensité magnétique après le chauffage et le refroidissement dans le champ n'avait jamais atteint un chiffre de 10 p. 100 supérieur à l'intensité avant le traitement. En outre, la valeur  $5,560 \times 10^{-5}$  uem/po. cu. s'apparente beaucoup plus que  $228,500 \times 10^{-5}$  à l'intensité moyenne des autres échantillons en provenance des Montérégiennes. L'échantillon ne présentant aucune trace de métamorphisme, il est fort probable que le magnétisme rémanent très intense qui s'y trouve se compose de thermorémanence d'intensité moyenne et d'une très forte aimantation «anhystéritique». Puisqu'on a prélevé l'échantillon au sommet du mont St-Hilaire, il est possible que son magnétisme soit dû à la foudre. Devant cette possibilité, nous nous sommes vus dans l'obligation de rejeter l'échantillon n° 18 dans les travaux subséquents.

### Analyse statistique des données

Pour calculer la direction moyenne d'un groupe de vecteurs ayant des grandeurs différentes, il faut d'abord donner à chacun d'eux un module uniforme pouvant servir de critère. La direction de la somme vectorielle «R» des vecteurs normalisés correspond à la direction moyenne du groupe original.

En matière de paléomagnétisme, on estime que, si la direction *réelle* d'aimantation d'un groupe d'échantillons n'est pas nécessairement la même que la direction *moyenne* du même groupe, il est possible de déterminer statistiquement l'angle probable  $\theta$  tracé par les deux directions.

La direction réelle de l'aimantation d'une formation serait alors contenue dans un cône circulaire de demi-angle  $\theta$  et dont l'axe serait la direction moyenne. Il est évident que l'intersection de ce cône avec une sphère centrée à l'origine des vecteurs forme un cercle, si le sommet du cône et le centre de la sphère correspondent. De plus,



comme tous les cercles à la surface d'une sphère deviennent des cercles par projection stéréographique (Penfield, 1901), le cône précité est représenté stéréographiquement par un cercle, appelé communément *cercle de confiance*. Fisher (1953) a calculé le rayon théorique de ce cercle et l'a exprimé par l'équation qui suit:

$$(1) \quad (1 - \cos \theta) = \frac{(N - R)}{R} \left[ \frac{1}{(1 - P)^{\frac{1}{N-1}}} - 1 \right]$$

P représentant la probabilité selon laquelle la direction réelle de l'aimantation de la formation s'inscrit dans le cône du demi-angle  $\theta$ ; N représentant le nombre d'échantillons étudiés; et R, le module de la résultante des vecteurs d'aimantation normalisés. L'équation (1) permet de vérifier si tous les vecteurs sont parallèles au sein d'un même groupe d'échantillons; R étant égal à N, il s'en suit que  $\theta$  égale zéro. Dans un tel cas-limite, la direction moyenne et la direction réelle de l'aimantation sont identiques.

Pour comparer différents groupes d'observation quant à leur degré de dispersion respectif, il est utile de fixer un indice  $\kappa$  caractérisant la dispersion d'un groupe donné. On peut calculer cet indice  $\kappa$  au moyen de la formule suivante:

$$(2) \quad \kappa = \frac{(N - 1)}{(N - R)}$$

où N et R ont la même signification que dans l'équation (1). Quand  $\kappa$  est grand, la plupart des vecteurs sont parallèles à leur direction moyenne et vice versa. Dans le cas-limite où tous les vecteurs sont parallèles, R égale N et  $\kappa$  est infini. Mais si la moitié des vecteurs est antiparallèle à l'autre moitié, R égale zéro et  $\kappa$  est inférieur à l'unité.

Les deux groupes de vecteurs d'aimantation discutés à la section précédente ont été considérés séparément dans l'analyse statistique. Les équations (1) et (2) ont servi à calculer les valeurs de  $\theta$  et de  $\kappa$  pour chaque groupe. Dans chaque cas, on a pris 0.95 comme valeur de P. Les résultats sont donnés ci-dessous.

*Tableau II*  
*Caractéristiques des groupes de vecteurs d'aimantation de*  
*49 échantillons des collines Montérégiennes*

Groupe	N	R	D	I	$\theta$	$\kappa$
Vers le bas	10	8.86	340°	57°	18°	7.9
Vers le haut	39	33.95	142°	-62°	9°	7.5

N: Nombre d'échantillons  
R: Somme vectorielle des vecteurs normalisés  
D: Déclinaison des vecteurs principaux  
I: Inclinaison des vecteurs principaux  
 $\theta$ : Rayon du cercle de confiance  
 $\kappa$ : Indice de dispersion

La figure 11 montre les directions moyennes et les cercles de confiance correspondants.

On a parcouru la liste des travaux paléomagnétiques préparée par Runcorn (1955), afin de comparer l'ordre de grandeur des  $\kappa$  du tableau II avec ceux obtenus par d'autres auteurs pour des groupes de données paléomagnétiques jugées acceptables. Parmi les résultats publiés, on relève des valeurs de  $\kappa$  entre les valeurs limites de 5 et 15, la moyenne s'établissant entre 10 et 40. Ainsi les  $\kappa$  du tableau II se comparent à certaines valeurs acceptées par d'autres auteurs, mais il est admis qu'elles s'apparentent aux groupes les plus dispersés signalés antérieurement. On pourrait donc contester la validité de conclusions quantitatives basées sur ces données, mais on en pourrait faire de même en ce qui concerne certaines conclusions qualitatives, indépendantes de l'indice de dispersion. On étudiera donc séparément ces deux conclusions.

## Conclusions qualitatives fondées sur les données paléomagnétiques

### Aimantation en sens inverse

Les renseignements recueillis sur les Montérégiennes se distinguent avant tout par le fait que l'aimantation rémanente d'environ les huit dixièmes des échantillons est orientée à peu près inversement au champ terrestre actuel, le reste épousant en gros la direction du champ. Des polarités mixtes au sein d'une même formation ne sont pas chose rare. Elles ont été notées par bien d'autres chercheurs et dans plusieurs types de roches<sup>1</sup>. Deux théories distinctes ont été avancées pour expliquer ce phénomène: suivant la première, il s'est produit au moins une inversion du dipôle terrestre au cours de la formation de la série; suivant la seconde, des assemblages particuliers de minéraux, présents dans certaines parties de la formation et absents dans d'autres, seraient dotés d'un mécanisme de self-inversion.

Il y a trop peu de temps (5 siècles seulement) qu'on étudie le champ terrestre pour qu'on puisse tirer la moindre conclusion précise sur la possibilité physique de l'inversion du dipôle géomagnétique. D'autre part, des paléomagnéticiens ont récemment publié bien des données qui semblent corroborer cette théorie. Il faut préciser, cependant, que chaque cas d'aimantation inverse doit être considéré séparément.

### *Revue des ouvrages publiés*

Graham (1949) est le premier auteur qui ait contesté la notion voulant que l'aimantation inverse des roches en place soit une preuve directe de l'inversion du champ terrestre dans le passé. Sa raison principale pour mettre en doute cette hypothèse simple, c'est qu'il a relevé une aimantation mixte dans une formation sédimentaire silurienne, d'épaisseur relativement faible, mais fort répandue dans le Maryland (États-Unis). A partir de cette découverte, il a soutenu que certaines parties de la formation, dans lesquelles il avait relevé une aimantation inverse, avaient probablement subi des modifications physico-chimiques.

---

<sup>1</sup> Laroche, A. (1958); les pages 2 et 3 fournissent une liste incomplète des ouvrages où il est fait mention des polarités mixtes.

En faveur de la possibilité théorique d'une telle modification, Néel (1951) a avancé l'idée de quatre processus d'inversion spontanée, dont certains ont servi depuis à expliquer provisoirement certains cas d'aimantation inverse.

Selon le premier de ces mécanismes, Néel suppose que la roche contient une substance cristalline à deux sous-réseaux A et B dans laquelle les moments magnétiques du sous-réseau B sont orientés en sens inverse de ceux du sous-réseau A. De telles substances, qui existent vraiment, sont dites «ferrimagnétiques». Si l'aimantation spontanée de A,  $J_A$ , concorde avec le champ ambiant, il s'en suit que l'aimantation des deux sous-réseaux à une température donnée sera ( $J_A - J_B$ ). Suivant Néel, notamment, dans le cas de certaines de ces substances, les aimantations spontanées  $J_A$  et  $J_B$  réagissent de façon distincte aux changements de température. Il se peut ainsi que la seconde devienne plus forte que la première au-dessous d'un point critique dit «température de compensation». Dans le cas où celle-ci est supérieure à la température moyenne à la surface du globe, le corps «ferrimagnétique» acquiert une aimantation inverse, lorsqu'il se refroidit dans un champ magnétique à partir de son point de Curie jusqu'aux températures ordinaires. Depuis que Néel a exposé ce mécanisme, Gorter et Schulkes (1953) ont réussi à faire la synthèse d'une ferrite à chrome-lithium ( $\text{Li}_{0.5} \text{Cr}_{1.25} \text{Fe}_{1.25} \text{O}_4$ ), dont la température de compensation est de  $100^\circ\text{C}$ . Ainsi, le premier mécanisme suggéré par Néel pourrait se réaliser dans la nature et expliquer l'aimantation inverse des roches ignées ou métamorphiques contenant certaines ferrites à composition bien déterminée. Il faut noter, cependant, qu'on n'a pas encore rencontré de ferrimagnétiques de ce type dans aucune des roches à aimantation inverse observées jusqu'ici.

