



HAL
open science

Prospection magnétique et gravimétrique dans la vallée de l'Isère - Alpes françaises

Mustafa Ozdemir

► **To cite this version:**

Mustafa Ozdemir. Prospection magnétique et gravimétrique dans la vallée de l'Isère - Alpes françaises. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Grenoble, 1970. Français. NNT: . tel-00688580

HAL Id: tel-00688580

<https://theses.hal.science/tel-00688580>

Submitted on 18 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Doctorat D'Université
N° d'ordre

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ
DE GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

MENTION GÉOPHYSIQUE APPLIQUÉE

PAR

Mustafa ÖZDEMİR

Première THÈSE PROSPECTION MAGNETIQUE ET GRAVIMETRIQUE DANS
LA VALLÉE DE L'ISÈRE

Deuxième THÈSE PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Soutenue le 25 Juin 1970 devant la Commission d'Examen

MM.

J. SARROT REYNAULD Professeur Président

L. LLIBOUTRY Professeur

M. VALLON Maître Assistant

Examineurs

10111997

Doyen Honoraire : Monsieur M. MORET
Doyen : Monsieur E. BONNIER

PROFESSEURS TITULAIRES

MM.	NEEL Louis	Physique Expérimentale
	KRAVTCHENKO Julien	Mécanique Rationnelle
	CHABAUTY Claude	Calcul Différentiel et intégral
	BENOIT Jean	Radioélectricité
	CHENE Marcel	Chimie Papetière
	FELICI Noel	Electrostatique
	KUNTZMANN Jean	Mathématiques Appliquées
	BARBIER Reynold	Géologie Appliquée
	SANTON Lucien	Mécanique des Fluides
	OZENDA Paul	Botanique
	FALLOT Maurice	Physique Industrielle
	KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques
	GALVANI Octave	Mathématiques
	MOUSSA André	Chimie Nucléaire
	TRAYNARD Philippe	Chimie Générale
	SOUTIF Michel	Physique Générale
	CRAYA Antoine	Hydrodynamique
	REULOS René	Théorie des Champs
	BESSION Jean	Chimie Minérale
	AYANT Yves	Physique Approfondie
	GALLISSOT François	Mathématiques
Melle	LUTZ Elisabeth	Mathématiques
	BLAMBERT Maurice	Mathématiques
	BOUCHEZ Robert	Physique Nucléaire
	LLIBOUTRY Louis	Géophysique
	MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
	BONNIER Etienne	Electrochimie et Electrometallurgie
	DESSAUX Georges	Physiologie Animale
	PILLET Emile	Physique Industrielle - Electrotechnique
	YOCCOZ Jean	Physique Nucléaire théorique
	DEBELMAS Jacques	Géologie Générale
	GERBER Robert	Mathématiques
	PAUTHENET René	Electrotechnique
	MALGRANGE Bernard	Mathématiques Pures
	VAUQUOIS Bernard	Calcul Electronique
	BARJON Robert	Physique Nucléaire
	BARBIER Jean-Claude	Physique
	SILBER Robert	Mécanique des Fluides
	BUYLE-BODIN Maurice	Electronique
	DREYFUS Bernard	Thermodynamique
	KLEIN Joseph	Mathématiques
	VAILLANT François	Zoologie et Hydrobiologie
	ARNAUD Paul	Chimie
	SENGEL Philippe	Zoologie
	BARNOUD Fernand	Biosynthèse de la Cellulose

MM.	BRISSONNEAU Pierre	Physique
	GAGNAIRE Didier	Chimie Physique
Mme	KOFLER Lucie	Botanique
	DEGRANGE Charles	Zoologie
	PEBAY -PEROULA Jean-Claude	Physique
	RASSAT André	Chimie Systématique
	DUCROS Pierre	Cristallographie - Physique
	DODU Jacques	Mécanique Appliquée I. U. T.
	ANGLES D'AURIAC Paul	Mécanique des Fluides
	LACAZE Albert	Thermodynamique
	GASTINEL Noël	Analyse Numérique
	GIRAUD Pierre	Géologie
	PERRET René	Servo-mécanismes
	PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques Pures
	CAUQUIS Georges	Chimie
	RENARD Michel	Thermodynamique

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM.	GIDON Paul	Géologie
Mme	BARBIER Marie-Jeanne	Electrochimie
	SOUTIF Jeanne	Physique
	COHEN Joseph	Electrotechnique
	DEPASSEL R.	Mécanique des Fluides
	GLENAT René	Chimie
	BARRA Jean	Mathématiques Appliquées
	COUMES André	Electronique
	PERRIAUX Jacques	Géologie et Minéralogie
	ROBERT André	Chimie Papetière
	BIARREZ Jean	Mécanique Physique
	BONNET Georges	Electronique
	BONNETAIN Lucien	Chimie minérale
	DEPOMMIER Pierre	Physique Nucléaire - Génie atomique
	HACQUES Gérard	Calcul numérique
	POLOUJADOFF Michel	Electrotechnique
	KAHANE Josette	Physique
	BONNIER Jane	Chimie
	VALENTIN Jacques	Physique
	REBECQ Jacques	Biologie
	DEPORTES Charles	Chimie
	SARROT-REYNAULD Jean	Géologie
	BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques Appliquées
	AUBERT Guy	Physique
	DESRE Pierre	Chimie
	LAURENT Pierre	Mathématiques Appliquées
	CARLIER Georges	Biologie Végétale
	DOLIQUE Jean-Michel	Electronique

PROFESSEURS ASSOCIES

MM.	RODRIGUES Alexandre	Mathématiques Pures
	RADHAKRISHNA	Thermodynamique

MAITRES DE CONFERENCES

MM.	LANCIA Roland	Physique atomique
Mme	BOUCHE Liane	Mathématiques
	KAHANE André	Physique Générale
	BRIERE Georges	Physique
	LAJZEROWICZ Joseph	Physique
	BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques Pures
	LONGEQUEUE Jean-Pierre	Physique
	SOHM Jean-Claude	Electrochimie
	ZADWORNY François	Electronique
	DURAND Francis	Chimie Physique
	PFISTER Jean-Claude	Physique
	CHIBON Pierre	Biologie Animale
	IDELMAN Simon	Physiologie Animale
	BLOCH Daniel	Electrotechnique I. P.
	MARTIN-BOUYER Michel	Chimie (C.S.U. Chambéry)
	SIBILLE Robert	Construction mécanique (I. U. T.)
	BRUGEL Lucien	Energétique I. U. T.
	BOUVARD Maurice	Hydrologie
	RICHARD Lucien	Botanique
	PELMONT Jean	Physiologie animale
	BOUSSARD Jean-Claude	Mathématiques Appliquées (I. P. G.)
	MOREAU René	Hydraulique (I. P. G.)
	ARMAND Yves	Chimie I. U. T.
	BOLLIET Louis	Informatique I. U. T.
	KUHN Gérard	Energétique I. U. T.
	PEFFEN René	Chimie-Physique I. U. T.
	GERMAIN Jean-Pierre	Mécanique
	JOLY Jean-René	Mathématiques Pures
Melle	PIERY Yvette	Biologie Animale
	BERNARD Alain	Mathématiques Pures
	MOHSEN Tahsin	Biologie (C.S.U. Chambéry)
	CONTE René	Mesures Physiques I. U. T.
	LE ROY Philippe	Génie Mécanique I. U. T.
	ROMIER Guy	Techniques Statistiques quantitatives I. U. T.
	VIALON Pierre	Géologie
	BENZAKEN Claude	Mathématiques Appliquées
	MAYNARD Roger	Physique
	DUSSAUD René	Mathématiques (C.S.U. Chambéry)
	BELORIZKY Elie	Physique (C.S.U. Chambéry)
Mme	LAJZEROWICZ Jeannine	Physique (C.S.U. Chambéry)
	JULLIEN Pierre	Mathématiques Pures
Mme	RINAUDO Margueritte	Chimie
	BLIMAN Samuel	E. I. E.
	BEGUIN Claude	Chimie organique
	NEGRE Robert	Mécanique I. U. T.
	BUISSON Roger	Physique I. U. T.
	IVANES Marcel	Electronique I. U. T.

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM.	YAMADA Osamu	Physique du Solide
	NAGAO Makoto	Mathématiques Appliquées
	MAREZIO Massimo	Physique du Solide
	CHEEKE John	Thermodynamique
	BOUDOURIS Georges	Radioélectricité
	ROZMARIN Georges	Chimie Papetière

AVANT PROPOS

Au moment où s'achève ce travail, il m'est un agréable devoir de remercier ceux qui m'ont permis de l'accomplir et de le mener à bien.

Je suis heureux d'exprimer ici ma profonde gratitude à Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAULD qui m'a confié ce travail, témoigné sa confiance et a suivi de près l'évolution de cette étude. Son aide et ses conseils m'ont été un précieux soutien.

Je remercie également Monsieur le Professeur L. LLIBOUTRY Directeur de l'Institut de Glaciologie, de nous avoir facilité l'achèvement de cette étude par une aide matérielle qu'il a bien voulu nous accorder et tous ceux qui travaillent avec lui, qui m'ont fait profiter de leur expérience dans le domaine de la Géophysique Appliquée.

Je dois remercier tout particulièrement Monsieur Michel VALLON, Maître Assistant, qui a suivi ce travail avec sollicitude, et n'a jamais refusé de s'en occuper. Sa grande gentillesse, son aide spontanée extrêmement efficace et constante depuis le début de notre étude, m'ont été d'une grande utilité, j'en garde un bien agréable souvenir.

Je prie également Monsieur CARLE, Ingénieur topographe, Monsieur GLÜCK, Ingénieur géophysicien et Monsieur de la CASSINIÈRE, Assistant à l'Institut de Glaciologie, de vouloir bien accepter mes remerciements.

Enfin, j'adresse mes chaleureux remerciements et sympathique souvenir à tous ceux qui m'ont aidé pendant la préparation de ce travail.

SOMMAIRE

	pages
INTRODUCTION	3
<u>Première partie : Chapitre I</u>	
1. Aperçu géographique	5
2. Aperçu géologique	5
3. Propriétés magnétiques des roches	15
<u>Chapitre II</u>	
1. Organisation de la prospection	17
2. Champ terrestre et méthode magnétique	18
A. <u>Champ terrestre</u>	18
a) variations séculaires	21
b) Variations de courte durée, périodiques et régulières	21
c) Variations irrégulières.....	21
B. <u>Méthode magnétique</u>	21
a) Principe de la méthode	23
b) Principe de la mesure	24
c) Le dispositif de zéro	26
d) Déterminer la division neutre	26
<u>Chapitre III</u>	
1. Technique et méthode de travail	28
2. Description de l'appareil (B. M. Z)	28
3. Procédé et mesure de la composante verticale en une station ...	31
4. Dépouillement des résultats	32
<u>Chapitre IV</u>	
1. Corrections	36
A. Correction de latitude et de longitude	36
B. Correction de variation diurne	40
2. Anomalies accidentelles	40

01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier : O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Deuxième partie : PROSPECTION GRAVIMETRIQUE

pages

Chapitre I

1. Aperçu historique	45
2. Gravimètre North American	46
3. Prospection gravimétrique	47
4. Exécution d'une mesure au gravimètre	48
5. Détermination de la constante de l'appareil	49

Chapitre II

1. Les mesures topographiques	51
2. Les mesures gravimétriques	52
A. Résultats des mesures	53
B. Détermination des densités	56
3. Méthode de calcul et présentation des résultats	58

Chapitre III

1. Corrections,	65
Généralités	65
A. Correction à l'air libre (altitude + latitude)	65
a) Correction de l'altitude	65
b) Correction de latitude	67
B. Correction de terrain	68
C. Correction de Bouguer	69

Troisième partie : RESULTATS MAGNETIQUES ET LEUR INTERPRETATION

1. Résultats magnétiques	76
2. Essais d'interprétation géologique	76
Conclusion	83
Résultats gravimétriques	84
Interprétation des profils gravimétriques	84
Conclusion gravimétrique	88
Bibliographie	89

PROSPECTION MAGNETIQUE

INTRODUCTION

En matière de prospection géophysique, de tous les procédés géophysiques, les méthodes magnétiques sont les plus anciennement employées. Les premières cartes magnétiques de la Terre furent établies successivement par HASTEEN, SABIN et NEUMAYER vers la moitié du XIXe siècle. Néanmoins, la première carte exacte fut tracée par BAUER, entre les latitudes 60°N et 60°S.

A partir de 1920, se développe la prospection magnétique appliquée d'abord aux gisements de fer, mais qui s'étend ensuite beaucoup plus généralement à la détermination des structures, et est employée à ce titre en recherche pétrolière.

Le but de l'étude qui nous a été proposée est la recherche de la structure profonde de la vallée de l'Isère entre Grenoble et Le Touvet.

En raison de l'importance du remplissage quaternaire il est, en effet, impossible de connaître d'après les seules observations de terrain la morphologie du substratum, sa nature, et les structures tectoniques qui l'affectent. Seulement par les méthodes de prospection géophysique, ou les forages, peuvent apparaître de nouvelles informations et la méthode de prospection magnétique par mesures de la composante verticale du champ magnétique terrestre associée à des mesures gravimétriques paraît une méthode particulièrement intéressante pour une première étude destinée à mettre en évidence la morphologie profonde de la vallée et l'existence de grandes failles dont l'étude géologique des deux versants de la vallée laisse supposer l'existence. Le problème est complexe car des structures différentes peuvent donner naissance à des anomalies magnétiques et gravimétriques parfois très comparables et l'interprétation toujours délicate peut laisser subsister le choix entre deux ou plusieurs hypothèses.

Pour la présentation de ce travail nous avons préféré une balance magnétique B. M. Z., car la méthode magnétique est très sensible au socle cristallin, en souligne la profondeur, et est très efficace lorsqu'elle est associée à la gravimétrie. De plus, une grande raison, c'est qu'elle a un poids faible et facilement transportable par une personne.

Avec cet appareil, nous avons fait une étude détaillée, et nous l'avons complétée par trois cartes magnétiques comportant plus de 600 stations. La première carte est établie par les valeurs observées, la seconde avec les points corrigés (\mathcal{P} et λ). Enfin la troisième carte iso Z est établie pour les points complètement corrigés (variation diurne).

Le mémoire qui suit contient trois parties :

- la première, destinée essentiellement à la prospection magnétique,
- la deuxième comprend tout à fait la prospection gravimétrique,
- la troisième partie sera consacrée naturellement à la comparaison des résultats de deux méthodes et leur interprétation.

PREMIERE PARTIE : Chapitre I

1. APERCU GEOGRAPHIQUE

La vallée de l'Isère correspond à une large dépression, à la bordure est des chaînes subalpines. Cette dépression est profonde de 1 500 à 2 000 m par rapport aux sommets des chaînes subalpines. La combe de Savoie au Nord et la plaine de Grenoble au Sud font suite à l'entaille du Grésivaudan actuellement parcourue par l'Isère. L'Isère est orientée du Nord Est au Sud Ouest. Cette vallée est bordée par le long massif de Belledonne à l'Est et par le massif de Chartrouse à l'Ouest.

La région qui fait le sujet de notre étude se trouve entre Le Touvet au Nord, et Gières au Sud. Elle correspond aux régions de : Domène, Le Versoud, Lancey, Montbonnot, Saint-Ismier, Saint-Nazaire-les-Eymes, Bernin, Villard-Bonnot, Froges, Crolles, Lumbin, Tencin et Goncelin qui en sont les principaux villages.

Plusieurs petits cours d'eau descendent des massifs qui bordent la vallée et rejoignent latéralement l'Isère. Nous pouvons nommer : Manival, Domeynon, ruisseau de la Combe de Lancey, Vorz, Muret, ruisseau des Adrets, Merdaret . . . qui aboutissent tous à la vallée par un cône de déjection plus ou moins important. Nous constatons que la plupart des villages cités ci-dessus sont installés sur ces cônes de déjection.

La vallée de l'Isère est large de 6 km en moyenne et nous l'avons étudiée sur une longueur de 30 km ce qui fait une superficie approximative de 180 km².

2. APERCU GEOLOGIQUE

La région étudiée est une auge glaciaire typique, creusée dans les terres noires et couverte par des alluvions du Quaternaire dont l'épaisseur est variable d'une région à l'autre (plus de 120 m à Lancey et plus de 70 m à La Tronche).

Quaternaire presque seul (alluvions anciennes et modernes dans la majeure partie de la région), qui réagit sur la morphologie et sur la nature du sol.

Pendant le Quaternaire les glaciers des Alpes ont avancé jusqu'à Lyon et ont envahi toutes les vallées de cette région. Le Grésivaudan était déjà creusé. Ils ont pu déposer leurs moraines en se retirant et avant que ne s'installe le lac du Grésivaudan, ils ont occupé le pays jusqu'à une époque géologiquement très récente.

Les formations d'accumulation sédimentaires sont donc relativement récentes. Il existe beaucoup de cônes de déjection. Cette forme d'accumulation est créée par les torrents latéraux ; ils continuaient à apporter des éléments grossiers qui se sédimentaient dans le lac du Grésivaudan.

GRESIVAUDAN

SCHEMA STRUCTURAL

d'après M. GIDON
et J.C. BARFETY



C H A R T R E U S E

Pontcharra

G R E S I V A U D A N

B O R D I E R E S

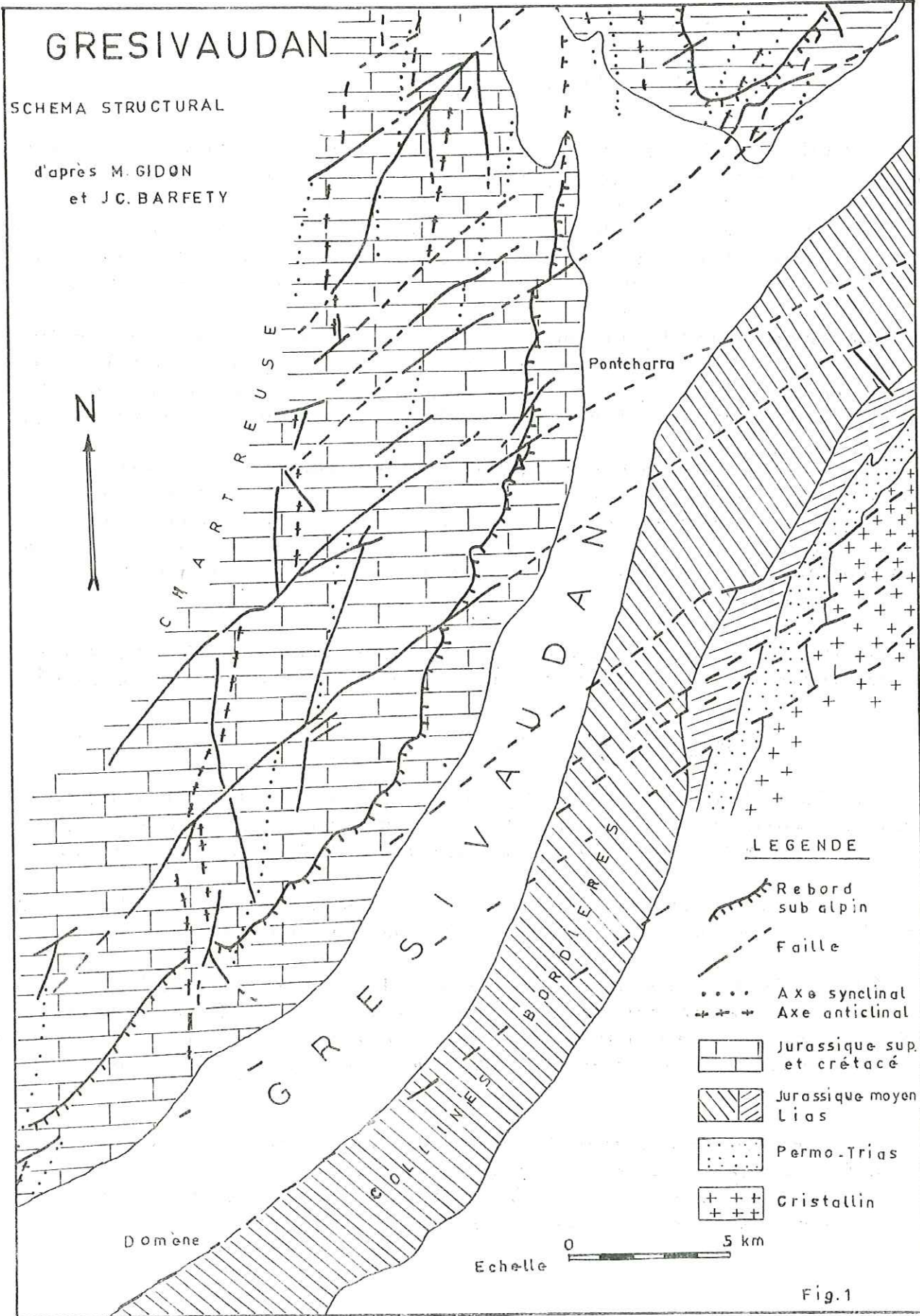
Domene

LEGENDE

- Rebord sub alpin
- Faille
- Axe synclinal
- Axe anticlinal
- Jurassique sup. et crétacé
- Jurassique moyen Lias
- Permo-Trias
- Cristallin

Echelle 0 5 km

Fig.1



La vallée de l'Isère dans toute sa largeur doit être considérée comme un lit majeur. L'Isère coule actuellement dans son lit mineur. Mais ce lit mineur était dans des endroits différents au cours de l'histoire de la vallée. Ainsi nous pouvons observer des méandres très récents (fig. 2, 3).

Tout dernièrement à Bois Français (au Nord du Versoud) il y a eu une canalisation de l'Isère qui a désaffecté l'ancien lit. A cet endroit un petit lac reste le témoin de cet ancien lit.

A l'Ouest, la rive droite de la vallée de l'Isère présente une structure géologique relativement simple. Exceptionnellement dans la zone du Manival les couches superposées s'opposent par leur dureté et donnent une succession de corniches et de pentes plus douces. Leur allure est très caractéristique avec des formes irrégulières dues au fait que le torrent a parcouru et surélevé successivement toutes les génératrices de son cône au cours de ses divagations. Celles-ci constituent une menace constante pour les ouvrages établis à la surface du cône. C'est le cas du célèbre cône de déjection du Manival, entre Saint-Ismier et Bernin, qui du fait du torrent insuffisamment endigué, recouvre la montagne de Saint-Nazaire-les-Eymes et s'étale au pied de la dent de Crolles, barrant ainsi de sa masse énorme une grande partie de la vallée, puisqu'il arrive jusqu'à l'Isère, au Sud.








Entre le mont Granier et la dent de Crolles, le versant ouest de la vallée est dominé par une double falaise : d'une part la barre urgonienne au sommet, d'autre part, il y a la barre tithonique. La plaine alluviale prend contact avec les falaises tithoniques du bord subalpin par l'intermédiaire de pentes couvertes d'éboulis. Cette falaise tithonique représente la ceinture des cascades lors de grosses averses. Les pentes sous la falaise tithonique disparaissent le plus souvent sous d'épaisses couches d'éboulis. Grâce aux ravins, on peut voir les termes inférieures de la série stratigraphique. Tous ces terrains, en général marneux, sont imperméables. Les cônes de déjection sont recouverts le plus souvent par la végétation, et occupent les pentes de place en place. On trouve aussi des formations fluvi-glaciaires. Ces dépôts composent des bancs qui s'allongent au pied des pentes d'éboulis et qui masquent le relief d'une falaise faite de calcaire du Dogger.

Les hautes falaises du massif de la Chartreuse, dues à l'érosion, sont liées dans leur ensemble, à la dureté des roches. Ainsi les calcaires durs et compacts donnent des falaises subverticales. Les calcaires tithoniques et surtout urgoniens représentent la couronne du versant, couronne que l'on appelle la dent de Crolles. Au Sud de la dent de Crolles la falaise urgonienne disparaît et l'on retrouve la falaise tithonique formant la crête élevée (1 300 m).

