This document was produced by scanning the original publication.

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

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada

Earth Physics Branch
Direction de la physique du globe

Gravity Service of Canada

Service de la gravité du Canada

GRAVITY ANOMALIES AND GEOLOGICAL STRUCTURE IN NORTHERN LABRADOR AND NORTHEASTERN QUEBEC

ANOMALIES DE LA PESANTEUR ET STRUCTURE GÉOLOGIQUE DANS LE NORD DU LABRADOR ET LE NORD-EST DU QUÉBEC

with maps/avec cartes Nos. 157-161

M. D. Thomas, D. W. Halliday, Randell Stephenson

Gravity Map Series
Numbers 157-161
Ottawa, Canada 1978

Série des cartes gravimétriques
Numéros 157-161
Ottawa, Canada 1978

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada

Earth Physics Branch
Direction de la physique du globe

1 Observatory Crescent
Ottawa Canada
K1A 0Y3

1 Place de l'Observatoire
Ottawa Canada
K1A 0Y3

Gravity Service of Canada

Service de la gravité du Canada

GRAVITY ANOMALIES AND GEOLOGICAL STRUCTURE IN NORTHERN LABRADOR AND NORTHEASTERN QUEBEC

ANOMALIES DE LA PESANTEUR ET STRUCTURE GÉOLOGIQUE DANS LE NORD DU LABRADOR ET LE NORD-EST DU QUÉBEC

with maps/avec cartes Nos. 157-161

No. 157 - Dyke Lake
No. 158 - Indian House
No. 159 - Nain-Nutak
No. 160 - George River
No. 161 - Hebron-Cape Territok

M. D. Thomas, D. W. Halliday, Randell Stephenson

Gravity Map Series
Numbers 157-161
Ottawa, Canada 1978

Série des cartes gravimétriques
Numéros 157-161
Ottawa, Canada 1978

© Minister of Supply and Services Canada 1978

Available by mail from

Printing and Publishing
Supply and Services Canada
Hull, Québec, Canada, K1A 0S9

Earth Physics Branch,
Energy, Mines and Resources Canada,
1 Observatory Crescent,
Ottawa, Canada K1A 0Y3

or through your bookseller

Catalogue No. M74-6/157-161
ISBN 0-660-00715-0
ISSN 0704-3104

Price: Canada: $6.00
Other countries: $7.20

Price subject to change without notice

© Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1978

En vente par la poste:

Imprimerie et Édition
Approvisionnements et Services Canada
Hull, Québec, Canada, K1A 0S9

Direction de la physique du globe,
Énergie, Mines et Ressources Canada,
1 Place de l'Observatoire,
Ottawa, Canada K1A 0Y3

ou chez votre libraire.

N° de catalogue M74-6/157-161
ISBN 0-660-00715-0
ISBN 0704-3104

Prix: Canada: $6.00
Autres pays: $7.20

Prix sujet à changement sans avis préalable

FOREWORD

The Gravity Map Series of the Earth Physics Branch is intended to provide Bouguer and/or free air gravity data to the user in map form on a timely basis. The standard and principal scale of the map series is 1:500,000 with map boundaries established according to the National Topographic System. Non-standard scales (1:250,000 and 1:1,000,000) with or without boundaries defined by NTS are used where the principal scale is inappropriate for the station density.

The maps in the series are numbered consecutively as the field work is completed. The NTS number is normally also indicated on each map. The maps are usually published with a report describing the surveys and the principal features of the gravity field. Interpretations of the data are also included from time to time. When released with a manuscript the maps are usually grouped according to the area surveyed or to provide complete coverage of a geological or geophysical feature of the earth's crust.

AVANT-PROPOS

La série de cartes gravimétriques de la Direction de la physique du globe est dressée pour fournir à l'usager, sous forme de cartes, des données sur une base opportune des anomalies de Bouguer et/ou à l'air libre. L'échelle normalisée et principale des cartes est au 1:500 000, avec des limites cartographiques établies suivant le Système topographique national. Des échelles non normalisées (1:250 000 et 1:1 000 000), avec ou sans limites définies par le STN, sont employées où l'échelle principale est impropre du fait de la densité de stations.

Les cartes sont numérotées dès l'achèvement des levés sur le terrain. Le numéro du STN est également indiqué sur chaque carte. Les cartes sont couramment publiées accompagnées d'un rapport descriptif des levés et des principaux éléments du champ de gravité. Des interprétations des données y sont incluses de temps à autre. Publiées avec un rapport, les cartes sont généralement groupées suivant les régions levées ou pour donner une représentation complète d'un élément géologique ou géophysique de la croûte terrestre.

CONTENTS

Page

ABSTRACT 1

INTRODUCTION 3

GRAVITY SURVEYS 4

Survey Procedures 4

Errors in the Gravity Anomalies 4

Presentation of Results 6

GEOLOGY 8

Superior Structural Province 8

Churchill Structural Province 10

Nain Structural Province 11

Elsonian Intrusions 12

ROCK DENSITIES 14

GRAVITY ANOMALIES 19

Regional Gravity Anomalies and their Relationship to Geology 19

Interpretation of Regional Gravity Anomalies 24

Churchill-Nain Boundary 31

Miscellaneous Anomalies 32

ACKNOWLEDGEMENTS 36

REFERENCES 37

GRAVITY MAP SERIES

NO. 157 - DYKE LAKE

NO. 158 - INDIAN HOUSE

NO. 159 - NAIN-NUTAK

NO. 160 - GEORGE RIVER

NO. 161 - HEBRON-CAPE TERRITOK

SOMMAIRE

Page

RESUME 1

INTRODUCTION 3

LEVES GRAVIMETRIQUES 4

Méthodes de levés 4

Erreurs dans les anomalies de la pesanteur 6

Présentation des résultats 7

GEOLOGIE 8

Province structurale du lac Supérieur 8

Province structurale de Churchill 10

Province structurale de Nain 12

Intrusions elsoniennes 12

DENSITES DES ROCHES 14

ANOMALIES GRAVIMETRIQUES 19

Anomalies gravimétriques régionales et leurs relations avec la géologie 19

Interprétation des anomalies gravimétriques régionales 25

Frontière de Churchill-Nain 32

Anomalies diverses 33

REMERCIEMENTS 36

BIBLIOGRAPHIE 37

SERIE DES CARTES GRAVIMETRIQUES

N° 157 - LAC DYKE

N° 158 - INDIAN HOUSE

N° 159 - NAIN-NUTAK

N° 160 - RIVIERE GEORGES

N° 161 - HEBRON-CAPE TERRITOK

GRAVITY ANOMALIES AND GEOLOGICAL STRUCTURE IN NORTHERN LABRADOR AND NORTHEASTERN QUEBEC

ANOMALIES DE LA PESANTEUR ET STRUCTURE GÉOLOGIQUE DANS LE NORD DU LABRADOR ET LE NORD-EST DU QUÉBEC

M. D. Thomas, D. W. Halliday, Randell Stephenson

ABSTRACT

The gravity field of northern Labrador and northeastern Quebec is dominated by a series of seven essentially coextensive, parallel, regional anomalies which extend over distances varying from 300 to 450 km and have average widths ranging from 45 to 100 km. The anomalies are present over the Churchill Province which forms the bulk of the region, the Nain Province and the eastern border zone of the Superior Province; they trend north-northwesterly approximately parallel to the Superior-Churchill and Churchill-Nain boundaries.

The negative-positive anomaly pair along the Superior-Churchill boundary is interpreted to reflect the juxtaposition of two crustal blocks of different mean density and thickness in relative isostatic equilibrium. In a simple gravity model the Superior crust is 34 km thick and the Churchill crust is 49 km thick and 0.12 g/cm^3 denser than Superior crust; the boundary between the blocks is believed to represent a suture produced by collision of two protocontinental masses.

Some of the anomalies within the Churchill and Nain provinces appear to correlate with certain lithological units outlined by regional geological mapping; others exhibit no such correlation. This is considered as evidence that the pattern of alternating positive and negative anomalies may be controlled to some degree by block faulting of crustal dimensions. Thus, deep crustal structure as well as upper crustal compositional changes could provide significant contributions to the anomalies; Conrad and Moho topography controlled by major faults are examples of such structure. In a preliminary block-faulted model the single Churchill block is replaced by a series of blocks of different density which are each in relative isostatic equilibrium.

A prominent regional anomaly in the eastern part of the Labrador Trough is attributed to a major basic igneous body which dips eastwards under the Central Gneiss Belt. Analysis of a positive anomaly associated with the Kiglapait layered

RESUME

Le champ gravitationnel du nord du Labrador et du nord-est du Québec est dominé par une série de sept anomalies régionales, parallèles et essentiellement de même étendue, qui s'étalent sur des distances variant de 300 à 450 km et dont la largeur moyenne va de 45 à 100 km. Les anomalies se trouvent dans la province de Churchill, qui forme la plus grande partie de la région, la province de Nain et la frontière orientale de la province du lac Supérieur; de direction nord-nord-ouest, elles sont à peu près parallèles aux frontières du lac Supérieur-Churchill et de Churchill-Nain.

Les deux anomalies (négative et positive) qui longent la frontière du lac Supérieur-Churchill sont interprétées comme étant causée par la juxtaposition de deux blocs sialiques de différentes densités et épaisseurs moyennes, dans un équilibre isostatique relatif. Dans un modèle de gravité simple, la croûte du lac Supérieur a une épaisseur de 34 km; celle de Churchill a 49 km d'épaisseur et est de 0,12 g/cm^3 plus dense que l'autre. On croit que la frontière entre ces blocs représente une ligne de jonction provoquée par la collision de deux masses protocontinentales.

Quelques-unes des anomalies dans les provinces de Churchill et de Nain semblent correspondre à certaines unités lithologiques indiquées sur des cartes géologiques régionales; les autres ne présentent pas de telle corrélation. Cela prouverait que la structure de l'alternance positive et négative des anomalies peut être déterminée jusqu'à un certain point par la fracturation de la croûte en blocs. Ainsi, les variations de la structure profonde de la croûte et de la composition de la croûte supérieure pourraient contribuer grandement à ces anomalies; la topographie de Conrad et Moho déterminée par des failles majeures est un exemple d'une telle structure. Dans un modèle préliminaire de fracturation en blocs, le bloc unique de Churchill est remplacé par une série de blocs de différentes densités qui sont tous dans un état d'équilibre isostatique relatif.

intrusion of the Nain Anorthosite Complex indicates that the lopolithic shape and maximum depth of the body (8.7 km) predicted on purely geological grounds are supported. Lac La Moinerie, a circular lake formed by meteoritic impact, coincides with a negative gravity anomaly of amplitude 4 mgal, and in this respect is similar to several other impact structures in Canada.

Une anomalie régionale importante dans la partie est de la fosse du Labrador est attribuée à un important massif de roches ignées basiques qui plonge vers l'est sous la zone de gneiss du centre. L'analyse d'une anomalie positive associée à l'intrusion en couches de Kiglapait du complexe anorthositique de Nain corrobore les prévisions basées sur des facteurs pûrement géologiques, qui avaient attribué au massif une forme lopolitique et une profonduer maximale de 8,7 km. Le lac La Moinerie, lac circulaire formé par l'impact d'un météorite, coincide avec une anomalie gravimétrique négative d'une amplitude de 4 mgals, et, en ce sens, il est similaire à plusieurs autres structures d'impact au Canada.

INTRODUCTION

A gravity survey realizing over 1600 stations carried out by the Gravity and Geodynamics Division of the Earth Physics Branch in the summer of 1973 in northeastern Quebec and northern Labrador essentially completed the national gravity mapping program of the Canadian Shield on the Canadian mainland. The results of this survey, and of several others in the same general area, are presented and correlated with the geology. Information on rock densities obtained from samples collected during the surveys is also presented.

The study area (Fig. 1) embraces portions of three structural provinces of the Canadian Shield, from west to east, the Superior, Churchill and Nain. The gravity maps covering this region are indexed in Fig. 1.

INTRODUCTION

Un levé gravimétrique effectué sur plus de 1 600 stations par la Division de la gravité et de la géodynamique de la Direction de la physique du globe, au cours de l'été 1973, dans le nord-est du Québec et le nord du Labrador a complété l'essentiel du programme de cartographie gravimétrique national du Bouclier canadien au Canada. Les résultats de ce levé, ainsi que de plusieurs autres dans la même grande région, sont reliés à la géologie et présentés ici. Sont également présentés des renseignements sur les densités de roches obtenues à partir d'échantillons recueillis durant les levés.

La zone de l'étude (fig. 1) couvre des parties de trois provinces structurales du Bouclier canadien, à savoir, d'ouest en est, les provinces du lac Supérieur, de Churchill et de Nain. Les cartes gravimétriques qui couvrent cette région sont indexées à la figure 1.

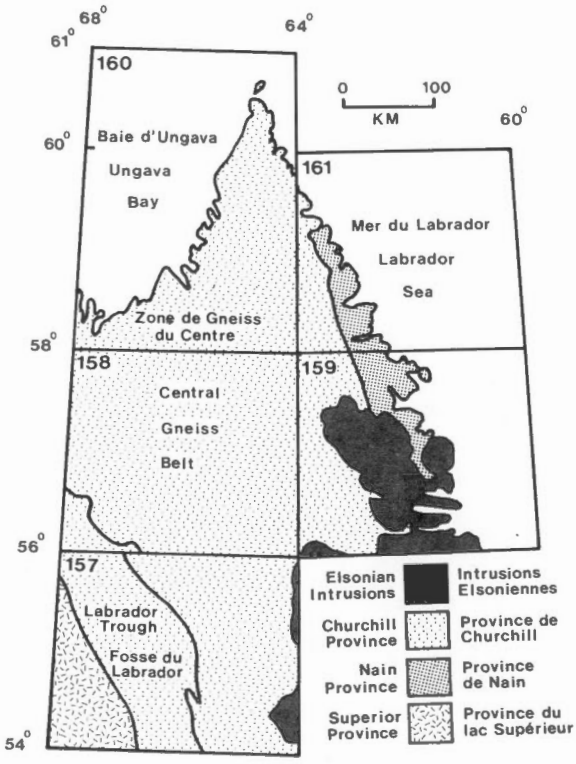

Figure 1. Map of major geological divisions and gravity map index - (157) Dyke Lake; (158) Indian House; (159) Nain-Nutak; (160) George River; (161) Hebron-Cape Territok.

Carte des principales divisions géologiques et index des cartes gravimétriques - (157) Lac Dyke; (158) Indian House; (159) Nain-Nutak; (160) Rivière Georges; (161) Hebron-Cape Territok.

GRAVITY SURVEYS

Altogether 2839 gravity observations have been made in the area during the period 1956 to 1973. Of these, the vast majority (2567) was obtained in 1972 and 1973, and smaller surveys in 1959, 1964 and 1968 established another 251. The remaining 21 observations were made in conjunction with gravity base network surveys or as part of larger surveys conducted in peripheral areas. The remote and often rugged nature of the terrain necessitated the use of air transport in all the surveys. Fixed-wing aircraft were used until 1959 and helicopters for the main surveys thereafter. General information relating to the principal gravity surveys is presented in Table 1.

Survey Procedures

At each gravity station the gravity meter reading, two altimeter readings, and the times of the readings were recorded. The gravity observations were connected to control stations of the National Gravity Net which is consistent with the International Gravity Standardization Network 1971 (IGSN71) and is described by McConnell and Tanner (1974).

The spacing of survey stations averages about 10 km over most of the area, but is a few kilometres greater in the southern half of gravity map number 157, Dyke Lake (see Fig. 2). Control stations are irregularly spaced throughout the region and are normally tens of kilometres apart. The gravity meters were read at gravity control stations approximately every 4 hours.

Station elevations were obtained from two altimeters. These were read, whenever possible, at a control elevation at least every hour for the purpose of correcting elevations of intermediate stations for diurnal barometric variation. At each station the wet and dry bulb temperatures of a psychrometer were recorded in order to correct the altimetry for changes in temperature and humidity. Topographic maps, primarily at the scale of 1:250,000, were used to locate the stations and to determine their geographical coordinates.

Errors in the Gravity Anomalies

The gravity data have been reduced to Bouguer anomalies using a uniform density of 2.67 g/cm^3 and a sea level datum. Terrain corrections have been computed for 478 stations located within a strip of rugged terrain averaging about 75 km in width along the coast of the Labrador Sea (Fig. 2). The average terrain correction is 3.63 mgal

LEVES GRAVIMETRIQUES

Au total, 2 839 observations gravimétriques ont été faites dans la région au cours de la période de 1956 à 1973, la grande majorité d'entre elles (2 567) l'ayant été en 1972 et 1973; des levés de moindre importance ont permis, en 1959, 1964 et 1968, d'en ajouter 251. Les 21 observations qui restent proviennent de levés de réseaux gravimétriques ou de levés plus importants effectués dans des régions périphériques. L'éloignement et le caractère souvent accidenté du terrain ont nécessité l'emploi de transports aériens pour tous les levés. Des aéronefs à voilure fixe ont été utilisés jusqu'en 1959; depuis on se sert d'hélicoptères pour les principaux levés. Des renseignements généraux relatifs aux principaux levés gravimétriques sont présentés au tableau 1.

Méthodes de levés

A chacune des stations gravimétriques, les relevés du gravimètre, ceux de deux altimètres et les heures des relevés ont été enregistrés. Les observations gravimétriques ont été reliées à des stations de contrôle du réseau gravimétrique national qui est conforme à l'International Gravity Standardization Network 1971 (IGSN71) et décrit par McConnell et Tanner (1974).

La distance entre les stations gravimétriques est en moyenne d'environ 10 km sur la majeure partie de la région, mais est de quelques kilomètres de plus dans la partie sud de la carte gravimétrique n° 157: lac Dyke (voir fig. 2). Les stations de contrôle sont irrégulièrement espacées dans l'ensemble de la région et elles sont habituellement éloignées de plusieurs dizaines de kilomètres les unes des autres. La lecture des gravimètres a été relevée aux stations de contrôle gravimétrique environ toutes les quatre heures.