Pour décrire son deuxième mécanisme, Néel suppose au départ une substance «ferrimagnétique» dont la composition est telle que, peu importe si leur température est inférieure à leur point de Curie, la composante  $J_A$  est toujours supérieure à la composante  $J_B$ . Si certaines réactions physico-chimiques rendent la première moins stable que la seconde, il se produit après coup une aimantation de la roche en sens inverse, i. e. dans le sens de la composante  $J_B$ . La possibilité physique de ce mécanisme n'a pas encore été vérifiée ni pour des composés naturels ni pour des composés artificiels. Suivant Street (1954), il semble peu probable que ce mécanisme existe.

Quant à son troisième mécanisme, Néel le fonde sur l'interaction de deux minéraux dont les points de Curie sont différents. La coexistence de deux ou plusieurs minéraux ferromagnétiques à points de Curie différents est souvent relevée dans les roches. Par exemple, on a relevé la présence, dans nombre de gîtes de fer, d'entassements de cristaux de magnétite et d'ilménite. Si on suppose que le point de Curie du minéral A ( $\theta_A$ ) soit supérieur à celui du minéral B ( $\theta_B$ ) lorsque cet ensemble minéral se refroidit en passant d'une température  $\theta_0 > \theta_A > \theta_B$  à une température  $\theta_1$ , ou  $\theta_A > \theta_1 > \theta_B$ , le minéral A acquiert une augmentation dans le sens du champ ambiant, tandis que le minéral B n'est pas encore aimanté. Compte tenu de certaines conditions géométriques, le champ démagnétisant produit par le minéral A est plus intense que le champ ambiant lui-même dans la région des grains du minéral B, si bien que ce dernier, en se refroidissant à une température inférieure à  $\theta_B$ , s'aimante en sens inverse de celui du champ ambiant. Enfin, toute la roche acquiert une aimantation inverse si la composante  $J_B$  (aimantation spontanée de B) est plus grande que la composante  $J_A$ .

Grabovsky et Pushkov (1954) ont partiellement réussi à démontrer en laboratoire la possibilité physique d'un tel mécanisme. Après avoir aligné dans le méridien magnétique des plaques de magnétite alternant avec des plaques de pyrrhotine, ils les ont chauffées jusqu'à une température de plus de 580°C, point de Curie de la magnétite. Puis, ils les ont laissées se refroidir lentement jusqu'à la température ambiante, c'est-à-dire plus bas que le point de Curie de la pyrrhotine (320°C.  $\pm$ ). Ils ont constaté que les plaques de pyrrhotine étaient de fait aimantées en sens inverse de celui du champ ambiant, mais que l'ensemble des deux minéraux restait aimanté dans le sens du champ.

Smith et Guild (1912) et plus tard Smith, Dee et Mainford (1924) ont fait une constatation qui prouve la possibilité physique du troisième mécanisme de Néel. Il appert que si une tige d'acier recuite est chauffée dans un «vide magnétique» jusqu'à environ 250°C, son aimantation est inversée après que la tige est refroidie dans cet espace à champ nul. L'explication donnée est qu'il y a enchevêtrement de lamelles de carbure de fer (FeC<sub>3</sub>) et de fer sous forme de lames de cristaux, semblables aux enchevêtrements de minéraux dans les roches.

En 1954, Balsley et Buddington ont fait mention d'un cas où le troisième mécanisme semblerait expliquer l'aimantation inverse de certaines roches. Ils ont corroboré leur conclusion par la constatation suivante: un échantillon à ilménite-hématite, chauffé à une température supérieure au point de Curie, puis refroidi dans le champ terrestre, possédait une aimantation rémanente contraire à celle du champ acquis.

Pour expliquer le quatrième mécanisme de Néel, on suppose, comme dans le troisième cas, que deux minéraux à points de Curie différents coexistent dans la roche et que le minéral B prend une aimantation en sens inverse due à l'action du champ démagnétisant du minéral A. On suppose de plus que le minéral A (dont le point de Curie est plus élevé) est moins stable que le minéral B. La roche empruntera le sens de l'aimantation de B, si le minéral A est désagrégé ou s'il perd son aimantation.

Pour expliquer la polarisation inverse notée en deux occasions par Graham (1953) et Asami (1956), ces derniers ont suggéré des variations au quatrième mécanisme. Suivant Graham, la roche étudiée par lui contenait au début un enchevêtrement d'ilménite et d'hématite et sa polarisation était normale. Puis, des infiltrations d'eaux acides dans la roche auraient réduit une partie de la magnétite en «maghémite», laquelle aurait pris une aimantation inverse dans le champ démagnétisant de l'ilménite (censée être ferromagnétique) et de la magnétite non lessivée. La magnétite, ayant une force coercive de beaucoup inférieure à celle de la «maghémite», aurait fini par perdre toute son aimantation primitive et la seconde aurait apporté à la roche sa propre aimantation inverse. Dans le cas de polarisation inverse étudié par Asami (1956), il a relevé la cristallisation de deux faciès de titanomagnétite provenant d'une solution solide de magnétite-ülvospinelle. Il a signalé avoir recueilli, sur une étendue d'un mètre carré, 43 échantillons de basalte, les uns à polarisation normale, les autres à polarisation inverse. Une étude thermomagnétique de ces roches lui a permis de prouver que les échantillons polarisés inversement possédaient deux minéraux ferromagnétiques, dont les points de Curie étaient de 120°C et 500°C respectivement, tandis que les premiers ne contenaient qu'un seul minéral ferromagnétique dont le point de Curie s'établissait à environ 370°C.

Depuis que Néel a exposé les mécanismes précités, certains auteurs et Néel

lui-même ont imaginé plusieurs autres mécanismes. Suivant Néel (1955), il se peut que des inversions spontanées se produisent par diffusion à cause des échanges d'ions entre les deux sous-réseaux d'une substance ferrimagnétique, ou par diffusion et transformation complète des composants. Gorter (1953) a réalisé la diffusion d'ions d'aluminium à partir du sous-réseau A d'une ferrite ( $\text{NiFe}_{2-m}\text{Al}_m\text{O}_4$ ) et noté la production, de ce fait, d'une inversion du magnétisme spontané au sein de cette substance. Plus tard, Verhoogen (1956) a proposé d'appliquer ce mécanisme au magnétisme des roches, dans le cas de magnétites de substitution. Suivant ce dernier, le rôle rempli par les ions d'aluminium dans l'expérience de Gorter pouvait l'être par des ions de titane, de magnésium et d'aluminium en proportions diverses. On n'a cependant pas encore démontré cette hypothèse par l'expérience.

Smelov a mis de l'avant récemment (1957) une nouvelle théorie tendant à expliquer la polarisation négative des gîtes de minerai de la région d'Angara-Ilim (Sibérie). Magnétite et magnésioferrite se seraient formées d'abord à des températures variant de 250° à 400°C, zone dans laquelle la seconde est bien plus perméable que la première, de sorte que la première est diamagnétique par rapport à la seconde. Dans cet état, la magnésioferrite présenterait une polarisation négative à la magnétite. A températures plus basses, la première se transformerait d'abord en «maghémite» et enfin en hématite, état dans lequel elle perdrait presque toute son aimantation spontanée primitive. La magnétite conserverait une stabilité relative et garderait son aimantation inverse, laquelle deviendrait alors l'aimantation type de la roche.

La plus remarquable série d'expériences exécutées jusqu'ici sur les mécanismes d'inversion spontanée a eu lieu au cours des années 1951 à 1958. Un groupe de savants japonais dirigés par T. Nagata a poursuivi des recherches sur l'aimantation inverse d'une lave dacitique découverte par Nagata (1952) sur le mont Haruna (Japon). Cette roche<sup>1</sup> a la propriété fort rare de devenir inversement aimantée après chauffage jusqu'à 700°C en laboratoire et refroidissement dans le champ terrestre. Au début de cette étude, on avait constaté que les roches du mont Haruna renfermaient deux composants ferromagnétiques fort différents: une titanomagnétite et une ilménite ferromagnétique dont les points de Curie étaient de 500°C et 200°C respectivement. On a d'abord attribué l'origine de l'aimantation inverse à l'interaction de ces deux composants. On a cependant prouvé plus tard que l'intensité de l'aimantation s'était accrue par dissolution de la titanomagnétite de la roche pulvérisée. On en a déduit que l'aimantation inverse provenait de la nature ferromagnétique de l'ilménite. Pour vérifier si la chose était possible, on a préparé une série d'échantillons synthétiques d'une solution solide d'hématite-ilménite,  $x(\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2) \cdot (1-x)\text{Fe}_2\text{O}_3$ . On a constaté que le membre ( $x=0.5$ ) de la série était de fait caractérisé par l'aimantation inverse. Il y a un fait probant de l'aimantation spontanée inhérente à ce membre: la polarisation inverse se produit même lorsque le champ ambiant atteint une intensité de 17,000 oersteds. Suivant Uyeda (1958), le minéral dont la composition s'exprime à peu près par  $0.5(\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2) \cdot (1-0.5)\text{Fe}_2\text{O}_3$  se présente dans les roches du mont Haruna sous deux faciès dont les cristaux sont intimement enchevêtrés. Uyeda a fini par supposer l'existence d'un mécanisme qui serait «une sorte d'interaction par échange en bordure des deux composantes du mélange, l'hématite titanifère et l'ilménite, lesquelles sont agencées selon des normes atomiques bien définies».

<sup>1</sup> Balsley et Buddington (op. cit.) ont signalé un cas semblable.

## *Actions possibles d'inversion spontanée dans les roches des Montérégiennes*

Il convient d'avoir des doutes à l'égard de toute tentative expérimentale visant à éliminer la possibilité d'un mécanisme de self-inversion dans les roches des collines Montérégiennes. Car, en somme, il est douteux qu'on puisse songer à toutes les actions possibles. De plus, il se peut qu'un mécanisme se soit exercé dans le passé et qu'il ait disparu sans laisser la moindre trace. Enfin, il semble fort improbable que l'on puisse reproduire en laboratoire les conditions nécessaires à l'exercice de certains de ces mécanismes. On peut cependant prouver qu'il est quasi impossible que certains des mécanismes que nous avons mentionnés soient applicables dans le cas considéré ici, tandis que la plausibilité de certains autres serait plus vraisemblable. On peut tout au plus estimer qu'il est possible que les roches à polarisation inverse des Montérégiennes aient acquis cette polarisation par un processus autre que le magnétisme thermo-rémanent dans un champ à sens inverse du champ actuel.