GRESIVAUDAN

d'après
J.C. FOURNEAUX
CARTE SCHEMATIQUE
DES FORMATIONS
QUATERNAIRES

LEGENDE

-  Alluvions modernes
-  Fluvio-glaciaire
-  Eboulis
-  Cônes de déjections
-  Substratum calcaire et marno calcaire
-  Anciens lits de l'Isère
-  Moraines

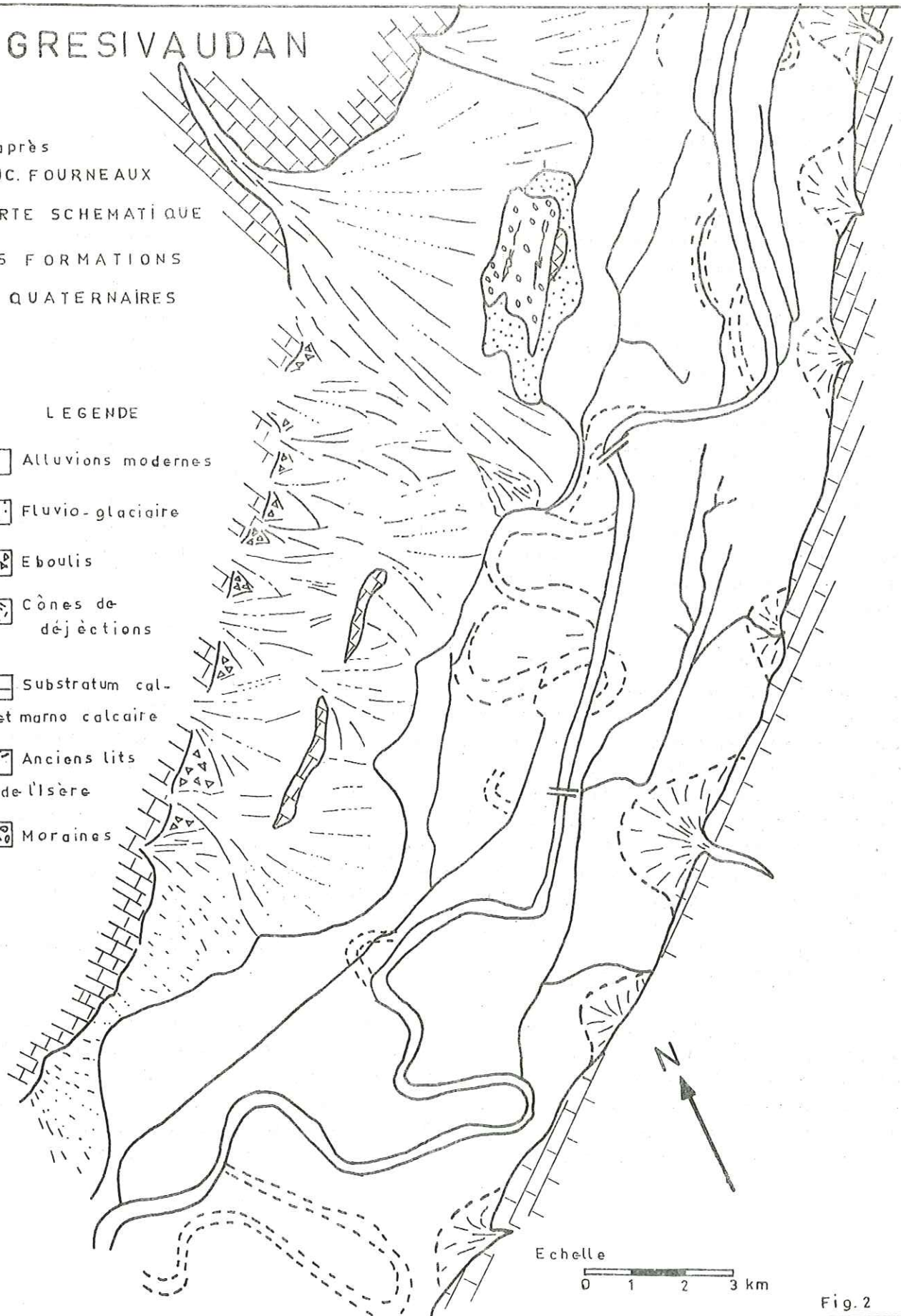





Fig. 2

GRESIVAUDAN

d'après J.C. FOURNEAUX

CARTE SCHEMATIQUE
DES FORMATIONS
QUATERNAIRES

LEGENDE

-  alluvions modernes
-  fluvio-glaciaire
-  cboulis
-  cônes de déjections
-  substratum calcaire
et marno-calcaie
-  anciens lits de l'Isère



Echelle

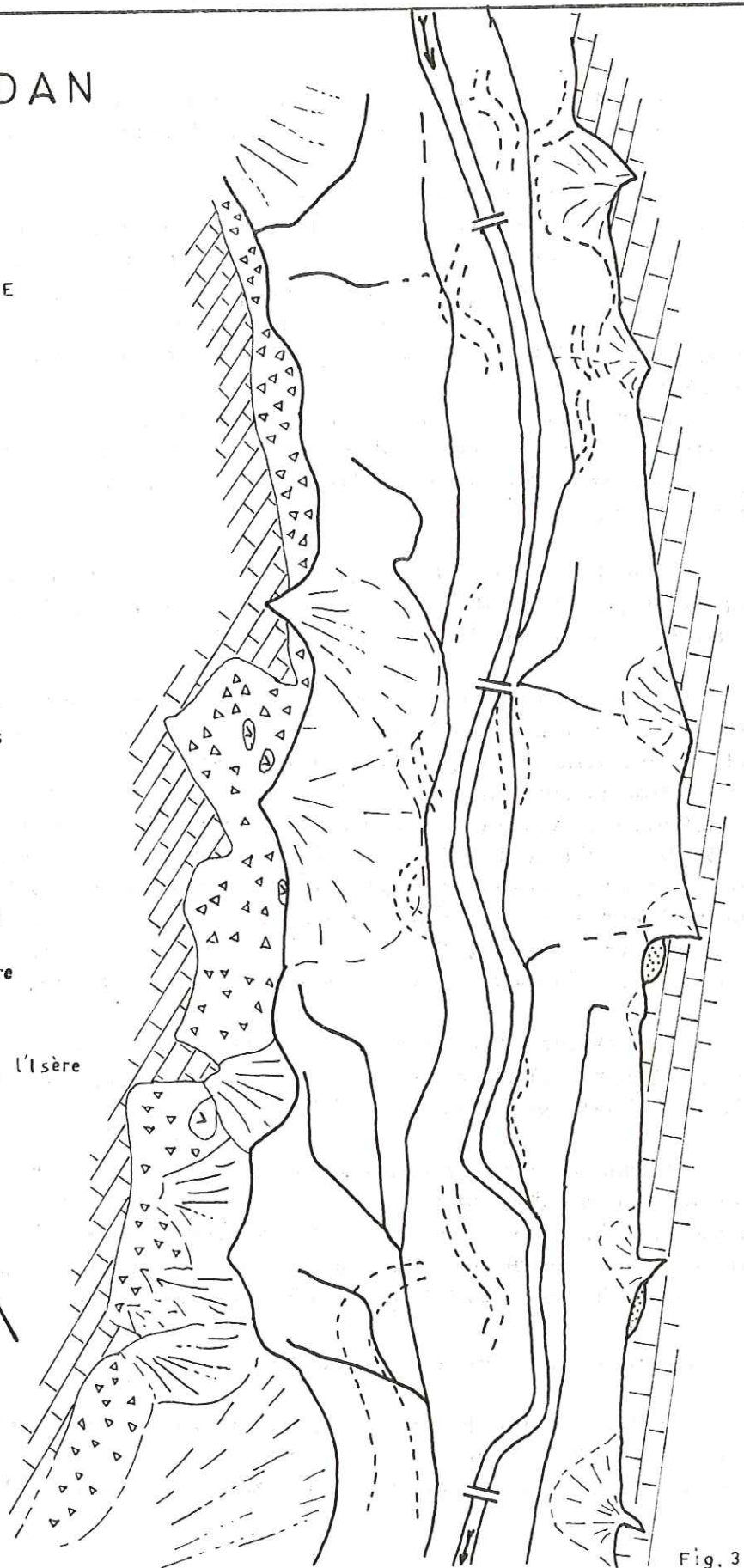


Fig. 3

Les pentes sont tapissées d'éboulis très altérés et recouverts par la végétation sous la falaise tithonique. Le raccord avec la plaine alluviale de l'Isère se fait par l'intermédiaire de différentes formations quaternaires, de cônes de déjection, de dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires ou d'alluvions. Les alluvions fluvio-glaciaires sont limitées à la région étudiée : Saint-Nazaire-les-Eymes et La Pierre. Quelques roches de calcaires marneux du Jurassique moyen apparaissent de place en place entre ces dépôts récents. A la colline de Saint-Nazaire-les-Eymes, on trouve des dépôts fluvio-glaciaires sur les assises du Jurassique moyen. Ceux-ci sont couronnés par deux moraines parallèles, celles des Drageaux et celles de Ratz.

Entre Saint-Nazaire-les-Eymes et le château de la Veyrie, la petite colline des Drageaux s'allonge parallèlement à la vallée, sur une largeur de 500 m. Elle représente cette moraine des Drageaux. On y voit un bloc erratique de plusieurs mètres cubes.

Entre Le Touvet et Bernin, les éboulis arrivent quelquefois en contact direct avec la plaine alluviale. La formation des cônes de déjection et d'éboulis se fait sous les encoches de la falaise.

A l'Est de la rive gauche, ce sont les hauts sommets du massif de la chaîne cristalline du massif de Belledonne et les collines liasiques. On y rencontre des roches imperméables (gneiss, micaschistes, granites ...) sans une couverture d'altération perméable. Les calcaires marneux du Jurassique moyen prennent un contact direct avec la plaine alluviale. Leur inclinaison très forte à l'Ouest crée une pente à très forte déclivité. En remontant vers les sommets de Belledonne, on voit que cette pente est remplacée par une série de collines arrondies. On arrive ensuite à une sorte de sillon secondaire parallèle à la vallée composé de cols et de vallées très larges. C'est ce qu'on appelle le gradin supérieur. Enfin seulement au-delà de ce sillon on trouve les sommets cristallins.

D'après les données géophysiques et des sondages, J.C. FOURNEAUX a dressé des coupes transversales du remplissage alluvial qui montrent bien la structure (voir coupes I, II, et III).

L'étude détaillée des coupes de la rive droite et de la rive gauche a fait constater qu'il existe une schistosité très importante en rive gauche dans la formation de calcaires marneux du Jurassique moyen et que cette schistosité disparaît en grande partie en rive gauche dans ces mêmes formations. Cet élément suggère une histoire différente pour les deux rives.

Coupe entre Tencin et La Terrasse

Sur la rive gauche, il existe un double sillon dans les argiles plastiques, et des formations imperméables à faible profondeur (10 à 20 m) sur lesquelles s'appuie le cône de déjection du Merdaret. Sur la rive droite, c'est le cône de

Coupes schematiques

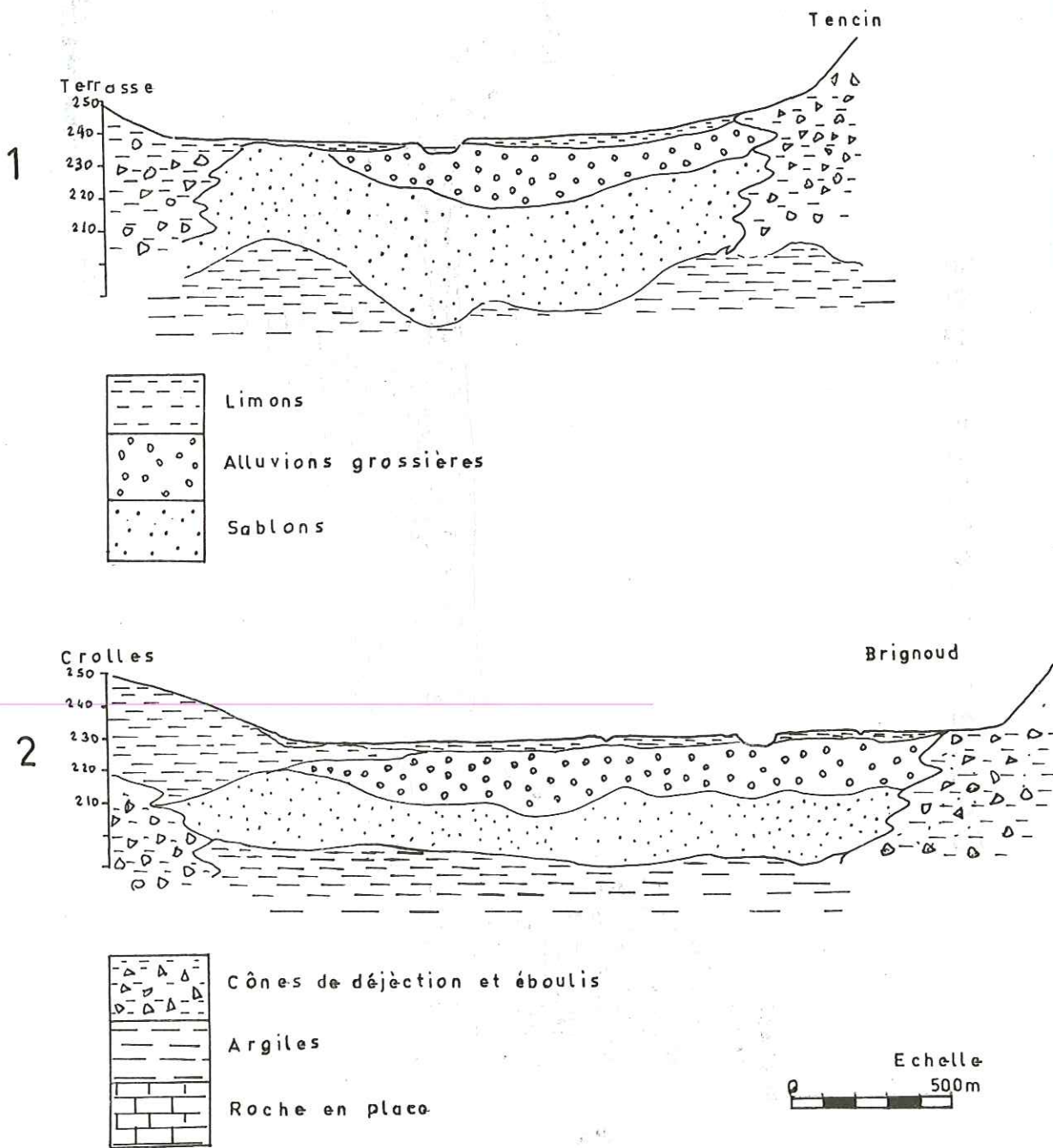


Fig.4

Coupes schematiques

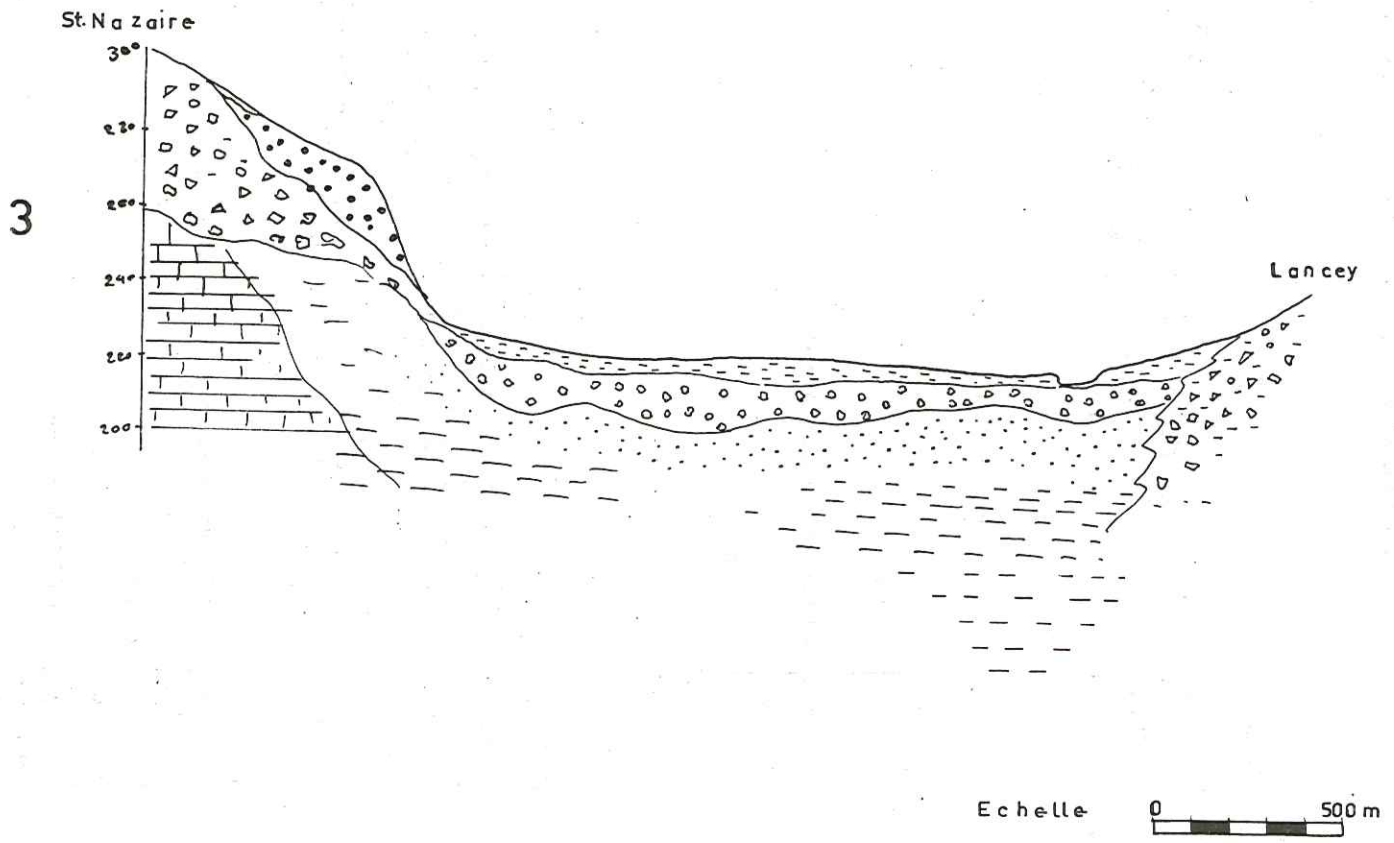


Fig.5

déjection du ruisseau Carré qui vient apporter dans la plaine des éléments peu perméables. Des cônes de déjection viennent donc se mêler aux dépôts de l'Isère sur chacune des rives.

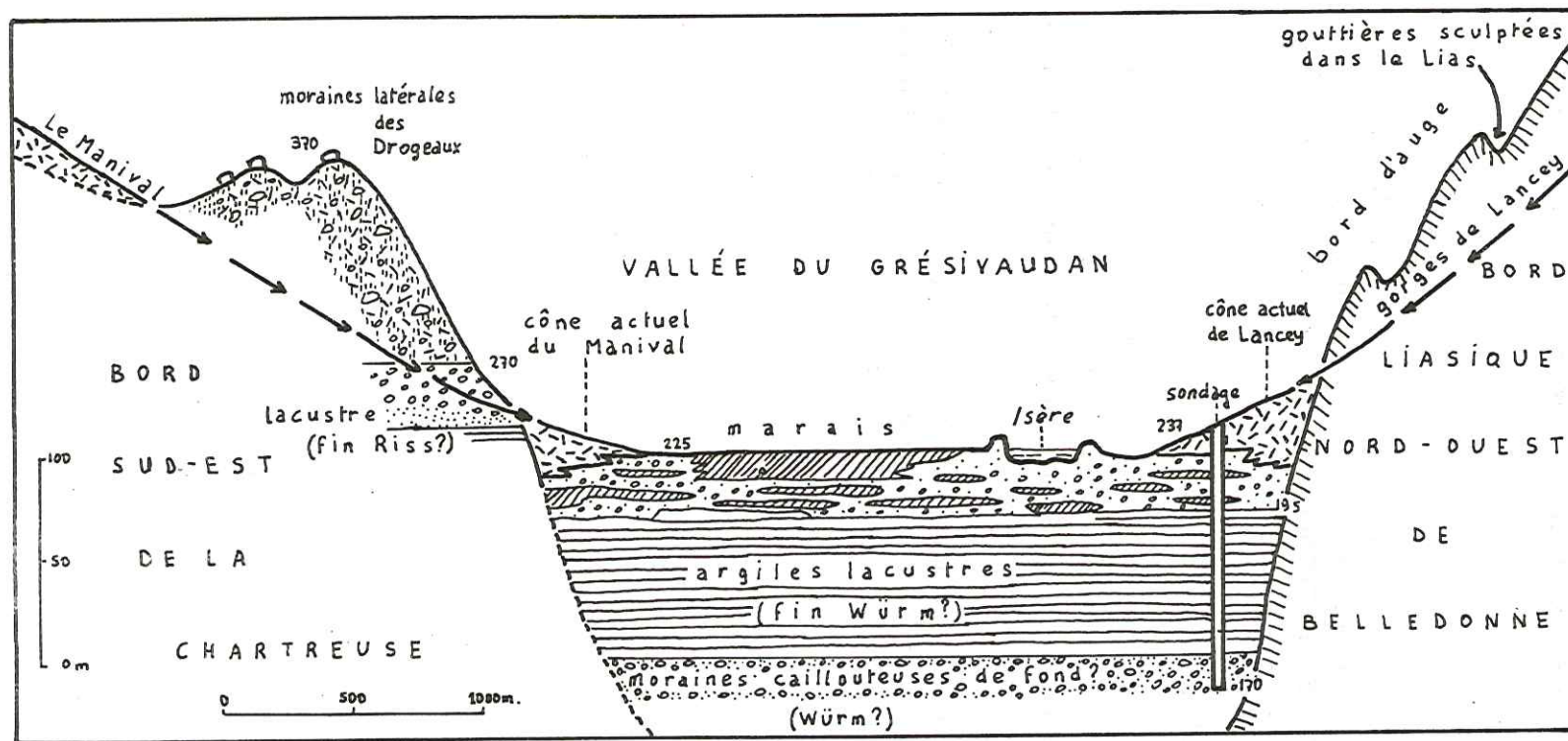
Coupe Brignoud et Crolles

Cette coupe correspond à un élargissement de la vallée. Cela explique la disposition de sillon dans les argiles plastiques. Une autre particularité de cette coupe est la présence d'une épaisse zone limoneuse et tourbeuse en rive droite. Cette couche semble superposée au cône de déjection.

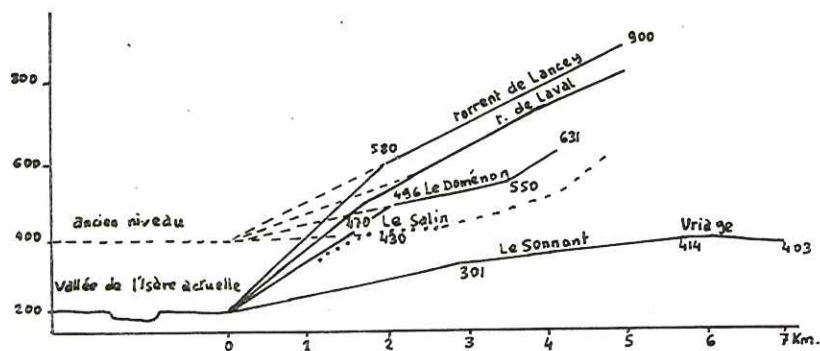
Coupe Lancey - Saint-Nazaire-les-Eymes

Elle correspond au contraire à un retrécissement de la vallée. Sur la rive droite des formations interglaciaires appuyées probablement sur des calcaires marneux du Jurassique moyen s'avancent au milieu des alluvions. Sur la rive gauche un cône de déjection vient repousser l'Isère.

En 1920, on a effectué un sondage à Lancey. Ce sondage a été exécuté sur le cône de déjection du torrent de Lancey où il a traversé les argiles plastiques et a été poussé jusqu'à 127 m sans trouver la roche en place. On pense que le fond de l'auge glaciaire est loin encore en profondeur.



bis.
Fig. 5a — Coupe de la vallée du Grésivaudan perpendiculairement au cône du Manival.



bis.
Fig. 5b — Profils des torrents de la rive gauche du Grésivaudan (d'après Blache, 1916, légèrement modifié), laissant présumer un ancien niveau de base du Grésivaudan plus élevé que l'actuel.

3. PROPRIETES MAGNETIQUES DES ROCHES

Toutes les roches ont la susceptibilité (k) magnétique en quantité différente. La susceptibilité d'une roche croît généralement avec le pourcentage de magnétite et d'ilménite qu'elle contient. Ce sont surtout les trois métaux : le fer, le nickel, le cobalt, qui sont très magnétiques. Ils sont susceptibles de réagir facilement avec une aimantation. D'une façon générale, la susceptibilité des roches sédimentaires est plus faible que celle des roches éruptives basiques, et que celle des roches éruptives acides. Cependant J. P. ROTHE¹ a découvert une couche sédimentaire dont la susceptibilité magnétique est extraordinairement élevée pour une couche sédimentaire, supérieure même à celle de beaucoup de roches éruptives.

CHEVALLIER et d'autres ont montré que, toutes choses égales d'ailleurs, la susceptibilité d'une roche semble croître avec le diamètre du grain de cette roche. On a observé effectivement au laboratoire que des roches vitrifiées par fusion sont moins magnétiques que les roches fraîches dont elle proviennent.

Dans l'ensemble la susceptibilité des sols humides est généralement faible et nettement inférieure à celle des sols secs voisins. Les sols très humides se trouvent le plus souvent en bas de pente ou au bord d'un talweg où la susceptibilité magnétique doit être très faible. Cependant seuls les phénomènes d'érosion par l'étude des analyses granulométriques ne peuvent expliquer le comportement des sols au point de vue magnétique. Ces phénomènes interviennent dans la mesure où ils entraînent l'humidité.

La vallée de l'Isère contient des formations de remplissage sur un substratum qui apparaît d'ailleurs sur les deux rives. Le remplissage est formé de :

- éboulis
- éboulements et coulées à matériel boueux
- cônes de déjection
- formations glaciaires.

Formations glaciaires

- a) Moraines de retrait würmien à petits blocs de nature variée, comprenant notamment des granites altérés.
- b) Moraines récentes des glaciers du massif de Belledonne.
- c) Glaciaire indifférencié.

1. J. P. ROTHE. - Contribution à l'étude des anomalies du champ magnétique terrestre. Thèse 1937, p. 53.

Alluvions fluvio-glaciaires

Elles sont limitées à la vallée de l'Isère (Saint-Nazaire-les-Eymes et La Pierre au Nord de Frogès).

Formations du substratum rocheux

Elles forment les calcaires marneux du Jurassique moyen qui affleurent en rive droite et en rive gauche.

SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE DE QUELQUES

MINERAUX ET ROCHES

(multipliés par 10^{-6})

1. Minéraux

magnétite	Fe_3O_4 ($FeOFe_2O_3$)	100 000 à 500 000 c g s
ilménite	$Fe Ti O_3$	30 000
pyrrhotine	$Fe_5 S_6 - Fe_{16} S_{17}$	7 000

2. Roches

a) <u>roches éruptives</u>		3 000
roches basiques	(diorite (dolérite)	8 000
b) <u>roches acides</u>		de 0 à 1 500

3. Roches sédimentaires

argile ferrugineuse		200
grès	0 à	200
schistes	40 à	50
dolomies	10 à	15
gypse	1 à	10
calcaires ordinaires	0 à	10

CHAPITRE II

1. ORGANISATION DE LA PROSPECTION

Ce travail a été effectué à l'Institut de Glaciologie et à l'Institut de Géologie de Grenoble sous la direction de Monsieur le professeur L. LLIBOUTRY et de Monsieur le professeur J. SARROT-REYNAULD.

Au cours de ces recherches sur le terrain que je poursuis depuis 1967, j'ai eu à ma disposition trois appareils :

- une balance magnétique (B. M. Z.),
- un gravimètre (North-American),
- un théodolite (Kern).

Pour effectuer les mesures magnétiques (la composante verticale du champ magnétique terrestre), j'ai été aidé par Monsieur de la CASSINIERE, pour la topographie par Monsieur CARLE et pour la gravimétrie par Monsieur GLÜCK.

Les différentes séries de mesures effectuées au cours des recherches sur le terrain s'échelonnent sur une durée de plus de deux ans, de 1967 à 1969.

Nous avons d'abord fait la prospection magnétique en prenant un profil longitudinal à l'Isère. Ensuite, nous avons commencé l'étude détaillée dans la vallée de l'Isère.

A la fin de cette étude magnétique, nous avons trouvé une anomalie positive dans la région de Saint-Nazaire-les-Eymes. Mais il était un peu difficile d'interpréter son origine, car il n'existait pas suffisamment d'études géophysiques dans la région prospectée. C'est pourquoi, il était d'un intérêt particulier d'effectuer quelques profils gravimétriques, proposés par Monsieur le professeur J. SARROT-REYNAULD. Ainsi nous avons décidé de prendre trois profils gravimétriques.

