

Das Schwerefeld in SW-Irland mit dem
angrenzenden Schelfgebiet und seine
Interpretation

Karsten Gohl

Diplomarbeit
am
Institut für Geophysik
der Universität Hamburg

Hamburg, 1987

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Geologie	3
2.1	Geologischer Überblick	3
2.2	Tektonik und Stratigraphie Süd-West Irlands	5
2.3	Intrusivkörper	7
3	Gravimetrische und magnetische Vermessung	9
3.1	Meßgeräte	9
3.2	Navigation	11
3.3	Bearbeitung der Positionierung	12
4	Bearbeitung und Interpretation der gravimetrischen Daten	19
4.1	Eötvös-Korrektur	19
4.2	Reduktionen	20
4.3	Genauigkeitsbetrachtung	22
4.4	Beschreibung der Bouguer-Karte	24
4.5	Feldertrennung nach orthogonalen Polynomen	26
4.5.1	Regional- und Residualfelder	26
4.6	Filterung im Wellenzahlbereich	38
4.6.1	Spektrum des Feldes	39
4.6.2	Regional- und Residualfelder	41
4.7	Vergleich der Feldertrennungsverfahren	46
4.8	Ableitungen des Feldes	47
4.9	Feldfortsetzungen	49
4.10	Massenbestimmung	53
4.11	Modellrechnung	55
5	Bearbeitung der magnetischen Daten	58
5.1	Messung der Totalintensität	58
5.2	Referenz- und Residualfeld	62
5.3	Beschreibung der Magnetfeld-Karten	62
6	Zusammenfassung und Schlußfolgerung	65
7	Benutzte Rechenprogramme	67

8	Literaturverzeichnis	68
9	Danksagung	73
	Beilagen	
	Topographische Karte	
	Bouguer-Karte mit Meßpunkten	
	Magnetfeld-Karte mit Meßpunkten	

Kapitel 1

Einleitung

Im Rahmen des Projektes COOLE 85 (Celtic Onshore Offshore Lithospheric Experiment) führte das Institut für Geophysik der Universität Hamburg im Juli und August 1985 in Kooperation mit irischen Wissenschaftlern eine Forschungsfahrt in das Seegebiet westlich und südwestlich Irlands mit der FS 'Valdivia' durch. Ziel des Projektes war die Erkundung der Krustenstruktur des irischen Festlandes und des südwestlich angrenzenden Schelfgebietes.

Neben einer Anzahl von seismischen Profilen, die zum größten Teil mit Landprofilen gekoppelt wurden, sind auch umfangreiche gravimetrische und magnetische Messungen gemacht worden. Vor allem mit den Messungen des Schwerfeldes sollte die schon existierende Schwerekarte des Festlandes [Abb. 1.1] für das angrenzende Schelfgebiet und die Dingle Bucht erweitert werden.

Die Schwerekarte von Irland läßt in diesem Gebiet einige Fragen offen. So besteht zwischen dem Nord- und dem Südufer der Dingle Bucht eine Schweredifferenz des Bouguerfeldes von über 30 mgal. Was verursacht diesen Gradienten, und inwieweit steht dieser Gradient im Zusammenhang mit der großräumigen negativen Schwereanomalie von -25 mgal in SW-Irland?

Des Weiteren wurden bei früheren aeromagnetischen Vermessungen kleinräumige Anomalien des Magnetfeldes mit großen Amplituden im Westen der Dingle Bucht beobachtet. Diese Anomalien schärfer aufzulösen und zu lokalisieren dienten die magnetischen Messungen auf der 'Valdivia'.

Für die Messungen wurden zwei aneinandergrenzende Profilnetze [Abb. 3.6] mit Profilabständen zwischen 2,5 und 5 Seemeilen gefahren. Diese flächenhafte Vermessung diente der Erstellung von Isolinienkarten als Grundlage für eine Interpretation der Felder.

Neben einer kurzen Beschreibung der Positionsaufbereitung, die besonders für die Schwerfeldmessungen von großer Wichtigkeit ist, werden in dieser Arbeit ausführlich die Methoden und Ergebnisse der Bearbeitung und Interpretation des Schwerfeldes und seiner Anomalien geschildert. Der Schwerpunkt liegt auf der Untersuchung der oben erwähnten großräumigen Schwereanomalie und in der Abschätzung ihres Störkörpers. Aus diesem Grunde wird auf die Bearbeitung und Interpretation der magnetischen Daten nur kurz eingegangen.

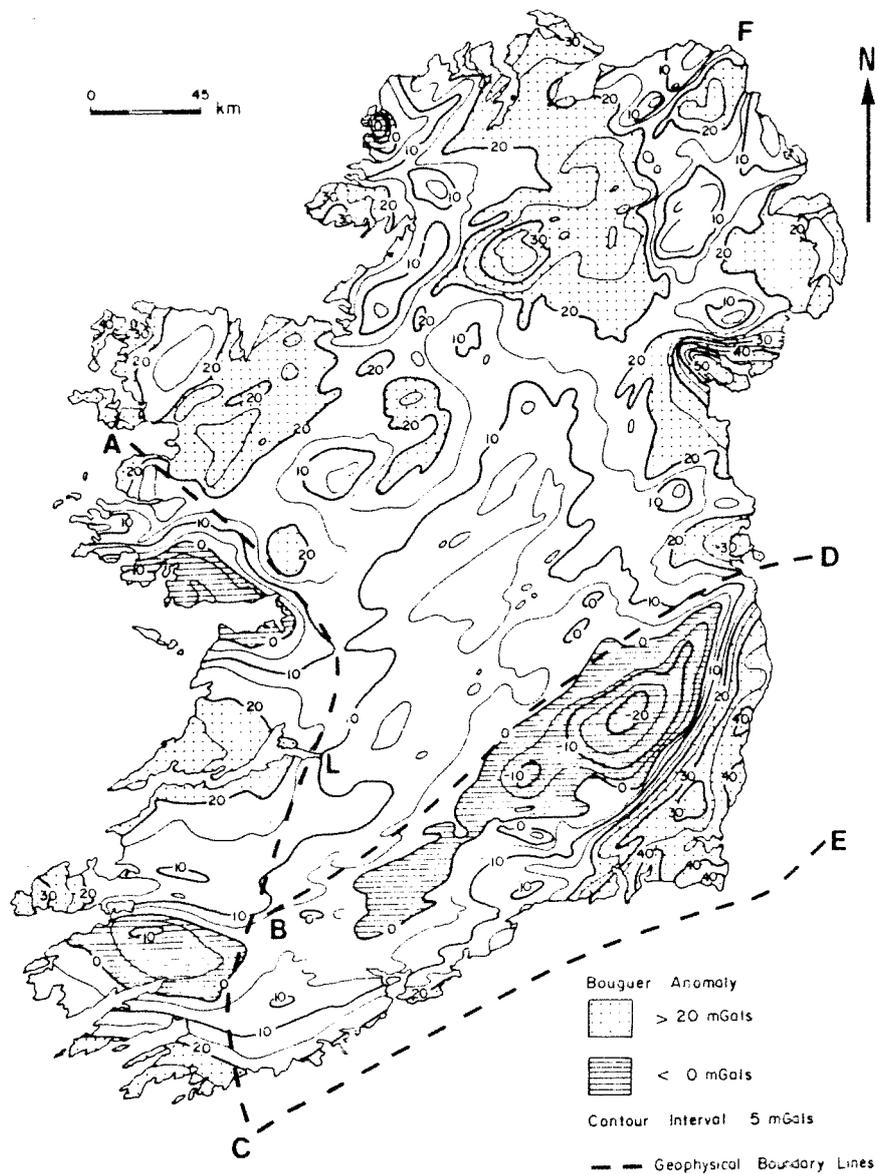


Abbildung 1.1: Schwerekarte von Irland (von Murphy, in: Holland(ed.), 1981)

Kapitel 2

Geologie

2.1 Geologischer Überblick

Der geologische Aufbau der Britischen Inseln ist geprägt durch die kaledonische und variskische Orogenesen. So bauen die Kaledoniden etwa drei Viertel der Britischen Inseln auf.

Die in der Geosynklinale abgelagerten, meist marinen Sedimente falteten sich während der Subduktion der ozeanischen Kruste des Iapetus oder Proto-Atlantiks in verschiedenen Phasen auf. Die Schließung des Iapetus fiel in die Hauptphase der kaledonischen Auffaltung im Kambro-Silur. Vermutlich war die Schließung während des Silur beendet (Anderson et al., 1980). Die Nahtstelle beider Kontinente, Iapetus-Sutur-Zone genannt, verläuft wahrscheinlich von der Shannon-Mündung im Westen Irlands nord-ostwärts durch das südliche Schottland [Abb. 2.1].

Gegen Süden hin tauchen die Kaledoniden ab und werden von jüngeren Sedimenten bedeckt. Bedingt durch die Hebung der Landmassen als Folge der kaledonischen Orogenese, sedimentierten in großen Bereichen süd-östlich der Gebirgszüge klastische Sedimente, der 'Old Red Sandstone'. Er läßt sich mit unterschiedlichen Mächtigkeiten in großen Bereichen auf den Britischen Inseln verfolgen. Teilweise kann der Old Red Sandstone als Molasse-Trog des kaledonischen Orogens in Südengland, Wales und Südirland verstanden werden.

Nach dem Abklingen der letzten orogenen Phasen transgredierte das Meer während des Karbon auf den Old Red Kontinent und hinterließ Flachwassersedimente unterschiedlicher Fazies, unter anderem den Kohlenkalk und verschiedene Schiefer.

In der variskischen Orogenese führte starker Druck aus Richtung Süden zu großen Auf- und Überschiebungen sowohl der karbonische Sedimente, als auch des devonischen Old Red Sandstone. Die Streichrichtung der variskischen Falten und Störungen ist überwiegend Ost-West.

Vermutlich läßt sich die variskische Tektogenese im Norden durch die sogenannte 'Herzynische Front' abgrenzen, die sich aber nur durch den Wechsel der Topographie und an einigen Aufschiebungen des Old Red Sandstone auf das Karbon nachweisen läßt (Holland, 1981). Beide Orogenesen weisen auf

den Britischen Inseln einen ausgeprägten Vulkanismus und Plutonismus auf.

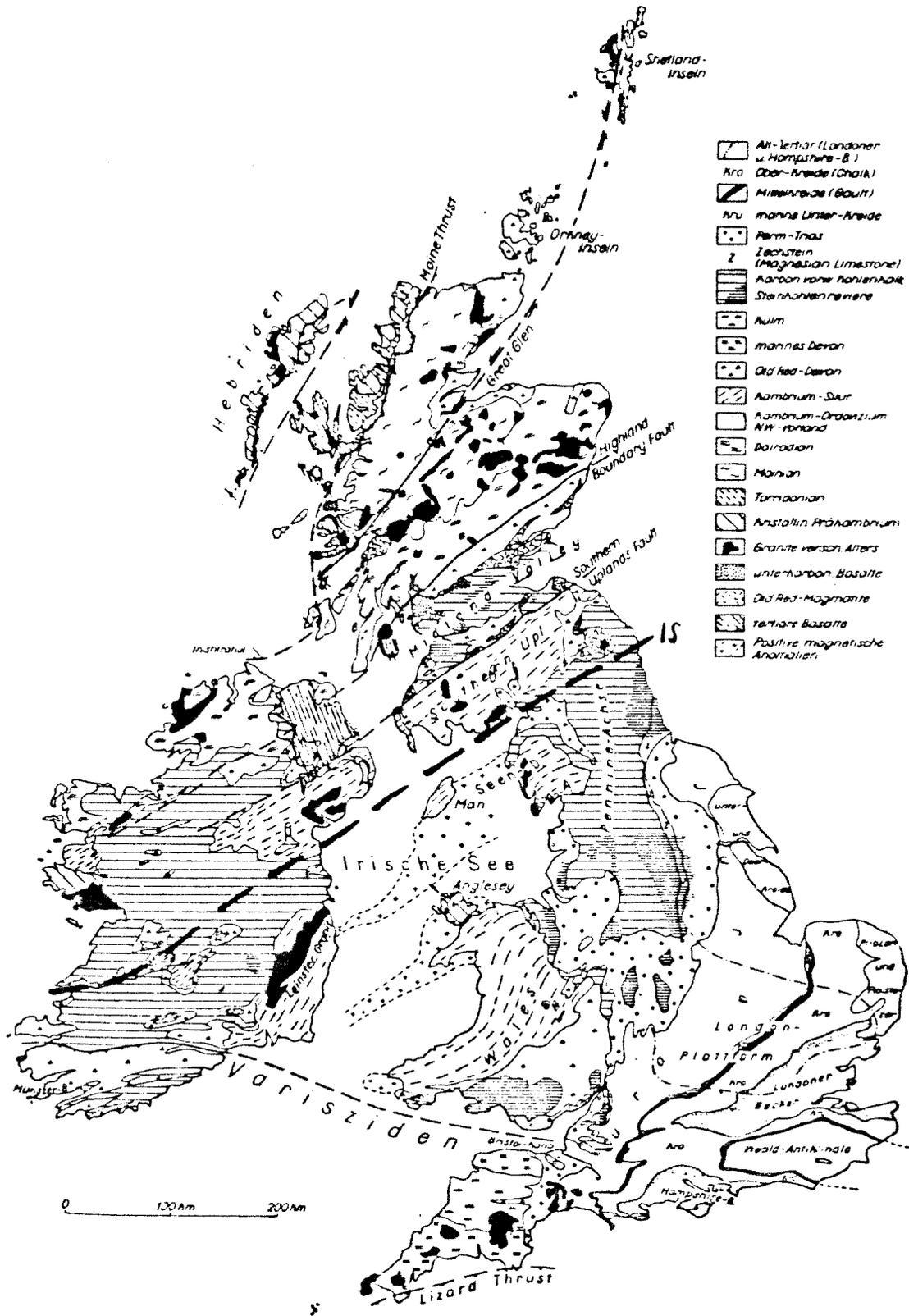


Abbildung 2.1: Geologische Übersichtskarte der Britischen Inseln (Schönenberg et al., 1981); IS = Iapetus-Sutur (nach: Phillips et al., 1976)

2.2 Tektonik und Stratigraphie Süd-West Irlands

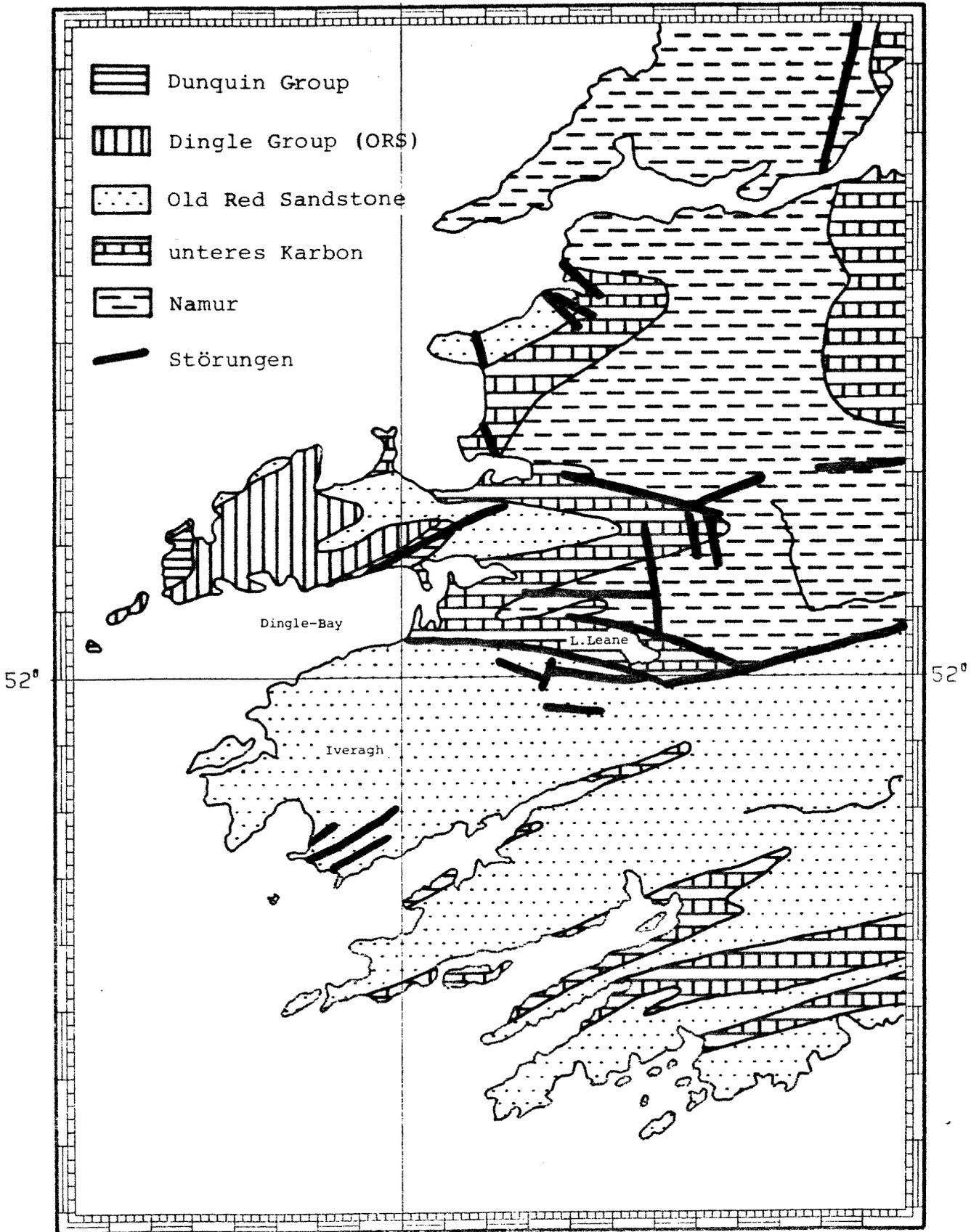
Die Abbildung 2.2 zeigt die wesentlichen tektonischen und stratigraphischen Einheiten SW-Irlands. Auffallend ist die starke Abgrenzung des Old Red Sandstone zum Norden hin. Nördlich dieser 'Herzynischen Front' lagern auf kaledonischem Basement die Sedimente des unteren und oberen Karbon, bestehend aus Tonschiefern, Kohlenkalk, Siltstein und Sandstein. Diese Sedimente steigen nach Westen hin auf und werden vom Old Red Sandstone des Devon und der Dingle-Gruppe abgelöst. Am Westende der Dingle-Halbinsel schließlich sind silurische Sedimente der Dunquin-Gruppe abgeschlossen [Tab. 2.1].

Carboniferous	C _W - Westphalian	290 my
	C _N - Namurian	
	C _D - Dinantian	
Devonian	D _U - Upper Devonian (ORS)	345 my
	D _M - Middle Devonian (ORS)	
	D _L - Lower Devonian (ORS)	
Silurian	S _D - Dingle Group (ORS)	395 my
	S _L - Ludlow	
	S _W - Wenlock	
	Dunquin Group	435 my

Tabelle 2.1: Stratigraphie in SW-Irland (nach: Holland(ed.), 1981)

Von verschiedenen Autoren werden sowohl die in einigen Abschnitten zu beobachtenden Aufschiebungen des Old Red Sandstone auf die karbonischen Sedimente, als auch der sprunghafte Anstieg der Topographie südlich dieser Aufschiebungen als Hinweise zur Existenz einer 'Herzynischen Front' gedeutet. Der Old Red Sandstone hat nördlich dieser Linie eine Mächtigkeit von nur 500 bis 1600 m, die aber südlich der 'Front', im Munster Basin, auf über 6500 m ansteigt (Holland, 1981, S. 134ff). Dieses Becken wird als Teil einer Molasse-Vortiefe der kaledonischen Orogenese vermutet (Holland, 1981, S. 121 und Schönenberg et al., 1981, S. 131).

10°



REFERENCE : 52.0 DEG
SCALE 1 : 750000

10°

Abbildung 2.2: Geologische Übersichtskarte SW-Irlands (nach: Geological Map of Ireland, 1962, Mineral Deposits of Ireland, 1984 und Howard, 1975)

Phillips, Stillman und Murphy (1976) beschreiben zwei Vulkangürtel, die sich entlang beider Subduktionszonen jeweils nördlich und südlich des Iapetus-Ozeans bildeten. Die Existenz basischer und saurer Intrusionen (Leinster Granit) läßt vermuten, daß sich der kontinentale Vulkangürtel vom Lake District in England bis nach Dingle in SW-Irland entlangzog [Abb. 2.4].