Comme nous l'avons déjà vu, un échantillon de roche aimantée inversement, extrait des Montérégiennes, après chauffage à une température supérieure à son point de Curie et refroidissement dans le champ terrestre, n'a pas repris son aimantation primitive. Ce fait tend à éliminer la possibilité du premier et du deuxième mécanisme de Néel, car la présence du minéral aux propriétés ferrimagnétiques très spéciales requises dans ces mécanismes entraînerait presque forcément la reproduction en laboratoire de l'aimantation inverse.

Pour qu'existent le troisième et le quatrième mécanisme de Néel, il faut que deux minéraux ferromagnétiques de points de Curie différents coexistent dans la roche. On peut cependant prouver mathématiquement que cette coexistence ne suffit pas à produire une interaction antiparallèle entre les deux minéraux postulés. Uyeda (1955) a étudié certaines structures favorables à ce genre d'interaction, notamment le cas de lamelles parallèles alternantes composées de différents minéraux, structure fréquente dans les roches naturelles. Si ces lamelles sont distribuées à peu près également suivant les plans XY, YZ et ZX respectivement, on peut énoncer les conditions géométriques requises pour que les deux séries de plaques, refroidies à une température inférieure au plus bas point de Curie, soient aimantées en sens inverse. Suivant Uyeda, si L est la hauteur des plaques,  $d_a$  et  $d_b$  leur épaisseur, et que celles-ci sont formées du minéral A et du minéral B respectivement, les deux séries auront la même aimantation que celle du méridien magnétique, ou une aimantation inverse, selon que le point fixé par les rapports  $H_{ex}$  (champ externe) /  $J_A$  et  $d_b/d_a$  tombe au-dessus ou au-dessous des courbes de la figure 12. Ainsi, il faut d'abord constater s'il y a deux minéraux ferromagnétiques à points de Curie différents, distribués uniformément dans une roche, avant qu'on puisse expliquer son aimantation inverse soit par le troisième, soit par le quatrième mécanisme de self-inversion postulé par Néel.

Il est difficile de reproduire en laboratoire le mécanisme qui, suivant Néel, suppose l'échange ionique entre les deux sous-réseaux d'un corps ferrimagnétique, car, il est probable qu'il s'exerce pendant une durée qui dépasse de beaucoup celle d'une expérience ordinaire en laboratoire. On ne peut donc prouver si ce mécanisme peut servir ou non à expliquer l'aimantation inverse des Montérégiennes. Il en va de même de l'hypothèse de Verhoogen.

Quant au mécanisme dont parle Smelov, on suppose d'abord la présence d'hématite secondaire comme l'un des composants ferromagnétiques de la roche. La polarité inverse en cause pourrait s'expliquer par un mécanisme du type Smelov, à la condition que les roches étudiées contiennent des indices de substitution de minéraux. Il sera question plus bas de cette condition.

Enfin, le mécanisme proposé par Uyeda pour expliquer la polarisation inverse des roches du mont Haruna suppose que ces roches contiennent le membre de la série hématite-ilménite dont la composition chimique s'exprime par  $0.5(\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2) \cdot 0.5(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ . Il n'est pas probable que ce minéral existe dans les Montérégiennes, car des échantillons aimantés inversement ont acquis une aimantation normale après avoir été chauffés puis refroidis dans le champ terrestre. De plus, comme nous le montrerons plus loin, ce mécanisme est rendu improbable à cause du point de Curie des roches en provenance des Montérégiennes.

Bref, il n'est guère probable que l'aimantation mixte des roches des Montérégiennes s'explique par la première et la deuxième hypothèse de Néel. Il est impossible de poursuivre l'étude du mécanisme de diffusion ionique de Néel ou sa variation suivant Verhoogen. Il semble improbable que la théorie d'Uyeda puisse s'exercer dans le présent cas. Quant aux autres mécanismes suggérés, il faudra recueillir des données supplémentaires avant de pouvoir juger si elles s'appliquent, données relatives à la nature primaire ou secondaire des minéraux ferromagnétiques des roches et aux agencements des minéraux magnétiques renfermés dans une même roche. En outre, pour supprimer la possibilité d'application de l'action d'Uyeda au présent cas, il faut prouver que le membre  $0.5(\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2) \cdot 0.5(\text{Fe}_2\text{O}_3)$  est absent des roches considérées ici. Afin d'obtenir ces données avec un certain degré de certitude, on a mis en œuvre deux méthodes: celle des examens microscopiques et celle des déterminations des points de Curie.

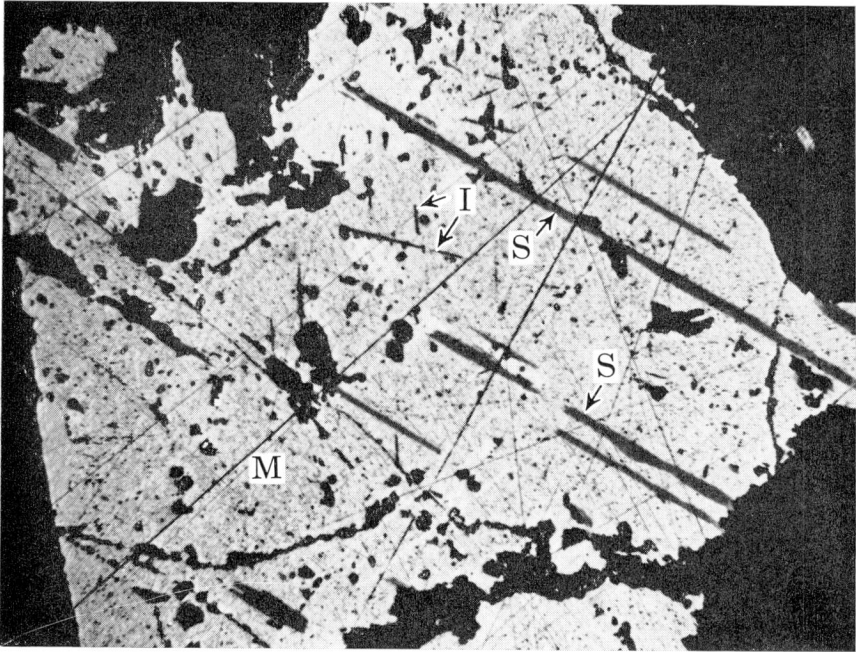
#### *Examens microscopiques*

On a découpé des sections polies sur 6 échantillons, dont 3 proviennent du mont Yamaska et 3 du mont Brome. On a examiné en détail les textures qui étaient caractéristiques de la partie ferromagnétique des roches de ces monts. E. H. Nickel, de la Direction des mines, du ministère des Mines et des Relevés techniques, en a pris des photomicrographies (agrandissement photographique de 400 diamètres), (voir planches II-IV).

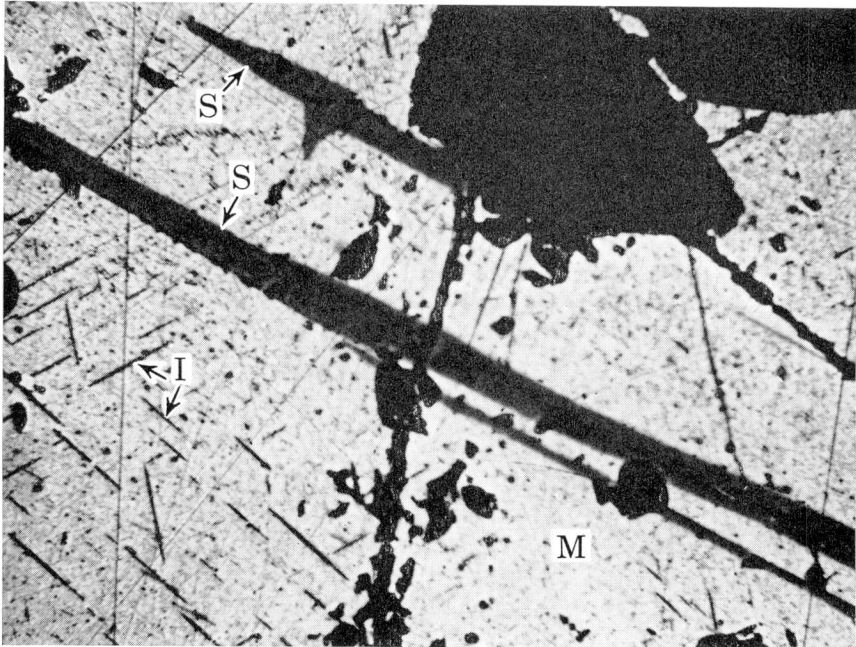
Pour autant qu'on a pu le découvrir, la plupart des roches ne sont guère métamorphosées, le seul indice d'une substitution de l'hématite à la magnétite, en bordure des grains, se trouvait dans l'échantillon 74 (planche IV A). Comme toutes sont aimantées en sens inverse, ce phénomène ne saurait s'expliquer ni par le mécanisme de Graham ni par celui de Smelov qui ont été décrits plus haut.

D'autre part, la disposition symétrique de raies sombres sur l'arrière-fond d'un gris pâle plus uniforme provient de lamelles d'un minéral de la famille hématite-ilménite; elles représentent un produit d'exsolution en bordure des plans (111), d'un membre de la famille magnétite-ülvospinelle.<sup>1</sup> Il semble aussi que le rapport  $d_B/d_A$ ,

<sup>1</sup> Dans une autre étude, Nickel (1958) signale que des échantillons extraits du mont Yamaska comportent une magnétite d'exsolution à partir de solutions solides d'ülvospinelle. Il s'agit cependant d'une structure très fine qu'on ne peut apercevoir qu'au microscope électronique.



