

Publication mensuelle

# SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE BELGIQUE

Sous la Présidence d'honneur de Sa Majesté le Roi

Annales publiées avec le concours de la  
FONDATION UNIVERSITAIRE DE BELGIQUE

---

TOME SOIXANTE-SEPT

1943-1944

---

## MÉMOIRES

(Fascicule 3)

---

### SOMMAIRE

- I. DE MAGNÉE et J. RAYNAUD : Étude magnétique de la tectonique du Cambrien du Brabant à l'est de Court-St-Étienne (10 figures et 1 planche hors texte) ..... 495
- 

*Secrétariat Général*  
UNIVERSITÉ,  
7, PLACE DU XX AOUT, LIÉGE

H. VAILLANT-CARMANNE, S. A., IMP. DE L'ACADÉMIE

PLACE SAINT-MICHEL, 4, LIÉGE

*Trésorier :*  
11, RUE DE L'ENCLOS, LIÉGE  
Compte chèques postaux :  
*Société Géologique de Belgique* n° 530.86

15321

# Publications de la Société Géologique de Belgique

## Annales in-8° (Bull. et Mém.)

Tomes I à LXV ..... Prix par volume : 185 fr.

*Sur demande il pourra être disposé de fascicules isolés ; le prix sera fixé suivant l'importance de la livraison et l'état du stock encore disponible.*

## Mémoires in-4°

Tome I in-4° ou 25bis, contenant le **LIBER MEMORIALIS** du 25<sup>e</sup> anniversaire et différents mémoires importants, notamment : MALAISE, C., Etat de nos connaissances sur le Silurien de la Belgique ; LOHEST, Max, et FORRIER, Stratigraphie du Cambrien de Stavelot, etc. .... 125 fr.

Tome II in-4°, fasc. 1, contenant : FRAIPONT, J., Echinodermes du Marbre noir de Dinant (Va). — Fasc. 2 : CAMBIER, R. et RENIER, A., *Psygo-phyllum Delvali*, n. sp. ; RENIER, A., *Asterocalamites Lohesti* ; RENIER, A., Origine raméale des cicatrices ulendroïdes ; RENIER, A., Note sur quelques végétaux fossiles du Dinantien moyen de Belgique ..... 50 fr.

Tome III in-4°, année 1911-12, fasc. 1, RENIER, A., *Calamostachys Ludwigi* Carruthers, 15 mars 1912. — Fasc. 2 : LOHEST, Max et FRAIPONT, Ch., Le Limon hesbayan de la Hesbaye ..... 50 fr.

Tome IV in-4°, année 1922-1923 ; fasc. 1 : GILKINET, A., Flore fossile des Psammites du Condroz (Dévon. sup.) ; GILKINET, A., Plantes fossiles de l'argile plastique d'Andenne. — Fasc. 2 : GILKINET, A., Flore fossile du Landénien de Huppaye (Eoc. inf.) ; GILKINET, A., Un cône fossile du Rupélien ..... 100 fr.

Tome V in-4°, année 1924-1925 **LIVRE JUBILAIRE** du 50<sup>e</sup> anniversaire de la Société, contient notamment de nombreux mémoires des correspondants étrangers de la Société

Vol. I, fasc. 1 ..... 100 fr.  
 Vol. I, fasc. 2 ..... 100 fr.  
 Vol. II, complet ..... 100 fr.  
 Vol. III, complet ..... 50 fr.

Tome VI in-4°, année 1925-26 : LECLERCQ, Suzanne, Introduction à l'étude anatomique des végétaux houillers de Belgique ; les coal-balls de la couche Bouxharmont des Charbonnages de Wérister ..... 125 fr.

Tome VII in-4°, année 1933 : MACAR, P., Les terrains paléozoïques de la région de Charleville. — CHARLES, Fl., Contribution à l'étude des terrains paléozoïques de l'Anatolie du Nord-Ouest (Asie Mineure). — DELÉPINE, G., Etude de quelques brachiopodes du Paléozoïque des environs de Bartine-Zongouldak ..... 125 fr.

Tome VIII in-4°, année 1934 : FOURMARIER, P., Vue d'ensemble sur la Géologie de la Belgique. — Ses enseignements dans le domaine de la Géologie générale ..... 70 fr.

**Nota bene** : Il est accordé aux Membres de la *Société Géologique de Belgique* une réduction de 25% sur le prix de ses publications.

## Étude magnétique de la tectonique du Cambrien du Brabant à l'est de Court-St-Étienne

par I. DE MAGNÉE et J. RAYNAUD <sup>(1)</sup>

---

10 figures et 1 planche hors-texte

---

### TABLE DES MATIÈRES

	Page
RÉSUMÉ .....	M 495
CHAPITRE I. — Introduction. Levés magnétiques exécutés en Belgique .....	M 496
CHAPITRE II. — Le problème géologique .....	M 500
CHAPITRE III. — Instruments et méthodes d'observation .....	M 501
CHAPITRE IV. — Les corrections et vérifications. Précision des mesures .....	M 504
CHAPITRE V. — Implantation des stations. Niveau d'anomalie nulle ..	M 507
CHAPITRE VI. — Bases théoriques de l'interprétation géologique .....	M 511
CHAPITRE VII. — Données géologiques et interprétation des observations magnétiques .....	M 525
CHAPITRE VIII. — Conclusions géologiques .....	M 540
ANNEXE I .....	M 543
ANNEXE II .....	M 545

**Résumé.** — *Un levé magnétique très détaillé a été exécuté en vue d'éclaircir la tectonique du Cambrien du Brabant, dans la vallée de l'Orne, entre Court-St-Étienne et Mont-St-Guibert. Dans cette région, des affleurements clairsemés indiquent le passage du contact entre les schistes noirs de Mousty et les roches métamorphiques vertes du Devillien (Assise de Tubize). Outre la structure tectonique du Devillien, il s'agissait de déterminer si le contact entre celui-ci et les roches noires est normal ou bien faillé.*

*Le magnétomètre est susceptible de résoudre ce problème, grâce à la présence, vers le sommet du Devillien, d'au moins trois horizons*

(<sup>1</sup>) Communication faite en séance du 21 novembre 1943. Manuscrit reçu le 4 mars 1944.

de phyllade à magnétite. A l'aplomb des affleurements de ceux-ci apparaissent de fortes anomalies de la composante verticale du champ magnétique terrestre. La carte des isogammes met en évidence ces anomalies et permet de tracer de façon continue, même sous la couverture de sables tertiaires, les horizons magnétifères interstratifiés. Ainsi est précisée l'allure générale plissée et faillée du Devillien. La zone d'affleurement des roches noires de Mousty se signale, par contre, par l'absence d'anomalies magnétiques notables.

L'interprétation mathématique de « profils » magnétiques permet en outre de fixer approximativement le pendage, la profondeur et la puissance des bancs à magnétite. Un chapitre théorique décrit une méthode d'interprétation convenant pour l'analyse des courbes expérimentales obtenues au-dessus des couches épaisses, à susceptibilité magnétique plus élevée que les terrains encaissants.

L'interprétation permet de conclure que le Devillien, en allure redressée, est dirigé en moyenne N 50° E dans la partie sud de la région étudiée, N.-S. dans la partie centrale et N 35° W à l'extrême nord. Les couches dessinent donc, en plan, un arc à concavité ouverte vers l'ouest.

Au sud, la continuité des horizons à magnétite est interrompue par une faille dirigée approximativement N.-S. A l'ouest de celle-ci, on ne trouve plus d'anomalies et il n'existe probablement que des roches noires de Mousty, comme l'indiquent d'ailleurs les rares affleurements.

Vers le nord, cette faille ne peut être suivie parce qu'elle devient parallèle à la direction générale du Devillien.

Il existe en outre des failles et des plis accessoires.

## Chapitre I

### Introduction

#### Levés magnétiques exécutés en Belgique

Considéré dans le cadre des levés magnétiques qui ont été effectués en Belgique, le travail exécuté à Court-St-Etienne est un levé essentiellement local et détaillé, ayant en vue l'étude d'un problème tectonique dans une région pauvre en affleurements.

Rappelons qu'une première carte magnétique de la Belgique a été publiée par A. Hermant dès 1920 [1]. Des cartes plus complètes et plus détaillées ont été publiées dans la suite par M. le Professeur M. Dehalu et ses collaborateurs [2, 3]. La dernière en date, celle de M. E. Hoge [3], est une carte des *isogammes de la composante verticale*, basée sur 277 stations d'observation, réparties sur une superficie de 62.650 kilomètres carrés, soit en moyenne une station par 226 kilomètres carrés.

M. Hoge a publié plus récemment un relevé *régional* de la *région des Hautes Fagnes* [4], en employant un réseau comportant en moyenne une station par kilomètre carré, dans les parties à densité normale. En comparant la carte d'isogammes obtenue aux tracés proposés antérieurement par le même observateur dans sa carte magnétique générale [3], on constate de grandes différences. Il apparaît clairement que la densité de stations adoptée pour la carte générale était de loin insuffisante pour permettre d'obtenir par interpolation une représentation tant soit peu exacte de la répartition du champ magnétique terrestre dans la région des Hautes Fagnes. Dans la suite, M. Hoge a exécuté dans les environs de Sourbrodt [5] un levé à densité de réseau plus forte encore (en moyenne une station par 0,29 kilomètre carré). Les tracés ainsi obtenus se rapprochent suffisamment des tracés antérieurs [4].

En conclusion, il semble que le levé d'anomalies régionales, telles que celle des Hautes Fagnes, exige une densité minimum de stations de l'ordre de une station par kilomètre carré.

Les géologues s'intéressent aux cartes magnétiques en fonction des relations que montrent les isogammes avec les grands traits de la structure géologique du sous-sol. A ce point de vue, la

[1] A. HERMANT. — Levé magnétique de la Belgique, au 1<sup>er</sup> janvier 1913. *Ann. de l'Observ. royal de Belgique*, 1920, t. IV, fasc. 3.

[2] M. DEHALU et M. MERCKEN. — Nouvelle carte magnétique de la Belgique. *Mém. in 4<sup>o</sup> de l'Académie Royale de Belgique (Classe des Sciences)*, t. X, 2<sup>me</sup> série, 1931.

[3] E. HOGE. — Nouvelle contribution à la carte magnétique de Belgique. *Ibid.*, t. XI, 1934.

[4] E. HOGE. — Etude des anomalies de la composante verticale dans la région des Hautes Fagnes. *Mémoires de l'Institut d'Astronomie et de Géodésie de l'Université de Liège*, n<sup>o</sup> 3, 1935, pp. 9-17.

[5] E. HOGE. — Résultats d'un levé magnétique détaillé dans la région de Sourbrodt. *Mém. in 4<sup>o</sup> de l'Académie Royale de Belgique (Classe des Sciences)*, t. XI, 2<sup>me</sup> série, 1937.

carte générale dressée par M. Hoge [3] paraissait assez décevante, car la répartition des anomalies indiquées ne correspond que très vaguement à la structure connue du socle paléozoïque de la Belgique. En fait, cette carte magnétique générale n'est pas interprétable en termes géologiques, faute de précision suffisante dans le tracé des isogammes (\*).

Il en va tout autrement pour la carte des Hautes Fagnes [4]. Celle-ci montre un alignement très net de fortes anomalies positives de la composante verticale, alignement qui correspond à la zone de métamorphisme que l'on connaît dans le Cambrien du Massif de Stavelot et qui longe sa bordure gedinienne sud-orientale. C'est ce qu'avait déjà fait remarquer M. E. Corin en 1932, à propos des levés de M. H. Reich dans la région de Montjoie-Lammersdorf [6].

On peut se demander avec quelle densité de réseau devrait être levée une carte magnétique générale pour qu'elle ait une valeur réelle pour le géologue.

Tout d'abord, cette densité devra être nécessairement *très inégale*, suivant que l'on cartographie des régions magnétiquement « tranquilles » ou magnétiquement « troublées ». Or, la géologie permet de prévoir *grosso modo* comment ces régions sont réparties en Belgique. On sait, en effet, que seuls des terrains relativement métamorphiques et des roches éruptives présentent de fortes susceptibilités magnétiques et donnent donc lieu à des anomalies notables. Comme ces roches ont le plus souvent une allure ou structure compliquée, il en résulte qu'à leur aplomb on trouvera de rapides variations du champ magnétique, qui ne peuvent être mises en évidence que par un réseau serré de points d'observation.

En fait, certaines zones de notre pays, surtout celles où affleurent des phyllades à magnétite cambriens ou dévoniens, exigent une telle densité de stations, que l'on ne pourrait pratiquement

(\*) Signalons en passant qu'une interprétation géologique de la première carte magnétique de la Belgique a été tentée par J. KOENIGSBERGER (Zur Deutung der Karten magnetischer Isanomalien und Profile. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, Bd. XIX, 1928) et par H. REICH (*Angewandte Geophysik für Bergleute und Geologen*, t. I, pp. 31-32, 1933, Leipzig).

[6] H. REICH. — Ergebnisse regional-magnetischer Forschungen in der Eifel. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, Bd, 83, Jahrg. 1931, H. 9.

les inclure dans un levé magnétique général. La petite région dont il est question dans le présent travail en fournit un exemple : l'expérience nous a montré qu'il était nécessaire d'adopter une densité moyenne de plus de 500 stations par kilomètre carré, pour arriver à une représentation satisfaisante des anomalies locales.

Pratiquement, il serait impossible d'étendre un tel levé à toutes les zones occupées en Belgique par des formations renfermant de la magnétite. Dans une carte générale, celles-ci devraient être « laissées en blanc » ou représentées par des « valeurs moyennes » plus ou moins conventionnelles.

Par contre, dans des régions où, comme en Campine, existe une épaisse couverture de morts-terrains non magnétiques, les variations dans l'espace du champ magnétique sont nécessairement très lentes. On peut penser que la carte de M. Hoge donne une image magnétique assez satisfaisante pour le nord de la Belgique.

Mais pour l'Ardenne et, en général, pour toutes les régions où la couverture secondaire et tertiaire est peu épaisse, il sera nécessaire de refaire des levés magnétiques avec une densité de stations beaucoup plus forte et en s'inspirant, pour la répartition de ces stations, des données acquises sur la géologie de nos terrains paléozoïques.

La marche à suivre pour l'implantation rationnelle d'un réseau d'observations approprié au problème à résoudre, sera exposée plus loin, à l'échelle restreinte de la région étudiée.

En 1938, M. P. Duhoux [7] a, le premier en Belgique, montré tout le parti qui peut être tiré de levés magnétiques détaillés, pour la résolution d'un problème tectonique difficile, en l'occurrence la structure très faillée de l'« anticlinal cambrien de Hourt », au nord de Vielsalm.

La méthode employée par M. Duhoux consiste à recouper les structures à déterminer, au moyen de « profils magnétiques » rectilignes, à points d'observation rapprochés. L'interprétation mathématique de chaque profil permet de trouver un point de passage et de déterminer l'allure locale d'un *horizon-repère de phyllades à magnétite*. De proche en proche, il a été possible de

[7] P. DUHOUX. — Etude géomagnétique du Massif du Hourt. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. LXII, Mém. 107-151, 1938-39.

reconstituer tout l'édifice tectonique, au moyen d'un réseau *discontinu* d'observations.

Très récemment, MM. P. Evrard et L. Koenigsfeld [8] ont employé la même méthode pour étudier les allures des deux couches de minerai de manganèse connues dans le bassin salmien de la Lienne. Ils ont réussi à tirer parti d'anomalies particulièrement faibles.

Pour le levé que nous avons exécuté à Court-St-Etienne, nous avons mesuré un *réseau continu* de stations, à mailles serrées et variables en fonction des gradients du champ magnétique. Les résultats sont représentés par une *carte d'isogammes* de la composante verticale (pl. I). Il n'a pas été fait de mesures systématiques de la composante horizontale.

## Chapitre II

### Le problème géologique

La géologie des formations anciennes du Massif du Brabant a été remise à l'ordre du jour par le mémoire récent de MM. R. et P. Anthoine [9].

La principale thèse tectonique défendue par ces auteurs est l'existence dans la vallée de la Dyle d'une grande faille de charriage séparant les *roches vertes du Devillien* (Cambrien) des *schistes noirs de Mousty*. Ils rangent ces derniers dans l'*Ordovicien*, contrairement à l'opinion de leurs devanciers qui les attribuent, avec doute il est vrai, au Cambrien et plus spécialement à l'étage revinien.

En raison de la rareté des affleurements et de l'absence de fossiles, il est difficile de trouver des preuves convaincantes et *directes* de l'existence d'une grande faille. Le contact direct entre les roches vertes et les schistes noirs n'est d'ailleurs nulle part observable.

Si l'on peut prouver que ces deux formations présentent des

[8] P. EVRARD et L. KOENIGSFELD. — Levé géomagnétique du bassin manganesifère de la Lienne. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. LXVII, Mém., 1944.

[9] R. et P. ANTHOINE. — Les assises de Mousty et de Villers-la-Ville du bassin de la Dyle. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. LXVI, Mém. 53-170, 1943.

allures nettement indépendantes ou discordantes partout où elles sont juxtaposées, la thèse de MM. Anthoine s'en trouvera considérablement renforcée. Par contre, une concordance parfaite d'allures de part et d'autre du contact serait en faveur d'une succession normale entre les deux formations en question, hypothèse adoptée par la carte géologique officielle.

Un de ces contacts traverse la vallée de l'Orne à environ 1 kilomètre à l'est de Court-St-Etienne. Vers le sud, il se prolonge le long d'un petit affluent, le ruisseau de Glory. Notre levé a été placé à cheval sur ce contact, dans une région où l'érosion a enlevé en partie la couverture de sables bruxelliens. Néanmoins, les affleurements sont rares : on n'en compte que 12 dans l'étendue de la carte pl. I, soit sur 2,4 kilomètres carrés.

Un levé magnétique de l'allure approximative du contact est possible, par suite de la présence de couches de *phyllades à magnétite* dans les roches vertes du Devillien. On ne connaît pas trace de magnétite dans les schistes noirs de Mousty, qui semblent nettement moins métamorphiques que les roches du Devillien. Il fallait donc s'attendre à priori à ce que la ligne de contact en question délimite deux zones magnétiquement très différentes : à l'est du contact, une zone très troublée, à forts maxima de la composante verticale jalonnant les bancs à magnétite ; à l'ouest du contact, une zone magnétiquement très uniforme.