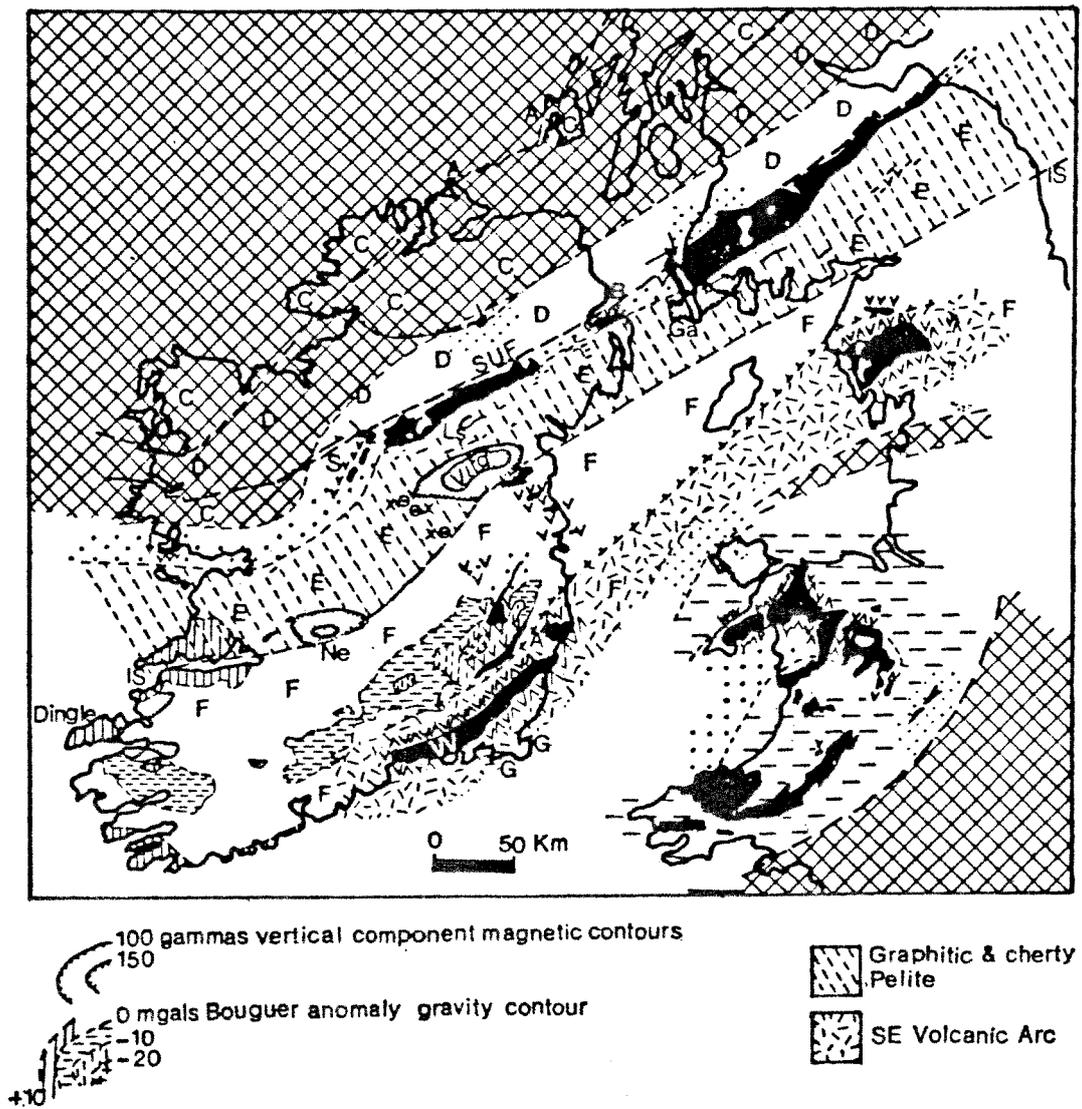


Abbildung 2.4: Subduktion im oberen Ordovizium (Phillips et al., 1976)

Kapitel 3

Gravimetrische und magnetische Vermessung

3.1 Meßgeräte

Die gravimetrische Vermessung auf dem Schelfgebiet wurde mit dem **Seegravimeter** KSS 30 des Bodenseewerks durchgeführt. Das Gravimeter besteht aus einer Sensoreinheit, einer Stabilisierungseinheit aus Kreisel und Kreiselstisch und einem Datenverarbeitungssystem. Ein Feder-Masse-System, daß zur Vermeidung von horizontalen Störbeschleunigungen nicht astasiert ist (Liebe, 1986), bildet den Kern des Sensors [Abb. 3.1]. Die Ablenkung des Feder-Masse-Systems relativ zum Gehäuse wird kapazitiv erfaßt.

Um die Sensoreinheit während der Vermessung in vertikaler Ausrichtung zu halten, wird sie auf einem Kreiseltisch montiert. Die Stabilisierungseinheit ist in der Lage, jede Drehung des Schiffes um die Roll- bzw. Stampfachse auszugleichen. Jedoch sollte das Gravimeter an einem möglichst tiefen Punkt des Schiffes in optimaler Nähe des Schnittpunktes der Roll- und Stampfachse - auch Metazentrum genannt - aufgestellt werden.

Neben der Überwachung der Stabilisierungseinheit dient das Datenverarbeitungssystem sowohl der Filterung der Gravimeterdaten, als auch der Datenausgabe auf Magnetband, Analogschreiber und Drucker.

Die für eine Relativmessung erforderlichen Anschlußmessungen erfolgten in den Häfen Cork und Hamburg. Während des gesamten Einsatzes über sechs Wochen hatte das Gravimeter einen zeitlichen Gang von nur 0.2 mgal. Das unterschreitet bei weitem den vom Hersteller angegebenen Gang von ca. 3.0 mgal/Monat.

Zur Bestimmung der Totalintensität des Magnetfeldes wurde ein **Magnetometer** des Typs 7704 der Littlemore Scientific Engineering Company eingesetzt. Es handelt sich bei diesem Typ um ein Protonenpräzessionsmagnetometer, dessen Sonde hinter dem Schiff hergezogen wird. Die Sonde besteht aus einem mit Paraffin gefüllten Zylinder, in dem die Spule eingelagert ist.

Der Abstand der Sonde vom Schiff ist abhängig von der Größe des Schiffes,

da das Schiff als eigenständiger Störkörper wirkt. Für die 'Valdivia' betrug der Abstand 300 m.

Aufgezeichnet wurde die Totalintensität analog auf Papierschriebe und digital auf Disketten eines Mikro-Computers.

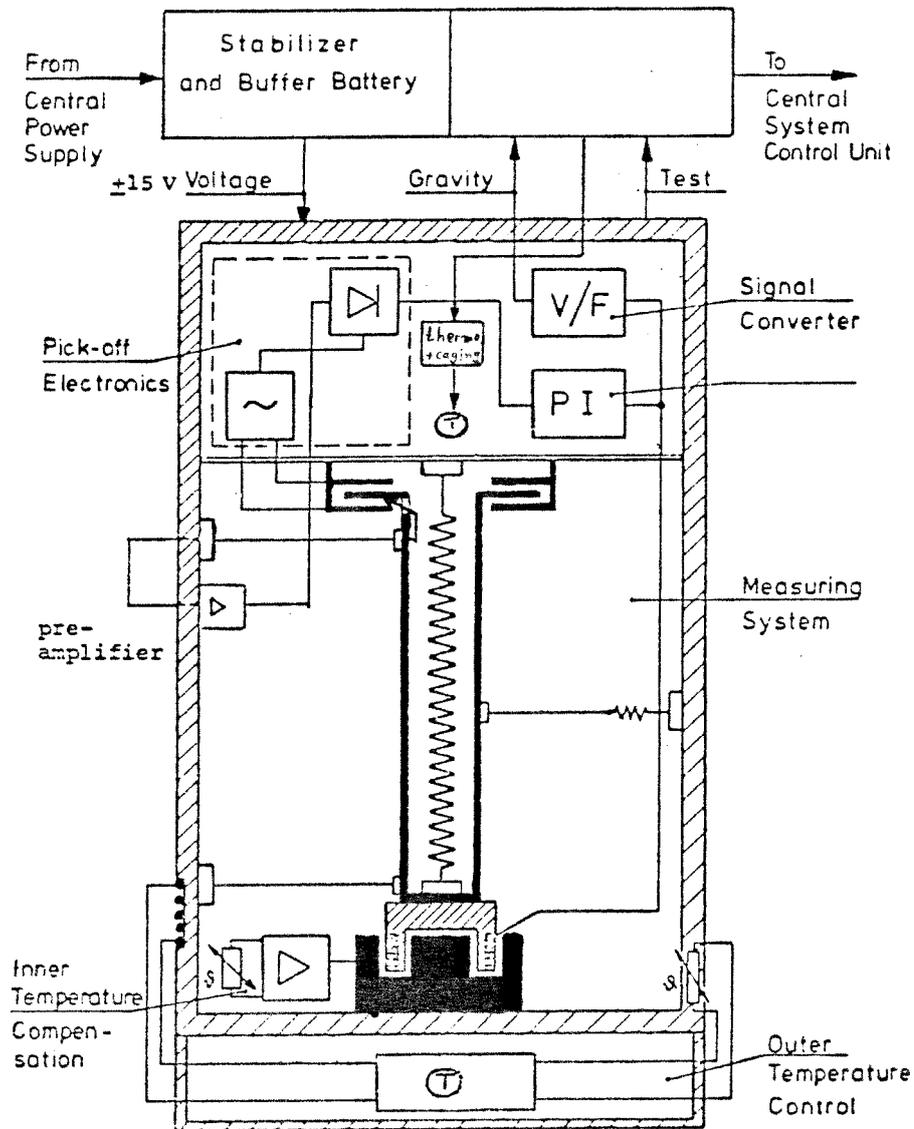


Abbildung 3.1: Sensoreinheit des Seegravimeters KSS 30 (Bodenseewerk, 1981)

3.2 Navigation

Zur Positionsbestimmung standen auf der 'Valdivia' drei Navigationsverfahren zur Verfügung: Die *DECCA*-Navigation arbeitet mit Langwellen zwischen 70 und 130 kHz, die dauernd von je zwei Sendeanlagen am Boden ausgestrahlt werden. Als Sender dienen meist ein Leitsender und drei sternförmig in etwa 200 km Entfernung angeordnete Nebensender, die zusammen eine *DECCA*-Kette bilden. Jeder dieser Sender strahlt ein anderes Vielfaches der Grundfrequenz aus, so daß nach Frequenzvervielfachung mit Hilfe eines Frequenzwandlers an Bord des Schiffes je zwei Sender auf die gleiche Frequenz gebracht werden können.

Die Orte gleicher Phasendifferenzen für je ein Senderpaar liegen auf einer Hyperbelschar (Lane). Die größte Genauigkeit erzielt man bei möglichst rechtwinklig auftreffenden Hyperbeln. Sehr abhängig ist die Genauigkeit auch von den meteorologischen Bedingungen. Es werden Genauigkeiten zwischen 10 und 220 m tagsüber und bis zu 1 Seemeile während der Nacht angegeben (Liebe, 1986).

Ebenfalls ein Hyperbelverfahren ist die *LORAN-C*-Navigation. Sie arbeitet mit zwei ortsfesten, synchronisierten und mit gleicher Amplitude arbeitenden Sendern und der Frequenz von 100 kHz. Die Laufzeit ihrer Impulse wird verglichen. Für ein Senderpaar liegen die Orte gleicher Laufzeitdifferenz auf einer Hyperbel. Der jeweilige Standort wird als Schnittpunkt von zwei oder drei Hyperbeln ermittelt.

Die Genauigkeit beträgt etwa 100 bis 300 m bei guten Empfangsbedingungen. Eine *LORAN-C*-Empfangsanlage ist für die Meßfahrt eigens auf der 'Valdivia' eingebaut worden.

Zusätzlich zu den genannten Verfahren der Funkortung wurde eine *Magnavox-Satellitenempfangsanlage* genutzt. Sie basiert auf dem System der zur Zeit fünf *TRANSIT*-Satelliten, die in niedriger Höhe die Erde umkreisen. Eine Positionsbestimmung durch Messung des Doppler-Effektes kann nur bei einem günstigen Erhebungswinkel von $15^\circ - 70^\circ$ über dem Empfänger durchgeführt werden (Gorling et al., 1985). Die zeitlichen Abstände zum Empfang dieser "Fixe" liegen zwischen 30 und 120 min. In Abhängigkeit vom Erhebungswinkel und von der Kenntnis der genauen Schiffsgeschwindigkeit wird eine Genauigkeit von 50 bis 100 m angegeben (Laurila, 1976).

Unter Anwendung integrierter Navigationsanlagen kann mit Hilfe eines Doppler-Sonars des Schiffes zwischen den Fixen extrapoliert werden. Da auf der 'Valdivia' diese Möglichkeit nicht bestand, fand die Extrapolation nur mit Hilfe der Schiffsgeschwindigkeit durch das Wasser und dem Kurs (Heading) des Schiffes statt, was natürlich zu Sprüngen zwischen dem letzten extrapolierten Wert und dem jeweils nächsten Fix führte, verursacht durch Strömungsverhältnisse und Drift des Schiffes.

Die Datenaufnahme für die Navigationsanlagen ist folgender Tabelle zu entnehmen:

Navigationssystem	Datenaufnahme	Sample-Rate
DECCA (Shipmate)	-Lanes manuell mitgeschrieben	5 min
	-Lanes auf 68000er Rechner	10 s
	-Positionen, Lanes auf PSI-82	10 s
LORAN-C	-Positionen manuell mitgeschrieben	5 min
	-Positionen auf 68000er Rechner	10 s
Satelliten-Navigation (Magnavox)	-Positionen auf 68000er Rechner (Fixe unmarkiert)	5 min
	-Positionen auf PRIAMOS-Datenlogger (Fixe teilweise markiert)	5 min

3.3 Bearbeitung der Positionierung

Zu Beginn der Meßfahrt war es nur möglich, die Phasendifferenzen der Hyperbelscharen für die DECCA-Navigation aufzuzeichnen. Diese sogenannten 'Lanes' konnten erst nach Abschluß der Meßfahrt mit Hilfe des Programmes NIHYBE, entwickelt vom Deutschen Hydrographischen Institut, in Positionen umgerechnet. Des weiteren mußten teilweise die Fixe für die Satelliten-Positionen der Abschnitte, für die keine Markierung vorlag, manuell bestimmt werden.

Anschließend wurden Karten mit den Positionen der jeweiligen Navigationssysteme gezeichnet. Die Ungenauigkeiten sind schon auf diesen Karten erkennbar. Während die DECCA-Positionierung [Abb. 3.2] in der Nordmatratze eine überwiegend hohe Genauigkeit besitzt, wurde sie für die Südmatratze vollkommen unbrauchbar. Die Hauptursache hierfür ist in den ungünstigen Schnittpunkten der Hyperbeln zu suchen.

Die LORAN-C-Karte [Abb. 3.3] zeigt systematische Verschiebungen ganzer Profile um teilweise große Beträge. Vermutlich liegt der Grund dafür nicht allein in der systembedingten Ungenauigkeit in diesem Gebiet, sondern vielmehr an Fehlern in der Registrierung der Empfangsanlage.

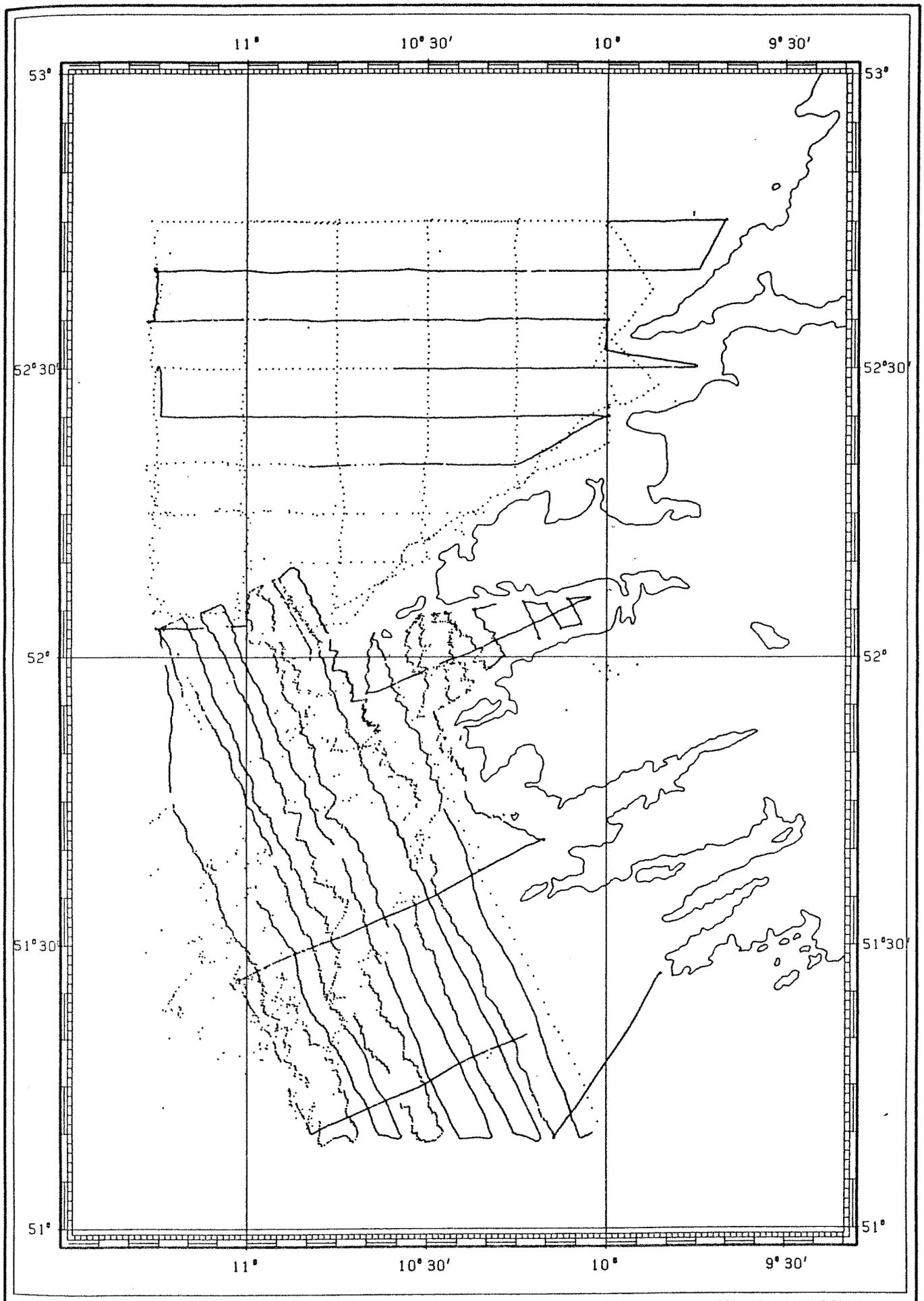


Abbildung 3.2: DECCA-Positionen

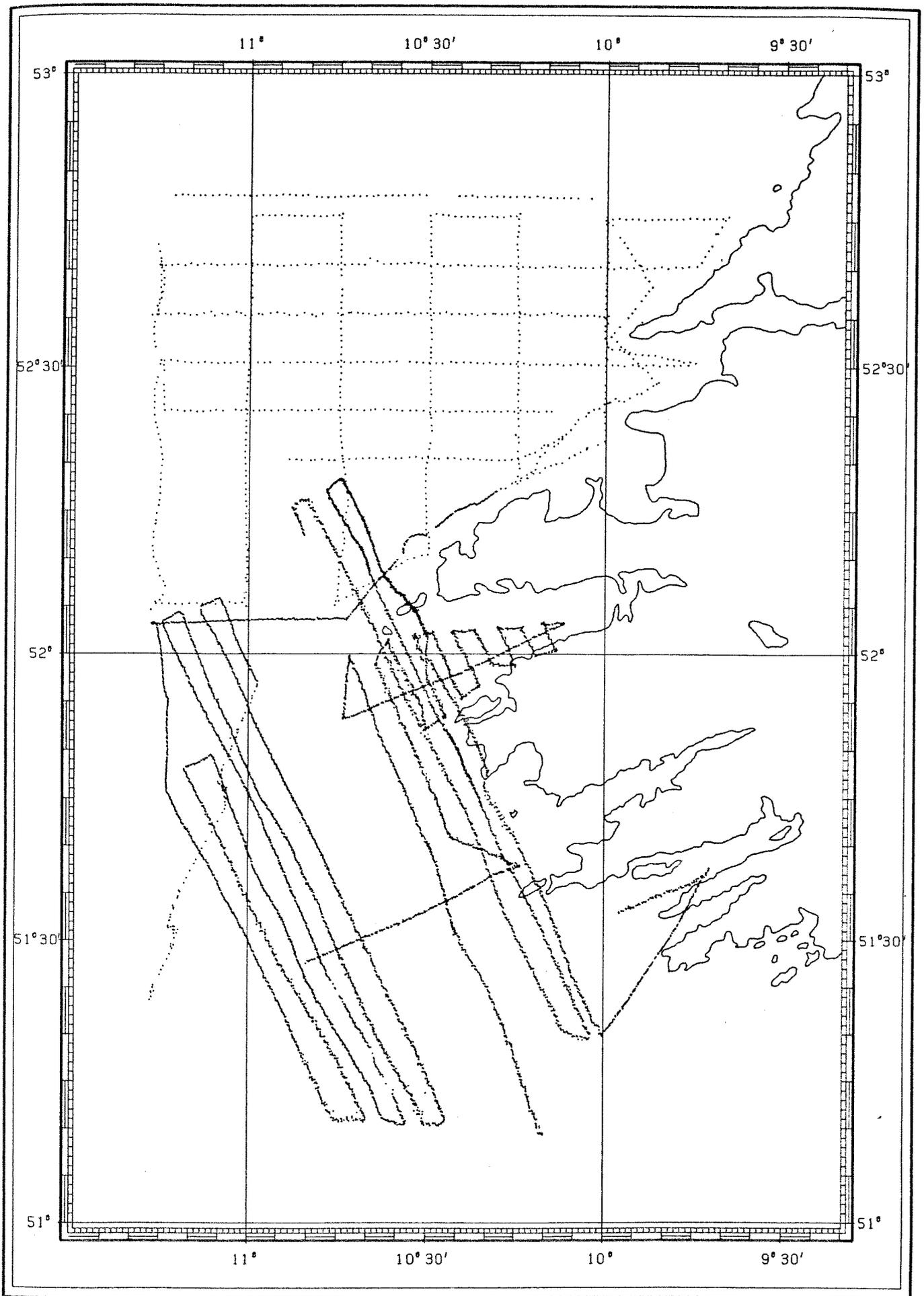


Abbildung 3.3: LORAN-C-Positionen

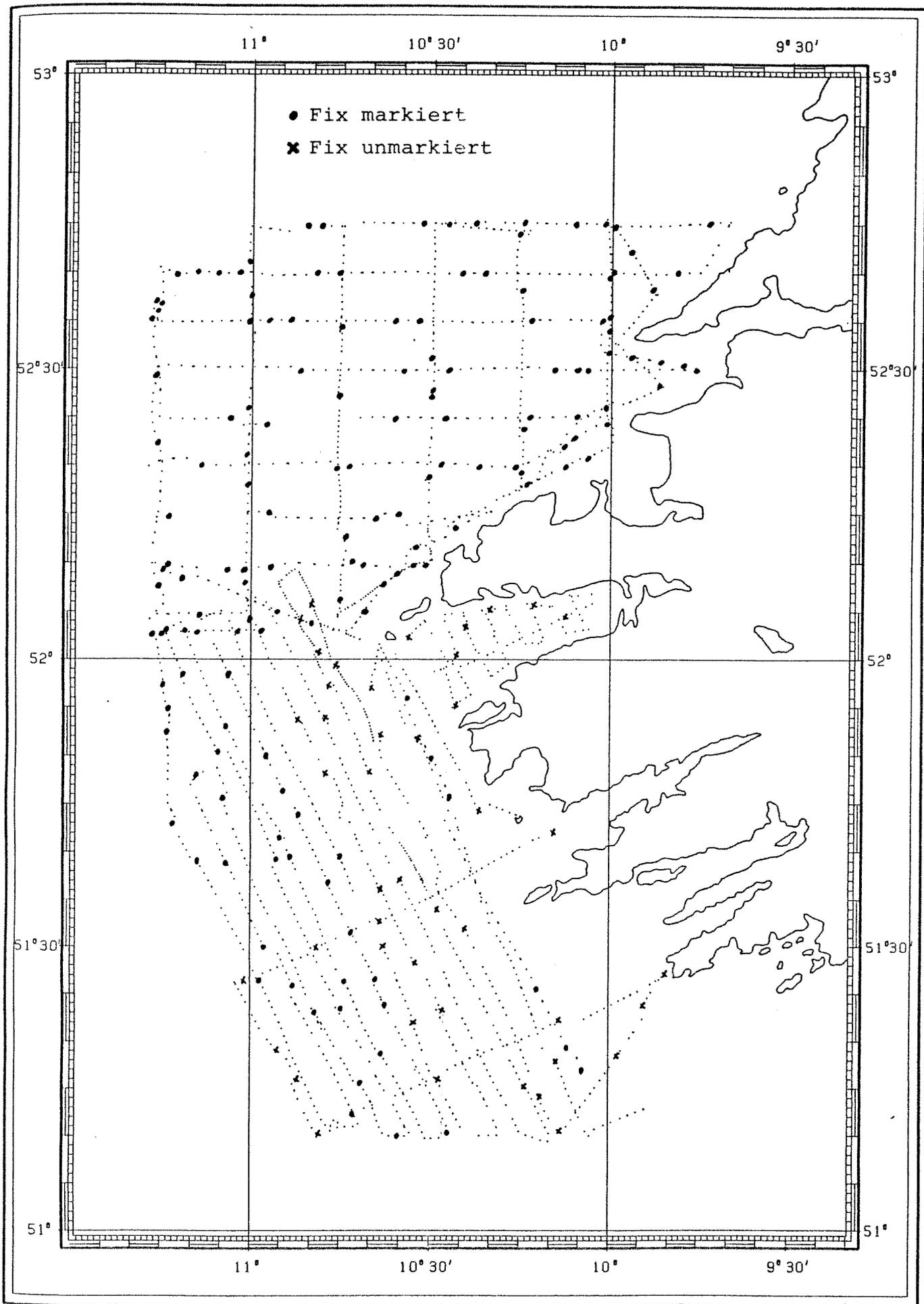


Abbildung 3.4: Magnavox Satelliten-Positionen

Um die LORAN-C-Positionierung dennoch nutzbar zu machen, wurden die geglätteten Positionen mit dem dafür geschriebenen Programm FIXKOP an die Satelliten-Fixe [Abb. 3.4] angekoppelt. Das folgende Schema soll die Koppelung erläutern:

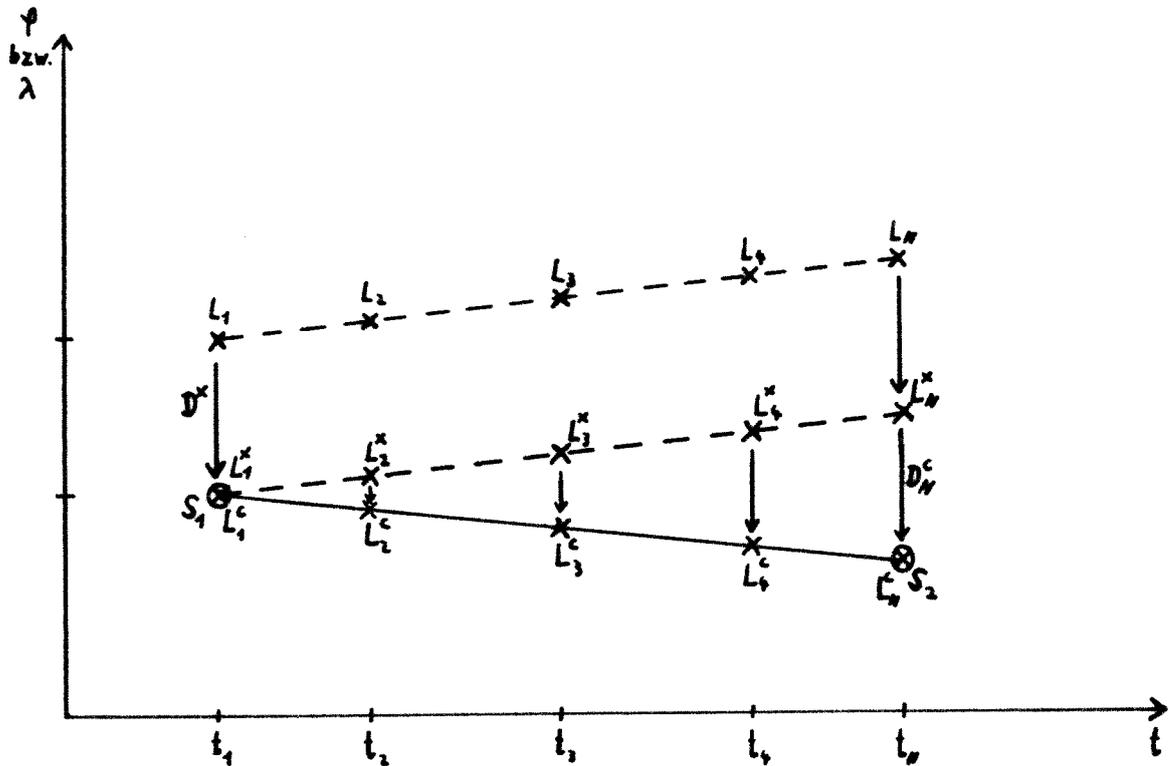


Abbildung 3.5: Schema des Programms FIXKOP zum Koppeln der LORAN-C-Positionen an die Satelliten-Fixe

Hierbei sind $L_1 - L_N$ LORAN-C- und S_1, S_2 Satelliten-Positionen, die vorgegeben sind.

Die gekoppelten LORAN-C-Positionen ($L_1^c - L_N^c$) errechnen sich aus:

$$S_1 = L_1^* = L_1^c$$

$$D^* = L_1 - S_1$$

$$L_1^* = L_1 - D^*$$

$$\vdots$$

$$L_N^* = L_N - D^*$$

$$D_N^c = S_2 - L_N^*$$

$$\begin{aligned} L_2^c &= (t_2 - t_1) \frac{D_N^c}{t_N - t_1} + L_2^* \\ &\vdots \\ L_N^c &= (t_N - t_1) \frac{D_N^c}{t_N - t_1} + L_N^* \end{aligned}$$

Die Abbildung 3.6 zeigt die endgültige Positionierung, zusammengestellt aus DECCA-Positionen im Norden und an Satelliten-Fixe gekoppelten LORAN-C-Positionen im Süden, wobei Datenlücken mit interpolierten Satelliten-Positionen ergänzt wurden.

Aussagen über den Fehler in der gesamten Positionierung sind schwer zu machen. Die Basis für eine Genauigkeitsbetrachtung liegt in der Genauigkeit der DECCA-Positionen und der Satelliten-Fixe, wobei auch Fixe mit ungünstigen Erhebungswinkeln der Satelliten hinzugezogen worden sind. Eine Verschiebung der gekoppelten LORAN-C-Positionen zwischen zwei Satelliten-Fixen liegt im Bereich der mittleren Abweichung der LORAN-C-Positionen allgemein. Somit läßt sich eine Genauigkeit der einzelnen Positionen in dem Intervall von 100 bis 300 m definieren.

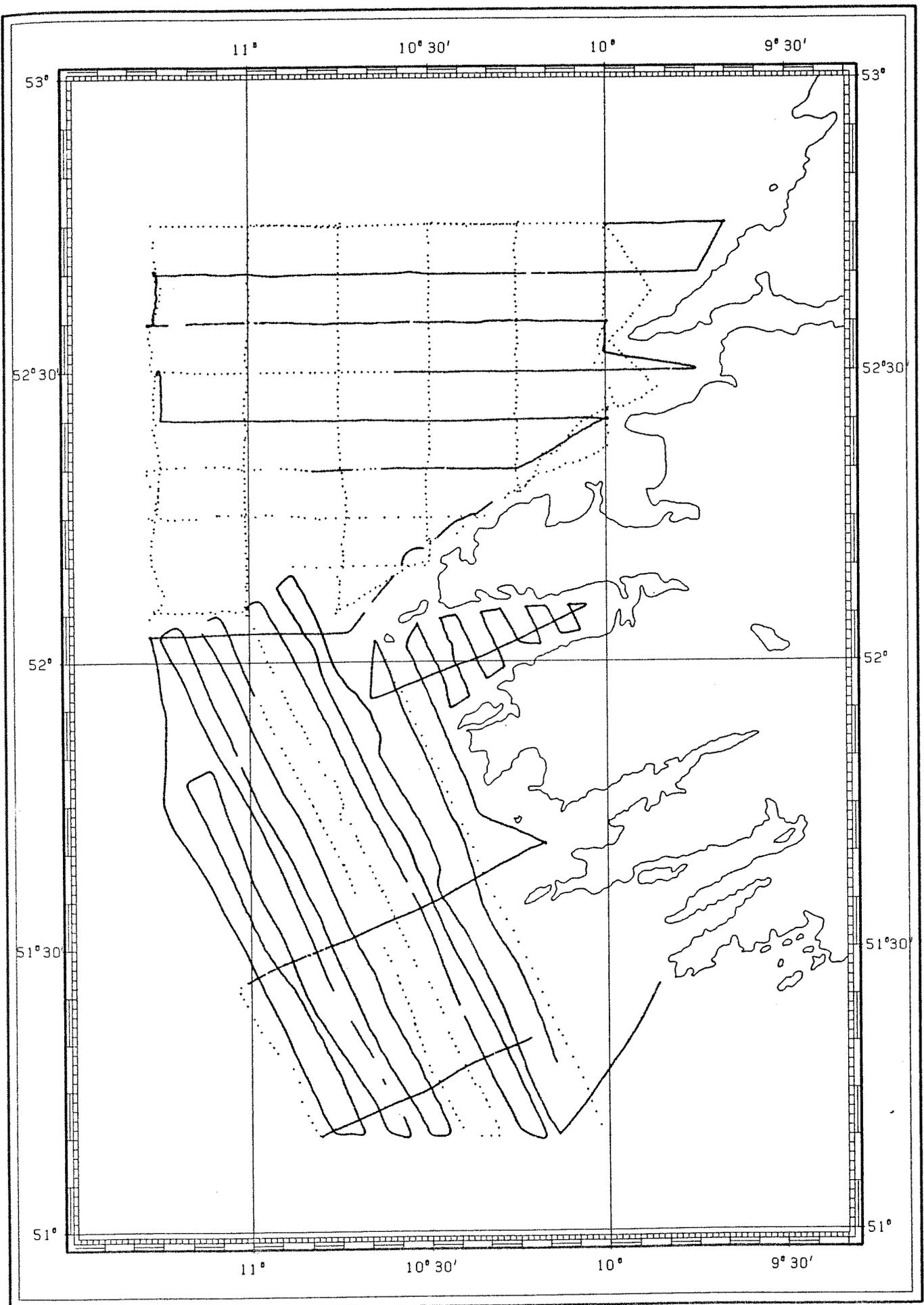


Abbildung 3.6: gesamte Positionierung

Kapitel 4

Bearbeitung und Interpretation der gravimetrischen Daten

Nach Aufbereitung der Positionierung wurden die Ablesewerte des Gravimeters den zeitgleichen Positionen zugeordnet, wobei Minutenabstände zwischen den Meßdaten ausreichten. Die Ablesewerte des Seegravimeters, mit einem Skalierungsfaktor von 1.0, sind bei den Anschlußmessungen, nach entsprechender Reduktion des Absolutwertes der Schwere des Basispunktes in Cork, mit diesem Absolutwert verglichen worden. Der Basispunkt in Cork gehört zum Internationalen Schwerenetz (IGSN 71) und besitzt eine Absolutschwere von 981234.42 *mgal*.

4.1 Eötvös-Korrektur

Da sich das Schiff relativ zur rotierenden Erde bewegt, tritt neben der Schwerkbeschleunigung zusätzlich die Coriolisbeschleunigung auf [Abb. 4.1]. Mit Hilfe der Eötvös-Korrektur wird der Einfluß der Vertikalkomponente der Coriolisbeschleunigung berechnet.

Die Eötvös-Korrektur lautet (Dehlinger, 1978):

$$\epsilon_{EC} = 2 \omega v \cos \Phi \sin \alpha + \frac{v^2}{r}$$

ω = Winkelgeschwindigkeit der Erde

v = Schiffsgeschwindigkeit über Grund in Kn

Φ = geographische Breite

α = rechtweisender Kurs

r = mittlerer Erdradius

Die für die Eötvös-Korrektur benötigte Schiffsgeschwindigkeit wurde aus den Positionen errechnet und anschließend geglättet. Der Versuch, die rechtweisenden Kurse aus den Positionen zu berechnen, ergab einen größeren Feh-

ler, als die mittlere Genauigkeit der durch den Schiffskompaß ermittelten Kurse. Eine optimale Berechnung der Geschwindigkeiten und Kurse ist nur bei Verwendung hochgenauer Navigationsanlagen möglich.

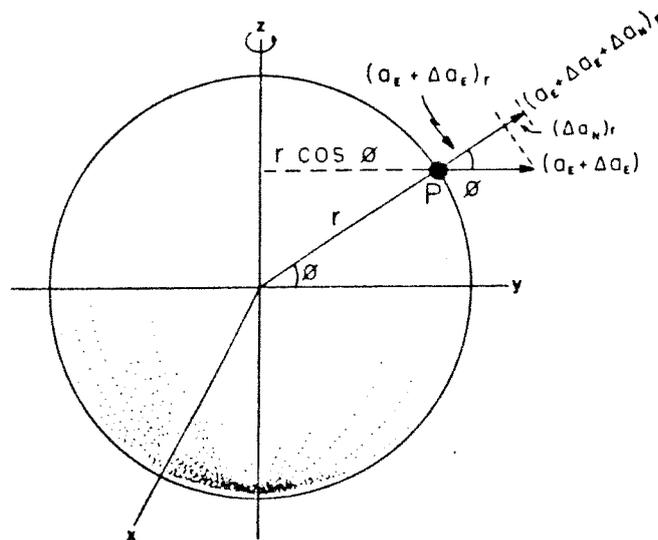


Abbildung 4.1: Coriolisbeschleunigung und Eötvös-Korrektur (Dehlinger, 1978)

4.2 Reduktionen

Normalschwere:

Die Normalschwere liefert die Schwere auf dem Referenzellipsoid der Erde. Die ist nur abhängig von der geographischen Breite. Im allgemeinen wird mit der Internationalen Schwereformel (IGF) von 1967 gerechnet.

Sie lautet (Dehlinger, 1978):

$$\gamma = 978.03185(1 + 0.005302357 \sin^2 \Phi - 0.000005864 \sin^2 2\Phi) \text{ [gal]}$$

Φ = geographische Breite

Freiluftreduktion:

Die gemessene Schwere muß auf ein einheitliches Niveau reduziert werden. In niedrigen Gebieten ist dies meistens das Meeresspiegelniveau.

Die Freiluftreduktion beträgt bei kleinen Höhen:

$$\delta_F = -\frac{2\gamma_0 h}{r}$$

γ_0 = Schwere auf dem Bezugsniveau

h = Höhe über dem Bezugsniveau

r = Erdradius

Die Freiluftanomalie lautet dann:

$$\Delta g_F = (\gamma - \delta_F) - \gamma_N = \left(\gamma + \frac{2\gamma_0 h}{r}\right) - \gamma_N$$

γ_N = Normalschwere

γ = gemessene Schwere

Eine erste Näherung ergibt:

$$\Delta g_F \approx (\gamma + 0.3086 h) - \gamma_N \text{ [mgal]}$$

(Jung, 1961)

Bei Seemessungen braucht die Freiluftreduktion nicht durchgeführt werden, da man die Höhendifferenz von Gravimetersensor und Meeresspiegel vernachlässigen kann.

Bouguer-Reduktion:

Grundlage für die Bouguer-Reduktion ist die Ermittlung der Schwerewirkung der Masse, die zwischen dem Meßniveau und dem Reduktionsniveau liegt. Als Modell dient eine unendlich ausgedehnte Platte mit einer Reduktionshöhe H , die der Mächtigkeit der Platte entspricht.

Für die Bouguer-Reduktion folgt als gute Näherung (Dehlinger, 1978):

$$\delta_B \approx 2\pi G\rho H = 0.04191\rho H \text{ [mgal]}$$

G = Gravitationskonstante

ρ = Dichte

Bei Seevermessungen wird das Volumen zwischen Reduktionsniveau und Meeresboden rechnerisch mit Sedimenten aufgefüllt, für die man im allgemeinen eine Dichte von $2.67 \frac{g}{cm^3}$ annimmt. Nach Abzug der Dichte des Meerwassers ergibt sich für ρ somit $1.67 \frac{g}{cm^3}$.

Die Bouguer-Anomalie lautet:

$$\Delta g_B = (\gamma - \delta_F + \delta_B) - \gamma_N$$

4.3 Genauigkeitsbetrachtung

In der Gravimetrie ist es im allgemeinen sinnvoll, die Genauigkeit der gemessenen Daten anhand einer Analyse der Kreuzungspunkte der Profile zu ermitteln.

Die Daten werden hierfür erst nach ihrer geographischen Breite und bei gleicher Breite nach ihrer geographischen Länge aufsteigend sortiert, die Entfernung zweier Punkte unterschiedlicher Profile innerhalb eines Radius berechnet und die Schweredifferenz bestimmt (Liebe, 1986). Der zu wählende Radius sollte den Wert der Positionsgenauigkeit möglichst nicht unterschreiten. Gewählt wurde ein maximaler Punktabstand von ca. 400 m.

Da für die Nordmatratze überwiegend nur Positionen in 5-Minuten-Abständen existieren, ließen sich dort kaum Kreuzungspunkte in dem genannten Radius finden. Somit beträgt die Anzahl der realen Kreuzungspunkte nur 33. Die Abbildung 4.2 zeigt das Histogramm der statistischen Verteilung der Differenzen in der Freiluftschwere.

Der mittlere Fehler ergibt:

$$v_{rms} = \sqrt{\frac{\sum v_i^2}{n}} = 2.8 \text{ mgal}$$

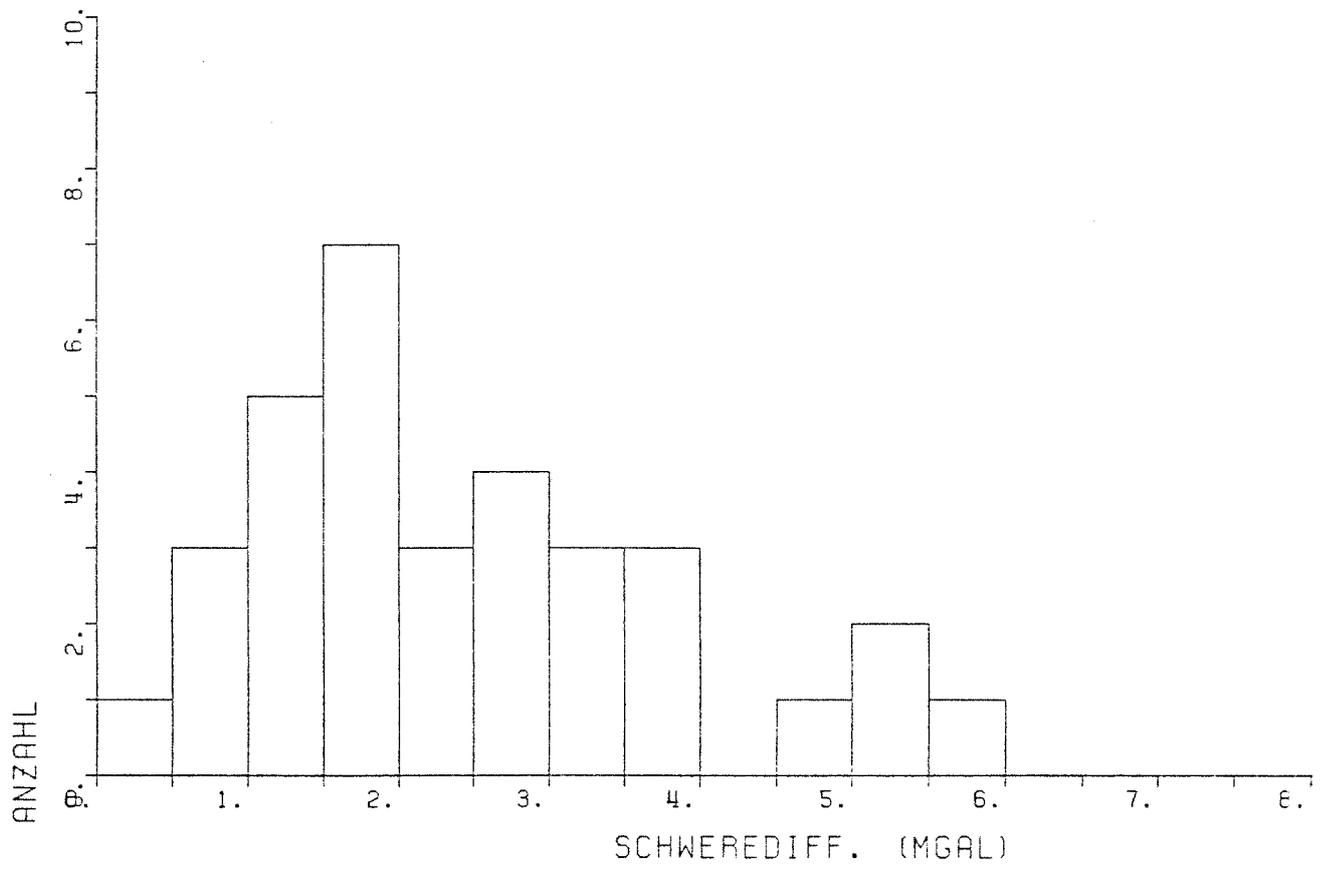


Abbildung 4.2: Differenzen der Freiluftschwere an den Kreuzungspunkten

4.4 Beschreibung der Bouguer-Karte

Die in Abbildung 4.3 dargestellte Karte der Bouguer-Schwere setzt sich zusammen aus Daten der irischen Landvermessung (Murphy, 1974) und den bei dem Projekt COOLE 85 gewonnenen Seedaten. Es ist wenig sinnvoll, bei einer Genauigkeit der Daten um 2.8 mgal, ein kleineres Kontourenintervall als 5 mgal zu nehmen. Der Gitterabstand, mit dem die Isolinienkarte erstellt worden ist, beträgt 2000 m. Berücksichtigt wurden hierbei die durchschnittlichen Profilabstände zwischen 4.5 und 9 km. Beide Datensätze sind einheitlich auf das Meeresspiegelniveau reduziert worden.

