

La méthode paléomagnétique.
Application au poudingue de Malmédy,

par I. DE MAGNÉE et A. E. M. NAIRN.

INTRODUCTION.

Il est regrettable de devoir constater que jusqu'à présent aucun géologue belge ne se soit intéressé aux aspects géologiques du paléomagnétisme. Cette abstention contraste avec l'essor remarquable de cette nouvelle branche géologique dans les pays voisins, et tout spécialement en France et en Grande-Bretagne.

Méthode à la fois litho- et chronostratigraphique, le paléomagnétisme gagne rapidement droit de cité parmi les apports de la physique à la géologie. Ses applications vont de la corrélation stratigraphique de détail à la paléogéographie conçue à l'échelle du globe.

La présente note décrit une application des mesures paléomagnétiques au problème de l'âge des couches rouges conglo-mératiques et non fossilifères de Malmédy.

Rappelons qu'elles ont été attribuées au Trias (grès bigarré) par certains auteurs, au Permien par d'autres.

Nous croyons utile d'exposer d'abord, de façon sommaire, les principes qui sont à la base de la méthode paléomagnétique.

PRINCIPES.

Placées dans le champ magnétique terrestre, les roches peuvent acquérir une aimantation permanente. Les roches ignées s'aimantent au moment où, en se refroidissant, leur température passe par le point de Curie. Les sédiments s'aimantent par orientation de leurs composants ferromagnétiques, soit au cours de leur dépôt, soit au cours de la formation chimique d'une phase ferromagnétique.

Celui-ci est faible et varie, en chiffres ronds, de 0,3 oersteds à l'équateur magnétique, à 0,65 oersteds aux pôles. L'orientation du vecteur qui le représente varie de façon continue (abstraction faite d'anomalies locales) depuis la verticale, aux pôles magnétiques, jusqu'à l'horizontale, le long de l'équateur magnétique. Le champ magnétique en un point se définit complètement par son intensité, sa déclinaison et son inclinaison.

On sait que le champ terrestre est soumis à une variation diurne, très faible, et à une variation lente dite séculaire. Celle-ci a pour effet, sous nos latitudes, de faire osciller la direction du Nord magnétique de part et d'autre de celle du Nord géographique, à l'intérieur d'un secteur qui va de 25° Ouest à 25° Est. La durée d'une oscillation complète est de l'ordre de cinq siècles mais pourrait avoir atteint quelques milliers d'années. Il va de soi que la valeur du champ et l'inclinaison sont sujets à une variation de même période.

Jusqu'il y a une vingtaine d'années, les géophysiciens ont cru que, compte tenu de sa variation séculaire, le champ magnétique était stable. Nous verrons dans la suite qu'il n'en est rien et qu'en réalité il y a eu au cours des temps géologiques de fréquentes inversions du champ magnétique (pôle nord magnétique voisin du pôle sud géographique).

Une première méthode paléomagnétique est basée sur la mesure directe, au laboratoire, de la *susceptibilité magnétique* (K). Celle-ci varie dans d'énormes proportions dans les minéraux et les roches, soit depuis 0 jusque 29 unités c.g.s. (magnétite massive).

La mesure systématique des susceptibilités des roches sédimentaires et volcaniques présente un intérêt certain d'ordre lithostratigraphique. Cette grandeur physique constitue un paramètre lithologique, au même titre que d'autres, tels que la densité, la radioactivité, les caractéristiques élastiques, etc. Ce sont les différences de susceptibilité qui donnent à la méthode de prospection magnétique son pouvoir de résolution. L'interprétation des levés magnétiques se fait en fonction de ces différences.

Une deuxième méthode paléomagnétique consiste à mesurer systématiquement l'*aimantation* rémanente d'échantillons « orientés », c'est-à-dire portant des repères qui permettent de les replacer au laboratoire dans la position qui était la leur sur le terrain. Son application exige évidemment que les roches étudiées présentent une rémanence mesurable et stable.

Rappelons que l'aimantation rémanente (ou résiduelle) caractérise les substances dites *ferromagnétiques*. Dans leur cas, il n'y a pas de relation simple entre le champ inducteur et l'intensité d'aimantation. Celle-ci dépend en partie de l'histoire antérieure de la substance.