L'altitude des stations a été obtenue au moyen de deux altimètres. Lorsque c'était possible, ceux-ci ont été lus au moins toutes les heures, afin d'effectuer la correction des élévations des stations intermédiaires en fonction de la variation barométrique diurne. A chacune des stations, les températures des thermomètres sec et humide d'un psychromètre ont été enregistrées dans le but de corriger la mesure de l'altitude en tenant compte des variations de la température et de l'humidité. Des cartes topographiques, surtout à l'échelle de 1:250 000, ont été utilisées pour localiser les stations et établir leurs coordonnées géographiques.

TABLE 1

TABLEAU 1

Summary of Gravity Surveys

Résumé des levés gravimétriques

YEAR ANNEE	NO. OF STATIONS NOMBRE DE STATIONS	PROJECT PROJET	OBSERVERS OBSERVATEURS	GRAVITY METER GRAVIMETRE
1959	118	59-003	*Tanner Buck	W 433
1964	86	64-010	*Weaver, D.F. Brule DeKort Peters Richard Weaver, J.	G 9 G 74 W 391 W 431 W 460 W 546
1968	47	68-106	*Halpenny Burke Todd	G 74 W 807
1972	950	72-107	*Halliday Powell Stephenson Wilson	G 172 W 391 W 431
1973	1617	73-107	*Halliday Stephenson Wilson	G 7 G 9 G 172 G 278
1956-58	21	Miscellaneous Divers		
Total	2839		*Party Chief *Chef d'équipe	W - Worden G - LaCoste & Romberg

(standard deviation is ± 4.45 mgal); the largest single correction is 35 mgal. A histogram of terrain correction magnitudes is given in Fig. 2.

Errors in the Bouguer anomalies arise from three main sources:

(1) the gravity meter and gravity control network;
(2) the reduction of the gravity observations to datum;
(3) the estimation of theoretical gravity.

The nature of these errors has been fully discussed for the region immediately south of the study area (Thomas, 1974); it is sufficient to summarize here. The standard errors of the first and third categories are ±0.25 mgal and ±0.15 mgal respectively. In the second category a large error is introduced due to the elevation error associated with the altimetry. The standard error in elevation obtained by this method for the Precambrian Shield is ±4.6 m, and the corresponding error in gravity is ±0.9 mgal. The overall standard error resulting from the foregoing component errors is ±0.95 mgal; the error due to non-application of the terrain correction must be added outside the coastal strip (Fig. 2). These uncorrected stations occur on relatively flat lowlands and plateaus and are remote from the coastal mountains and fjords. A small sample of terrain corrections computed for this region indicates the majority of corrections are likely to be less than 1 mgal (Stephenson, 1974).

Errors in the anomalies may also arise from the use of a uniform density of 2.67 g/cm^3 in the Bouguer correction; any departure from this value of the density of the crust between sea level and the gravity station will produce error in the Bouguer anomaly. Such errors are extremely difficult to quantify because rock densities for the region are poorly known.

Presentation of Results

The gravity data are presented on five Bouguer anomaly maps at a scale of 1:500,000; the contour interval is 5 mgal. The maps and their gravity map series numbers are as follows: Dyke Lake (157), Indian House (158), Nain-Nutak (159), George River (160), Hebron-Cape Territok (161); see index (Fig. 1). Gravity station locations are plotted on all maps. Each map covers an area of 2° latitude by 4° longitude, except the George River map which covers 3° latitude.

Erreurs dans les anomalies de la pesanteur

Les données gravimétriques ont été ramenées aux anomalies de Bouguer en utilisant une densité uniforme de 2,67 g/cm^3 et un niveau moyen de référence (niveau de la mer). Des corrections de terrain ont été calculées pour 478 stations situées à l'intérieur d'une bande de terrain accidenté d'une largeur moyenne d'environ 75 km, le long de la côte de la mer du Labrador (fig. 2). La correction moyenne de terrain est de 3,63 mgals (l'écart type est de ± 4,45 mgals); la plus grande correction unique est de 35 mgals. Un histogramme des magnitudes des corrections de terrain est donné à la figure 2.

Des erreurs dans les anomalies de Bouguer proviennent de trois sources principales:

(1) le gravimètre et le réseau de contrôle gravimétrique;
(2) la réduction des observations gravimétriques au niveau moyen de référence;
(3) l'estimation de la gravité théorique.

La nature de ces erreurs a été entièrement discutée pour ce qui est de la région située immédiatement au sud de la région étudiée (Thomas, 1974); un résumé suffira pour les besoins du présent rapport. Les écarts types de la première et de la troisième catégories sont respectivement de ± 0,25 et de ± 0,15 mgals. Dans la deuxième catégorie, une grande déviation est causée par l'erreur d'altitude associée à l'altimétrie. L'écart type de l'altitude, ainsi obtenu pour le Bouclier du Précambrien est de ± 4,6 m, et la déviation gravimétrique correspondante est de ± 0,9 mgals. L'écart type total, qui résulte de l'ensemble des erreurs individuelles mentionnées précédemment, est de ± 0,95 mgals; l'erreur due à la non-utilisation de la correction de terrain peut être ajoutée à l'extérieur de la bande côtière (fig. 2). Les stations non corrigées sont situées dans de basses terres et des plateaux relativement plats, loin des montagnes et des fiords côtiers. Un petit échantillon des corrections de terrain calculées pour cette région indique que la majorité des corrections sont vraisemblablement inférieures à 1 mgal (Stephenson, 1974).

Des erreurs dans les anomalies peuvent également provenir de l'utilisation d'une densité uniforme de 2,67 g/cm^3 dans la correction de Bouguer; pour peu que la densité de la croûte entre le niveau de la mer et la station gravimétrique s'écarte de cette valeur, on obtient une erreur dans l'anomalie de Bouguer. De telles erreurs

sont extrêmement difficiles à quantifier étant donné que les densités de roches de la région sont peu connues.

Présentation des résultats

Les données gravimétriques sont présentées sur cinq cartes d'anomalies de Bouguer à l'échelle de 1/500 000, l'équidistance des courbes étant de 5 mgals. Les cartes et leurs numéros de série sont les suivants: Lac Dyke (157), Indian House (158), Nain-Nutak (159), Rivière Georges (160), Hebron-Cape Territok (161); voir l'index à la figure 1. Les emplacements des stations gravimétriques sont rapportés sur toutes les cartes. Chacune couvre une zone de 2° de latitude sur 4° de longitude, à l'exception de la carte de la rivière Georges dont la latitude est de 3°.

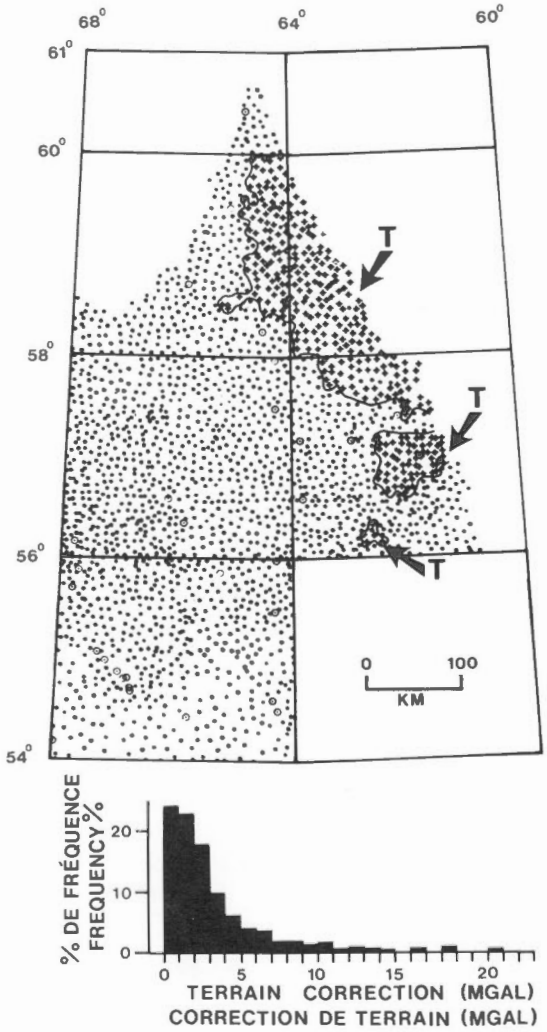

Figure 2. Map showing distribution of gravity stations. In regions indexed with T (stations represented by crosses) terrain corrections have been computed. Base stations are indicated by dots surrounded by circles. A histogram of terrain correction values is shown below map.

Carte illustrant la distribution des stations gravimétriques. Dans les régions marquées d'un T (stations représentées par une croix) des corrections de terrain ont été calculées. Les stations de base sont indiquées par un point entouré d'un cercle. Un histogramme des valeurs de correction de terrain figure sous la carte.

GEOLOGY

The study area is underlain exclusively by Precambrian terrain, and includes portions of three structural provinces - from southwest to northeast these are the Superior, Churchill and Nain provinces (Fig. 1). The Superior-Churchill boundary is defined by the western limit of the Labrador Trough (Stockwell, 1964), while the Churchill-Nain boundary is positioned according to Taylor (1971). The latter had formerly been located farther west largely on the basis of K-Ar dates and the widespread occurrence of anorthositic and associated intrusions (Elsonian intrusions) within the region then ascribed to the Nain (Stockwell, 1964). Using evidence obtained in regional mapping programs, Taylor (1970) indicated that there was no structural discontinuity between the Churchill and Nain provinces as outlined by Stockwell (1964). Taylor (1971) proposed that Stockwell's Eastern Nain Subprovince formed a discrete structural and geological unit, and suggested that it be raised to the rank of structural province and be renamed Nain Province; the Western Nain Subprovince was included with the Churchill Province. The redefined Churchill-Nain boundary is largely obliterated by the Elsonian intrusions which occupy a broad northerly-trending belt along the boundary.

Most of the geological mapping in the region has been conducted by the Geological Survey of Canada (Wynne-Edwards, 1960; Frarey, 1961; Emslie, 1963; Stevenson, 1963; Baragar, 1967; Taylor, 1969, 1970, 1972), and a simplified geological map (Fig. 3) has been compiled from these sources.

Superior Structural Province

Archean rocks of the Superior Structural Province occur in the extreme southwestern corner of the study area to the west of Schefferville (Fig. 3). The bulk of these rocks are various banded quartzofeldspathic gneisses, mainly of granodioritic composition, in which pyroxene is a common constituent (Baragar, 1967; Stevenson, 1963). The widespread occurrence of pyroxene (hypersthene) and garnet in these gneisses was interpreted by Baragar (1967) to be indicative of the granulite facies of metamorphism. Massive to poorly foliated, pyroxene-bearing intrusions of granitic, granodioritic and syenodioritic composition (Baragar, 1967; Stevenson, 1963) having some characteristics of charnockites (Baragar, 1967) are scattered throughout the gneissic terrain, together with intrusions of massive granites. Little has been written about the structure of the region, but

GEOLOGIE

La région étudiée repose exclusivement sur des terrains précambriens et comprend des parties de trois provinces structurales: du sud-ouest au nord-est, ce sont les provinces du lac Supérieur, de Churchill et de Nain (fig. 1). La frontière lac Supérieur-Churchill est marquée par la limite ouest de la fosse du Labrador (Stockwell, 1964), tandis que la frontière Churchill-Nain occupe la position définie par Taylor (1971). Cette dernière frontière avait auparavant été située plus à l'ouest, principalement d'après les datations au potassium-argon et l'existence d'intrusions anorthositiques et associées (intrusions elsoniennes) largement répandues à l'intérieur de la région alors attribuée à la province de Nain (Stockwell, 1964). En se basant sur des conclusions provenant de programmes cartographiques régionaux, Taylor (1970) a indiqué qu'il n'y avait aucune discontinuité structurale entre les provinces de Churchill et de Nain, comme l'avait indiqué Stockwell (1964). Taylor (1971) a émis l'opinion que la sous-province Est de Nain formait une unité géologique et structurale distincte, et proposé qu'elle soit élevée au rang de province structurale et prenne le nom de province de Nain; la sous-province de l'Ouest de Nain a été incluse dans la province de Churchill. La nouvelle frontière de Churchill-Nain est en grande partie effacée par les intrusions elsoniennes, qui occupent une vaste zone dont l'axe est orientée vers le nord, le long de la frontière.

La plupart des travaux de cartographie géologique de la région ont été effectués par la Commission géologique du Canada (Wynne-Edwards, 1960; Frarey, 1961; Emslie, 1963; Stevenson, 1963; Baragar, 1967; Taylor, 1969, 1970, 1972), et une carte géologique simplifiée (fig. 3) a été dressée à partir de ces sources.

Province structurale du lac Supérieur

Les roches archéenes de la province structurale du lac Supérieur se trouvent dans l'extrême sud-ouest de la région étudiée, à l'ouest de Schefferville (fig. 3). Ces roches sont formées pour la plupart de bandes de divers gneiss quartzo-feldspathiques, de composition grano-dioritique surtout, dans lesquelles le pyroxène est un élément commun (Baragar, 1967; Stevenson, 1963). La forte présence de pyroxène (hypersthène) et de grenat dans ces gneiss a été interprétée par Baragar (1967) comme un signe du faciès granulite de métamorphisme. Dans l'ensemble du terrain gneissique, on trouve ici et là

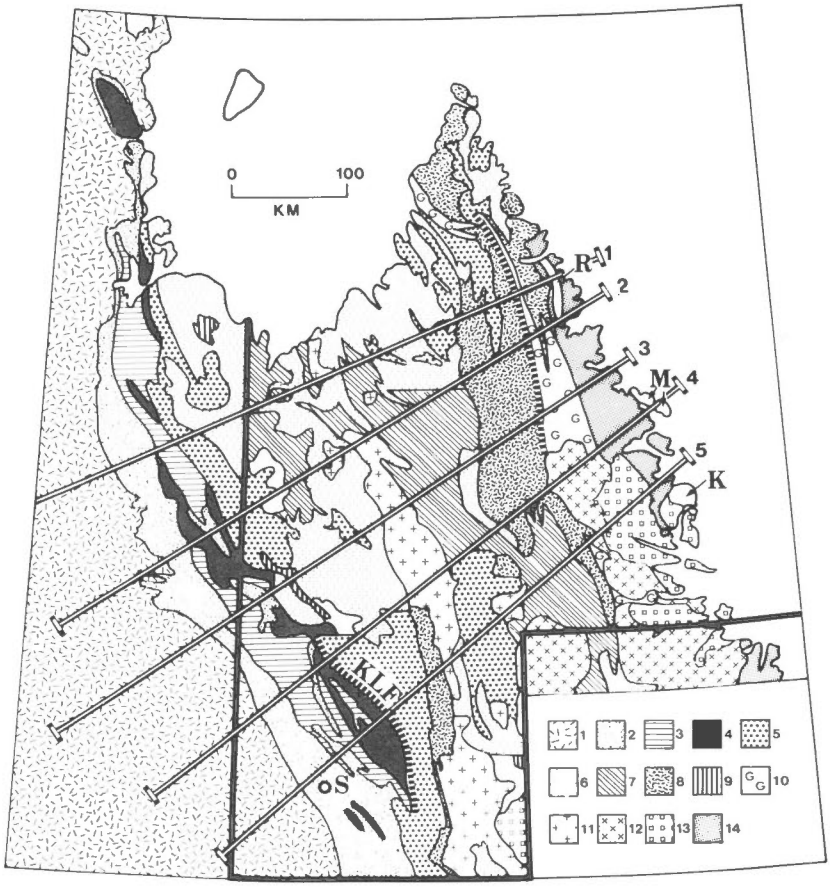

Figure 3. Geological map of the study area (within heavy lines) and bordering areas. Legend: 1- Superior Province; 2-4 (Labrador Trough): 2 - Sedimentary rocks; 3 - Gabbroic rocks; 4 - Basic volcanic rocks; 5-11 (Central Gneiss Belt): 5 - Paragneisses and schists; 6 - Granitic gneisses; 7 - Migmatites; 8 - Granulites; 9 - Amphibolites; 10 - Garnetiferous gneisses; 11 - Granitic rocks; 12-13 (Elsonian Intrusions): 12 - Adamellites; 13 - Anorthosites; 14 - Nain Province. Dashed lines - faults (KLF - Keato Lake Fault). Blank areas: R - Ramah Group; M - Mugford Group; K - Kiglapait intrusion. S - Schefferville. Locations of 5 geological sections illustrated in Fig. 7 are identified.

Carte géologique de la région à l'étude (à l'intérieur des traits gras) et des régions adjacentes. Légende: 1 - Province du lac Supérieur; 2-4 (Fosse du Labrador): 2 - Roches sédimentaires; 3 - Roches gabbroiques; 4 - Roches volcaniques basiques; 5-11 (Zone de gneiss du centre): 5 - Paragneiss et schistes; 6 - Gneiss granitiques; 7 - Migmatites; 8 - Granulites; 9 - Amphibolites; 10 - Gneiss grenatifères; 11 - Roches granitiques; 12-13 (Intrusion elsoniennes): 12 - Monzonites quartzifères; 13 - Anorthosites; 14 - Province de Nain. Tiretés - failles (KLF - Faille du lac Keato). Zones en blanc: R - Groupe de Ramah; M - Groupe de Mugford; K - Intrusion de Kiglapait. S - Schefferville. Les emplacements des 5 sections géologiques illustrées à la figure 7 sont identifiés.

northwesterly-trending elements appear to prevail (Baragar, 1967; Frarey, 1961; Stevenson, 1963).