L'expérience a vérifié cette idée de départ.

D'autre part, si le contact est anormal, il est à prévoir que les bancs de phyllade à magnétite viendront buter contre ce contact et non le longer en allure parallèle. Il en sera de même pour les « crêtes magnétiques » qui jalonnent fidèlement les bancs magnétitifères, comme il a été montré par M. Duhoux dans le Massif de Hourt [7].

Nous discuterons à la fin de ce mémoire les conclusions tectoniques qui dérivent du levé.

### Chapitre III

#### Instruments et méthodes d'observation

Nous avons utilisé la *balance magnétique verticale selon Ad. Schmidt*, construction *Askania*, type simplifié Gf7. Cet instrument

moderne présente sur ses devanciers, construits par la même firme, le grand avantage d'être entièrement compensé pour les variations de température. Cette compensation est si complète que cette balance ne comporte plus de thermomètres comme tous les autres instruments magnétiques.

En fait, au cours de nos levés, nous n'avons jamais pu constater des différences de lecture imputables à des variations de température.

La suppression de la correction de température accélère les mesures sur le terrain et simplifie les calculs de correction à effectuer au bureau. La compensation supprime en outre une importante cause d'erreurs accidentelles (cfr. [8]). Il n'est plus nécessaire d'attendre, avant d'effectuer une lecture, que l'instrument se soit mis en équilibre thermique parfait avec l'air ambiant.

**Sensibilité.** — La « constante d'échelle » de notre instrument était voisine de  $26 \gamma$  (1 gamma =  $10^{-5}$  gauss). L'échelle de lecture comprend 60 divisions, mais l'utilisation de deux repères auxiliaires permet d'obtenir une étendue de mesure (sans emploi d'aimants auxiliaires) de 120 divisions d'échelle, soit  $120 \times 26 \gamma = 3120 \gamma$ .

Nous avons effectué à plusieurs reprises et en plusieurs points de station des déterminations de la constante d'échelle, par la méthode de la bobine de Helmholtz et par la méthode de l'aimant auxiliaire à moment magnétique connu.

La première méthode a donné une série de valeurs comprises entre 25,6 et 26,75  $\gamma$ ; la seconde, entre 25,9 et 26,1  $\gamma$ . Il n'a pas été constaté de variation continue dans le temps, comme on pourrait s'y attendre.

Pour nos calculs, nous avons adopté 26  $\gamma$  comme valeur moyenne de la constante d'échelle. La détermination exacte de cette constante n'a d'ailleurs qu'une importance toute relative, car elle n'influence guère le tracé des isogammes. En fait, celles-ci pourraient être graduées en unités de valeur arbitraire, connue ou non, mais constante. L'interprétation géologique est indépendante de cette valeur.

**Exécution des mesures.** — L'allure compliquée du champ magnétique à étudier fut mise en évidence par les premiers profils réalisés. Il devint rapidement évident qu'un tracé satisfaisant

des isogammes ne pourrait être obtenu que grâce à une très forte densité du réseau de stations. Dès lors, il était indispensable d'accélérer les mesures, quitte à se contenter d'une précision moindre que celle que peut donner une exécution très soignée des stations. Une telle exécution comporte en effet des lectures répétées en chaque station et le calcul de la moyenne des valeurs obtenues.

D'autre part, une très grande précision était inutile pour le tracé correct des isogammes, étant donnée la forte amplitude des anomalies à représenter.

Nous avons donc exécuté les mesures sans « répétitions », sauf dans certains cas. Toutefois, nous avons veillé constamment à ce que les erreurs de détermination restent dans des limites raisonnables, soit environ 10  $\gamma$ . Ce contrôle était obtenu par des retours à une station de base et par le restationnement de certains points. Nous discuterons au chapitre suivant l'erreur moyenne des mesures.

Rappelons que l'exécution d'une station comporte l'installation et le nivellement approximatif du trépied, l'orientation nord-sud magnétique du plateau-support, l'installation du magnétomètre et son nivellement précis à l'aide des niveaux et des vis calantes, le déblocage prudent du système magnétique, la lecture au microscope pour une position est-ouest magnétique de l'aimant mobile, la rotation de 180° de l'appareil suivie d'une nouvelle lecture ; enfin, la désinstallation.

Pour un observateur exercé, ces opérations prennent en tout environ 4 minutes. Compte tenu du déplacement d'une station à la suivante, on peut compter sur 5 minutes par station, en moyenne. Ce temps peut être réduit à 3 minutes par l'emploi d'un trépied supplémentaire, installé d'avance par un deuxième opérateur.

Pour de nombreuses raisons, il est utile que l'observateur soit accompagné d'un collaborateur, chargé de la tenue du carnet d'observations et du repérage topographique des stations. On note l'heure exacte en regard des mesures.

En fait, le repérage topographique ralentit souvent le rythme des mesures, surtout si celles-ci sont faites sous-bois ou dans des taillis. La région étudiée est en partie boisée. De plus, pendant une partie de l'année, il n'est pas possible de stationner dans

certaines parcelles de terrain cultivé, ce qui empêche d'exécuter des itinéraires rectilignes et complique donc le repérage topographique. D'autres pertes de temps sont dues aux intempéries, aux retours à la station de base, aux déterminations de la constante d'échelle, etc.

Pour ces diverses raisons, le rendement moyen obtenu au cours du levé a été de 31 stations par journée de travail, comprenant quatre heures trois quarts de travail effectif.

## Chapitre IV

### Les corrections et vérifications

#### Précision des mesures

Avant d'utiliser, pour le tracé des isogammes, les valeurs obtenues sur le terrain, celles-ci doivent être affectées de corrections.

**1° Correction pour la variation dans le temps du champ magnétique terrestre.** — Par suite de la variation continue et irrégulière du champ magnétique terrestre, il est nécessaire de ramener à *un même instant* les valeurs obtenues au cours de toute la période du levé.

Les données concernant cette variation nous ont été fournies par l'*Observatoire magnétique de Manhay*.

Elles peuvent s'appliquer avec une approximation suffisante à un territoire de l'étendue de la Belgique.

**2° Correction de latitude et de longitude.** — Dans les levés géomagnétiques de quelque étendue, il est nécessaire de tenir compte de la variation du champ terrestre avec la latitude et la longitude. Cette *variation normale*, en relation avec la répartition des lignes de force autour de la sphère aimantée qu'est la terre, vient, dans les valeurs mesurées, se superposer aux *anomalies* du champ qui sont causées par des hétérogénéités dans la constitution du sous-sol. Le géophysicien-géologue étant intéressé seulement à ces dernières, il importe de faire la part entre ces deux influences et d'éliminer des mesures celle qui est due à la variation normale.

Pour une région de l'étendue de celle qui fait l'objet du présent levé, cette variation en fonction des latitudes et des longitudes reste minime. Le calcul d'après les formules établies pour la Belgique par M. Hoge [3], montre que la différence *maximum* qu'elle peut introduire entre les intensités des composantes verticales en deux points extrêmes de la région étudiée (c'est-à-dire distants l'un de l'autre de plus de 2 kilomètres) est de 11  $\gamma$ . Dans l'hypothèse où toutes nos mesures auraient été rapportées à un point central de la carte des isogammes, il n'en serait résulté qu'une correction atteignant *au plus*  $\pm 5,5 \gamma$ . Cet écart est négligeable devant l'ampleur des anomalies relevées et sa prise en considération n'aurait pas perceptiblement modifié l'aspect de la carte des isogammes. En outre, pour la confrontation de mesures effectuées en des endroits rapprochés (interprétation de « profils » particuliers), cette correction reste bien en dessous de la limite de précision de l'instrument, telle que déterminée plus loin. Ainsi, pour deux points éloignés de 200 m. dans le sens nord-sud, la variation due à la différence de latitude (de loin la plus forte) n'atteint pas 1  $\gamma$ .

Pour les raisons développées ci-dessus, nous n'avons pas tenu compte dans nos calculs de la correction de latitude et de longitude.

**3° Correction de la « dérive du zéro » de l'instrument.** — Cette correction est destinée à compenser les changements qui peuvent éventuellement survenir au cours du levé dans la position d'équilibre de l'équipage mobile du magnétomètre. Ces changements sont imputables à un déplacement du centre de gravité du système magnétique oscillant (par rapport à son axe de rotation) ou à une variation de son moment magnétique.

Pour contrôler le fonctionnement de l'instrument, nous avons restationné à intervalles réguliers et avec un soin particulier (3 lectures dans chacune des positions à 180° l'une de l'autre) une « station de base ». En plus, comme contrôle supplémentaire, des mesures courantes ont été répétées, à des dates différentes, en un certain nombre d'autres points.

Les mesures à la station de base ont montré que, durant la plus grande partie du levé (depuis mai 1942 jusqu'avril 1943), les caractéristiques de l'instrument sont restées remarquablement constantes. Voici, en effet, compte tenu de la variation diurne,

les écarts observés entre la première lecture à cette station et les lectures suivantes (nous donnons ces écarts en  $\gamma$  et dans leur ordre chronologique) :

— 0,5 ; — 3,8 ; — 8,2 ; — 1,5 ; — 0,1 ; — 0,6 ; — 7,1 ; — 7,6 ;  
+ 0,3 ; — 1,0 ; + 5,1 ; + 6,3.

On remarquera que ces écarts n'ont jamais dépassé  $\pm 9 \gamma$  et que plus de la moitié oscillent entre 0 et  $\pm 5 \gamma$ . Leurs amplitudes se répartissent irrégulièrement dans le temps et il n'y a donc pas lieu de considérer un déplacement lent et continu du zéro de l'instrument. Pour toutes les mesures effectuées pendant cette période, il n'a par conséquent pas été nécessaire de faire intervenir la correction de la « dérive du zéro » dans le calcul des résultats.

Ce n'est qu'à la fin du levé (mai 1943), que le zéro de la balance s'est brusquement déplacé d'environ  $16 \gamma$ . Les lectures affectées ont été corrigées de cette quantité.

\* \* \*

La *précision des mesures courantes* (c'est-à-dire sans répétition) peut être estimée par la comparaison des valeurs trouvées en des points restationnés autres que la station de base. Ces points ont été choisis de manière à disposer de valeurs couvrant une bonne partie de l'étendue de mesure de l'instrument ; en outre, ils ont été répartis dans des régions « calmes », à gradient faible, pour qu'une légère erreur d'emplacement ou de hauteur dans la remise en station ne pût fausser la comparaison.

Quinze lectures ont été ainsi répétées, dont certaines à des intervalles d'un an. L'écart observé n'a jamais dépassé  $15 \gamma$ , compte tenu de la variation diurne. Ces écarts se répartissent comme suit :

Pour 8 lectures, l'écart varie de	0	à	5	$\gamma$
» 3	»	»	»	5 à 10 $\gamma$
» 4	»	»	»	10 à 15 $\gamma$ .

En calculant l'erreur moyenne au moyen de la formule

$$\epsilon_m = \pm \sqrt{\frac{[ff]}{2n}}$$

( $f$  = écart entre deux mesures aux points restationnés,  $n$  = nombre de mesures répétées).

on arrive à la valeur :

$$\epsilon_m = \pm 5,1 \gamma.$$

C'est une erreur insignifiante, qui dépasse à peine un dix-millième de la valeur absolue de  $Z$  et ne représente que 1/250<sup>e</sup> de l'anomalie maximum observée.

## Chapitre V

### Implantation des stations

#### Niveau d'anomalie nulle

Les premiers profils de reconnaissance montrèrent l'existence d'anomalies positives généralement fortes qui, sur la carte des isogammes, se présentaient sous forme de « crêtes » allongées, étroites et assez sinueuses. Le tracé correct de ces zones d'anomalie exige localement une très grande densité de stations : souvent, on est obligé d'adopter des intervalles de 10 mètres seulement.

Il ne pouvait être question de couvrir toute la région étudiée d'un réseau de stations continu ayant une maille uniforme de dix ou vingt mètres. Il fallait donc adopter un réseau à densité variable, obtenu de préférence par la juxtaposition de profils rectilignes et parallèles, *perpendiculaires aux directions dominantes des assises cambriennes*. Le long de chaque profil, la distance entre stations est variable et *d'autant plus petite que le gradient magnétique est plus fort*. On resserre également les stations aux abords des maxima et des minima, qu'il importe de localiser correctement. Dans la zone occupée par les roches vertes du Devillien, nous avons en général espacé de 30 ou 40 mètres les stations d'un profil, tant qu'il ne se manifestait pas de fortes différences de la composante verticale  $Z$  entre deux stations successives.

Dès qu'apparaissait une telle différence, on intercalait des stations supplémentaires, de façon à ramener les intervalles à 10 et parfois même à 5 mètres, par souci de précision dans le tracé des isogammes.

Cette tactique réalise théoriquement le meilleur compromis entre la nécessité de limiter le nombre de stations et le souci d'obtenir un tracé des isogammes aussi correct que possible, en évitant surtout de laisser passer inaperçue une crête d'anomalie étroite. Un grand avantage de cette tactique est de fournir *directement* un grand nombre de profils « interprétables », c'est-à-dire permettant de calculer l'inclinaison et la profondeur des bancs qui provoquent l'anomalie, en l'espèce les assises de phylade magnétitifère.

En pratique, nous avons dû souvent nous écarter, bien malgré nous, de cette tactique idéale (v. pl. I). Cela pour diverses raisons.

Au cours des premières journées du levé, effectuées dans la partie sud de la carte, nous avons fait un certain nombre de profils dirigés nord-sud magnétique, direction choisie en nous basant sur la carte géologique officielle et sur quelques affleurements qui indiquaient une direction variant de E-W à SW-NE. Cette direction, satisfaisante dans le coin sud-est de la carte, ne l'est pas ailleurs. Lorsque nous nous en sommes aperçus, grâce aux premiers essais de tracé des isogammes, nous avons, pendant un certain temps, fait des itinéraires sinueux en suivant des chemins ou sentiers, ce qui offrait de grandes facilités pour le repérage topographique et accélérât donc le travail sur le terrain.

Il faut d'ailleurs remarquer qu'une partie du terrain est à la fois accidenté et boisé, ce qui rend difficile et imprécis le repérage topographique avec les moyens dont nous disposions (\*). Dans ces zones, nous avons suivi de préférence des lignes de niveau ou des sentiers.

Ces itinéraires quelconques ont révélé que, dans la partie

(\*) Les mesures angulaires ont été faites à l'aide de la boussole sur trépied, avec dispositif de visée, dont sont munies les balances Askania. Les distances ont été mesurées partie au décamètre à ruban, partie au pas. Dans ce dernier cas, nous avons raccordé les itinéraires à plusieurs points caractéristiques du terrain (intersections de sentiers, limites de parcelles, etc.) bien repérables sur la carte d'état-major ou sur le plan cadastral : ces raccords et fermetures ont permis de corriger en grande partie les erreurs faites en cheminant au pas.

centrale de la carte, la direction moyenne des isogammes était approximativement nord-sud, puis s'infléchissait vers le nord-ouest dans l'extrême nord. La carte géologique officielle faisait prévoir une direction différente.

Ces données acquises, nous avons exécuté une série de courts profils presque rectilignes, qui recourent les crêtes d'anomalie presque normalement à leur direction dominante.

Enfin, la carte a été complétée en plaçant des stations supplémentaires dans les « blancs » laissés par les itinéraires, partout où il pouvait y avoir hésitation quant au tracé correct des isogammes. Ces tracés ont donc en somme été réalisés par approximations successives, au fur et à mesure de l'avancement du levé.

Signalons encore que le réseau assez irrégulier ainsi obtenu est rendu plus irrégulier encore par la nécessité de respecter certaines parcelles cultivées (donc de les contourner) et de s'écarter de toutes masses de fer, notamment des clôtures métalliques, des habitations et des pylones.

Dans la partie occidentale de la carte, à sous-sol formé par les schistes noirs de Mousty, on ne constate que de faibles variations de  $Z$  d'une station à l'autre et ces variations sont trop erratiques pour être représentables sous forme d'isogammes. Dans cette zone, nous nous sommes donc contentés de stations largement dispersées. Cependant, par mesure de précaution, nous y avons exécuté quelques itinéraires continus, afin d'éviter qu'une crête d'anomalie très étroite n'échappe aux investigations.

Au point de vue magnétique, la zone des schistes de Mousty contraste avec celle du Devillien. Il est donc possible de tracer avec une certaine précision la limite qui sépare ces deux formations.

Sur presque la moitié de la région levée, les roches cambriennes sont cachées sous le manteau quasi horizontal des sables bruxelliens. La limite de ce recouvrement figure sur la carte pl. I et coïncide à peu près avec la cote de niveau + 100. L'épaisseur des sables varie de 0 à 27 mètres.

L'inspection de la carte des isogammes montre que les anomalies s'atténuent progressivement lorsque les bancs à magnétite s'engagent sous les sables, l'atténuation étant d'autant plus marquée qu'est forte l'épaisseur du recouvrement. C'est ainsi que la crête d'anomalie positive la plus marquée, qui accuse

environ + 1200  $\gamma$  lorsque le recouvrement n'est formé que par quelques mètres de limon, s'abaisse jusque + 400  $\gamma$  lorsque, dans la partie nord de la carte, la couverture sableuse atteint 20 mètres d'épaisseur. En même temps, la crête s'étale largement et se distingue moins nettement des crêtes voisines et parallèles.

Cependant, l'anomalie peut toujours être suivie sur le terrain et les bancs magnétitifères tracés avec une précision suffisante. A cause des faibles gradients, les stations peuvent être plus espacées que dans les zones à faibles recouvrements.

**Choix de la valeur absolue de Z correspondant à une anomalie nulle.** — Le niveau d'anomalie nulle est difficile à déterminer avec précision dans une région magnétiquement troublée telle que celle en question. L'interprétation mathématique ou graphique des profils d'anomalie permet, suivant les méthodes préconisées par MM. P. Duhoux [7] et P. Evrard [10], de fixer ce niveau dans des cas particuliers. Mais les valeurs fournies par l'interprétation de différents profils ne sont pas toujours concordantes, notamment parce que cette interprétation ne peut être faite avec une rigueur idéale et parce que, à l'aplomb d'une couche à magnétite, on n'est pas à l'abri de l'influence de couches voisines également magnétiques.

Nous avons donc été amenés à choisir sur d'autres bases le niveau d'anomalie nulle.