On peut écrire :

$$\bar{I} = K\bar{H} + \bar{I}_r.$$

L'intensité d'aimantation (\bar{I}) est la somme vectorielle de l'aimantation induite ($K\bar{H}$) et de l'aimantation rémanente (\bar{I}_r). Il suffit de placer l'échantillon orienté dans un champ nul pour pouvoir mesurer \bar{I}_r en grandeur et en direction.

Pour réduire à zéro l'aimantation résiduelle, on constate qu'il est nécessaire d'appliquer un champ H_c dirigé en sens opposé à \bar{I}_r . C'est la *force coercitive*, qui mesure en somme la résistance du minéral ferromagnétique à la désaimantation.

En fait de minéraux ferromagnétiques, les seuls qui jouent un rôle important en paléomagnétisme sont des oxydes de fer : *magnétite* (et ses variétés), *maghemite* (gamma Fe_2O_3), *martite*, *hématite* (alpha Fe_2O_3) et *limonite* ⁽¹⁾. Les roches volcaniques et les roches sédimentaires montrent des propriétés ferromagnétiques, et notamment une aimantation résiduelle, en proportion de leur teneur en l'un de ces minéraux ferrifères.

Ces minéraux acquièrent une première aimantation, soit au moment de leur formation, soit (pour ceux formés à haute température) au moment où, en se refroidissant, ils dépassent le point de Curie (560 à 585° pour la magnétite).

Le deuxième cas est celui des roches éruptives et, en particulier, des laves.

Les laves montrent une tendance marquée à conserver leur première aimantation acquise sous l'effet du champ terrestre. Elle est dite *thermorémanente* et s'explique par une forte aimantation spontanée des composants ferromagnétiques.

Comme, d'autre part, la susceptibilité magnétique des laves est relativement élevée, il n'y a pas de difficulté à déterminer l'inclinaison et la déclinaison du champ terrestre qui existait au moment où ces laves commençaient à se refroidir.

Il est cependant nécessaire de vérifier l'uniformité de l'orientation de l'aimantation thermorémanente, en prélevant plusieurs échantillons dans une même coulée de lave. En effet, il arrive souvent que des échantillons montrent des aimantations aberrantes, dues en général à des coups de foudre.

(1) Quoique la susceptibilité des deux derniers soit faible, ils sont nettement ferromagnétiques : H_c valant jusque 7.000 oersteds pour l'hématite, 10 oersteds pour la limonite (voir KHRAMOV, 1960, p. 18).

Pour la magnétite, la force coercitive est de 7 à 30 oersteds.

Pour les roches sédimentaires, l'emploi de la méthode et l'interprétation des résultats sont nettement plus délicats. Le fait est que, jusqu'à présent, seuls les *grès et schistes rouges* ont donné de bons résultats.

Pour ces roches, le minéral ferromagnétique dominant est l'hématite, sous forme très finement divisée, dispersée parmi des grains pratiquement non magnétiques.

On sait que dans un tel mélange, à teneur égale en élément ferromagnétique, la force coercitive et l'aimantation rémanente sont d'autant plus élevées que les particules ferromagnétiques sont petites ⁽¹⁾. En dessous du micron, elles se comportent comme de petits aimants et tendent à s'orienter parallèlement aux lignes de force du champ inducteur, pour autant qu'elles aient la possibilité de le faire. Cette orientation commune confère au sédiment une aimantation rémanente appréciable.

On admet, dans le cas des sables et argiles rouges, que cette orientation magnétique a été acquise au cours de la sédimentation et peut-être de la période de tassement qui l'a suivie. De ce fait, le champ terrestre de cette époque a été en quelque sorte fossilisé. Il n'est pas exclu que cette aimantation n'ait été acquise au cours d'une période assez longue, par effet cumulatif (phénomène de viscosité magnétique). Pendant cette période le champ terrestre a varié. On peut donc s'attendre à une assez forte dispersion des orientations de l'aimantation résiduelle.

L'hypothèse que ces sédiments acquièrent leur aimantation rémanente au cours de leur formation a été vérifiée par des mesures faites sur des laves et des roches rouges contemporaines (OPDYKE, comm. pers.). Des expériences de sédimentation ont montré que la déclinaison magnétique est correctement conservée, tandis qu'il n'en est pas toujours de même pour l'inclinaison (GRIFFITHS et al., 1960).