2. CHAMP TERRESTRE ET METHODE MAGNETIQUE

A. CHAMP TERRESTRE

L'existence du magnétisme terrestre est connue de tous par la propriété de la boussole dont l'aiguille est aimantée.

On sait que : "La Terre entraîne, comme une écharpe légèrement flottante, les lignes de force d'un champ magnétique qui se manifeste partout, à son intérieur, à sa surface et très loin à l'extérieur" (E. THELLIER).

La distribution du champ magnétique terrestre à la surface de la Terre peut être assimilée à celle qui serait produite par un aimant occupant le centre du globe. C'est comme un dipôle aimanté qui ne coïnciderait pas parfaitement avec l'axe de rotation. Il est légèrement décentré. Soit l'axe magnétique fait un angle de $11^{\circ}5$ environ avec l'axe géographique, et passe à 1 200 km du centre de la Terre. Son moment est orienté du Nord au Sud, et a sensiblement pour valeur : $M = 0,315 R^3$ (R est le rayon terrestre en centimètres).

L'équateur géomagnétique est le grand cercle perpendiculaire à l'axe de géomagnétique ; il est donc incliné de $11^{\circ}5$ sur l'équateur géographique. Les lignes de force du champ de Gauss ont l'allure indiquée par la figure 6.

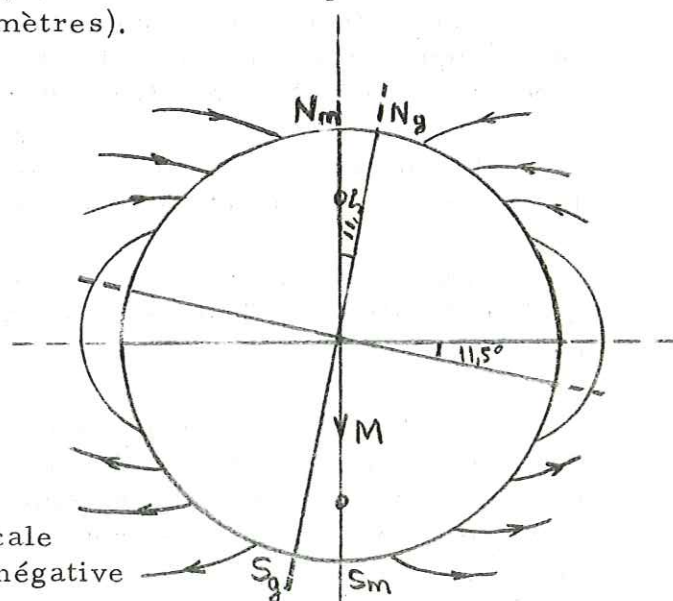


fig. 6

On divise la terre en deux parties :

- l'hémisphère magnétique nord
- l'hémisphère magnétique sud.

Dans la partie nord la composante verticale Z du champ magnétique est positive. Elle est négative au Sud.

Supposons maintenant une aiguille aimantée placée au voisinage de la Terre : elle va subir une action directrice et s'orienter d'une façon déterminée. Elle est soumise à un champ magnétique que l'on appelle le champ magnétique terrestre. En chaque point de l'espace, à un instant donné, ce champ est un vecteur d'espace \vec{T} que l'on définit le plus souvent par rapport aux axes géographiques O (fig. 7).

Soit trois axes : OX, OY, OZ tels que OZ soit vertical dirigé vers le bas, OX et OY horizontaux dirigés vers le Nord et l'Est. Les projections de T sur OZ et sur le plan horizontal sont les composantes verticales Z et horizontale H du champ. Les projections de H sur OX et OY sont les composantes X et Y du champ.

Ces éléments du champ magnétique terrestre sont liés par des relations suivantes :

$$T^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$$

$$Z = H \operatorname{Tg} I$$

$$H = T \operatorname{Cos} I$$

$$X = H \operatorname{Cos} D$$

$$Y = H \operatorname{Sin} D$$

Les trois grandeurs adoptées pour définir le champ magnétique terrestre sont :

- la déclinaison
- l'inclinaison
- la composante verticale Z et la composante horizontale H du vecteur champ (T).

La déclinaison en un point O est l'angle D (fig. 8) du plan vertical contenant le vecteur induction (plan du méridien magnétique¹) avec le plan vertical passant par le Nord géographique (plan du méridien géographique).

Inclinaison

Dans le plan du méridien magnétique, une aiguille aimantée suspendue par son centre de gravité dirigé vers le sol, fait avec le plan horizontal un angle I appelé inclinaison.

1. La verticale d'un lieu et la direction que prend une aiguille aimantée en ce point définissent un plan qu'on appelle méridien magnétique.

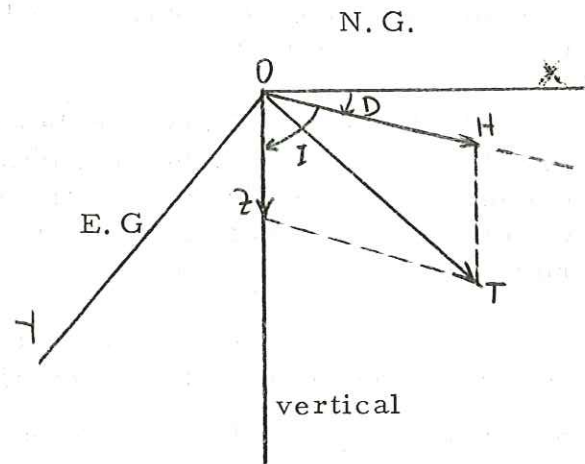


figure 7

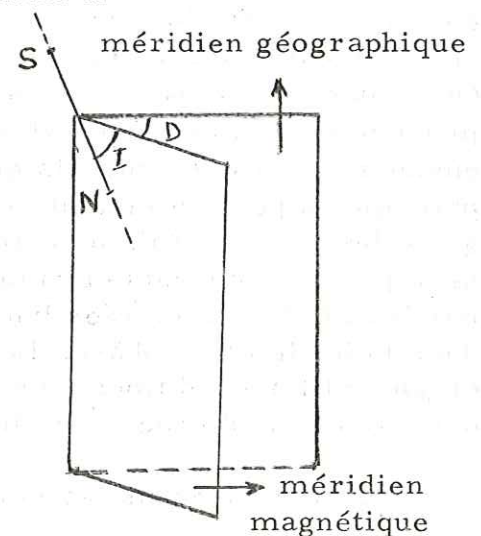


figure 8

Les angles I et D sont comptés en degrés, minutes et dixièmes de minute. Les autres éléments du champ sont exprimés par les géophysiciens en unité Gauss (G) ou Oersted (Oe).

La ligne d'inclinaison nulle est équateur magnétique (isocline $I = 0$). Aux pôles magnétiques nord et sud l'inclinaison est 90° . Au Nord magnétique le champ est dirigé vers le bas. Au pôle sud il est dirigé vers le haut (fig. 9).

En ce qui concerne l'intensité du champ géomagnétique elle est exprimée par $H_{90} = \frac{M}{R^3}$ sur l'équateur magnétique et $Z_0 = \frac{2M}{R^3}$ aux pôles nord magnétique et sud magnétique.

Les éléments du champ magnétique terrestre, en un lieu donné, ne sont pas constants, mais subissent des variations avec le temps. Le sens de ces variations s'oppose d'un hémisphère à l'autre. La comparaison de mesures de ces éléments magnétiques à diverses époques de l'année en une même station, fait apparaître pour ces éléments, des variations très sensibles.

On démontre que 94 % du champ magnétique provient de l'intérieur du globe et 6 % de l'extérieur de la surface où ils sont engendrés par des courants qui transforment celle-ci. Ces deux composantes principales peuvent être distinguées. L'une est stable, et a son origine dans le globe lui-même. Mais on n'en a pas encore la preuve exacte. L'autre est provoquée par des courants circulant dans l'atmosphère. Ces courants sont produits par les effets des marées lunaires et solaires, et les variations d'ionisation dans la haute atmosphère. Le contraste d'activité entre les valeurs changeantes du jour et les conditions plus stables de la nuit met en évidence les relations avec des variations diurnes avec le rayonnement solaire.

Nous classerons les variations en trois catégories :

- 1) variations séculaires
- 2) variations de courte durée, périodiques, et régulières
- 3) variations irrégulières.

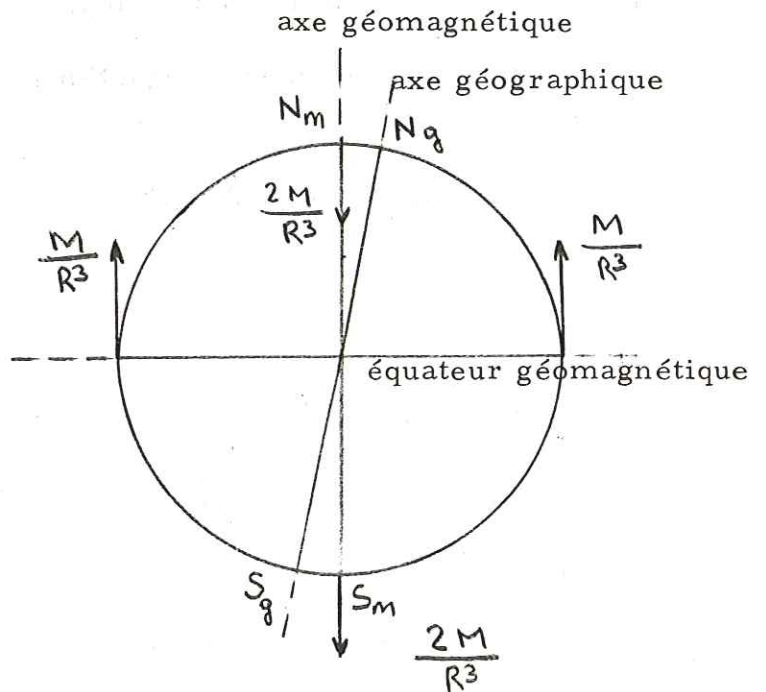


figure 9

a) Variations séculaires

Ces variations sont très importantes pour la recherche des causes du champ magnétique terrestre qui se produisent lentement, de façon plus ou moins continue. Leur origine n'est pas encore très claire. On suppose que la configuration des courants électriques de l'intérieur de la Terre est à l'origine du champ.

b) Variations régulières

Elles montrent des périodicités journalières et saisonnières et sont dues à des courants induits dans le champ magnétique. Le changement saisonnier est considérable dans l'amplitude de la variation, plus grande en été qu'en hiver. La variation diurne est périodique. Elle a une allure régulière où l'amplitude dépend avant tout de la latitude et non pas tellement de la longitude.

c) Orages magnétiques

Ils correspondent à certains phénomènes de l'activité solaire. Ils semblent dus au bombardement de la Terre par des particules de haute énergie provenant du soleil. Ils se produisent souvent aux moments d'activité inhabituelle des taches solaires, et sont plus forts que les variations régulières. Il est à noter qu'à cet égard, l'amplitude de la variation peut atteindre plus de 1 000 γ . Les perturbations sont beaucoup plus importantes aux latitudes polaires, soit au-dessus de 60°, qu'aux latitudes moyennes ou basses.

B. METHODE MAGNETIQUE

La méthode magnétique permet de mesurer l'un des éléments du champ magnétique terrestre à l'aide du magnétomètre et du variomètre magnétique. On sait depuis longtemps que ce champ magnétique terrestre est influencé localement par la présence de gisement de fer. On le voyait facilement à la boussole.

Le premier objectif a été celui de la forme la plus ancienne de la géophysique appliquée : recherche des minerais de fer, en Suède, par la boussole, dès le XVII^e siècle. La boussole est toujours employée mais la méthode est appliquée maintenant à la recherche de minerais beaucoup moins magnétiques et pour l'étude d'accidents tectoniques, de structure de terrains. On se sert pour cela, à terre, de balances magnétiques modernes qui ont une précision de 2 à 3 gammas, mesurent les variations de la composante verticale et de la composante horizontale du champ magnétique terrestre. Les mesures magnétiques, à terre ont souvent été utilisées pour l'étude de structures de détail, avec des stations qui peuvent être très serrées.

Depuis 1945, on utilise des magnétomètres aéroportés. Les mesures par magnétomètres aéroportés, avec une précision supérieure à celle des mesures à la surface de la Terre, a ouvert aux mesures magnétiques le vaste domaine des études régionales, et éliminent l'influence et la perturbation des masses magnétiques superficielles. Cette méthode a surtout pour objet de faire apparaître les régions les plus intéressantes, qui sont ensuite prospectées par des méthodes géophysiques.

La méthode magnétique cherche à mettre en évidence les anomalies du champ prospecté qui correspondent aux différences de susceptibilité magnétique du sous-sol. Elle permet de déterminer la topographie du substratum, des failles, des grabens, des horsts, etc. Elle a été employée aussi à l'étude de structures de terrains, en vue de la recherche du pétrole.

On sait que les méthodes de géophysique permettent de déterminer le contraste d'un caractère physique. Les anomalies peuvent provenir du socle cristallin. C'est pourquoi, on fait souvent quelques méthodes de géophysique sur un même site, pour mettre en évidence l'origine de ces anomalies par étude comparée des anomalies magnétiques, gravimétriques et électriques.

En effet, les anomalies magnétiques constatées sont bien en liaison directe avec les formations superficielles de la croûte terrestre. L'étude de ces anomalies permet en principe de rechercher la position et la forme des structures. Mais ce problème est complexe, car il est indéterminé. Différentes structures peuvent donner une même anomalie magnétique ou gravimétrique.

a) PRINCIPE DE LA METHODE

Supposons que l'on mette un système aimant, en un point O, qui est mobile autour d'un axe horizontal passant par son centre de gravité O (fig. 10) soit $OG = l$ et sa gravité est mg .

Considérons que cette aiguille aimantée se trouve dans un champ magnétique, soit P son inclinaison sur l'horizontale.

L'aimant va osciller dans le plan vertical faisant l'angle β avec le méridien magnétique.

Il en résulte un couple du moment :
 $T = \vec{M} \wedge \Delta Z = M \cdot \Delta Z \sin \beta$ ou
 $T = M \cdot \Delta Z \cos P$

M est le moment magnétique, passe par l'axe de rotation.

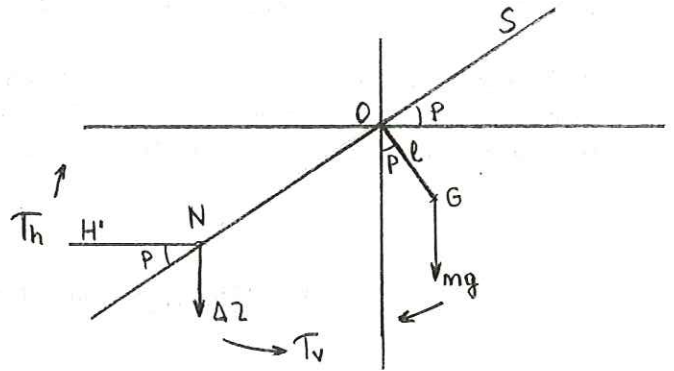


figure 10

Le moment de force est dû à la composante verticale ΔZ , et tire le système vers la droite. L'autre, c'est-à-dire la composante horizontale H' au contraire, tire vers la gauche avec un moment $T_h = MH' \sin P$ ce qui est dû à la composante horizontale. Ce couple est équilibré par un couple de gravité, soit : $T_G = mgl \sin P$ et $T_h = MH' \sin P$

m est la masse de l'aimant.

Les cas remarquables :

1) L'axe magnétique de la balance est dans le méridien magnétique pôle N au N. L'aimant sera équilibré lorsque les moments résultant du système sont nuls.

On a, alors, entre eux la relation :

$$T = T_h + T_G$$

ou $M \cdot \Delta Z \cos P = MH' \sin P + mgl \sin P$

$$M \Delta Z \cos P = (MH' + mgl) \sin P.$$

2°) L'axe magnétique de la balance est dans le méridien magnétique, pôle N au S. Alors, le couple magnétique sera déséquilibré. On a :

$$M \cdot \Delta Z \cdot \cos P = (mgl - MH) \sin P$$

Lorsque P est maximum, la sensibilité est maximum (la balance reste stable $mgl > MH$).

Ainsi :

- si la compensation $Z = Z'$ la compensation est tout à fait réalisée. Il faut que M soit horizontal. On tourne l'appareil et on observe une position constante de l'image qui correspond à L_0 (division neutre);

- si la compensation $Z \neq Z'$ n'est pas réalisée, la balance sera inclinée de P sur horizontal. La position de l'image va varier pendant la rotation de l'appareil lorsque l'aimant est en position sud (pôle N au S) donc la sensibilité est maximum.

b) PRINCIPE DE LA MESURE

Supposons qu'on oppose un champ magnétique vertical connu Z' à un champ vertical à mesurer. On fait varier Z jusqu'à obtenir $Z = Z'$. Pour cela, il y a un appareil qui contient un système d'aimant permanent (acier spécial) et un dispositif de zéro. Les aimants permanents créent le champ Z' , en un point O. Le dispositif de zéro se trouve en O, permettant de mesurer l'égalité de Z et de Z' .

Obtenir du champ Z'

Supposons un aimant de moment magnétique M qui crée un champ magnétique Z_0 en un point O, sur l'axe de l'aimant M et un deuxième aimant tournant de moment magnétique M' . Le moment magnétique M' va créer un champ magnétique, φ étant angle entre M et M' (fig. 11 a).

On peut donc écrire :

$$H_v = M' \cos \varphi$$

$$H_h = M \sin \varphi$$

H_v : la composante verticale

H_h : la composante horizontale.

Le moment magnétique M' de l'aimant qui crée un potentiel en P est donné par :

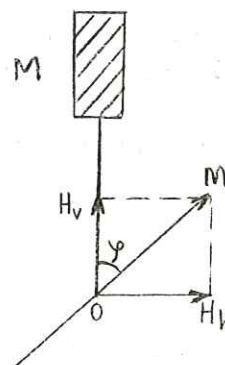


figure 11 a

$$V = \frac{M' \cos \varphi}{r^2} \quad ; r \text{ étant distance } \overline{O'P}$$

Si en un point P, on va évaluer ses composantes H_r sur le rayon vecteur $O'P$ et H_t sur la perpendiculaire à ce rayon (fig. 11b) :

$$H_r = \frac{\partial V}{\partial r} = \frac{2 M'}{r^3} \cdot \cos \varphi$$

$$H_t = -\frac{1}{r} \cdot \frac{\partial V}{\partial \varphi} = \frac{M' \sin \varphi}{r^3}$$

Si H_r maximum H_t est minimum

Si H_r minimum H_t est maximum.

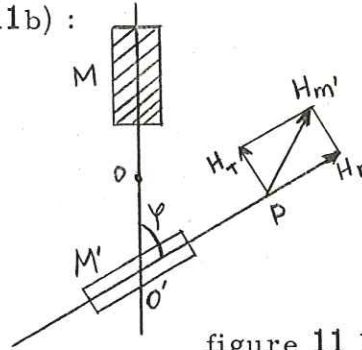


figure 11 b

La composante horizontale du moment M' crée en O un champ horizontal. Il y a aussi une composante horizontale du champ terrestre. La composante horizontale ne fait que s'ajouter à la composante horizontale du champ terrestre.

Supposons maintenant le champ Z_0 de M au point O vers le haut, puis vers le bas alors la composante verticale $M' \cos \varphi$ crée un champ vertical compris entre les valeurs approchées.

$$2 M'/R^3 \quad \text{et} \quad - 2 M'/R^3$$

R étant la distance du milieu de l'aimant M' au point O.

Ainsi l'appareil permettra la mesure de champs verticaux comprise entre

$$Z_1 = Z_0 + 2 M'/R^3 \quad \text{et} \quad Z_2 = Z_0 - 2 M'/R^3$$

$$|\Delta Z| = |Z_1 - Z_2| = \frac{4 M'}{R^3}$$

On détermine expérimentalement dans un observatoire les champs créés par les aimants. Les valeurs de Z_0 sont données par le constructeur pour les différents aimants additionnels et ceci se tire d'un tableau des champs créés par l'aimant tournant en fonction de φ .

c) LE DISPOSITIF DE ZERO

C'est un aimant balance, c'est-à-dire un aimant qui est formé d'un fléau mobile autour d'un couteau transversal, et horizontal et appuyant sur des agates. Son centre de gravité est exactement situé sous l'axe de rotation.

La chambre d'oscillation est hermétiquement close. Si l'aimant balance est petit, et les conditions suivantes réalisées :

- axe de rotation passe en O
- le moment magnétique M passe par l'axe de rotation.
- G étant le centre de gravité, est situé au-dessous de l'axe de suspension de telle façon que \overline{OG} soit vertical lorsque M est horizontal.

Pour que M soit horizontal il faut et il suffit que la résultante des champs verticaux, résultante représentée par ΔZ , soit nulle. C'est une balance de zéro.

d) DETERMINER LA DIVISION NEUTRE

On met la lunette vers le Nord magnétique (sensibilité minimum en position nord et maximum en position sud), et on débloque l'aimant-balance. En observant dans la lunette on voit que l'aimant oscille dans le plan vertical dans le champ de vision de la lunette. On tourne le bouton moleté de l'aimant tournant (mouvement rapide) jusqu'à ce que le rectangle lumineux soit traversé par le trait repère. Si malgré une rotation complète de l'aimant tournant celui-ci n'est pas apparu dans le champ, l'aimant principal ajustable se trouve à une distance incorrecte. Alors il faut changer la place de l'aimant principal jusqu'à trouver le trait repère. Après que le rectangle lumineux soit apparu dans le champ de vision de la lunette, on met l'alidade en position sud (lunette au Sud), et on libère l'aimant-balance. Alors l'aimant oscille. On joue avec le bouton du mouvement lent dans un sens, et dans l'autre jusqu'à ce que le trait repère soit amené à une division fixe de l'échelle. On fait alors une lecture I_S en position sud. Puis on retourne la lunette au Nord (position nord), sans toucher l'aimant tournant et on regarde le trait repère par la lunette. Si $I_S = I_N$, la compensation est réalisée à une division fixe de l'échelle dite division neutre. S'il n'en est pas ainsi, on retourne la lunette au S et on tourne, au fur et à mesure, le bouton du mouvement lent. C'est ainsi qu'on amène le trait repère un peu au-delà de la division I_N par rapport à I_S . On retourne la lunette au Nord, sans toucher l'aimant tournant, et on fait une nouvelle lecture I_N et on recommence l'opération jusqu'à obtenir $I_N = I_S$. C'est la division neutre actuelle.

Supposons qu'on fait une lecture I_S en position sud, puis une lecture

I_n en position nord, soit I_0 est la division neutre.

Alors on a :

$$(I_n - I_0) E_n = (I_s - I_0) E_s$$

$I_n - I_0$ } représentent Z, exprimé en division d'échelle
 $I_s - I_0$ } agissant sur l'aimant-balance.

On en déduit facilement que :

$$I_n - I_0 = k (I_s - I_n)$$

k est une constante ses valeurs sont données par le constructeur.

Supposons qu'un deuxième couple d'observations soit fait pour deux positions différentes de l'aimant tournant. On obtient les lectures :

I_s, I_n et I'_s, I'_n (fig. 12)

$$k = \frac{I_n - I'_n}{(I_s - I_n) - (I'_s - I'_n)}$$

On peut mesurer aussi les périodes T_n et T_s des oscillations pôle N au N et pôle N au S.

On aura :

$$k = \frac{T_n^2}{T_s^2 - T_n^2}$$

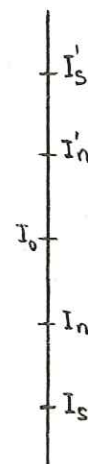


figure 12

CHAPITRE III

1. TECHNIQUE ET METHODE DE TRAVAIL

Pour effectuer les mesures de la composante verticale du champ magnétique terrestre, j'ai utilisé la B. M. Z. de l'Institut danois de Copenhague qui donne des valeurs absolues de cette composante par une méthode de zéro. C'est au cours des recherches sur le terrain que j'ai travaillé sur la carte topographique au 1/25 000. Les limites géographiques sont :

Latitude nord ($50^{\text{G}}22$
 (et
 $50^{\text{G}}40$

Latitude est ($3^{\text{G}}81$
 (et
 $4^{\text{G}}06$

La distance des stations magnétiques varie de 250 m à 600 m. Ceci dépend de la nature des terrain et des environs du champ magnétique. Cependant, il était souvent difficile de trouver un emplacement convenable, pour plusieurs causes de perturbations. Car, on sait que les constructions, les installations de transport de l'énergie électrique, réseaux de fils de fer des vignobles, les clôtures, lignes de chemins de fer, etc. pouvaient entraver la précision des mesures. Pour ces raisons, j'ai toujours choisi l'emplacement des stations, éloignées si possible de tout objet magnétique. En même temps, j'ai évité de choisir les stations sur une route, sur une pente et sur un sol mou.

La part due au temps de déplacement était environ d'une demi-heure avec une moyenne de 18 stations par jour. Les différentes séries de mesures effectuées sur le terrain s'échelonnent sur une durée de plus de deux ans, de 1967 à 1969.

2. DESCRIPTION DE L'APPAREIL (B. M. Z.)

Cet appareil permet de mesurer uniquement la force verticale Z du champ magnétique terrestre par une méthode de zéro. Elle permet la mesure de ΔZ avec l'axe longitudinal de l'équipage ramené exactement horizontal. C'est très important et c'est ainsi qu'on détermine l'influence de la composante horizontale H.

Elle a deux aimants de compensation. L'un, "aimant principal", l'autre, "aimant tournant". Les variations ΔZ sont compensées par deux aimants.

L'aimant principal est dans un gros tube cylindrique dans lequel glisse le tube en bronze contenant l'aimant. C'est l'aimant qui rend possible la détermination de la température pour un thermomètre placé à l'intérieur.