Eines der auffälligsten Merkmale ist die Dominanz einer großräumigen negativen Schwereanomalie (Nr.1) von ca. -25 mgal, die sich fast über den gesamten Bereich SW-Irlands erstreckt. Die Anomalie fällt zusammen mit dem im Kapitel 2.2 erwähnten Munster Basin, einem Sedimentbecken mit großen Mächtigkeiten aus Old Red Sandstone. Doch allein schon die Halbwertsbreite dieser Anomalie läßt auf eine Existenz eines zusätzlichen Störkörpers deuten. Das Minimum liegt westlich des Lough Leane.

Wie in der Abbildung 1.1 zu erkennen ist, gehört diese Anomalie zu einer breiten Zone eines gravimetrischen Tiefs, die sich bis zur negativen Anomalie über dem Leinster Granit SE-Irlands hinzieht. Im Westen setzt sich diese Zone bis zu einer weiteren, hochfrequenten Anomalie (Nr.2) mit einer Amplitude von ca. -25 mgal westlich der Iveragh-Halbinsel fort.

Der Norden der Karte, einschließlich der Dingle-Halbinsel, befindet sich insgesamt in einer Hochlage der Schwere. Innerhalb dieser Hochlage liegt bei $-10^{\circ}50'$ und $52^{\circ}20'$ eine negative Anomalie (Nr.3) von ca. -15 mgal mit einem relativ großen Gradienten nach Süd-Westen hin. Von einigen sehr kleinräumigen Anomalien abgesehen, die sich mit einem Kontourenintervall von 5 mgal nicht besser auflösen lassen, verhält sich der Norden des Gebietes relativ ruhig.

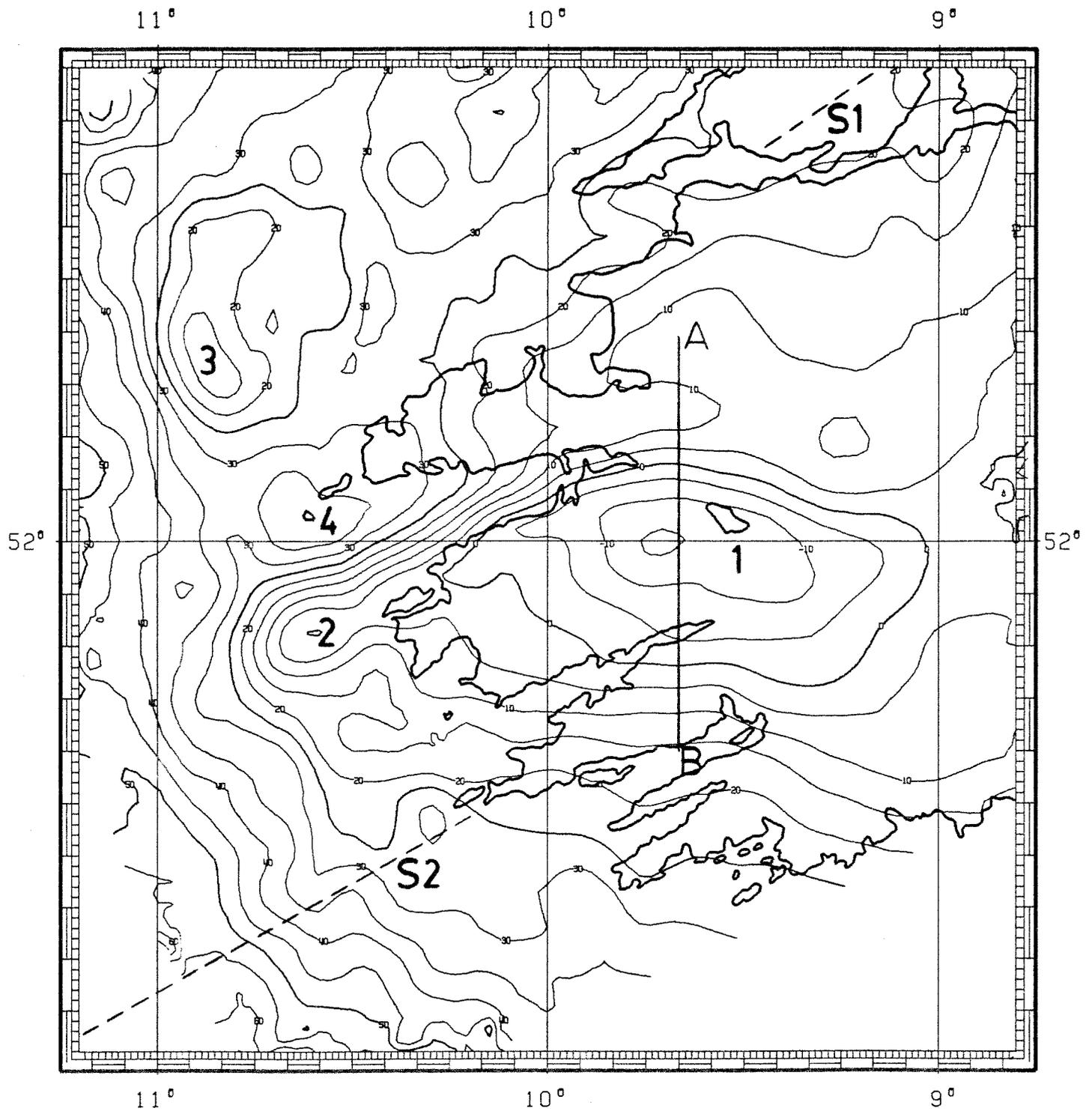
Ein Schwerehoch (Nr.4) deutet sich im Bereich der Inseln Great Blasket und Inishvickillane im Westen der Dingle Bucht an. Der sehr große Profilabstand im Bereich der Inseln läßt eine bessere Auflösung nicht zu. Um einen Zusammenhang mit den dort gemessenen magnetischen Anomalien [Abb. 5.3] festzustellen, müßten kleinräumige Messungen mit hoher Profildichte in diesem Gebiet durchgeführt werden.

Zwischen den Anomalien Nr.2 und Nr.4 fällt die Bouguer-Schwere auf einer Distanz von nur 20 km um über 40 mgal. Dieser Gradient durchzieht die gesamte Dingle Bucht und setzt sich abgeschwächt bis zur Länge von $-9^{\circ}15'$ am Nordrand der Anomalie Nr.1 fort.

Eine Zunahme der Schwere gegen Westen des Schelfgebietes hängt mit einer Verdünnung der Kruste zusammen, die anhand von seismischen Vermessungen belegt ist (Egloff, 1987).

In der folgenden, weiteren Bearbeitung dieser Bouguer-Karte soll der

Schwerpunkt auf die Interpretation der oben beschriebenen Anomalie Nr.1
gesetzt werden.



REFERENCE : 52.0 DEG
SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.3: Karte der Bouguer-Schwere, Konturen-Intervall: 5 mgal,
seism. Profile S1, S2; gravimetr. Profil (A-B)

4.5 Feldertrennung nach orthogonalen Polynomen

Die Karte des Bouguer-Feldes enthält Feldanteile, die von Quellen unterschiedlicher Tiefe und Ausdehnung erzeugt werden. Die Aufgabe der Feldertrennung besteht darin, die regionalen Anteile des Feldes von den Anteilen der lokalen Störungen zu trennen.

Eine Methode, das Regionalfeld zu bestimmen, ist die Entwicklung des Feldes nach orthogonalen Polynomen (Gussow et al., 1968). Unter Verwendung der Methode kleinster Quadrate für die Berechnung der orthogonalen Polynome und nach Bestimmung der Koeffizienten der Polynome aus den gemessenen Schwerewerten, kann, entsprechend dem Grad der Polynomentwicklung, ein Regionalfeld angenähert werden.

Der Wert z des Regionalfeldes am Punkt (x, y) ist:

$$z = A_1 B_{11} + A_2 (B_{12} + B_{22}x) + A_3 (B_{13} + B_{23}x + B_{33}y) + \dots$$

Die Koeffizienten lauten:

$$A_m = \frac{\sum_{n=1}^N z_n \sum_{s=1}^m B_{sm} x_n^{is} y_n^{js}}{\sum_{n=1}^N (\sum_{s=1}^m B_{sm} x_n^{is} y_n^{js})^2}$$

$$B_{pm} = \frac{\sum_{o=p-1}^m B_{om} \sum_{n=1}^N x_n^{is} y_n^{js} \sum_{s=1}^p B_{sp} x_n^{is} y_n^{js}}{\sum_{n=1}^N x_n^{ip} y_n^{jp} \sum_{s=1}^p B_{sp} x_n^{is} y_n^{js}}$$

z_n = Schwere am jeweiligen Punkt

N = Anzahl der Punkte

i, j = Potenzen von x und y für die einzelnen Glieder

Durch Subtraktion des Regionalfeldes vom Bouguer-Feld erhält man das jeweilige Residualfeld. Das im IfG Hamburg zur Verfügung stehende Programm läßt Polynomentwicklung bis zum 8. Grad zu.

4.5.1 Regional- und Residualfelder

Die Bestimmung eines geeigneten Regionalfeldes ist nicht eindeutig definiert. Sie orientiert sich an den zu interpretierenden Schwereanomalien. Um sehr kleinräumige Anomalien von ihrem jeweiligen Regionalfeldanteil trennen zu können, bedarf es einer Feldertrennung höherer Ordnung, als für die Trennung großräumiger Anomalien.

Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt auf der im Kapitel 4.4 beschriebenen Anomalie Nr.1, die in dem gesamten Bouguer-Feld dominiert. Es muß daher dasjenige Regionalfeld gesucht werden, das diese Anomalie gerade nicht wiedergibt.

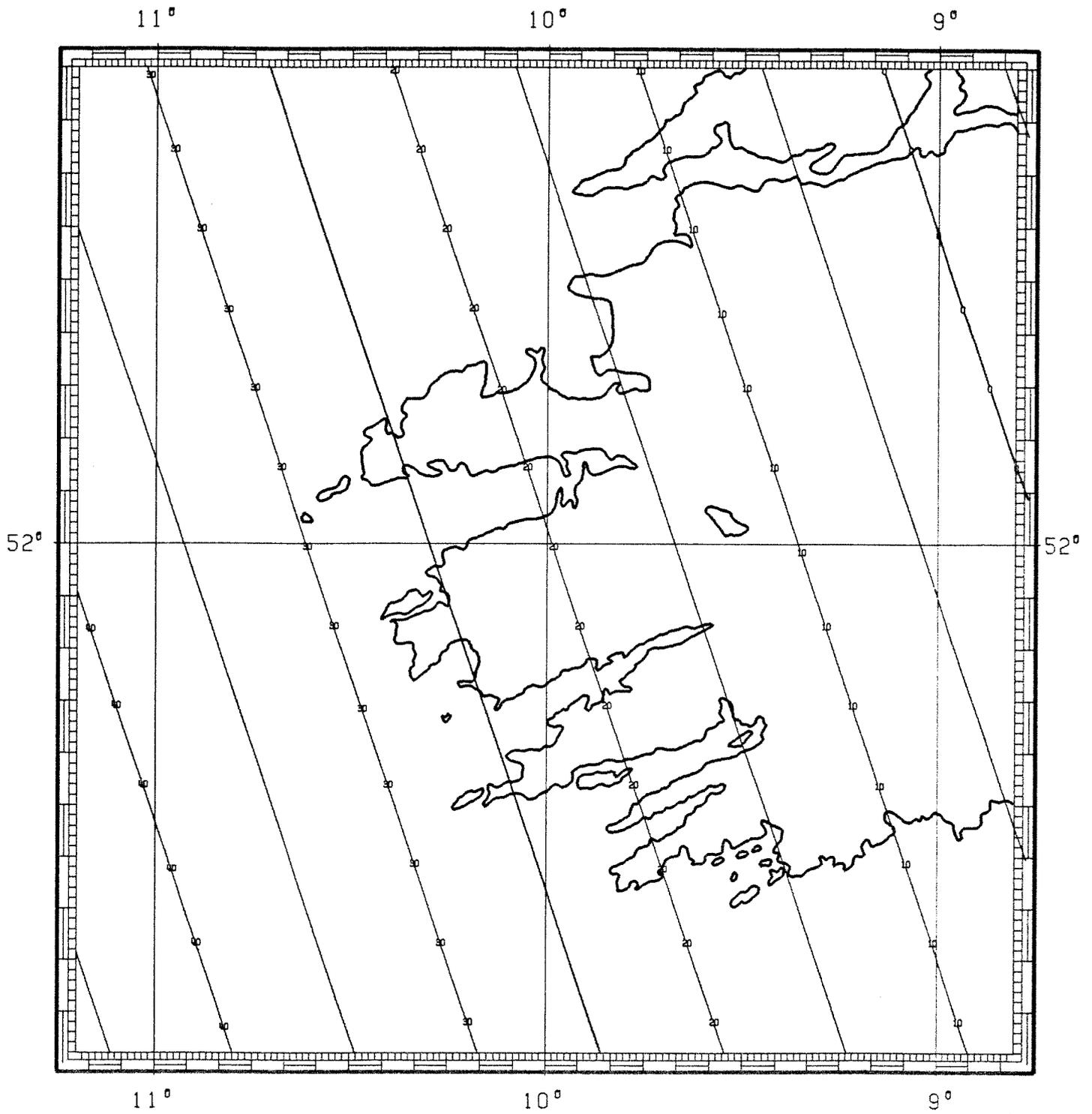
Das Regionalfeld 1. Ordnung [Abb. 4.4] zeigt einen linearen Anstieg des Feldes gegen Westen hin. Diese Linearität ist eine erste Näherung des Regionalfeldes. Es läßt sich aber nur der Trend des Feldes bei Abnahme der Krustenmächtigkeit verfolgen.

Wie jedoch die Abbildung 4.5 zeigt, ist die Anomalie Nr.2 derart dominierend, daß sie sich schon im Regionalfeld 2. Ordnung andeutet. Das Regionalfeld 3. Ordnung [Abb. 4.6] verstärkt den Trend weiter, und in dem Regionalfeld 4. Ordnung [Abb. 4.7] beginnt sich schon das kleinräumige Schwerkretief Nr.3 im Nord-Westen abzuzeichnen.

Bei Abzug des Regionalfeldes 1. Ordnung vom Bouguer-Feld treten noch alle Anomalien deutlich hervor [Abb. 4.9]. Doch schon im Residualfeld 2. Ordnung [Abb. 4.10] beginnt sich die Anomalie Nr.1 zu verkleinern, was bedeutet, daß bereits das Regionalfeld 2. Ordnung Anteile der Anomalie enthält. In den Residualfeldern 3. und 4. Ordnung [Abb. 4.11 und 4.12] wird diese Anomalie weiter abgeschwächt.

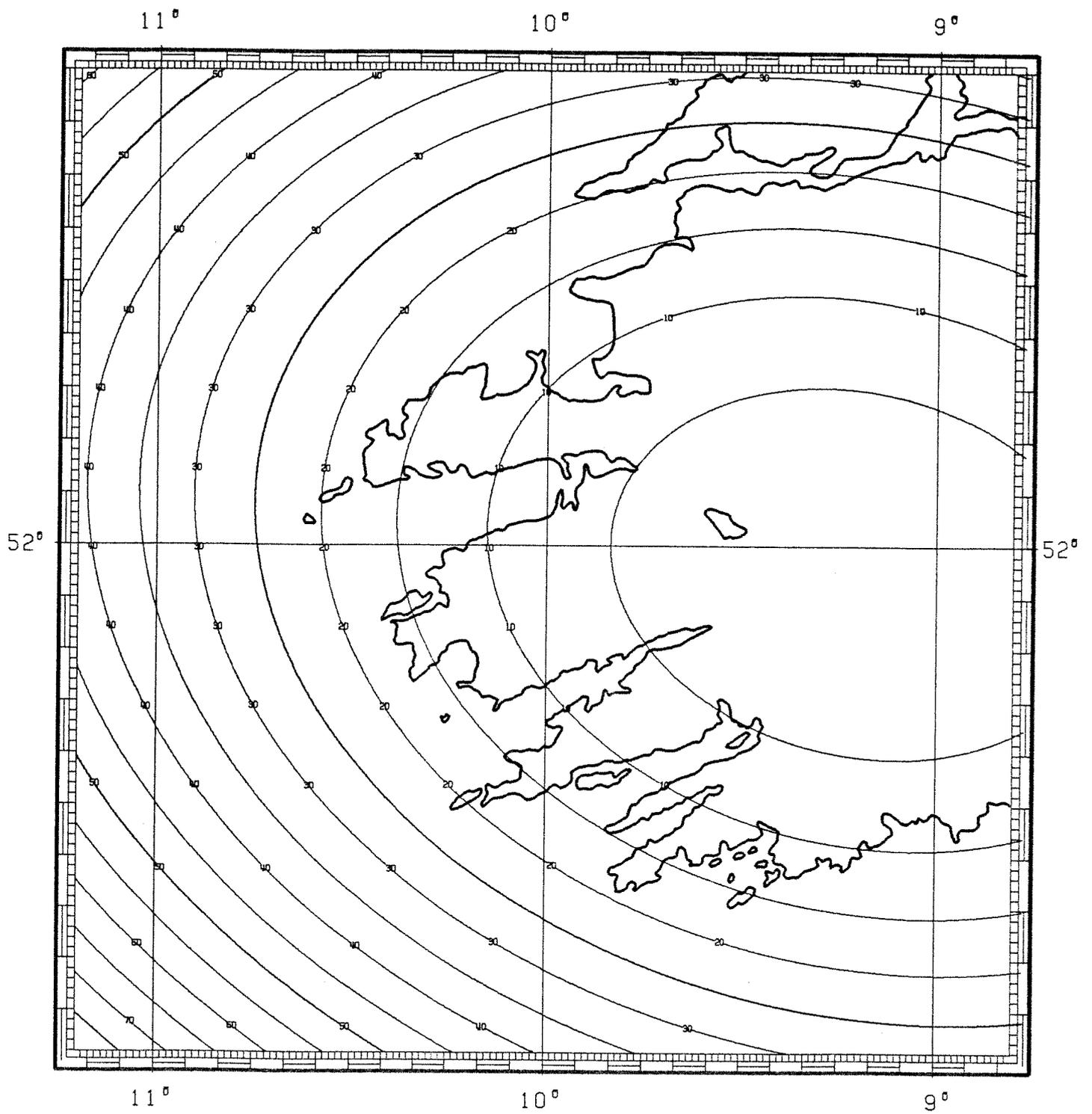
Dargestellt sind zusätzlich in den Abbildungen 4.8 und 4.13 das Regional- und Residualfeld 8. Ordnung, um zu zeigen, daß für Anomalien mit sehr kleiner Halbwertsbreite (Nr.2 und 4) eine befriedigende Feldertrennung erst bei einer Polynomentwicklung von höherer als 8. Ordnung möglich wird. Die Anomalien sind im Regionalfeld noch nicht erfaßt und bleiben im Residualfeld nahezu unverändert erhalten.

Allein das Verfahren der Feldertrennung nach orthogonalen Polynomen ist in diesem Fall nicht ausreichend, um eine vernünftige Residualfeldbestimmung durchzuführen.