Il n'est cependant pas exclu que l'hématite puisse se former tardivement, par des réactions chimiques, au cours de périodes très longues par rapport à la durée d'un cycle de variation séculaire du champ terrestre. Il est normal, dans ce cas, que la dispersion des directions d'aimantation soit moindre que dans le cas de l'aimantation au cours de la sédimentation.

⁽¹⁾ Cependant, en dessous d'une certaine limite, les particules perdent leurs propriétés ferromagnétiques et montrent un « super-paramagnétisme » (CREER, 1961).

STABILITÉ DE L'AIMANTATION RÉSIDUELLE.

Depuis l'époque de leur première aimantation, les roches ont subi les effets des variations du champ terrestre et notamment les inversions totales. A l'aimantation primaire peut s'être superposée une aimantation secondaire, qui se combine vectoriellement avec elle, faussant ainsi les mesures et provoquant de fortes dispersions des résultats. Dans le cas de composants ferromagnétiques à faible force coercitive, les résultats peuvent perdre toute signification (roches instables).

On est cependant parvenu à mettre au point des méthodes de laboratoire qui permettent dans certains cas « d'effacer » l'aimantation parasite. La plus utilisée consiste à placer l'échantillon dans des champs alternatifs de plus en plus intenses, pouvant atteindre plusieurs centaines d'œrstedes. On observe une réduction de l'aimantation totale suivant une courbe dite de désaimantation. Celle-ci doit se faire suivant trois directions perpendiculaires entre elles, ou encore en faisant tourner l'échantillon simultanément autour de deux axes perpendiculaires, ce qui permet de démagnétiser en une seule opération.

La direction de l'aimantation qui subsiste après ce « nettoyage » est considérée comme étant celle du champ primitif, à condition toutefois qu'il y ait convergence des résultats pour plusieurs échantillons de la même couche ou coulée.

Une autre méthode de vérification de la stabilité et de destruction de l'aimantation secondaire, consiste à chauffer les échantillons, mais sans atteindre le point de Curie.

Les échantillons pris dans des endroits atteints par la foudre sont parfois inutilisables. Même dans ce cas, il est souvent possible d'obtenir des résultats, après « nettoyage » dans un champ alternatif (GRAHAM, K. W. T., 1961). Il est indispensable de prélever plusieurs échantillons dans chaque unité à étudier. On pourra ainsi écarter les orientations aberrantes.

Il est à remarquer que des échantillons peuvent acquérir une aimantation accidentelle au cours de leur transport et de leur séjour au laboratoire.

Outre le contrôle physique de la stabilité, on dispose bien entendu de contrôles géologiques : uniformité d'orientation dans un horizon déterminé, orientation statistiquement quelconque lorsque la même roche se trouve sous forme de galets dans un conglomérat.

Il y a lieu d'éviter de prélever des échantillons dans des zones fortement tectonisées. Il n'y a cependant pas d'inconvénient à appliquer la méthode à des couches inclinées (si l'on est certain que celles-ci ne sont pas renversées). Pour l'interprétation, il faudra évidemment faire une correction ramenant la couche en position horizontale.

L'application à des roches métamorphiques est encore problématique.

MESURES ET REPRÉSENTATION DES RÉSULTATS.

Avant d'enlever le bloc rocheux choisi comme échantillon, il est nécessaire d'indiquer à sa surface, par des traits indélébiles, une direction géographique connue. Dans le cas des roches rouges, on obtient une précision suffisante en utilisant un niveau et la boussole de géologue.