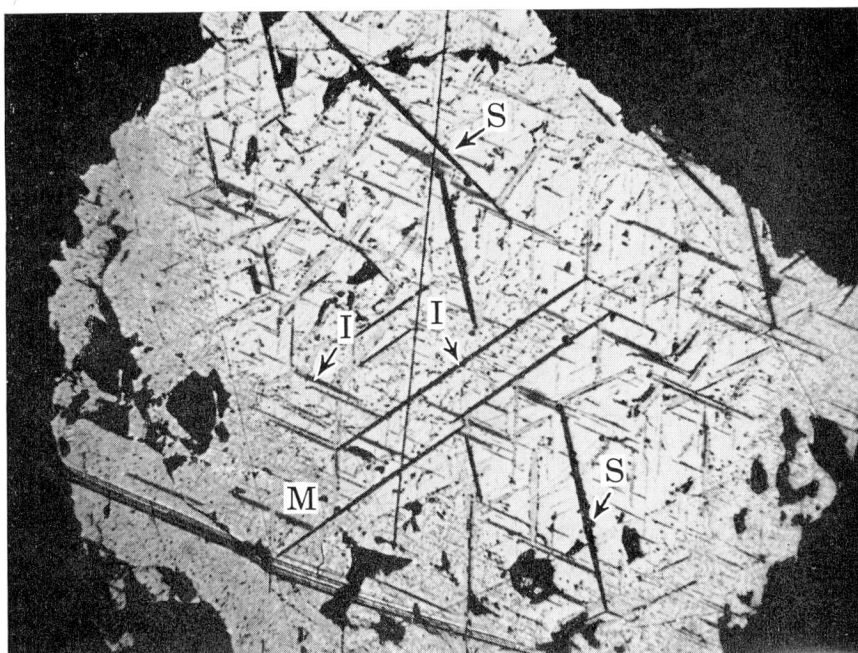
111895-A



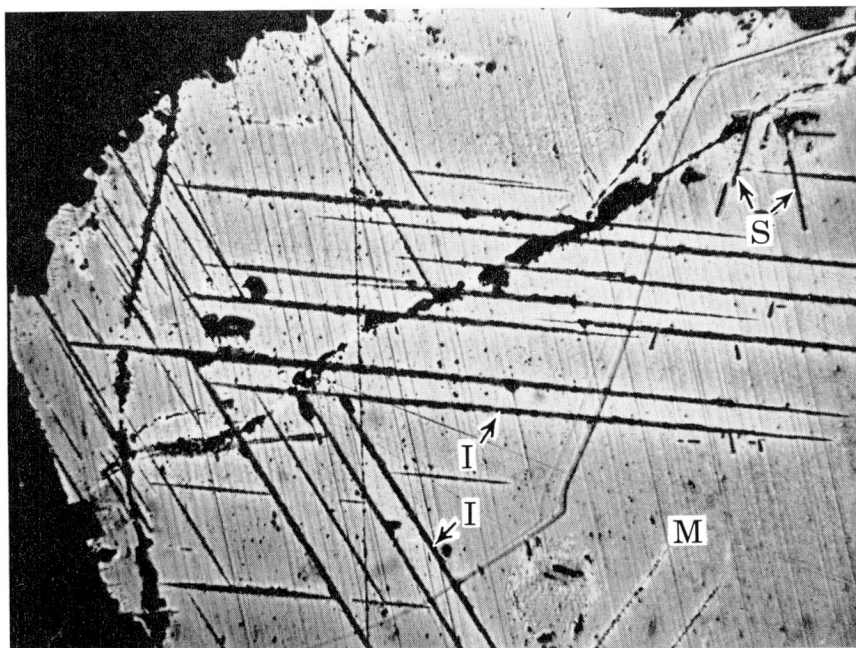
111895-B

Planche II. Exsolution d'ilménite (I) et de spinelle à Mg-Al (S) à partir de magnétite (M); grossissement: 400. Échantillons 37-B et 38 en provenance du mont Brome.



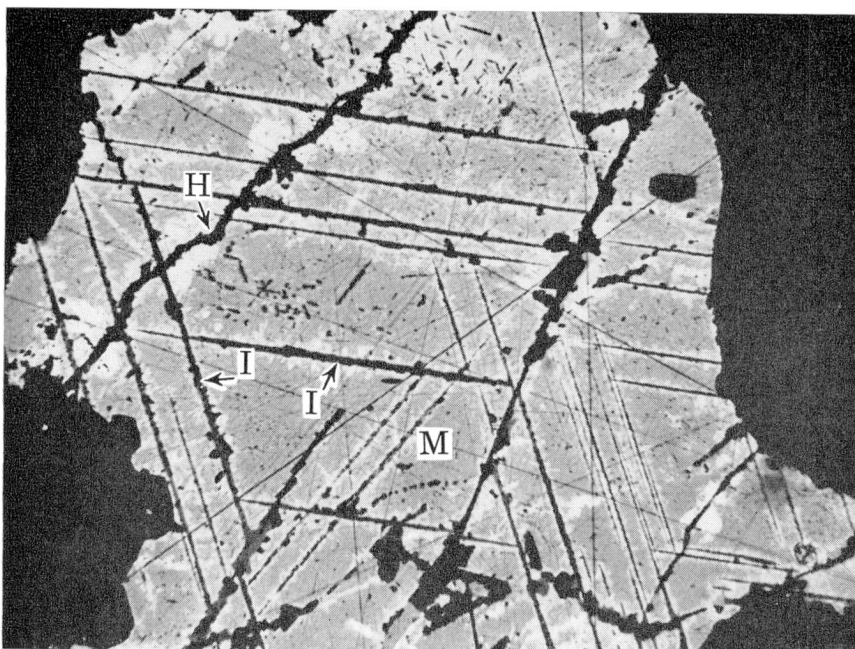


111895-C



111895-D

Planche III. Exsolution d'ilménite (I) et de spinelle à Mg-Al (S) à partir de magnétite (M); grossissement: 400. Échantillon 42 en provenance du mont Brome et échantillon 71 en provenance du mont Yamaska.



111895-E



111895-F

Planche IV. Exsolution d'ilménite (I) et de spinelle à Mg-Al (S) à partir de magnétite (M); hématite de substitution (H); grossissement: 400. Échantillons 74 et 105, tous deux en provenance du mont Yamaska.

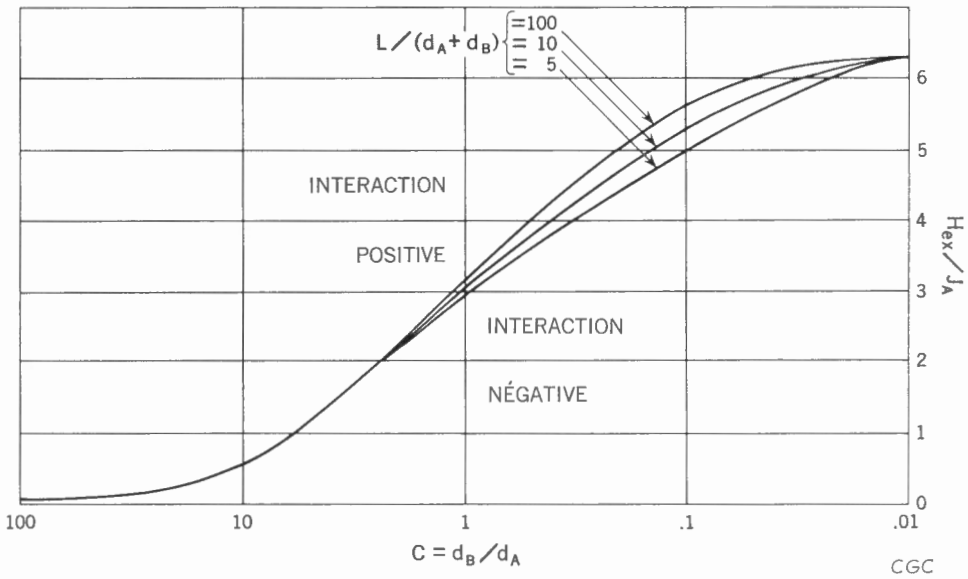


Figure 12. Interaction magnétique de structures lamellées:  $L/(d_A + d_B) = 100, 10, 5$  (d'après Uyeda);  $L$  = Longueur du feuillet;  $d_A$  = Épaisseur du feuillet A;  $d_B$  = Épaisseur du feuillet B;  $H_{ex}$  = Champ externe;  $J_A$  = Aimantation du minéral A.

l'épaisseur des plaques d'hématite-ilménite par rapport à celles d'ülvospinelle-magnétite, soit inférieur à 0.1. En comparant ce résultat avec la figure 12, il semble évident que les deux minéraux étant de nature ferromagnétique, leur interaction est alors négative. Ainsi, on n'a pas encore éliminé la possibilité selon laquelle le troisième et le quatrième mécanismes de Néel pourraient expliquer notre cas d'aimantation inverse. Il en est ainsi du mécanisme d'Uyeda, puisque l'on n'a pas encore établi la composition chimique des minéraux ferromagnétiques en présence.