En fait, la valeur absolue de celui-ci a une importance théorique pour le géophysicien, mais n'en a pas pour le géologue. Au point de vue de la facilité du tracé des isogammes, il y a intérêt à choisir l'isogamme zéro de telle façon que la zone où les variations de Z sont faibles (dans notre cas, la région occupée par les schistes de Mousty), soit entièrement comprise entre cette isogamme et l'isogamme positive immédiatement supérieure (soit + 150  $\gamma$ ). Si l'on avait choisi comme zéro une isogamme intermédiaire, il n'aurait pas été possible de la tracer dans la zone des schistes noirs, sans augmenter fortement le nombre de stations dans cette zone, où les petites variations de Z sont distribuées de façon erratique.

[10] P. EVRARD. — Quelques remarques au sujet de la courbe d'anomalie magnétique verticale due à une couche mince inclinée. *Bull. Soc. roy. Sc. Liège*, 1942, n° 2.

P. EVRARD. — Les courbes d'anomalies magnétiques horizontale et verticale dues à une couche mince inclinée. *Ibid.*, 1943, n° 2.

Comme niveau d'anomalie nulle, nous avons adopté la valeur correspondant à la lecture 30,5 faite à la station de base (\*) le 9 mai 1942, à 7 h. 30 G. M. T., instant initial du levé. C'est à ce même instant qu'ont été ramenées toutes les mesures, par correction de la variation diurne.

Une mesure de raccord, effectuée avec le magnétomètre à l'Observatoire magnétique de Manhay, a permis de constater que ce niveau d'anomalie nulle correspondait à une valeur absolue de l'intensité de la composante verticale du champ terrestre de 42.789  $\gamma$ .

Il se fait que cette valeur concorde remarquablement avec la *valeur normale* à la station de base, telle qu'elle peut être estimée indirectement, d'après les formules établies par M. Hoge [4] pour la Belgique. Ces formules sont valables pour 1913,0 et fournissent *pour cette époque* à la station de base la valeur normale de 42.557  $\gamma$ . Le même auteur a d'autre part établi, d'après les variations séculaires enregistrées aux observatoires de De Bilt et Val Joyeux, que la composante verticale devait avoir à Manhay en 1913,0 la valeur de 42.495  $\gamma$ . Elle était au même endroit de 42.725  $\gamma$ , le 9 mai 1942, à 7 h. 30 G. M. T. ; elle y a donc augmenté depuis 1913,0 de 42.725  $\gamma$  — 42.495  $\gamma$  = 230  $\gamma$ . Si l'on suppose même variation séculaire à Court-St-Etienne et à Manhay, on trouve que la valeur normale à la station de base, le 9 mai 1942, à 7 h. 30, est de 42.557  $\gamma$  + 230  $\gamma$  = 42.787  $\gamma$ . On voit que cette valeur est à peine différente de celle adoptée comme niveau d'anomalie nulle dans la région étudiée.

## Chapitre VI

### Bases théoriques de l'interprétation géologique

Comme il sera montré dans le chapitre suivant, les conclusions géologiques les plus importantes peuvent être déduites directement, sans calculs, de la carte des isogammes.

Cependant, l'interprétation rigoureuse de certains « profils »

(\*) Coordonnées géographiques de la station de base :

$\varphi$  = 50°38',58

$\lambda$  = 4°34',79 (par rapport au méridien de Greenwich). Altitude : + 60 m.

détaillés peut fournir des données supplémentaires sur l'allure locale des bancs de phyllade à magnétite et notamment sur leur inclinaison. Ce travail permet donc de préciser certains traits de l'image tectonique.

C'est la méthode qu'avait utilisée avec succès M. P. Duhoux [7] dans son étude de la couche magnétifère qui contourne le dôme quartzitique de Hourt, près Vielsalm.

Mais il importe de préciser que le cas de Court-St-Etienne est différent de celui de Hourt et n'est pas justifiable des mêmes méthodes d'interprétation.

A Hourt, il s'agissait d'une *couche mince unique*, dont l'allure pouvait être déterminée par comparaison des profils expérimentaux avec les profils théoriques valables pour des *couches magnétiques planes et inclinées, d'épaisseur faible par rapport à la profondeur d'enfouissement de la tête de couche*. Cette comparaison est considérablement facilitée par l'emploi de règles graphiques, qui permettent de déterminer immédiatement la position de la tête de couche et l'inclinaison de celle-ci (voir bibl. [7] et [10]).

A Court-St-Etienne, il s'agit de déterminer l'allure de *plusieurs* couches magnétifères, dont deux de *forte puissance*. Leur épaisseur peut être de l'ordre de 10 fois l'épaisseur des terrains de recouvrement non magnétiques.

Il n'est plus permis dans ce cas de faire usage de formules simplifiées, dont l'avantage est de conduire à des procédés graphiques particulièrement commodes pour l'interprétation.

**Profils magnétiques théoriques au-dessus de couches épaisses planes.** — Rappelons la formule générale donnant la valeur de l'anomalie verticale  $\Delta Z$  en un point P quelconque d'un profil horizontal, passant à une distance  $c$  au-dessus de la tête d'une couche épaisse inclinée et mené normalement à la direction de celle-ci :

$$\Delta Z = 2 k T' \sin M \left[ \sin (M - i) \log \frac{r_1}{r_2} + \alpha \cos (M - i) \right] \quad (1)$$

On a, dans cette formule :

$k$  : susceptibilité magnétique de la couche ;

$T'$  : projection du vecteur champ magnétique terrestre sur le plan vertical normal à la couche (la figure 1 de la page suivante est dessinée dans ce plan).

M et  $i$  : respectivement inclinaison de la couche et du vecteur  $T'$ . Dans le plan normal à la couche, ces angles sont comptés positivement à partir de la direction horizontale qui fait avec le nord magnétique un angle inférieur à  $90^\circ$ .

La signification des autres paramètres géométriques est donnée par la figure 1. La profondeur d'enfouissement  $c$  comprend la hauteur de l'instrument de mesure au-dessus du sol, que l'on suppose horizontal, de même que la surface d'érosion, qui limite la couche vers le haut (« tête de couche »).

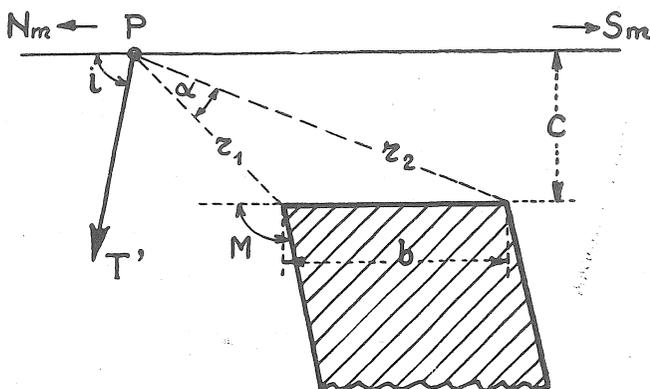


FIG 1.

La formule (1) est applicable en pratique à des couches régulières, à susceptibilité magnétique nettement différente de celle des terrains encaissants et de direction et d'inclinaison quelconques, mais *constantes* sur une certaine *distance* de part et d'autre du profil expérimental à interpréter.

L'angle  $i$  est fonction de la direction de la couche (et donc du profil qui lui est supposé perpendiculaire). Il est donné par la formule :

$$\operatorname{tg} i = \frac{\operatorname{tg} I}{\cos \delta} \quad (2)$$

avec  $I$  : inclinaison du champ magnétique terrestre (soit environ  $63^\circ$  en Belgique) ;

$\delta$  : angle que fait le profil avec le nord magnétique.

En Belgique,  $i$  peut donc prendre toutes les valeurs comprises entre  $63^\circ$  et  $90^\circ$ .

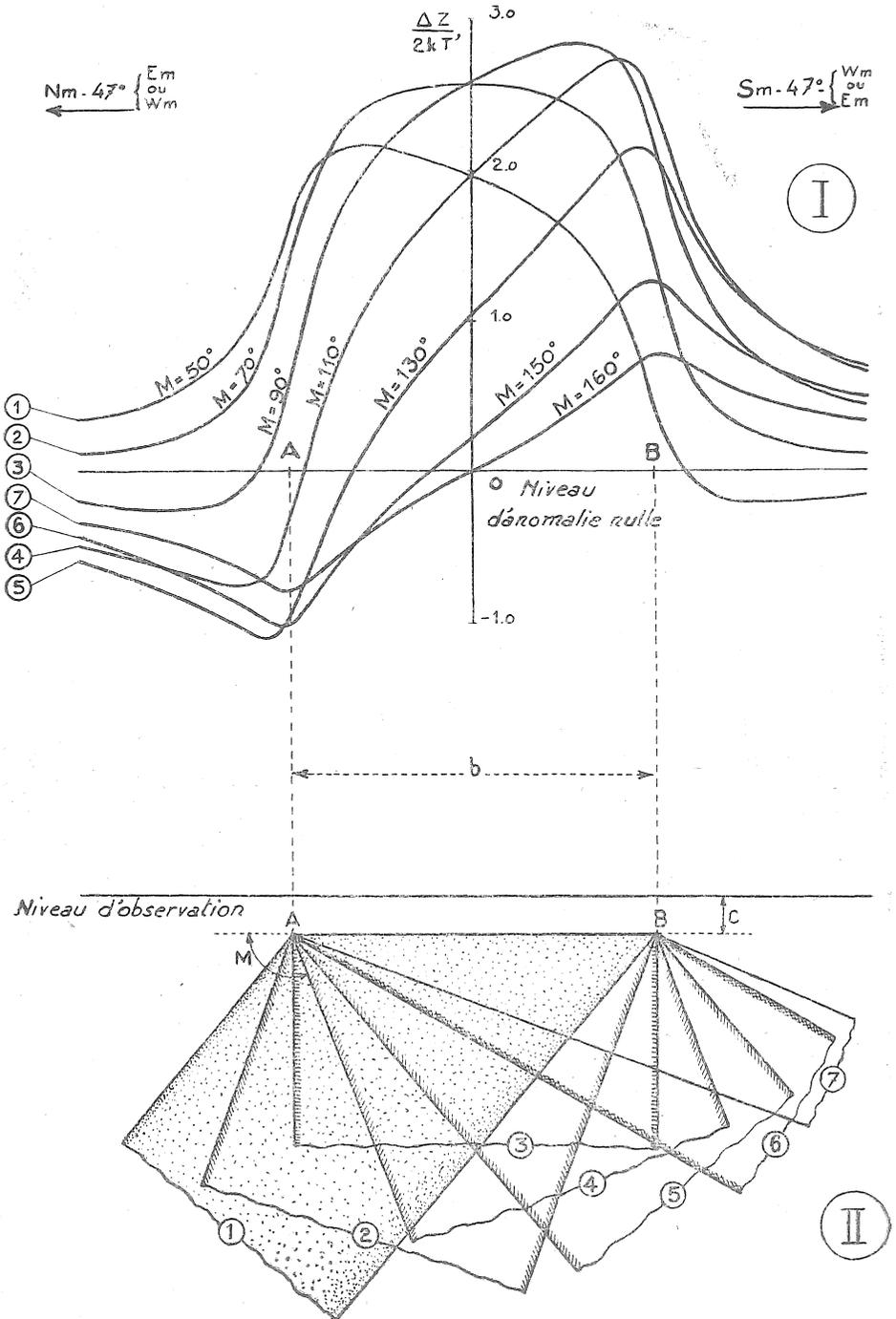


FIG. 2.

A l'aide de la formule (1) on peut calculer les profils magnétiques théoriques, observables au-dessus d'une couche de susceptibilité  $k$  déterminée et ayant des caractéristiques données de direction, de puissance, de pendage et de profondeur d'enfouissement  $c$ . Il est nécessaire de disposer de séries de telles courbes pour interpréter les profils expérimentaux, comme il sera montré plus loin.

A titre d'exemple d'une telle série de courbes, nous reproduisons dans la figure 2 les profils d'anomalie théorique au-dessus d'une couche dont la tête, de largeur  $b$ , est enfouie à une profondeur  $c$  sous le niveau d'observation. Chacun des profils figurés se rapporte à un pendage déterminé de la couche. Les ordonnées des courbes représentent la grandeur  $\frac{\Delta Z}{2kT'}$ , c'est-à-dire l'anomalie magnétique à un facteur  $2kT'$  près, facteur qui garde une valeur constante pour un cas déterminé, comme envisagé ici. La direction de la couche représentée est supposée faire avec l'orientation est-ouest magnétique un angle de  $47^\circ$  (\*), ce qui correspond à un angle  $i$  d'environ  $70^\circ$ .

Les courbes d'anomalie varient évidemment avec la largeur de la tête de couche  $b$  et la profondeur d'enfouissement  $c$ . Le principe de similitude indique cependant que, toutes autres choses égales, la forme et l'amplitude des anomalies ne changent pas si les quantités  $b$  et  $c$  augmentent ou diminuent dans le même

(\*) Ce cas correspond à la direction de la principale couche magnétifère de la région étudiée, à l'endroit où elle a fourni un profil assez nettement interprétable.

FIG. 2, I.

Courbes donnant la variation de la fonction

$$\frac{\Delta Z}{2kT'} = \sin M \left[ \sin (M - i) \log \frac{r_1}{r_2} + \alpha \cos M - i \right]$$

pour le cas  $b/c = 10$ ,  $i = 70^\circ$  et pour les différentes valeurs de  $M$ .

A et B figurent les limites de la tête de couche.

FIG. 2, II.

Structures géologiques produisant les courbes d'anomalies magnétiques de la fig. 2, I. La couche, figurée avec différents pendages  $M$ , est supposée avoir une direction faisant avec le nord magnétique un angle de  $43^\circ$ . Les profils d'anomalie sont supposés orientés perpendiculairement à cette direction et observés au niveau représenté.

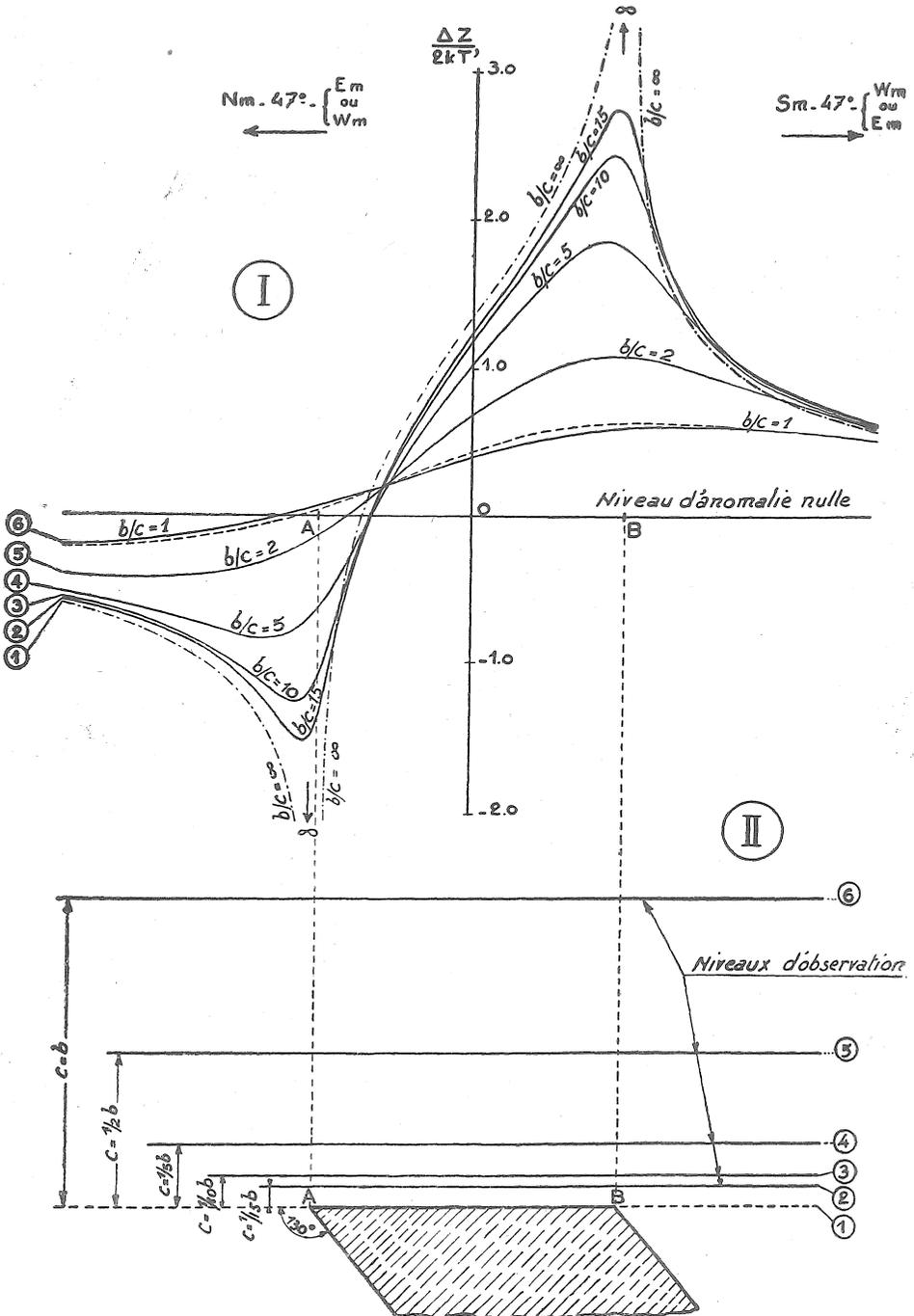


FIG. 3.

rapport. Ainsi, par exemple, une couche de 1 m. de puissance à une profondeur  $c$  donnera la même anomalie qu'une couche de 10 m. et de même susceptibilité magnétique à une profondeur  $10 \times c$ . C'est donc le rapport  $\frac{b}{c}$  qui est déterminant pour la forme des courbes.

La figure 2 a été construite pour  $\frac{b}{c} = 10$ . Afin de montrer l'évolution des courbes d'anomalie avec la profondeur d'enfouissement, nous avons repris, dans la figure 3, le cas particulier  $M = 130^\circ$  de la figure 2 et, pour cette valeur de  $M$ , représenté les profils d'anomalie pour différentes valeurs de  $\frac{b}{c}$ . La courbe n° 1 de la figure 3 se rapporte au cas-limite  $\frac{b}{c} = \infty$  qui ne se présente jamais en pratique, mais est intéressant à prendre en considération pour suivre l'évolution de la forme des courbes. Sur la même figure a été représentée en traits interrompus la courbe d'anomalie correspondant au cas  $\frac{b}{c} = 1$  et calculée à l'aide de la formule simplifiée utilisée par M. Duhoux [7] :

$$\Delta Z = 2 k T' p \frac{c \cos (M - i) - a \sin (M - i)}{r^2} \quad (3)$$

FIG. 3, I.