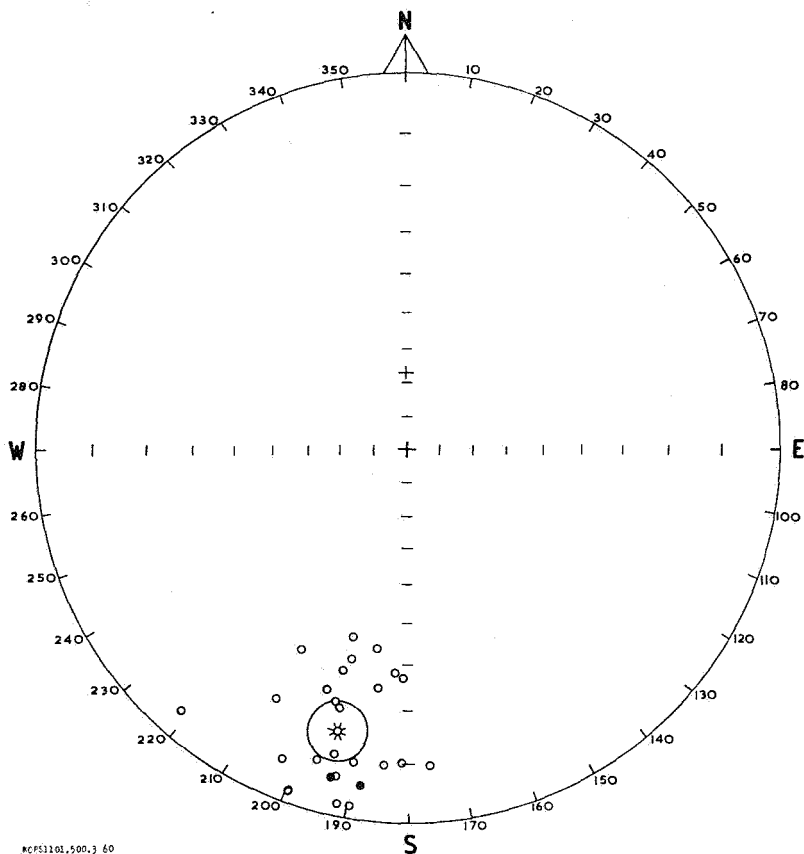
Au laboratoire, on prélève, à l'aide d'outils non magnétiques, un ou plusieurs petits blocs de forme cylindrique ou cubique (p. ex. cylindres de 2,5 cm de diamètre), sur lesquels on reporte l'orientation.

La détermination de l'intensité magnétique rémanente, en valeur et en direction, se fait généralement à l'aide d'un magnétomètre astatique. On peut se servir d'un appareil à induction, qui mesure l'intensité du courant induit par une rotation rapide de l'échantillon cylindrique (COLLINSON et NAIRN, 1959; COX et DOELL, 1960).

La représentation des résultats se fait le plus souvent graphiquement, en utilisant une projection stéréographique de WULFF (voir fig. 1). Le cercle représentatif passe par les pôles géographiques.

Les déclinaisons se lisent sur le cercle, les inclinaisons suivant les rayons. Le point représentatif est indiqué par un petit cercle noirci lorsque l'aimantation est normale (pôle « nord » d'une aiguille aimantée pointant vers le bas), par une petite circonférence lorsque l'aimantation est inverse (pôle nord de l'aiguille aimantée pointant vers le haut).

Dans ces conditions, une série de mesures portant sur des échantillons pris dans le même banc ou coulée sera représentée par un « nuage » de points représentatifs. On peut ainsi apprécier immédiatement le degré de dispersion, donc la valeur des résultats.



MP53101.500.3 60

FIG. 1.

Représentation stéréographique de la distribution statistique du pôle nord magnétique pour les différents échantillons du poudingue de Malmédy. Position moyenne de ce pôle.

Si la roche a une aimantation rémanente très stable, le nuage sera serré. Les écarts proviendront de la variation séculaire et aussi des erreurs inévitables commises dans l'orientation et les mesures. Ces dernières erreurs seront encore mieux mises en évidence si dans chaque échantillon on taille et mesure plusieurs petits cylindres ou cubes (1).

(1) Dans les graphiques stéréographiques, les points correspondant au même échantillon sont habituellement reliés par des segments de droite.

Lorsque les mesures sont suffisamment groupées, on peut remplacer le nuage statistique par une déclinaison et inclinaison moyennes (point moyen représenté sous forme d'une petite circonférence étoilée).

Quant à la dispersion, on peut la chiffrer par l'écart standard autour de la moyenne. On utilise souvent le traitement statistique proposé par FISHER (1953). Cette méthode assigne à la direction moyenne calculée un « cône de confiance » correspondant à un niveau de probabilité choisi (p. ex. 95 %). Sur la sphère de référence, ce cône intercepte un « cercle de confiance ». Cette représentation a l'avantage de mettre en évidence le degré d'approximation que comporte chaque série de mesures.

INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE.

Lorsqu'il s'agit d'études menées dans une région restreinte, on peut utiliser directement les résultats obtenus à des fins stratigraphiques.