Churchill Structural Province

The Churchill Structural Province forms the bulk of the study area, and is about 400 km wide across the central part. For descriptive purposes the province may be considered to comprise two main units - the Labrador Trough and the Central Gneiss Belt (Fig. 1).

Labrador Trough The Labrador Trough, which forms part of the Circum-Ungava geosyncline (Dimroth et al., 1970), trends north-northwesterly across the southwestern part of the area for about 300 km, and varies in width from about 60 to 100 km. The rocks of the trough comprise the sedimentary and volcanic strata of the Kaniapiskau Supergroup, and mafic and ultramafic sills of the Montagnais Group which extensively intrude the supergroup rocks (Baragar, 1967). The Kaniapiskau Supergroup is composed of a lower mainly sedimentary group (Knob Lake Group) made up of arkoses, dolomites, greywackes, iron-formations, quartzites and shales, which underlies the western and central parts of the trough, and an upper dominantly volcanic group (Doublet Group) comprising massive and pillowed basalts, pyroclastic rocks and minor sediments, which occurs in the eastern part. The composite thickness of sedimentary and volcanic rocks attains about 9100 m in the eastern part of the trough (Baragar, 1967); the sums of the maximum thicknesses of individual formations in the sedimentary and volcanic groups suggest that the sedimentary to volcanic rock ratio in this total is about 3 to 2. The Montagnais Group is formed largely of gabbros and is believed to have a possible aggregate thickness of approximately 6000 m in the central and eastern parts of the trough (Baragar, 1967).

To the west, the boundary with the Superior Province is clearly defined, and takes the form of an unconformity with sediments of the trough resting on the Archean gneissic terrain; locally the boundary is faulted. To the east, the limit of the trough is marked by a major fault or by a marked change in lithology. The fault (Fig. 3) is a northwesterly-trending strike fault, which separates metabasalts and metagabbros within the trough from quartz-feldspar-biotite schists and gneisses of the Central Gneiss Belt to the east. This fault is the Keato Lake Fault and there are indications that it may dip northeastward at about 45° (Baragar, 1967, p.150).

des intrusions pyroxénifères allant de massive à peu foliées, de composition granitique, grano-dioritique et syéno-dioritique (Baragar, 1967; Stevenson, 1963) et possédant certaines caractéristiques des charnockites (Baragar, 1967), de même que des intrusions de granites massifs. On n'a pas beaucoup écrit sur la structure de la région; cependant des éléments à orientation nord-ouest semblent dominer (Baragar, 1967; Frarey, 1961; Stevenson, 1963).

Province structurale de Churchill

La province structurale de Churchill forme la majeure partie de la région étudiée, sa largeur atteignant environ 400 km dans la partie centrale. A des fins descriptives, on peut considérer que la province est divisée en deux unités principales: la fosse du Labrador et la zone de gneiss du centre (fig. 1).

Fosse du Labrador La fosse du Labrador, qui fait partie du géosynclinal Circum-Ungava (Dimroth et autres, 1970) présente une orientation nord-ouest à travers la partie sud-ouest de la région sur environ 300 km, et sa largeur varie d'environ 60 à 100 km. Les roches de la fosse comprennent les strates volcaniques et sédimentaires du super-groupe de Kaniapiskau, et des filons-couches mafiques et ultramafiques du groupe de Montagnais qui pénètrent en grande partie dans les roches du supergroupe (Baragar, 1967). Le supergroupe de Kaniapiskau comprend un groupe inférieur à prédominance de roches sédimentaires (groupe du lac Knob) formé d'arkoses, de dolomites, de grauwackes, de formations ferreuses, de quartzites et de schistes argileux, sur lesquels reposent les parties ouest et centrale de la fosse; il comprend également un groupe supérieur à prédominance volcanique (groupe de Doublet) qui renferme des basaltes massifs et en coussins, des roches pyroclastiques et des sédiments mineurs, que l'on trouve dans la partie est. L'épaisseur mixte des roches sédimentaires et volcaniques s'élève à environ 9 100 m dans la partie est de la fosse (Baragar, 1967); la somme des épaisseurs maximales des formations individuelles des groupes sédimentaire et volcanique indique que le rapport des roches sédimentaires aux roches volcaniques dans ce total est d'environ 3 à 2. Le groupe de Montagnais, formé en grande partie de gabbros, posséderait une épaisseur globale d'environ 6 000 m dans les parties est et centrale de la fosse (Baragar, 1967).

A l'ouest, la limite qui sépare la fosse de la province du lac Supérieur est clairement définie; elle présente une

Immediately east of the fault, within the gneiss belt, recognizable metagreywackes and carbonaceous slates are similar to like lithologies within the trough suggesting that the schists and gneisses may in part be equivalent to the assemblages within the trough (Baragar, 1967).

Along strike, both south and north of the fault, the eastern boundary of the trough is positioned where Kaniapiskau Supergroup rocks give way to more highly metamorphosed gneisses and schists of the Central Gneiss Belt. Evidence has been cited (Dimroth, 1968; Wynne-Edwards, 1960) which suggests that this boundary is in part stratigraphic in nature, with the gneisses and schists forming basement for the Kaniapiskau Supergroup.

The rocks of the Labrador Trough have been deformed by the Hudsonian Orogeny. The deformation tends to increase in intensity from west to east, and is accompanied by an increase in metamorphic grade. The main products of deformation are tight folds overturned to the southwest and northeast-dipping thrust faults (Baragar, 1967).

Central Gneiss Belt The Central Gneiss Belt comprises a variety of lithological units occurring as a series of strips which are parallel or subparallel to the Labrador Trough (Fig. 3). The main units are formed of paragneisses, granitic gneisses, migmatites, granulites and granites; less extensive occurrences of amphibolites and garnet-quartz-feldspar gneisses have also been mapped (Fig. 3), as well as minor areas of sedimentary rocks (not indicated in Fig. 3). For more details concerning the nature of the Central Gneiss Belt the reader is referred to the reports and maps of Taylor (1969, 1970, 1972).

Nain Structural Province

Archean rocks of the Nain Structural Province occupy a coastal strip, maximum width 70 km, on the eastern coast of Labrador. Reconnaissance mapping by Taylor (1969, 1970) indicates that the rocks are extremely diverse in character. Most of them are presently classified as migmatites, and have granitic elements which are mainly granodioritic, although granitic, aplitic and pegmatitic phases are common. Amphibolite bands are scattered throughout the Nain Province, and form up to about 50 percent of the rock in places. A variety of metasedimentary rocks, granulites, limited outcrops of ultrabasic rocks, and numerous diabase dykes are also present. Structures are generally north-trending, but extremely diverse and chaotic (Taylor, 1972). K-Ar

discordance avec les sédiments de la dépression qui reposent sur le terrain gneissique archéen; par endroits, la limite présente des failles. A l'est, la limite de la dépression est marquée par une faille majeure ou par une variation lithologique marquée. D'orientation nord-ouest, la faille (fig. 3) sépare les basaltes de métamorphisme et les gabbros de métamorphisme, à l'intérieur de la fosse, des schistes et gneiss de quartz-feldspath-biotite de la zone de gneiss du centre, à l'est. Il s'agit de la faille du lac Keato, et il est possible qu'elle plonge vers le nord-est à environ 45° (Baragar, 1967, p. 150). Immédiatement à l'est de la faille, à l'intérieur de la zone gneissique, des métagrauwackes et des ardoises charbonneuses reconnaissables ont des caractères lithologiques semblables à ceux que l'on trouve à l'intérieur de la fosse, ce qui laisse supposer que les schistes et les gneiss peuvent être en partie équivalents aux formations de la fosse (Baragar, 1967).

Le long de l'axe, au sud comme au nord de la faille, la limite est de la fosse se situe à l'endroit où les roches du supergroupe de Kaniapiskau cèdent la place à des gneiss et des schistes plus métamorphisés de la zone de gneiss du centre. Des auteurs ont cité des faits (Dimroth, 1968; Wynne-Edwards, 1960) qui donnent à penser que cette limite est en partie de nature stratigraphique, les gneiss et les schistes formant le socle du supergroupe de Kaniapiskau.

Les roches de la fosse du Labrador ont été déformées par la phase tectonique hudsonienne. La déformation tend à s'accroître en intensité d'ouest en est, et elle s'accompagne d'une augmentation du degré de métamorphisme. Les principaux résultats de la déformation sont des plis serrés retournés vers le sud-ouest et des failles de poussée en direction nord-est (Baragar, 1967).

Zone de gneiss du centre La zone de gneiss du centre renferme une variété d'unités lithologiques qui forment une série de bandes parallèles ou pas tout à fait parallèles à la fosse du Labrador (fig. 3). Les principales unités sont formées de paragneiss, de gneiss granitiques, de migmatites, de granulites et de granites; des venues moins importantes d'amphiboles et de gneiss de grenat-quartz-feldspath ont également été cartographiées (fig. 3), de même que des zones mineures de roches sédimentaires (non indiquées à la fig. 3). Pour plus de détails en ce qui concerne la nature de la zone de gneiss du centre, le lecteur est prié de consulter les rapports et les cartes de Taylor (1969, 1970, 1972).

dating of the Archean complex has produced ages ranging from 2035 to 2720 m.y. (Taylor, 1972). Rb-Sr dating suggests that parts of the Nain Province are as old as 3600 m.y. (Hurst et al., 1975; Barton, 1975).

Two groups of supracrustal rocks occupy limited regions within the Nain Province; in the north is the Ramah Group which is formed mainly of sedimentary rocks and includes one volcanic flow and a number of diabase sills, and in the south is the Mugford Group which is a mixed sequence of basic volcanic and sedimentary rocks (Fig. 3). Both groups display unconformable relationships with the underlying Archean. Rb-Sr dating indicates that the Mugford volcanic rocks were extruded around 2369 m.y. ago (Barton, 1975) in the early part of the Aphebian. There is evidence that the Ramah Group is also Aphebian (Morgan, 1975).

Elsonian Intrusions

The southeastern part of the Central Gneiss Belt and an adjacent part of the Nain Structural Province is invaded by anorthositic and related intrusions, which are probably anorogenic in origin and define a petrogenetic, not a structural province (Davidson, 1972); these are the Elsonian intrusions (Stockwell, 1964). Within the study area the largest of the intrusive units is the Nain Anorthosite Complex which is essentially a complex of many smaller intrusions produced over a considerable length of time (Morse, 1971). Two main rock groups have been identified within the massif, an anorthosite-adamellite suite which forms the bulk of the massif and a troctolite-syenite suite which tends to occur in layered intrusions (de Waard and Wheeler, 1971). The gabbroic Kiglapait layered intrusion on the Labrador coast is one such intrusion (Fig. 3). According to Barton (1977) the rocks of the Nain Anorthosite Complex were intruded in the interval from about 1418 m.y. to 1300 m.y. ago.

Province structurale de Nain

Les roches archéennes de la province structurale de Nain forment une bande côtière de 70 km de largeur maximale, sur la côte est du Labrador. Des levés cartographiques de reconnaissance faits par Taylor (1969, 1970) indiquent que les roches sont de caractères extrêmement divers. La plupart d'entre elles sont actuellement classées comme migmatites, et possèdent des éléments granitiques qui sont principalement des granodiorites, mais que l'on trouve fréquemment sous forme de granites, d'aplites et de pegmatites. Des bandes d'amphibolites sont dispersées dans l'ensemble de la province de Nain, et elles forment jusqu'à environ 50 pour cent des roches en place. Il existe aussi une variété de roches métasédimentaires, de granulites, d'affleurements limités de roches ultrabasiques, et beaucoup de dykes diabases. Les structures sont généralement en direction du nord, mais sont extrêmement diverses et chaotiques (Taylor, 1972). La datation au potassium-argon du complexe archéen a révélé des âges s'échelonnant de 2 035 à 2 720 Ma (Taylor, 1972). La datation au rubidium-strontium laisse supposer que des parties de la province de Nain sont vieilles d'au moins 3 600 Ma (Hurst et autres, 1975; Barton, 1975).

Deux groupes de roches déposées directement sur l'écorce primitive occupent des régions limitées à l'intérieur de la province de Nain; au nord, se trouve le groupe de Ramah qui est principalement formé de roches sédimentaires et comprend une coulée volcanique et un certain nombre de filons-couches diabases; dans le sud, se trouve le groupe de Mugford, qui est une succession de roches volcaniques basiques et sédimentaires (fig. 3). Les deux groupes présentent des discordances avec les formation archéennes sous-jacentes. La datation au rubidium-strontium indique que l'extrusion des roches volcaniques de Mugford a eu lieu il y a environ 2 369 Ma (Barton, 1975), dans la première partie de l'Aphébian. Il semble que le groupe de Ramah soit également de l'Aphébian (Morgan, 1975).

Intrusions elsoniennes

La partie sud-est de la zone de gneiss du centre et une partie adjacent de la province structurale de Nain sont envahies par des intrusions anorthositiques et connexes, qui sont probablement d'origine anorogénique et déterminent une province pétro-génétique et non pas structurale (Davidson, 1972); il s'agit d'intrusions elsoniennes (Stockwell, 1964). A l'intérieur de la région de l'étude, la plus grande des unités

d'intrusion est le complexe d'anorthosites de Nain qui est essentiellement une formation de nombreuses petites intrusions produites au cours d'une longue période (Morse, 1971). Deux groupes rocheux principaux ont été identifiés à l'intérieur du massif: une suite anorthosite-monzonite quartzifère qui forme la majeure partie du massif et une suite troctolite-syénite qui se trouve surtout dans des intrusions en couches (de Waard and Wheeler, 1971), dont celle de gabbros en Kiglapait, sur la côte du Labrador (fig. 3). Selon Barton (1977), les intrusions du complexe d'anorthosites de Nain se sont formées pendant la période se situant à peu près entre 1 418 et 1 300 Ma.

ROCK DENSITIES

Rock densities are important input to the interpretation of gravity data, and it is common practice for field parties of the Gravity and Geodynamics Division, wherever feasible, to obtain at least one rock sample from the vicinity of a gravity station. Unfortunately, all too often the collector's efforts are thwarted by a variety of factors which are commonly encountered in surveys of this type within the Canadian Shield. Chief among these are drift cover, impenetrable bush, ice-smoothed outcrops and inhospitable sites for helicopter landings near outcrop. Also many gravity stations are located at lake edges for the purposes of using lake elevations as a check on altimetry and identifying geographical position, and clear beaches are favoured for such an operation. In the present area, the toll taken by these factors has been heavy, and only 328 samples were obtained from the 2839 station sites. The distribution of sites yielding samples is shown in Fig. 4. Identification of rock type is based largely on hand specimen examination, with thin sections from about 20 samples providing auxiliary information; identification in some cases is therefore tenuous.

A summary of the rock density data is provided in Table 2. Here, the rocks are grouped according to rock type (Nain and Superior provinces excepted) and the mean density of each group is listed. In the case of the groups listed under Elsonian Intrusions and Labrador Trough, the rock samples have been collected from within the corresponding regional unit (Fig. 3) and hence the group mean, besides being a lithological mean, may also be considered as the mean density for the map unit. However, in the case of the lithological groups listed under Central Gneiss Belt, the samples for any particular lithology have been collected from a variety of regional map units; for example granitic rocks occur not only within the granite unit but within the granitic gneiss, paragneiss, granulite and migmatite units. For this reason it is difficult to know what reliance may be placed on a mean density calculated for units within the Central Gneiss Belt. Nevertheless an attempt has been made and the results are presented in Table 3. Values in this table were obtained by calculating the mean densities of all metamorphic rocks occurring within each of the map units number 6,7,8,10 (Fig. 3), and of all granitic to granodioritic rocks within unit number 11; values so obtained must be regarded with caution. The mean densities of the granitic gneiss, granulite and granite units (Table 3) compare closely

DENSITE DES ROCHES

La densité des roches est un élément important dans l'interprétation des données gravimétriques, et il est d'usage courant pour les équipes itinérantes de la Division de la gravité et de la géodynamique d'obtenir, lorsque c'est possible, au moins un échantillon rocheux du voisinage d'une station gravimétrique. Malheureusement, les efforts des échantillonneurs sont trop souvent contrecarrées par divers facteurs qui surviennent régulièrement lors des levés de ce genre dans le Bouclier canadien. Parmi ceux-ci, les principaux sont: les terrains de transport, les brousses impénétrables, les affleurements érodés par les glaces et les aires d'atterrissage inhospitalières près des affleurements. De plus, beaucoup de stations gravimétriques sont situées sur les rives de lacs, et cela dans le but d'utiliser les élévations des lacs pour vérifier l'altimétrie et trouver des positions géographiques; des plages dégagées sont préférables pour de telles opérations. Dans la zone qui nous concerne, ces facteurs ont rendu le travail à ce point pénible que seulement 328 échantillons ont été prélevés sur les 2 839 aires de stations. La répartition des stations où des échantillons ont été recueillis est indiquée à la figure 4. L'identification des types de roches est basée en grande partie sur un examen d'échantillons macroscopiques; de minces sections provenant d'environ 20 échantillons fournissent des renseignements supplémentaires. Dans quelques cas, l'identification est donc assez superficielle.