*En trait continu* : Courbes donnant la variation de la fonction

$$\frac{\Delta Z}{2kT'} = \sin M \left[ \sin (M - i) \log \frac{r_1}{r_2} + \alpha \cos (M - i) \right]$$

pour le cas  $i = 70^\circ$ ,  $M = 130^\circ$  et pour différentes valeurs du rapport  $\frac{b}{c}$ .

*En trait interrompu* : Courbe donnant la variation de la fonction

$$\frac{\Delta Z}{2kT'} = p \frac{c \cos (M - i) - a \sin (M - i)}{r^2}$$

pour  $i = 70^\circ$ ,  $M = 130^\circ$  et  $\frac{b}{c} = 1$ .

FIG. 3, II.

Structures géologiques produisant les courbes d'anomalies magnétiques de la fig. 3, I. La couche figurée est supposée avoir une direction faisant avec le nord magnétique un angle de  $43^\circ$ . Les profils d'anomalie sont supposés perpendiculaires à cette direction et relevés aux niveaux 1, 2, ..., 6 représentés.

avec  $p$  : puissance de la couche ;  
 $r$  : distance du point d'observation au milieu de la tête de  
couche et

$$a = \sqrt{r^2 - c^2}.$$

Rappelons que cette formule est applicable à une couche de puissance faible par rapport à la profondeur d'enfouissement de la tête de couche. M. Duhoux limite sa zone d'applicabilité aux cas pour lesquels cette profondeur vaut au moins six fois la puissance.

On voit (fig 3) que pour  $\frac{b}{c} = 1$  (recouvrement égal à la largeur de la tête de couche), la formule simplifiée fournit une courbe qui épouse déjà remarquablement la forme de celle calculée à l'aide de la formule exacte.

**Marche de l'interprétation des courbes expérimentales.** — Pour déduire d'un profil magnétique expérimental des renseignements sur la position de la couche magnétifère qui est responsable de l'anomalie, il est nécessaire de comparer ce profil à des courbes d'anomalie théoriques, dressées pour des allures déterminées de la couche.

Si le profil relevé a la forme d'une des courbes valables pour les « couches minces » (recouvrement probablement égal ou supérieur à la largeur de la tête de couche), on mènera l'interprétation par les procédés graphiques, mis au point par MM. Duhoux et Evrard [7, 10] ou, dans les cas particuliers décrits plus loin, par la méthode de la demi-valeur de l'anomalie totale.

Si, au contraire, la forme du profil se rapproche de celle d'une des courbes des figures 2, 1 ou 3, 1, on se trouve en présence d'une couche dont la profondeur est petite par rapport à sa largeur.

On emploiera dans ce cas, pour l'interprétation, le *procédé des superpositions* : dans les familles de courbes théoriques, établies pour de nombreuses valeurs des paramètres  $\frac{b}{c}$  et  $(M - i)$ , on recherchera celle qui coïncide le mieux avec la courbe expérimentale. Cette coïncidence obtenue, on a  $\frac{b}{c}$  et  $(M - i)$ . On détermine assez facilement  $i$  comme indiqué plus haut ; d'où

l'on tire  $M$  (inclinaison de la couche). D'autre part, la coïncidence ne peut être obtenue qu'en dessinant la courbe expérimentale à une échelle bien déterminée. Celle-ci trouvée, on connaît l'échelle des distances de la courbe théorique correspondante et on lit immédiatement les valeurs de  $b$  (largeur de la tête de couche) et  $c$  (profondeur de celle-ci). Connaissant  $b$  et  $M$ , on obtient la puissance de la couche  $p = b \sin M$ .

En fait, ce procédé est assez laborieux : on n'arrive qu'au prix de quelques tâtonnements à trouver les échelles d'abscisses et d'ordonnées qui fournissent la meilleure coïncidence. En première approximation, on adopte une échelle telle que le minimum et le maximum de la courbe expérimentale coïncident respectivement avec le minimum et le maximum de celle des courbes théoriques, dont l'allure ressemble le plus à celle de la courbe expérimentale.

Nous donnerons plus loin des exemples d'application. Si l'on connaît d'avance, par des observations géologiques, la puissance de la couche ou l'épaisseur des morts-terrains, le travail d'interprétation s'en trouve simplifié. Il en est de même, si l'on fait des profils en série sur une même couche dont la puissance reste assez constante.

Sans atteindre la précision des renseignements fournis par la méthode des superpositions, un simple examen de la forme générale des courbes expérimentales peut cependant déjà fournir d'utiles indications sur les caractéristiques géométriques de la couche magnétique, notamment sur son *inclinaison* et sur la *position et la largeur de sa tête*.

*Inclinaison de la couche magnétique.* — L'allure générale des courbes permet d'évaluer approximativement cette inclinaison par comparaison visuelle avec les courbes théoriques du type de celles des figures 2 et 3. C'est ainsi que l'on peut voir immédiatement si la couche est redressée ou si elle possède une inclinaison moyenne ou faible et, dans ce cas, si elle incline au nord ou au sud. Rappelons que sa direction est donnée directement par la carte des isogammes.

Si le minimum se trouve au nord du maximum, la couche est fortement redressée ou s'incline *au sud*. Si le minimum se trouve au sud du maximum, la couche incline *au nord* de moins de  $i^\circ$ , l'angle  $i$  étant compris, en Belgique, entre  $63^\circ$  et  $90^\circ$  et ne dépen-

dant que de la direction de la couche (formule (2)). Si la courbe est à peu près symétrique (pas de minimum visible sur le profil), la couche incline au nord d'un angle très voisin de  $i^0$ ; le vecteur champ magnétique terrestre est alors situé sensiblement *dans le plan de la couche* qui provoque l'anomalie. Son action sur le magnétomètre est assimilable à celle d'une série de pôles magnétiques sud, répartis sur la surface terminale supérieure de la couche.

*Position et largeur de la tête de la couche magnétique.* 1. *Cas général.* — De l'examen des courbes des figures 2 et 3, on déduit que, dans un grand nombre de cas (couverture peu épaisse et angle M grand), les maxima et les minima des courbes d'anomalie verticale sont sensiblement situés à l'aplomb des limites de la tête de couche. Cette conclusion reste valable si la couche a d'autres directions que celle adoptée dans les figures 2 et 3, de sorte que *la distance entre les extrema peut être prise approximativement comme égale à la largeur b.*

On remarquera toutefois qu'en agissant ainsi, on commet toujours une erreur par excès. Pour évaluer l'importance de celle-ci, on se reportera utilement à l'abaque de la figure 4, qui donne la valeur de cette erreur en % de  $b$ , pour différentes valeurs de  $(M - i)$  et de  $\frac{b}{c}$ . On y lit, par exemple, que pour  $\frac{b}{c} = 10$  et  $(M - i) = 60^0$  (ce qui correspond au cas  $M = 130^0$  de la figure 2), l'erreur est d'environ 2,5 %.

Le même abaque montre que, pour des recouvrements importants (rapports  $\frac{b}{c}$  petits), la distance entre extrema devient sensiblement plus forte que la largeur de la tête de couche. L'importance de l'erreur devient alors prohibitive pour l'application de cette règle d'interprétation.

D'autre part, à mesure que croît le recouvrement au-dessus d'une couche déterminée, l'amplitude de l'anomalie qu'elle produit à la surface du sol décroît. Les maxima et minima deviennent de moins en moins accentués et, à moins que l'on n'ait affaire à une couche de susceptibilité très élevée, leur emplacement est souvent difficilement localisable sur une courbe expérimentale; les différences entre deux mesures voisines s'approchent

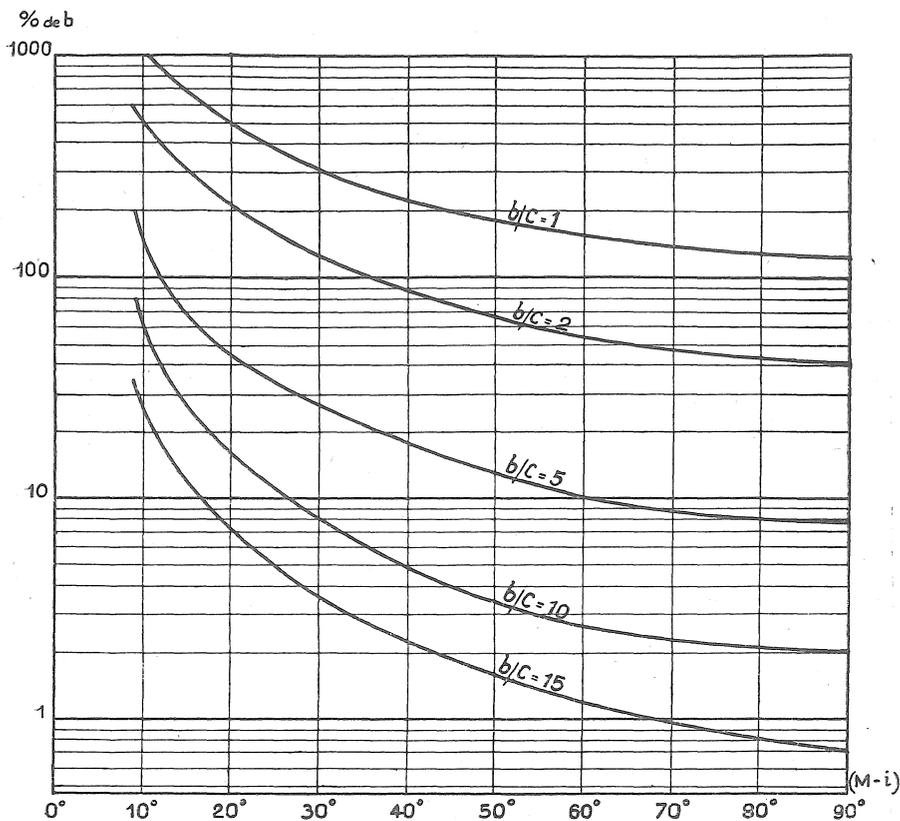


FIG. 4.

Abaque donnant, en fonction de  $(M - i)$  et pour différentes valeurs de  $b/c$ , l'erreur par excès qui est commise en adoptant comme largeur de la tête de couche  $b$  la distance entre les stations de maximum et de minimum de la courbe d'anomalie magnétique. Cette erreur est exprimée en % de  $b$  (ordonnées logarithmiques).

alors de l'ordre de grandeur des erreurs inhérentes à chaque station. De plus, lorsqu'il existe plusieurs couches magnétiques assez rapprochées, les courbes caractéristiques observées sur l'une des couches peuvent, par suite de leur étalement, être sensiblement déformées par l'influence des couches voisines.

2. *Cas particuliers.* — Dans le cas où la courbe d'anomalie présente la forme « en chapeau de gendarme », avec deux flancs symétriques ou à peu près symétriques par rapport à l'ordonnée du maximum (courbe n° 2 de la figure 2, I), la règle d'interpré-

tation énoncée ci-dessus reste évidemment en défaut par suite de l'absence de minimum. De telles courbes ne sont d'ailleurs pas interprétables non plus par les méthodes graphiques de MM. Duhoux et Evrard (\*).

D'un examen des courbes théoriques, on peut toutefois déduire quelques règles utiles pour la localisation de la tête de couche, dans le cas particulier où  $(M - i) = 0$ . (Vecteur  $T'$  contenu dans le plan de la couche).

Le milieu de la couche sera évidemment toujours situé à l'*aplomb du maximum*.

Quant à ses limites latérales, on remarquera sur la courbe n° 2 de la figure 2, I, que celles-ci sont situées très sensiblement à l'*aplomb des points où l'anomalie atteint la moitié de sa valeur maximum*. Cette règle, dont on peut constater la validité sur la

figure 2, construite pour un rapport  $\frac{b}{c} = 10$ , se vérifie avec

d'autant plus d'exactitude que ce rapport est plus grand, c'est-à-dire que la couverture est plus mince. Son domaine d'appli-

cation ne s'étend guère aux valeurs  $\frac{b}{c} < 5$ ; ainsi, pour  $\frac{b}{c} = 5$ ,

elle est encore valable avec un degré d'approximation suffisant pour la pratique : elle fournit dans ce cas, pour largeur de la tête de couche, une valeur entachée d'une erreur par excès d'environ

7%. Pour  $\frac{b}{c} = 2$ , cette erreur atteint déjà 40 % de  $b$  et elle croît

constamment lorsque le rapport  $\frac{b}{c}$  diminue.

Dans le cas où  $(M - i)$  est différent de zéro, mais reste compris entre  $-20^\circ$  et  $+20^\circ$ , la courbe est plus ou moins dissymétrique. Cependant, l'on ne peut fixer la position du mur et du toit de la couche par rapport à la position des extrema d'après la règle énoncée plus haut, car l'erreur est trop forte (voir abaque fig. 4); le minimum ne serait d'ailleurs pas localisable sur une courbe expérimentale.

(\*) F. W. LEE a proposé pour ce cas spécial un procédé graphique d'interprétation particulièrement élégant (Results of some Magnetic Measurements on Dikes, with Experiments upon Geophysical Differentiation of Nickel-Ore Deposits, in the Sudbury District, Ontario, Canada. U. S. Department of Commerce, Bureau of Mines, Technical Paper, n° 510, 1931).

Dans ce cas, on peut encore prendre comme *valeur approchée* de  $b$  la distance entre les points où l'anomalie atteint la mi-valeur de l'anomalie totale. Lorsque  $\frac{b}{c} > 10$ , l'erreur ainsi commise sur  $b$  n'atteint pas 5%.

La valeur de  $\frac{b}{c}$  sera fixée par comparaison de la forme des profils expérimentaux avec celle de courbes théoriques construites pour des rapports  $\frac{b}{c}$  déterminés. Cette comparaison est assez aisée, car la courbe d'anomalie symétrique change assez rapidement de forme lorsque  $\frac{b}{c}$  varie de  $\infty$  à 1. La partie horizontale à faible courbure, de part et d'autre du maximum, bien visible sur la courbe n° 2 de la figure 2, I, se rétrécit de plus en plus au fur et à mesure que  $\frac{b}{c}$  décroît; la courbe devient plus pointue et sa forme s'approche graduellement de la forme « en cloche », telle que reproduite dans le mémoire de M. Duhoux [7] et valable pour les couches minces.

Pour des rapports  $\frac{b}{c} \leq 1$ , les courbes symétriques obtenues à partir de la formule exacte :

$$\Delta Z = 2 k \alpha T' \sin M \quad (1') \quad (*)$$

ou à partir de la formule approchée :

$$\Delta Z = 2 k p T' \frac{c}{a^2 + c^2} \quad (3') \quad (*)$$

se ressemblent suffisamment pour pouvoir être confondues dans la pratique (les écarts sont inférieurs à 8% de l'amplitude totale pour  $\frac{b}{c} = 1$  et l'erreur que l'on commet sur la détermination

(\*) Les formules (1') et (3') sont les cas particuliers de respectivement (1) et (3) pour  $M - i = 0$ .

de la profondeur en confondant les deux courbes, n'atteint pas 10 % de  $c$ ).

Donc, dans le cas où le recouvrement est plus épais que la largeur de la tête de couche et que le profil d'anomalie montre une forme symétrique, la profondeur d'enfouissement pourra être estimée par application des règles valables pour des couches minces. Cependant, les règles graphiques énoncées par MM. Duhoux et Evrard ne sont pas applicables dans ce cas particulier.

Mais l'interprétation pourra se faire aisément d'après une règle déjà énoncée, sous une autre forme, par M. Rössiger et K. Puzicha [11] : *l'épaisseur du recouvrement est égale à la demi-distance entre les deux points où l'anomalie vaut la moitié de l'anomalie totale.*

Cette règle est encore valable lorsque la courbe expérimentale est *approximativement* symétrique. On peut démontrer que la distance  $d$  entre les deux points où  $\Delta Z$  atteint la mi-valeur de l'anomalie totale vaut  $d = \frac{2c}{\cos(M-i)}$ . D'où  $c = \frac{d}{2} \cos(M-i)$ .

Pour  $-20^\circ < M-i < +20^\circ$ , on peut poser  $c = \frac{d}{2}$ . L'erreur ainsi commise est négligeable, car elle reste inférieure à 6% de  $c$  par excès.

Ce procédé très simple complète heureusement les règles de MM. Duhoux et Evrard, car il ne dépend pas de la *position* du minimum, qu'il est pratiquement impossible de fixer sur une courbe expérimentale lorsque  $(M-i)$  est petit.

**Remarque.** — L'interprétation par la méthode des couches minces (formule (3) ou procédés graphiques correspondants) fournit la *profondeur* de la tête de couche et le *pendage* de celle-ci, mais ne donne pas d'indication sur sa *puissance*. On peut s'en rendre compte par examen de la formule (3), qui comporte en facteur le produit  $k \times p$ . On en déduit que, au-dessus d'une couverture épaisse, une même anomalie peut être produite par une couche de puissance  $p$  et de susceptibilité  $k$ , ou bien par une

[11] M. RÖSSIGER et K. PUZICHA. — Magnetische Messungen am Oberharzer Diabaszuge. Gerlands Beiträge zur Geophysik. *Ergänzungshefte für angewandte Geophysik*, B. 3, H. 1, S. 45-108, 1932.

autre couche, de puissance  $n$ .  $p$  et de susceptibilité  $\frac{k}{n}$ , de même pendage et de même profondeur d'enfouissement. D'où une indétermination sur la puissance, si l'on ne connaît pas la valeur de  $k$ .

On peut toutefois estimer la valeur de la susceptibilité par mesure directe sur des échantillons de roches, prélevés aux affleurements (voir Annexe II), ou la déduire de profils recoupant la couche en question aux endroits où elle arrive près de la surface et où l'interprétation par la méthode des superpositions permet d'estimer la puissance  $p$ . Cette valeur de  $k$ , substituée dans la formule (3), lève l'indétermination sur la puissance et permet d'estimer celle-ci.