On peut notamment étudier une colonne stratigraphique comportant des roches rouges et/ou des laves. Il suffira de placer en regard de chaque horizon jugé « stable » la valeur de l'inclinaison, positive ou négative. Les inversions totales du champ terrestre donnent des repères particulièrement précieux, puisqu'elles s'étendent à l'ensemble du globe.

Les études menées jusqu'à présent suffisent à montrer qu'au cours de l'histoire géologique, ces inversions ont été très fréquentes, ce qui rend délicates les corrélations à grande distance.

La plus récente de ces périodes d'inversion totale embrasse la fin du Pliocène et le début du Pléistocène. C'est évidemment un repère intéressant ⁽¹⁾.

Il reste beaucoup de travail à faire avant que l'on possède l'histoire complète du champ terrestre.

Si l'étude s'étend à une vaste région, par exemple à un continent entier, il est évidemment nécessaire de tenir compte de la longitude et de la latitude de chaque point de prélèvement.

(1) D'après les chercheurs japonais (NAGATA et al., 1957), la fin de cette période d'inversion se situe à environ 50.000 ans au-dessus de la base du Pléistocène. Elle a été trouvée en Islande, Japon, Australie, Afrique orientale, Amériques du Sud et du Nord et récemment en Sicile (FREYTHNER, comm. pers.).

Pour rendre les résultats comparables, on calcule la *position des pôles magnétiques terrestres* qui correspond à chaque groupe homogène de mesures. Si chacun de ces groupes couvre une période d'au moins plusieurs dizaines de siècles, la moyenne devient indépendante des variations de la déclinaison magnétique, puisque celle-ci oscille autour de la valeur zéro. Autrement dit, l'axe magnétique « moyen » tend à se confondre avec l'axe de rotation de la Terre. Dès lors, les pôles magnétiques « moyens » coïncident avec les pôles géographiques (abstraction faite de la polarité magnétique).

Cette conclusion théorique importante a été vérifiée pour le Néogène (V. HOSPERS, 1951 et A. ROCHE, 1958).

Les méthodes paléomagnétiques fournissent donc un moyen de suivre, depuis le Précambrien, la migration des pôles géographiques par rapport à leur position actuelle.

Les données acquises permettent déjà de conclure que pendant une grande partie du Précambrien, le pôle nord se trouvait au centre de l'Amérique du Nord. Pendant le Précambrien supérieur et le Paléozoïque, le pôle s'est déplacé vers l'Ouest en traversant le Pacifique un peu au Sud des Hawaii. Au Trias, il se trouvait près des côtes nord du Japon. Il s'est ensuite déplacé vers le Nord en traversant l'Est de la Sibérie, pour atteindre les rives de l'Océan arctique au Crétacé. Pendant le Tertiaire il se déplace à l'intérieur de cet Océan.

Ces conclusions sont évidemment très importantes au point de vue géologique. Leur valeur est confirmée par la bonne coïncidence avec les conclusions obtenues par la *méthode paléoclimatologique*. En effet, pour chaque époque géologique considérée, la position des pôles déterminée par le paléomagnétisme ne s'écarte pas de plus de 21° de la position déterminée sur la base des paléoclimats (voir A. N. KHRAMOV, 1960, p. 58).

D'autre part, il existe une différence systématique entre les positions des pôles déterminées en Amérique du Nord et celles déterminées en Eurasie : les premières sont systématiquement décalées vers l'Ouest par rapport aux secondes. Cette constatation vient à l'appui de la théorie de la dérive des continents et a donné un regain de faveur à cette théorie. Les études conduisent d'ailleurs à des conceptions plus complexes, impliquant une rotation des continents sur eux-mêmes. C'est ce que montre, par exemple, pour l'Afrique, l'étude paléomagnétique du Karroo (A. E. M. NAIRN, 1960).

APPLICATION AU POUINGUE DE MALMÉDY.

Rappelons que cette formation continentale consiste en conglomérats, grès et schistes gréseux de teinte rouge, non fossilifères. Ces roches constituent le remplissage d'une dépression ancienne entaillée dans le Cambrien du Massif de Stavelot. La largeur de ce bassin étroit ne dépasse pas 2,5 km, mais son grand axe, dirigé N. 60° E., s'étend sur 25 km, de Bodeux à Xhoffraix.