Un résumé des données de densité des roches est présenté au tableau 2. Dans ce tableau, les roches sont groupées selon leur type (à l'exception des provinces de Nain et du lac Supérieur) et la densité moyenne de chaque groupe est indiquée. Pour ce qui est des groupes classés dans les intrusions elsoniennes et la fosse du Labrador, les échantillons de roches ont été recuellis à l'intérieur de l'unité régionale correspondante (fig. 3); aussi, la moyenne du groupe, en plus d'être une moyenne lithologique, peut être considérée comme la densité moyenne pour l'unité cartographique. Toutefois, en ce qui concerne les groupes lithologiques classés dans la zone de gneiss du centre, les échantillons représentatifs d'une lithologie particulière ont été recueillis dans une variété d'unités cartographiques régionales; par exemple, les roches granitiques se retrouvent non seulement à l'intérieur de l'unité granitique mais à l'intérieur des unités de gneiss granitique, de paragneiss, de granulite et de migmatite. Pour cette raison, il est

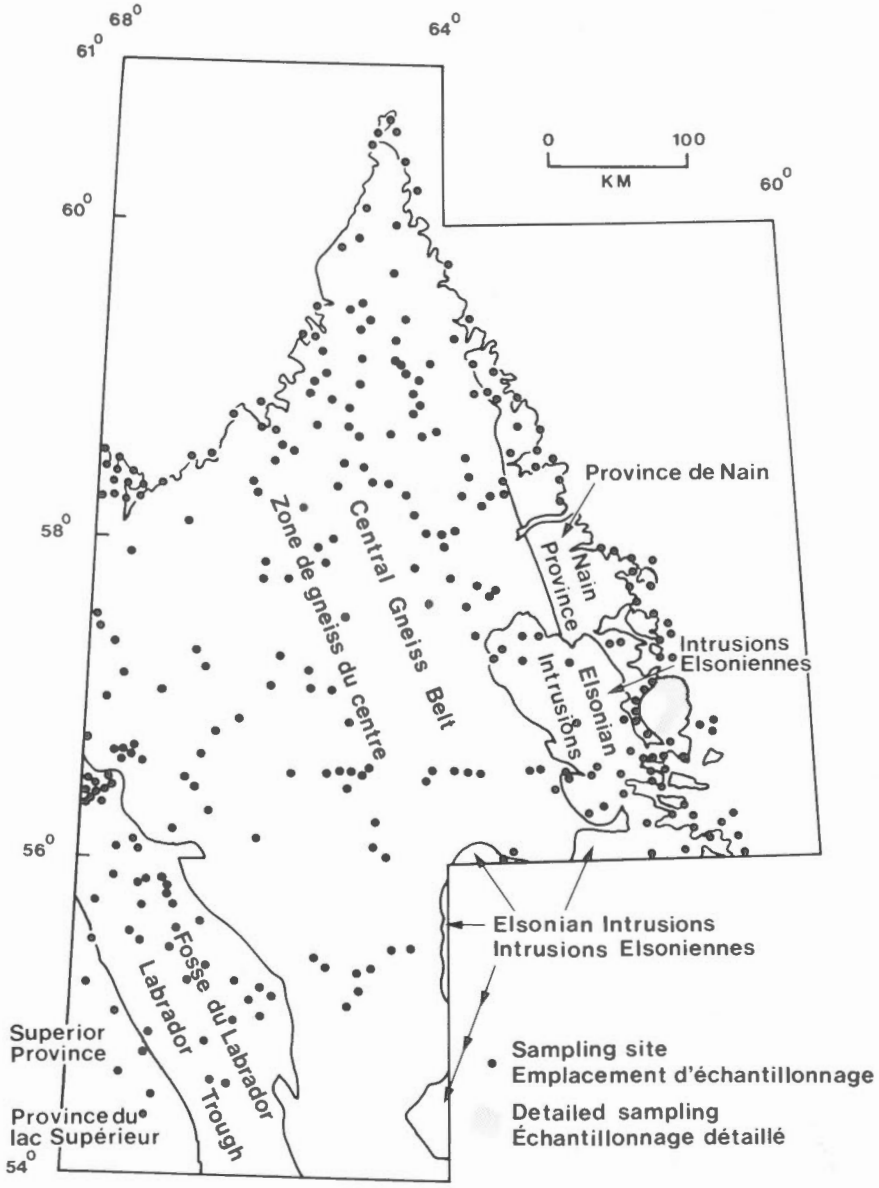

Figure 4. Map of sampling sites for rock samples used in density measurements.

Carte des endroits où ont été prélevés des échantillons de roches en vue des mesures de densité.

TABLE 2

Summary of Rock Densities

		NUMBER OF SAMPLES		AVERAGE DENSITY g/cm^3	STANDARD DEV. g/cm^3
ELSONIAN INTRUSIONS					
Adamellites		14		2.68	0.05
Anorthosites		26		2.71	0.04
Kiglapait Intrusion		34		2.94	0.14
CHURCHILL PROVINCE					
Labrador Trough					
Sedimentary Rocks		8		2.72	0.06
Gabbros & Volcanic Rocks		38		3.02	0.07
Central Gneiss Belt					
Granitic Gneisses		59		2.64	0.04
Intermediate Gneisses		15		2.71	0.07
Basic Gneisses	114	3	2.71	2.81	0.07
Amphibolites		9		2.99	0.09
Granulites		28		2.75	0.09
Granitic Rocks		35		2.63	0.05
Dioritic Rocks		5		2.80	0.12
NAIN PROVINCE					
Granitic gneisses, intermediate gneisses, basic gneisses, granites, granodiorites, diorites, gabbros		44		2.71	0.13
SUPERIOR PROVINCE					
Various gneisses		9		2.77	0.05

TABLEAU 2

Résumé de l'étude des densités de roches

		NOMBRE D'ECHANTILLONS		DENSITE MOYENNE g/cm^3	ECART TYPE g/cm^3
INTRUSIONS ELSONIENNES					
Monzonite quartzifère		14		2,68	0,05
Anorthosites		26		2,71	0,04
Intrusion de Kiglapait		34		2,94	0,14
PROVINCE DE CHURCHILL					
Fosse du Labrador					
Roches sédimentaires		8		2,72	0,06
Gabbros & Roches volcaniques		38		3,02	0,07
Zone de gneiss du centre					
Gneiss granitiques		59		2,64	0,04
Gneiss intermédiaires		15		2,71	0,07
Gneiss basiques	114	3	2,71	2,81	0,07
Amphibolites		9		2,99	0,09
Granulites		28		2,75	0,09
Roches granitiques		35		2,63	0,05
Roches dioritiques		5		2,80	0,12
PROVINCE DE NAIN					
Gneiss granitiques, gneiss intermédiaires, gneiss basiques, granites, grano-diorites, diorites, gabbros		44		2,71	0,13
PROVINCE DU LAC SUPERIEUR					
Divers gneiss		9		2,77	0,05

TABLE 3

Mean Densities of Some Map Units Within

The Central Gneiss Belt

MAP UNIT	LEGEND (FIG.3)	NUMBER OF SAMPLES	AVERAGE DENSITY g/cm^3	STANDARD DEVIATION g/cm^3
Granitic Gneiss	6	23	2.65	0.04
Migmatite	7	12	2.66	0.08
Granulite	8	26	2.72	0.09
Garnetiferous Gneiss	10	9	2.74	0.09
Granite	11	4	2.63	0.05

TABLEAU 3

Densités moyennes de certaines unités cartographiques au sein de

la zone de gneiss du centre

UNITE CARTOGRAPHIE	LEGENDE (FIG.3)	NOMBRE D'ECHANTILLONS	DENSITE MOYENNE g/cm^3	ECART TYPE g/cm^3
Gneiss granitique	6	23	2,65	0,04
Migmatite	7	12	2,66	0,08
Granulite	8	26	2,72	0,09
Gneiss grenatifère	10	9	2,74	0,09
Granite	11	4	2,63	0,05

with mean densities of the corresponding lithological groups (Table 2).

The average density of all the foliated metamorphic rocks (114 samples) from the Central Gneiss Belt is 2.71 g/cm^3; the same value was obtained for 44 samples of various rock types from the migmatitic Nain Province. This density may be considered as the background upper crustal density against which densities of intrusive igneous units may be compared. The value of 2.71 g/cm^3 is not significantly different from the mean density of 2.74 g/cm^3 obtained by Kearey and Halliday (1976) for 54 samples of gneiss collected from adjacent areas of the central part of the Labrador Trough, mostly from the Churchill Province. A large number of

difficile d'évaluer quelle confiance il faut accorder à une densité moyenne calculée pour des unités de la zone de gneiss du centre. Néanmoins, une tentative a été faite et les résultats sont présentés au tableau 3. Dans ce tableau, les valeurs ont été obtenues par le calcul des densités moyennes de toutes les roches métamorphiques qui se trouvent dans chacune des unités cartographiques numéros 6,7,8,10 (fig. 3), et de celles de toutes les roches allant de granitiques à grano-dioritiques de l'unité numéro 11; les valeurs ainsi obtenues doivent être considérée avec circonspection. Les densités moyennes des unités de gneiss granitique, de granulite et de granite (tableau 3) se rapprochent beaucoup des densités moyennes

densities have also been measured for the central part (north-south sense) of the Labrador Trough (Kearey and Halliday, 1976). This region falls partially within the present study area and so the densities are of direct interest. The mean density of 490 samples of metagabbroic and basic metavolcanic rocks is 2.93 g/cm^3, which contrasts with a significantly higher value of 3.02 g/cm^3 calculated in the present study. The average density of 720 samples of sedimentary rocks (arenaceous, argillaceous and calcareous meta-sediments, conglomerates and breccias) is 2.71 g/cm^3, which is close to the present value of 2.72 g/cm^3 based on only 8 samples.

des groupes lithologiques correspondants (tableau 2).

La densité moyenne de toutes les roches métamorphiques foliées (114 échantillons) de la zone de gneiss du centre est de 2,71 g/cm^3; la même valeur a été obtenue pour 44 échantillons de différents types rocheux provenant de la province migmatique de Nain. Cette densité peut être considérée comme la densité de base de la croûte supérieure à laquelle les densités des formations de roches ignées intrusives peuvent être comparées. La valeur de 2,71 g/cm^3 n'est pas tellement différente de la densité moyenne de 2,74 g/cm^3 obtenue par Kearey et Halliday (1976) pour 54 échantillons de gneiss recueillis dans des régions adjacentes à la partie centrale de la fosse du Labrador, principalement dans la province de Churchill. Un grand nombre de densités ont aussi été mesurées pour la partie centrale (dans la direction nord-sud) de la fosse du Labrador (Kearey et Halliday, 1976). Cette région se trouvant en partie à l'intérieur de la région à l'étude, les densités des roches qu'elle renferme nous intéressent directement. La densité moyenne de 490 échantillons de gabbros de métamorphisme et de roches métavolcaniques basiques est de 2,93 g/cm^3, ce qui contraste avec la valeur autrement plus élevée de 3,02 g/cm^3 calculée dans la présente étude. La densité moyenne de 720 échantillons de roches sédimentaires (sédiments métamorphiques calcaires, argileux, arénacés, conglomérats et brèches) est de 2,71 g/cm^3, ce qui est près de la valeur actuelle de 2,72 g/cm^3 basée sur seulement 8 échantillons.

GRAVITY ANOMALIES

Regional Gravity Anomalies and their Relationship to Geology

The gravity field of the region is dominated by a series of more or less coextensive, parallel regional anomalies trending north-northwesterly parallel to the Churchill-Superior and Churchill-Nain boundaries (Figs. 5,6). The anomalies extend over distances varying from about 300 to 450

ANOMALIES GRAVIMETRIQUES

Anomalies gravimétriques régionales et leurs relations avec la géologie

Le champ de gravité de la région est dominé par une série d'anomalies régionales parallèles, plus ou moins de même étendue, dont l'axe est orientée vers le nord-nord-ouest et parallèle aux limites des provinces Churchill-lac Supérieur et Churchill-Nain (figures 5, 6). Les anomalies

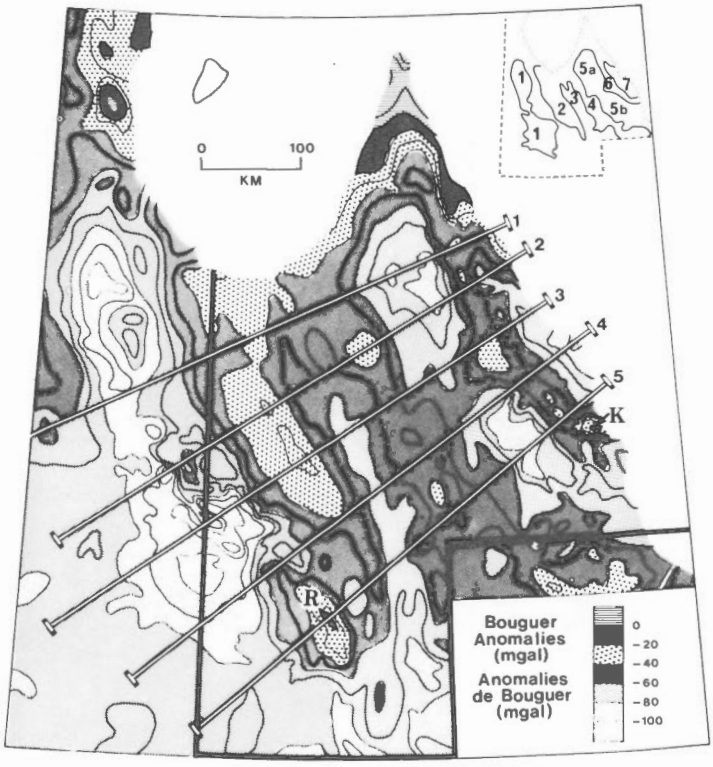

Figure 5. Gravity map of Bouguer anomalies of the study area (within heavy lines) and bordering areas. Inset map provides an index to the names of the regional anomalies: 1 - Caniapiscau Low; 2 - Whale High; 3 - Tunulic Low; 4 - George High; 5a - Koroc Low; 5b - Umiakovik Low; 6 - Okak High; 7 - Kaumajet Low. K - Kiglapait High; R - Retty Lake High. Locations of 5 gravity profiles illustrated in Fig. 7 are identified.

Carte gravimétrique des anomalies de Bouguer de la région à l'étude (à l'intérieur des traits gras) et des régions adjacentes. La cartouche est un index des noms des anomalies régionales: 1 - Anomalie négative de Caniapiscau; 2 - Anomalie positive de Whale; 3 - Anomalie négative de Tunulic; 4 - Anomalie positive de George; 5a - Anomalie négative de Koroc; 5b - anomalie négative d'Umiakovik; 6 - Anomalie positive d'Okak; 7 - Anomalie négative de Kaumajet. K - Anomalie positive de Kiglapait; R - Anomalie positive du lac Retty. Les emplacements des 5 profils de gravité illustrés à la figure 7 sont identifiés.

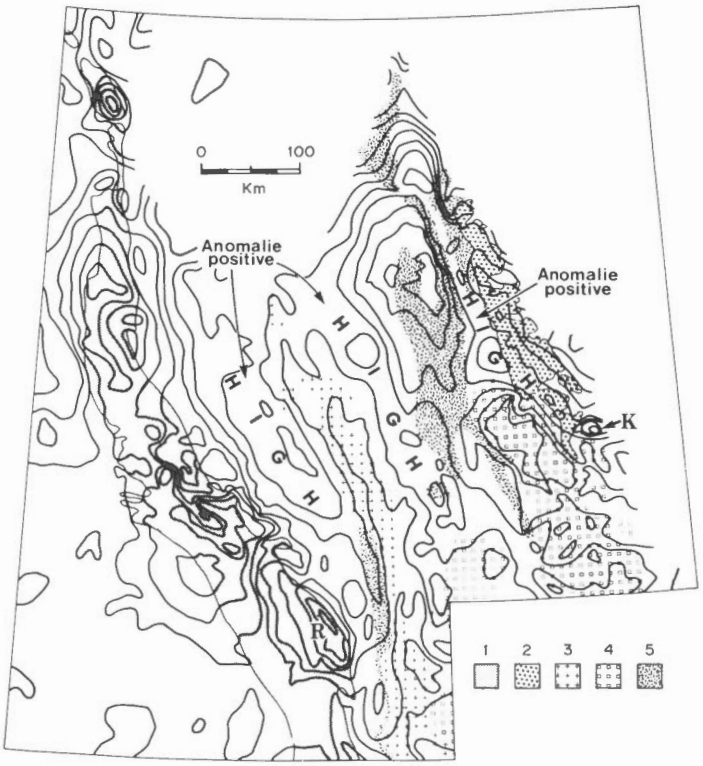

Figure 6. Simplified geological map of study area and bordering areas with superimposed Bouguer anomaly contours. Geological legend: 1 - Labrador Trough; 2 - Nain Province; 3 - Granitic rocks; 4 - Anorthositic and related rocks; 5 - Granulites. Blank areas within Central Gneiss Belt represent paragneisses, granitic gneisses and migmatites. K - Kiglapait High; R - Retty Lake High.