Il ne faut toutefois pas se dissimuler que ce procédé suppose une susceptibilité constante le long d'une même couche et comporte, par conséquent, une part d'incertitude.

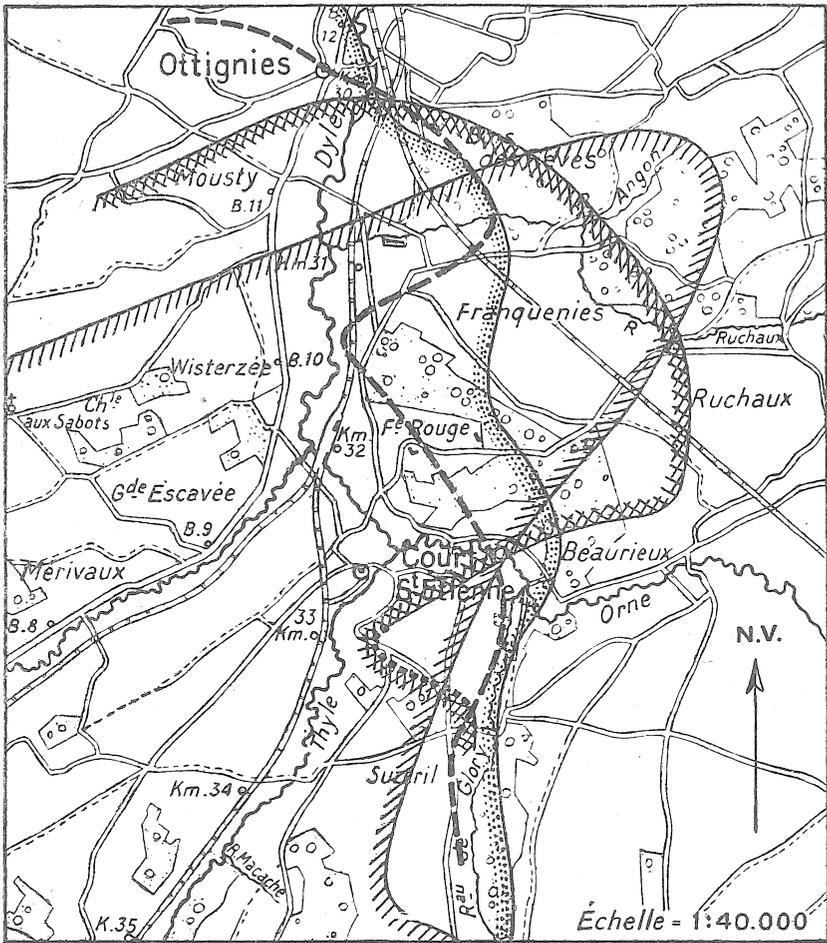
## Chapitre VII

### Données géologiques et interprétation des observations magnétiques

#### *A. — Données stratigraphiques et tectoniques*

Nous avons déjà énoncé le problème géologique à résoudre (chap. II). Avant d'exposer les conclusions géologiques qui découlent du levé magnétique, il est utile de rappeler brièvement les données acquises sur la stratigraphie et la tectonique de la région de Court-St-Etienne, ainsi que les différentes interprétations qui ont été proposées successivement par A. Dumont, C. Malaise, P. Fourmarier, J. de la Vallée-Poussin et, tout récemment, par R. et P. Anthoine.

La carte géologique officielle, qui reproduit les tracés de Malaise, indique la présence, dans la région de Court-St-Etienne, d'un large synclinal dont le noyau est formé par des roches noires, attribuées au Revinien. Ce synclinal est entouré par les roches vertes du Devillien et son axe est dirigé SW-NE; sa charnière s'ennoie vers le sud-ouest (voir croquis fig. 5). Cette conception



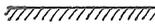
-  P. FOURMARIER (1921) (Contact normal).
-  C. MALAISE (1893) (Contact normal).
-  J. DE LA VALLÉE-POUSSIN (1929) (Contact normal).
-  R. et P. ANTHOINE (1943) (Contact par faille).

FIG. 5.

Tracés du contact entre les roches vertes du Devillien et les roches noires de Mousty, dans la région d'Ottignies-Court-St-Etienne, d'après les géologues ci-dessus.

a été adoptée par M. P. Fourmarier [12] mais ses tracés diffèrent assez bien de ceux de Malaise (fig. 5). La conception et le tracé de M. de la Vallée-Poussin [13] et de MM. Anthoine [9] diffèrent beaucoup de ceux de leurs prédécesseurs.

En fait, le contact entre le Devillien certain et les roches noires de Mousty n'est approximativement déterminable qu'à Ottignies et à Beurieux (Court-St-Etienne). Partout ailleurs, ce contact est caché sous les sables bruxelliens et landeniens. Les tracés y sont nécessairement hypothétiques en l'absence de sondages, ce qui explique les fortes divergences mises en évidence par le croquis figure 5.

**Données stratigraphiques.** — Qu'ils admettent ou non la superposition normale des roches noires de Mousty sur le Devillien vert, les auteurs sont d'accord pour considérer les premières comme plus récentes que les secondes. Ils sont d'accord également sur les grandes lignes de la stratigraphie du Devillien.

En remontant vers l'est la vallée de l'Orne, à partir de Court-St-Etienne, on rencontre successivement les formations suivantes, de plus en plus anciennes :

- 1° Schistes graphiteux noirs de Mousty («Revinien» selon Malaise).  
.....Faille ?.....
  - 2° Phyllade schisteux gris, localement rubané ou traversé de minces bandes vertes
  - 3° Phyllade vert siliceux criblé de cristaux de magnétite.
  - 4° Alternances de bancs peu épais de quartzite gris ou vert et de phyllades verts sans magnétite.
- } Devillien supérieur  
(Assise de Tubize).

Il faut remarquer toutefois qu'il s'agit d'une légende stratigraphique rudimentaire, car il n'existe pas de coupes continues, ni même un seul contact visible entre les assises mentionnées (\*).

[12] P. FOURMARIER. — La Tectonique du Brabant et des régions voisines. *Mém. in 4° de l'Académie Royale de Belgique (Classe des Sciences)*, t. IV, fasc. 6, 1921.

[13] J. DE LA VALLÉE-POUSSIN. — Contribution à l'étude du Massif « Cambrien » dans les vallées de la Dyle et de la Gette. *Mém. de l'Inst. géol. de l'Univ. de Louvain*, t. VI, fasc. 3, 1930.

(\*) Pour la description détaillée des affleurements, on se reportera utilement au mémoire de MM. ANTHOINE, déjà cité [9], pp. 75-80.

Nous verrons d'ailleurs que les résultats magnétiques obligent d'apporter une retouche à cette légende : les phyllades à magnétite ne peuvent être considérés comme une assise distincte ; ils forment au moins trois horizons intercalés dans les phyllades gris supérieurs et dans l'assise des quartzites et phyllades.

M. J. de la Vallée-Poussin (*loc. cit.*, p. 322) distingue, dans le Devillien supérieur de l'Orne, trois divisions analogues à celles définies ci-dessus, mais fait remarquer avec raison que « les récurrences de facies sont trop fréquentes dans l'assise de Tubize pour permettre une délimitation nette des trois zones ».

Enfin, l'assise des phyllades schisteux gris supérieurs semble à première vue constituer, au point de vue lithologique, un terme de transition entre les schistes noirs de Mousty et les roches vertes du Devillien. C'est ce qui a incité tous les auteurs, sauf MM. Anthoine, à admettre une superposition normale des couches noires sur les couches vertes. Nous aurons à revenir sur cette question.

**Données tectoniques.** — Dans l'*assise des quartzites et phyllades verts*, on peut relever sans difficultés la direction et le pendage des bancs. Au nord de l'Orne, les bancs sont généralement en dressant et leur direction est assez constante et voisine de *NW-SE* depuis Beaurieux jusqu'au nord d'Ottignies. Au sud de Beaurieux, on ne peut préciser la direction, faute d'affleurements.

A Beaurieux, MM. Anthoine signalent  $N 58^{\circ} W$ ,  $i = 60^{\circ}$  à  $70^{\circ}$  NE. Au nord de Beaurieux, M. de la Vallée-Poussin a trouvé  $N 10^{\circ} W$ ,  $i = 90^{\circ}$ . A 200 mètres au NW du centre de la même localité, existe près d'une source un affleurement qui semble ne pas avoir été remarqué jusqu'à présent : on y relève  $N 65^{\circ} W$ ,  $i = 65^{\circ}$  NE.

A 1,4 km. au nord de Beaurieux, à Ruchaux, on retrouve les mêmes couches dirigées  $N 55^{\circ} W$ ,  $i = 65^{\circ}$  N. Enfin, dans le prolongement de ces couches, on retrouve dans le vallon du Blanc Ry, au nord d'Ottignies, des directions voisines de  $N 70^{\circ} W$ .

Dans les *phyllades à magnétite*, nous n'avons pu relever aucune direction certaine. Il est également difficile de trouver des directions dans les *phyllades schisteux gris supérieurs*, sauf lorsque ces roches sont légèrement rubanées. Il y a d'ailleurs désaccord entre les auteurs pour plusieurs des affleurements. Ceux-ci ont

été reportés et numérotés sur la carte pl. I. La plupart des directions observées autour du confluent de l'Orne et du ruisseau de Glory sont voisines de nord-sud et les pentes sont voisines de la verticale. Cette direction dominante correspond bien à celle des « crêtes magnétiques ».

A l'extrémité sud de la carte, dans le vallon de Glory, les affleurements devilliens 9 et 10 nous ont donné respectivement N 80° E,  $i = 45^\circ$  N et N 73° E,  $i = 60^\circ$  N. Dans la même zone, les isogammes sont dirigées en moyenne N 50° E. Ici aussi, il y a parallélisme approximatif avec les crêtes magnétiques.

Dans les *roches noires de Mousty*, les affleurements sont plus rares encore. Il n'y en a qu'un seul dans l'étendue de notre levé, noté n° 12. MM. Anthoine y ont relevé N 40° W,  $i = 50^\circ$  NE.

On ne peut affirmer que c'est la direction dominante des roches noires dans la région considérée. Cette direction est pratiquement inconnue.

### B. — *Interprétation des observations magnétiques*

Dans la partie centrale et la partie nord de la carte, on distingue immédiatement *trois « crêtes magnétiques » principales*, jalonnant chacune le passage d'un horizon magnétitifère (voir pl. I et fig. 10).

Ces crêtes ont une allure sensiblement parallèle. Dans le fond de la vallée de l'Orne, elles sont dirigées à peu près N 15° E. Au nord de cette rivière, elles conservent cette direction générale sur environ 800 mètres, puis s'infléchissent progressivement vers le nord-ouest jusqu'à atteindre N 35° W. Au sud de l'Orne, elles se dirigent par contre franchement NE-SW. L'ensemble dessine trois arcs emboîtés, à concavité ouverte vers l'ouest. De l'ouest vers l'est, les trois crêtes magnétiques ont été notées *A*, *B* et *C*. Nous étudierons successivement les caractéristiques de chacune d'elles, sans aborder pour le moment l'interprétation de l'allure plus compliquée qui se présente dans la partie sud de la carte.

**Crête A.** — La moitié gauche de la figure 6 représente une série de *profils* magnétiques menés à peu près normalement à la direction de cette anomalie.

Les cinq profils représentés sont sensiblement *symétriques*, ce qui nous indique immédiatement que le vecteur champ magné-

tique terrestre est situé à peu près *dans le plan de la couche à magnétite* qui provoque l'anomalie. Cette couche est dirigée en moyenne N 35° E dans la partie où ont été exécutés les profils. L'inclinaison  $M$  de la couche est donc donnée approximativement par la formule (2) :

$$\operatorname{tg} M = \operatorname{tg} i = \frac{\operatorname{tg} I}{\cos \delta} = \frac{\operatorname{tg} 63^{\circ}}{\cos 55^{\circ}}, \text{ d'où } M \approx 74^{\circ}. \text{ (pendage ouest)}$$

Dans la vallée, la crête magnétique est très étroite : à 40 m. de part et d'autre de son axe, l'anomalie est pratiquement nulle. Les profils se rapprochent fortement du type « en cloche » dont question plus haut. Ces caractères indiquent une couche magnétique peu épaisse et l'on peut tenter l'interprétation des profils en utilisant la formule simplifiée (3') établie pour des couches minces (épaisseur moindre que celle du recouvrement).

Malgré la faible épaisseur du recouvrement (limon sableux et débris de roches cambriennes) pour les profils A-I, A-II, et A-III, on obtient, par application de cette formule, une coïncidence presque parfaite entre les courbes théoriques et les courbes expérimentales des profils A-I, et A-III. C'est ce que montre la figure 6.

Quant au profil A-II, la même figure indique qu'une coïncidence très satisfaisante est obtenue en superposant à ce profil

la courbe théorique symétrique du cas  $\frac{b}{c} = 2$ .

L'interprétation, conduite de cette façon, indique environ 8 m. de recouvrement pour les profils A-I et A-III, environ 5,50 m. pour le profil A-II.

A hauteur de la chaussée de Court-St-Etienne à Beurieux, on remarque une brusque déviation de la crête  $A$ . Cette déviation se reproduit fidèlement dans la crête  $B$  voisine. L'ensemble suggère fortement l'existence d'un pli secondaire peu important affectant simultanément les deux horizons magnétifères.

Vers le nord, au-delà du profil A-III, l'horizon magnétifère A s'engage sous le Bruxellien, qui forme à cet endroit une pente raide, versant d'un cours abandonné de l'Orne, que jalonnent des étangs. Sur la carte d'isogammes comme sur les profils de la figure 6, on voit clairement que la crête magnétique s'abaisse en raison inverse de l'épaisseur du Bruxellien. Les profils magnétiques fournissent des maxima peu accentués et des courbes

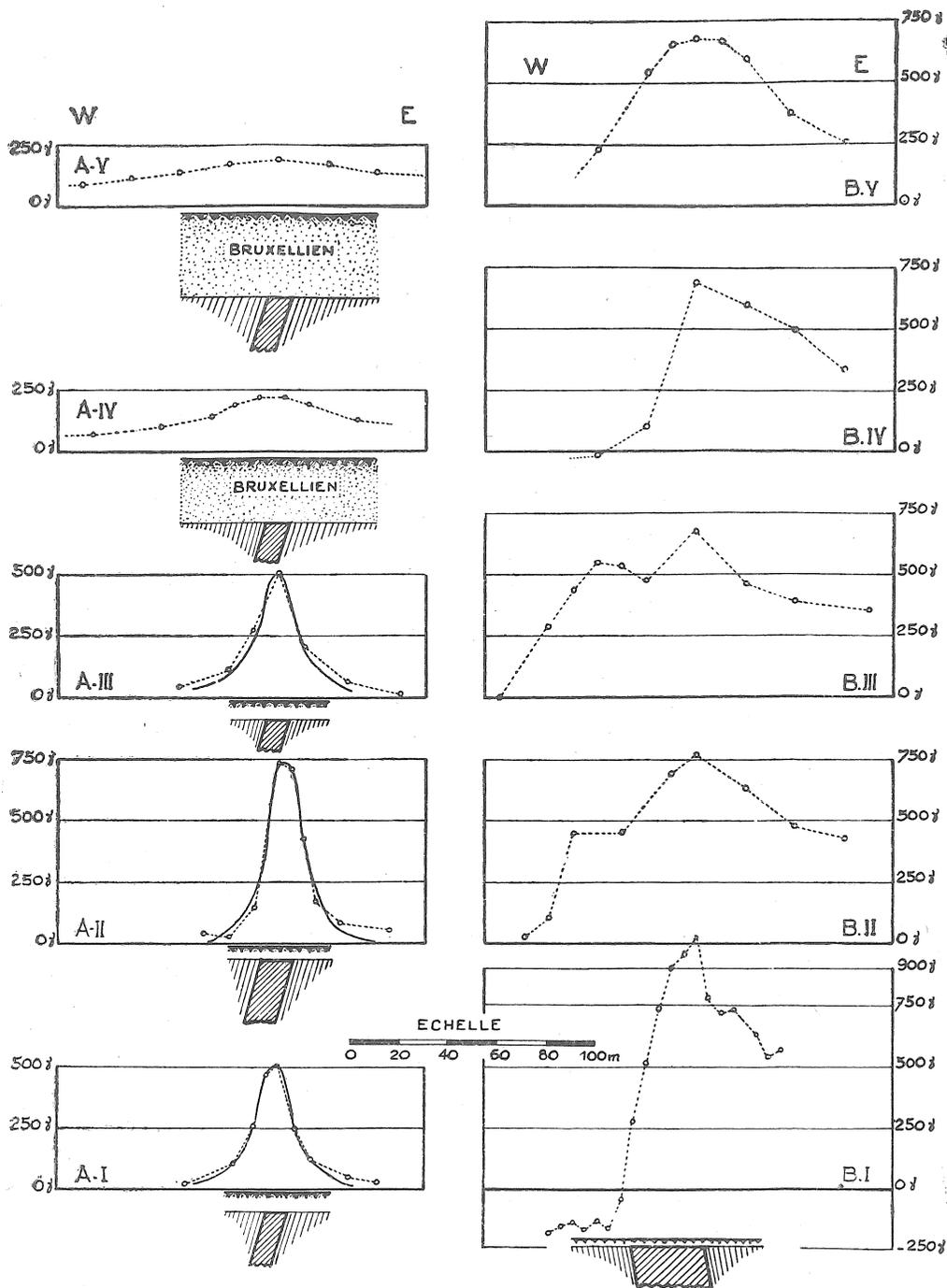


FIG. 6.

Profils magnétiques au-dessus des couches A et B.

*En pointillé* : Profils mesurés.

*En trait continu* : Courbes théoriques correspondant aux structures géologiques figurées à l'aplomb des profils.

très étalées, mais leur forme générale symétrique reste la même, à une question d'échelle près (\*). La couche magnétitifère conserve à peu près la même forte pente vers l'ouest.

A partir du profil A-V, elle prend une direction nord-sud. L'interprétation donne 26 m. de recouvrement sous le profil A-IV, 34 m. sous le profil A-V (voir fig. 6). L'épaisseur du Bruxellien, évaluée à l'aide des courbes de niveau de la carte topographique, donne respectivement 17 et 27 mètres, avec une approximation de quelques mètres.