#### Déterminations du point de Curie

Il serait difficile de faire une analyse chimique exacte des minéraux précités à cause justement des difficultés que présenterait le prélèvement dans des structures rubanées d'échantillons homogènes. D'autre part, Chevallier, Bolfa, Mathieu (1955) et Akimoto (1957) ont prouvé chacun à leur façon l'existence d'un rapport entre la composition de membres de la série de solutions solides  $x(\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2) \cdot (1-x)\text{Fe}_2\text{O}_3$  et leurs points de Curie. Une série de minéraux synthétisés et de composition chimique connue a servi de fondement à cette étude. Quant à Pouillard (1950) et à Akimoto (1957), ils ont prouvé l'existence du même rapport pour ce qui est de la série de solutions solides  $y(\text{TiO}_2 \cdot 2\text{FeO}) \cdot (1-y)\text{Fe}_3 \cdot \text{O}_4$ . Les résultats d'Akimoto sont représentés graphiquement à la figure 13. Bien qu'on puisse contester l'exactitude de ces données, les points de Curie peuvent servir à estimer la composition approximative de certains minéraux ferromagnétiques. La susceptibilité magnétique des minéraux paramagnétiques étant négligeable en comparaison de celle des minéraux ferromagnétiques, on peut ne pas tenir compte des premiers quand on cherche à trouver le point de Curie

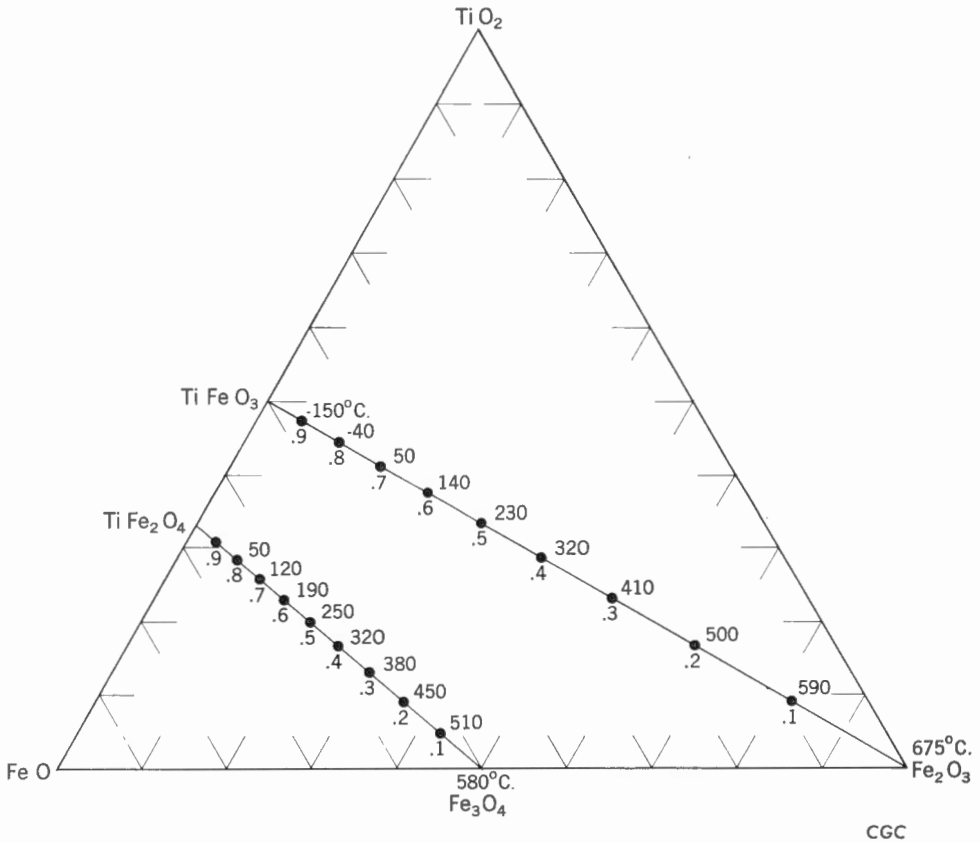


Figure 13. Points de Curie pour les séries de l'hématite-ilménite et des titanomagnétites (d'après Akimoto).

**Tableau III**  
*Déterminations des points de Curie de 21 échantillons orientés extraits des collines Montérégiennes*

N°	Emplacement	Points de Curie C°	N°	Emplacement	Points de Curie C°
37	Mont Brome	492 et 530	71*	Mont Yamaska	462 à 535
37B	"	565	72	"	542
38*	"	580	74*	"	535
38B	"	295 et 475	87	"	568
40	"	570	105	"	553
42*	"	580	111	"	568
43	"	565	113	"	576
44	"	567	120	"	538
53	Mont Yamaska	582	121	"	552
55	"	581	138	"	462 et 565
67	"	538			

\* Échantillons illustrés aux planches II, III et IV.

des seconds. Dans ce dernier cas, il n'est point nécessaire de recourir à la séparation ni à la concentration des minéraux ferromagnétiques.

Nous avons donné ailleurs (Larochelle, 1961) une description détaillée de l'appareil utilisé au cours de la présente étude. C'est un genre de balance de torsion, ressemblant théoriquement à l'appareil décrit par Pierre Curie (1895) et Chevallier et Pierre (1932).

On a déterminé les points de Curie de 21 des échantillons prélevés des Montérégiennes, y compris ceux qui figurent aux planches II, III et IV. Les résultats sont énumérés au tableau III.

Nous avons trouvé que la plupart d'entre eux semblent n'avoir qu'un seul point de Curie, c'est-à-dire qu'ils semblent ne contenir qu'un seul minéral ferromagnétique. Il se peut, toutefois, que des roches en contiennent deux dont les points de Curie sont si rapprochés que l'appareil ne peut les résoudre et que, sur deux dont on suppose l'existence, l'un est en quantité si minime par rapport à l'autre que sa présence s'en trouve masquée. Ces deux cas hypothétiques ne suffiraient pas cependant à expliquer l'aimantation inverse des roches de la série Montérégienne ni par le troisième ni par le quatrième mécanisme de Néel.

Il ressort de la comparaison du tableau III avec la figure 12 que seul l'échantillon 38B a peut-être la composition que suppose le mécanisme d'Uyeda, savoir,  $0.5(\text{TiFe}_2\text{O}_5) \cdot 0.5\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Le but des travaux exécutés en laboratoire était d'estimer la probabilité selon laquelle l'aimantation inverse partielle des Montérégiennes aurait été due à un mécanisme d'inversion spontanée. On ne s'attendait pas ainsi à apporter des preuves négatives précises, mais bien des preuves positives. Il est arrivé que les preuves obtenues étaient contradictoires et corroboraient partiellement l'hypothèse d'une inversion du dipôle géomagnétique. On verra, en se reportant aux données sur l'aimantation, que les échantillons 3, 6 et 20 étaient aimantés en sens inverse dans la roche en place, bien qu'ils soient des cornéennes dont la composition et la texture diffèrent fortement de celles des roches intrusives adjacentes. Ces dernières ont probablement acquis leur aimantation actuelle à l'époque de leur injection, soit par une aimantation chimique normale à basse température, ou encore, soit par thermomagnétisme à température plus élevée. Comme leur aimantation est inverse, on en conclut qu'à cette époque l'orientation du champ local était probablement en sens inverse à celle du champ actuel.

### Axe moyen du magnétisme rémanent

Il semble que les roches des Montérégiennes, quel que soit le sens de leur aimantation, soient aimantées en moyenne le long d'un axe commun presque parallèle au champ terrestre actuel, au lieu de leur prélèvement. L'axe correspond à peu près à chacun des axes suivant lesquels sont aimantées les roches de polarité normale et de polarité inverse (*voir* figure 11). Ces deux derniers axes ne sont pas confondus en un seul, mais ils forment un angle d'environ  $10^\circ$ . Pour calculer l'axe moyen des deux groupes, on a tracé tous les vecteurs, quelle que soit leur direction, sur l'hémisphère inférieur (*voir* figure 14) et calculé la position du pôle moyen.

L'axe moyen obtenu par cette opération perce l'hémisphère inférieur à  $325^\circ$  du

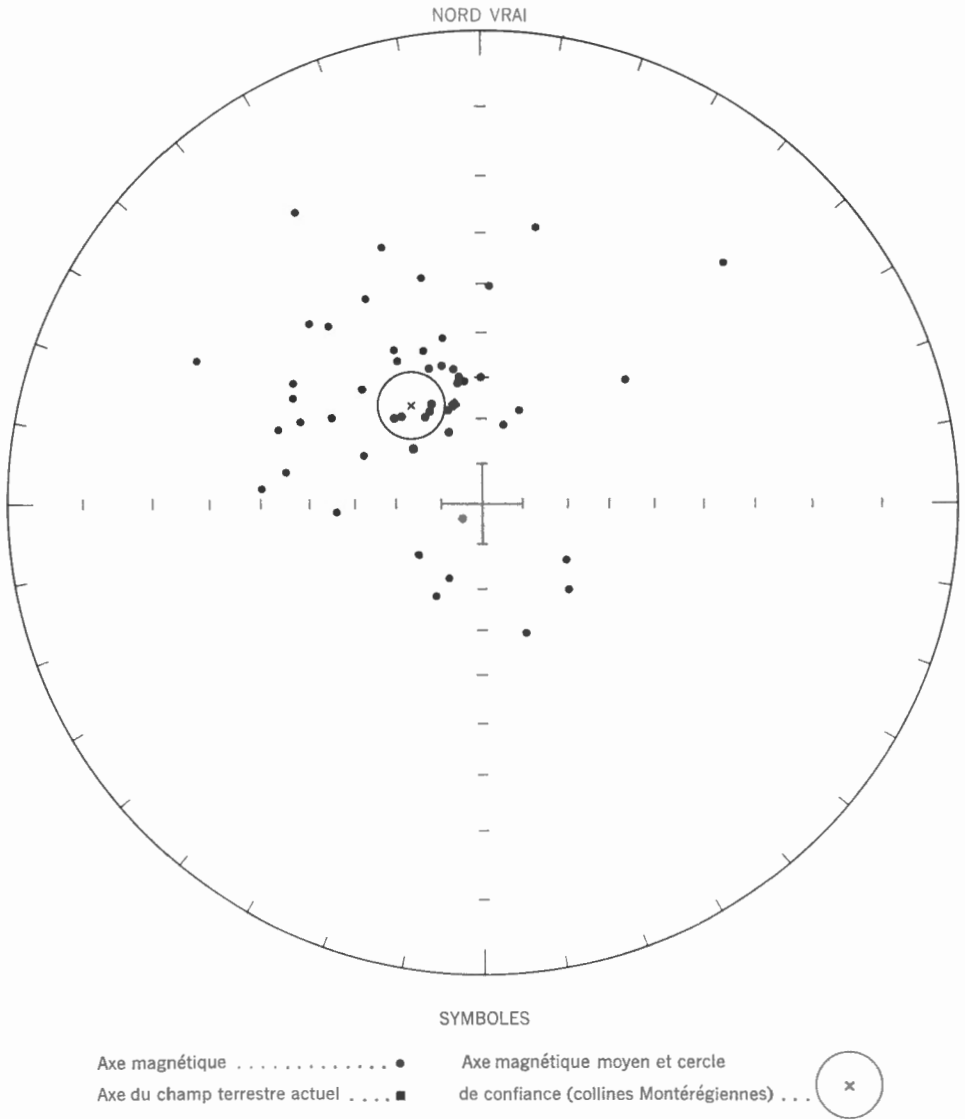


Figure 14. Projection stéréographique sur l'hémisphère inférieure des 48 échantillons de la figure 11.