Carte géologique simplifiée de la région à l'étude et des régions adjacentes avec des courbes d'anomalie de Bouguer superposées. Légende géologique: 1 - Fosse du Labrador; 2 - Province de Nain; 3 - Roches granitiques; 4 - Roches anorthositiques et connexes; 5 - Granulites. Les zones en blanc situées dans la zone de gneiss du centre indiquent la présence de paragneiss, de gneiss granitiques et de migmatites. K - Anomalie positive de Kiglapait; R - Anomalie positive du lac Retty.

km and have average widths (flank to flank) ranging from about 45 to 100 km. The level of the gravity field over the Churchill and Nain provinces is generally significantly higher than over the eastern part of the Superior Province. The difference is clearly illustrated in Fig. 7 which shows linear least squares fits to segments of 5 gravity profiles across the region. For each profile the least squares fits were applied to 1) the border region of the Superior Province and 2) to the Churchill-Nain area (input to the least squares fits was provided by gravity

s'étendent sur des distances qui varient entre 300 et 450 km environ, et ont des largeurs moyennes (de flanc à flanc) qui couvrent environ 45 à 100 km. Le champ de gravité au-dessus des provinces de Churchill et de Nain est, de façon générale, beaucoup plus élevé que celui de la partie est de la province du lac Supérieur. La différence est clairement indiquée à la figure 7 qui montre des ajustements linéaires par les moindres carrés à des segments de 5 profils gravimétriques de la région. Pour chaque profil, des ajustements par les moindres

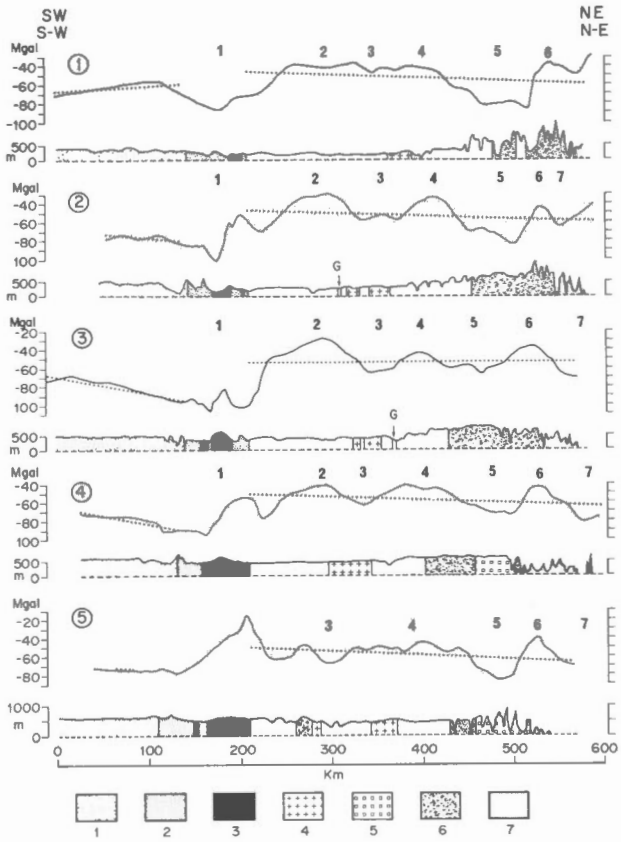

Figure 7. Gravity profiles and near-surface geological sections across the Superior, Churchill and Nain Provinces (see Figs. 3 and 5 for locations). Dashed lines on gravity profiles represent a simple least squares fit to gravity values selected at 5 km intervals. Geological legend: 1- Superior Province; 2 - Sedimentary rocks of Labrador Trough; 3 - Basic igneous rocks of Labrador Trough; 4 - Granitic rocks (also identified by G); 5 - Anorthositic and related rocks; 6 - Granulites; 7 - Nain Province. Blank areas within Central Gneiss Belt represent paragneisses, granitic gneisses and migmatites. Numbers 1 to 7 above the gravity profiles identify the approximate axial positions of the corresponding regional anomalies (see Fig. 5 for index).

Profils de gravité et sec ions géologiques près de la surface, dans les provinces du lac Supérieur, de Churchill et de Nain (voir les figures 3 et 5 pour les emplacements). Les tiretés tracés sur les profils de gravité représentent un ajustement simple par les moindres carrés aux valeurs de gravité choisies à des intervalles de 5 km. Légende géologique: 1 - Province du lac Supérieur; 2 - Roches sédimentaires de la fosse du Labrador; 3 - Roches ignées basiques de la fosse du Labrador; 4 - Roches granitiques (identifiées également par la lettre G); 5 - Roches anorthositiques et connexes; 6 - Granulites; 7 - Province de Nain. Les zones en blanc à l'intérieur de la zone de gneiss du centre indiquent la présence de paragneiss, de gneiss granitiques et de migmatites. Les numéros 1 à 7 au-dessus des profils de gravité identifient les positions approximatives des axes des anomalies régionales correspondantes (voir la figure 5 pour l'index).

values selected at 5 km intervals for the profiles); values within the Labrador Trough were arbitrarily discarded because of the contribution by large anomalies associated with some of the basic rocks and to eliminate effects due to the change in levels. The mean values of gravity for the Churchill-Nain region for the five profiles illustrated in Fig. 7 are greater than their counterparts for the Superior Province by 11,25,26,21 and 17 mgal for profiles 1,2,3,4 and 5 respectively. The characteristic profile (profile 1 excepted) from west to east across the Labrador Trough approximates a step anomaly.

The regional anomalies, excluding the low over the Labrador Trough, appear as perturbations on the higher level which may be regarded as a background level over the Churchill-Nain region. Traced towards the southeast the regional anomalies die out some 100 km north of the Grenville Front where an extensive gravity low parallel to the front dominates the gravity field (Thomas, 1974); the anomalies also terminate northwestwards in the vicinity of Ungava Bay where a prominent belt of northeasterly trending contours occurs in the coastal area east of the bay.

For reference purposes the regional anomalies have been named on the basis of topographic features occurring within them. The spelling of the names follows that adopted on the maps of the gravity map series; this accounts for the difference in spelling of the Caniapiskau Low and the Kaniapiskau Supergroup. An index to the names is provided in the inset of Fig. 5; from west to east the anomalies are:

(1) Caniapiscau Low;
(2) Whale High;
(3) Tunulic Low;
(4) George High;
(5) Koroc and Umiakovik Lows;
(6) Okak High;
(7) Kaumajet Low.

A brief description of these anomalies and their relationship to geology follows. Other anomalies in the region are discussed later under the heading 'Miscellaneous Anomalies'.

Caniapiscau Low This anomaly corresponds approximately in position with the northern two-thirds of the Labrador Trough; in detail the flanks of the anomaly are displaced by varying degrees from the boundaries of the trough (Fig. 6). The anomaly is one of the wider anomalies with an approximate mean width of 100 km. In the south it is markedly asymmetrical with a gentle western flank and a steep eastern flank which is common to the

carrés ont été appliqués à 1) la région frontalière de la province du lac Supérieur et 2) à la région de Churchill-Nain (pour exécuter les ajustements, on s'est servi de valeurs gravimétriques choisies à des intervalles de 5 km); à l'intérieur de la fosse du Labrador, certaines valeurs ont été mises de côté de façon arbitraire à cause de l'apport d'anomalies importantes associées à quelques-unes des roches basiques et pour éliminer les effets dus à la variation des niveaux. Les valeurs moyennes de la gravité de la région de Churchill-Nain, pour les 5 profiles illustrés à la figure 7, sont plus élevées que leurs contreparties de la province du lac Supérieur de 11, 25, 26, 21 et 17 mgals pour les profils 1, 2, 3, 4 et 5 respectivement. Le profil caractéristique (excepté le profil 1) de la fosse du Labrador, d'ouest en est, se rapproche d'une anomalie en escalier.

Les anomalies régionales, à l'exception de l'anomalie négative au-dessus de la fosse du Labrador, apparaissent comme des perturbations du niveau supérieur qui peut être considéré comme un niveau général sur l'ensemble de la région Churchill-Nain. Orientées vers le sud-est, les anomalies régionales s'estompent environ 100 km au nord du front de Grenville, où une grande anomalie négative de la pesanteur, parallèle au front, domine le champ de gravité (Thomas, 1974). Au nord-ouest, les anomalies disparaissent à proximité de la baie d'Ungava; à l'est de cette baie, dans la région côtière, se détache une zone de courbes d'intensité gravimétrique orientée vers le nord-est.

A titre de référence, les anomalies régionales ont reçu le nom des entités topographiques qu'elles englobent. L'orthographe des noms est conforme à celle utilisée sur les cartes de la série gravimétrique; c'est ce qui explique la différence d'orthographe entre l'anomalie négative de Caniapiscau et le supergroupe de Kaniapiskau. Un index des noms est fourni dans le médaillon de la figure 5; les anomalies sont, d'ouest en est:

(1) L'anomalie négative de Caniapiscau;
(2) L'anomalie positive de Whale;
(3) L'anomalie négative de Tunulic;
(4) L'anomalie positive de George;
(5) Les anomalies négatives de Koroc et d'Umiakovik;
(6) L'anomalie positive d'Okak;
(7) L'anomalie négative de Kaumajet.

Suit une brève description de ces anomalies et de leur relation avec la géologie. D'autres anomalies de la région sont examinées plus loins sous le titre 'Anomalies diverses'.

adjacent Whale High; in the north the western flank is steeper and the anomaly profile is more symmetrical (Fig. 7). The eastern part of the low is perturbed by several prominent smaller wavelength anomalies which correlate closely with certain areas of the extensive belt of basic volcanic and gabbroic rocks along the eastern region of the trough. A comparison of the mean densities of sedimentary rocks within the trough with those of foliated metamorphic rocks outside the trough obtained in the present study (Table 2) and by Kearey and Halliday (1976), coupled with the observation that the flanks of the Caniapiscau Low are not everywhere coincident with the margins of the trough, suggests that the sedimentary rocks are not the principal cause of the low and that a deeper source is responsible.

Whale High This anomaly has an average width of about 90 km. It exhibits a fairly close correlation with a region of metamorphic terrain in the western part of the Central Gneiss Belt made up mainly of migmatites and granitic gneisses and lesser developments of paragneisses (Figs. 3,6); locally, where the southern part of the anomaly narrows, it coincides with a narrow belt of granulites (Fig. 6, Fig. 7 - profile 5).

Tunulic Low This anomaly has an average width of about 55 km. A good correlation exists between the anomaly and a belt of granitic rocks within the Central Gneiss Belt which follows or lies just west of the axis of the anomaly (Figs. 6,7). The probability that granitic rocks contribute to the anomaly is supported by the density information in Table 2 (granitic rocks - 2.63 g/cm^3; metamorphic rocks - 2.71 g/cm^3).

George High This anomaly has an approximate mean width of 65 km. Like the Whale High it is underlain largely by metamorphic rocks (Figs. 3,6) of the Central Gneiss Belt, mainly paragneisses and migmatites together with some granitic gneisses and granulites; adamellitic rocks occur in the southernmost part of the anomaly.

Koroc and Umiakovik Lows These anomalies lie in the same negative belt (average width about 70 km) but are separated by a transverse saddle (Fig.5). The northern part of the belt is the Koroc Low (anomaly 5a, Fig. 5) which coincides with metamorphic rocks of the Central Gneiss Belt (Fig. 6). Granulites, paragneisses and granitic gneisses are present with granulites predominating. In profile the anomaly is markedly asymmetrical (Fig. 7 - profiles 1,2). The Umiakovik Low (anomaly 5b, Fig. 5)

Anomalie négative de Caniapiscau La position de cette anomalie coincide à peu près avec les deux tiers nord de la fosse de Labrador; en détail, les flancs de l'anomalie sont décalés à des degrés variables par rapport aux limites de la fosse (fig. 6). L'anomalie est l'une des plus larges (environ 100 km en moyenne). Au sud, elle est nettement asymétrique: son flanc ouest est doux, tandis que son flanc est, qu'elle partage d'ailleurs avec l'anomalie positive adjacente de Whale, est raide. Au nord, le flanc ouest est plus escarpé et le profil de l'anomalie est plus symétrique (fig. 7). La partie est de cette anomalie est perturbée par plusieurs anomalies prononcées de plus petite longueur d'onde; celles-ci correspondent de près à certaines régions de la vaste zone de roches volcaniques basiques et gabbroiques qui longe la région est de la fosse. Une comparaison des densités moyennes des roches sédimentaires à l'intérieur de la fosse avec celle des roches métamorphiques foliées à l'extérieur de la fosse, établie dans la présente étude (tableau 2) ainsi que par Kearey et Halliday (1976), jointe à l'observation selon laquelle les flancs de l'anomalie négative de Caniapiscau ne coincident pas partout avec les bordures de la fosse, laisse supposer que les roches sédimentaires ne sont pas la cause principale du déficit de gravité et qu'une source plus profonde en est responsable.

Anomalie positive de Whale Cette anomalie a une largeur moyenne d'environ 90 km. Elle présente une relation très proche avec une région de terrains métamorphiques dans la partie ouest de la zone de gneiss du centre, constituée principalement de migmatites et de gneiss granitiques et de plus petites formations de paragneiss (figures 3, 6); par endroits, là où la partie sud de l'anomalie rétrécit, elle coincide avec une zone étroite de granulites (fig. 6, fig. 7: profil 5).

Anomalie négative de Tunulic Cette anomalie a une largeur moyenne d'environ 55 km. Il existe une bonne relation entre cette anomalie et une zone de roches granitiques à l'intérieur de la zone de gneiss du centre, qui suit l'axe de l'anomalie ou repose juste à l'ouest (fig. 6, 7). La probabilité que des roches granitiques contribuent à l'anomalie est renforcée par les renseignements sur la densité donnés dans le tableau 2 (roches granitiques: 2,63 g/cm^3; roches métamorphiques: 2,71 g/cm^3).

Anomalie positive de George Cette anomalie a une largeur moyenne d'environ 65 km. Comme l'anomalie positive de Whale, elle repose en grande partie sur des roches métamorphiques

lies to the south and corresponds in area quite closely with the northern part of the Nain Anorthosite Complex. In view of the good spatial correlation it is possible that the low may in part be attributed to adamellitic rocks (average density 2.68 g/cm^3) in contact with surrounding metamorphic rocks of the Central Gneiss Belt and Nain Province (average density 2.71 g/cm^3). If this interpretation is valid then anorthositic rocks may form only a veneer to the complex. Stephenson (1974) was the first to note the correlation between the Umiakovik Low and the northern part of the anorthosite complex, and he suggested that adamellite and/or pure anorthosite formed the bulk of the complex. His model studies of the gravity anomalies indicated a maximum depth of 12 km for the complex in this area.

Okak High This is a comparatively narrow anomaly having an average width of approximately 45 km. In the north it coincides with garnetiferous gneisses and granulites lying along the eastern margin of the Central Gneiss Belt (Figs. 3,6). These rock types may contribute to the anomaly since there is some evidence (Tables 2,3) that these lithologies and their corresponding map units have mean densities which are greater than the average density (2.71 g/cm^3) of metamorphic rocks from the Central Gneiss Belt and the Nain Province. However, immediately north of the Nain Anorthosite Complex the anomaly swings into a more southeasterly trend and the axis lies within the western border zone of the Nain Province (Fig. 6). There is no obvious explanation for the cause of the anomaly in this region, other than it is partly an artifact of the presumed density contrast between the Nain Anorthosite Complex and the Nain Province. Even accepting this explanation the mutual flank with the Kaumajet Low to the east is still not explained.

Kaumajet Low This anomaly is incompletely outlined but the axis appears to follow the coastal region of the Nain Province. Any correlation with geology is not apparent.

Interpretation of Regional Gravity Anomalies

The foregoing examination of the relationships between regional gravity anomalies, rock densities and geology has revealed a certain degree of correlation between surface geological units and anomalies. The correlation of the Whale High with metamorphic rocks and of the Tunulic Low with granitic rocks is particularly noticeable and to a lesser extent so is the

(figures 3, 6) de la zone de gneiss du centre, principalement des paragneiss et des migmatites joints à quelques gneiss granitiques et quelques granulites; on trouve des monzonites quartzifères dans la partie la plus au sud de l'anomalie.

Anomalies négatives de Koroc et Umiakovik Ces anomalies se trouvent dans la même zone négative (largeur moyenne d'environ 70 km), mais sont séparées par un col transversal (fig. 5). La partie nord de la zone est constituée par celle de Koroc (anomalie 5a, fig. 5) qui coincide avec des roches métamorphiques de la zone de gneiss du centre (fig. 6). On y trouve surtout des granulites, mais aussi des paragneiss et des gneiss granitiques.

En profil, l'anomalie est nettement asymétrique (fig. 7: profils 1,2). Celle d'Umiakovik (anomalie 5b, fig. 5) s'étend vers le sud et, en surface, correspond d'assez près à la partie nord du complexe d'anorthosite de Nain. Compte tenu de cette bonne corrélation spatiale, il est possible que le déficit de gravité soit dû en partie à la présence de monzonites quartzifères (densité moyenne de 2,68 g/cm^3) en contact avec des roches métamorphiques environnantes de la zone de gneiss du centre et de la province de Nain (densité moyenne de 2,71 g/cm^3). Si cette interprétation est valable, les roches anorthositiques ne sont peut être qu'un placage sur le complexe. Stephenson (1974) a été le premier à noter la corrélation entre l'anomalie négative d'Umiakovik et la partie nord du complexe d'anorthosites; il a émis l'opinion que la monzonite quartzifère et (ou) l'anorthosite pure formaient la plus grande partie du complexe. Ses études des anomalies gravimétriques, appuyées de modèles, ont attribué au complexe une profondeur maximale de 12 km dans cette région.

Anomalie positive d'Okak Il s'agit d'une anomalie relativement étroite d'une largeur moyenne d'environ 45 km. Au nord, elle coincide avec les gneiss grenatifères et des granulites qui longent la bordure est de la zone de gneiss du centre (figures 3, 6). Ces types de roches peuvent contribuer à l'anomalie puisque selon certaines indications (tableaux 2, 3), ces lithologies et leurs unités cartographiques correspondantes auraient des densités moyennes plus élevées que la densité moyenne (2,71 g/cm^3) des roches métamorphiques provenant de la zone de gneiss du centre et de la province de Nain. Toutefois, immédiatement au nord du complexe d'anorthosites de Nain, l'anomalie bifurque vers le sud-est, et l'axe repose à

correlation between the Umiakovik Low and the Nain Anorthosite Complex. However, the other anomalies appear to bear little or no relationship to surface geology and this observation considered with the fact that the anomalies are continuous over hundreds of kilometres strongly suggests that the anomalies are related to large-scale structures perhaps involving the whole crust. A comparison of structural trends with the trends of the gravity anomalies (Fig. 8) lends support to this idea. The diagram shows structural trends in the eastern part of the Central Gneiss Belt derived by Taylor (1971) from field data and air photographs; the trends exhibit a close parallelism with the isogals. It was primarily on the basis of these structural trends that Taylor (1971) proposed a revision of the position of the Churchill-Nain boundary originally defined by Stockwell (1963). He pointed out that geological map units pass directly from the Churchill Province into the region then considered as the Western Nain Subprovince. The trends of the gravity anomalies strengthen Taylor's arguments for repositioning the boundary.