L'interprétation du profil A-II indique une puissance de la couche à magnétite  $A$  d'environ 12,50 m. En supposant une susceptibilité constante le long de la couche, on peut montrer que l'hypothèse  $\frac{b}{c} = 1$  (limite du domaine d'utilisation de la formule simplifiée (3')) est plausible pour les profils A-I et A-III, ce qui implique une puissance de la couche à ces endroits d'environ 8,50 m. Suivant la même méthode, on trouve environ 8 mètres d'épaisseur sous les profils A-IV et A-V.

On peut donc conclure que la puissance de la couche  $A$  est probablement en moyenne de l'ordre de 10 mètres. La figure 6 indique pour chaque profil l'allure de la couche qui résulte de l'interprétation.

Au sud de l'Orne, la couche  $A$  est dirigée nord-sud et du côté ouest apparaît maintenant une zone négative. On en conclut qu'elle y a un fort pendage vers l'est.

Notons encore que la couche  $A$  n'affleure nulle part. Cependant, on trouve de nombreux débris de phyllade à magnétite sur le passage de la crête magnétique, entre les affleurements n<sup>os</sup> 6 et 7, sur le sommet de l'éperon qui sépare l'Orne du Glory.

En guise de confirmation, nous avons creusé une fouille au point n<sup>o</sup> 13, près du maximum du profil A-II. A 1 mètre de profondeur, nous avons trouvé de nombreux blocs de phyllade vert à magnétite, assez altérés, mais analogues à la roche à magnétite de l'affleurement n<sup>o</sup> 3.

(\*) Les courbes ne sont pas tout à fait aussi symétriques que les précédentes. Il est probable que, par suite de l'étalement de l'anomalie sur une plus grande largeur, la partie descendante du côté est est déjà influencée par la proximité de l'anomalie  $B$ , beaucoup plus large et plus accentuée que l'anomalie  $A$ .

**Crête B.** — C'est la plus importante, tant par sa largeur que par les fortes valeurs qu'atteint l'anomalie totale. Les maxima maximorum se trouvent près du grand affleurement n° 3, où se voit une masse importante de phyllades verts siliceux, uniformément criblés de petits octaèdres de magnétite.

L'anomalie positive atteint + 1214  $\gamma$  en un point.

Vers le nord, les phyllades à magnétite s'engagent sous les sables bruxelliens, qui couronnent un éperon séparant deux méandres abandonnés de l'Orne. Aussi la crête magnétique s'abaisse-t-elle tout en s'élargissant. Au sommet du plateau, au nord de la Ferme Blanche, elle n'est plus nettement individualisée, et tend à se confondre avec la crête C, qui la longe du côté est. Mais plus loin, près du chemin de fer d'Ottignies à Namur, le Bruxellien s'amincit et la crête magnétique B redevient très nette, mais est maintenant dirigée N 35° W.

Dans la dépression de l'Orne, la crête B est longée, du côté ouest, par une zone continue à *anomalie négative*. Celle-ci atteint localement — 222  $\gamma$ . Entre la crête et la zone négative existe un *fort gradient magnétique*, que met en évidence le rapprochement des isogammes. Sous le Bruxellien, l'anomalie négative disparaît et les gradients deviennent modérés.

Du côté est de la crête B le gradient est partout faible et assez irrégulier.

La moitié droite de la figure 6 reproduit quelques profils magnétiques traversant la crête B. Ces profils montrent sa dissymétrie. Leur interprétation précise n'est pas aisée.

Le profil B-I est le plus complet et a été obtenu en faisant des stations tous les cinq mètres. Le minimum de la courbe est mal défini et la partie qui descend vers l'Est est assez irrégulière. Ces irrégularités s'expliquent, au moins en partie, par l'irrégularité du terrain, qui est en pente et présente de brusques dénivellations. De ce fait, la couverture d'éboulis est elle-même d'épaisseur très variable.

L'interprétation de ce profil doit se faire par la méthode des superpositions, que nous avons commentée au chapitre précédent. La figure 7 montre que la courbe expérimentale coïncide assez bien avec la courbe théorique construite pour  $b = 30$  m.,  $M = 100^\circ$  (courbe n° 1 de la fig. 7). Ces données correspondent à une couche épaisse de 29,50 m. ayant un pendage de 80° SE,

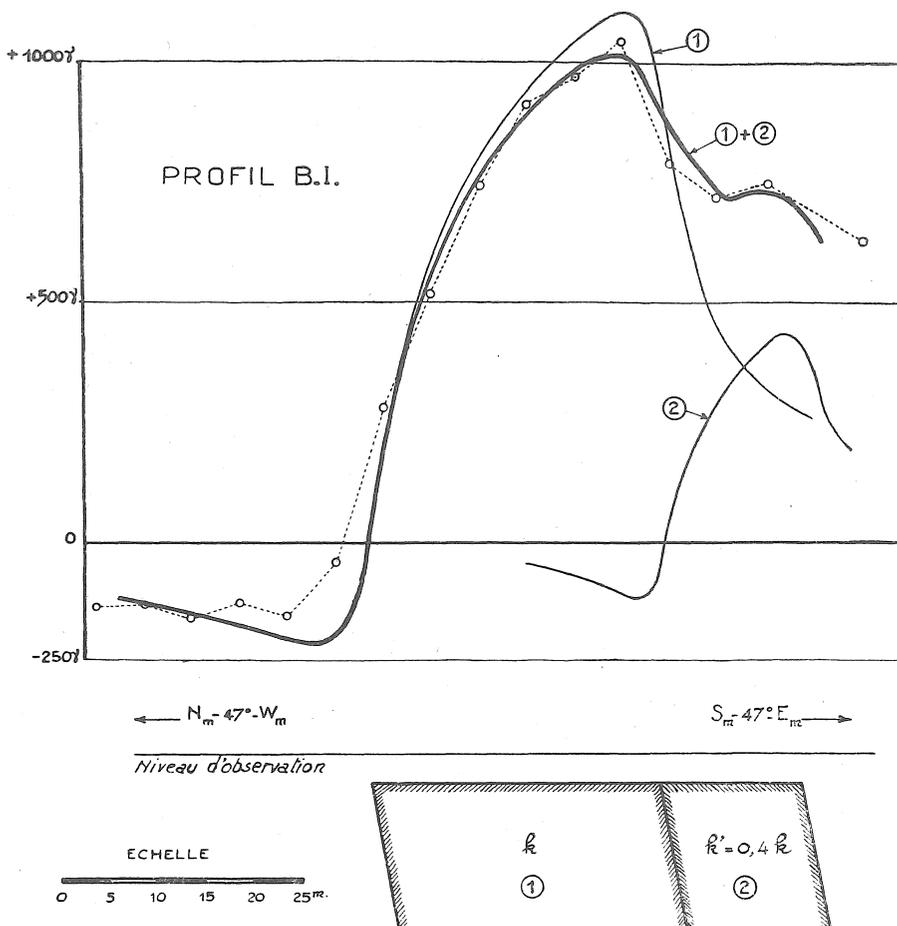


FIG. 7.

*En pointillé* : Profil mesuré.  
*En trait continu fin* : Courbes d'anomalies théoriques correspondant respectivement aux couches 1 et 2.  
*En trait continu gras* : Courbe résultante.

(direction  $N_m 47^\circ E_m$ ) et dont la tête se trouve à 2 mètres de profondeur.

Cependant, la coïncidence est mauvaise pour la partie SE de la courbe expérimentale, qui montre un maximum et un minimum secondaires. Leur présence indique l'existence, du côté sud de la grande couche, d'autres bancs de schiste à magnétite. Il

peut s'agir soit d'une couche mince, isolée de la couche principale par des schistes non magnétiques, soit d'une couche accolée à la couche principale, mais de susceptibilité plus faible. C'est cette dernière hypothèse qui a été retenue : le graphique figure 7 montre qu'une bonne coïncidence est obtenue pour une couche accolée de 15 mètres d'épaisseur, dont la susceptibilité vaut les quatre dixièmes de celle de la couche principale.

Mais d'autres solutions sont probablement possibles. D'une façon générale, il est assez illusoire de tenter une interprétation complète de profils expérimentaux *complexes*, les irrégularités pouvant être dues à plusieurs causes différentes, dont les effets sont difficiles à distinguer.

C'est la partie à fort gradient des profils, comprise entre le minimum et le maximum, qui est la plus caractéristique et suffit pour fixer approximativement l'emplacement et le pendage des couches à magnétite (voir Fig. 2, I).

Les profils B-II, B-III, B-IV et B-V (fig. 6) donnent une idée de la forme que prend la crête *B* au nord du profil B-I. Nous n'avons pas tenté d'interprétation précise pour ces profils incomplets.

Ils offrent tous la même caractéristique principale : présence d'un maximum, flanqué à l'ouest d'une chute rapide de  $\Delta Z$  et, à l'est, d'une chute plus lente et moins profonde, sans minimum. La carte magnétique planche I montre d'ailleurs que, contrairement à ce qui se passe au nord de l'Orne pour la crête *A*, une zone négative borde à l'ouest la crête *B*, mais s'atténue, puis disparaît, lorsque s'épaissit la couverture de Bruxellien.

Par comparaison avec les courbes théoriques de la figure 2, on conclut que les phyllades à magnétite de la crête *B* conservent vers le nord une allure redressée avec pendage vers l'est.

Les profils B-II et B-III montrent des irrégularités dues à des variations de susceptibilité d'une couche à l'autre au sein de l'horizon magnétitifère. Ce sont des détails sans importance pour le géologue, mais qui empêchent de faire une interprétation précise et univoque.

Près du chemin de fer d'Ottignies à Namur, la crête *B* prend une direction NW et devient à peu près symétrique. Il n'apparaît pas de zone négative du côté ouest, ce qui montre que la couche reste subverticale ou à forte pente est.

**Crête C.** — Cette anomalie longue, du côté est, la crête *B*. Elle est moins accentuée et présente plusieurs variations d'amplitude.

Dans la vallée de l'Orne, la crête *C* décrit une courbe accentuée qui l'écarte notablement de la crête *B*. Cette divergence peut s'expliquer simplement par une diminution locale du pendage est général (signalée par l'apparition locale d'une zone négative).

Le profil C-I (voir fig. 8), a la même allure que les profils obtenus sur la crête *B* et décele un fort pendage vers l'est.

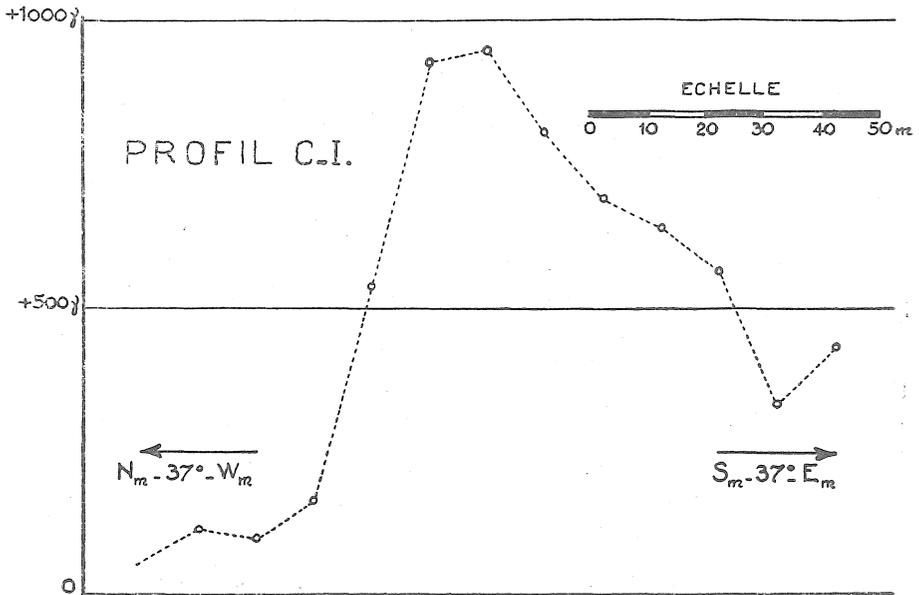


FIG. 8.

Il n'est guère possible de fixer l'épaisseur de l'horizon à magnétite *C*. La crête d'anomalie est trop irrégulière et d'ailleurs se dédouble au sud du profil C-I. Dans la vallée de l'Orne, la crête est plus étroite que la crête *B* et dénote une épaisseur moindre pour l'horizon *C*.

Mais, sous le Bruxellien, la crête *C* s'étale largement tant au nord de la carte qu'au sud. Dans ces zones, la magnétite semble se répandre de façon diffuse dans les roches vertes, provoquant l'apparition de larges bandes à anomalie positive modérée.

A l'est de l'anomalie *C*, au nord de l'Orne, apparaissent *deux maxima locaux*, séparés par une plage négative. Le levé n'est

pas assez étendu vers l'est pour permettre une interprétation sûre. Vu la continuité de la crête *C* à proximité de ces maxima locaux, nous ne pouvons expliquer leur présence que par une répartition « lenticulaire » de la magnétite (voir discussion p. 43).

**Zone sud.** — Au sud de l'Orne, on voit tout d'abord les crêtes d'anomalie *A* et *B* se rapprocher et venir se rejoindre au sud de l'affleurement 6. La zone où s'opère la jonction est caractérisée par de fortes anomalies, à variations rapides et irrégulières. La carte des isogammes ne donne qu'une représentation approximative de cette petite zone troublée, faute de stations très rapprochées.

Si nous continuons vers le sud, nous voyons de nouveau s'individualiser deux crêtes parallèles, qui traversent le ruisseau du Glory et se poursuivent sur la rive gauche. Ces deux crêtes *A'* et *B'* présentent respectivement des caractéristiques voisines de celles des crêtes *A* et *B*, auxquelles elles se raccordent d'ailleurs vers le nord, abstraction faite d'un petit décalage.

Le profil *B'-I* (fig. 9) permet de conclure que la crête *B'* correspond à une couche magnétitifère épaisse, à pendage sud-est, ayant donc même allure que la crête *B*. On obtient une coïncidence satisfaisante entre la courbe expérimentale et la courbe calculée pour un pendage de 53° SE et une épaisseur de 40 mètres ( $b = 50$  m.).

Le profil représenté par la figure 9 traverse également la crête *A'*. L'interprétation de la courbe obtenue fait conclure à l'existence d'une couche d'environ 20 mètres d'épaisseur ( $b = 25$  m.), dont la tête se trouve à 11,50 m. de profondeur et dont le pendage est de 52° SE. La couche *A'* est donc parallèle à *B'* en direction et en pente.

Malgré la bonne coïncidence obtenue entre les courbes théoriques et expérimentale (voir fig. 9), ces chiffres ne sont qu'approximatifs, car la forme du terrain à l'endroit du profil ne permet pas d'interprétation rigoureuse : le lit du Glory se trouve précisément à l'endroit de la petite zone négative qui sépare les deux crêtes d'anomalie ; la rive orientale est en pente douce, mais l'autre rive est à forte pente et correspond à un talus d'éboulement. L'hypothèse du niveau d'observation horizontal s'écarte donc beaucoup de la réalité.

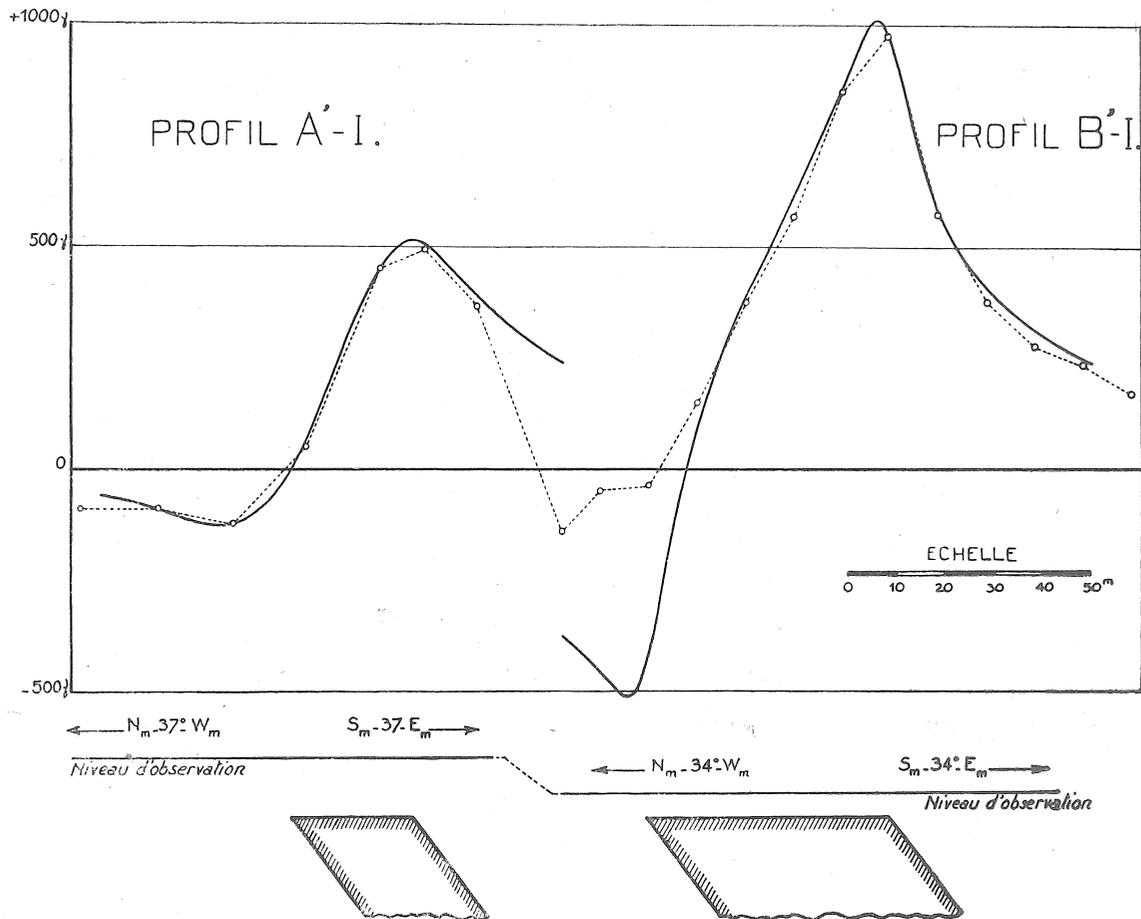


FIG. 9.

Profils magnétiques au-dessus des couches A' et B'.