nord et à 62° au-dessous du plan horizontal. Par une analyse statistique de ces données, faite par la méthode décrite plus haut, on a obtenu un  $\kappa$  de 8 et un  $\theta$  de 7 1/2°.

Nous supposons que l'axe moyen est parallèle aux lignes de force du champ local à l'époque de l'aimantation des roches. Nous fondons cette hypothèse en premier lieu sur l'observation expérimentale précitée selon laquelle le refroidissement d'un échantillon de son point de Curie à la température ambiante a l'effet de l'aimanter dans le sens des lignes de force du champ local. En outre, on sait (Chevallier, 1925;

Hospers, 1953; Minakami, 1941) que l'aimantation des roches récentes et présentement en voie de formation est parallèle aux lignes de force du champ terrestre actuel, aux lieux de prélèvement des échantillons.

Sauf dans le seul cas des roches du mont Haruna (*voir* page 27), on a toujours constaté que la composante d'aimantation thermorémanente est la même que celle du champ local. Cependant, comme dans le cas des Montérégiennes, la polarité du champ ne peut être prouvée de façon certaine et son inversion doit alors être ignorée. On considère donc ici les axes magnétiques des échantillons, et non le sens de leur aimantation.

L'interprétation des données paléomagnétiques présuppose en second lieu que le champ terrestre équivaut à la somme d'une composante due à un dipôle magnétique géocentrique et à des composantes qui lui sont perpendiculaires. Cette interprétation de la carte mondiale du champ magnétique est justifiée par le fait suivant: il semble que les composantes non géocentriques prennent en moyenne de 1,000 à 10,000 ans pour s'annuler, périodes durant lesquelles l'axe terrestre magnétique moyen coïncide avec l'axe de rotation terrestre. C'est ce qui ressort des observations directes qu'on a faites sur le champ terrestre depuis 400 ans (Chapman, 1951). Fait plus probant encore, il y a une correspondance étroite entre l'axe de rotation et l'axe magnétique moyen mesuré dans les roches tertiaires et les roches plus récentes. Bien qu'on n'ait pas encore éclairci la question de l'origine du champ terrestre, on croit en général que le champ provient de courants au sein du noyau liquide. Dans ce cas, qui paraît tout au moins vraisemblable, la rotation terrestre doit exercer une action prédominante sur l'attitude du champ géomagnétique. A notre avis, il y a là autre raison pour supposer que l'axe géomagnétique moyen et l'axe de rotation coïncident au cours d'une certaine période.

Ces deux hypothèses permettent de tirer la colatitude ancienne (formulée en coordonnées géographiques actuelles) d'un point dont on connaît l'inclinaison de l'axe magnétique pour cette période. L'expression mathématique en est l'équation géomagnétique bien connue:

$$(1) \cot \psi = \frac{1}{2} \tan I$$

où  $\psi$  représente la colatitude paléomagnétique du point dont l'inclinaison magnétique était  $I$ . De plus, si l'on connaît la déclinaison  $D$  de l'axe magnétique, la colatitude géographique actuelle  $\theta'$  et la longitude  $\phi'$  des points de prélèvement, on peut en tirer la position du pôle paléomagnétique en termes des coordonnées géographiques actuelles. Pour ce faire, on utilise les deux équations suivantes (*voir* Creer et autres, 1957):

$$(2) \cos \theta = \cos \theta' \cos \psi + \sin \theta' \sin \psi \cos D$$

et

$$(3) \sin(\phi - \phi') = \sin D \sin \psi / \sin \theta$$

Dans ces équations,  $\theta$  et  $\phi$  représentent la colatitude géographique actuelle et la longitude du pôle paléomagnétique respectivement. D'autres méthodes permettent de trouver graphiquement les valeurs de  $\theta$  et de  $\phi$  (Graham, 1954; Larochelle, 1958).

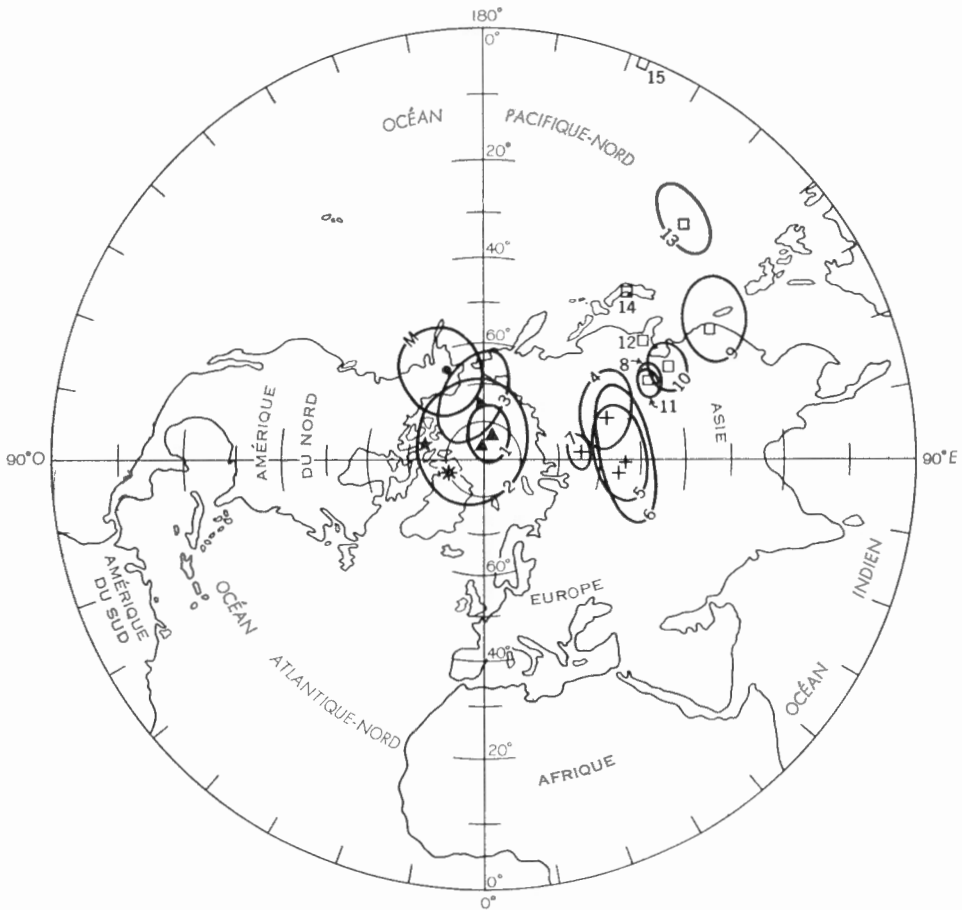
Cette méthode permet d'obtenir la position du pôle d'après les données magnétiques relatives aux Montérégiennes: ses coordonnées géographiques sont  $157^\circ$  de longitude et  $65^\circ$  de latitude.

**TABLEAU IV**  
*Anciennes positions du pôle déduites de roches de l'Amérique du Nord*

N°	Âge	Formation	Moyenne de l'aimantation		Lieu de prélèvement des échantillons		Ancienne position du pôle		Référence
			D	I	$\theta$	Lat.	Long.	Lat.	
1	Tertiaire	Basaltes*	348.5	+75	4.0°	60N	135W	84N	DuBois, P. M. (1959)
2	Pliocène et miocène	Basaltes du Columbia*	357	+66	10.7°	47N	118W	87N	Campbell, C. D. et Runcorn, S. K. (1956)
3	Crétacé	Grès du Dakota*	342	+62	7°	34N	110	74N	Runcorn, S. K. (1956)
4	Trias	«Springdale ss»	338	+16	9°	36N	113W	107E	Irving, E. (1957)
5	Trias	Laves près de Holyoke (Mass.)	10	+14	11°	42N	73W	90E	DuBois, P. M. et autres (1957)
6	Trias	Laves et sédiments du Connecticut	12	+14	15°	42N	73W	88E	DuBois, P. M. et autres (1957)
7	Trias	Brunswickien (N.J.)	6	+28	3°	41N	75W	63N	DuBois, P. M. et autres (1957)
8	Permien	Lits Supai (données de Graham)	150	+3	5°	36N	113W	113E	Irving, E. (1957)
9	Permien	Lits Supai	133	+23	8°	36N	113W	119E	Runcorn, S. K. (1956)
10	Permien	Lits Supai	146	+8	7°	36N	113W	115E	Doell, R. R. (1955)
11	Pennsylvanien	Grès Naco*	330	3.4	4°	36N	113W	112E	Runcorn, S. K. (1956)
12	Mississippien	Schistes argileux Barnett						41N	Howell, L. G. et Martinez, J. D. (1957)
13	Silurien	Lits Rose Hill	142	+39	5°	40N	78W	138E	Irving, E. (1957)
14	Silurien	Minéral de fer Clinton						35N	Howell, L. G. et Martinez, J. D. (1958)
15	Cambrien	Wilburns						0°	Howell, L. G. et Martinez, J. D. (1958)

\* Positions du pôle calculées par l'auteur à partir de publications où il est fait mention des directions de l'aimantation et des lieux de prélèvement.  
 $\theta$  Rayon du cercle de confiance.