Gravity Models Previous geological modelling of the regional anomalies in the region has been undertaken by Tanner (1969), Stephenson (1974) and Kearey (1976). Tanner's studies were directed primarily towards the interpretation of the step-like anomaly across the Labrador Trough, which at that time was defined by a single profile. This profile and others across the region (Fig. 7) are characterized by values which decrease gradually from a background level over the Superior Province to a minimum (Caniapiscau Low) in the region of the trough, and then increase sharply to a higher background level over the Churchill Province. Tanner (1969) suggested that the gravity low and the higher level could result from a common source, namely a 'compensated crustal structure'.

An example of such a structure is shown in Fig. 9a; here a crustal block containing anomalously high density material in its upper portion is compensated at depth by crustal thickening - in the limiting case the whole structure is anomalously dense (Fig. 9b). The gravity anomaly over such a structure has the following characteristics:

(1) high level over the structure (cause - higher density material);
(2) steep gradient over the edge of the structure;
(3) flanking negative anomaly (cause - compensating crustal root);
(4) gentle gradients over outer flanks of negative anomaly.

l'intérieur de la zone de frontalière ouest de la province de Nain (fig. 6). Il ne semble y avoir aucune explication quant à la cause de l'anomalie dans cette région, si ce n'est qu'il s'agirait en partie du produit du présumé contraste de densité entre le complexe d'anorthosites de Nain et la province de Nain. Même en acceptant cette explication, le flanc commun à l'anomalie positive d'Okak et à l'anomalie négative de Kaumajet, plus à l'est, demeure inexpliqué.

Anomalie négative de Kaumajet Cette anomalie n'a pas été complètement circonscrite, mais son axe semble suivre la région côtière de la province de Nain. Aucune relation avec la géologie n'est apparente.

Interprétation des anomalies gravimétriques régionales

L'étude qui précède sur les relations entre les anomalies gravimétriques régionales, les densités des roches et la géologie a révélé un certain degré de rapprochement entre des unités géologiques de surface et les anomalies. La corrélation entre l'anomalie de Whale et des roches métamorphiques et celle de l'anomalie négative de Tunulic et des roches granitiques est particulièrement évidente et, à un degré moindre, telle est la corrélation entre l'anomalie négative d'Umiakovik et le complexe d'anorthosites de Nain. Toutefois, les autres anomalies semblent présenter peu ou pas de relations avec la géologie de surface; cette observation, ajoutée au fait que les anomalies s'étendent sur des centaines de kilomètres, laisse fortement supposer que les anomalies sont associées à des structures à grande échelle, qui font peut être même intervenir la croûte entière. Une comparaison des tendances structurales avec celles des anomalies gravimétriques (fig. 8) soutient cette thèse. Le diagramme indique des tendances structurales dans la partie est de la zone de gneiss du centre, que Taylor (1971) a tirées de données sur le terrain et de photographies aériennes; les courbes obtenues suivent de très près les isogals. C'est principalement en se basant sur ces tendances structurales que Taylor (1971) a proposé une révision de la position de la frontière de Churchill-Nain qui avait été établie à l'origine par Stockwell (1963). Il a fait remarquer que les unités cartographiques géologiques passaient directement de la province de Churchill dans la région alors considérée comme la sous-province ouest de Nain. Les tendances des anomalies gravimétriques renforcent la thèse de Taylor en faveur de la relocalisation de la frontière.

The gravity signature of this structure is therefore quite similar to that observed across the Labrador Trough (Fig. 7). Applying the analogue to the trough, Tanner (1969) obtained a model in which the upper 15 km of crust in the Churchill Province was 0.2 g/cm^3 denser than that of the Superior, and was compensated by 7.5 km of crustal thickening. From the sketchy knowledge of geology available for the Churchill Province at that time Tanner (1969) thought that the denser material might consist of granulites and basic rocks.

Stephenson (1974), considering a gravity profile across the George High, Umiakovik Low and Okak High, demonstrated that with the use of reasonable density contrasts the anomalies could be explained simply by density variations related to surface geological units or by topography on a Conrad-type discontinuity having a lower background depth of 15 km.

Modèles gravitationnels Des modèles géologiques des anomalies régionales de la région ont déjà été entrepris par Tanner (1969), Stephenson (1974) et Kearey (1976). Tanner a centré principalement ses études sur l'interprétation de l'anomalie en gradins qui traverse la fosse du Labrador, qui, à l'époque, a été définie par un profil unique. Ce profil et les autres de la région (fig. 7) sont caractérisés par des valeurs qui passent graduellement d'un niveau général (celui qui prévaut au-dessus de la province du lac Supérieur) jusqu'à un minimum (anomalie négative de Caniapiscau) dans la région de la fosse: puis, ces valeurs augmentent brusquement jusqu'à un niveau général plus élevé au-dessus de la province de Churchill. Tanner (1969) a formulé l'hypothèse que l'affaissement gravimétrique et le passage à un niveau plus élevé pourraient provenir d'une source commune, notamment une 'structure crustale compensée'.

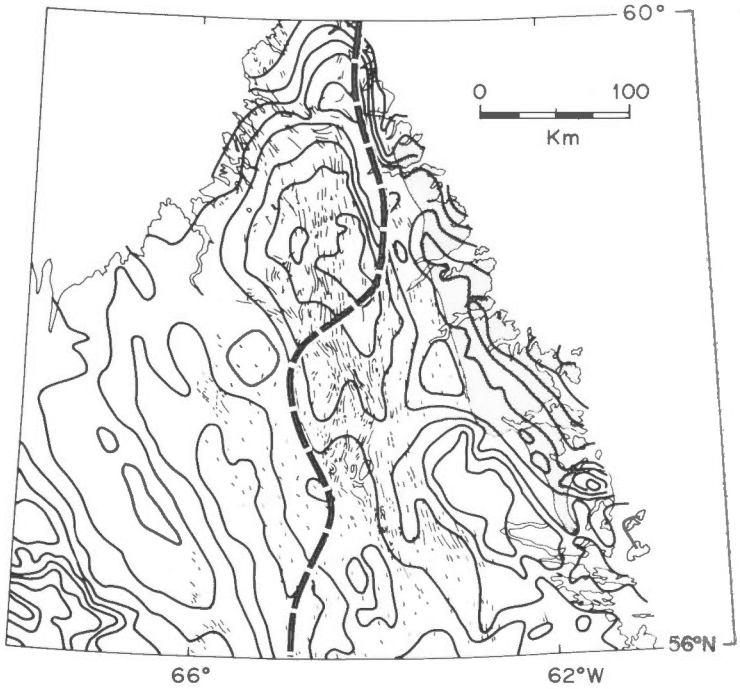

Figure 8. Map of structural trends in the eastern part of the Central Gneiss Belt after Taylor (1971) with Bouguer anomalies superimposed. Nain Province is shaded. Former position of Churchill-Nain boundary according to Stockwell (1963) is indicated by heavy dashed line.

Carte des tendances structurales dans la partie est de la zone de gneiss du centre d'après Taylor (1971), avec superposition des anomalies de Bouguer. La province de Nain est la partie ombragée. L'ancienne position de la frontière Churchill-Nain selon Stockwell (1963) est représentée par le tireté gras.

Kearey's (1976) study examined both the step anomaly at the Superior-Churchill boundary and the regional anomalies over the Churchill Province. In his preferred model explaining the various anomalies a relatively elevated Conrad-type discontinuity in the Churchill Province, underlain by a thickened lower crust is postulated as the source of the higher field over the Churchill, and undulations on the Conrad are held responsible for the regional anomalies.

In Fig. 10a a crustal model based on the concept developed by Tanner (1969), but analogous to the situation in Fig. 9b (where the whole crustal column is anomalously denser) is shown. In this model the mean density of the Churchill Province is 0.12 g/cm^3 higher than that of the Superior and the crust is approximately 49 km thick; the crust of the Superior Province is 34 km

Un exemple d'une telle structure est donné à la figure 9a; un bloc crustal contenant des matériaux à densité anormalement élevée dans sa partie supérieure est compensé en profondeur par un épaississement de la croûte; dans le cas limite, la structure entière est anormalement dense (fig. 9b). L'anomalie de la pesanteur correspondant à une telle structure possède les caractéristiques suivantes:

(1) niveau élevé au-dessus de la structure (cause - matériaux de densité plus élevée);
(2) variation brusque au-dessus du front de la structure;
(3) anomalie négative de flanc (cause - la racine de la croûte fait compensation);
(4) variations douces au-dessus de flancs extérieurs de l'anomalie négative.

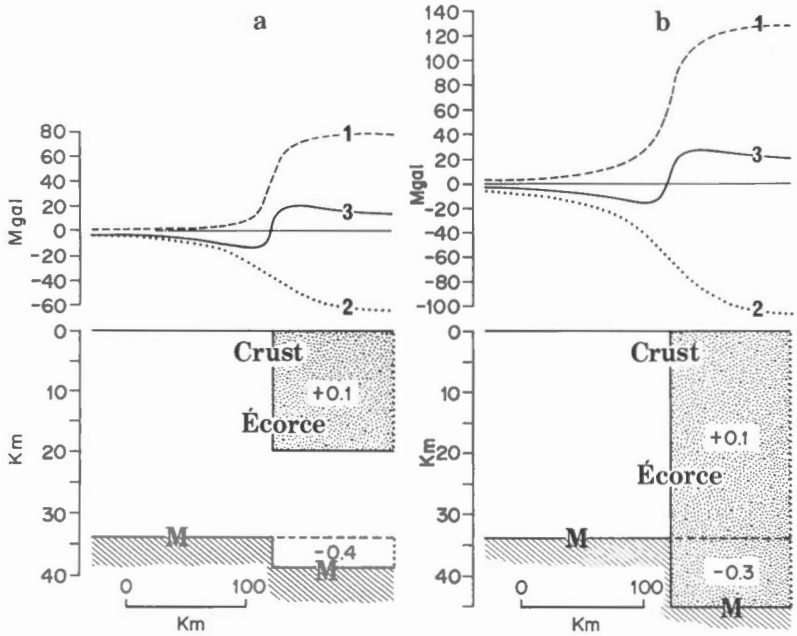

Figure 9. Gravity anomalies related to simple compensated structures. a - anomalously dense mass (shaded) located in upper part of crust; b - whole crustal block is anomalously dense. Compensating masses at base of crust have negative density contrasts (g/cm^3). Gravity profiles: 1 - positive effect of anomalous mass; 2 - negative effect of compensating structure at base of crust; 3 - combined effect. M - Moho.

Anomalies de gravité reliées à de simples structures compensées. a - Masse (ombragée) anormalement dense située dans la partie supérieure de l'écorce; b - Le bloc crustal entier est anormalement dense. Les masses compensatrices à la base de l'écorce ont des contrastes de densité négatifs (g/cm^3). Profils de gravité: 1 - Effet positif de la masse anormale; 2 - Effet négatif de la structure compensatrice à la base de l'écorce; 3 - Effet combiné. M - Moho.

thick, based on the seismic work of Berry and Fuchs (1973). Over the Churchill Province the model anomaly has been fitted approximately to the least squares background level previously discussed. Slight thickening of the Superior crust below the Labrador Trough is required to reproduce the gravity minimum. A similar simple model consisting of two juxtaposed crustal blocks of different mean density and thickness was proposed by Thomas and Tanner (1975) to explain a similar gravity anomaly pattern in the region of the Grenville Front. There, paléomagnetic studies which suggest that the Grenville Province became detached from, and then rejoined the remainder of the Canadian Shield (Irving et al., 1974) led to the suggestion that the density discontinuity between the blocks represented a cryptic suture between collided continental masses.

The same interpretation may be applied to the Superior-Churchill model of Fig. 10a, although in this case there are no paleomagnetic data to support relative movement between the two structural provinces. Kearey (1976) discussed the role that continental collision may have played in the geological evolution of the region and proposed a model for the development of his preferred elevated Conrad model via the same process. Kearey based his ideas on the basement reactivation model developed by Dewey and Burke (1973). These authors have suggested that during continental collision attendant subduction processes are responsible for partial melting of the lower crust of the continent above the descending plate. Granitic partial melt is believed to migrate upwards through the crust to produce an upper crust richer in potassium and lithophile elements, and leaves behind a refractory lower crust of anorthositic composition containing granulites, charnockites and mangerites. An essentially two-layered crust is evolved with a zone of migmatites separating the layers; this zone probably represents the Conrad discontinuity. In the same paper Kearey (1976) presented and discussed models similar to that proposed by Tanner (1969) and to that in Fig. 10a. He considered the former as unlikely because the required increase in density in the upper part of the Churchill crust is not reflected in surface density measurements, while the latter "is not discounted as a reasonable alternative, but raises problems as to the mechanism of development of a crustal block which is significantly denser throughout its entire thickness" (p. 375). The problem outlined by Kearey may not be too serious since a mechanism for densifying at least part of the crust is provided in the process described by

La signature gravimétrique de cette structure est donc assez semblable à celle observée à travers la fosse du Labrador (fig. 7). Appliquant la même chose à la fosse, Tanner (1969) a obtenu un modèle dans lequel les 15 km supérieurs de la croûte, dans la province de Churchill, étaient de 0,2 g/cm^3 plus denses que ceux du lac Supérieur, et étaient compensés par 7,5 km d'épaississement crustal. A la lumière des connaissances rudimentaires dont il disposait à cette époque sur la géologie de la province de Churchill, Tanner (1969) pensait que les minéraux plus denses pouvaient consister en des granulites et des roches basiques.

Stephenson (1974), en tenant compte d'un profil gravimétrique à travers l'anomalie positive de George, l'anomalie négative d'Umiakovik et l'anomalie positive d'Okak, a démontré qu'avec l'utilisation de contrastes de densité raisonnables, les anomalies pouvaient s'expliquer simplement par des variations de densité dues à des unités géologiques de surface ou par la topographie sur une discontinuité de type Conrad possédant une profondeur moins élevée (15 km).

L'étude de Kearey (1976) a porté également sur l'anomalie en gradins à la frontière lac Supérieur-Churchill et sur les anomalies régionales dans la province de Churchill. Dans son modèle priviligié expliquant les diverses anomalies, une discontinuité relativement élevée de type Conrad dans la province de Churchill, qui repose sur une croûte inférieure épaissie, est considérée comme la source du champ plus élevé dans la province de Churchill, et les ondulations de type Conrad sont tenues pour responsables des anomalies régionales.

Dans la figure 10a, on voit un modèle crustal basé sur le concept mis au point par Tanner (1969), mais analogue à la situation de la figure 9b (ou l'ensemble de la colonne crustale est anormalement plus dense). Dans ce modèle, la densité moyenne de la province de Churchill est de 0,12 g/cm^3 plus élevée que celle du lac Supérieur et la croûte a environ 49 km d'épaisseur; la croûte de la province du lac Supérieur a pour sa part 34 km d'épaisseur, selon des travaux séismiques de Berry et Fuchs (1973). Dans la province de Churchill, l'anomalie du modèle a été ajustée approximativement par les moindres carrés au niveau général dont il a été fait mention auparavant. Un léger épaissement de la croûte du lac Supérieur au-dessous de la fosse du Labrador est nécessaire pour reproduire le minimum gravimétrique. Un modèle simple similaire, qui consiste en deux blocs crustaux juxtaposés de différentes épaisseurs et densités moyennes a été proposé par Thomas et Tanner (1975) pour expliquer un tracé d'anomalies gravimétriques similaire

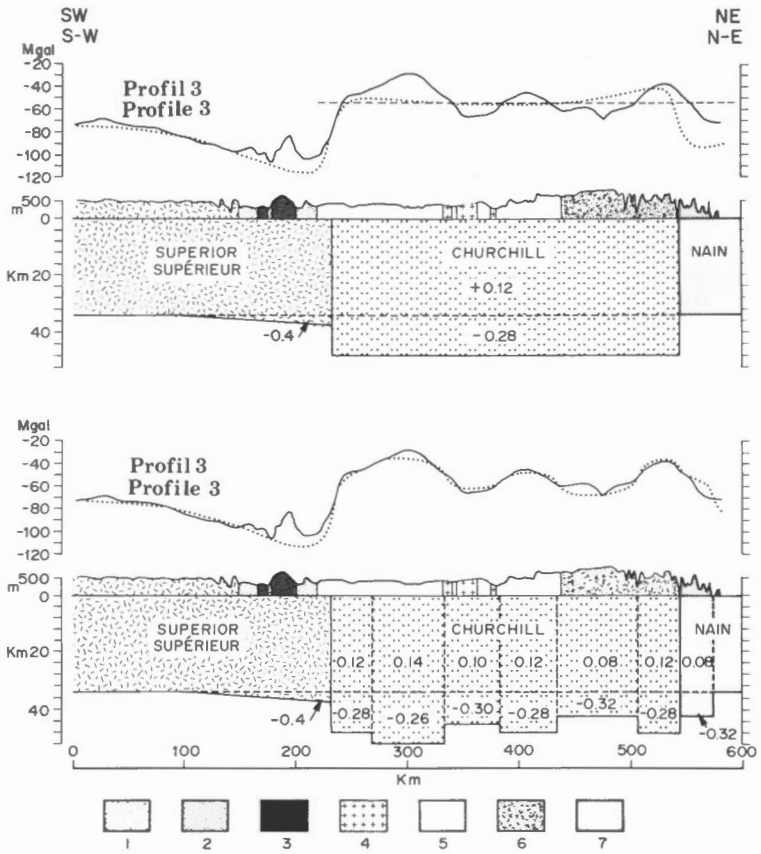

Figure 10. a - Simple geological model interpreted for profile 3 (solid profile). Model profile is indicated by dotted profile and least squares background level over the Churchill and Nain provinces by a dashed line. b - Refined geological model (Churchill represented by several isostatically compensated blocks) interpreted for profile 3 (solid profile). Model profile is dotted. Geological legend for near-surface geological sections: 1 - Superior Province; 2 - Sedimentary rocks of Labrador Trough; 3 - Basic igneous rocks of Labrador Trough; 4 - Granitic rocks; 5 - Paragneisses, granitic gneisses and migmatites; 6 - Granulites; 7 - Nain Province.