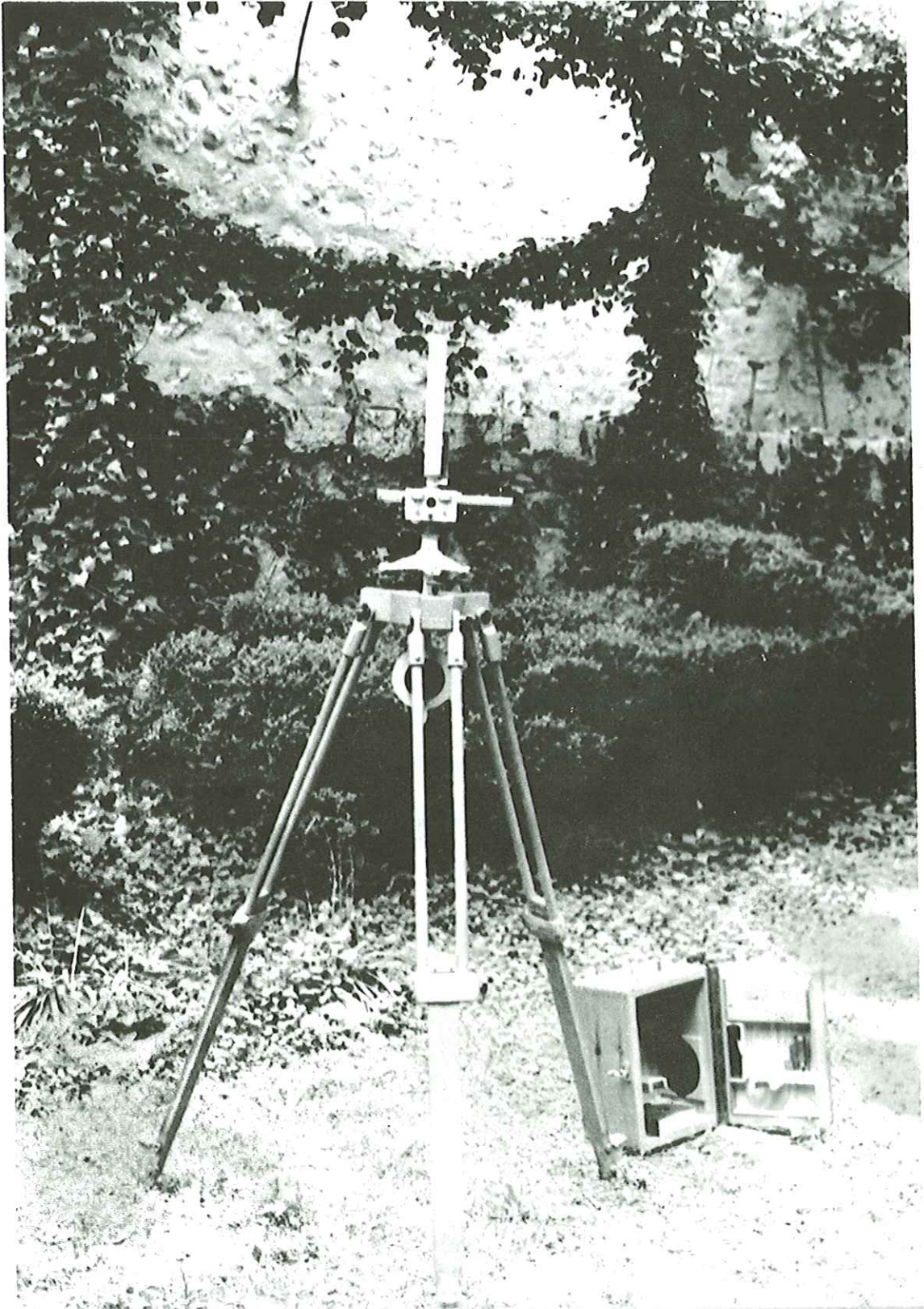
L'aimant tournant est formé d'une tige cylindrique qui se termine par un orifice fileté et un cercle mû par deux différents boutons moletés (mouvement rapide et mouvement lent).

Il existe aussi un "aimant-balance" ou aimant (Monade), et une lunette. L'aimant-balance est la partie fondamentale de l'appareil, il a une aiguille aimantée mobile autour d'un axe horizontal. Son centre de gravité (l'axe magnétique de l'aimant étant horizontal) est situé sous l'axe de rotation et son aiguille oscillant devant un cercle gradué permet de mesurer avec précision les variations de l'aimant-balance. On peut les lire sur ce cercle gradué, pour que l'aimant-balance soit exactement horizontal. La lecture montrera la force verticale produite sur l'aimant-balance.

Les aimants et la balance sont conçus de façon à pouvoir pivoter autour d'un axe vertical. L'aimant-balance porte à sa partie supérieure un petit miroir plan. Pratiquement la lunette d'observation est horizontale devant l'alidade. Un prisme à réflexion totale est situé entre le miroir et cette lunette.

Le réticule porte un long trait horizontal placé au milieu d'une échelle graduée et il est éclairé par une petite fenêtre.

La fig. 13 montre cet appareil (B. M. Z.).



3. PROCEDE ET MESURE DE LA COMPOSANTE VERTICALE
EN UNE STATION

- a) Installer le trépied sur la station choisie.
- b) Le plateau du trépied doit être horizontal.
- c) Placer l'appareil sur le plateau.
- d) Nivelier soigneusement l'alidade.
- e) Amener l'appareil en direction du Sud-Nord magnétique.
- f) Contrôler la division neutre dans le champ de vision de la lunette.
- g) Contrôle éventuel du point zéro du disque gradué.
- h) Mise au point de la division neutre.
- i) Lecture de la température, et de l'heure, avant, et après chaque mesure magnétique.
- j) Bloquer l'équipage à la fin des mesures.

- Assurer l'horizontalité de l'appareil, pendant la durée de la mesure magnétique.
- Il faut toujours tourner l'appareil avec deux mains, sans secouer quand l'aimant est dégagé.
- L'aimant Monade doit être bloqué après chaque mesure et aussi si l'appareil est abandonné à lui-même pendant quelque temps.
- Changer le silicagel quand il commence à prendre une couleur rose, car l'appareil est sensible à l'humidité.
- Pratiquement l'aimant principal se manipule une fois pendant la prospection.

4. DEPOUILLEMENT DES RESULTATS

Pour déterminer Z, on appliqué la formule suivante :

$$Z = Z_c + Z_t - \alpha t - 2 \alpha \Delta t$$

ou $Z = Z_c + Z_t - (\alpha_1 + \alpha_2) (t + 2 dt)$

où Z_c est le champ constant de l'aimant supérieur en forme de tuyau à 0°C, Z_t est le champ additionnel de l'aimant tournant, valeur tirée d'une table en fonction de la lecture en degrés et dixième de degré de la position de l'aimant sur le disque gradué. t est la température de l'aimant en forme de tuyau. Δt est la variation de température par minute. Si la température croît alors le moment magnétique va diminuer comme la suivante relation :

$$M_t = M_0 (1 + \alpha t)$$

α est le coefficient de température sous forme d'une somme de deux termes. L'un α_1 dû à l'aimant principal M, l'autre α_2 dû à l'aimant tournant M'.

Donc :

$$\alpha = \alpha_1 + \alpha_2$$

$$\alpha_1 = 2,96 \cdot 10^{-4} \cdot Z_c$$

$$\alpha_2 = 2,5 \cdot 10^{-4} \cdot Z_t$$

L'erreur d'une lecture de la température ne doit pas dépasser 10 secondes respectivement quand les conditions de température sont variables. Cependant, les balances modernes à aimant mobile peuvent être rendues pratiquement insensibles aux variations de la température et ont une précision de 2 à 3 gammas. Cette précision est suffisante pour les besoins des prospecteurs.

Le coefficient de température α est donné par le constructeur.
Le gamma est égal à 10^{-5} Oerstedt.

TABLEAU I

B. M. Z. n° 247

Effet compensateur de l'aimant compensateur ajustable en fonction de la position de l'aimant par rapport à l'échelle verticale.

Division de l'échelle	Zc	Division de l'échelle	Zc
0	50340	32	31074
2	48741	34	30223
4	47197	36	29403
6	45717	38	28612
8	44299	40	27850
10	42938	42	27115
12	41631	44	26405
14	40378	46	25720
16	39175	48	25057
18	38018	50	24418
20	36908	52	23800
22	35839	54	23201
24	34812	56	22624
26	33822	58	22065
28	32872	60	21526
30	31956		

B. M. Z. n° 247 avec aimant compensateur ajustable n° A

Coefficients de température

Le coefficient de température α est la somme de α_1 , qui représente l'influence de la température sur le champ Z_c de l'aimant compensateur ajustable, et α_2 , qui représente l'influence de la température sur le champ Z_t de l'aimant tournant.

$$\alpha = \alpha_1 + \alpha_2$$

$\alpha_1 = 2,96 \cdot 10^{-4}$. Z_c est donné dans le tableau (a) ci-dessous en fonction de la division de repère qui indique, sur l'échelle verticale, la position de l'aimant compensateur ajustable.

$\alpha_2 = 2,5 \cdot 10^{-4}$. Z_t est donné dans le tableau (b) ci-dessous en fonction de Z_t qui a été calculé à l'aide du tableau 2.

Tableau (a) α_1				Tableau (b) α_2	
Division de l'échelle	α_1	Division de l'échelle	α_2	Z_t	α_2
0	14,9	30	9,45	- 4000	- 1,0
2	14,4	32	9,2	- 3600	- 0,9
4	13,95	34	8,95	- 3200	- 0,8
6	13,5	36	8,7	- 2800	- 0,7
8	13,1	38	8,45	- 2400	- 0,6
10	12,7	40	8,25	- 2000	- 0,5
12	12,3	42	8,0	- 1600	- 0,4
14	11,95	44	7,8	- 1200	- 0,3
16	11,6	46	7,6	- 800	- 0,2
18	11,25	48	7,4	- 400	- 0,1
20	10,9	50	7,25	- 0	0,0
22	10,6	52	7,05	+ 400	+ 0,1
24	10,3	54	6,85	800	0,2
26	10,0	56	6,7	1200	0,3
28	9,75	58	6,55	1600	0,4
		60	6,35	2000	0,5
				2400	0,6
				2800	0,7
				3200	0,8
				3600	0,9
				4000	1,0

CHAPITRE IV

1. CORRECTIONS

A. CORRECTION DE LATITUDE ET DE LONGITUDE

Les éléments du champ magnétique terrestre varient simultanément d'un point à un autre du globe avec la latitude et longitude. Les valeurs brutes obtenues, il s'agit à présent de les corriger d'une variation en latitude et en longitude.

Supposons que la Terre soit rigoureusement sphérique et si l'on prend une section plane passant par l'axe des pôles magnétiques (fig. 14a,b). On peut alors écrire qu'en tout point P de ce cercle le potentiel est :

$$V = \frac{M}{r^2} \cos \alpha = - \frac{M}{r^2} \cos \theta$$

M est le moment magnétique du globe.

r est la distance du point P au centre de la Terre. Alors, la composante verticale du champ magnétique Z serait

$$Z = - \frac{\partial V}{\partial r} = - \frac{2 M}{r^3} \cos \theta$$

Si l'on met $M = 0,315 R^3$ (p.18) et $r = R$

on trouve

$$Z = 0,63 \cos \theta$$

θ est la colatitude magnétique c'est-à-dire la colatitude

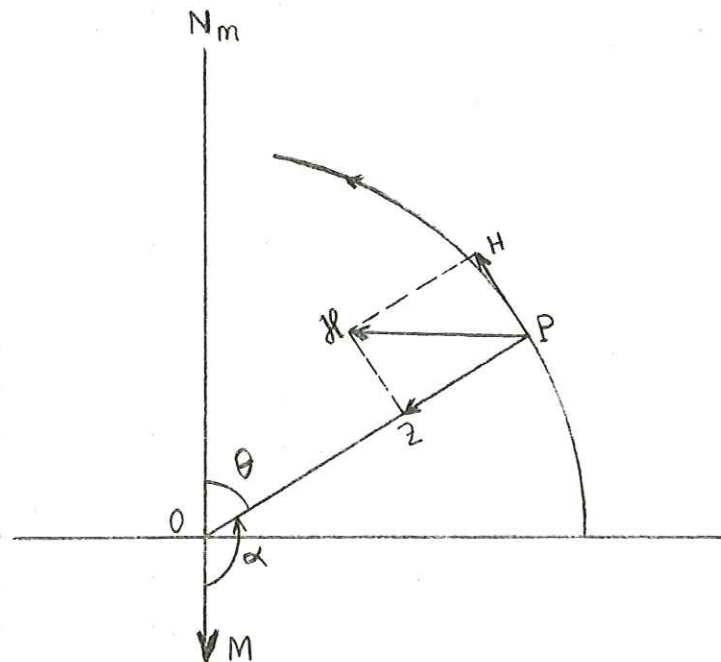


figure 14 a

prise par rapport à l'axe des pôles magnétiques.

On peut facilement écrire ¹ :

$$Z = 0,63 \cos \theta = 0,63 (\cos m \sin \varphi + \sin m \cos \varphi \cos \lambda)$$

φ étant latitude.

m est inclinaison du dipôle

$m \neq 11^\circ$

λ est la longitude, complétée à partir du méridien du pôle magnétique.

En réalité, la Terre n'est pas exactement sphérique. C'est à cause de la force centrifuge que la Terre est bombée à l'équateur.

On est conduit à la formule :

$$Z = 0,620 \sin \varphi + 0,1188 \cos \lambda \cos \varphi + 0,0426 \cos^2 \varphi$$

figure 14 b

On constate que lors d'une prospection sur quelques kilomètres ou dizaines de kilomètres dans les directions N-S et E-W, il faut prendre en considération des variations normales suivant φ et λ .

Soit un déplacement dans la direction SN : on a approximativement :

$$dZ = 0,62 \cos \varphi d\varphi$$

1. Trigonométrie sphérique :

$$Ng Nm = C = m, \quad r = m$$

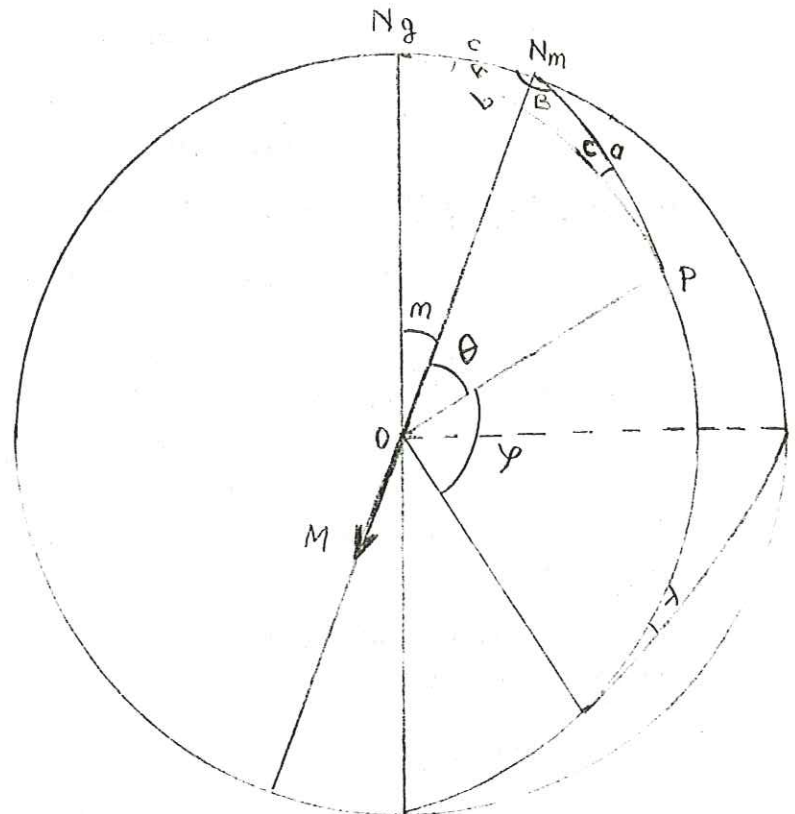
$$Nm P = a = r, \quad \theta = \theta$$

$$Ng P = b = (\pi/2 - \varphi), \quad r = \pi/2 - \varphi$$

$$\cos a = \cos b \cdot \cos c + \sin b \sin c \cos A$$

$$\cos \theta = \cos m \cos (\pi/2 - \varphi) + \sin (\pi/2 - \varphi) \sin m \cos \lambda$$

$$\cos \theta = \cos m \cdot \sin \varphi + \cos \varphi \sin m \cos \lambda$$



Si l'on prend $d\varphi = 1$ minute sexagésimale

$$d\varphi = \frac{\pi}{180 \times 60} = 29,1 \times 10^{-5}$$

d'où $dZ = 18,0 \times 10^{-5} \text{ Cos}\varphi$ (Oersted)

$$dZ = 18 \text{ Cos}\varphi \gamma \text{ (gamma)}$$

Sachant que 1,84 km représente la longueur de une minute d'arc la variation de la composante verticale sur un kilomètre de méridien est égale à :

$$dZ = - \frac{18,0 \text{ Cos}\varphi}{1,84} \approx 10 \text{ Cos}\varphi \quad (1)$$

Pour faire la correction de la latitude (φ), j'ai utilisé cette formule (1).

A la latitude de 45° Nord ce qui est, à peu près, la limite sud du terrain prospecté.

On a donc :

$$dZ = 10 \text{ Cos } 45^\circ = 10,0,71 = 7,1 \gamma/\text{km.}$$

c'est-à-dire, Z augmente normalement vers le Nord de $7,1 \gamma$ par kilomètre de méridien magnétique.

On peut prendre pour la correction longitude (λ) de $1/5$ de la variation normale suivant la latitude.

Donc :

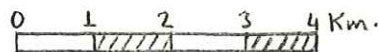
$$dZ = 7,1 \cdot \frac{1}{5} = 1,42 \gamma/\text{km.}$$

C'est-à-dire que la longitude augmente normalement vers l'Est de $1,42 \gamma$ (gamma) par kilomètre.

Pour ces corrections, les stations magnétiques ont toutes été portées à une seule station de base. Ensuite le réseau (fig. 15) a été appliqué à la correction de latitude et de longitude.

Ce réseau a été appliqué à la correction de latitude et de longitude

120,7	122,1	123,5	124,9	126,3	127,7	129,1	130,5	131,9	133,3	134,7	136,1	137,5	138,9	140,3	141,7
113,6	115,0	116,4	117,8	119,2	120,6	122,0	123,4	124,8	126,2	127,6	129,0	130,4	131,8	133,2	134,6
106,5	107,9	109,3	110,7	112,1	113,5	114,9	116,3	117,7	119,1	120,5	121,9	123,3	124,7	126,1	127,5
99,4	100,8	102,2	103,6	105,0	106,4	107,8	109,2	110,6	112,0	113,4	114,8	116,2	117,6	119,0	120,4
92,3	93,7	95,1	96,5	97,9	99,3	100,7	102,1	103,5	104,9	106,3	107,7	109,1	110,5	111,9	113,3
85,2	86,6	88,0	89,4	90,8	92,2	93,6	95,0	96,4	97,8	99,2	100,6	102,0	103,4	104,8	106,2
78,1	79,5	80,9	82,3	83,7	85,1	86,5	87,9	89,3	90,7	92,1	93,5	94,9	96,3	97,7	99,1
71,0	72,4	73,8	75,2	76,6	78,0	79,4	80,8	82,2	83,6	85,0	86,4	87,8	89,2	90,6	92,0
63,9	65,3	66,7	68,1	69,5	70,9	72,3	73,7	75,1	76,5	77,9	79,3	80,7	82,1	83,5	84,9
56,8	58,2	59,6	61,0	62,4	63,8	65,2	66,6	68,0	69,4	70,8	72,2	73,6	75,0	76,4	77,8
49,7	51,1	52,5	53,9	55,3	56,7	58,1	59,5	60,9	62,3	63,7	65,1	66,5	67,9	69,3	70,7
42,6	44,0	45,4	46,8	48,2	49,6	51,0	52,4	53,8	55,2	56,6	58,0	59,4	60,8	62,2	63,6
35,5	36,9	38,3	39,7	41,1	42,5	43,7	45,3	46,7	48,1	49,5	50,9	52,3	53,7	55,1	56,5
28,4	29,8	31,2	32,6	34,0	35,4	36,8	38,2	39,6	41,0	42,4	43,8	45,2	46,6	48,0	49,4
21,3	22,7	24,1	25,5	26,9	28,3	29,7	31,1	32,5	33,9	35,3	36,7	38,1	39,5	40,9	42,3
14,2	15,6	17,0	18,4	19,7	21,2	22,6	24,0	25,4	26,8	28,2	29,6	31,0	32,4	33,8	35,2
7,1	8,5	9,9	11,3	12,7	14,1	15,5	16,9	18,3	19,7	21,1	22,5	23,9	25,3	26,7	28,1
0	1,4	2,8	4,2	5,6	7,0	8,4	9,8	11,2	12,6	14,0	15,4	16,8	18,2	19,6	21,0



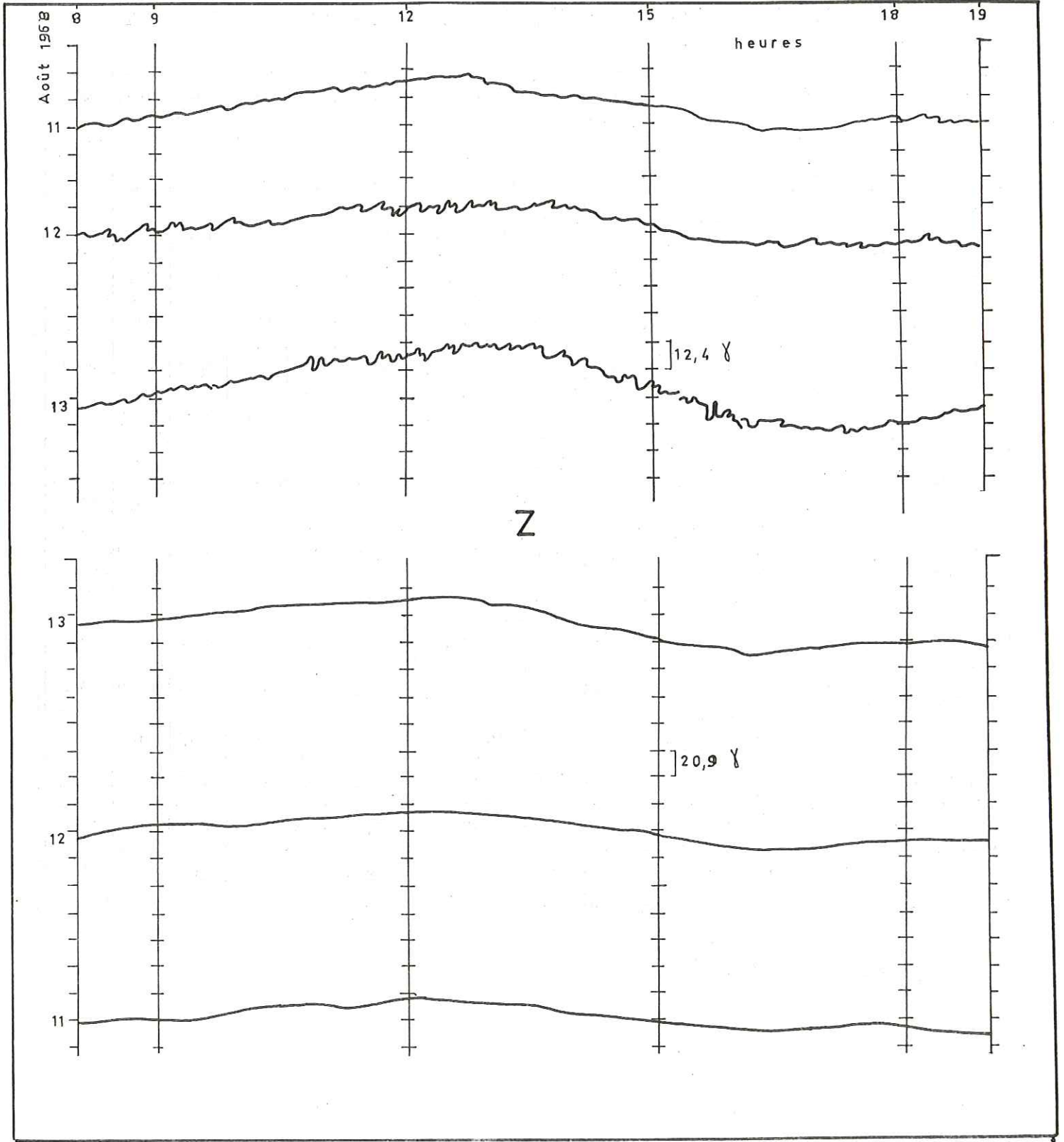


Fig.15

Variation diurne de la composante verticale à Chambon-La-Forêt et à Carchy

B. CORRECTION DE VARIATION DIURNE

Pour corriger les valeurs trouvées de la variation diurne, nous avons utilisé les enregistrements envoyés par la station de Garchy et de Chambon-la-Forêt.

On sait que les variations diurnes varient simultanément dans le temps. Ce qui représente deux valeurs maximum et deux valeurs minimum en 24 h sous l'influence du soleil. La variation diurne de la composante verticale peut atteindre par exemple en France, durant les jours calmes, une amplitude moyenne de 30 γ . Elle est plus forte les jours agités et dans les régions de haute latitude.

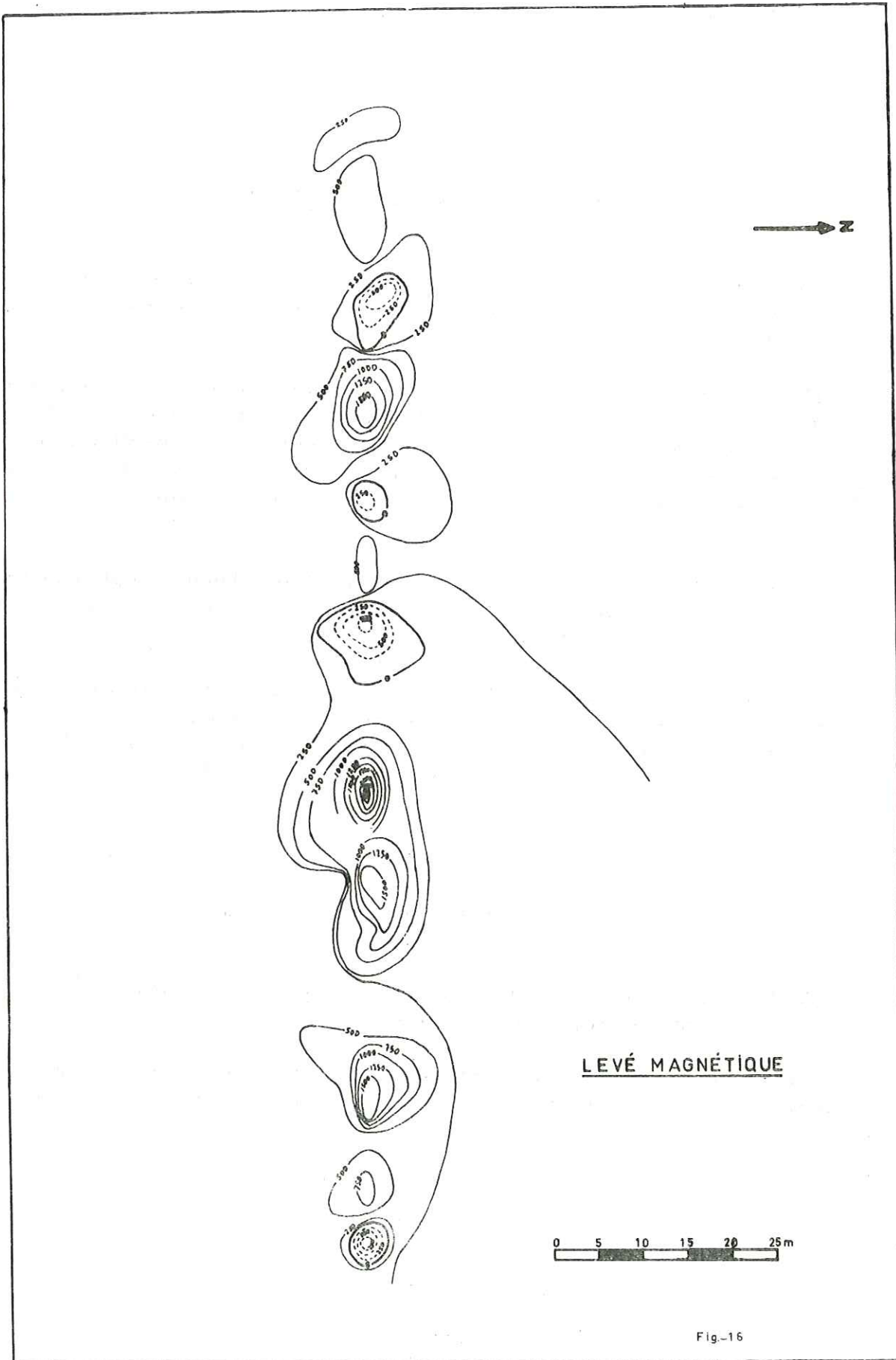
A certains moments le champ magnétique varie beaucoup plus fortement. Ce sont les orages magnétiques qui peuvent empêcher toute mesure valable. Mais normalement ils ont une durée très courte (quelques minutes).