L ÉGÈNDE

- |                                      |                                       |
|--------------------------------------|---------------------------------------|
| Paléozoïque . . . . . □              | Crétacé ou plus jeune . . . . . ▲     |
| Triasique . . . . . +                | Collines Montérégiennes . . . . . ●   |
| Pôle nord géomagnétique actuel . * . | Pôle d'inclinaison actuel . . . . . ★ |

Il y a 95 probabilités sur 100 pour que la position du pôle, tirée d'un ensemble de données, se trouve dans "l'ovale de confiance" respectif. Les chiffres renvoient au tableau IV

CGC

Figure 15. Anciennes positions du pôle déduites du paléomagnétisme.

### Âge des intrusions Montérégiennes

Comme nous l'avons expliqué plus haut, la direction moyenne et, par là, l'axe magnétique moyen d'un groupe d'échantillons ne correspond pas forcément à la direction vraie ou à l'axe vrai d'aimantation du groupe, bien que celles-ci ne s'écartent fort probablement l'une de l'autre que de  $\theta^\circ$  tout au plus,  $\theta$  représentant ici le rayon d'un cercle de confiance. De même, on ne peut vérifier la position du pôle paléomagnétique qu'en la faisant rentrer dans une aire de confiance elliptique, dont les axes

peuvent être soit calculés *trigonométriquement* (voir Creer et d'autres, op. cit.) soit par manipulation graphique. C'est ainsi qu'on a obtenu les positions du pôle à partir de données magnétiques tirées de roches appartenant à des types, des âges et des continents différents. Comme nous ne tenons compte dans cette étude que des positions du pôle interprétées à partir d'échantillons de roches paléozoïques ou plus récentes, extraits en Amérique du Nord, le tableau IV ne donne qu'un résumé à ce sujet. Dans la figure 15, ces positions et les ellipses de confiance correspondantes sont représentées sur une projection stéréographique polaire de l'hémisphère Nord.

Il ressort de la figure 15 qu'en général le pôle s'est constamment déplacé en direction nord à mesure que l'âge des roches déterminant sa position passait du Cambrien au Tertiaire. Ce phénomène, comme l'ont relevé d'autres chercheurs (Armstrong, 1957), indique la possibilité d'estimer l'âge des roches à l'aide du paléomagnétisme. Soulignons cependant que cette méthode n'est guère encore courante, car on dispose encore de trop peu de données paléomagnétiques qui s'étendent à tous les temps géologiques. Dans le cas de la présente étude, le degré de dispersion relativement élevé des directions d'aimantation rend toute conclusion très incertaine.

Cependant, en comparant la position du pôle à l'époque de la formation des roches des Montérégiennes avec celle qui existait à l'époque de la formation d'autres roches paléozoïques et post paléozoïques de l'Amérique du Nord, on voit qu'elle est à peu près la même que celle des temps postérieurs au Trias et qu'elle se rapproche de celle du Crétacé (voir figure 15). Autre fait remarquable: le chevauchement des ellipses de confiance près de ces deux positions du pôle.

Sans le moindre rapport avec la présente étude, on a utilisé diverses méthodes de radiodation de l'âge des formations montérégiennes et d'autres formations associées. Le tableau V résume les données disponibles à ce sujet.

### TABLEAU V

#### *Radiodation des roches des collines Montérégiennes par différentes méthodes*

Lieu de prélèvement	Roche	Méthode	Âge	Référence
Mont Mégantic	Essexite	des halos pléochroïques	Tertiaire	Osborne (1935)
Mont Royal	Tingusite	de l'hélium	57 ± 1.5 my	Urry (1938)
Mont Royal	Tingusite	du plomb total	60 à 80 my	Urry (1938)
Mont Royal	Tingusite	du plomb-alpha	224 my	Lyons et autres (1957)
Oka	Okaïte	du potassium-40	145 my	Hurley et Fairbairn (1958)
Mont Brome	Essexite	du potassium-40	115-140 my	Lôwdon et autres (1960)

Selon l'échelle internationale complète des âges géologiques, présentée par J. L. Kulp à l'assemblée annuelle de la *Geological Society of America* en 1959, le Crétacé daterait de 70 à 135 my (millions d'années), le Jurassique, de 135 à 180 my et le Permien, de 220 à 275 my. Si l'on compare ces chiffres avec ceux du tableau V, il est clair que les Montérégiennes remontent au Permien tout au plus. D'autre part,

Grunenfelder et Silver (1958) ont récemment prouvé que la méthode du plomb-alpha (dite aussi de Larsen) aboutit à de graves erreurs et tend à indiquer des âges trop anciens. Leur déclaration se fonde sur une comparaison, dans le cas d'une roche donnée, des âges constatés par les méthodes du plomb-alpha (450 my), du potassium-40 (250 my) et du strontium (290 my). Si les raisonnements de ces auteurs sont bien fondés, le chiffre de 224 my (Permien) constaté dans le cas des roches des Montérégiennes est trop grand. D'un autre côté, on admet couramment aujourd'hui que les âges déterminés par les méthodes des halos pléochroïques, de l'hélium et du plomb total sont moins élevés que les âges réels. Enfin, les deux dates données au tableau V et qui concernent l'application de la méthode du potassium-40 (rapport K/Ar) semblent être les plus sûres, car elles concordent assez exactement. Remarquons que ces deux radiodatations, faites séparément, concordent avec celle qui a été faite à partir de données paléomagnétiques: elles aussi dénotent que les roches intrusives ont été injectées dans les Montérégiennes à l'époque du Crétacé ou du Jurassique.

Il est difficile de dire avec la moindre certitude si le rapprochement des âges vérifiés à l'aide de la radiodattation et des données paléomagnétiques n'est que l'effet du hasard ou s'il est réel. Quoi qu'il en soit, ce rapprochement fait croire à la possibilité de partir du paléomagnétisme des roches pour en mesurer l'âge, de sorte que seules des données plus abondantes à ce sujet et portant sur tous les temps géologiques permettront de juger si la méthode paléomagnétique est valide ou non.

## Bibliographie

Akimoto, S.

1957: Magnetic Properties of Ferromagnetic Oxide Minerals as a Basis of Rock Magnetism; *Adv. in Physics, Philos. Mag. Suppl.*, vol. 6, n° 23, p. 288-298.

Armstrong, D.

1957: Dating of some Minor Intrusions of Ayrshire; *Nature*, vol. 180, n° 4597, p. 1277 (déc.).

Asami, E.

1956: A Palaeomagnetic Consideration on the Remanent Magnetism of the Basalt Lava at Kawajiri-Misaki, Japan; *J. Geomag. Geol.*, vol. 8, p. 147 (1956), *ibid.*, vol. 9, n° 3, p. 162 (1957).

Balsley, J. R., et Buddington, A. F.

1954: Correlation of Reverse Remanent Magnetism and Negative Anomalies with Certain Minerals; *J. Geomag. Geol.*, vol. 6, n° 4, p. 206.

Blundell, E. J., et Read, H. H.

1958: "Palaeomagnetism of the Younger Gabbros of Aberdeenshire and its Bearing on their Deformation"; *Proc. Geol. Assoc. London*, vol. 69, partie 4, p. 191-204.

Bruckshaw, J. M., et Robertson, E. I.

1948: The Measurement of Magnetic Properties of Rocks; *J. Sci. Inst.*, vol. 25, n° 12, p. 444-446.

Brunhes, B.

1906: Recherches sur la direction d'aimantation des roches volcaniques; *J. de Phys.*, vol. 5, p. 705-726, 4<sup>e</sup> série.

Campbell, C. D., et Runcorn, S. K.

1956: Magnetization of the Columbia River Basalts in Washington and Northern Oregon; *J. Geophys. Res.*, vol. 61, n° 3, p. 449.

Chapman, S.

1951: *The Earth's Magnetism*; Methuen & Co. Ltd., London.