---

a - Modèle géologique simple interprété en fonction du profil 3 (profil solide). Le profil du modèle est indiqué par la courbe pointillée et le niveau général obtenu par les moindres carrés pour les provinces de Churchill et de Nain est indiqué par un tireté gras. b - Modèle géologique détaillé (Churchill est représenté par plusieurs blocs isostatiquement compensés) interprété en fonction du profil 3 (profil solide). Le profil du modèle est en pointillé. Légende géologique pour les sections géologiques près de la surface: 1 - Province du lac Supérieur; 2 - Roches sédimentaires de la fosse du Labrador; 3 - Roches ignées basiques de la fosse du Labrador; 4 - Roches granitiques; 5 - Paragneiss, gneiss granitiques et migmatites; 6 - Granulites; 7 - Province de Nain.

Dewey and Burke (1973), namely the development of a refractory lower crust.

The regional anomalies east of the Caniapiscau Low appear as perturbations relative to the general level of the gravity field over the Churchill block (Fig. 10a). The correlation of some of these anomalies to major geological units has already been described in this report and by Stephenson (1974), and in addition both Stephenson (1974) and Kearey (1976) have suggested that relief on a Conrad-type discontinuity could explain the anomalies. The extensive nature of the anomalies and their sometimes close relationship with surface geology (Fig. 6) suggest that the anomalies may be related to large crustal blocks which have undergone different geological histories. If this is indeed the case, then the rather considerable relief (5 to 10 km) on the Conrad discontinuity required to explain certain anomalies (Stephenson, 1974) could be attributed to major fault or shear zones separating the blocks. The concept of block faulting within the Churchill-Nain region is schematically presented in Fig. 10b. In this diagram the Churchill crust is divided into a number of blocks of different mean density all of which are in relative isostatic equilibrium; this type of model permits all of the regional anomalies, including the Superior-Churchill negative-positive pair, to be accounted for in terms of major block structure. Other models e.g. layered blocks are also possible under the constraint of relative isostasy but indirect evidence for a more complex model is not presently available. However, the simple block model serves the purpose of exemplifying the concept of block-faulting.

What evidence is there for block structures in the Churchill Province? Reconnaissance geological mapping has, by and large, failed to locate extensive major faults in the flank regions of the gravity anomalies where they might be expected. However, some prominent northwesterly trending fault structures marked by extensive zones of mylonites, up to possibly 3 km wide, occur within the main outcrop of garnet-quartz-feldspar gneisses shown in Fig. 3 (Taylor 1969, 1970); another major fault has been mapped between this unit and the adjacent granulites unit to the west, and this lies more or less along the mutual flank of the Koroc Low and Okak High. It has been pointed out that the Koroc Low coincides partially with a large area of granulites which is somewhat unexpected considering the density data (Tables 2,3). One might speculate that since the low is collinear with the Umiakovik Low, which may be related to rocks of the anorthosite complex, it too

dans la région du front de Grenville. Des études paléomagnétiques qui supposent que la province de Grenville s'est détachée du reste du Bouclier canadien et s'est réunie avec lui par la suite (Irving et autres, 1974) nous amène à penser que la discontinuité de densité entre les blocs représente une ligne de jonction cachée entre des masses continentales qui sont entrées en collision.

La même interprétation peut s'appliquer au modèle lac Supérieur-Churchill de la figure 10a, quoique dans ce cas il n'y ait aucune donnée paléomagnétique qui justifie un mouvement relatif entre les deux provinces structurales. Kearey (1976) a parlé du rôle que la collision continentale peut avoir joué dans l'évolution géologique de la région, et il a proposé un modèle pour la mise au point de son modèle priviligié de discontinuité de Conrad élevée par le même procédé. Kearey appuyait ses idées sur le modèle de réactivation du socle mis au point par Dewey et Burke (1973). Ces auteurs ont suggéré qu'au cours d'une collision continentale, des processus concomitants de subduction causent la fusion partielle de la croûte inférieure du continent au-dessus de la plaque plongeante. On croit que la fusion partielle du granite atteint les couches supérieures de la croûte, qui s'enrichissent alors en potassium et en éléments lithophiles, et laisse derrière elle une croûte inférieure réfractaire composée d'éléments anorthositiques contenant des granulites, des charnockites et des monzonites à hypersthène et augite. Il se forme une croûte essentiellement à deux couches séparées par une zone de migmatite, celle-ci représente probablement la discontinuité de Conrad. Dans le même document, Kearey (1976) a présenté et discuté des modèles similaires à celui proposé par Tanner (1969) et à celui de la figure 10a. Il considérait le premier comme peu probable parce que l'augmentation nécessaire de la densité dans la partie supérieure de la croûte de Churchill ne se reflète pas dans les mesures de densité de surface, tandis que le dernier, "sans être rejeté comme une solution acceptable, soulève des problèmes tels que le mécanisme de formation d'un bloc crustal qui est beaucoup plus dense dans toute son épaisseur" (p. 375). Le problème soulevé par Kearey n'est peut être pas aussi sérieux, puisque le processus décrit par Dewey et Burke (1973), prévoit un mécanisme d'augmentation en densité d'au moins une partie de la croûte, notamment la formation d'une croûte inférieure réfractaire.

Les anomalies régionales à l'est de l'anomalie négative de Caniapiscau apparaissent comme des perturbations par rapport au niveau général du champ de gravité

is underlain by similar rocks. However, the Koroc Low is much more asymmetrical than the Umiakovik Low, and the fact that the steep eastern flank is closely associated with major zones of mylonites suggests that large-scale fault controlled crustal structure is an important contributor to the anomaly.

The evolution of the Churchill Province interpreted in terms of block structure may be compared with the Peruvian Andes where large-scale vertical block faulting is well developed and where subduction processes have been operative at least since Cretaceous time (Myers 1975). According to Myers, the development of the Andes over the last 100 m.y. has been controlled by large-scale vertical block faulting, the blocks being separated by steep fractures and shear zones. The blocks range from about 80 to 120 km in width, which is the same order of scale as the proposed Churchill blocks, and are themselves dissected by major faults some of which may be the upward expression of major shear zones in the crust below (Myers 1975).

Churchill-Nain Boundary

Similar gravity signatures to those across the Labrador Trough have been noted at other structural boundaries in the Canadian Shield (Gibb and Thomas, 1976). In all cases the signatures are characterized by values which decrease gradually from a background level over the older province to a minimum near the boundary zone, and then increase sharply to a broad maximum in the border region of the younger province. Gravity models have been derived for the various boundaries which are similar to that shown in Fig. 10a, and in each case the density discontinuity is interpreted as a suture between collided protocontinents. Such models have been obtained for the Superior-Grenville boundary (Grenville Front), Superior-Churchill boundary (Cape Smith foldbelt) and Slave-Churchill boundary (Thelon Front); these are discussed respectively by Thomas and Tanner (1975), Thomas and Gibb (1977), and Gibb and Thomas (1977). Bearing this pattern in mind it is interesting to examine the pattern at the Churchill-Nain boundary to see if it can be interpreted in a similar fashion. Inspection of the gravity field (Figs. 5,7) reveals that the characteristic signature is not developed. Although this does not necessarily rule out the existence of a suture in this region it seems more likely that the Churchill-Nain boundary represents the eastern limit of crustal reactivation related to the proposed Superior Province -

au-dessus du bloc de Churchill (fig. 10a). La corrélation entre quelques-unes de ces anomalies et des unités géologiques majeures a déjà été décrite dans le présent rapport ainsi que par Stephenson (1974); de plus, Stephenson (1974) et Kearey (1976) ont suggéré que le relief d'une discontinuité de type Conrad pourrait expliquer les anomalies. La grande étendue des anomalies et leur relation quelquefois étroite avec la géologie de surface (fig. 6) portent à croire que les anomalies peuvent être reliées à des blocs crustaux importants qui ont eu des histoires géologiques différentes.

Si c'est le cas, le relief assez considérable (5 à 10 km) de la discontinuité de Conrad nécessaire pour expliquer certaines anomalies (Stephenson, 1974) pourrait être attribué à une faille majeure ou à des zones de cisaillement séparant les blocs. Le concept de facturation en blocs à l'intérieur de la région de Churchill-Nain est présenté de façon schématique à la figure 10b. Dans ce diagramme, l'écorce de Churchill est divisée en blocs de densités moyennes différentes, qui sont tous en équilibre isostatique relatif; ce type de modèle permet à toutes les anomalies régionales, y compris le couple des anomalies positive et négative du lac Supérieur-Churchill, de s'expliquer par la structure en blocs de grands dimensions. D'autres modèles, par exemple ceux qui font intervenir des blocs en couches, sont également possibles sous la contrainte d'une isostasie relative, mais une preuve indirecte d'un modèle plus complexe n'est actuellement pas disponible. Toutefois, le modèle du bloc simple sert à fournir des exemples du concept de fracturation en blocs.

Quelles preuves y a-t-il de la présence de structures en blocs dans la province de Churchill? La cartographie géologique préliminaire n'a pas, à tout prendre, réussi à trouver des failles majeures étendues dans les régions de flancs des anomalies gravimétriques où elles auraient dû être. Toutefois, quelques structures faillées proéminentes, axées vers le nord-ouest, marquées par des zones étendues de mylonites et d'une largeur pouvant atteindre 3 km, ont été trouvées à l'intérieur de l'affleurement principal de gneiss de grenat-quartz-feldspath présenté à la figure 3 (Taylor 1969, 1970); une autre faille majeure a été cartographiée entre cette unité et l'unité de granulites qui lui est contiguë à l'ouest, et celle-ci s'étend plus ou moins le long du flanc commun à l'anomalie négative de Koroc et à l'anomalie positive d'Okak. Il a été mentionné que l'anomalie négative de Koroc coincide en partie avec une vaste région de granulites qui est plutôt inattendue compte

Churchill Province collision. The situation at the boundary is also made more complex by the presence of the Elsonian intrusions.

Miscellaneous Anomalies

In addition to the parallel regional anomalies which dominate the gravity field within the study area are several other noteworthy anomalies. One is the belt of northeasterly-trending isogals situated along the coastal region of Ungava Bay, herein referred to as the Coastal Anomaly; others are the Retty Lake and Kiglapait highs (Figs. 5,6).

Coastal Anomaly This anomaly is a belt of isogals, about 70 km wide, across which the Bouguer anomalies increase progressively towards the coastline. It extends for some 200 km from near the mouth of the George River northeastwards to the coast of the Labrador Sea (see gravity map number 160, George River). The strike of the isogals is essentially orthogonal to that of the regional geology (Figs. 6,8), so that any relationship to the geology is not evident. Geophysical investigations by Grant and Manchester (1970) suggest the presence of a northeasterly-trending structure within Precambrian rocks in the eastern part of Ungava Bay, but this structure seems to be too small and too far removed to influence the Coastal Anomaly. More than likely the anomaly is simply a manifestation of the inverse relationship between Bouguer anomaly and elevation since there is a fairly regular decrease in elevation from about 600 m to sea level across the anomalous belt.

Retty Lake High This anomaly attains regional dimensions (150 km long by 90 km wide) and has an amplitude of about 60 mgal. It lies along the southeastern border of the Labrador Trough and overlaps onto the Central Gneiss Belt; the peak of the anomaly lies just within the trough (Fig. 6). It coincides with a variety of basic rocks: metabasalts, basalts, basic metapyroclastic rocks, gabbro and metagabbro sills; ultramafic rocks (peridotites and serpentinites) occur in a narrow irregular belt just west of the axis of the anomaly (Baragar, 1967). The anomaly is similar to others occurring in the eastern part of the trough which are doubtless related to the aforementioned rock types (compare profile 5, Fig. 7. with other profiles). Kearey (1977) isolated several of these anomalies in the central part of the Labrador Trough by subtracting a regional gravity field similar to the model profiles of Fig. 10 from the observed gravity profiles. For one

tenu des données de densité (tableaux 2,3). D'aucuns pourraient se hasarder à prétendre que puisque cette anomalie est située dans le prolongement de l'anomalie négative d'Umiakovik, qui peut être associée à des roches du complexe d'anorthosites, elle repose elle aussi sur des roches similaires. Cependant, l'anomalie négative de Koroc est beaucoup plus asymétrique que celle d'Umiakovik, et le fait que le flanc est escarpé est étroitement associé à des zones majeures de mylonites laisse supposer qu'une structure crustale déterminée par des failles à grande échelle contribue pour beaucoup à l'anomalie.

L'évolution de la province de Churchill expliquée par la présence de blocs crustaux peut être comparée à celle des Andes péruviennes où des failles verticales à grande échelle se sont formées et où des processus de subduction se déroulent au moins depuis le Crétacé (Myers 1975). Selon Myers, l'évolution des Andes depuis 100 Ma a été dominée par une fracturation verticale de la croûte à grande échelle, les blocs ainsi formés étant séparés par des fractures raides et des zones de cisaillement. Les blocs ont une largeur d'environ 80 à 120 km, ce qui est du même ordre de grandeur que les blocs proposés de Churchill, et sont eux-mêmes coupés par des failles majeures dont quelques-unes peuvent être le résultat de zones de cisaillement majeures dans la croûte sous-jacente (Myers 1975).

Frontière Churchill-Nain

Des anomalies gravimétriques similaires à celles rencontrées au-dessus de la fosse du Labrador ont été relevées à d'autres frontières structurales dans le Bouclier canadien (Gibb et Thomas, 1976). Dans tous les cas, les anomalies sont caractérisées par des valeurs qui passent graduellement d'un niveau général au-dessus de la province plus ancienne, à un minimum près de la zone frontalière; elles augmentent ensuite brusquement jusqu'à un maximum général dans la région frontalière de la province plus jeune. Des modèles de gravité ont été établis pour les diverses frontières qui sont semblables à celles de la figure 10a; dans chaque cas, la discontinuité de la densité est interprétée comme étant une ligne de jonction entre des protocontinents qui se sont heurtés. Des modèles de ce genre ont été obtenus pour la frontière lac Supérieur-Grenville (front de Grenville), la frontière lac Supérieur-Churchill (zone de plissements de Cape Smith), et la frontière Esclaves-Churchill (front de Thelon); ces modèles sont discutés respectivement par Thomas et Tanner (1975), Thomas et Gibb

particular residual anomaly obtained in this manner, amplitude 50 mgal, he interpreted a body of basic meta-igneous rocks reaching a maximum depth of 9 km with an eastern boundary dipping eastwards beneath the metamorphic rocks of the Central Gneiss Belt. A similar body is considered to be the source of the Retty Lake High.

Kiglapait High The Kiglapait High is superimposed on the southern extremity of the Okak High (Fig. 6) and has an amplitude of about 45 mgal. It correlates closely with the Kiglapait intrusion which is a large pear-shaped (32 km long, maximum width 27 km) basic layered body forming part of the Nain Anorthosite Complex; the intrusion is emplaced between anorthositic rocks of the complex and gneisses of the Nain Province (Fig. 3). Based on geological considerations the intrusion has been interpreted to have a lopolithic geometry and a maximum thickness of about 8.7 km (Morse, 1969). Three-dimensional gravity analysis of the Kiglapait High (Stephenson and Thomas, in press) shows that the anomaly compares closely with the theoretical anomaly computed for the geological model. However the presence of a mass deficiency in the southeastern part of the intrusion is suggested by a residual negative anomaly obtained during the analytical process. This anomaly coincides areally with dykes and stocks of granite which locally invade the basic body. Details of models interpreted to explain the anomaly are reported by Stephenson and Thomas.

Lac La Moinerie Crater Lac La Moinerie, centered at 66° 36' W, 57° 26' N, is approximately circular with a diameter of about 8.5 km and is listed as a confirmed impact structure by Robertson and Grieve (1975). This interpretation is based on the presence of shock metamorphic features contained in breccias obtained from glacial float occurring on islands and eskers on the northwest side of the lake. Negative gravity anomalies are a characteristic of many terrestrial impact sites; some Canadian examples are Brent (Millman et al., 1960), Deep Bay (Innes et al., 1964), Nicholson Lake (Dence et al., 1968) and Gow Lake (Thomas and Innes, 1977). Depending on the degree of preservation of the crater the negative anomaly may be caused by sedimentary fill and/or breccias and/or fractured country rock. At Lac La Moinerie, gravity data contoured at an interval of 1 mgal indicate that a negative anomaly is also associated with this impact structure; note the closure in the eastern part of the lake and the westward bulge of contours defining the regional gravity field (Fig. 11). A residual

(1977), et Gibb et Thomas (1977). En gardant cette structure présente à l'esprit, il est intéressant d'examiner le modèle de la frontière Churchill-Nain afin de voir se l'on peut l'interpréter de façon semblable. Une étude du champ de la pesanteur (figures 5 et 7) révèle que l'anomalie caractéristique ne s'est pas développée. Bien que ceci n'écarte pas nécessairement la possibilité qu'une ligne de jonction existe dans cette région, il semble plus vraisemblable que la frontière Churchill-Nain représente la limite est de la réactivation crustale qui est liée à collision suggérée entre la province du lac Supérieur et la province de Churchill. La présence d'intrusions elsoniennes complique la situation à cette frontière.

Anomalies diverses

En plus des anomalies régionales parallèles qui dominent le champ de gravité dans les limites de la région à l'étude, se trouvent plusieurs autres anomalies qu'il vaut la peine de mentionner. Entre autres, nous avons la zone d'isogals orientés vers le nord-est, qui longe la région côtière de la baie d'Ungava et que nous appellerons ici l'Anomalie côtière; les autres sont les anomalies positives du lac Retty et de Kiglapait (figures 5 et 6).