La plupart des auteurs attribuent ces couches rouges au Permien, sur la base d'arguments paléogéographiques, tectoniques et lithologiques. Ceux-ci ont été bien résumés par M. P. ANTUN (in *Prodrome*, pp. 369-375, 1954). Si l'âge permien paraissait probable, il n'était cependant pas démontré. Dès lors, il était tentant d'appliquer à ce problème la méthode paléomagnétique.

L'un des auteurs ⁽¹⁾, aimablement conduit par M. R. ANTHOINE, a prélevé 26 échantillons orientés, provenant de sept sites répartis le long de l'axe de la bande de roches rouges ⁽²⁾.

a) Affleurement situé le long du ruisseau de Bodeux, à 6 km à l'Ouest de Stavelot. Il présente une alternance rythmique de poudingues et de grès. Les 6 échantillons prélevés proviennent chacun d'un lit à grain fin.

b) Petite carrière située à 200 m à l'Ouest du point *a* (3 échantillons).

c) Grande carrière de Masta, le long de la route de Stavelot à Malmédy (4 échantillons prélevés dans des niveaux schisto-gréseux).

d) Affleurement le long de la même route, à 6 km de Stavelot (5 échantillons provenant d'une stampe rythmique).

e) Affleurement le long de la voie ferrée, à l'Ouest du point situé à l'entrée de Malmédy (2 échantillons).

f) Affleurement situé à l'Est de l'ancien hôpital de Malmédy (3 échantillons provenant d'une séquence rythmique).

g) Rochers de Bévercé surplombant la Warche, à la base de la falaise, face au terrain de camping de Malmédy (3 échantillons de grès bien stratifié).

⁽¹⁾ A. E. M. NAIRN.

⁽²⁾ Excepté aux sites *c* et *g*, les affleurements montraient une sédimentation rythmique, passant d'un poudingue à la base à un grès au sommet de l'unité. Seuls les grès à grain fin ont été utilisés et chaque échantillon provenait d'une unité différente. L'épaisseur de ces unités est variable, en moyenne 2 à 3 m.

Au laboratoire de King's College, Université de Durham, ces échantillons ont été découpés en disques de 2,5 cm de diamètre et 1 cm de hauteur. Leur aimantation rémanente a été déterminée à l'aide d'un magnétomètre astatique, en utilisant la technique décrite par COLLINSON et al. (1957).

Les calculs ont été faits sur un ordinateur électronique en utilisant un programme mis au point par le Dr L. MOLYNEUX.

Il n'a pas été possible de contrôler sur le terrain la « stabilité » des résultats obtenus. Au laboratoire, on a vérifié qu'une désaimantation partielle dans un champ alternatif, ne provoque aucun changement de direction, même si l'on pousse ce champ jusque 500 cerstedts.

ANALYSE DES RÉSULTATS.

L'ensemble des résultats obtenus est figuré dans le stéréogramme (fig. 1), suivant les conventions mentionnées plus haut.

Les vecteurs représentant l'aimantation rémanente des 26 échantillons recourent les hémisphères de référence en 26 points. Ceux-ci forment un « nuage statistique » bien groupé dans le secteur 180° à 210° (soit Sud à S. 30° W.). A deux exceptions près, les inclinaisons sont négatives et comprises entre 0° et 35°. Le pôle nord magnétique se trouve dans l'hémisphère sud pour tous les échantillons.

L'intensité moyenne d'aimantation est de

$$3.00 \pm 1.69 \times 10^{-6} \text{ u. e. m/cc.}$$

Au total 58 disques ont été taillés et mesurés. L'analyse statistique a été faite suivant la méthode de Fisher.

Si l'on effectue N déterminations de directions, chacune affectée d'une erreur accidentelle, la direction *moyenne* n'a qu'une probabilité p de se trouver à l'extérieur d'un cône d'ouverture 2α , dont l'axe correspond à la moyenne des N directions mesurées. La valeur de α dépend de la probabilité choisie (normalement 0,05) et de l'intensité moyenne de l'intensité rémanente. Si R est la somme géométrique des vecteurs intensité de N directions mesurées, on a

$$\cos \alpha = 1 - \frac{N - R}{R} (p^{-1/N} - 1).$$

Le cône ainsi défini est représenté sur le stéréogramme sous forme d'un « cercle de confiance » au niveau de probabilité $p = 0,05$.