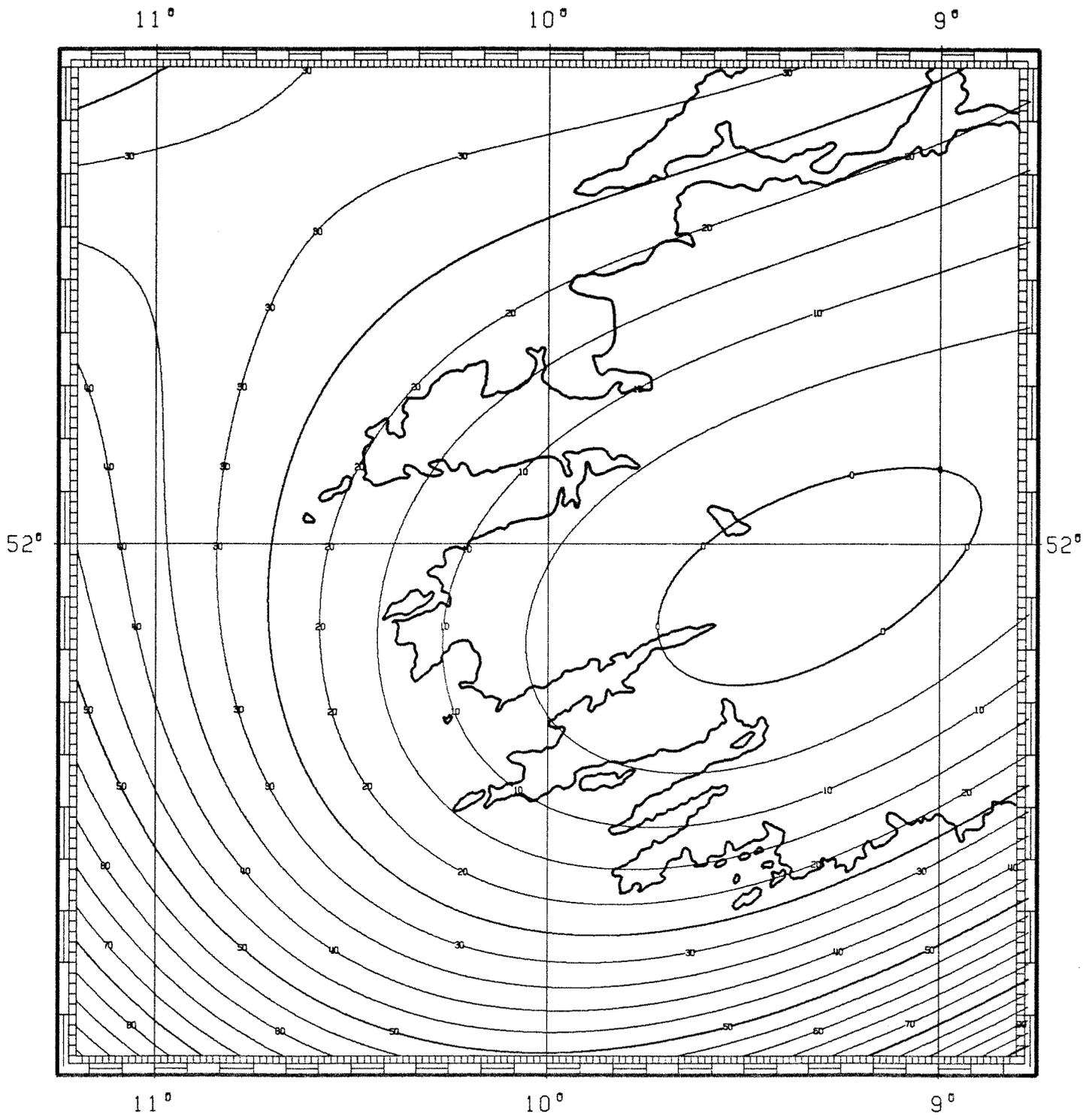
REFERENCE : 52.0 DEG
 SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.4: Regionalfeld 1. Ordnung



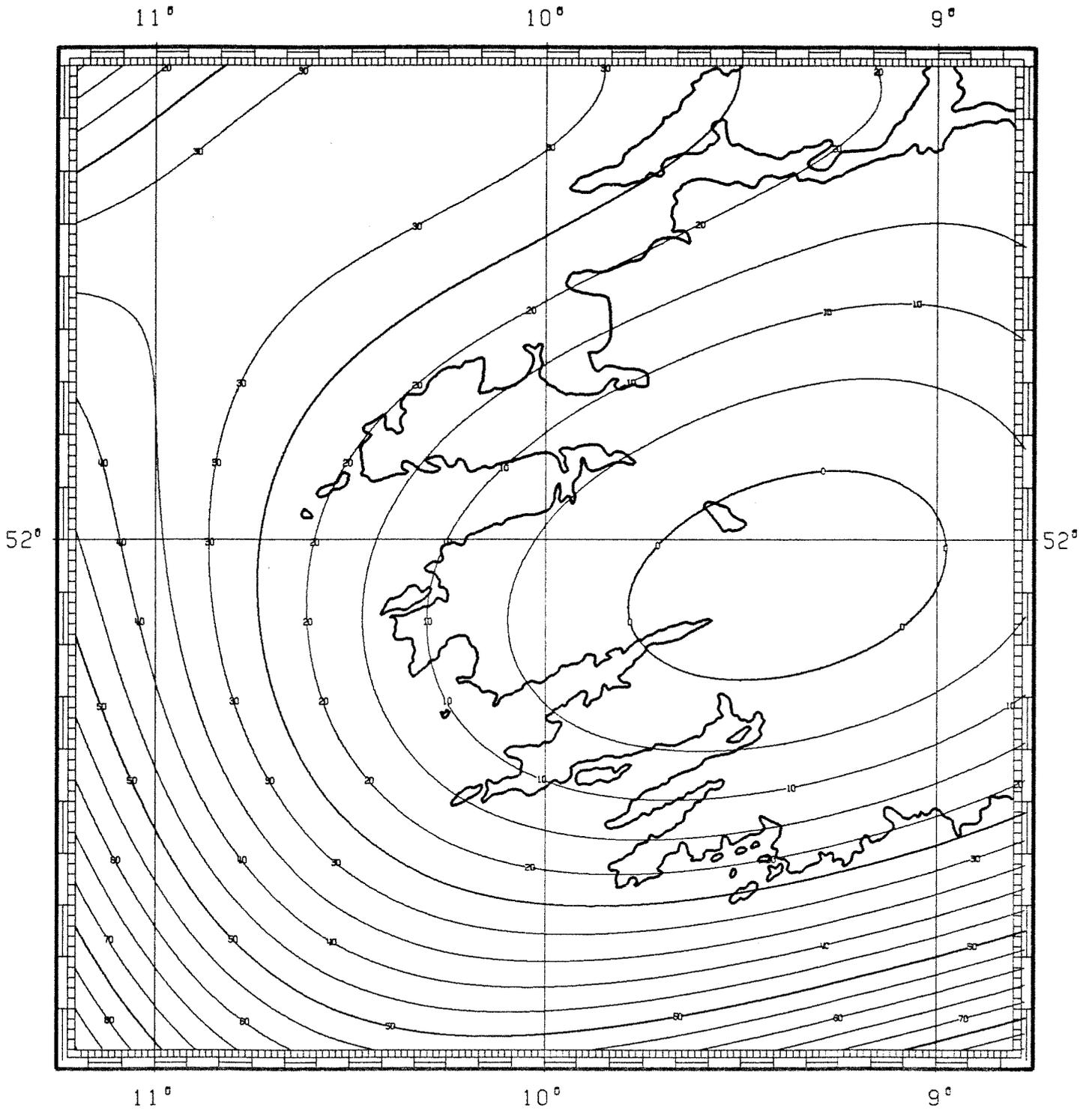
REFERENCE : 52.0 DEG
 SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.5: Regionalfeld 2. Ordnung



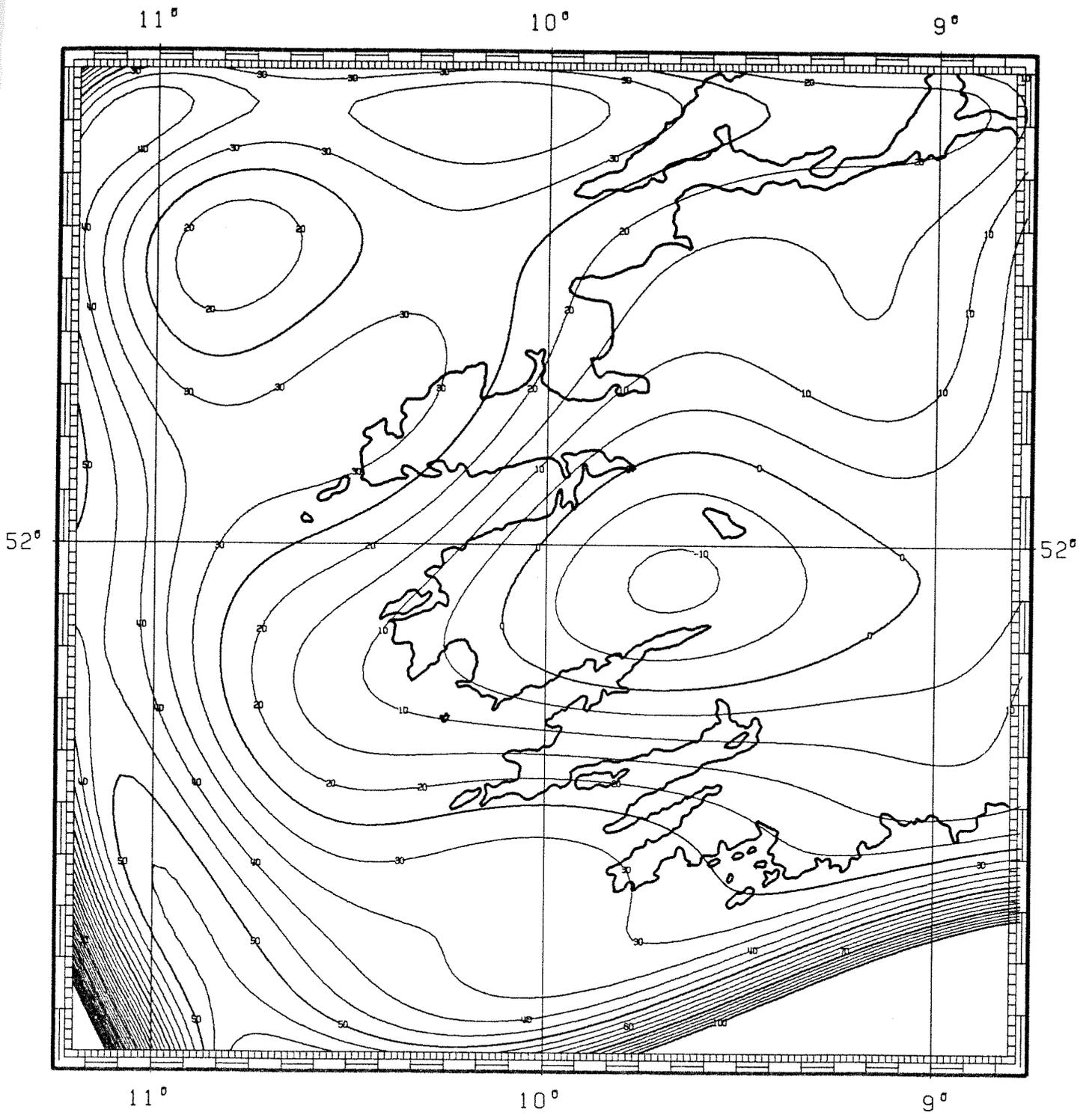
REFERENCE : 52.0 DEG
 SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.6: Regionalfeld 3. Ordnung



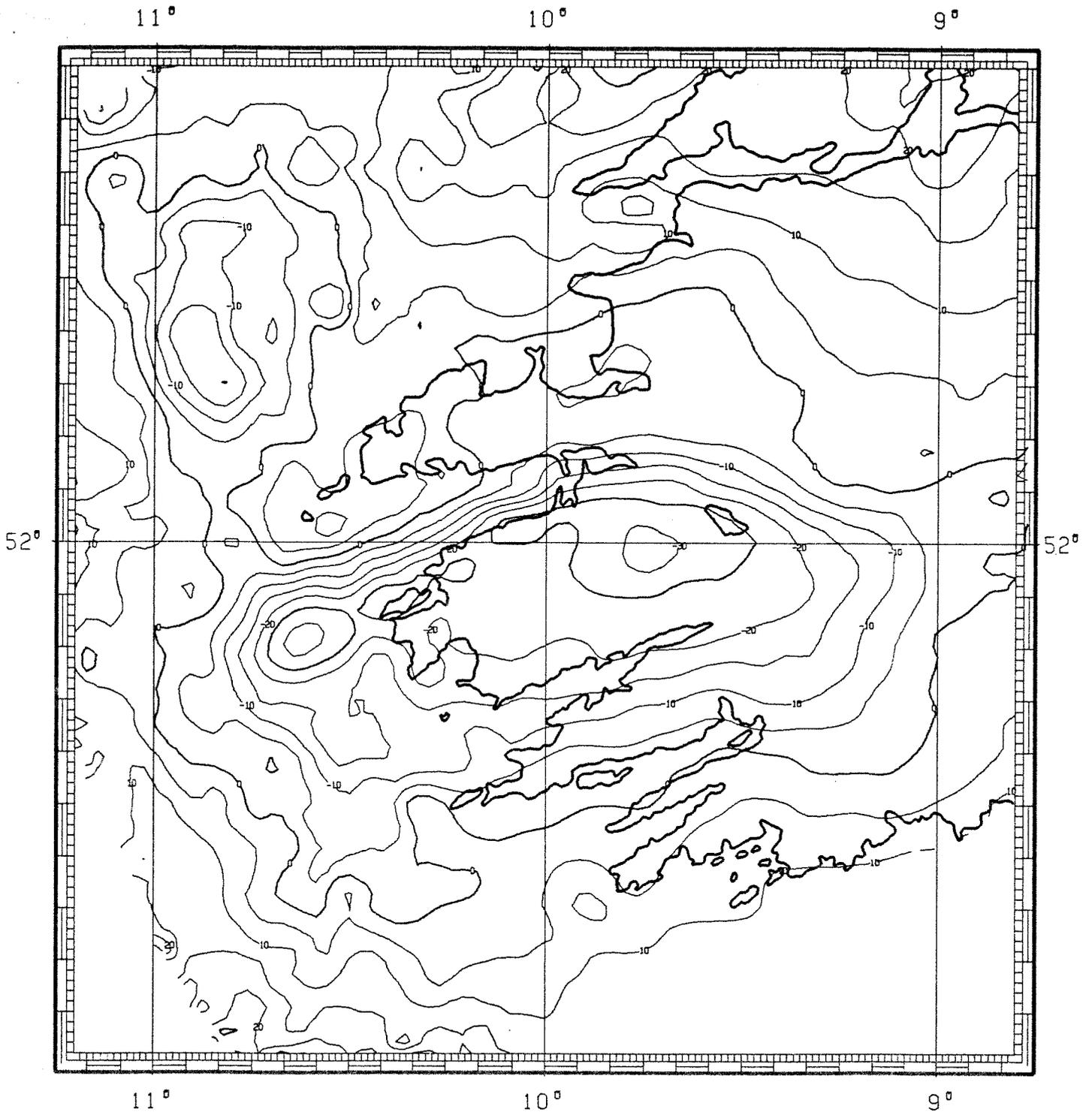
REFERENCE : 52.0 DEG
 S C A L E 1 : 1000000

Abbildung 4.7: Regionalfeld 4. Ordnung



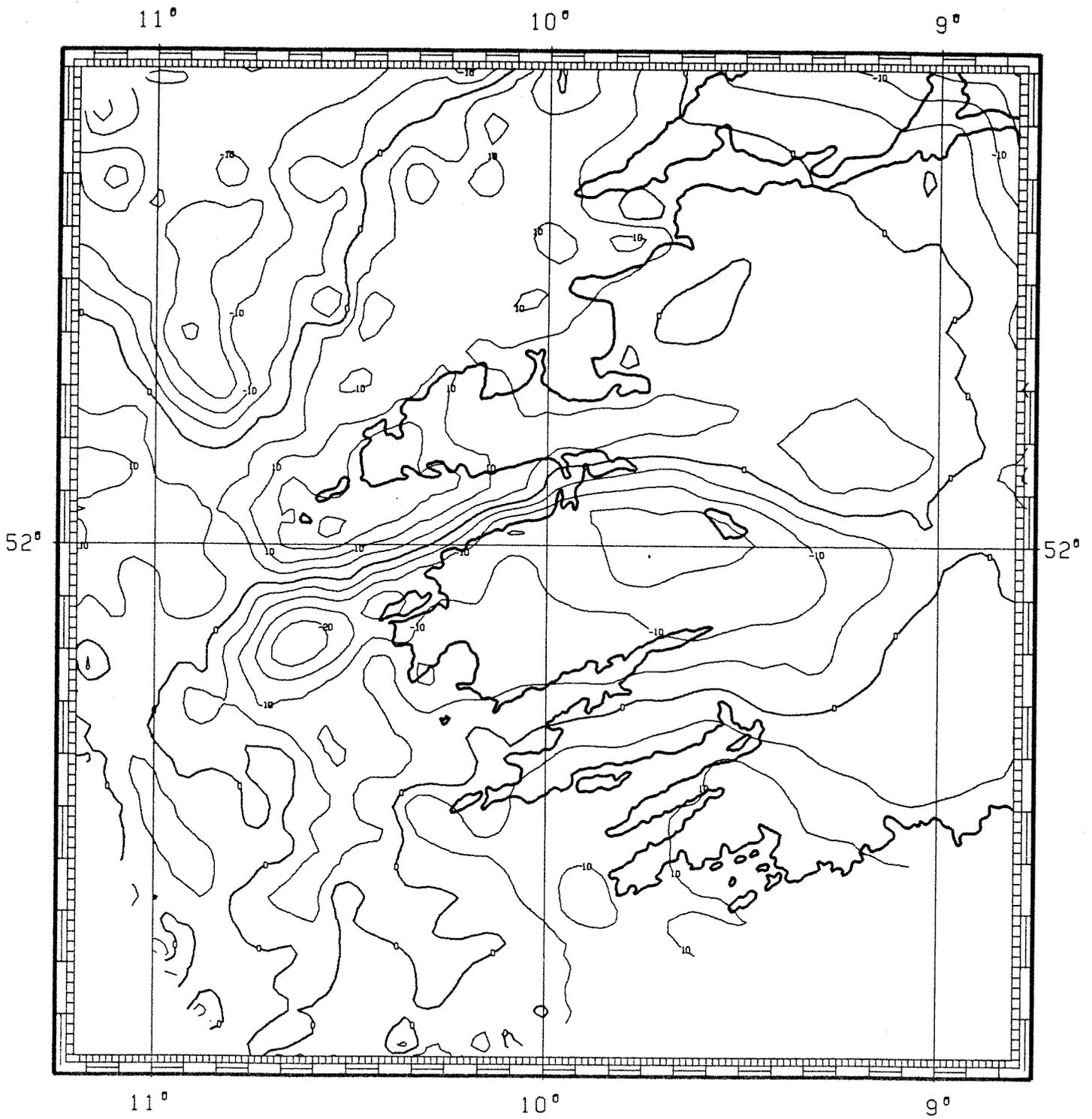
REFERENCE : 52.0 DEG
 SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.8: Regionalfeld 8. Ordnung



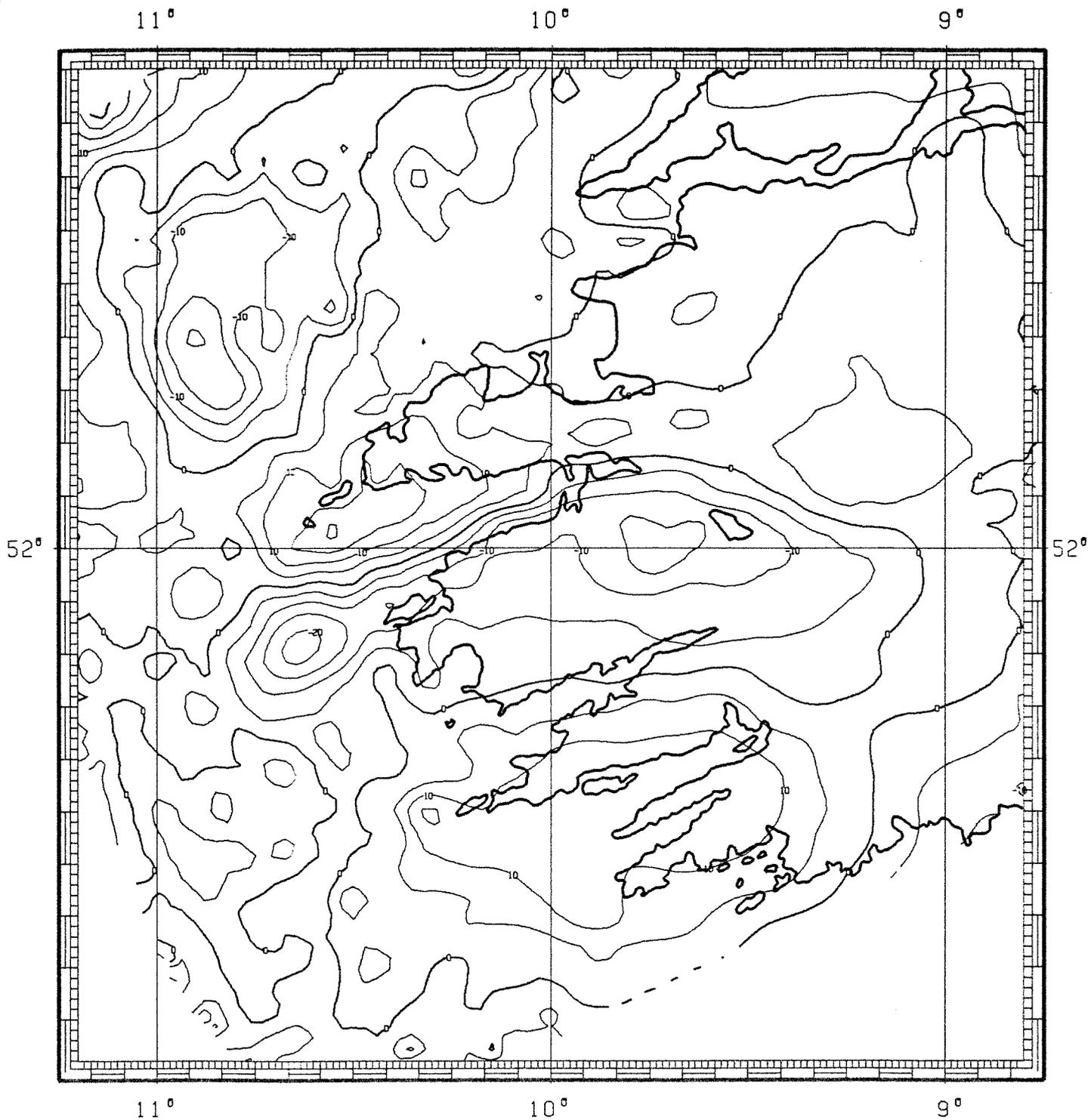
REFERENCE : 52.0 DEG
SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.9: Residualfeld 1. Ordnung