- Chevallier, R.  
1925: L'aimantation des laves de l'Etna et l'orientation en champ terrestre en Sicile du 12<sup>e</sup> au 17<sup>e</sup> siècle; *Ann. de Phys.*, vol. 4, p. 5-162.
- Chevallier, R., Bolfa, J., et Mathieu, S.  
1955: Titanomagnétites et ilménites ferromagnétiques; *Bull. Soc. Franç. Minér. Crist.*, vol. 78, n<sup>o</sup> 7, p. 307-365.
- Chevallier, R., et Pierre, J.  
1932: Propriétés thermomagnétiques des roches volcaniques; *Ann. de Phys.* 18, p. 383-477.
- Collinson, D. W., et autres  
1957: The Measurement of the Permanent Magnetization of Rocks; *Philos. Trans. Roy. Soc. Londres*, sér. A, n<sup>o</sup> 974, vol. 250, p. 73.
- Creer, K. M., Irving, E., et Runcorn, S. K.  
1957: Palaeomagnetic Investigations in Great Britain; *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, sér. A, vol. 250, p. 144-156.
- Curie, P.  
1895: Propriétés magnétiques des corps; *Ann. de Ch. et de Ph.* (7), vol. 5, p. 289.
- Doell, R. R.  
1955: Palaeomagnetic Study of Rocks from the Grand Canyon of the Colorado River; *Nature*, vol. 176, n<sup>o</sup> 1167.
- Dresser, J. A., et Denis, T.-C.  
1944: La géologie de Québec (vol. II, Géologie descriptive); *Québec, min. des Mines*, Rapp. géol. n<sup>o</sup> 20, 1944, p. 455-482.
- DuBois, P. M.  
1959a: Correlation of Keweenaw Rocks of Lake Superior District by Palaeomagnetic Methods; *Proc. Geol. Assoc. Canada*, vol. 11, p. 115-128.  
1959b: Late Tertiary Geomagnetic Field in Northwestern Canada; *Nature*, vol. 183, n<sup>o</sup> 4675, p. 1617.
- DuBois, P. M., Irving E., et autres  
1957: The Geomagnetic Field in Upper Triassic Times in the U.S.; *Nature*, vol. 180, p. 1186-1187.
- Ewing, J. A.  
1886: Experimental Research in Magnetism; *Royal Soc. Philos. Trans.*, vol. 176, p. 523-640.
- Fisher, R. A.  
1953: Dispersion on a Sphere; *Proc. Roy. Soc.*, sér. A., vol. 217, p. 295.
- Folgheraiter, Giuseppe  
1894: Origine del Magnetismo Nelle Rocce Vulconiche del Lazio; *Atti della Reale Accademia dei Lincei*, vol. III, 2<sup>e</sup> semestre 1894, série 5a, p. 53.
- Gorter, E. W., et Schulkes, J. W.  
1953: Reversal of Spontaneous Magnetization as a Function of Temperature in LiFeCr spinels; *Phys. Rev.*, vol. 90, p. 487.
- Grabovsky, M. A., et Pushkov, A. N.  
1954: On the Origin of Inverse Remanent Magnetization in Rocks (voir Chem. Abstract); *Izvest. Akad. Nauk, S.S.S.R. ser Geofiz*, n<sup>o</sup> 4, p. 320.
- Grabovsky, M. A., Petrova, G. N., et Isakova, L. I.  
1956: The Origin of the Thermoremanent Magnetization of Rocks; *Izvest. Akad. Nauk. S.S.S.R.*, n<sup>o</sup> 1, p. 56-66.
- Graham, J. W.  
1949: The Stability and Significance of Magnetism in Sedimentary Rocks; *J. Geophys. Res.*, vol. 54, n<sup>o</sup> 2, p. 131.  
1953: Changes of Ferromagnetic Minerals and their Bearing on Magnetic Properties of Rocks; *J. Geophys. Res.*, vol. 58, p. 243-260.

- Grunenfelder, M., et Silver, L. T.  
1958: Radioactive Age Dating and its Petrologic Implications for Some Georgia Granities; Program 1958 Annual Meeting, G.S.A., Saint Louis, Mo.
- Haigh, G.  
1958: The Process of Magnetization by Chemical Change; *Philos. Mag.*, vol. 3, n° 27 (1958), p. 267–286.
- Hospers, J.  
1953: Rock Magnetism and Polar Wandering; *J. Geology.*, vol. 63, p. 59–74.
- Howell, L. G., et Martinez, J. D.  
1957: Polar Movement as Indicated by Rock Magnetism; *Geophysics*, vol. 22, n° 2, p. 384–397.
- Howell, L. G., Martinez, J. D., et Statham, E. H.  
1958: Some Observations on Rock Magnetism; *Geophysics*, vol. 23, n° 21 (avril), p. 285–298.
- Hurley, P. M., Fairbairn, H. W., et autres  
1958: Age Measurement Program in the Northern Appalachian Province (p. 61, sq.); Fifth Ann. Prog. Rept. for 1957–58, U.S. Atomic Energy Commission N.Y.O.—3938, Contract AT(30-1)—1381.
- Irving, E.  
1957: A New Approach to Some Palaeogeographic Problems; *Adv. in Physics*, vol. 6, n° 22, p. 194.
- Jenks, W. F.  
1934: Petrology of the Alkaline Stock at Pleasant Mountain, Maine; *Am. J. Sci.*, vol. 28, p. 321–340.
- Johnson, E. A.  
1938: The Limiting Sensitivity of an Alternating Current Method of Measuring Small Magnetic Moments; *Rev. Sci. Instr.*, vol. 9, p. 263.
- Johnson, E. A., Murphy, T., et Michelsen, P. F.  
1949: A New High Sensitivity Remanent Magnetometer; *Rev. Sci. Instr.*, vol. 20, n° 6, p. 429–434.
- Königsberger, J. G.  
1938: Natural Residual Magnetism of Eruptive Rocks; *Terr. Mag.*, vol. 43, p. 119–130 et 299–320.
- Larochelle, A.  
1958: A Study of the Palaeomagnetism of Rocks from Yamaska and Brome Mountains, Quebec; thèse de doctorat non publiée, Université McGill (1959).  
1961: Design of a Curie Point Meter; *Comm. géol., Canada*, Bull. 69.
- Lowdon, J. A., et autres  
1960: Age Determination of Geological Survey of Canada Report No. 1, Isotopic Ages.
- Lyons, J. B., et autres  
1957: Lead-Alpha Ages of some New Hampshire Granites; *Am. J. Sci.*, vol. 255, n° 8, p. 527.
- Maurain, Ch.  
1904: Étude et comparaison des procédés de réduction de l'hystérésis magnétique; *J. de Phys.*, 4<sup>e</sup> sér., t. III, p. 417.
- McGerrigle, H. W.  
1934: Région du Mont Mégantic, Sud-Est de Québec et ses placers aurifères; *Québec, min. des Mines*, rapp. annuel.
- Melloni, M.  
1853: Sur l'aimantation des roches volcaniques; *Comptes Rendus (Paris)*, vol. 37, p. 229.
- Minakami, T.  
1941: Magnetization of the New Lava Flows of Miyakesima Island, Tokyo; *Imp. Univ. Earthquake Res. Inst.*, Bull. n° 19, p. 612.
- Nagata, T.  
1952: Reverse Thermo-Remanent Magnetism; *Nature*, vol. 169, n° 4304, p. 704.

- Néel, L.  
 1951: L'inversion de l'aimantation permanente des roches; *Ann. de Géophys.*, vol. 7, p. 90-102.  
 1955: Some Theoretical Aspects of Rock Magnetism; *Adv. in Physics*, vol. 4, p. 191-243.
- Nickel, E. H.  
 1958: The Composition and Microtexture of an Ulvöspinel-Magnetite Intergrowth; *The Canadian Mineralogist*, vol. 6, Partie II, p. 191.
- Penfield, S. L.  
 1901: The Stereographic Projection and its Possibilities, from a Graphical Standpoint; *Am. J. Sci.*, vol. XI, p. 1-25.
- Pockels, F.  
 1901: "Ueber die Bei Blitzentladungen Erreichte Stromstärke"; *Phys. Z.S.*, vol. 2 (1901), p. 328.
- Pouillard, E.  
 1950: Sur le comportement de l'alumine et de l'oxyde de titane vis-à-vis des oxydes de fer; *Ann. de Chimie*, 12<sup>e</sup> série, t. 5, p. 190.
- Rimbert, F.  
 1955: Sur l'utilisation, en paléomagnétisme, de la désaimantation par champs alternatifs; *Comptes Rendus Acad. Sci.*, Paris, vol. 240, p. 1404-1406.
- Runcorn, S. K.  
 1955: Rock Magnetism, Geophysical Aspect; *Adv. in Physics*, vol. 4, n° 14 (avril).  
 1956: Palaeomagnetic Survey in Arizona and Utah: Preliminary Results; *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 67, p. 301-316 (mars).
- Serson, P. H., et Hannaford, W. L. W.  
 1956: A Portable Electrical Magnetometer; *Contr. Dom. Obs.*, Ottawa, vol. 1, n° 28.
- Smelov, A. A.  
 1957: Negative Magnetic Anomalies in the Angara-Ilm Region; *Vestnik Leningrad, Univ.*, vol. 12, n° 6, Sér. Geol. i Geog. n° 1, 41-50 (1957), traduction n° 47904 du min. Mines et Relevés techniques.
- Smith, S. W. J., Dec, A. A., et Mainford, W. V.  
 1924: The Magnetism of Annealed Carbon Steels; *Proc. Phys. Soc. London*, vol. 37, p. 1-14.
- Smith, S. W. J., et Guild, J.  
 1912: The Self Demagnetisation of Annealed Steel Rods; *Proc. Phys. Soc. London*, vol. 24, p. 342-349.
- Street, R., Phillips, J. H., et Wooley, J. C.  
 1954: Magnetic Viscosity in Precipitation Alloys: FeAlNi, Fe<sup>2</sup>NiAl alnico; *Philos. Mag.*, vol. 45, p. 505-523.
- Thellier, E.  
 1937: Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications en géophysique; *Ann. de l'Institut de Physique du Globe*, vol. 16, p. 157.
- Toepler, Max.  
 1901: Ueber die Richtung der Elektrischen Strömung in Blitzen; *Meteorologische Leitschrift* 1901, p. 481.
- Urry, W. D.  
 1936: Ages by the Helium Method: II Post-Keweenawan; *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 47, n° 8, p. 1217.
- Uyeda, S.  
 1955: Magnetic Interaction between Ferromagnetic Materials Contained in Rocks; *J. Geomag. Geol.*, vol. 7, p. 9-36.  
 1958: Thermo-Remanent Magnetism as a Medium of Palaeomagnetism, with Special Reference to Reverse Thermo-Remanent Magnetism; *Japanese J. Geophys.*, vol. ii, n° 1.
- Verhoogen, J.  
 1956: Ionic Ordering and Self Reversal of Magnetization in Impure Magnetites; *J. Geophys. Res.*, vol. 61, p. 201.