Si, d'après les enregistrements du champ magnétique terrestre obtenus à Garchy et à Chambon-la-Forêt, on compare pour les mêmes jours, les variations de la composante verticale Z, on peut voir qu'il y a la différence (1--6 γ) entre les enregistrements de Z dans les deux stations (fig. 15).

2. ANOMALIES ACCIDENTELLES

Au Sud de Montbonnot-Saint-Martin, on a pris un profil dans un champ où se trouvaient des tuyaux dissimulés.

Sur le profil, on a constaté des anomalies positives qui atteignent une grandeur de 2574 γ (gamma) et des anomalies négatives d'une grandeur de -942 γ . (Fig. 16)



LEVÉ MAGNÉTIQUE

0 5 10 15 20 25 m

Fig.-16

DEUXIEME PARTIE

PROSPECTION GRAVIMETRIQUE



Chapitre I

1. APERCU HISTORIQUE

Le champ de gravitation est fonction, localement, en direction et intensité, de la présence de masses enterrées de densités variées. On l'étudie soit par des pendules, soit par des balances de torsion, et soit par des gravimètres.

La balance d'Eötvös a été le premier instrument précis de mesures gravimétriques. Elle est très précise et très simple. On mesurait le gradient de la pesanteur dans un plan horizontal, opération délicate. Les mesures étant longues (3 - 4 h à chaque station) et les corrections topographiques très fortes, rendent son emploi impossible dans les régions accidentées. Elle permet une étude très locale du champ, sensible aux causes de perturbation rapprochées. Elle a été largement employée en prospection vers 1930. A partir de 1936 la gravimétrie moderne remplace la balance de torsion. Surtout, après la deuxième guerre mondiale son utilisation décroît sensiblement. Elle est aujourd'hui pratiquement abandonnée au profit du gravimètre. Car, avec les gravimètres modernes, chaque mesure est très simple, rapide, et précise. Cependant, ils sont très sensibles aux écarts de température et doivent être bien isolés.

Dans le gravimètre Worden sont éliminées les variations de température. C'est un appareil idéal pour la prospection. Car il ne pèse que 7 kg (boîte extérieure et trépied compris), peu encombrant, et a une précision de 0,02 mgal.

La gravimétrie est surtout utilisée à terre, mais on peut l'employer aussi dans les mers peu profondes.

Ces derniers temps on utilise des gravimètres aéroportés. Les appareils dits "gradiomètres" permettent de mesurer directement le gradient vertical par voie aérienne. Mais la précision atteint 5 mgal. Ces mesures ne conviennent donc qu'à des études intéressant la physique du globe. Ils n'entrent pas dans le domaine de la Géophysique appliquée aux recherches minières et pétrolières.

2. GRAVIMETRE NORTH AMERICAN

Au cours de la prospection gravimétrique, nous avons utilisé un appareil North American du C. N. R. S. que Monsieur le professeur L. LLIBOUTRY a bien voulu nous prêter (fig. 17).

Cet appareil dérive directement du gravimètre La Coste et Romberg. Il permet de mesurer directement la variation de la composante verticale de la gravité. La chaleur peut influencer sur la propriété de cet appareil. C'est pour celà qu'il doit être tenu à une température constante, et être protégé par deux enceindres thermostatiques successives. Il est plus couramment utilisé en prospection gravimétrique. Sa précision atteint le 1/100 de mgal, ce qui est largement suffisant pour la prospection.

Il y a à l'intérieur du gravimètre North American, un fléau horizontal, portant à ses extrémités deux masses :

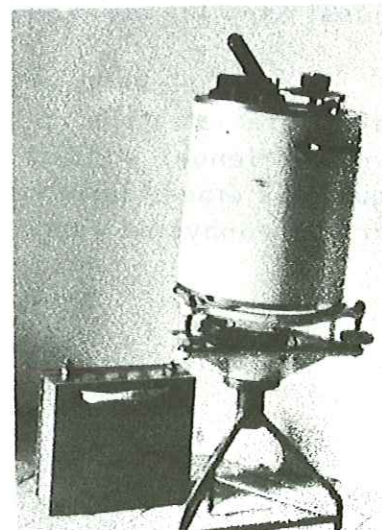
- l'une à gauche est une masse compensateur cylindrique ;
- l'autre à l'extrémité est une masse d'or.

A gauche, le fléau est articulé par des fils fins, et suspendu par un autre ressort, dit "ressort principal". La masse pesante cylindrique étire plus au moins le ressort, qui l'équilibre dans le champ. On a construit le ressort principal (Maître) de telle sorte que sa longueur soit proportionnelle à la force exercée.

Donc la force serait :

$$F = c (L - L_0) ; L_0 \text{ soit nul.}$$

C'est le coefficient de tension.



3. PROSPECTION GRAVIMETRIQUE

La prospection gravimétrique est la méthode de recherche de la structure géologique de la croûte terrestre par l'observation des anomalies de la pesanteur sur la surface terrestre, conditionnées par la densité différente des roches du sous-sol. L'anomalie de la pesanteur augmente aux endroits où les assises et les massifs de roches denses sont répandus ou bien aux endroits où ils se rapprochent de la surface terrestre. Les formes en bombement (rides du socle, anticlinaux, dômes à noyau lourd, horsts, intrusions ignées ...) donnent l'anomalie positive. Les anomalies négatives sont dues aux formes en cuvette (approfondissement du socle, synclinaux, grabens ...). Pourtant, certains anticlinaux bourrés de sel ou de gypse, roches plus légères que les autres roches sédimentaires, peuvent donner des anomalies négatives. Si des roches cristallines denses remontent dans les séries sédimentaires plus légères, leur présence est décelée par des anomalies positives.

La méthode peut aussi détecter des structures géologiques assez vastes, favorables à une minéralisation, et des failles importantes. Lorsque des fractures profondes ont changé l'altitude relative des couches, les courbes d'anomalies s'infléchissent brusquement à leur contact. Si le sous-sol était constitué de couches homogènes horizontales, aucune anomalie ne serait observée en surface. Or une anomalie de pesanteur ne peut s'expliquer que par un excès de masse ou par un défaut de masse. S'il y a un excès de masse, elle est positive. Par contre s'il existe un défaut, elle est négative. On peut affirmer qu'il existe un déficit de masse à l'aplomb des continents et un excès sous les océans. C'est ainsi que l'on a démontré d'une façon générale que l'écorce terrestre est moins dense dans les masses montagneuses que sous les plaines, et sous les plaines que sous les océans.

La principale difficulté d'interprétation provient du fait qu'une même influence gravimétrique, lue sur l'appareil, peut avoir été produite aussi bien par une masse importante très profonde que par une masse plus faible, à moindre distance. Ces interdéterminations sont partiellement levées en resserrant les mailles du réseau d'observation et en recoupant avec des renseignements d'autres sources. C'est pourquoi il est souvent préférable d'appliquer à une même région plusieurs méthodes géophysiques : les indications qu'elles donnent ne sont pas de même nature, et semblent pouvoir préciser les résultats. Par exemple, pour la prospection des régions du Sahara, on a d'abord employé la méthode gravimétrique, puis les méthodes électriques, ensuite des méthodes sismiques sous plusieurs formes.

01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

4. EXECUTION D'UNE MESURE AU GRAVIMETRE

On a porté le gravimètre avec une voiture sur le terrain prospecté, et on a exécuté les opérations suivantes à chaque station gravimétrique .

- a) Arrêter la voiture en face de la station gravimétrique dont l'altitude est connue.
- b) Mettre le trépied sur la station, et bloquer fortement l'écrou à oreilles central lorsque le petit niveau rond indique que la tête est de niveau.
- c) Placer doucement le gravimètre sur le trépied avec une des vis calantes vers l'opérateur.
- d) Mettre l'appareil soigneusement de niveau à l'aide des trois vis calantes en amenant les bulles des deux niveaux au centre de chacune des nivelles.
- e) Débloquer le fléau, et regarder la température intérieure de l'appareil pendant que le fléau oscille.
- f) Faire une lecture sur le cadran gradué du gravimètre en notant l'heure (T. U.)
- h) Bloquer le fléau du gravimètre à la fin de mesure, et remettre l'appareil sur son siège à suspension.

La durée d'une mesure est faite entre 3 et 7 minutes.

- Il faut toujours manipuler l'instrument avec précaution. . Ne jamais mettre le gravimètre brutalement sur le trépied.

- Il faut éviter autant que possible de maintenir l'instrument en plein soleil.

5. DETERMINATION DE LA CONSTANTE DE L'APPAREIL

Avant de sortir sur le terrain prospecté, on a réglé l'appareil, et vérifié sa constante. Ensuite, on a exécuté une série de mesures au gravimètre entre deux bases (l'Institut de Glaciologie et l'Institut de Géologie) où la valeur de gravité est connue. On a obtenu les valeurs suivantes :

Institut de Glaciologie		Institut de Géologie	
heure (T. U.)	lectures	heure (T. U.)	lectures
13 h 30	391,2	13 h 05	313,2
14 h 35	391,2	15 h 01	313,2
15 h 70	391,3	16 h 15	313,6
16 h 40	391,9		

La valeur connue à l'Institut de Glaciologie est 980512,23 mgal.

La valeur connue à l'Institut de Géologie est 980504,76 mgal.

Donc $\Delta g = 7,47$ mgal.

Pour trouver la valeur de la constante de l'appareil, on prend les différences entre les mesures faites à l'Institut de Glaciologie et de Géologie. Puis on divise la valeur Δg par la différence trouvée dans les lectures. C'est ainsi qu'on a trouvé la constante de l'appareil : $k = 0,955$

- 0,955

voir ci ps 1,0107

CHAPITRE II

1. LES MESURES TOPOGRAPHIQUES

Le prospecteur a besoin de connaître l'altitude des stations gravimétriques pour cela.

Nous avons effectué le nivellement des stations de mesure avec un théodolite D K M 1 (Kern) appartenant à l'Institut de Géologie et que Monsieur DABROWSKI a eu l'amabilité de nous prêter. C'est un appareil idéal pour le nivellement et a une précision de plus ou moins 2 mm/km.

Pour ces mesures topographiques, nous avons fait un mois de terrain. Vu le caractère de la région prospectée, nous avons exécuté des mesures en 105 points pour 30 stations gravimétriques. Ensuite, toutes les mesures topographiques pour les stations sont rapportées au niveau de la mer.

Dépouillement des résultats

Pour la détermination des altitudes, la formule suivante a été appliquée:

$$\Delta H = \text{dénivelée} + h - h'$$

h' étant le fil du milieu, h est hauteur de l'appareil. (fig. 18)

$$\text{dénivelée} = D \cdot \sin \alpha \cdot \cos \alpha$$

α étant angle vertical (V), et D est la distance horizontale, et égal

$$D = L \cdot \cos^2 \alpha$$

L la valeur lue sur la mire,

d'où :

$$\Delta H = D \cdot \sin \alpha \cdot \cos \alpha + h - h'$$

ou

$$\Delta H = L \cdot \cos^2 \alpha \cdot \sin \alpha \cdot \cos \alpha + h - h'$$

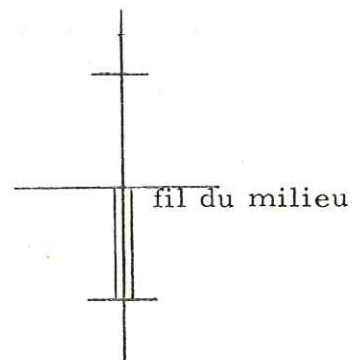


figure 18

2. LES MESURES GRAVIMÉTRIQUES

Pour effectuer les mesures gravimétriques, j'ai été aidé par Monsieur GLÜCK, Ingénieur au C. N. R. S. Nous avons utilisé pour ce travail un appareil North Américain du C. N. R. S. et nous sommes sortis sur le terrain une semaine durant.

On a d'abord implanté une station B, appelée base, à peu près au milieu de la région prospectée. On y a effectué une lecture sur le cadran gradué du gravimètre en notant l'instant de l'observation. On a stationné ensuite aux points 1, 2, 3, .. n pour lesquels on note également la lecture faite sur le cadran et l'heure. Normalement, on est retourné à la base toutes les deux heures.

Il existe quelques inconvénients dans ces mesures en gravimètre. Le premier inconvénient est la dérive instrumentale causée par la variation de la température qui influence les différentes parties des organes externes et internes de l'appareil. Le second est dû à la marée qui produit une variation de g dans le temps. Mais on peut éliminer l'influence de la marée car cet effet est relativement négligeable. Si l'on veut faire des mesures avec une précision $\gg 5/100$ mgal, alors la correction de la marée est nécessaire.

Les résultats bruts des lectures doivent être corrigés : de la latitude, de l'altitude, de l'influence du relief qui entourent la station et de la densité. La différence entre la mesure corrigée et la valeur théorique calculée est l'anomalie. C'est ainsi que l'on obtient une courbe ou une première carte caractéristique de l'influence du sous-sol, autrement dit la courbe des anomalies de Bouguer ou carte des anomalies de Bouguer.

Avec cet appareil, nous avons pris des mesures sur 34 stations. Puis on a commencé par convertir les divisions du cadran en milligals, en multipliant les lectures faites par le coefficient (k) d'étalonnage du gravimètre. Les résultats obtenus sont les suivants.

A) - Résultats des mesures :

20 mai 1969

$$k = 0,955$$

$$\Delta g = g_{st} - g_{base}$$

Station	Base	Heure T.U.	T minute	Lecture l	Dérive	Lecture corrigée de la dérive	L = l x k Mgal	Δg Mgal
1	B	10h15	0	213,8	0	213,8	20,42	0
		10h42	27	211,6	0	211,6	20,21	-0,21
2		11h05	50	191,0	-0,1	190,9	18,23	-2,19
3	B	11h22	67	220,2	-0,1	220,1	21,02	+0,60
		12h08	113	214,0	-0,2	213,8	20,42	0
4	B	13h16	0	213,0	0	213,0	20,34	0
		13h35	19	219,6	-0,2	219,4	27,83	+7,49
5		13h50	34	312,1	-0,3	311,8	29,78	+9,44
6		14h08	52	318,3	-0,5	317,8	30,35	+10,01
7		14h20	64	309,2	-0,6	308,6	29,47	+9,13
8		14h40	84	314,4	-0,8	313,6	29,95	+9,61
9	B	15h00	104	305,8	-1,0	305,7	29,19	+8,85
		15h31	135	214,3	-1,3	213,0	20,34	0

22 mai 1969

- 54 -

Station	Base	Heure T. U.	T minute	Lecture l	Dérive	Lecture corrigée de la dérive	L = l x k Mgal	Δ g Mgal
10	B	8 ^h ,45	0	218,4	0	218,4	20,86	0
		9,00	15	206,8	-0,1	206,7	19,74	+1,12
		9,22	37	239,5	-0,3	239,2	22,84	+1,98
		9,30	45	284,1	-0,3	283,8	27,10	+6,24
		9,45	60	276,9	-0,4	276,5	26,40	+5,54
		9,55	70	279,7	-0,5	279,2	26,66	+5,80
		10,10	85	271,6	-0,6	271,0	25,88	+5,02
		10,18	93	275,1	-0,7	274,4	26,20	+5,34
		10,30	105	289,4	-0,8	288,6	27,56	+6,70
		10,45	120	219,3	-0,9	218,4	20,86	0
18	B	15 ^h ,15	0	220,2	0	220,2	21,03	0
		15,40	25	280,7	"	280,7	26,81	+5,78
		15,55	35	286,1	"	286,1	27,32	+6,29
		16,15	60	292,6	"	292,6	27,94	+6,91
		16,32	77	315,1	"	315,1	30,09	+9,06
		16,55	100	327,2	"	327,2	31,25	+10,22
		17,10	115	329,3	"	329,3	31,45	+10,42
		17,25	130	316,9	"	316,9	30,26	+9,23
		17,46	151	220,2	"	220,2	21,03	0
		23 mai 1969						
25	B	7 ^h ,30	0	220,2	0	220,2	21,03	0
		7,55	25	169,2	0	169,2	16,16	-4,87
29	B	9,37	127	108,2	0	108,2	10,33	-10,04
		10,08	0	213,3	"	213,3	20,37	0
28	B	10,20	12	48,8	"	48,8	4,66	-15,71
		10,40	32	176,7	"	176,7	16,87	-3,50
27	B	11,03	55	119,4	"	119,4	11,40	-8,97
		11,21	73	213,3	"	213,3	20,37	0

Pour la détermination de la densité

30 octobre 1969

Station	Base	Heure T. U.	T minute	Lecture 1	Dérive	Lecture cor- rigée de la dérive	L = l x k Mgal	g Mgal
1	B	9h30	0	300,9	0	300,9	28,735	0
		10h54	84	197,3	+0,5	197,8	18,889	0
		10h10	40	155,8	+0,2	156,0	14,898	-3,991
		10h30	60	158,8	+0,3	159,1	15,194	-3,695
4		10h24	54	185,1	+0,3	185,54	17,705	-1,184
	B	11h15	105	300,3	+0,6	300,9	28,735	0

B. DETERMINATION DES DENSITES

Les corrections de Bouguer et du terrain faites par la réduction des données de gravité, demandent la connaissance des densités moyennes des couches rocheuses près de la surface. Il faut pouvoir donner la densité (ρ) avec une bonne précision. Pour trouver la densité, il existe une méthode indirecte. C'est la méthode de Nettleton.

NETTLETON a trouvé une méthode indirecte, qui est dans de nombreux cas plus satisfaisante que les mesures directes faites sur échantillons. Il fait une prospection, en prenant un profil sur une petite colline ou une vallée.

Cette méthode a l'avantage de normaliser les densités réelles d'une façon qui serait impossible en travaillant sur des échantillons de surface. Même ainsi, cela ne donne des renseignements sur la densité qu'à une profondeur relativement faible, et ne peut être utilisé que lorsque la lithologie de la couche superficielle est homogène.

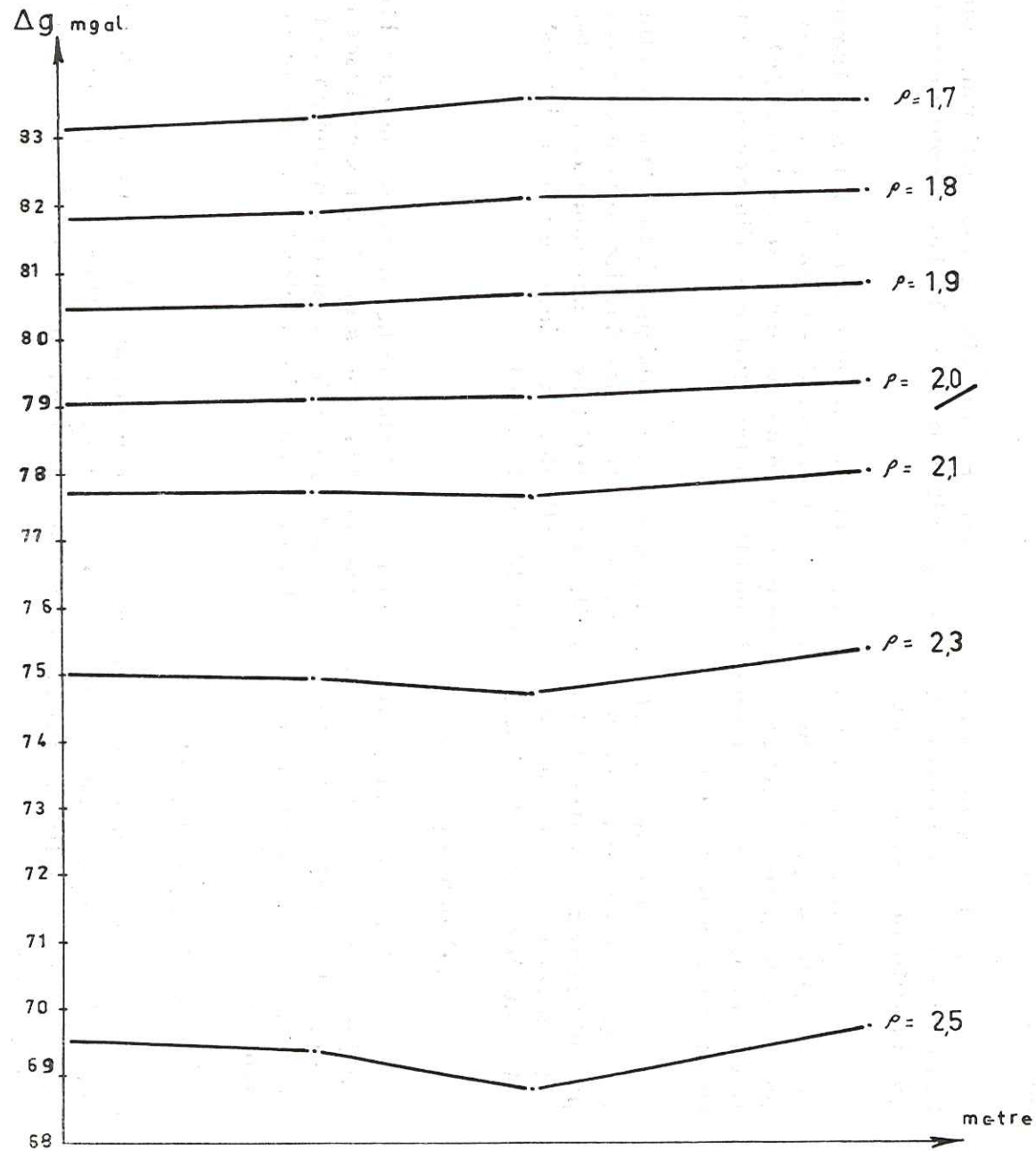
Nous avons donc effectué un profil de Nettleton. Le tableau(III) ci-dessous montre les éléments à 4 stations de mesures gravimétriques.

Tableau III

Stations	h mètre	Δg mgal	T mgal	X mètre
1	344,70	0	0,798	0
2	360,00	3,991	1,125	75
3	364,75	3,695	1,478	140
4	350,50	1,184	1,020	240

Pour la détermination des densités, on donne pour ρ les différentes valeurs de 1,7 à 2,7 (graphique I). Le ρ moyen Nettleton est donc voisin de 2,0 et on trace la courbe en fonction de la profondeur. Il faut une relation indépendante de h d'où l'hypothèse sur ρ jusqu'à ce qu'on obtienne une droite (Géophysique juillet 1930 n° 4) et BARANOV (Annales de Géophysique 1944 n° 18, tome 1). C'est ainsi qu'on trouve une densité moyenne, et on fait toutes les corrections, en prenant ce ρ (2,0).

DÉTERMINATION DE LA DENSITÉ



Echelle



Graph. I

3. METHODE DE CALCUL

ET PRESENTATION DES RESULTATS

L'anomalie de Bouguer est donnée par la formule classique :

$$B = g - g_0 + 0,3086 h - 0,4195\rho h + T$$

La valeur théorique g_0 - la valeur mesurée g - l'altitude h - la correction topographique T - la densité ρ

La valeur théorique g_0 a été calculée par la formule suivante :

$$g_0 = 978,049 (1 + 0,052884 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi) \text{ gal.}$$

où φ est la latitude.

Cette équation a été adoptée par une commission internationale comme la meilleure expression du champ de gravité normal de la Terre considérée comme un ellipsoïde de révolution.

Pour les corrections topographiques, on utilise les tables de Hammer, et on divise, en général la correction en trois parties qu'on désigne par proche (courte), moyenne et grande distance. Cependant, on peut souvent négliger la correction à "grande distance" ou elle est très faible et n'intervient que pour les grandes valeurs de h .

Pour cette correction, on a établi deux abaques à la même échelle que les cartes topographiques dont on dispose. Bien entendu, ils doivent être transparents pour permettre de lire facilement, après superposition sur la carte, la côte moyenne à l'intérieur de chaque maille dont la valeur de correction est calculée sur les tables de Hammer (tableaux IV et V).

Proche distance

Elle a été faite normalement avec l'abaque de Hammer, jusqu'à 170,08 m sur les cartes au 1/25 000. Elle correspond aux zones situées aux environs immédiats des stations. La fig. 19 montre l'abaque de Hammer qui comporte trois zones dans lesquelles on utilise le tableau qui donne les tables de correction de terrain pour ces trois zones.

Moyenne distance

Pour la moyenne distance, elle est prise jusqu'à 2,614 m sur les cartes au 1/25 000 (fig. 20) comme on voit sur l'abaque de Hammer, il comporte 4 zones dans lesquelles on utilise le tableau qui donne les tables de correction pour ces 4 zones.

Tracé du profil de l'anomalie de Bouguer

Pour trouver l'anomalie de Bouguer, on applique à cette formule suivante :

$$\Delta g_B = \Delta g_m + 0,3086 h - 0,0419 \rho h + \rho T + L$$

L étant la correction de latitude, et égal $L = 0,812 \sin 2 \varphi$ mgal/km
 φ est la latitude.