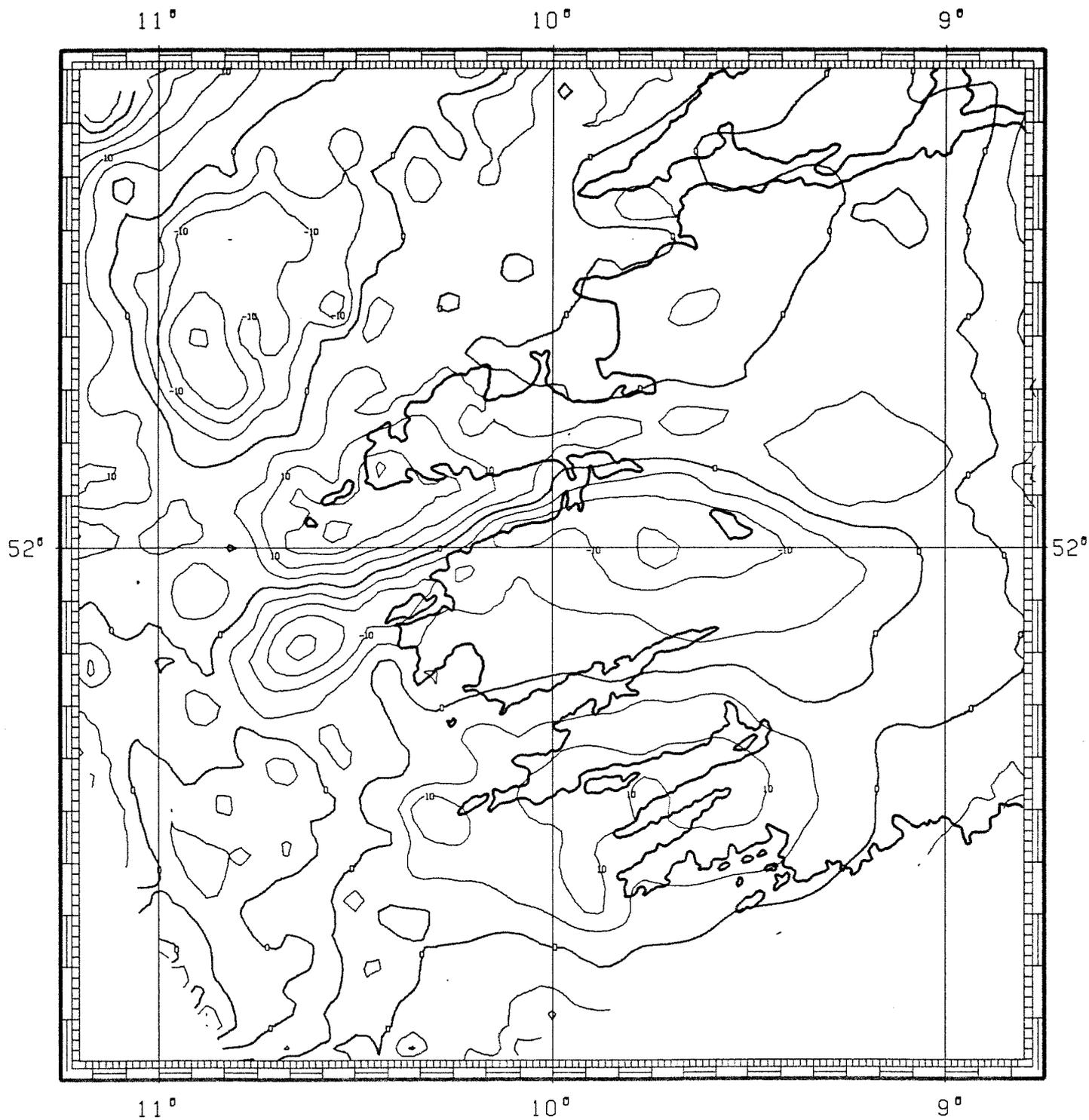
REFERENCE : 52.0 DEG
SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.10: Residualfeld 2. Ordnung



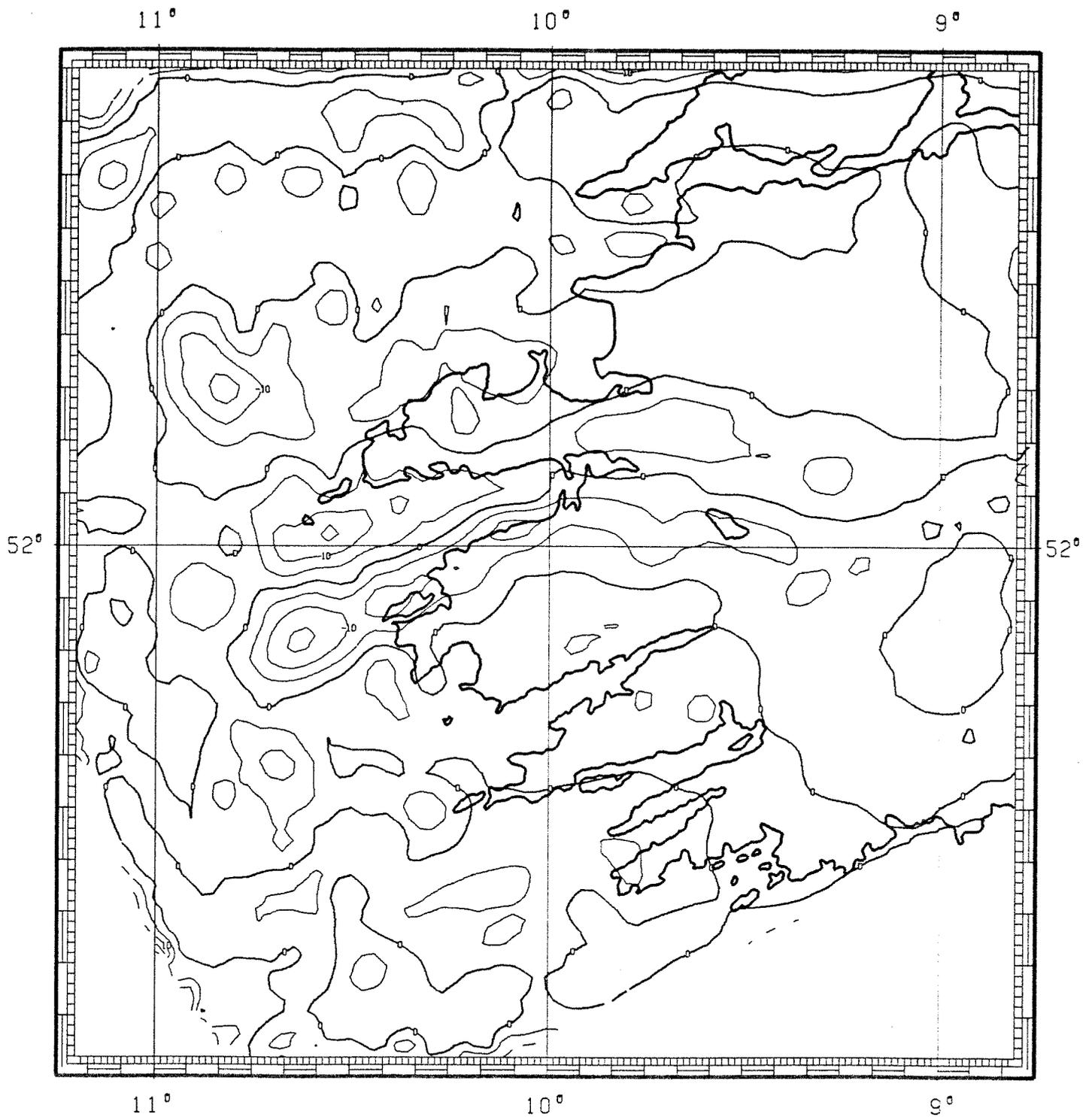
REFERENCE : 52.0 DEG
SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.11: Residualfeld 3. Ordnung



REFERENCE : 52.0 DEG
SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.12: Residualfeld 4. Ordnung



REFERENCE : 52.0 DEG
SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.13: Residualfeld 8. Ordnung

4.6 Filterung im Wellenzahlbereich

Eine andere Methode, Regional- und Residualfelder voneinander zu trennen, ist die Filterung des Feldes im Wellenzahlbereich. Dean (1958) und Baranov (1975) entwickelten Möglichkeiten, eine Potentialfunktion durch ein Fourier-Integral darzustellen:

$$V(x, y, z) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} S(u, v) e^{z\sqrt{u^2+v^2}} e^{i(ux+vy)} du dv \quad (4.1)$$

$$= F^{-1}\{S(u, v) e^{z\sqrt{u^2+v^2}}, x, y\} \quad (4.2)$$

Dabei muß die Laplacesche Gleichung $\nabla V = 0$ erfüllt sein.

Aus (4.1) folgt weiterhin:

$$S(u, v) e^{z\sqrt{u^2+v^2}} = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-i(ux+vy)} dx dy \quad (4.3)$$

$$= F\{V(x, y, z), u, v\} \quad (4.4)$$

Dabei ist nun $S(u, v)$ das zweidimensionale Spektrum des Potentials $V(x, y, 0)$ für eine Ebene $z = 0$, und u, v sind die Wellenzahlen, bezogen auf die x- und y-Richtung.

Um das Spektrum der Schwerebeschleunigung zu berechnen, differenziert man die Gleichung (4.1):

$$\frac{\delta V(x, y, z)}{\delta z} = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sqrt{u^2 + v^2} S(u, v) e^{z\sqrt{u^2+v^2}} e^{i(ux+vy)} du dy \quad (4.5)$$

Somit ist das Spektrum von $V_z(x, y, 0)$:

$$S_z(u, v) = F\{V_z(x, y, 0), u, v\} \quad (4.6)$$

$$= \Phi_z(u, v) S(u, v) \quad (4.7)$$

wobei $\Phi_z(u, v) = \sqrt{u^2 + v^2}$ die Übertragungsfunktion für die Ableitung des Potentials nach z ist (Militzer, 1984). Für jede weitere Ableitung wird das vorhergehende Spektrum mit dieser Übertragungsfunktion multipliziert.

Sowohl zur Filterung, als auch für die weiteren Operationen im Wellenzahlbereich ist das Programm LINTRA (Tödt, 1984) benutzt worden. Die in dem Programm enthaltene Fast-Fourier-Transformation wurde von Naidu (1970) und Temperton (1977) entwickelt.

4.6.1 Spektrum des Feldes

Vor einer Filterung ist es sinnvoll, ein Amplitudenspektrum zu berechnen und in diesem Kriterien für eine Filterung zu suchen.

Die Abbildung 4.14 zeigt das richtungsabhängige Spektrum des Bouguer-Feldes mit den Richtungen SSE, ESE, ENE und NNE. Um die Spektren der vier Richtungen voneinander zu unterscheiden, ist jede der Richtungen ENE, ESE und SSE mit 10, 100 bzw. 1000 multipliziert. Im Vergleich zu einem richtungsunabhängigen Spektrum, hat diese Darstellung den Vorteil, eine generelle Ausrichtung von Störkörpern sichtbar zu machen, falls diese besteht.

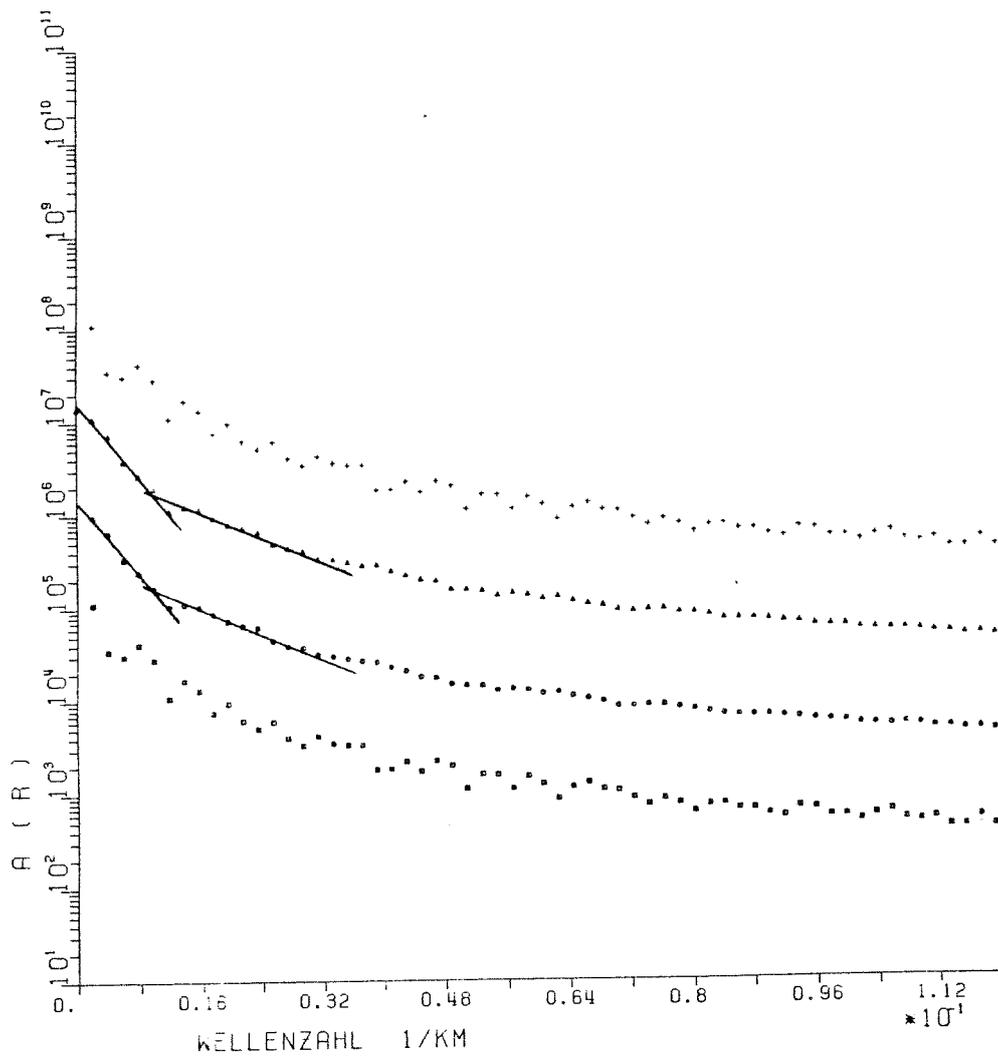


Abbildung 4.14: Amplitudenspektrum des Bouguer-Feldes

Nach Hahn et al. (1976) kann man aus den Steigungen der Geraden im halblogarithmischen Amplitudenspektrum die Tiefen der Quellen berechnen. Vorausgesetzt wird eine Näherung der Quelle an einen Massenpunkt. Zwischen dem Logarithmus der Amplitude und der Wellenzahl besteht eine lineare Abhängigkeit.

Die Steigung der Geraden ist gegeben durch:

$$A(k) = A_0 e^{-2\pi k z}$$

k = Wellenzahl

z = Tiefe

Daraus folgt durch Bildung des Quotienten zweier Amplituden:

$$\frac{A_1}{A_2} = \frac{A_0 e^{-2\pi k_1 z}}{A_0 e^{-2\pi k_2 z}} = e^{2\pi(k_1 - k_2)z}$$

Die Tiefe errechnet sich aus:

$$z = \frac{\ln(A_1) - \ln(A_2)}{2\pi(k_1 - k_2)} [km]$$

(Hahn et al., 1976)

Bei einer Fortsetzung des Feldes nach unten in die Tiefe des Störkörpers geht die Steigung der Geraden gegen null, d. h. das Spektrum wird "weiß".

Das Verfahren ist einfach und einleuchtend, wenn es sich um einen isolierten Störkörper einfacher Geometrie handelt. Bei Annahme einer homogenen Platte endlicher Ausdehnung als Quelle beträgt die maximale nur $\frac{1}{2}$ bis $\frac{1}{3}$ der Tiefe einer Kugel (Jung, 1961).

Schwierigkeiten gibt es aber im allgemeinen bei Feldern, die Anomalien, verursacht durch verschiedene Quellen unterschiedlicher Tiefe und Geometrie, beinhalten. Wenn sich, wie in Abbildung 4.14 dargestellt, im Amplitudenspektrum eines Feldes demnach Geraden, zumindestens für die Richtungen ESE und ENE, annähern lassen, liegt entweder ein Störkörper vor, der eine dominierende Anomalie verursacht, oder es befinden sich mehrere, kleinere Störkörper bzw. eine Platte endlicher Ausdehnung mit niedriger Tiefe in dem Meßgebiet.

Aus der Steigung der Geraden berechnet sich eine Tiefe von 34 km für eine Kugel. Dies entspricht der Tiefe von 11 - 17 km für eine Platte. Vermutlich handelt es hierbei um die Grenze von oberer zu unterer Kruste, was sich auch mit den seismischen Beobachtungen der Conrad-Diskontinuität von Jacob et al. (1985) und Egloff (1987) deckt.

Zwischen den Wellenzahlen 0.01 und 0.032/km bilden sich ebenfalls Geraden für die Richtungen ESE und ENE heraus. Die berechnete Tiefe beträgt

10 km für eine Kugel, bzw. 3 - 5 km für eine Platte. Es ist anzunehmen, daß die Ursache dafür die dominierende Anomalie Nr.1 ist.

In den Wellenzahlbereichen von größer als $0.032/km$ lassen sich keine Geraden annähern. Bei sehr großen Wellenzahlen bzw. kleinen Wellenlängen geht das Spektrum schließlich in ein Rauschen über.

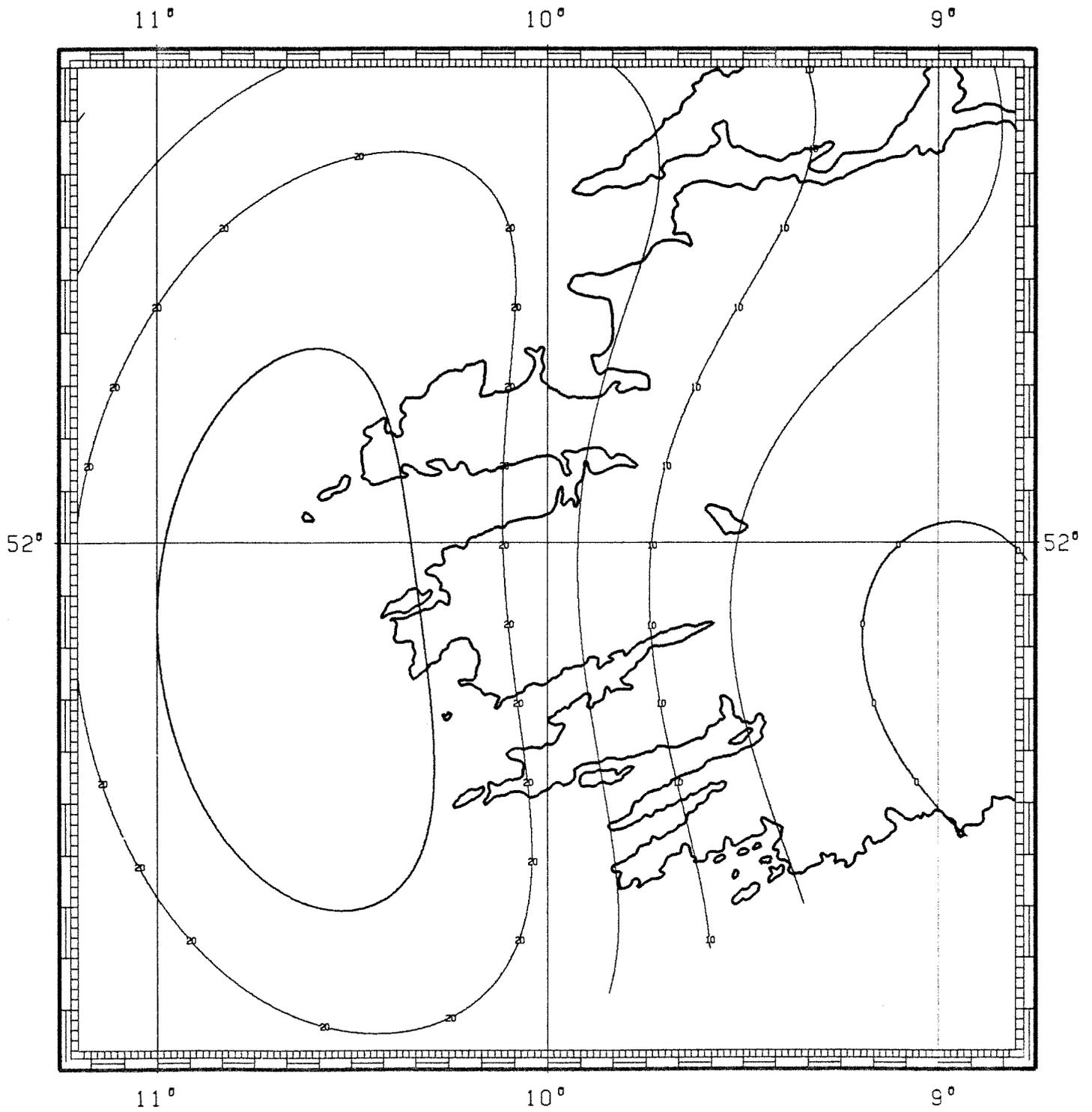
4.6.2 Regional- und Residualfelder

Das Amplitudenspektrum des Bouguer-Feldes kann erste Anhaltspunkte für eine Feldertrennung durch Filterung im Wellenzahlbereich liefern. In einem ersten Schritt wird untersucht, ob eine Feldertrennung bei den Wellenzahlen, an denen sich die angenäherten Geraden im Spektrum schneiden, möglich ist. Der Schnittpunkt liegt bei der Wellenzahl von $0.01/km$ (Wellenlänge 100 km). Nach Betrachtung der Regional- und Residualfelder kann eine erste sinnvolle Trennung jedoch erst bei der Wellenzahl von $0.0077/km$ (Wellenlänge 130 km) vorgenommen werden [Abb. 4.15]. Das Regionalfeld enthält hauptsächlich den Anstieg der Schwere gegen Osten hin.

Die Abbildung 4.16 zeigt das entsprechende Residualfeld, in dem sowohl die Anomalie Nr.1, als auch alle anderen Anomalien noch vollständig enthalten sind.