En pointillé : Profils mesurés.

En trait continu : Courbes théoriques correspondant aux structures géologiques figurées à l'aplomb des profils.

Nous avons donc renoncé à faire l'interprétation complète du profil, qui exigerait normalement la recherche de deux courbes théoriques qui, par leur addition algébrique, restitueraient intégralement la courbe expérimentale à deux maxima. C'est pourquoi, dans la région du minimum central, les courbes théoriques de la figure 9 s'écartent de la courbe expérimentale ; cependant, on peut voir que l'addition algébrique des ordonnées théoriques fournit des  $\Delta Z$  peu différents des valeurs observées.

Une confirmation de l'identité des horizons à magnétite  $A$  et  $A'$ ,  $B$  et  $B'$  dérive de la nature des affleurements que l'on trouve de part et d'autre de la crête  $B'$ . Du côté sud-ouest on trouve des alternances de quartzites et phyllades verts, en place au point n° 10 et partout en débris dans l'éluvion. Du côté nord-ouest, on ne trouve que des phyllades gris ou verdâtres, en place dans le lit du Glory au point n° 9. C'est l'horizon des « phyllades schisteux gris supérieurs » (assise d'Oisquereq, d'après MM. Anthoine). L'affleurement n° 9, partie nord, est magnétitifère et se trouve d'ailleurs sur le passage de l'anomalie  $A'$ .

Observons que les crêtes  $B'$  et  $A'$  ont même direction que les crêtes  $B$  et  $A$  qui leur font suite vers le nord, mais se trouvent décalées d'environ 70 m vers le sud-est. Ce décalage se fait brusquement, au sud de la petite zone troublée dont il a été question. Pour la crête  $B-B'$ , l'anomalie + 500  $\gamma$  accuse nettement le déplacement, que nous attribuons à une petite faille. La crête  $C$  accuse, elle aussi, un petit décalage, attribuable à cette faille.

La carte fig. 10, que nous commenterons plus loin, indique le tracé des « lignes de crête » magnétiques et figure la faille en question.

Sur la rive gauche du Glory, les crêtes  $A'$  et  $B'$  s'abaissent rapidement et disparaissent. Dans leur prolongement, nous trouvons une large zone *negative*, qui s'étend vers le nord, le long de l'anomalie  $A$ , jusqu'à la chaussée de Court-St-Etienne à Beurieux.

D'après les débris que l'on trouve dans les champs, il est probable que cette zone négative se trouve en grande partie sur les roches noires de Mousty, qui affleurent d'ailleurs au point n° 12.

La disparition brusque des crêtes  $A$  et  $B$  ne peut s'expliquer par un ennoyage des couches à magnétite vers le SW, sous les roches noires. L'allure des isogammes exclut cette possibilité.

La seule explication plausible est une *faille*, dirigée NNE, faisant buter les roches à magnétite contre les roches noires (\*).

On peut pousser plus loin l'interprétation.

La faille ne peut être un charriage à faible pente vers l'ouest. Ce cas serait analogue à ce qui se produit lorsque les sables tertiaires viennent recouvrir les horizons à magnétite. La zone négative serait alors interrompue, à l'aplomb de l'intersection des couches à magnétite et de la surface de faille, par des zones à anomalies positives modérées, diminuant vers le sud-ouest, sans s'annuler.

La faille peut être redressée ou bien à faible pente vers l'est, cette dernière possibilité correspondant à l'hypothèse de MM. Anthoine. Nous n'avons pu pousser l'interprétation assez loin pour pouvoir choisir entre ces deux possibilités.

Remarquons que la faille en question rejoint, vers le nord, la petite faille qui provoque le décrochement entre les crêtes *B* et *B'*.

## Chapitre VIII

### Conclusions géologiques

Renvoyons d'abord à la carte fig. 5, qui montre les différents tracés du contact entre les roches vertes du Devillien et les roches noires de Mousty, tels qu'ils ont été proposés successivement par C. Malaise (1893), P. Fourmarier (1921), J. de la Vallée Poussin (1929), R et P. Anthoine (1943), pour la région de Court-St-Etienne et d'Ottignies.

Le croquis fig. 5 est à comparer à la carte fig. 10, qui donne le tracé des horizons à magnétite dans la petite zone levée et indique un tracé partiel des deux failles qui interrompent la continuité de ces horizons.

La position stratigraphique des trois horizons de phyllades à magnétite *A*, *B* et *C* est connue approximativement : l'horizon *A*, épais d'une dizaine de mètres, est intercalé dans l'assise des « phyllades schisteux gris supérieurs » ; l'horizon *B*, épais de

(\*) L'interruption brusque des bancs à magnétite pourrait aussi s'expliquer par une discordance des roches noires sur les roches vertes, mais cette dernière hypothèse est essentiellement improbable en raison des données acquises sur la géologie du Paléozoïque du Brabant.

30 à 40 mètres, est situé à peu près suivant le contact de cette assise avec les quartzites et phyllades sous-jacents. L'horizon *C*, d'épaisseur variable, est logé dans cette dernière assise.

Des affleurements des roches noires de Mousty sont connus à faible distance à l'ouest de l'horizon *A*. On peut donc tracer *approximativement* la limite entre les roches noires et le Devillien. Cette limite passe à l'ouest de la couche à magnétite *A*, sans qu'il soit possible de préciser davantage son tracé, sauf dans la partie sud de la zone levée. Ici, elle *recoupe obliquement* et successivement les horizons à magnétite *A'* et *B'*.

Par conséquent, à cet endroit, la limite en question est une *faille*. Elle suit le ruisseau du Glory, à une centaine de mètres à l'ouest de celui-ci et coïncide à peu près avec celle tracée par R. et P. Anthoine, d'après des considérations purement tectoniques. La thèse défendue par ces auteurs est donc confirmée *localement* par les observations magnétiques.

Dans la vallée de l'Orne et au nord de celle-ci, les horizons *A*, *B* et *C* sont en dressant et se poursuivent parallèlement et sans interruption. La direction générale est d'abord SW-NE, puis S-N, enfin N 35° W, abstraction faite d'un petit pli secondaire.

Cependant, au sud du coude de la route de Court-St-Etienne à Beaurieux, se présente une disposition singulière : les crêtes *A* et *B* se rejoignent. A première vue, cette allure suggère l'existence d'un anticlinal s'ennoyant vers le sud, dont les deux crêtes magnétiques en question jalonnent les deux flancs. Nous savons, en effet, qu'au nord de la chaussée de Court-St-Etienne à Beaurieux, l'horizon *A* a un fort pendage vers l'ouest, tandis que l'horizon *B* incline à l'est.

Mais de sérieuses raisons s'opposent à cette interprétation.

Les profils traversant la couche *A* permettent de conclure que celle-ci a une épaisseur d'une dizaine de mètres, tandis que l'horizon *B* a, sur toute son étendue, plus de 30 mètres d'épaisseur. Cette différence subsiste tout près du point de jonction. D'autre part, à l'est de l'horizon *B*, nous trouvons l'assise des quartzites et phyllades. Or, ceux-ci ne reparaissent pas sur la retombée occidentale de l'anticlinal hypothétique.

Il faut donc rejeter cette interprétation. Dès lors, le rapprochement des horizons *A* et *B* ne peut s'expliquer que par une *faille*, passant entre eux, précisément à l'endroit où le magnétomètre

a décelé une petite zone très bouleversée. L'inspection de la carte des isogammes Pl. I et de la carte fig. 10 montre que cette faille n'est que le prolongement direct vers le nord de la « faille du Glory » déjà tracée.

Il n'est pas possible de suivre cette faille plus loin vers le nord, entre les horizons *A* et *B*. Ceux-ci ne sont nulle part interrompus dans cette direction et le tracé de la faille leur reste donc parallèle. Il semblerait que la faille en question s'amortisse vers le nord.

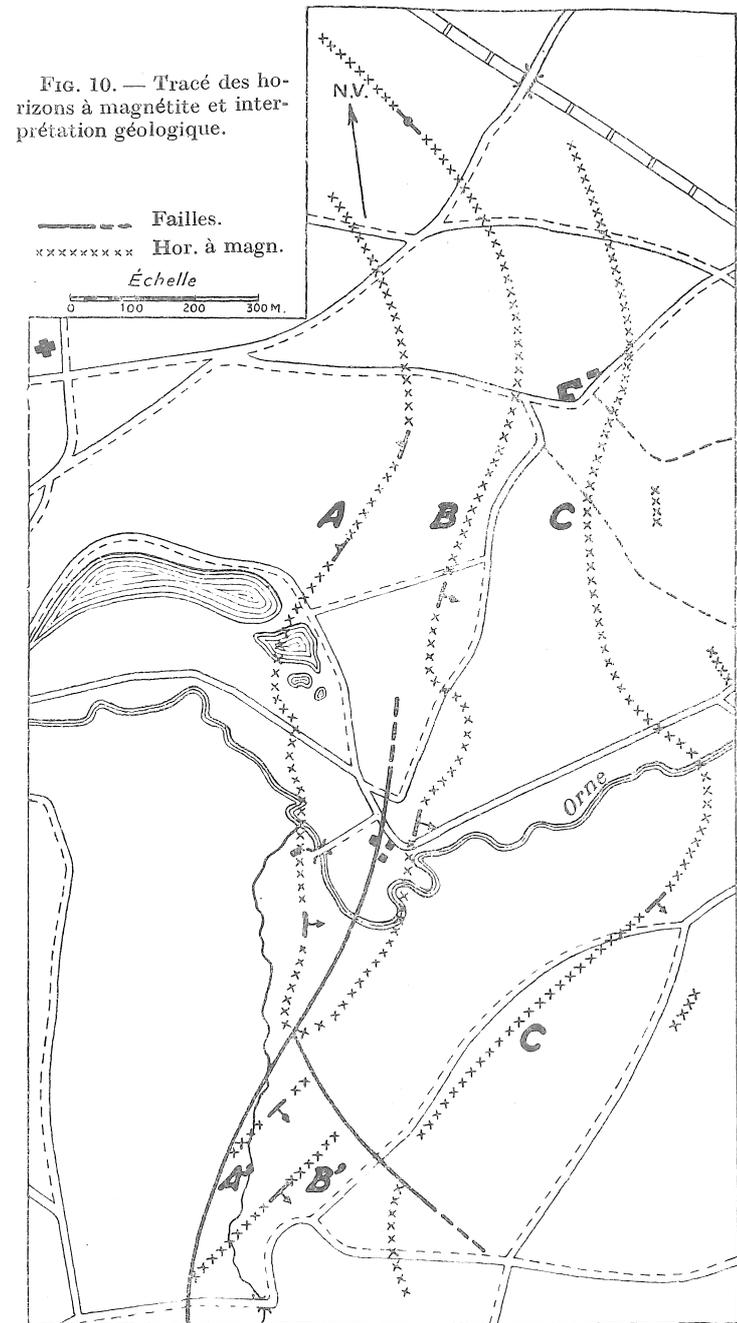
Si l'on admet la réalité du grand charriage que MM. Anthoine placent suivant le contact entre les roches noires et les roches vertes, la branche principale de la faille doit longer la couche *A* à l'ouest de celle-ci. Magnétiquement, cette portion de la faille n'est pas décelable. Cependant, notre levé permet de restreindre la largeur de la bande dans laquelle doit passer la ligne de contact, que celui-ci soit faillé ou non.

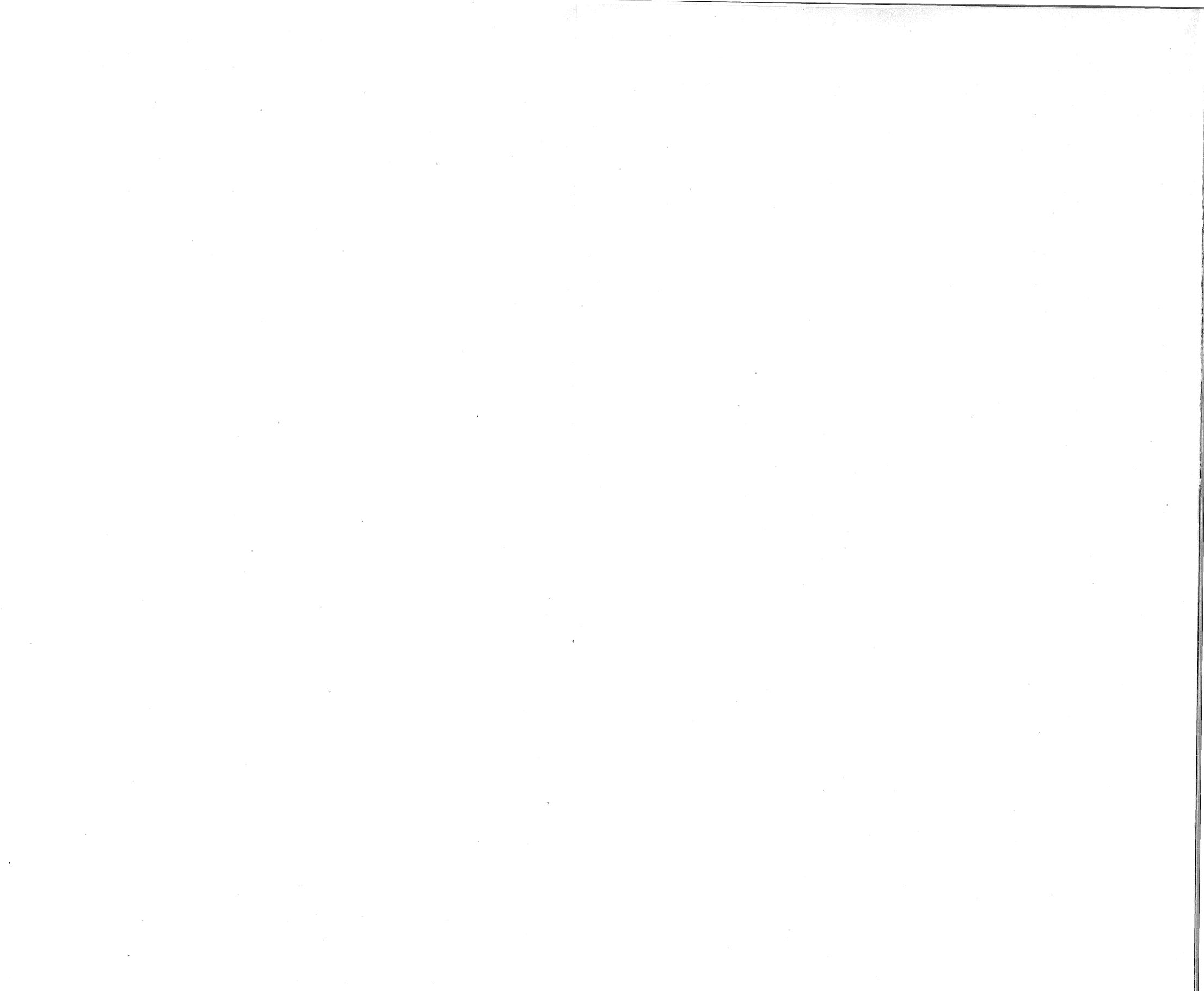
La petite faille accessoire qui coupe en deux tronçons les différents horizons à magnétite, vient se raccorder à la faille principale, également dans la petite zone bouleversée déjà signalée. Il s'ébauche ainsi une allure en écailles.

Si l'on compare les cartes fig. 5 et fig. 10, on remarque que le tracé du contact, tel que permet de le préciser le magnétomètre, s'accorde le mieux avec les tracés récents de MM. Anthoine [9]. La tectonique de détail indiquée par la carte de ces auteurs pour le Devillien supérieur de la vallée de l'Orne, ne correspond pas au tracé résultant de la carte magnétique. Cette non-concordance montre la quasi-impossibilité de tracer la carte géologique de régions pauvres en affleurements, dépourvues au surplus de repères stratigraphiques.

Dans de telles régions, le levé magnétique seul permet d'éclaircir la tectonique de détail, à condition qu'il existe des horizons de phyllades à magnétite suffisamment continus.

Notons enfin qu'un horizon tel que *B* pourrait encore être tracé sous une couverture post-paléozoïque de 200 mètres d'épaisseur. Une grande partie du Massif cambrien du Brabant pourrait donc être utilement levée par la méthode magnétique, car les affleurements des vallées et les sondages profonds ont montré que les roches à magnétite y sont très répandues.





Nous exprimons nos vifs remerciements à M. L. Kœnigsfeld, qui, avec la bienveillante autorisation de M. le Professeur M. Dehalu, nous a communiqué régulièrement les enregistrements de la composante verticale obtenus à l'Observatoire magnétique de Manhay. M. Kœnigsfeld a bien voulu en outre contrôler certaines de nos mesures et déterminations, par comparaison avec les instruments de l'Observatoire ou avec la balance magnéto-métrique de Copenhague.

Notre reconnaissance est également acquise à nos collaborateurs MM. H. Ducarme et J. Mali, dont l'aide nous fût précieuse sur le terrain. M. H. Ducarme a en outre pris une part importante dans le travail de correction des mesures et la mise au net des résultats.

## Annexe I

### Valeur stratigraphique des phyllades à magnétite

En formulant une partie de nos conclusions géologiques, nous avons supposé implicitement que les horizons à magnétite sont *interstratifiés* dans le Devillien.

Or la formation de magnétite est liée au métamorphisme général et il n'y a donc pas de raison, *a priori*, pour qu'elle n'apparaisse que dans des couches déterminées et cela, sur de vastes espaces. On pourrait donc supposer que sa répartition est plus ou moins indépendante de la stratification, soit qu'elle apparaisse en amas sporadiques (comme dans les auréoles de contacts éruptifs), soit même en lentilles aplaties, coupant obliquement la stratification. Une telle disposition rendrait sujettes à caution la plupart de nos conclusions géologiques.

On peut répondre à cette objection par de nombreux arguments tirés de l'observation géologique directe, tant dans la région étudiée dans ces pages, que dans d'autres régions en Ardenne ou à l'étranger.

Concernant le Cambrien et le Dévonien métamorphiques de l'Ardenne, J. Gosselet [14] avait déjà remarqué que la magnétite se développe « sur une certaine longueur dans une strate ou dans

[14] J. GOSSELET. — L'Ardenne, p. 765.

un ensemble de strates, de manière à pouvoir servir de caractéristique à la couche ou à l'assise » (« métamorphisme stratique »). Il exprimait de cette façon la constance de niveau de la magnétite, observable notamment dans les bandes ardoisières devilliennes du Massif de Rocroi.