Dans cette formule, si les points sont au Nord de la base la valeur de L est négative, si les points sont au Sud, L sera positive.

On avait déjà trouvé (p. 56) une densité moyenne $\rho = 2,0$. Avec cette valeur de la densité, on calcule toutes les valeurs Δg et ensuite, on trace les trois profils des anomalies de Bouguer.

TABLEAU IV

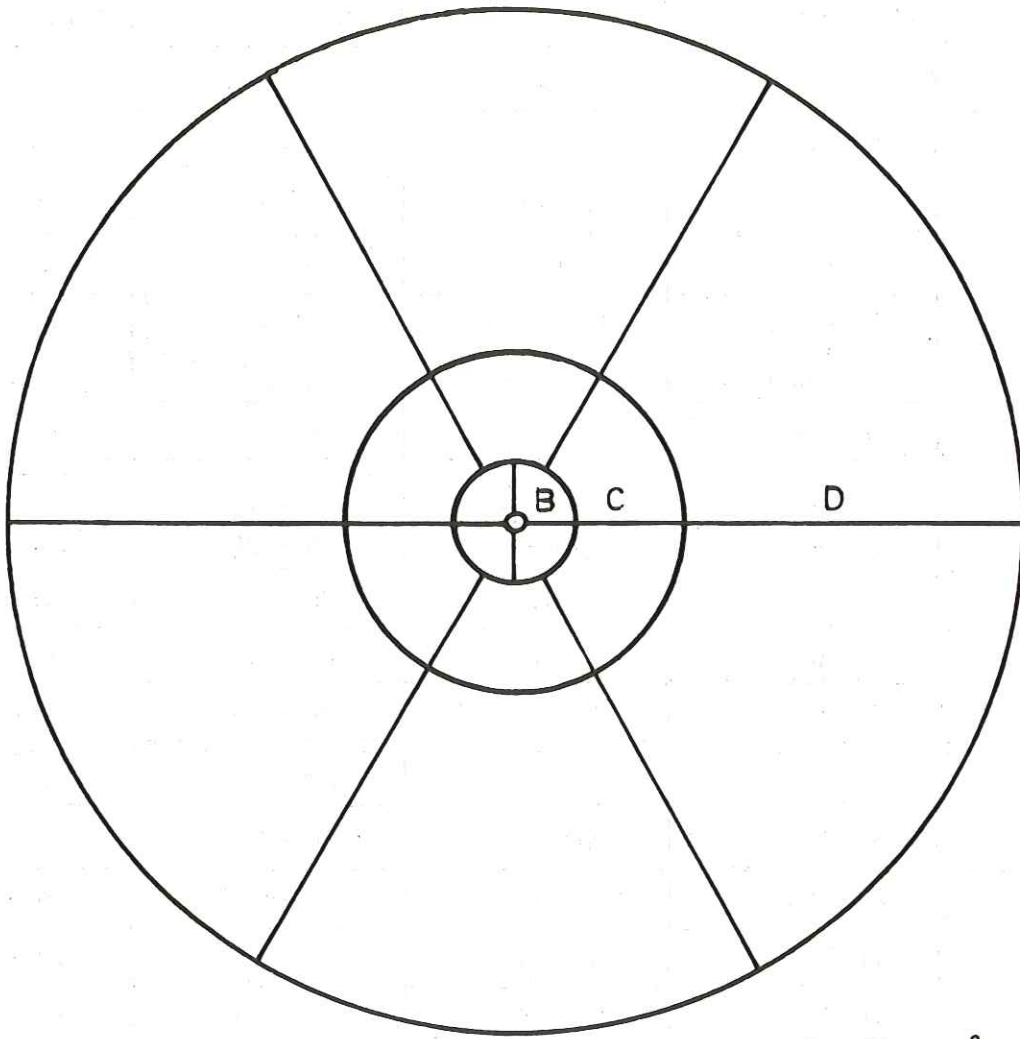
ZONES	B	C	D
Compartiments	4	6	
Rayons	2 à 16,64	16,64 à 53,34	53,34 à 170,08
$\frac{1}{100}$ Mgal	\pm h mètre	\pm h mètre	\pm h mètre
0,0	00 - 0,3	0,0 - 1,3	0,0 - 2,3
0,1	0,3 - 0,6	1,3 - 2,3	2,3 - 4,1
0,2	0,6 - 0,8	2,3 - 3,0	4,1 - 5,3
0,3	0,8 - 0,9	3,0 - 3,5	5,3 - 6,2
0,4	0,9 - 1,0	3,5 - 4,0	6,2 - 7,1
0,5	1,0 - 1,1	4,0 - 4,4	7,1 - 7,8
1	1,1 - 2,1	4,4 - 7,3	7,8 - 13,1
2	2,1 - 2,7	7,3 - 9,8	13,1 - 17,1
3	2,7 - 3,7	9,8 - 11,9	17,1 - 20,1
4	3,7 - 4,3	11,9 - 13,7	20,1 - 23,2
5	4,3 - 4,9	13,7 - 15,5	23,2 - 25,6
6	4,9 - 5,8	15,5 - 17,4	25,6 - 28,0
7	5,8 - 6,4	17,4 - 19,2	28,0 - 30,5
8	6,4 - 7,3	19,2 - 20,1	30,5 - 32,6
9	7,3 - 8,2	20,1 - 22,6	32,6 - 34,7
10	8,2 - 9,1	22,6 - 24,4	34,7 - 36,6
11		24,4 - 26,2	36,6 - 38,7
12		26,2 - 27,7	38,7 - 40,5
13		27,7 - 29,6	40,5 - 42,7
14		29,6 - 31,7	42,7 - 44,5
15		31,7 - 33,5	44,5 - 46,3

Tables de correction de relief des plateaux cylindriques
p = 2,0

TABLEAU V

ZONES	E	F	G	H
Compartiments	8	8	16	16
Rayons	170,08 à 390,14	390,14 à 894,89	894,89 à 1529,48	1529,48 à 2614,57
$\frac{1}{100}$ mgal	\pm h mètre	\pm h mètre	\pm h mètre	\pm h mètre
0,0	0,0 - 5,5	0,0 - 8,2	0 - 18	0 - 23
0,1	5,5 - 9,1	8,2 - 14,0	18 - 31	23 - 40
0,2	9,1 - 11,9	14,0 - 18,3	31 - 39	40 - 52
0,3	11,9 - 14,3	18,3 - 21,6	39 - 47	52 - 61
0,4	14,3 - 16,2	21,6 - 24,4	47 - 53	61 - 69
0,5	16,2 - 18	24,4 - 26,8	53 - 58	69 - 76
1	18 - 30	26,8 - 45,0	58 - 97	76 - 126
2	30 - 38	45,0 - 58	97 - 125	126 - 163
3	38 - 45	58 - 68	125 - 148	163 - 180
4	45 - 52	68 - 78	148 - 168	180 - 219
5	52 - 58	78 - 86	168 - 186	219 - 243
6	58 - 63	86 - 94	186 - 203	186 - 264
7	63 - 68	94 - 101	203 - 218	264 - 284
8	68 - 73	101 - 108	218 - 233	284 - 302
9	73 - 77	108 - 114	233 - 247	302 - 320
10	77 - 81	114 - 120	247 - 260	320 - 337
11	81 - 85	120 - 126	260 - 273	337 - 352
12	85 - 89	126 - 131	273 - 284	353 - 369
13	89 - 93	131 - 137	284 - 296	369 - 383
14	93 - 97	137 - 142	296 - 308	383 - 398
15	97 - 101	142 - 147	308 - 319	398 - 412

Tables de correction de relief des plateaux cylindriques
p = 2,0



Echelle 0 50 m

Fig.19

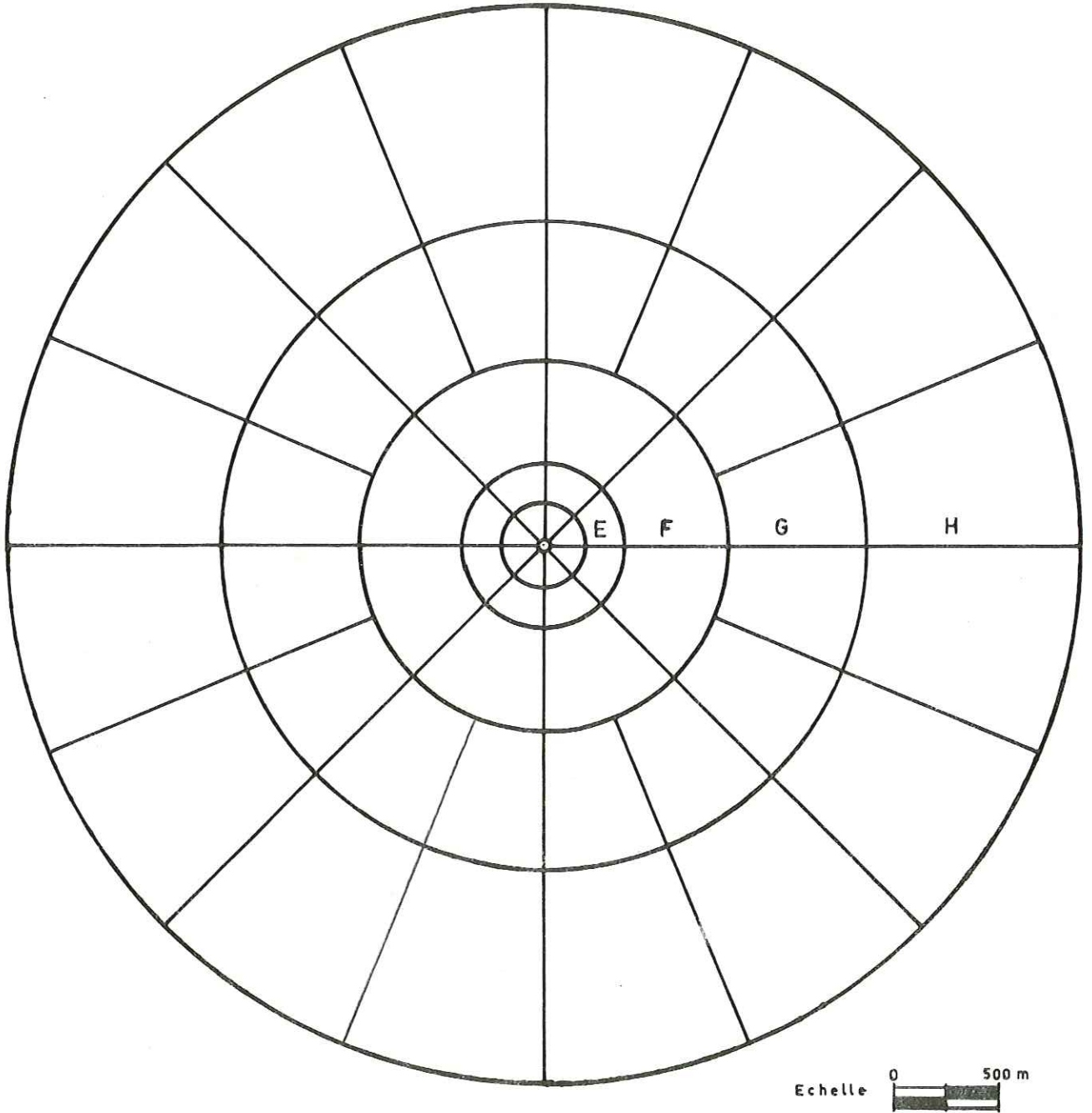


Fig. 20

CHAPITRE III

1. LES CORRECTIONS

Généralités

Toutes les mesures faites sont rapportées au plan horizontal de la station où l'on fait la mesure.

Les résultats des mesures doivent être corrigés topographiquement. On les ramène à une même surface de niveau. Ces corrections sont relativement importantes et difficiles à calculer avec précision en terrain accidenté. Elles sont simples pour le relief calme. Dans le premier cas, elles sont plus complexes. Dans le second cas, elles sont petites et peu nombreuses. La précision dépend d'un grand nombre de facteurs indépendants les uns des autres. Cependant, il existe deux facteurs importants : le premier est le choix de la densité superficielle, et le second est celui des conditions géologique et topographique tout à fait locales. Il y a encore une erreur de nivellement. Mais, dans la plupart des cas celle-ci est souvent négligeable.

Quant aux corrections, il y en a trois principales :

- A. - correction à l'air libre (altitude + latitude)
- B. - correction topographique (de terrain)
- C. - correction de Bouguer

A. CORRECTION A L'AIR LIBRE (altitude + latitude)

a) Correction de l'altitude

La correction à l'air libre consiste à ramener l'altitude du point à celle du géoïde¹ de référence, en supposant les deux points séparés par de l'air.

1. Le géoïde est une surface de niveau à chaque point perpendiculaire à la direction de la force de gravité. Sa forme ne s'écarte que légèrement de celle d'un ellipsoïde de révolution.

Supposons la Terre sphérique, et négligeons la pesanteur centrifuge¹ dont la gravité varie seulement en fonction de la distance au centre. Ceci provient de la loi de Newton qui dit que la gravité est fonction de l'inverse du carré de la distance.

On peut donc écrire :

$$g = \gamma \frac{M}{r^2}$$

où M est la masse de la Terre, r le rayon de la Terre, γ la constante de la gravitation, et g la gravité.

D'où l'on déduit :

$$\frac{dg}{dr} = - \frac{2 \gamma M}{r^3} = - \frac{2g}{r}$$

En prenant pour g la valeur 980 gal^2 , et pour $r = 6370.10^5 \text{ cm}$, on obtient :

$$\frac{dg}{dr} = \Delta g = -0,3086.10^{-5} \text{ gal par mètre}$$

ou $\Delta g = -0,3086 h \text{ mgal}$

h étant l'altitude de la station par rapport au niveau de la mer. L'expérience montre que la pesanteur diminue quand l'altitude augmente. Il faut donc faire la correction à l'air libre pour qu'elle élimine cette influence de l'altitude.

1. La pesanteur est constituée de deux termes ; a) une accélération centrifuge, due à la rotation de la Terre (c'est faible) . b) une attraction "newtonienne" par la masse de la Terre (cette dernière prend plus spécialement le nom de gravité (Que sais-je ? . - La Géodésie).

2. Le gal est l'équivalent du centimètre par seconde carré. En pratique, on emploie souvent le milligal (mgal). Un milligal est un millième de gal.

b) La correction de latitude

La correction de la latitude est couramment appliquée en prospection. Elle consiste à enlever l'effet de variation de g en fonction de la latitude (φ) (dite correction normale) et peut être calculée avec précision, si on dispose de valeurs correctes de la latitude de toutes les stations.

La valeur normale g (variations horizontales) de la pesanteur au point de latitude φ peut être calculée par rapport à l'ellipsoïde international.

On a :

$$g = 978,049 (1 + 0,0052884 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi)$$

Si l'on dérive cette expression par rapport à la φ , en négligeant le troisième terme.

$$\frac{dg}{d\varphi} = 978,049 \times 0,0052884 \sin 2\varphi$$

$$dg = 978,049 \times 0,0052884 \sin 2\varphi d\varphi$$

On peut écrire : (Fig. 21)

$$\frac{dg}{dx} = \frac{dg}{d\varphi} \cdot \frac{d\varphi}{dx} = \frac{dg}{d\varphi} \cdot \frac{1}{a}$$

$$dg = \frac{1}{a} \cdot 978,049 \times 0,0052884 \sin 2\varphi dx$$

Si on met :

$$a = 6\,370 \text{ km}, \quad \varphi = 45^\circ \text{ et } dx = 1 \text{ km}$$

on trouve :

$$dg = 8,1 \text{ Eötvös}$$

$$\text{ou } dg = 81 \cdot 10^{-5} \text{ gal}$$

Donc la pesanteur augmente normalement vers le Nord de $81 \cdot 10^{-5} \text{ gal/km}$.

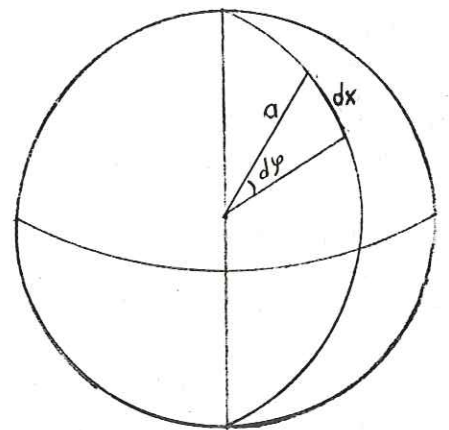


figure 21

B. CORRECTION DE TERRAIN

Cette correction tient compte de l'attraction du terrain au-dessus de la station de gravité et corrige aussi toute dépression au-dessous du niveau de la station, ce qui fait que la donnée de la couche infinie, utilisée dans la correction de Bouguer est incorrecte. Parce que l'attraction du matériau plus élevée que la station est plus grande et qu'elle s'oppose à la gravité, on l'ajoute à la gravité observée pour changer son effet. De même l'attraction du matériau dans la vallée au-dessous de l'altitude de la station a été soustraite dans la correction de Bouguer. Etant donné que ce matériau est en réalité manquant nous devons ajouter son attraction pour restituer ce qui a été soustrait dans la correction de Bouguer.

On utilise le procédé de découpage en zone et compartiment. Le calcul des corrections est basé sur la formule classique :

$$J = \frac{2\pi\rho k}{n} (-R_1 + R_2 - R_3 + R_4)$$

n : nombre de compartiments, ou :

$$J = \frac{2\pi\rho k}{n} (-R_1 + R_2 - \sqrt{R_2^2 + h^2} + \sqrt{R_1^2 + h^2})$$

R_1 et R_2 sont les rayons intérieurs et extérieurs de l'anneau cylindrique ; h : hauteur du cylindre (fig. 22a).

Si compartiment est au-dessous (fig. 22 b) :

$$J = \frac{2\pi\rho k}{n} (+R_1 - R_2 + R_3 - R_4)$$

En réalité, compartiment tel que $\rho = -\rho$ donc l'effet du compartiment sera moins (-) et la correction plus (+).

Ainsi la correction topographique est toujours ajoutée (positive) que la topographie soit une hauteur ou une dépression.

Calcul pratique

Soit utiliser les tableaux de Hayford, soit le tableau de Hammer. On se donne le rayon des zones, nombre de compartiments tels que ceux-ci soient à peu près carrés. La zone B interne a 2 m de rayon, et 4 compartiments. Il n'y a aucune correction pour la zone A.

Pour calculer la correction de terrain, j'ai tracé deux abaques

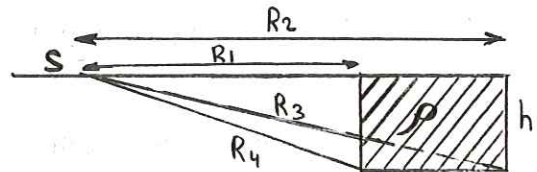


figure 22 a

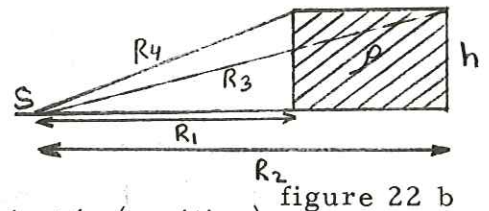


figure 22 b

l'un sur les cartes au 1/25 000, l'autre sur les cartes au 1/2.500. La première correspond à la moyenne distance, la seconde à la proche distance.

Puis j'ai évalué l'altitude moyenne de chaque compartiment sur la carte topographique pour toutes les zones voisines de la station. Ensuite, j'ai trouvé Δh en prenant la différence entre un point de station et les compartiments.

Le tableau V extrait des tableaux de Hammer, est utilisé pour cette direction.

C. CORRECTION DE BOUGUER

La correction de Bouguer rend compte de l'attraction du matériau rocheux entre le niveau de la mer et la station P à une altitude Z (fig. 23).

Supposons que la station soit située sur un vaste plateau horizontal.¹ L'attraction d'une couche plane indéfinie, homogène, de densité ρ , est facile à calculer.

On peut écrire le potentiel au point P d'un solide Q dont les dimensions sont :

$$d\xi, d\eta, d\zeta$$

Le potentiel de gravité serait :

$$U_P = \gamma \int \frac{dm}{r} = \gamma \rho \int \frac{d\xi d\eta d\zeta}{r}$$

r étant distance entre le point P et le solide, m la masse de la Terre, et γ une constante universelle, égale $6.67 \cdot 10^{-8}$ dans le système C. G. S.

$$r^2 = (x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (Z - \zeta)^2$$

On sait que :

$$\frac{\partial u}{\partial Z} = \frac{\partial u}{\partial r} \cdot \frac{\partial r}{\partial Z}$$

d'où on tire :

$$\frac{\partial r}{\partial Z} = \frac{Z - \zeta}{r}$$

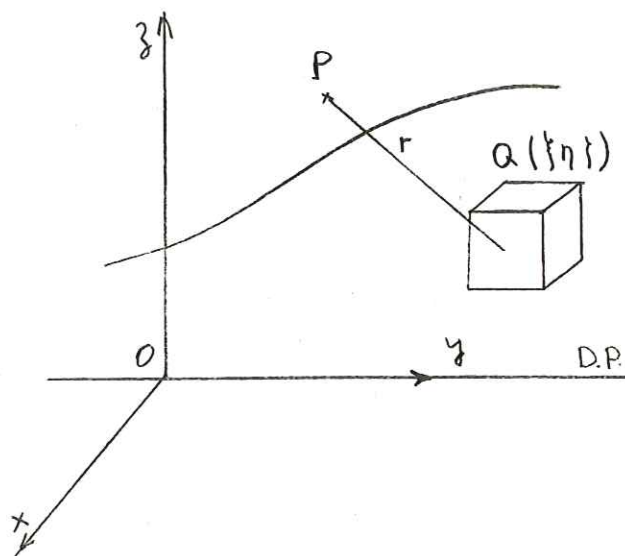


figure 23

1. On admet que la surface de la Terre est horizontale (parallèle au géoïde).

$$dv = (d^2 q \cos \varphi \sin \varphi + q dq d\varphi \frac{(\cos^2 \varphi - \sin^2 \varphi)}{\cos 2\varphi} - q^2 \sin \varphi \cos \varphi d^2 \varphi) d\xi$$

$$dv = [\sin \varphi \cos \varphi (d^2 q - q^2 d^2 \varphi) + q dq d\varphi \cos 2\varphi] d\xi$$

$$dv = [\frac{\sin^2 2\varphi}{2} (d^2 q - q^2 d^2 \varphi) + q dq d\varphi \cos 2\varphi] d\xi$$

prenons φ très petit. On trouve :

$$dv = q \cdot dq \cdot d\varphi \cdot d\xi$$

On peut écrire :

$$\frac{\partial u_p}{\partial Z} = - \int \int \int \frac{(Z - \xi)}{r^3} \cdot q \cdot dq \cdot d\varphi \cdot d\xi \quad (3)$$

$$C'était : r^2 = (x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (Z - \xi)^2$$

Remplaçons les valeurs des expressions (1) dans l'équation ci-dessus. Alors :

$$r^2 = q^2 \cos^2 \varphi + q^2 \sin^2 \varphi + (Z - \xi)^2$$

$$r^2 = q^2 + (Z - \xi)^2$$

Mettons cette valeur de r^2 dans l'expression (3) :

$$\frac{\partial u_p}{\partial Z} = - \int \int \int \frac{(Z - \xi)}{[q^2 + (Z - \xi)^2]^{3/2}} \cdot q dq d\varphi d\xi$$

ou

$$\frac{\partial u_p}{\partial Z} = - \int \int q dq d\varphi \int \frac{(Z - \xi)}{[q^2 + (Z - \xi)^2]^{3/2}} \cdot d\xi$$

A

Calculons l'intégrale A :

$$A = \int \frac{(Z - \xi)}{q^2 + (Z - \xi)^2}^{3/2} \cdot d\xi$$

Posons :

$$\begin{aligned} Z - \xi &= u \\ - d\xi &= du \end{aligned}$$

Posons encore :

$$q^2 + u^2 = x$$

$$2 u du = dx$$

$$u du = \frac{dx}{2}$$

d'où on tire

$$A = -\frac{1}{2} \int \frac{dx}{x^{3/2}} = -\frac{1}{2} \int x^{-3/2} dx = \frac{1}{\sqrt{x}}$$

$$\text{ou } A = \int \frac{(Z - \xi)}{\sqrt{q^2 + (Z - \xi)^2}} d\xi = \frac{1}{\sqrt{q^2 + (Z - \xi)^2}}$$

$$\begin{aligned} \text{donc } \frac{\partial u_p}{\partial Z} &= -\gamma \rho \iint q dq d\varphi \left. \frac{1}{\sqrt{q^2 + (Z - \xi)^2}} \right|_0^\xi \\ &= -\gamma \rho \iint q dq d\varphi \left(\frac{1}{\sqrt{q^2 + (Z - \xi)^2}} - \frac{1}{\sqrt{q^2 + Z^2}} \right) \\ &= -\gamma \rho 2\pi \left[\underbrace{\int \frac{q dq}{\sqrt{q^2 + (Z - \xi)^2}}}_B - \underbrace{\int \frac{q dq}{\sqrt{q^2 + Z^2}}}_C \right] \quad (4) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} B &= \int \frac{q dq}{q^2 + (Z - \xi)^2} = & q^2 + (Z - \xi)^2 &= x \\ & & 2 q dq &= dx \\ & & q dq &= \frac{dx}{2} \end{aligned}$$

$$B = \frac{1}{2} \int \frac{dx}{x} = \frac{1}{2} \int x^{-1/2} dx$$

$$B = \frac{1}{2} \cdot \frac{x^{1/2}}{1/2} = \sqrt{x} = \sqrt{q^2 + (Z - \xi)^2}$$

$$\begin{aligned} C &= \int \frac{q dq}{\sqrt{q^2 + Z^2}} = & q^2 + Z^2 &= y \\ & & 2 q dq &= dy \\ & & q dq &= \frac{dy}{2} \end{aligned}$$

$$= \frac{1}{2} \int \frac{dy}{y} = \frac{1}{2} \int y^{-1/2} dy = \sqrt{q^2 + Z^2}$$

Remplaçons les valeurs de B et C dans l'expression (4) :

$$\frac{\partial u_p}{\partial z} = - \gamma \rho 2 \pi \left[\sqrt{q^2 + (z - f)^2} - \sqrt{q^2 + z^2} \right]_0^f$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_p}{\partial z} &= - 2 \pi \gamma \rho \left[\sqrt{q^2 + (z - f)^2} - \sqrt{q^2 + z^2} - \sqrt{q^2 + z^2} + \sqrt{q^2 + z^2} \right] \\ &= - 2 \pi \gamma \rho \left[\sqrt{q^2 + (z - f)^2} - \sqrt{q^2 + z^2} \right] \end{aligned}$$

$$z - f = h$$

$$\begin{aligned} &= - 2 \pi \gamma \rho \left[\sqrt{q^2 + h^2} - \sqrt{q^2 + (h + f)^2} \right]_0^\infty \\ &= - 2 \pi \gamma \rho \left[\sqrt{q^2 + h^2} - (h + f) \sqrt{1 + \frac{q^2}{(h + f)^2}} \right]_0^\infty \\ &= - 2 \pi \gamma \rho \left[\sqrt{q^2 + h^2} - h \sqrt{1 + \frac{q^2}{(h + f)^2}} - f \sqrt{1 + \frac{q^2}{(h + f)^2}} \right]_0^\infty \\ &= - 2 \pi \gamma \rho \left[\sqrt{q^2 + h^2} - h - \infty - \sqrt{q^2 + h^2} + h \sqrt{1 + \frac{q^2}{h^2}} + 0 \right] \end{aligned}$$

Finalement on obtient :

$$\Delta g_B = - 2 \pi \gamma \rho (-h) = 2 \pi \gamma \rho h$$

On a montré que l'attraction en milligals d'une couche indéfinie d'une épaisseur de h (mètre) est :

$$\Delta g_B = 2 \pi \gamma \rho h$$

C'est la formule qui est utilisée en pratique.