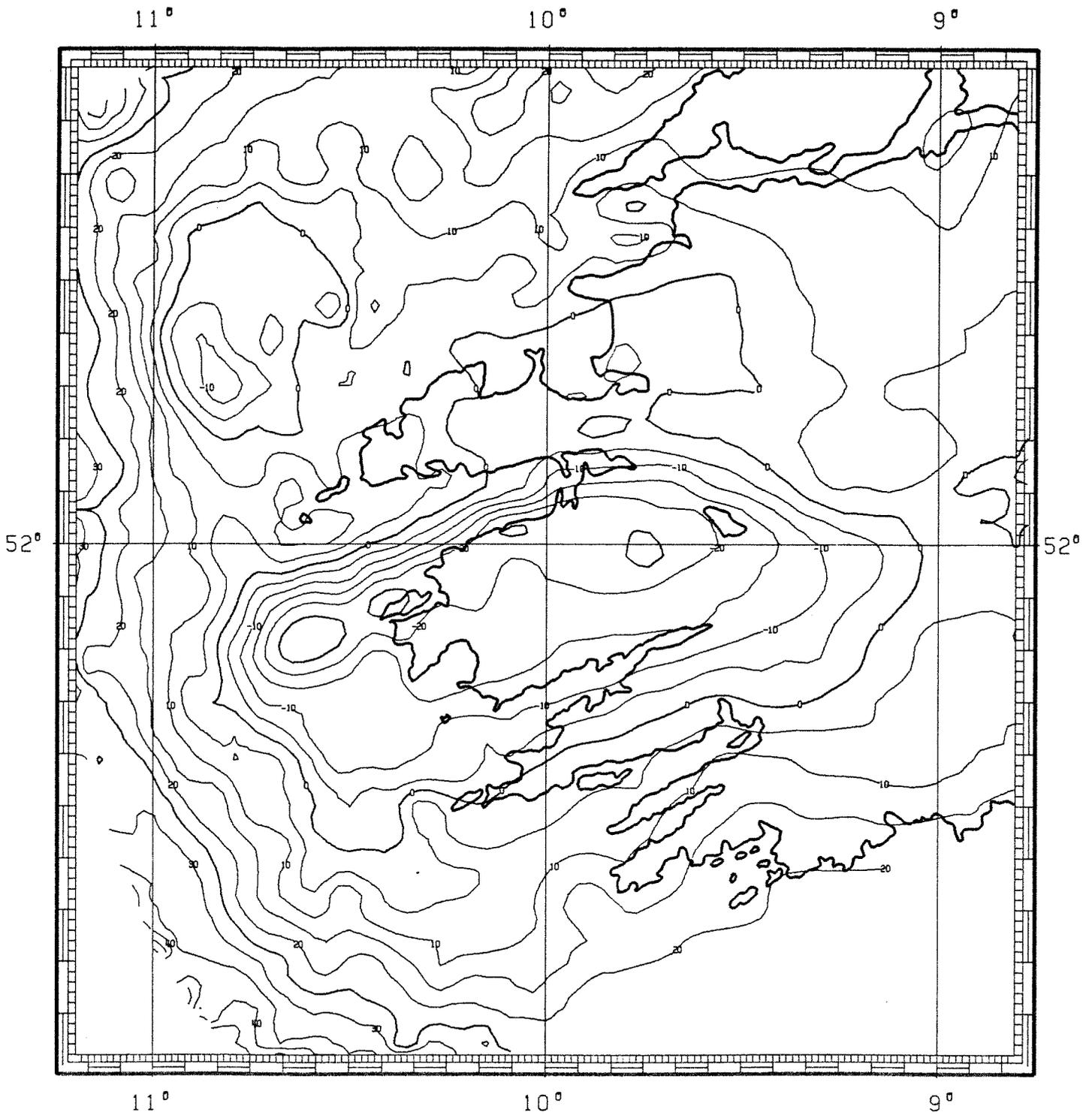
Eine der Schwierigkeiten bei Operationen im Wellenzahlbereich ist hierbei zu erkennen. Durch die Anwendung der digitalen Fouriertransformation setzt sich das Feld über den Rand des Meßgebietes periodisch fort. Die Breite der dabei auftretenden Randeffekte ist abhängig von der Breite des Filters im Ortsbereich (Tödt, 1984). Somit machen sich bei einer Filterung mit kleinen Wellenzahlen die Randeffekte störend bemerkbar. Sie erzeugen beispielsweise die großen Anomalien im Westen der Karte [Abb. 4.15], die in der Realität nicht existieren.

Der nächste Schritt besteht darin, entsprechende Regionalfelder für die Anomalien Nr.2, 3 und 4 zu finden. Ein Feld, das dafür geeignet zu sein scheint, ist in der Abbildung 4.17 dargestellt. Gefiltert wurde mit der Wellenzahl von $0.0167/km$ (Wellenzahl 60 km). In dem Residualfeld [Abb. 4.18] treten die Anomalien Nr.2, 3 und 4 noch deutlich hervor. Jedoch besteht auch weiterhin der störende Einfluß der, durch die Randeffekte erzeugten Anomalien im Westen und Süd-Westen der Karte. Sie verschwinden erst bei Filterung im Hochfrequenzbereich.



REFERENCE : 52.0 DEG
 SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.15: Regionalfeld Wellenzahlfilterung: $0.0077/km$ ($\lambda = 130 km$)



REFERENCE : 52.0 DEG
 SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.16: Residualfeld Wellenzahlfilterung: $0.0077/km$ ($\lambda = 130 km$)

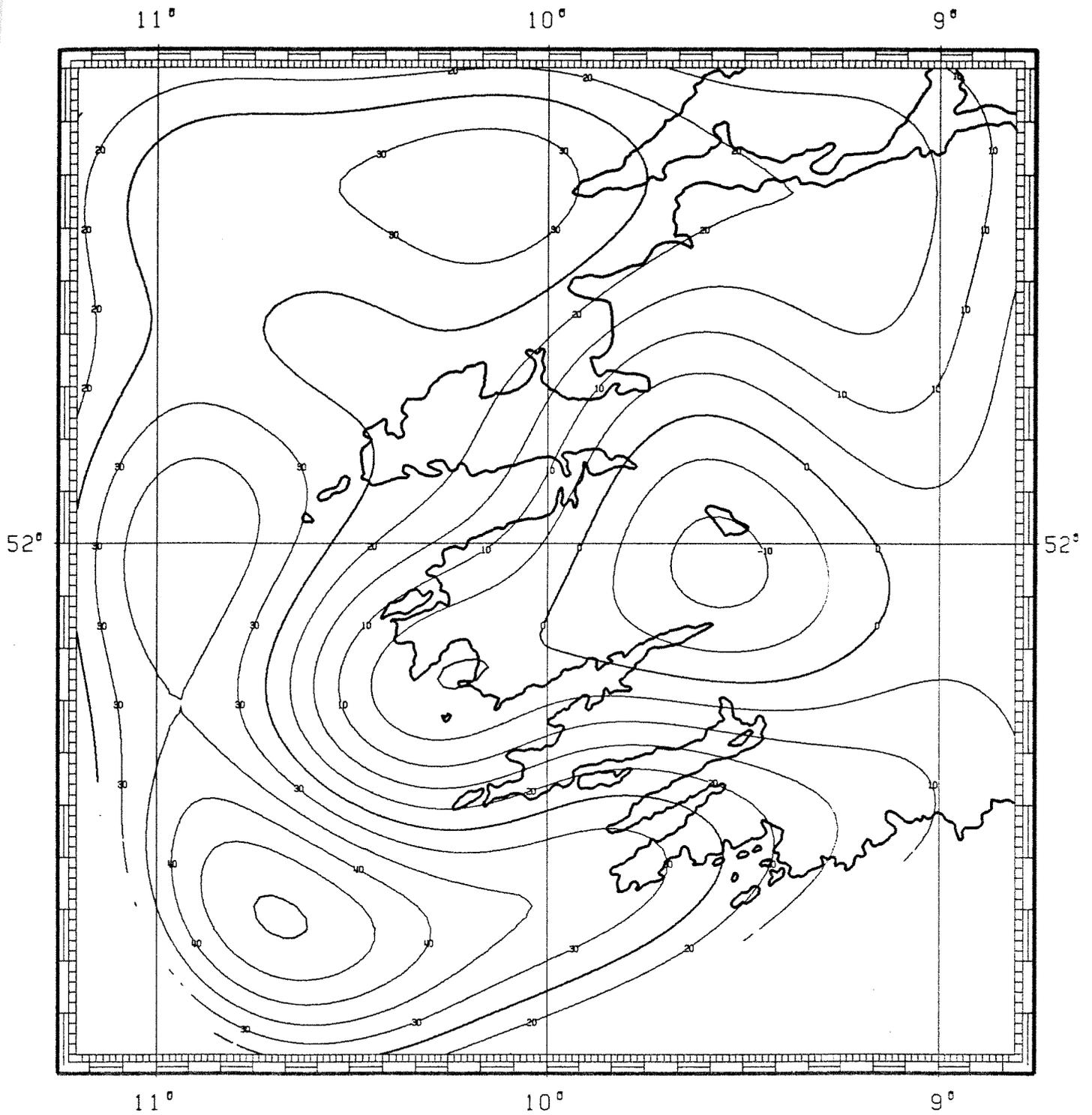
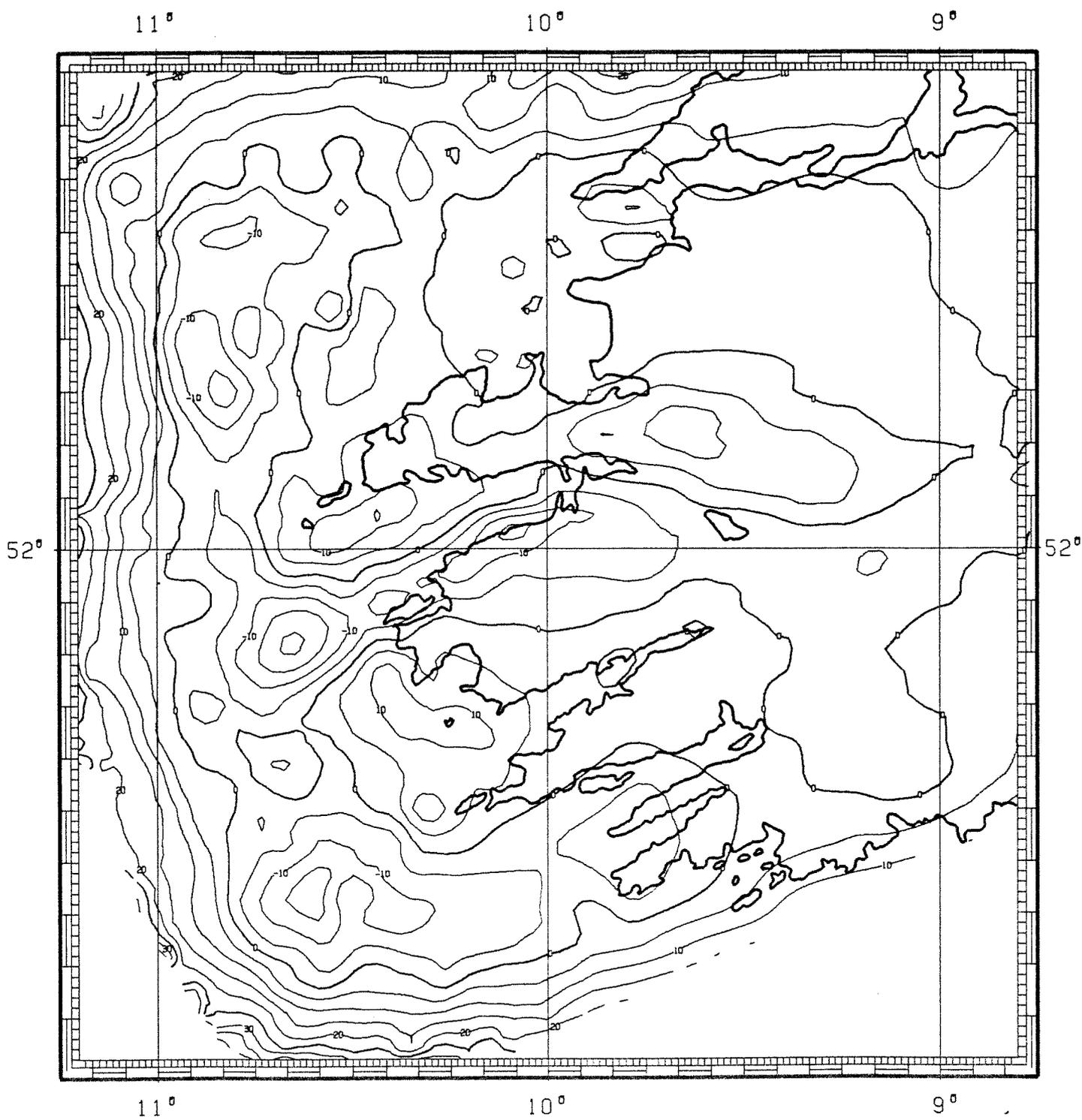


Abbildung 4.17: Regionalfeld Wellenzahlfilterung: $0.0167/km$ ($\lambda = 60 km$)



REFERENCE : 52.0 DEG
 SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.18: Residualfeld Wellenzahlfilterung: $0.0167/km$ ($\lambda = 60 km$)

4.7 Vergleich der Feldertrennungsverfahren

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß sich weder nach dem Verfahren der Entwicklung nach orthogonalen Polynomen, noch durch Filterung im Wellenzahlbereich eine befriedigende Trennung des Bouguer-Feldes in seine Regional- und Residualanteile durchführen läßt. Der dominierende Einfluß der Anomalie Nr.1 bestimmt das Verhalten der Regional- und Residualfelder bei beiden Verfahren.

Während die Randeffekte bei Anwendung des Polynomverfahrens erst in der Entwicklung höherer Ordnungen auftreten, beeinflussen sie bei der Filterung das Bild in tieffrequenten Bereichen und nehmen erst bei hochfrequenter Filterung ab.

Es erscheint sinnvoll, für eine Feldertrennung des Bouguer-Feldes in tieffrequenten Bereichen eine Entwicklung nach orthogonalen Polynomen anzuwenden, auch wenn in der 1. und 2. Ordnung die Feldertrennung nicht ganz befriedigend verläuft.

Da für eine Bestimmung des Regional- und Residualfeldes für die hochfrequenten Anomalien Nr. 2, 3 und 4 selbst die Polynomentwicklung 8. Ordnung nicht ausreicht, scheint eine Feldertrennung durch Filterung bei einer Wellenlänge von 60 km das beste Ergebnis zu liefern.

Diese Betrachtung der Feldertrennung läßt erkennen, daß mit diesem Verfahren sehr vorsichtig zu arbeiten ist. Da es keine objektiv eindeutige Bestimmung der Regional- und Residualfelder gibt, muß sich der Bearbeiter auf einen subjektiven Vergleich der Karten unter Berücksichtigung von verfahrensbedingten Fehlern, wie die Erzeugung von Randeffekten, verlassen. Eine Feldertrennung kann deshalb nur Anhaltspunkte für eine weitere Interpretation liefern.

4.8 Ableitungen des Feldes

Nach der Transformation des Feldes in den Wellenzahlbereich lassen sich weitere mathematische Operationen durchführen. Im Gegensatz zu Feldoperationen im Ortsbereich nach Formeln von Jung (1961), Baranov (1953), Rosenbach (1954) und Elkins (1951) sind Operationen im Wellenzahlbereich numerisch einfach zu handhaben.

Nach den Verfahren von Dean (1958) und Baranov (1975) können sowohl die erste und zweite Ableitung, als auch Feldfortsetzungen nach oben und unten berechnet werden. Aus den Formeln (4.1) und (4.2) aus Kap. 4.6 folgt für die erste Ableitung der Schwere:

$$V_{zz}(x, y, 0) = F^{-1}\{S_{zz}(u, v), x, y\} \quad (4.8)$$

$$= F^{-1}\{\sqrt{u^2 + v^2} S_z(u, v), x, y\} = g_z \quad (4.9)$$

wobei $\Phi_z(u, v) = \sqrt{u^2 + v^2}$ wieder die Übertragungsfunktion für die Ableitung des Potentials nach z ist.

Analog gilt für die zweite Ableitung:

$$V_{zzz}(x, y, 0) = F^{-1}\{(u^2 + v^2) S_z(u, v), x, y\} = g_{zz} \quad (4.10)$$

(Militzer, 1984)

Ableitungen von Feldern können jedoch nur qualitative Hinweise über die Lokalisation von Störkörpern liefern.

Die Abbildung 4.19 zeigt die 1. Ableitung des Bouguer-Feldes mit einem Konturen-Intervall von 20 Eötvös. Da bei der Berechnung der Ableitung die hohen Wellenzahlen gegenüber den niedrigen verstärkt werden, wurde das Feld mit einem Tiefpaß von 0.033/km (Wellenlänge 30 km) gefiltert. Die Anomalien Nr.1, 2, 3 und 4 treten deutlich hervor. Bei der Beschreibung der im Westen hervorgehobenen Anomalien muß man sehr vorsichtig sein, weil die schon beschriebenen Randeffekte auch hier das Feld sehr beeinflussen. Nur die Anomalie Nr.1 liegt zentral im Meßgebiet und wird nicht mehr von den Randeffekten erfaßt. Sie tritt besonders im Osten der Iveragh-Halbinsel deutlich hervor.

Die 2. Ableitung des Feldes [Abb. 4.20] bestätigt die Lokalisation der Anomalie Nr.1. Jedoch sind die Randeffekte schon so groß, daß wesentliche Abschnitte der Karte unbrauchbar werden.

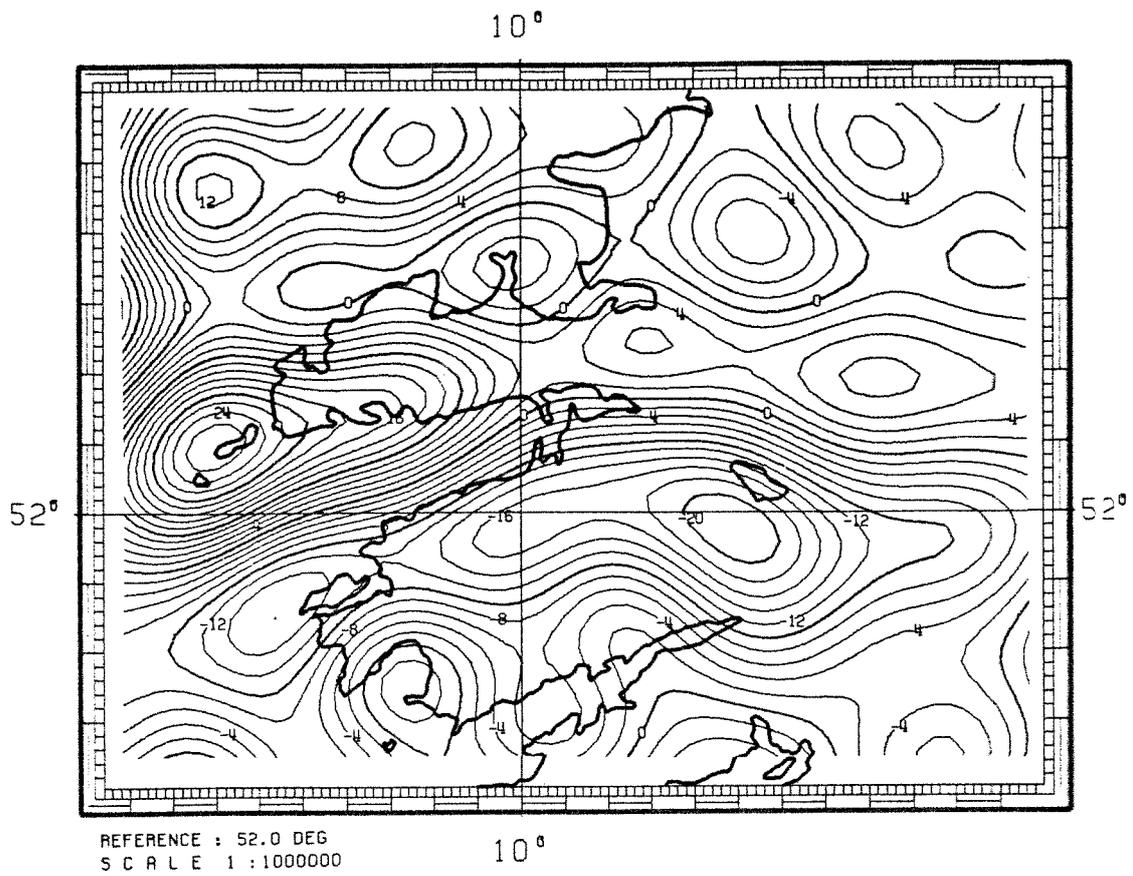


Abbildung 4.19: 1. Ableitung des Bouguer-Feldes, Konturenintervall $2 * 10^{-6} s^{-2}$

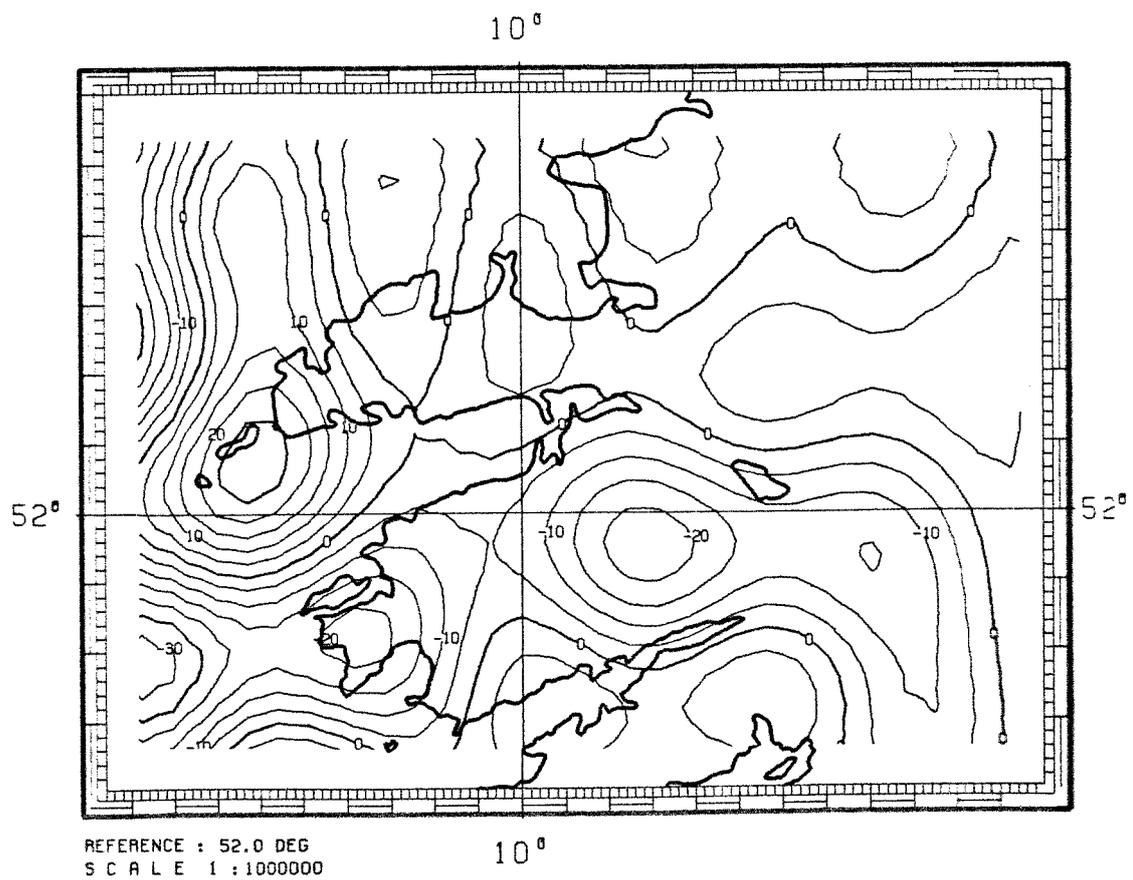


Abbildung 4.20: 2. Ableitung des Bouguer-Feldes, Konturenintervall $5 * 10^{-7} m^{-1} s^{-2}$

4.9 Feldfortsetzungen

Um weitere qualitative Aussagen über die Störkörper machen zu können, wurde das Bouguer-Feld, ebenfalls nach den Verfahren von Dean (1958) und Baranov (1975), sowohl nach oben, als auch nach unten fortgesetzt.