Dans le Massif de Stavelot, la mince couche de phyllade à magnétite qui surmonte le quartzite de Hourt, est connue en tant que repère stratigraphique. Sa présence a permis à M. Duhoux [?] d'éclaircir la tectonique compliquée du Massif de Hourt.

Citons encore l'apparition de magnétite suivant certains lits de la « couche grise » du Bassin ferrifère jurassique de la Lorraine.

Un exemple plus frappant est fourni par les horizons de phyllade à magnétite intercalés au Transvaal dans la série du Witwatersrand, à des niveaux stratigraphiques déterminés, inférieurs au fameux conglomérat aurifère du Rand. La constance de niveau et la continuité sur plus de 100 kilomètres de ces horizons magnétitifères, ont permis de retrouver par sondage et de suivre le prolongement occidental du conglomérat aurifère, sous des terrains de couverture très épais. C'est le résultat le plus sensationnel obtenu jusqu'à présent par la prospection magnétique.

Revenant à la région de Court-St-Etienne, remarquons d'abord que les horizons à magnétite principaux sont *continus* et d'*épaisseur à peu près constante*. De plus, partout où nous avons pu relever une direction *certaine* sur les affleurements voisins des roches à magnétite, ces directions étaient approximativement *parallèles* à celle des crêtes d'anomalie.

Nous avons donc d'excellentes raisons de croire à la constance de niveau de la magnétite, quelle que soit la cause de ce phénomène, lié sans doute à la composition chimique des différentes couches ou assises.

On ne peut cependant, à priori, étendre cette conclusion à l'ensemble du Massif du Brabant. Quelle que soit la constance de niveau de la magnétite dans certaines formations, on ne peut s'y fier *localement* que si une vérification directe est possible, ce qui était le cas à Court-St-Etienne.

De plus, il est évident que l'apparition de la magnétite est liée à un facies lithologique déterminé et ne peut avoir plus de valeur stratigraphique que la nature lithologique d'une couche ou assise. En fait, elle en a moins et, par exemple, elle peut n'apparaître

que sporadiquement le long d'un même horizon. Même dans ce cas, le levé magnétique peut encore être utile, car les « lentilles » à magnétite diffuse ont toutes chances d'être aplaties suivant la stratification. Nous avons déjà rencontré des exemples de telles dispositions en lentilles allongées, parallèles entre elles et parallèles à la stratification.

## Annexe II

### La susceptibilité magnétique des phyllades à magnétite

L'interprétation mathématique de nos observations est indépendante de la valeur de la susceptibilité magnétique  $k$ . Cette valeur intervient comme facteur dans toutes les expressions algébriques qui fournissent la valeur théorique des anomalies.

Dans nos profils théoriques, ces anomalies sont portées en ordonnée à une échelle arbitraire. L'interprétation par comparaison de courbes est indépendante de l'échelle des ordonnées. Celle-ci ne pourrait être fixée que si l'on connaissait la susceptibilité  $k$ .

Mais le fait de choisir l'échelle graphique des ordonnées d'une courbe théorique de façon à ce qu'elle coïncide bien avec une courbe expérimentale dessinée à une échelle connue, revient à fixer la valeur de la première. Dès lors, on peut tirer  $k$  de la formule théorique :

$$\Delta Z = 2k T' \sin M \left[ \sin (M - i) \log \frac{r_1}{r_2} + \alpha \cos (M - i) \right]$$

dans laquelle on remplace  $r_1$ ,  $r_2$  et  $\alpha$  par leurs valeurs mesurées en un point quelconque de la courbe théorique ( $T'$ ,  $M$  et  $i$  sont connus par l'interprétation).

Ce calcul, fait pour la courbe B-I, nous donne :

$$k = 4310 \cdot 10^{-6} \text{ (unité c.g.s.)}$$

Pour le profil B'-I, on obtient :

$$k = 4750 \cdot 10^{-6}$$

Pour les profils A-I et A-2 on trouve respectivement :

$$k = 6320 \cdot 10^{-6} \quad \text{et} \quad k = 5600 \cdot 10^{-6}$$

Ces valeurs, assez concordantes, représentent évidemment des moyennes, car on ne peut supposer que la magnétite existe en pourcentage constant dans toute l'épaisseur d'un horizon large de plus de 30 mètres.

En guise de contrôle des ordres de grandeur, notre collaborateur J. Mali a effectué des mesures directes de la susceptibilité sur des carottes que nous avons pu faire forer dans le phyllade de l'horizon B, grâce à l'obligeance de la Société Diamant-Boart.

Ces mesures ont été faites sur le terrain, à l'aide de notre balance magnétique, par la méthode préconisée par H. Reich [15] et par une méthode particulière. Dans ces méthodes le champ inducteur résulte de l'addition vectorielle du champ terrestre et du champ propre de l'aiguille aimantée de l'appareil.

Les valeurs de  $k$  calculées d'après les déviations observées oscillent autour de  $4000.10^{-6}$  (unités c.g.s.). Ce chiffre est en concordance satisfaisante avec les valeurs citées plus haut ; on doit, en effet, tenir compte de l'énorme gamme de variation qui existe dans les susceptibilités magnétiques des roches (de  $1.10^{-6}$  à  $300.000.10^{-6}$ ).

Un échantillon de phyllade de l'horizon B fut en outre broyé et la magnétite extraite à l'aide d'un puissant aimant. La pesée indiqua une teneur en magnétite de la roche d'environ 3% en poids.

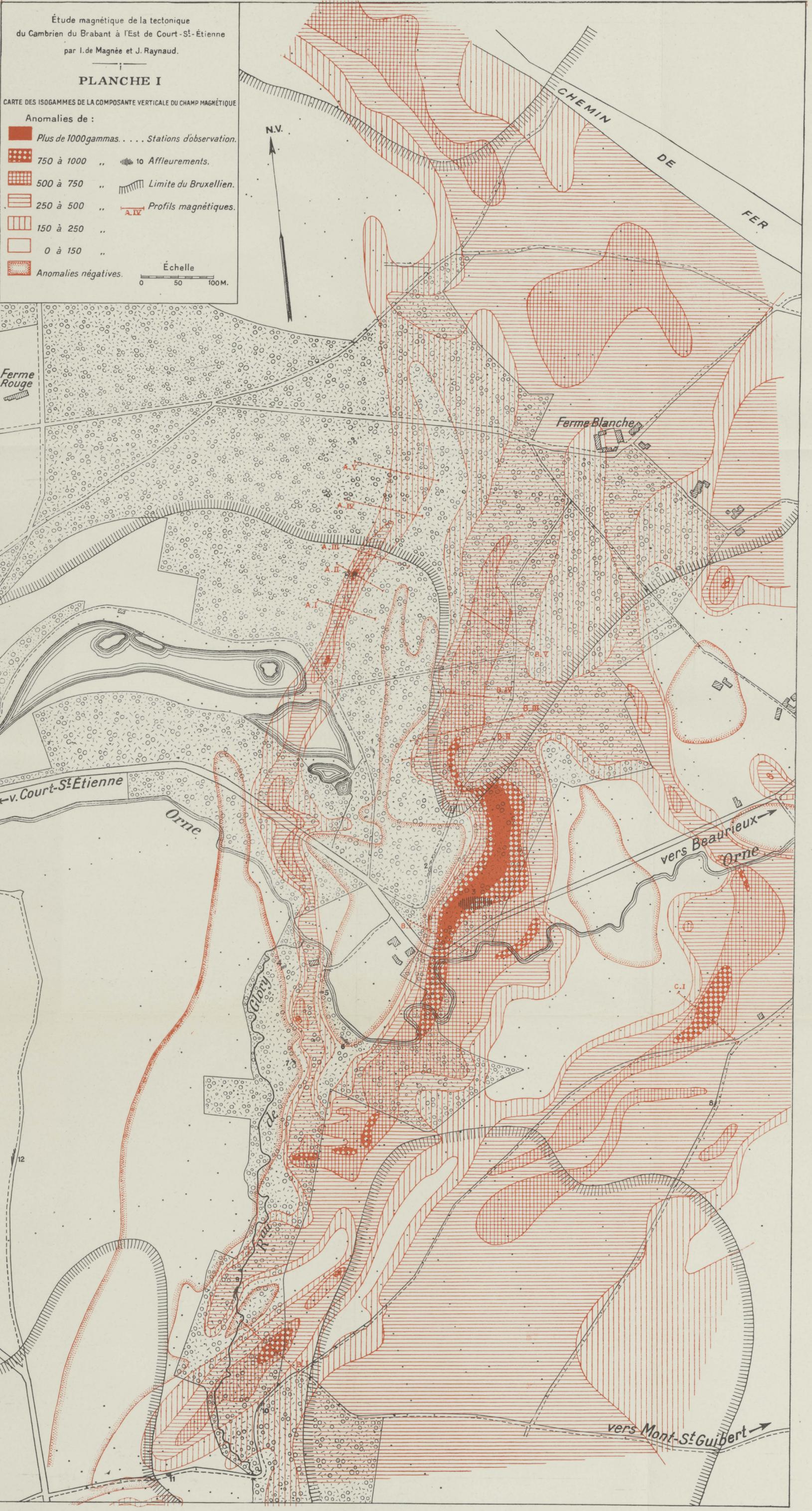
A partir de ces données, on peut calculer la susceptibilité de la magnétite d'après des formules établies par K. Puzicha [16]. On trouve ainsi une valeur de 0.310 (unités c.g.s.).

*Centre Belge d'Études de Prospection Géophysique.*

---

[15] H. REICH. — Ueber die natürliche Magnetisierung von Gesteinen auf Grund von Messungen am Bohrkernen. *Beiträge zur angewandte Geophysik*, B. 9, H. 1, 1941.

[16] K. PUZICHA. — Der Magnetismus der Gesteine als Funktion ihres Magnetitgehaltes. *Beiträge zur angewandte Geophysik*, B. 9, H. 2, 1941.



**Rapports des rapporteurs désignés par la Société  
pour examiner le travail  
de MM. I. de Magnée et J. Raynaud**

*Rapport de M. M. Dehalu, premier rapporteur*

Le travail de MM. I. de Magnée et J. Raynaud est une belle contribution à l'étude de la tectonique d'une région par la méthode magnétique.

Comme dans le cas du massif de Hourt, étudié par M. Duhoux, il s'agissait de déceler la présence de couches magnétiques suivant approximativement l'allure du contact entre deux formations, ici les schistes noirs de Mousty et les roches métamorphiques vertes du Devillien. Mais pour le massif de Hourt, il n'y avait qu'une couche magnétique mince, ce qui permit à M. Duhoux d'en fixer l'allure par l'exécution sur le terrain de profils en travers effectués à l'aide d'une balance magnétique et de calculer les variations de la composante verticale à l'aide d'une formule simplifiée et par l'emploi de règles graphiques.

Ici le problème était plus complexe. Il s'agissait de fixer l'allure de plusieurs couches magnétifères dont deux de forte puissance. Pour cela, les auteurs ont eu recours à un levé magnétique continu à maille serrée, qui leur permit de mettre en évidence, dans la partie centrale et la partie nord de leur levé, l'existence de trois crêtes magnétiques principales d'allure sensiblement parallèle.

La crête A a pu être étudiée en comparant une série de profils expérimentaux aux profils théoriques établis par l'application de la formule générale donnant la variation de la composante verticale au-dessus d'une couche épaisse inclinée et située à une certaine profondeur.

L'interprétation des profils magnétiques pour les crêtes B et C est plus difficile à cause de leur complexité, les irrégularités pouvant être dues, comme l'indiquent les auteurs, à plusieurs causes différentes dont les effets se distinguent malaisément.

Mais les indications qu'ils fournissent ont suffi pour l'interprétation géologique.

Les mesures magnétiques, leur réduction et la discussion des

résultats ont été conduites avec grand soin et dans un esprit hautement scientifique. Rien qu'à ce point de vue, ce travail mériterait d'être publié.

24 juin 1944.

*Rapport de M. R. Anthoine, deuxième rapporteur*

L'étude magnétique de la tectonique du Cambrien du Brabant, à l'est de Court-St-Etienne, est une remarquable contribution à la recherche de la disposition géométrique des terrains anciens de cette partie du pays.

Les travaux récents de MM. de Magnée et Raynaud confirment l'existence de la faille de l'Orne dans la vallée du Glory. Cette faille sépare, comme celle de Genappe, le Devillien des couches noires de Mousty, fait qui ébranle l'hypothèse d'une succession normale de la seconde formation sur la première.

Venant en complément des travaux de M. Duhoux, ayant démontré la présence de failles de charriage au sud du massif devillien de Hourt, les recherches de MM. de Magnée et Raynaud indiquent que l'architecture des massifs cambriens de Belgique méritait d'être revue.

Lorsque le concours de la paléontologie fait défaut, ce qui arrive fréquemment dans nos terrains anciens, il est donc prouvé que dans certains cas la méthode magnétique peut apporter une contribution remarquable à la recherche de la disposition géométrique des masses minérales en présence. Dans l'étude des conditions de gisement de celles-ci, on doit donner la préférence à la méthode qui accuse l'erreur minimum. Cette erreur est d'autant plus petite que le nombre d'observations est grand. Les auteurs du mémoire à l'examen démontrent que plus la densité des observations au magnétomètre augmente, plus la connaissance de la disposition des couches ayant une susceptibilité magnétique se précise.

Le levé géophysique est un complément remarquable à l'enseignement que Dumont a laissé à son école.

Dans les massifs cambriens de Rocroi et de Stavelot, la méthode magnétique sera utilisée avec avantage dans les régions où les couches de phyllade à magnétite du Devillien s'approchent par faille des formations du Revinien.

Dans le Brabant, les recherches de MM. de Magnée et Raynaud méritent d'être continuées dans les bassins de la Dyle, de la Senne et de la Gette ; dans le premier, elles seraient particulièrement intéressantes de part et d'autre de l'anse d'Ottignies et, notamment, sur la crête séparant les bassins de la Thyle et du ruisseau de Gentines. Elles pourraient peut-être fixer le sort réservé à l'Est aux formations psammitiques qui paraissent former le soubassement des quartzophyllades de Villers-la-Ville, elles-mêmes stratigraphiquement inférieures aux roches noires de Mousty.

En félicitant les auteurs pour leur patient et fructueux travail nous proposons, bien volontiers, l'insertion du mémoire à l'examen dans les *Annales de la Société Géologique de Belgique*.

Bruxelles, le 1<sup>er</sup> juin 1944.

*Rapport de M. P. Fourmarier, troisième rapporteur*

Je me rallie très volontiers aux conclusions des deux premiers rapporteurs.

15 juin 1944.



# Publications de la Société Géologique de Belgique

(SUITE)

## Publications séparées

DEWALQUE, G., Catalogue des ouvrages de Géologie, de Minéralogie, de Paléontologie, ainsi que des Cartes géologiques qui se trouvent dans les principales bibliothèques de Belgique .....	10 fr.
Sur la probabilité de l'existence d'un nouveau bassin houiller au Nord de celui de Liège et questions connexes .....	25 fr.
La Houille en Campine .....	8 fr.
Etude géologique des sondages exécutés en Campine et dans les régions avoisinantes .....	150 fr.
Question des eaux alimentaires .....	10 fr.
Carte tectonique de la Belgique et des provinces voisines .....	6 fr.
La question du prolongement méridional du Bassin houiller du Hainaut (tiré à 100 exemplaires) .....	25 fr.
CORNET, J., Bibliographie géologique du Bassin du Congo .....	20 fr.

## Revue de Géologie et des Sciences connexes

### TARIF

	Vol. I	Vol. II	Vol. III	Vol. IV	Vol. V	Vol. VI	Vol. VII
<i>Belgique et Congo</i>	325 francs	285 f.	260 f.	240 f.	220 f.	205 f.	190 f.
<i>Etranger</i>	70 belgas	63 b.	58 b.	53 b.	49 b.	46 b.	44 b.

	Vol. VIII et IX	Vol. X et XI	Vol. XII et XIII	Vol. XIV et XV	Vol. XVI et XVII	Vol. XVIII et XIX	Vol. XX 1940
<i>Belgique et Congo</i>	175 f.	160 f.	150 f.	145 f.	140 f.	135 f.	Quatre fascicules parus. Prix sur demande
<i>Etranger</i>	42 b.	41 b.	40 b.	39 b.	38 b.	37 b.	

### Réductions sur achats de volumes ou sur abonnements (Rev. de Géol.)

- 1<sup>o</sup> Membres de la *Société Géologique de Belgique* ..... 25%  
 (donc le vol. XX, en souscription, leur sera compté 90 francs belges s'ils habitent en Belgique ou au Congo Belge).
- 2<sup>o</sup> Membres de la *Société Géologique de France* ..... 25%
- 3<sup>o</sup> *Etudiants* régulièrement inscrits dans une Université ou une Institution scientifique : Conditions exceptionnelles sur demande.
- 4<sup>o</sup> Remise aux Libraires et Editeurs ..... 25%
- Les réductions indiquées ci-dessus ne sont pas superposables.  
 Les prix s'entendent tous frais compris pour les abonnements en cours ou en souscription anticipée. — Les frais d'envoi sont facturés en sus pour les années échues.

Les paiements se font à

M. G. TIBAUX, Trésorier de la *Société Géologique de Belgique*,  
 11, rue de l'Enclos, Liège.

Compte chèques postaux *Société Géologique de Belgique*, n<sup>o</sup> 530.86

# DEUX OUVRAGES IMPORTANTS

chez

**H. VAILLANT-CARMANNE, S. A.**

4, Place Saint-Michel, LIÉGE

---

---

## LES Minéraux et les Roches

7<sup>e</sup> Edition

730 pages (25 × 16,5), 612 figures. — Prix : 225 frs.

PAR

**Henri BUTTGENBACH**

Professeur à l'Université de Liège,  
Membre de la classe des Sciences à l'Académie Royale de Belgique  
Membre de l'Institut Royal Colonial de Belgique,  
Associé de l'Académie des Sciences Coloniales de Paris.



## Principes de Géologie

2<sup>e</sup> Edition

1212 pages (27 × 18), 675 figures, 2 volumes. — Prix : 550 frs.

PAR

**P. FOURMARIER**

Professeur à l'Université de Liège,  
Membre de l'Académie Royale de Belgique,  
Correspondant de l'Institut de France