La correction de Bouguer est un expédient, un calcul expéditif, qui permet d'éliminer en gros l'influence des masses rapprochées ; elle néglige les masses éloignées. Nous pouvons l'utiliser pour des études locales. En effet, les masses éloignées qui agissent de façon semblable sur toute station située dans un périmètre limité, ne seraient pas considérées. Mais nous ne pouvons pas nous en servir sur des étendues considérables.

Etant donné que la correction à l'air libre et celle de Bouguer sont toutes deux proportionnelles à l'altitude au-dessus du niveau de la mer, et sont toujours de signe opposé. C'est pourquoi on a l'habitude de combiner ces deux corrections. Après en avoir fait la somme, la correction à appliquer est :
(0,30.86 - 0,0419ρ) h mgal.

TROISIEME PARTIE

RESULTATS MAGNETIQUES

ET LEUR INTERPRETATION

1. RESULTATS MAGNETIQUES

En examinant la carte magnétique (Pl. I), on remarque 5 blocs à pendage vers le Sud séparés par 5 zones dont les directions sont variables.

La carte des isanomales magnétiques relève 5 zones distinctes :

a) La zone I est située entre Le Touvet - Goncelin qui a deux anomalies positives, avec un maximum de 343 γ , et de 338 γ . Elle a une anomalie négative, avec un minimum de 262 γ .

b) La zone II correspond à Tencin et à son Nord qui a trois anomalies positives, avec un maximum de 373 γ , de 348 γ et de 364 γ . Elle a deux anomalies avec deux minimum de 265 γ .

c) La zone III se trouve approximativement entre Froges, Crolles et Lumbin. Elle a deux anomalies positives, avec un maximum de 375 γ et de 372 γ . Elle a une anomalie négative, avec un minimum de 259 γ vers Tencin.

d) La zone IV est la plus caractéristique. Elle correspond à Saint-Nazaire-les-Eymes, Bernin et NNW de Villard-Bonnot. Elle a principalement deux anomalies positives avec un maximum de 407 γ et de 363 γ . Elle a une anomalie négative, avec un minimum de 283 γ .

e) La zone V est située au Versoud et au NNW du Versoud. Elle a principalement trois anomalies positives, avec un maximum de 387 γ , de 384 γ et de 364 γ . Elle a principalement trois anomalies négatives avec un minimum de 293 γ , de 276 γ et de 298 γ .

2. ESSAIS D'INTERPRETATION GEOLOGIQUE

L'interprétation géologique des résultats des mesures peuvent faire intervenir les causes théoriques possibles :

- forme du talweg
- nature du substratum
- tectonique
- remplissage de la vallée
- nappes souterraines.

Le remplissage très épais de la vallée de l'Isère et sauf quelques exceptions l'absence des affleurements du substratum nous empêchent d'interpréter chaque cas d'anomalie positive ou négative. Nous essayerons d'avoir par contre une idée générale sur les directions tectoniques et sur les directions et les pendages des reliefs supposés du substratum. Nous verrons par la suite que quelques anomalies établies suivant la carte d'isomales magnétiques correspondent assez bien aux failles principales relevées sur les affleurements bordant la vallée de l'Isère ce qui confirme leur présence et leur continuité sous les

remplissages alluviaux.

Nous constatons souvent que les isanomales concentriques ont des formes étirées suivant une direction ce qui laisse supposer que la cause perturbatrice est due à une structure continue. Les valeurs utilisées pour les courbes d'isanomales vont 10 par 10. Cette valeur très petite de 10 évite l'espacement des courbes. En effet les structures qui sont les causes d'anomalies sont très profondes et se traduisent en surface par une très petite variation de valeur. Les lignes tectoniques non minéralisées correspondent généralement à un maximum et à un minimum plus prononcés. Dans le cas d'une faille minéralisée les anomalies sont très intenses et montrent des grandes variations par rapport à la valeur moyenne. Ce dernier cas n'étant jamais observé, on peut en conclure que les variations de composante verticale correspondent aux lignes tectoniques simples.

Les directions des anomalies sont définies par les directions des axes dans l'allongement des figures constituées par les courbes d'isanomales. Ces directions n'étant qu'approximatives, ont seulement une valeur statistique.

Les mesures systématiques des directions des anomalies négatives nous conduisent à distinguer certaines directions privilégiées qui sont plus fréquentes. (Voir la figure 25 de répartition en direction des résultats statistiques des 49 directions d'anomalies négatives). Les directions approximatives les plus fréquentes sont : N25, N15-25 et N85. On constate que N15-25 correspond à la direction de la vallée de l'Isère. On peut supposer donc que l'Isère a emprunté une zone de cassure. D'ailleurs sur les cartes géologiques de la région et sur l'esquisse structurale de la chaîne de Belledonne (établie par J. SARROT-REYNAULD, 1965) on voit un certain nombre de failles dans cette direction. Nous pensons que les accidents N45 qui ressortent sur la figure de répartition peuvent être associés à cet ensemble de failles grossièrement parallèles à la chaîne de Belledonne. Par contre, les directions des lignes de discontinuité qui traversent la vallée de l'Isère et qui ont pour nous un intérêt pratique plus grand sont moins précises. Il faut cependant noter que ces anomalies transversales sont plus évidentes sur la carte au point de vue des variations qu'elles apportent sur les valeurs moyennes. Nous nous sommes basés d'ailleurs sur ces accidents transversaux pour distinguer 5 zones principales. Les directions approximatives N85, N115 et N140 sont les plus rencontrées. D'après les mêmes renseignements cités plus haut on remarque la fréquence des failles N80 pour les massifs de l'Est de l'Isère et N115 pour le massif de Chartreuse. Ces valeurs sont donc en parfait accord avec deux de nos résultats. Par contre N140 ne semble pas coïncider avec des accidents ou une structure déjà signalés.

Les formes des anomalies positives peuvent être aussi interprétées de diverses manières. Elles peuvent être causées par :

- des reliefs de talweg
- une formation de remplissage locale contenant plus d'éléments ferromagnésiens.

Nous avons établi également une fréquence de répartition pour les directions des anomalies positives (voir fig. 26). On constate que la

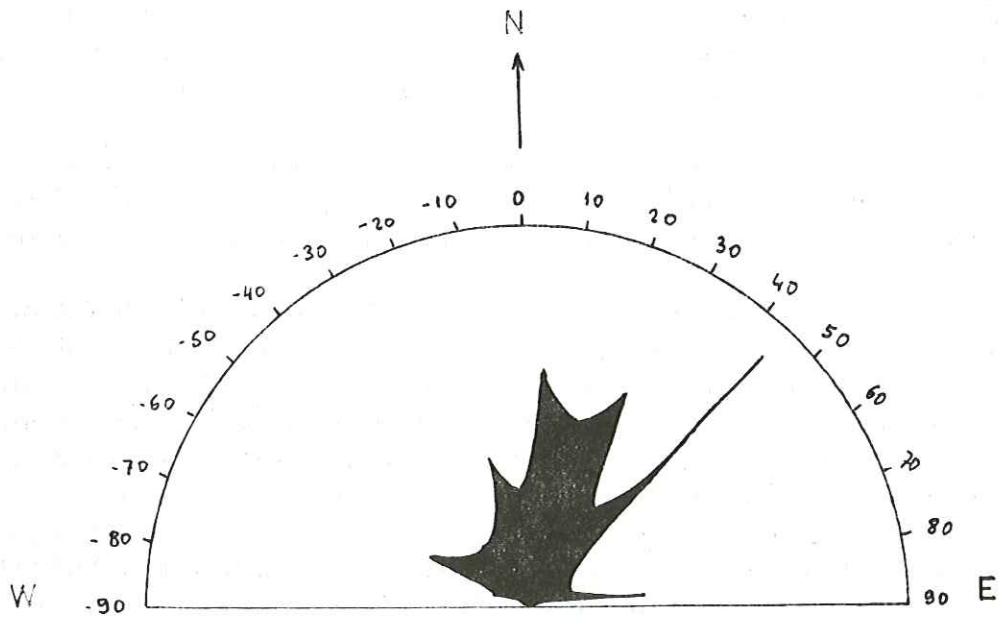


Fig 25.— Répartition en direction des résultats statistiques de 49 directions d'anomalies négatives

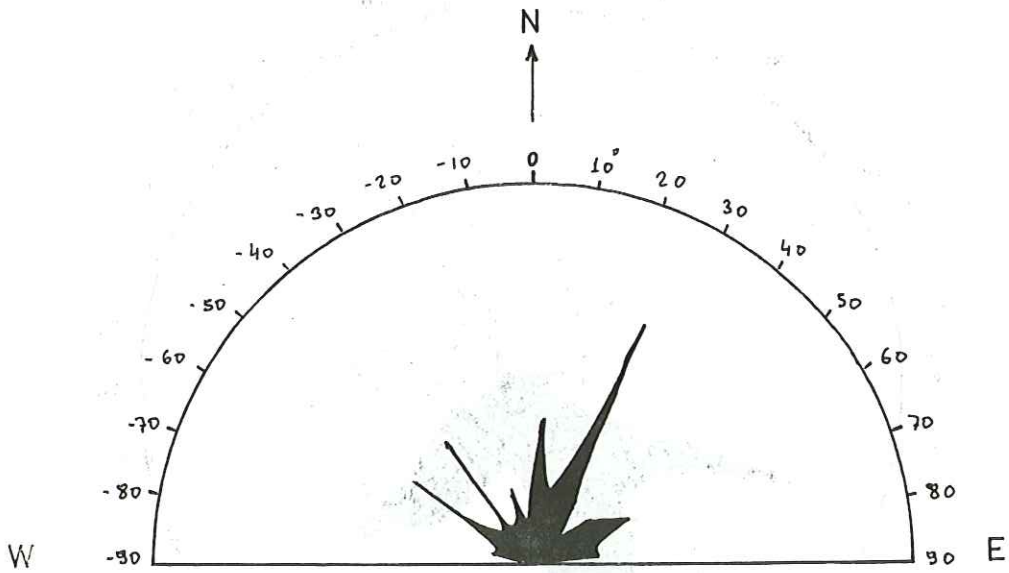


Fig 26.— Répartition en direction des résultats statistiques de 36 directions d'anomalies positives

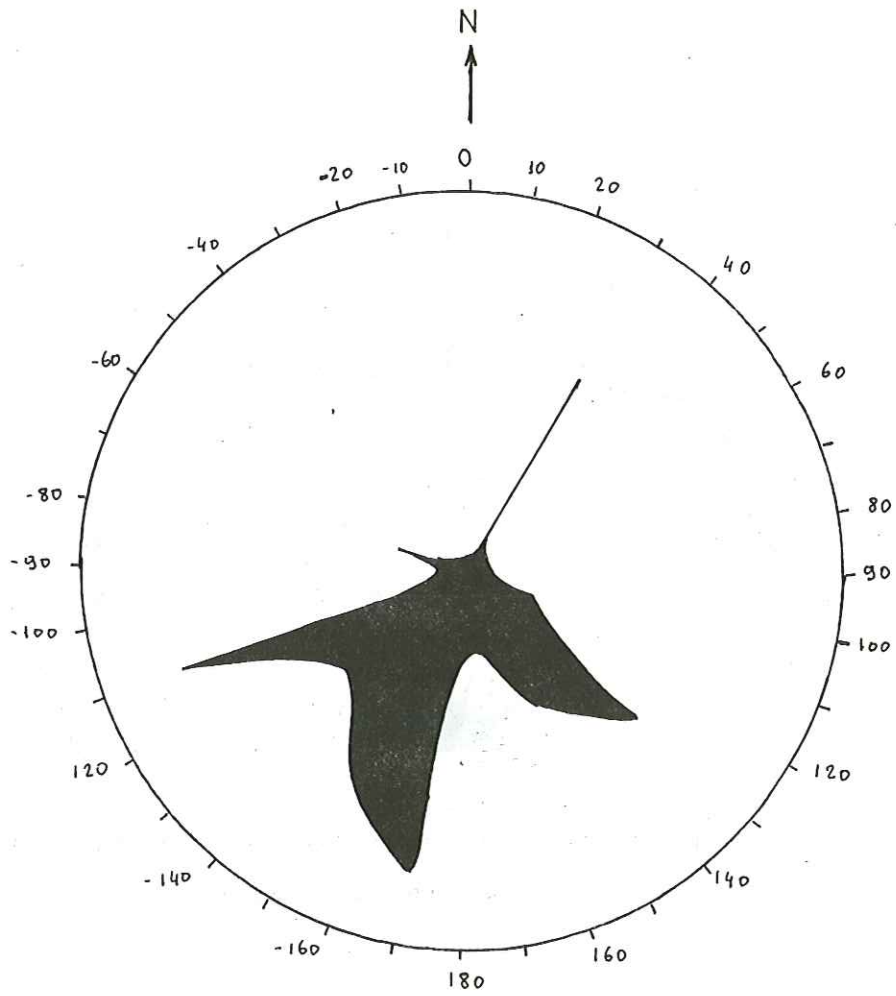


Fig. 27.—Répartition en direction des résultats statistiques
de 22 directions des pentes

direction approximative N25 est la plus rencontrée. Elle correspond donc à des zones d'anomalie négative de même direction. Les anomalies positives peuvent être dues donc à des blocs de substratum mis en relief par des accidents tectoniques de direction N25. Mais il faut noter qu'un mode de dépôt latéral de matériel plus ferromagnésien peut engendrer les mêmes formes d'anomalie positive. En effet les moraines latérales des glaciers ont dû être déposées suivant cette direction.

Les autres directions observées sont N125, N145 et N65. Les deux dernières peuvent être liées également à la structure tectonique de la région. Mais quand on observe plus attentivement on remarque que les courbes d'anomalies positives sont parfois plus serrées d'un côté que de l'autre. On peut donc envisager la présence des pentes fortes et douces pour les accidents qui sont l'objet des anomalies. Nous avons mesuré systématiquement la direction et le sens de ces pentes et représenté sur une figure de fréquence ce qui concerne les pentes douces. Evidemment à chaque pente douce correspond une pente forte symétriquement opposée (fig. 27).

On constate que les pentes douces sauf de rares exceptions sont inclinées vers le SW ou bien vers le SE. Les premières nous permettent de prendre en considération les seuils du substratum causés par les avancées des glaciers. En effet les glaciers qui sont venus de NE ont modelé le fond rocheux en formant des seuils dont les pentes douces sont inclinées vers le SW (fig. 28).



figure 28

Les pentes douces vers le SE n'ont aucune explication plausible avec l'histoire géologique de cette région.

A part l'interprétation générale quelques anomalies magnétiques peuvent faire l'objet d'un problème local. Ainsi les 5 zones citées plus haut sont séparées par des anomalies négatives de direction suivante.

Entre zones I et II N78 la ligne de l'anomalie passant par

Goncelin, on remarque qu'une grande faille passant par Grand Charnier et par Grand Crest et ayant une direction N70 est dans la continuité de cette anomalie.

Entre zones II et III N140 la ligne de l'anomalie passant par Tencin et par le SW, il y a un certain nombre de failles qui aboutissent dans cette zone, mais aucune ne semble avoir une direction analogue.

Entre zones III et IV N162 la ligne de l'anomalie passant par Froges et par le Sud, une faille très importante du massif de Belledonne de direction N70 aboutit dans cette région et il est possible de supposer qu'elle continue jusqu'à Bas-Bernin. Bien qu'il n'y ait pas de concordance de direction, il est pourtant évident qu'il y a une relation entre la zone d'anomalie décelée et cette grande fracture.

Sur le massif de Chartreuse près de cette zone, on remarque un certain nombre de failles qui peuvent avoir une relation avec l'anomalie négative cartée.

Entre zones IV et V N140 et N100, il s'agit d'une anomalie négative qui n'est pas régulière en une ligne continue. Une grande faille du massif de Belledonne passant par les Fanges, Prabert et Lancey aboutit dans cette région. Encore bien qu'il n'y ait pas de ressemblance dans les directions, la zone d'anomalie peut avoir une relation avec ce grand accident.

En conclusion, on constate que les grandes lignes tectoniques et les directions des principales anomalies négatives sont intimement liées.

Les anomalies positives de la région de Saint-Nazaire-les-Eymes et au Sud de Bas-Bernin posent un problème particulier.

- Il était nécessaire pour l'interprétation de l'anomalie de Saint-Nazaire-les-Eymes d'examiner la carte géologique de la région (Domène 1/50 000).

Déjà sur place, on remarquait la relation entre l'anomalie et les contours topographiques du milieu qui montre ici une surélévation d'environ 130 m par rapport à la vallée. En effet, sur la carte géologique un affleurement du substratum est indiqué à ce point, il s'agit d'une alternance de marne et de calcaire noir bathonien inférieur.

A l'emplacement de l'anomalie à côté de ces sédiments sont déposées les moraines de retrait würmiennes et les alluvions fluvio-glaciaires antéwürmiennes. L'anomalie positive devait être due à la présence de substratum et des moraines à gros bloc.

Reprenons les 5 causes citées plus haut. L'influence de la forme du talweg est hors question puisque le substratum affleure et là où le substratum n'affleure pas, il ne doit pas être bien profond.

Il est très normal que le substratum qui affleure ici donne une anomalie positive par rapport au remplissage de la vallée de l'Isère.

L'influence de la tectonique ne joue pas un rôle très important dans cette zone, car la direction de l'anomalie ne correspond pas avec des failles qui passent par le NW de Bernin dans le massif de Chartreuse.

En effet ces dépôts doivent contenir des éléments ferromagnétiques dont certains peuvent avoir des dimensions considérables. Je dois noter ici la présence d'un très grand bloc de gneiss dans cette région. Alors il est très normal que la nature différente de ces dépôts influence dans le sens d'une anomalie positive.

L'hypothèse d'une action des nappes souterraines est à rejeter. La thèse de J. C. FOURNEAUX (Hydrogéologie du Grésivaudan) nous indique l'absence d'une nappe dans cette région.

L'anomalie positive au Sud de Bas-Bernin est plus énigmatique. On y constate une anomalie positive très importante sans raison apparente.

CONCLUSION

Les résultats des mesures magnétiques effectuées ont des valeurs généralement caractéristiques qui peuvent être interprétées au point de vue géologique. Ainsi nous remarquons que les faits apportés par notre étude se limitent à des confirmations des esquisses géologiques établies soit sur le massif de Belledonne soit sur le massif de Chartreuse qui bordent la vallée de l'Isère.

RESULTATS GRAVIMETRIQUES

Les figures 29, 30, 31 représentent les profils de l'anomalie de Bouguer. En ce qui concerne le choix de la densité utilisée dans le calcul des corrections, sur une valeur moyenne de la densité est 2,0. Les profils sont donc établis suivant cette densité. La figure 29 qui est la plus caractéristique, montre une chute très nette vers NE due aux contacts des alluvions fluvio-glaciaires anté-würmiennes et des alluvions modernes. Elle descend vers SW avec une pente assez douce.

On voit donc que, dans l'ensemble, les alluvions sont des formations meubles et tendres. Leur densité est donc relativement faible. Par contre les formations interglaciaires appuyées probablement sur des calcaires marneux du Jurassique moyen et ces derniers ont une densité plus élevée. Ils peuvent ainsi marquer davantage les anomalies gravimétriques.

Nous avons fait ci-dessous un essai d'interprétation qualitative.

INTERPRETATION DES PROFILS GRAVIMETRIQUES

Le profil SW-NE est le plus caractéristique, nous y voyons une anomalie positive et deux anomalies négatives. (Fig. 29).

Dans le cadre d'une interprétation qualitative des profils gravimétriques, nous voyons que l'anomalie de Bouguer positive située à l'aplomb de la bosse de Sain-Nazaire-les-Eymes peut être interprétée par la remontée de forte densité au milieu des alluvions modernes de densité moindre. Il est très normal que le substratum qui affleure ici donne une anomalie positive par rapport au remplissage de la vallée de l'Isère. En effet, sur la carte géologique un affleurement du substratum est indiqué à ce point, il s'agit d'une alternance de marne et de calcaire noir bathonien inférieur.

A l'emplacement de l'anomalie à côté de ces sédiments sont déposées les moraines de retrait würmiennes et les alluvions fluvio-glaciaires antéwürmiennes.

S'il existe ici une certaine corrélation entre l'anomalie de Bouguer et la bosse de Saint-Nazaire-les-Eymes, c'est que précisément cette bosse est constituée des terrains sédimentaires les plus denses.

L'anomalie négative située dans la zone de Bas-Bernin - Isère correspond à une forte accumulation de sédiments modernes et une autre anomalie négative correspond au lit de Manival et ses environs.

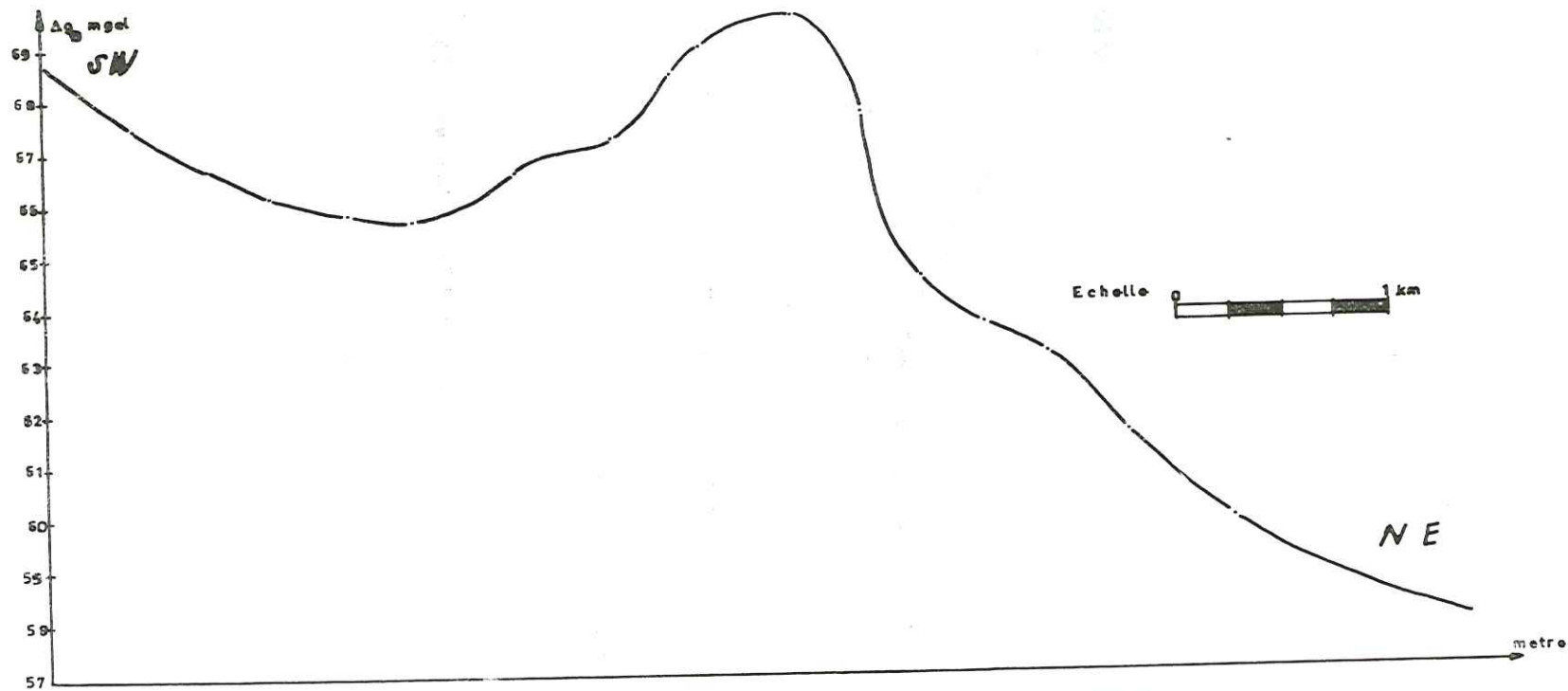
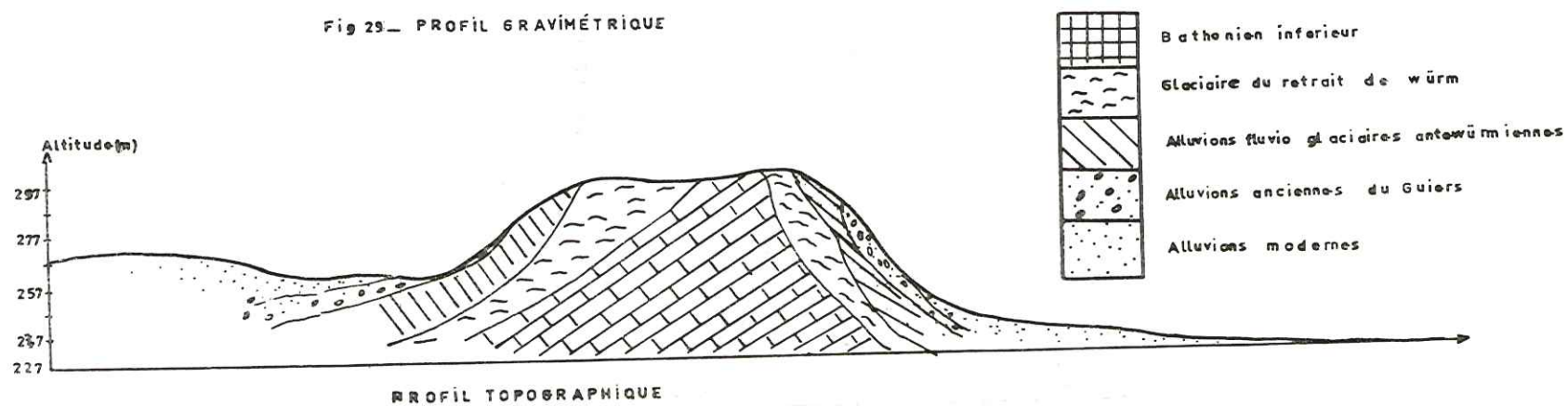