On peut aussi définir la dispersion

$$k = \frac{N - 1}{N - R}.$$

Le tableau ci-après donne les valeurs moyennes des déclinaisons, inclinaisons, α , k , N et R suivant trois modes de calcul.

On peut en effet adopter pour N l'ensemble des disques mesurés (RUNCORN, 1957). Mais on peut aussi invoquer le fait que l'on connaît si peu des vitesses de sédimentation et des variations séculaires qu'il est plus réaliste de n'utiliser pour le calcul que les *moyennes par échantillon* (moyenne de plusieurs disques découpés dans le même échantillon) ou encore les *moyennes par affleurement* (moyenne de tous les échantillons prélevés dans le même site) (WATSON et IRVING, 1957).

Dans ce troisième mode de calcul, on peut discuter sur ce qu'il faut entendre par un affleurement.

Nous considérons que dans le cas présent le calcul basé sur les moyennes par échantillon est le plus réaliste. En effet, le prélèvement a été fait de telle sorte que chaque échantillon représente un intervalle de temps déterminé et est séparé des autres échantillons du même site par des joints de stratification représentant des intervalles de temps inconnus. Dans ces conditions, il est logique d'utiliser les moyennes par échantillon, c'est-à-dire la moyenne des résultats donnés par plusieurs disques.

Comme le montre le tableau, les trois modes de calcul conduisent sensiblement aux mêmes valeurs pour l'inclinaison et la déclinaison. Seules diffèrent les valeurs de α et de k .

Le deuxième mode de calcul conduit aux point moyen et cercle de confiance ($\alpha = 5,30^\circ$) représentés dans le stéréogramme (fig. 1).

Interprétation.

Le tableau donne, suivant les trois modes de calcul, la longitude et la latitude de l'ancien pôle magnétique de l'hémisphère nord, de même que les écarts correspondant aux angles α .

La figure 2 indique la position moyenne obtenue par le deuxième mode de calcul, entourée de son « cercle de con-

TABLEAU.

| | Déclinaison moyenne | Inclinaison moyenne | α | k | N | R | Ancien pôle | | $d\psi$ | $d\lambda$ |
|---------------------------------|---------------------|---------------------|----------|-------|---------------|-------|-------------|---------|---------|------------|
| 1. Tous disques . | 191,5 | -12,8 | 3,8 | 25,3 | Disques 58 | 55,74 | 45,9 N | 169,5 E | — | — |
| 2. Moyennes par échantillon ... | 193,4 | -14,5 | 5,3 | 29,9 | Éch. 26 | 25,16 | 46,4 N | 166,5 E | 2,8 | 5,4 |
| 3. Moyennes par site | 193,5 | -14,2 | 5,3 | 129,1 | Sites 7 | 6,95 | 46,2 N | 166,4 E | 2,8 | 5,4 |

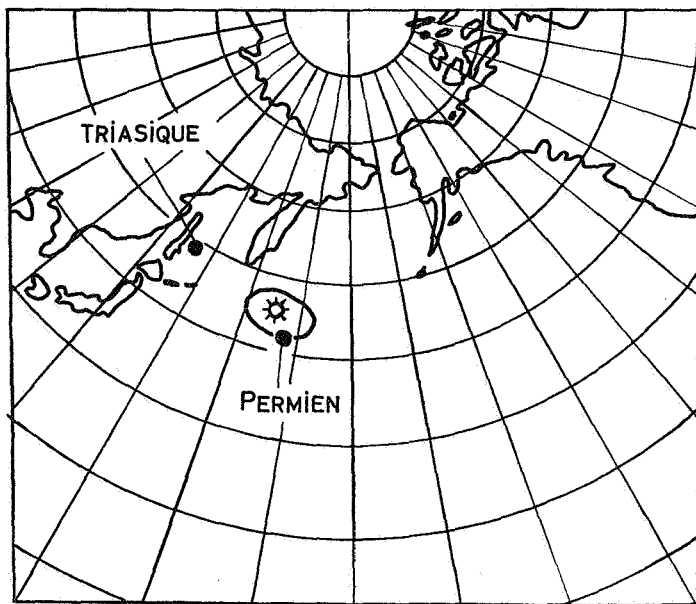


FIG. 2.

Position moyenne du pôle nord magnétique au Permien et au Triasique.