Anomalie côtière Cette anomalie est une zone d'isogals d'environ 70 km de largeur, à travers laquelle les anomalies de Bouguer augmentent graduellement en allant vers le littoral. Elle s'étend, sur une distance de quelque 200 km à partir des environs de l'embouchure de la rivière George vers le nord-est, jusqu'à la côte de la mer du Labrador (voir la carte gravimétrique numéro 160, Rivière Georges). L'orientation des isogals est essentiellement perpendiculaire à celle de la géologie régionale (figures 6 et 8), de sorte que toute relation avec la géologie n'est pas apparente. Des études géophysiques menées par Grant et Manchester (1970) suggèrent la présence d'une structure de direction nord-est à l'intérieur des roches précambriennes, dans la partie est de la baie d'Ungava; cependant, cette structure semble être trop petite et trop éloignée pour avoir une influence quelconque sur l'Anomalie côtière. Il est plus que probable que l'anomalie soit simplement une manifestation de la relation inverse entre l'anomalie de Bouguer et la hauteur, puisque l'altitude diminue assez régulièrement d'environ 600 m jusqu'au niveau de la mer, dans la zone d'anomalies.

Anomalie positive du lac Retty Cette anomalie atteint des dimensions régionales

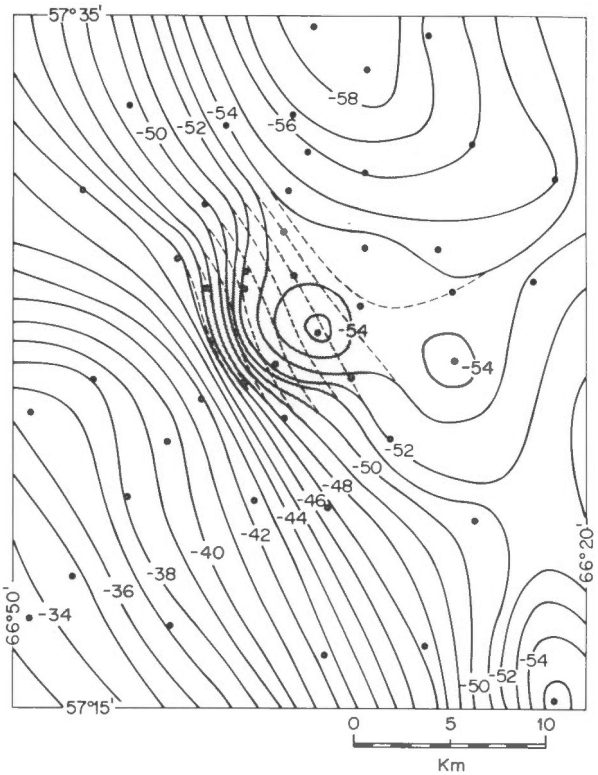

Figure 11. Observed Bouguer anomaly gravity field in region of Lac La Moinerie (shaded). Contour interval 1 mgal. Interpreted regional gravity field in the immediate neighbourhood of the lake is drawn in dashed lines. Gravity stations are indicated by dots.

Anomalies de Bouguer observées dans la région du lac La Moinerie (ombragé). L'équidistance des courbes est de 1 mgal. Le champ gravitationnel régional interprété dans les environs immédiats du lac est tracé en tiretés. Les stations gravimétriques sont représentées par des points.

anomaly was obtained using a simple graphical method: gravity contours interpolated from the linear belts on either side of the disturbed field were constructed (Fig. 11) and the interpolated field was subtracted from the observed field at the points of intersection. The point values obtained in this manner were then recontoured to produce the negative residual gravity anomaly outlined in Fig. 12 which has an amplitude of 4 mgal. The anomaly is roughly circular and is centred on the lake. It is interpreted to be a reflection of highly fractured country rocks underlying the lake.

(150 km de long sur 90 km de large) et a une amplitude d'environ 60 mgals. Elles se situe le long de la frontière sud-est de la fosse du Labrador et chevauche la zone de gneiss du centre; sa crête se situe dans la fosse même (figure 6). Elle coincide avec une variété de roches basiques: métabasaltes, basaltes, roches métapyroclastiques, et sills à gabbro et à gabbro métamorphisé; des roches ultramafiques (péridotites et serpentines) se présentent sous la forme d'une zone irrégulière et étroite juste à l'ouest de l'axe de l'anomalie (Baragar, 1967). L'anomalie est semblable aux autres qui se trouvent dans la partie est de la fosse et qui sont sans doute reliées aux types de roches susmentionnés (comparer le profil 5 de la figure 7 aux autres profils). Kearey (1977) a isolé plusieurs de ces anomalies dans la partie centrale de la fosse du Labrador, en soustrayant un champ de gravité régional similaire aux profils de modèle de la figure 10 des profils gravimétriques observés. Dans le cas d'une anomalie résiduelle de 50 mgals d'amplitude obtenue de cette façon, il a interprété un massif de roches ignées métamorphiques basiques qui atteint une profondeur maximale de 9 km et dont la frontière est plongée légèrement vers l'est en-dessous des roches métamorphiques de la zone de gneiss du centre. C'est un massif semblable que l'on croit à l'origine de

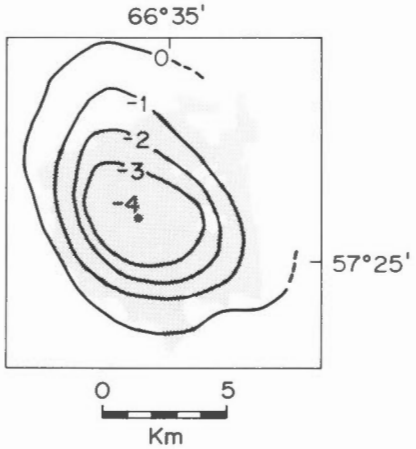

Figure 12. Residual gravity anomaly associated with Lac La Moinerie (shaded). Contour interval 1 mgal.

Anomalie de gravité résiduelle associée au lac La Moinerie (ombragé). L'équidistance des courbes est de 1 mgal.

l'anomalie positive de Retty Lake.

Anomalie positive de Kiglapait Cette anomalie est superposée à l'extrémité sud de l'anomalie positive d'Okak (figure 6), et a une amplitude d'environ 45 mgals. Elle est en étroite relation avec l'intrusion de Kiglapait qui est un grand massif stratifié, basique et piriforme (longueur de 32 km et largeur maximale de 27 km) et qui fait partie du complexe d'anorthosites de Nain; l'intrusion se trouve entre des roches anorthositiques du complexe et des gneiss de la province de Nain (figure 3). En se fondant sur des considérations géologiques, on a attribué à l'intrusion une géométrie lopolithique et une épaisseur maximale d'environ 8,7 km (Morse, 1969). Une analyse à trois composantes de l'anomalie positive de Kiglapait (Stephenson et Thomas, sous presse) révèle que l'anomalie se rapproche étroitement de l'anomalie théorique calculée pour le modèle géologique. Cependant, une anomalie négative résiduelle obtenue au cours de l'analyse suggère la présence d'un déficit de masse dans la partie sud-est de l'intrusion. Cette anomalie coincide régionalement avec des filons et des massifs de granite qui envahissent localement le massif de roches basiques. Stephenson et Thomas ont rédigé un rapport sur les détails des modèles interprétés pour expliquer l'anomalie.

Cratère du lac La Moinerie Le lac La Moinerie, situé à 66°36'W et 57°26'N, est à peu près circulaire et a un diamètre d'environ 8,5 km; Robertson et Grieve (1975) le classent comme une structure d'impact confirmée. Cette interprétation est fondée sur des traits de métamorphisme de choc rencontrés dans des brèches résultant du passage de glaciers dans des îles et des eskers, sur le côté nord-ouest du lac. Les anomalies gravimétriques négatives sont une caractéristique de nombreuses zones d'impact terrestres; au Canada, par exemple, il y a Brent (Millman et autres, 1960), Deep Bay (Innes et autres, 1964), le lac Nicholson (Dence et autres, 1968), et le lac Gow (Thomas et Innes, 1977). Dépendant du degré de conservation du cratère, l'anomalie négative peut être causée par un remblayage sédimentaire, des brèches ou des roches encaissantes fracturées. Au lac La Moinerie, les données gravimétriques, constituées en courbes d'intensité avec intervales de 1 mgal, indiquent qu'il y a aussi une anomalie négative associée à cette structure d'impact; on remarquera la fermeture dans la partie est du lac, ainsi que la saillie en direction ouest des courbes délimitant le champ de gravité régional (figure 11). Une anomalie

résiduelle a pu être obtenue à l'aide d'une simple méthode graphique: des courbes de gravité interpolées à partir des zones linéaires de chaque côté du champ perturbé ont été tracées (figure 11), et le champ interpolé a été soustrait du champ observé aux points d'intersection. Les valeurs de points ainsi obtenues ont ensuite été reproduites sous formes de courbes, afin de produire l'anomalie gravimétrique résiduelle négative qu'on retrouve à la figure 12 et dont l'amplitude est de 4 mgals. L'anomalie est à peu près circulaire et se situe au milieu du lac. On l'attribue à des roches encaissantes très fracturées sous-jacentes au lac.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors extend thanks to Dr. R.A. Gibb of the Gravity and Geodynamics Division for reviewing this report, and to Ms. T. Harris for typing the manuscript, and Mr. B.J.J. Draper for drafting. They are also extremely grateful to Mr. L.E. Vincent of the Geological Information Division, Geological Survey of Canada for proofreading the French translation.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier Monsieur R.A. Gibb de la Division de la gravité et de la géodynamique pour avoir bein voulu réviser ce rapport, Madame T. Harris pour avoir tapé le document, et Monsieur B.J.J. Draper pour l'art graphique. Nous tenons aussi à remercier Monsieur L.E. Vincent de la Division de l'information géologique, Commission géologique du Canada pour sa lecture et corrections de la traduction française.

REFERENCES/BIBLIOGRAPHIE

Baragar, W.R.A., 1967. Wakuach Lake map-area, Quebec-Labrador. Geol. Surv. Can. Memoir 344.

Barton, Jr., J.M., 1975. Rb-Sr isotopic characteristics and chemistry of the 3.6-b.y. Hebron Gneiss, Labrador. Earth Planet. Sci. Lett., 27, 427-435.

Barton, Jr., J.M., 1977. Rb-Sr ages and tectonic setting of some granite intrusions, coastal Labrador. Can. J. Earth Sci., 14, 1635-1645.

Berry, M.J. and K. Fuchs, 1973. Crustal structure of the Superior and Grenville Provinces of the northeastern Canadian Shield. Bull. Seism. Soc. Amer., 63, 1393-1432.

Davidson, A., 1972. The Churchill Province. In Variations in tectonic styles in Canada. Geol. Assoc. Can. Spec. Paper 11, 381-433.

Dence, M.R., M.J.S. Innes and P.B. Robertson, 1968. Recent geological and geophysical studies of Canadian craters. In Shock metamorphism of natural materials, B.M. French and N.M. Short (Eds.). Mono Book Corporation, Baltimore, MD, 339-362.

De Waard, D. and E.P. Wheeler 2nd., 1971. Chemical and petrologic trends in anorthositic and associated rocks of the Nain massif, Labrador. Lithos 4, 367-380.

Dewey, J.F. and K.C.A. Burke, 1973. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. J. Geol., 81, 683-692.

Dimroth, E., 1968. The evolution of the central segment of the Labrador Geosyncline. Part 1: Stratigraphy, facies and palaeogeography. N. Jb. Geol. Palaont, Abh., 132, 22-54.

Dimroth, E., 1970. Evolution of the Labrador Geosyncline. Geo. Soc. America Bull., 81, 2717-2741.

Dimroth, E., W.R.A. Baragar, R. Bergeron and G.D. Jackson, 1970. The filling of the Circum-Ungava geosyncline. In Basins and geosynclines of the Canadian Shield, A.J. Baer (Ed.). Geol. Surv. Can. Paper 70-40, 45-142.

Emslie, R.F., 1963. Michikamau Lake, east half, Quebec-Newfoundland. Geol. Surv. Can. Paper 63-20.

Frarey, M.J., 1961. Menihek Lakes, Newfoundland and Quebec. Geol. Surv. Can. Map 1087A.

Gibb, R.A. and M.D. Thomas, 1976. Gravity signature of fossil plate boundaries in the Canadian Shield. Nature 262, 199-200.

Gibb, R.A. and M.D. Thomas, 1977. The Thelon Front: A cryptic suture in the Canadian Shield? Tectonophysics 38, 211-222.

Grant, A.C. and K.S. Manchester, 1970. Geophysical investigations in the Ungava Bay - Hudson Strait region of northern Canada. Can. J. Earth Sci., 7, 1062-1076.

Hurst, R.W., D. Bridgwater, K.D. Collerson and G.W. Wetherill, 1975. 3600-m.y. Rb-Sr ages from very early Archaean gneisses from Saglek Bay, Labrador. Earth Planet. Sci. Lett., 27, 393-403.

Innes, M.J.S., W.J. Pearson and J.W. Geuer, 1964. The Deep Bay crater. Pub. Dom. Obs., Ottawa, 31 (2), 19-52.

Irving, E., R.F. Emslie and H. Ueno, 1974. Upper Proterozoic paleomagnetic poles from Laurentia and the history of the Grenville Structural Province. Jour. Geophys. Res., 79, 5491-5502.

Kearey, P., 1976. A regional structural model of the Labrador Trough, northern Quebec, from gravity studies, and its relevance to continent collision in the Precambrian. Earth Planet Sci. Lett., 28, 371-378.

Kearey, P., 1977. A gravity survey of the central Labrador Trough, northern Quebec. Can. J. Earth Sci., 14, 45-55.

Kearey, P. and D.W. Halliday, 1976. The gravity field of the central Labrador Trough, northern Quebec. Grav. Map Ser., Earth Phys. Br., Ottawa.

Leech, G.B., J.A. Lowdon, C.H. Stockwell and R.K. Wanless, 1963. Age determinations and geological studies (Including Isotopic Ages - Report 4). Geol. Surv. Can. Paper 63-17.

McConnell, R.K. and J.G. Tanner, 1974. Gravity standards in Canada. In Proc. 1973 CSEG National Convention, 235-237.

Millman, P.M., B.A. Liberty, J.F. Clarke, P.L. Willmore and M.J.S. Innes, 1960. The Brent crater. Pub. Dom. Obs., Ottawa, 24 (1), 1-43.

Morgan, W.C. 1975. Geology of the Precambrian Ramah Group and basement rocks in the Nachvak Fiord-Saglek Fiord area, north Labrador. Geol. Surv. Can. Paper 74-54.

Morse, S.A., 1969. The Kiglapait layered instrusion, Labrador. Geol. Soc. Am. Memoir 112.

Morse, S.A., 1971. General statement. In The Nain Anosthosite Project, Labrador: Field Report 1971, S.A. Morse (Ed.), Univ. Massachusetts, Geology Department Contrib. 9, 9-13.

Myers, J.S., 1975. Vertical crustal movements of the Andes in Peru. Nature 254, 672-674.

Robertson, P.B. and R.A.F. Grieve, 1975. Impact structures in Canada: Their recognition and characteristics. J. Roy. Astron. Soc. Canada, 69, 1-21.

Stephenson, R.A., 1974. A geological interpretation of Bouguer anomalies in the vicinity of Nain, Labrador. Unpub. B.Sc. Thesis, Carleton University, Ottawa.

Stephenson, R. and M.D. Thomas. In Press. Three-dimensional analysis of gravity anomalies associated with the Kiglapait intrusion, Labrador. Can. J. Earth Sci.

Stevenson, I.M., 1963. Leaf River map-area, New Quebec. Geol. Surv. Can. Paper 62-24.

Stockwell, C.H., 1963. Third report on structural provinces, orogenies, and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield. Geol. Surv. Can. Paper 63-17, Part II, 125-131.

Stockwell, C.H., 1964. Fourth report on structural provinces, orogenies, and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield. Geol. Surv. Can. Paper 64-17, Part II, 1-21.

Tanner, J.G., 1969. A geophysical interpretation of structural boundaries in the eastern Canadian Shield. Unpub. Ph.D. Thesis, Univ. of Durham, England.

Taylor, F.C., 1969. Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield, northeastern Quebec and northern Labrador, 14L (N1/2), 14M, 23P (W1/2), 24B, G, J, I, P, 25A. Geol. Surv. Can. Paper 68-43.

Taylor, F.C., 1970. Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield northeastern Quebec and northern Labrador; Part II, Geol. Surv. Can. Paper 70-24.

Taylor, F.C., 1971. A revision of Precambrian structural provinces in northeastern Quebec and northern Labrador. Can. J. Earth Sci., 8, 579-584.

Taylor, F.C., 1972. Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield, northeastern Quebec and northern Labrador; Part III. Geol. Surv. Can. Paper 71-48.

Thomas, M.D. 1974. The correlation of gravity and geology in southeastern Quebec and southern Labrador. Grav. Map. Ser., Earth Physics Branch, Ottawa.

Thomas, M.D. and R.A. Gibb, 1977. Gravity anomalies and deep structure of the Cape Smith foldbelt, northern Ungava, Quebec. Geology 5, 169-172.

Thomas, M.D. and Innes, M.J.S., 1977. The Gow Lake impact structure, northern Saskatchewan. Can. J. Earth Sci., 14, 1788-1795.

Thomas, M.D. and Tanner, J.G., 1975. Cryptic suture in the eastern Grenville Province. Nature 256, 392-394.

Wanless, R.K., R.D. Stevens, G.R. Lachance and C.M. Edmonds, 1967. Age determination and geological studies, K-Ar isotopic ages, Report 7. Geol. Surv. Can. Paper 66-17.

Wynne-Edwards, H.R., 1960. Michikamau Lake, west half, Quebec-Newfoundland. Geol. Surv. Can. Map 2-1960.