Fig 29_ PROFIL GRAVIMÉTRIQUE



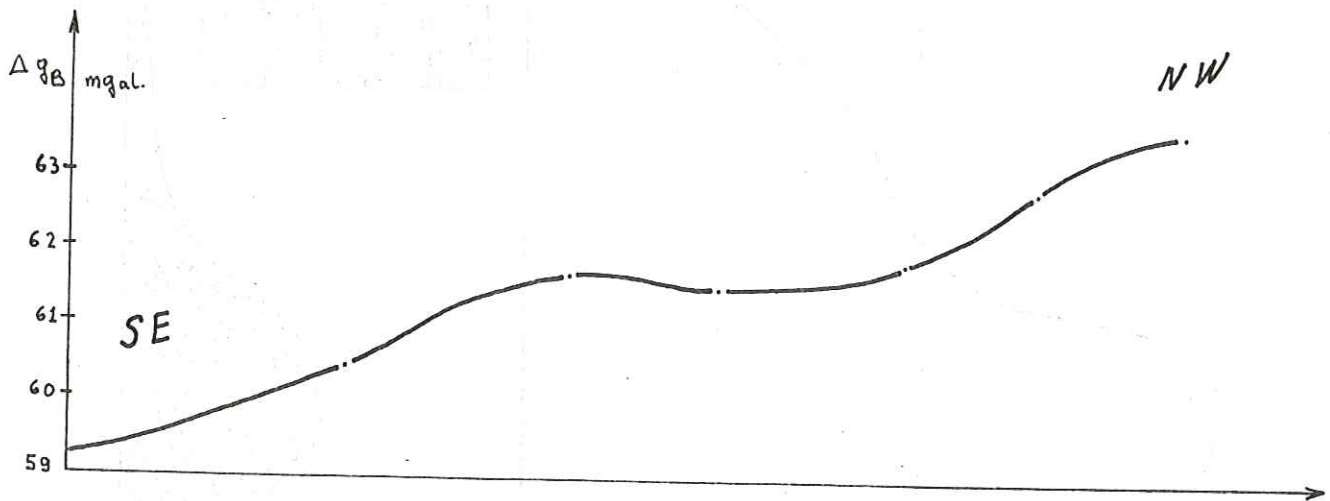


Fig. 30—PROFIL GRAVIMÉTRIQUE



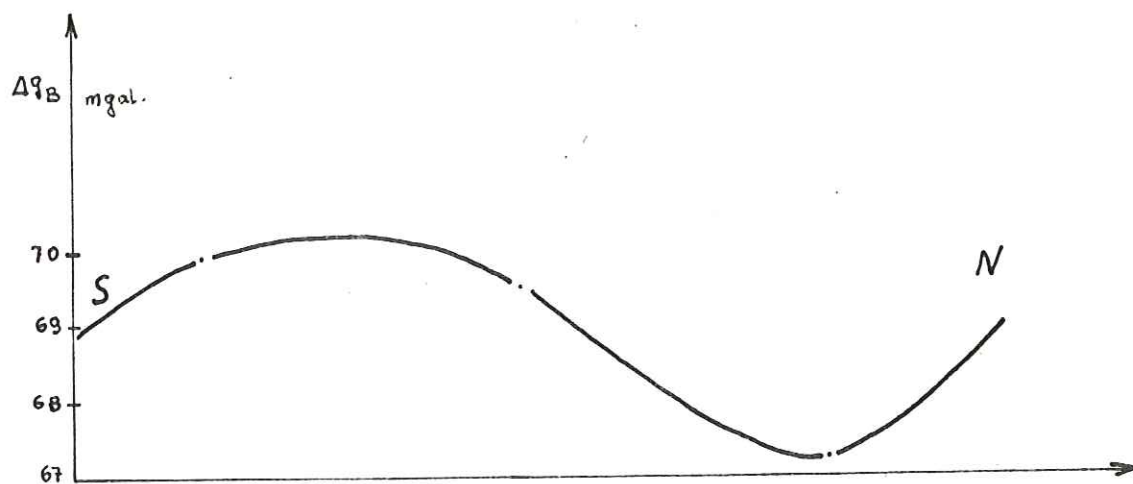


Fig. 31- PROFIL GRAVIMÉTRIQUE



CONCLUSION GRAVIMETRIQUE

Au point de vue gravimétrique, les contacts alluvions anciennes, alluvions modernes et alluvions fluvi-glaciaires antéwürmiennes sont bien marqués sur le profil gravimétrique (fig. 29).

En effet, l'anomalie positive est située à l'aplomb d'une alternance de marne et de calcaire noir bathonien inférieur.

On peut donc conclure que la variation des profils est uniquement due à la différence de la densité des formations.

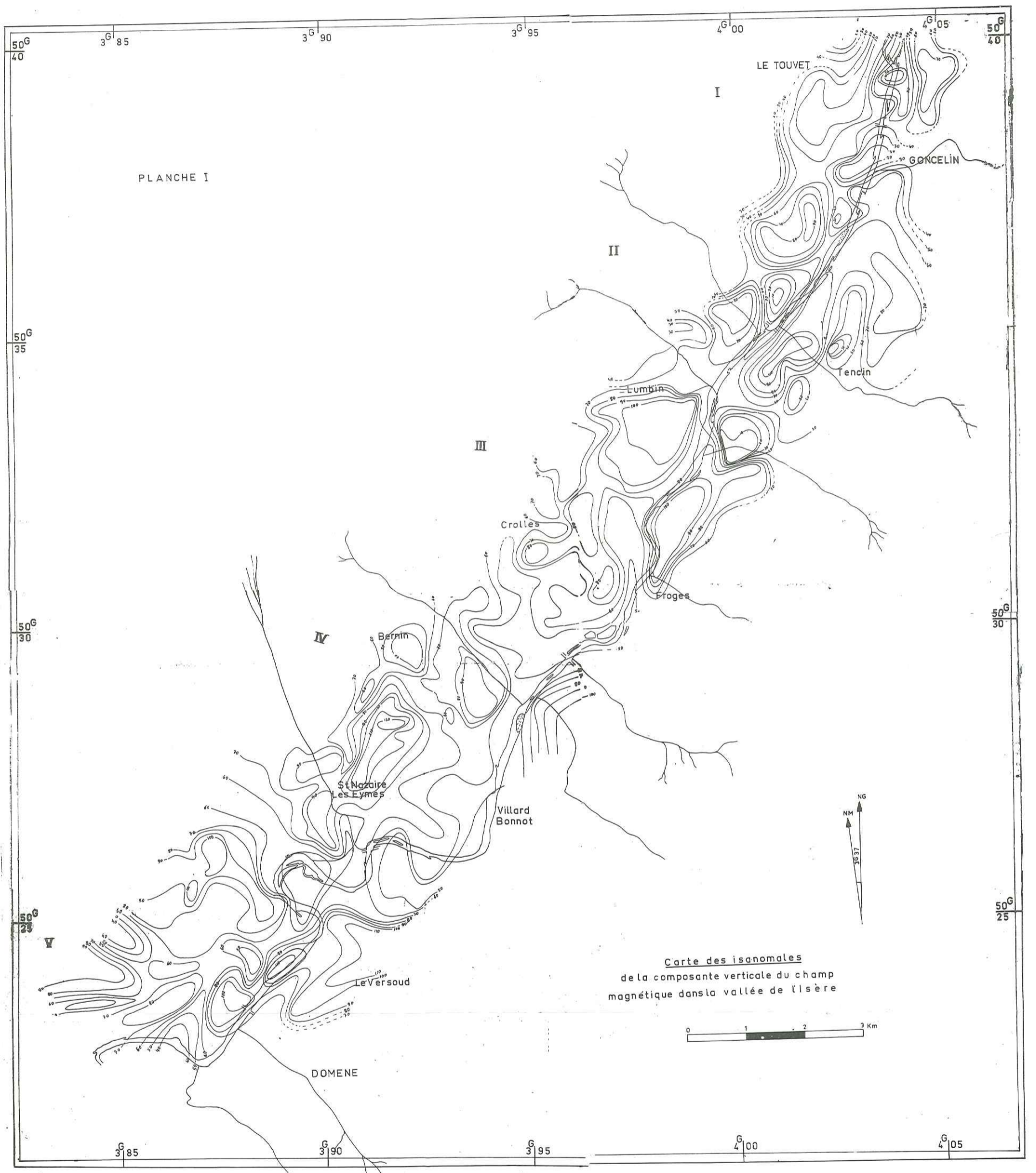
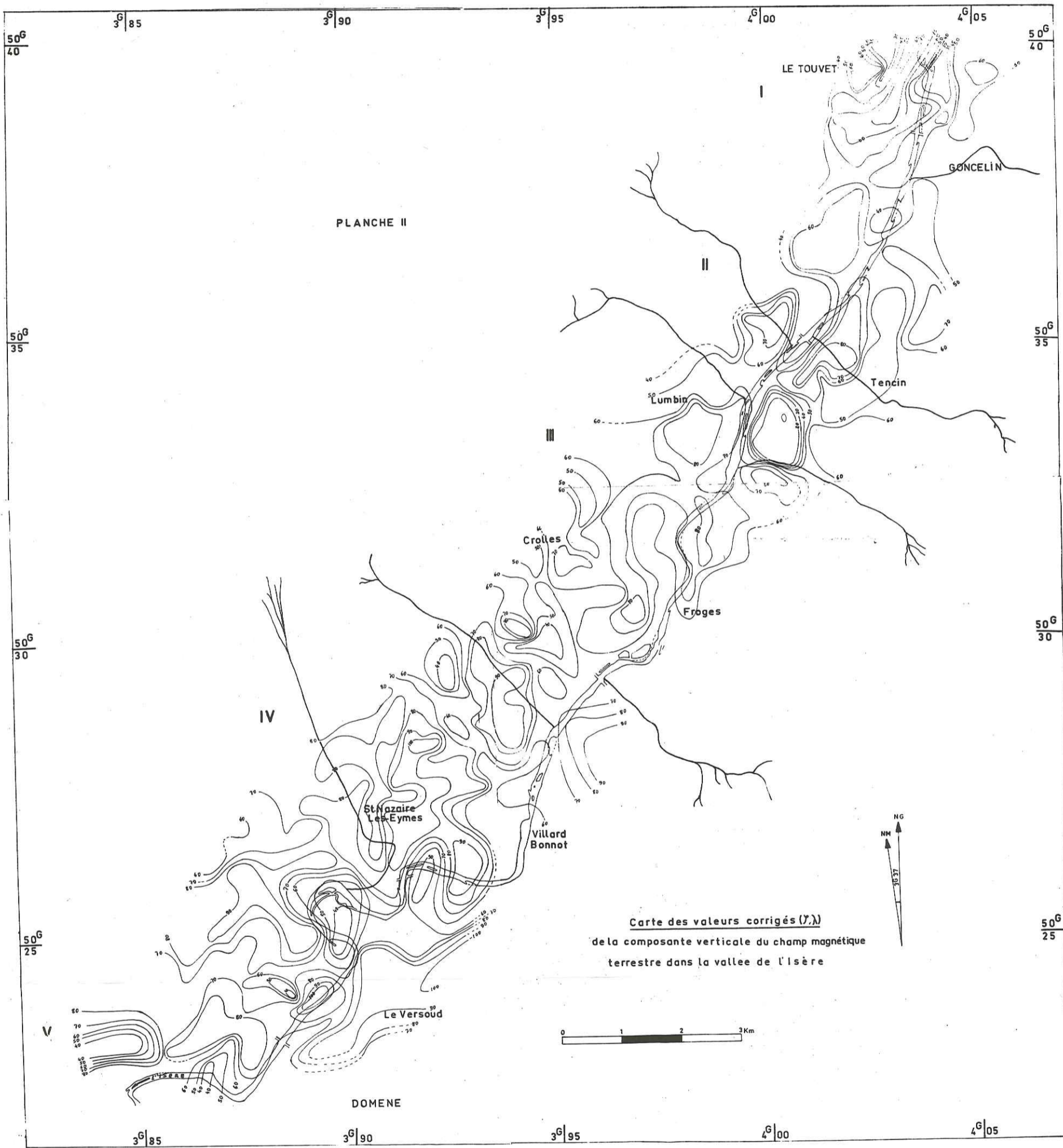


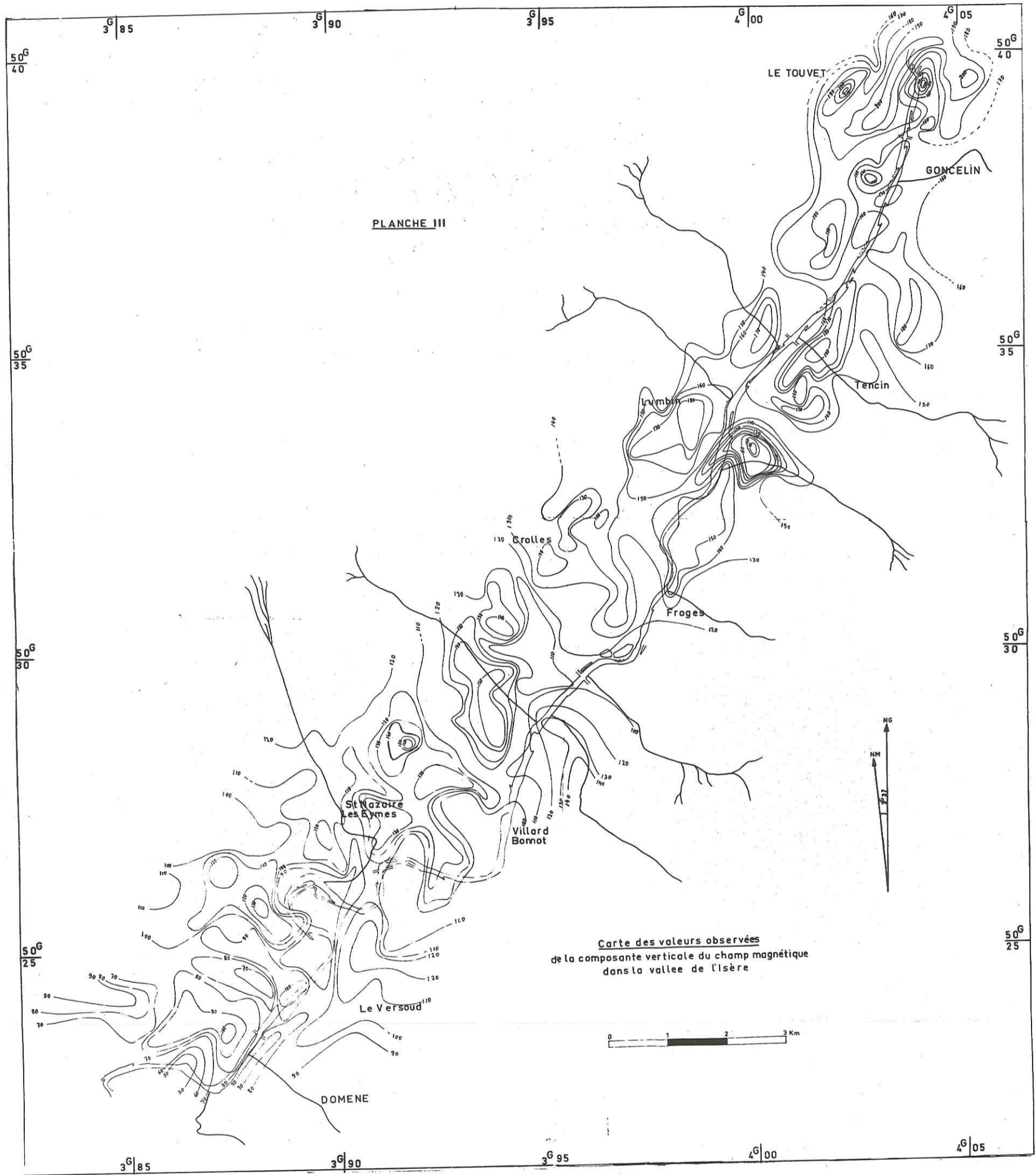
PLANCHE I

Carte des isanomales
de la composante verticale du champ
magnétique dans la vallée de l'isère



★ FACULTÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
de GRENOBLE ★





LISTE DES FIGURES

	pages
Schéma structural	6
Carte schématique des formations quaternaires	8, 9
Coupes schématiques	11, 12, 14
Profils des torrents de la rive gauche du Grésivaudan	14
Allure du champ dipôle	18, 20
Les éléments du champ magnétique terrestre	19
Un système aimant(mobile)	23
Le système deux aimants	24, 25
Position de lecture	27
Balance magnétique (B. M. Z.)	30
Une section plane passant par l'axe des pôles magnétiques	36, 37
Variation diurne de la composante verticale	40
Levé magnétique au Sud de Montbonnot	42
Gravimètre North American	46
Position fil du milieu de théodolite	51
L'abaque de Hammer	62, 63
Forme de la Terre	67
Compartiment pour la correction de terrain	68
L'attraction d'un solide	69, 70
Répartition en direction des résultats statistiques de 49 directions d'anomalie négative	78
Répartition en direction des résultats statistiques de 36 directions d'anomalie négative	79
Répartition en direction des résultats statistiques de 22 directions des pentes	80
Les glaciers	81
Profil gravimétrique	85, 86; 87

BIBLIOGRAPHIE

GÉOPHYSIQUE

- ALEXANIAN (C. L.), 1932. - Traité pratique de prospection géophysique. Paris, Librairie Ch. Béranger.
- ALEXANIAN (K.), 1937. - Etude magnétique en Alsace. Interprétation géologique des mesures. Thèse, Paris.
- AUBERT (M.), 1964. - Interprétation des cartes magnétiques au moyen d'abaques cylindriques. Annales de Géophysique, t. 20, p. 329-335.
- BARANOV (V.), 1953 a. - Sur le calcul de l'influence gravimétrique des structures définies par les isobathes. Geophysical prospecting, vol. I., n° 1, p. 36-43.
- BARANOV (V.), 1953 b. - Calcul du gradient vertical du champ de gravité ou du champ magnétique mesuré à la surface du sol. Geophysical prospecting, vol. I, n° 3, p. 171-191.
- BARANOV (V.), 1954. - Sur une méthode analytique de calcul de l'anomalie régionale. Geophysical prospecting, vol. II, n° 3, p. 203-226.
- BARANOV (V.), 1946. - Sur un nouvel abaque pour le calcul de l'influence des couches planes magnétiques minces. Annales de Géophysique, t. 2, p. 25-30.
- BERTHELIER (J.) et LEBEAU (A.), 1967. - Calcul d'un temps magnétique approché et fondement expérimental de la notion de temps magnétique. Annales de Géophysique, t. 23, p. 381-384.
- BOLLO (R.), GOGUEL (J.) et JEGER (J. L.), 1958. - Sur quelques anomalies gravimétriques en Bretagne. C. R. Acad. Sc., 246, p. 622-624.
- BREUSSE (J. J.), 1963. - La prospection géophysique et la recherche minière. Annales des mines, janvier.
- CAGNIARD (L.), 1960. - Introduction à la physique du globe. (Publication de l'Institut français du pétrole.)
- CHASTENET de GERY (J.) et NAUDY (H.), 1957. - Sur l'interprétation des anomalies gravimétriques et magnétiques. Geophysical prospecting, vol. V, n° 4.
- CIZANCOURT (H. de), 1953. - Essai d'interprétation de certaines anomalies de la pesanteur en Méditerranée occidentale et en Afrique du Nord. Ann. de Géophysique, t. 9, p. 126-151.
- COULOMP (J.), 1952. - La constitution physique de la Terre. Albin Michel.
- DOBRIN (M.), 1952. - Introduction to geophysical prospecting.
- DOROKINE (I.), BOGATCHEVA (E.), DROUGININE (A.) et al., Gisements de minéraux utiles et leur prospection. Editions "Ecole Supérieure", Moscou.
- ELKINS (T. A.), 1951. - The second derivative method of gravity interpretation. Geophysics, vol. 16, p. 29-50.
- ERGIN (K.), 1961. - Tatbiki jeofizik (Géophysique appliquée) Istanbul.

- FAVRE (B.), Cours de Géophysique. E. N. S. P. M.
- GODARD (L.), 1950. - Etude sur les propriétés magnétiques de coulées de lave ; application à la détermination des talwegs souterrains. Ann. Inst. phys. Globe, Strasbourg. Mende, nouv. série, 3e partie (Géophysique), t. VI, p. 59-60.
- GOGUEL (J.), 1959. - Application de la Géologie aux travaux de l'Ingénieur. Masson.
- GOGUEL (J.), 1963. - La Gravimétrie. Que sais-je ?
- HEILLAND (C. A.), 1940. - Geophysical prospecting. New York, Prentice Hall.
- HEISKANEN (W. A.) and VENING MEINESZ (F. A.), 1958. - The Earth and its Gravity Field. Mc Graw Hill, Londres - New York.
- HESSE (A.), 1966. - Prospection géophysique à faible profondeur. Application à l'Archéologie. Dunod.
- HOWELL (B. F.), 1969. - Introduction à la Géophysique par H. TAZIEFF. Masson.
- LASFARGUES (P.), 1966. - Magnétisme en Géologie et prospection magnétique au sous-sol. Masson.
- LEBEAU (A.), 1965. - Sur l'activité magnétique diurne dans les calottes polaires. Ann. de Géophysique, t. 21 (2), p. 167-218.
- LE BORGNE (E.), 1955. - Susceptibilité magnétique anormale du sol superficiel. Ann. de Géophysique, t. 11, p. 399-419.
- LE BORGNE (E.) et LE MOUËL (J.), 1966. - La nouvelle carte magnétique de la France. Note n° 15 de l'Inst. Phys. Globe, Paris.
- LEJAY (R. P.), 1951. - Développements modernes de la Gravimétrie. Gauthier-Villars, Paris.
- LLIBOUTRY (L.), 1966. - Traité de Glaciologie. Masson, Paris.
- MAURAIN (C.), 1923. - Les mesures magnétiques en France.
- MAURAIN (C.), 1961. - L'étude physique de la Terre. Que sais-je ?
- MIGAUX (L.), 1961. - La Géophysique appliquée. Nucleus, p. 245-260.
- PARASNIS (D. S.), 1966. - Mining geophysics. Elsevier, Amsterdam.
- PATY (J.), 1961. - Essai d'interprétation structurale d'un accident nord-Pyrénées au Sud de Pau (environ de Lasseuble) à partir de données gravimétriques. Thèse 3e Cycle, Géologie Approfondie, Bordeaux.
- PETERS (L. J.), 1949. - The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. Geophysics, XIV, n° 3, p. 290-320.
- PHAM-VAN-NGOG, 1964. - Technique nouvelle de prospection gravimétrique par mesure directe des dérivés secondes verticales de l'intensité de la pesanteur. Thèse, Paris.
- PHILIP (B.), 1961. - Application de l'anomalie de Bouguer à l'étude structurale de la région de Pau-Navarreux. Thèse 3e Cycle, Géologie Approfondie, Bordeaux.
- ROTHER (J. P.), 1937. - Contribution à l'étude des anomalies du champ magnétique terrestre. Thèse, Paris.
- ROTHER (J. P.) 1952. - Prospection géophysique. Gauthier-Villars, t. 2.
- ROUBERTOU (A.), 1967. - Etude magnétique de la zone nord de l'Alsace. Ann. de l'Inst. Phys. Globe, Strasbourg.

- ROUTHIER (P.), 1963. - Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche. Masson, t. 2.
- SAIAGH (H.), 1967. - Contribution à l'étude du seuil d'Erstein. Ann. de l'Inst. Phys. Globe, Strasbourg, t. VIII, p. 101-107.
- TARDI (P.), 1961. - Etude de la croûte terrestre par les anomalies de la pesanteur. Nucleus, p. 106-113.
- THELLIER (E.) et THELLIER (Mme O.), 1959. - Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, Ann. de Géophysique, t. 15, p. 285-376.
- TOURNIER (D.), 1964. - Etude et interprétation du prolongement méridional de l'anomalie magnétique du bassin de Paris. Ann. de Géophysique, t. 20, p. 336-340.
- WALCH (J. J.), 1967. - Etude des anomalies magnétiques du Nord des Vosges. Ann. de l'Inst. Phys. Globe, Strasbourg, t. VIII, p. 111-115.
- YÜNGÜL (S.), 1950. - Gravimetri ile jeofizik prospeksiyon. M. T. A. Enstitüsü Yayinlurindan. (La prospection géophysique avec gravimètre. Ed. M. T. A.).
- YÜNGÜL (S.), 1956. - Prospecting for chromite with gravimeter and magnetometer over rugged topography in Turkey. Geophysics, vol. 21, n° 2, p. 433-454.

GEOLOGIE

- BLACHE (J.), 1914. - Le bord de l'auge glaciaire du Grésivaudan. R. G. A., t. II.
- BLANCHARD (R.), 1922. - A propos du sous-sol du Grésivaudan. R. G. A., t. V.
- BOURDIER (F.), 1935. - Stratigraphie des alluvions antéwurmienne du Grésivaudan et de la vallée de Chambéry. C. R. A. S., t. 201, Paris.
- FOURNEAUX (J. C.), 1968. - Hydrogéologie du Grésivaudan. Thèse 3e Cycle, Grenoble.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1952. - Géologie dauphinoise. Masson, Paris.
- JAIL (M.), 1967. - Réflexion sur la présence de nouveaux affleurements du Bathonien-Callovien dans le Grésivaudan. R. G. A., t. LV, fasc. 4.
- PIRAUD (V.), 1922. - Le sous-sol de la vallée du Grésivaudan. B. S. S. I., t. 58,
- SARROT-REYNAULD (J.), 1965. - Style tectonique et morphologie de la bordure occidentale de la chaîne de Belledonne au Sud d'Allevard. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 41, p. 7.

Vu,
Grenoble, le
Président de la thèse

J. SARROT-REYNAULD

Vu,
Grenoble, le
Le Doyen de la Faculté des Sciences

E. BONNIER

Vu, et permis d'imprimer
Le Recteur de l'Académie de Grenoble

M. NIVEAU