Position moyenne du Pôle Nord magnétique pour le poudingue de Malmédy.



Cercle de confiance.

fiance ». La même figure indique les positions *moyennes* des pôles pour le Permien et le Trias, telles qu'elles résultent des études paléomagnétiques portant sur l'Europe.

Il est facile de constater que le pôle correspondant au Poudingue de Malmédy ne diffère pas d'une façon significative du pôle permien. Cette conclusion confirme l'âge permien attribué à cette formation sur la base d'autres indications. Il convient d'ajouter qu'il est impossible, par les mesures paléomagnétiques, de faire une distinction entre le Permien inférieur et supérieur.

BIBLIOGRAPHIE.

- ANTUN, P., 1954, Le Poudingue de Malmédy et formations analogues, in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique. (Soc. géol. de Belgique.)*
- COLLINSON, D. W. and NAIRN, A. E. M., 1960, A survey of palaeomagnetism. (*Overseas Geol. and Min. Res.*, 7, pp. 381-397.)
- COLLINSON, D. W. and RUNCORN, S. K., 1960, Polar wandering and continental drift : Evidence from palaeomagnetic observations in the United States. (*Bull. Geol. Soc. America*, 71, pp. 915-958.)
- COLLINSON, D. W., CREER, K. M., IRVING, E. and RUNCORN, S. K., 1957, Palaeomagnetic measurements in Great Britain. The measurement of the permanent magnetization of rocks. (*Phil. Trans. Roy. Soc. A.*, 250, pp. 73-82.)
- COX, A. and DOELL, R. R., 1960, Review of Palaeomagnetism. (*Bull. Geol. Soc. America*, 71, pp. 645-768.)
- CREER, K. M., 1961, Superparamagnetism in Red Sandstones. (*Geophys. J.*, 5, pp. 16-28.)
- CREER, K. M., IRVING, E. and RUNCORN, S. K., 1957, Palaeomagnetic investigations in Great Britain. Geophysical interpretation of palaeomagnetic directions from Great Britain. (*Phil. Trans. Roy. Soc. A.*, 250, pp. 130-143.)
- FISHER, R. A., 1953, Dispersion on a sphere. (*Proc. Roy. Soc. A.*, 217, pp. 295-305.)
- GRAHAM, J. W., 1949, The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. (*J. Geophys. Res.*, 54, pp. 131-167.)
- GRAHAM, K. W. T., 1961, The remagnetization of a surface outcrop by lightning currents. (*Geophys. J.*, 6, pp. 85-102.)
- GRIFFITHS, D. F., KING, R. F., REES, A. I. and WRIGHT, A. E., The remanent magnetism of some recent varved sediments.
- HOSPERS, J., 1957, Remanent magnetism of rocks and the history of the geomagnetic field. (*Nature*, 168, pp. 1111 and 1112.)
- KHERAMOV, A. N., Paleomagnetism and stratigraphic correlation, Leningrad, 1958. Traduction publiée en 1960 par le « Department of Geophysics, Australian National University », Canberra.
- ROCHE, A., SAUCIER, H. et LACAZE, J., 1962, Étude paléomagnétique des roches volcaniques permienues de la région Nideck-Donon. (*Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, t. 15, fasc. 2, pp. 59-68.)

- NAIRN, A. E. M., 1962, Palaeomagnetic Inv. of the Tertiary and Quaternary Igneous Rocks. I : Preliminary collections in the Eifel, etc. (*Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, Wiesbaden, Bd. 90.)
- 1960, Palaeomagnetic results from Europe. (*J. Geol.*, 68, pp. 285-306.)
- ROCHE, A., 1958, Sur les variations de directions du champ magnétique terrestre au cours du Quaternaire. (*C. R. Acad. Sc.*, 246, pp. 3364-3366.)
- RUNCORN, S. K., 1957, The sampling of rocks for palaeomagnetic comparisons between the continents. (*Phil. Mag. Suppl.*, 6, pp. 169-176.)
- VAN HILTEN, D., 1962, Presentation of palaeomagnetic data, polar wandering and continental drift. (*Amer. Journ. Sc.*, 260, pp. 401-426.)
- WATSON, G. S. and IRVING, E., 1957, Statistical Methods in Rocks Magnetism. (*Mon. Nat. Roy. Ast. Soc. Geophysical Supplement*, 7, pp. 289-300.)
-