Nach den Formeln (4.1) und (4.2) aus Kap. 4.6 wird für die Feldfortsetzung (Militzer, 1984):

$$V_z(x, y, -z) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} S_z(u, v) \Phi_{FF}(u, v) e^{i(uz+vy)} du dv \quad (4.11)$$

mit $-z$ als Fortsetzungshöhe über dem Reduktionsniveau.

Die Fortsetzung in die Höhe z entspricht einer Multiplikation des Spektrums mit:

$$\Phi_{FF}(u, v, -z) = e^{-z(u^2+v^2)} \quad (4.12)$$

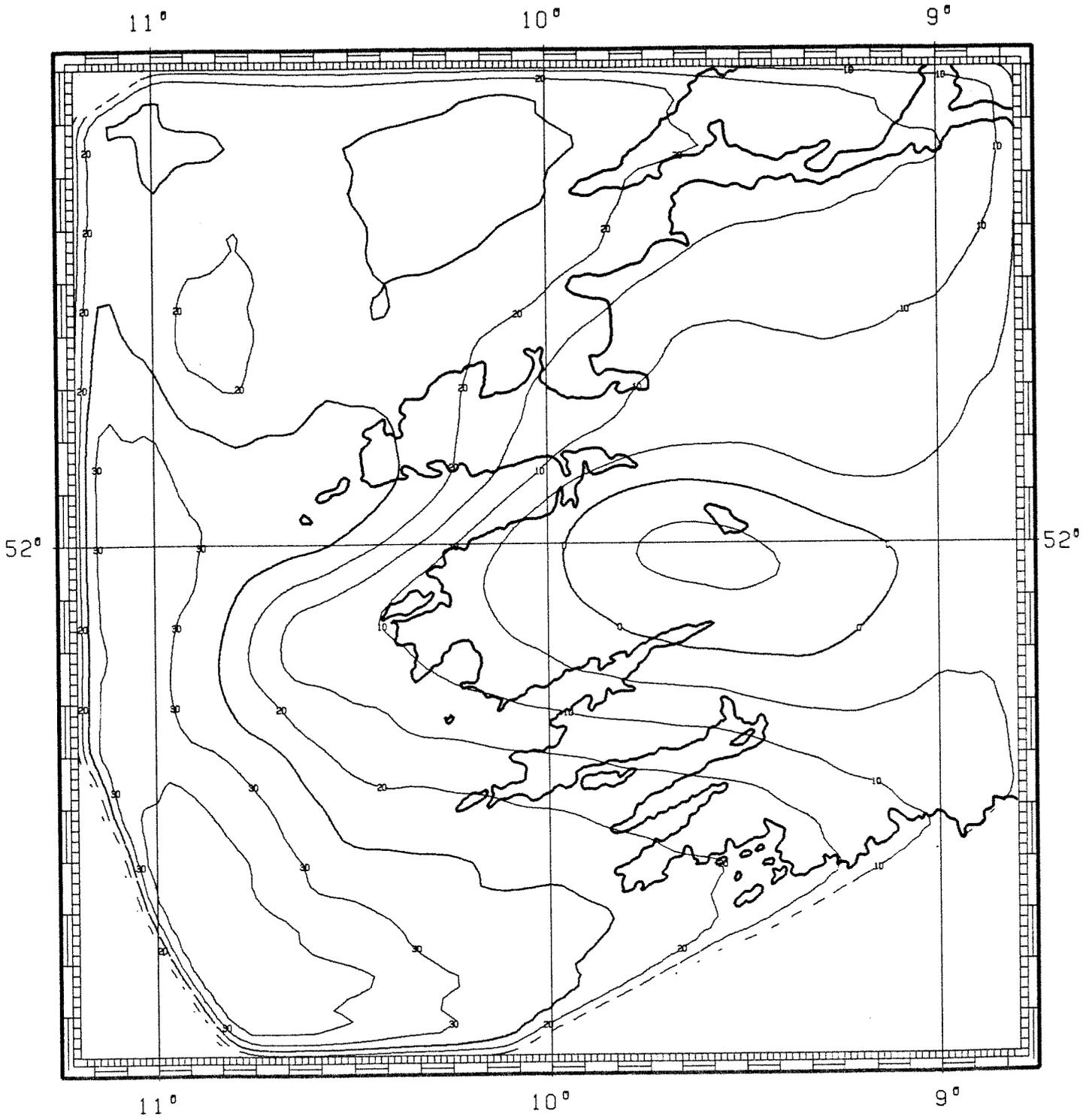
Für die Feldfortsetzung nach unten in die Tiefe z gilt analog:

$$\Phi_{FF}(u, v, z) = e^{z(u^2+v^2)} \quad (4.13)$$

Die Feldfortsetzung nach oben ist einfach zu handhaben und wirkt wie eine Tiefpaßfilterung. Sie läßt sich auch für eine Bestimmung des Regionalfeldes anwenden. Es verschwinden die hochfrequenten Anteile des Feldes, und die tieffrequenten Anomalien treten isoliert hervor.

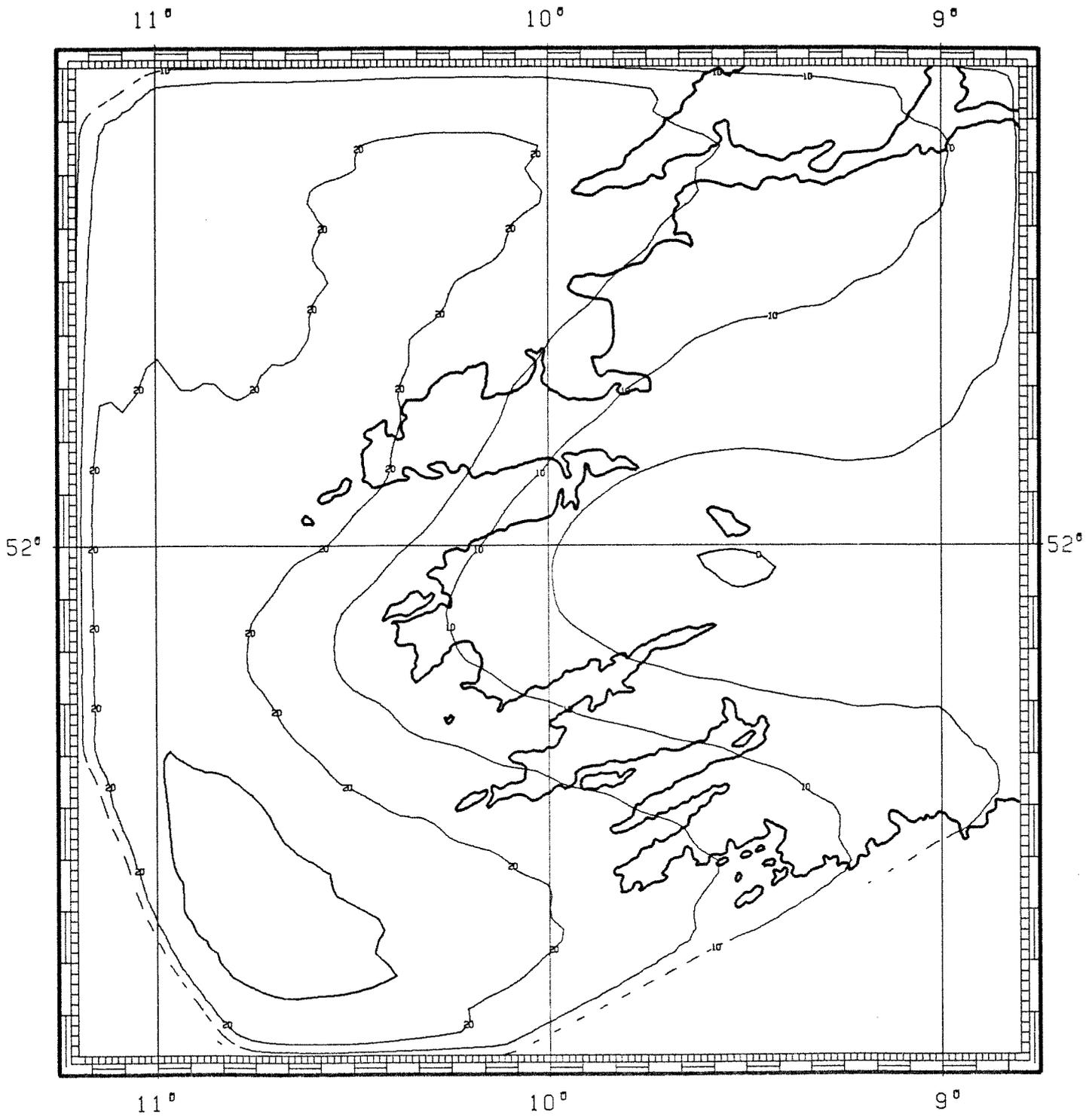
Die Abbildungen 4.21 und 4.22 zeigen Feldfortsetzungen nach oben mit Fortsetzungshöhen von 6 und 14 km. Während bei einer Fortsetzung von 6 km die Anomalien Nr.3 und 4 völlig verschwinden und die Anomalie Nr.2 nur noch angedeutet wird, hebt sich die Anomalie Nr.1 deutlich hervor. Erst bei einer Fortsetzung von 14 km löst sich auch diese Anomalie auf.

Sehr vorsichtig muß mit der Fortsetzung nach unten gearbeitet werden. Die Fortsetzung ist nur bis zu solchen Tiefen möglich, für die das Integral (4.5) noch lösbar ist. Sobald man mit dem Feld die Tiefe seiner Quellen erreicht, beginnt das Feld zu oszillieren. Die Tiefen der Störkörper sind in diesem Meßgebiet sehr schnell erreicht, so daß eine Fortsetzungstiefe von 2 km [Abb. 4.23] nach einer Filterung mit einer Wellenzahl von 0.033/km als das maximal mögliche anzusehen ist. Alle Anomalien sind deutlich verstärkt zu erkennen, jedoch ist das Feld schon leicht gestört.



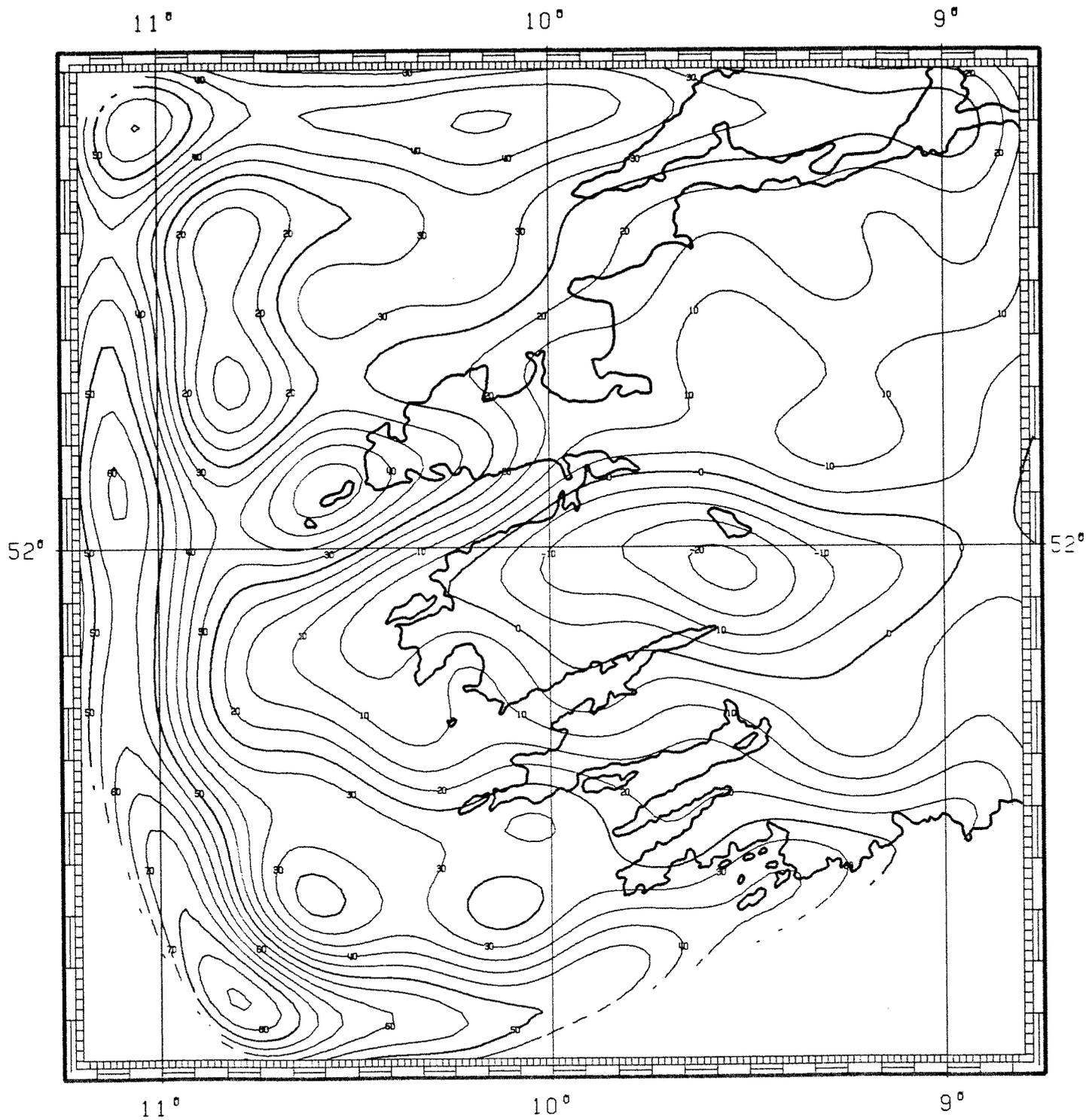
REFERENCE : 52.0 DEG
 SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.21: Feldfortsetzung nach oben, Fortsetzungshöhe 6 km



REFERENCE : 52.0 DEG
 SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.22: Feldfortsetzung nach oben. Fortsetzungshöhe 14 km



REFERENCE : 52.0 DEG
 SCALE 1 : 1000000

Abbildung 4.23: Feldfortsetzung nach unten, Fortsetzungstiefe 2 km

4.10 Massenbestimmung

Ausgehend von Gauss's Theorem ist es möglich, aus den vorhandenen Schwere-
redaten die Masse des Störkörpers, der eine Anomalie erzeugt, zu bestimmen.
Nach Gauss ist das Integral eines Vektors g über eine geschlossene Oberfläche
gleich dem Volumenintegral der Divergenz von g über jedes Volumen V in-
nerhalb der geschlossenen Oberfläche:

$$\int_S g_n dS = \int_V \left(\frac{\delta g_x}{\delta x} + \frac{\delta g_y}{\delta y} + \frac{\delta g_z}{\delta z} \right) dV$$

mit:

$$\frac{\delta g_x}{\delta x} + \frac{\delta g_y}{\delta y} + \frac{\delta g_z}{\delta z} = \nabla g = \nabla^2 V$$

Damit ist:

$$\int_S g_n dS = 4\pi GM$$

wobei über die gesamte Fläche, die die Masse M enthält, integriert wird.

Es wird angenommen, daß sich alle Massen in einer Halbkugel mit un-
endlichem Radius befinden [Abb. 4.24]. Die horizontale Oberfläche soll die
Erdoberfläche darstellen.

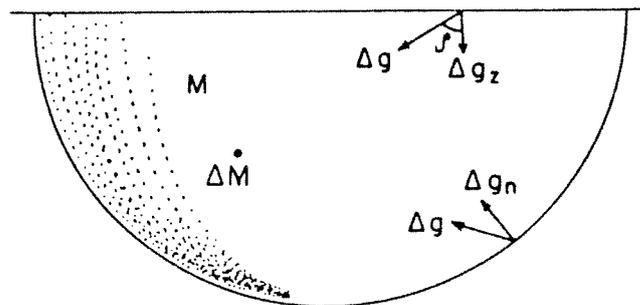


Abbildung 4.24: Darstellung einer Halbkugel mit unendlichem Radius zur
Berechnung der Masse M (Dehlinger, 1978)

Der Schwerefluß über der horizontalen Oberfläche ist:

$$\int_S g_n dS = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g_z dx dy = 2\pi GM$$

Damit gilt für die eingeschlossene Masse:

$$M = \frac{1}{2\pi G} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g_z dx dy$$

Die Differenzmasse zum umgebenen Gestein ist:

$$\Delta M = \frac{1}{2\pi G} \int_S \Delta g_z dS$$

Bei bekannten Dichten läßt sich somit die Masse des Störkörpers errechnen:

$$M_b = \frac{1}{2\pi G} \left(\frac{\rho_b}{\rho_b - \rho_c} \right) \int_S \Delta g_z dS$$

(Dehlinger, 1978)

In der Praxis löst man das Integral durch Aufsummieren möglichst kleiner Gitterelemente des Feldes.

Solch eine Störmasse läßt sich aber nur mit guter Genauigkeit ermitteln, wenn das Residualfeld bekannt, d.h. eine klare Feldertrennung ohne Schwierigkeiten durchgeführt worden ist.

Wie in den Kapiteln 4.5 bis 4.6 beschrieben wurde, ist das Regionalfeld für die Anomalie Nr.1 nicht eindeutig zu bestimmen. Da sich wahrscheinlich die Schwerewirkungen mindestens zweier Störkörper - ein Sedimentbecken und eine Granitintrusion - überlagern, kann eine Berechnung der Masse nur sehr grob angegeben werden. Bei Annahme, daß das Residualfeld 3.Ordnung [Abb. 4.11] den Anteil der Schwerewirkung des Granitkörpers am besten wiedergibt, lautet das Integral, angenähert durch eine Summation:

$$\int_S \Delta g_z dS \approx \sum_i \Delta g_z \Delta S = 1.74 * 10^{10} \text{ mgal m}^2$$

Damit ist die Defizitmasse, die die Anomalie des Residualfeldes 3.Ordnung erzeugt:

$$\Delta M \approx 4.15 * 10^{11} \text{ t}$$

Für mögliche Dichten eines Granitkörpers von $2.65 \frac{g}{cm^3}$ und $2.70 \frac{g}{cm^3}$ und angenommene Dichten von $2.75 \frac{g}{cm^3}$ und $2.80 \frac{g}{cm^3}$ für das umgebene Gestein sind die möglichen Massen M_b einer Granitintrusion berechnet worden. Die in der folgenden Tabelle angegebenen Kantenlängen a sollen bei Annahme eines würfelförmigen Körpers die Ausdehnung verdeutlichen:

$\rho_b [g/cm^3]$	$\rho_c [g/cm^3]$	$M_b [to]$	$a [km]$
2.65	2.75	$1.1 * 10^{13}$	16
2.65	2.80	$7.3 * 10^{12}$	14
2.70	2.75	$2.2 * 10^{13}$	20.2
2.70	2.80	$1.1 * 10^{13}$	16

Wie schon erwähnt, ist solch eine Rechnung nur als eine grobe Abschätzung zu betrachten, da das Residualfeld nicht genau genug bestimmt werden konnte und sowohl die Dichten für den Störkörper und sein Umgebungsgestein, als auch seine Geometrie nur einfache Modellannahmen sind.

Es läßt sich aber doch ein Ausdehnungsintervall abschätzen, in dem ein Störkörper einzuordnen ist. So bewegt sich die Ausdehnung der Intrusion bei einfacher Geometrie zwischen 14 und 20 km.

4.11 Modellrechnung

Für eine zweidimensionale Modellrechnung wurde ein Profil (A-B) gewählt, welches senkrecht zum Streichen der Schichten und Störungen und über den Schwerpunkt der Anomalie Nr.1 verläuft. Das Profil streicht entlang des Längengrades $-9^{\circ}40'$ [Abb. 4.3].

Nach dem Verfahren von Talwani et al. (1959) zur Berechnung von zweidimensionalen Schwerewirkungen vorgegebener Polygone ist ein Modell der oberen Kruste berechnet worden [Abb. 4.25]. Dieses Modell besitzt eine einfache Geometrie, da zuverlässige Informationen über den Verlauf der Schichten und Horizonte fehlen.

Refraktionsseismische Informationen, die herangezogen wurden, entstammen dem Profil S1 von Jacob et al. (1985) im Norden und dem Profil S2 von Egloff (1987) im Süden des gravimetrischen Profils (A-B). Die Dichten sind nach Nafe und Drake (1963) aus den seismischen Geschwindigkeiten berechnet worden:

Für das Profil S1 (im Westen):

	Tiefe [km]	v [km/s]	ρ [g/cm ³]
Sedimentdecke	0 - 3	5.0 - 5.4	2.60 - 2.80
Basement	3 - 18	6.0 - 6.4	2.75 - 2.85
untere Kruste	18 - 30	6.8 - 6.9	2.90 - 2.95

Für das Profil S2 (im Osten):

	Tiefe [km]	v [km/s]	ρ [g/cm ³]
Sedimentdecke	0 - 1	3.3 - 3.4	2.30 - 2.65
Basement	1 - 13	5.9 - 6.1	2.75 - 2.80
untere Kruste	13 - 28	6.4 - 6.6	2.85 - 2.95

Morris (1973) führte zudem umfangreiche Messungen der Dichte von oberflächennahen Gesteinen in ganz Irland durch, die für das Gebiet in der Umgebung des Profils (A-B) von Howard (1975) in der folgenden Tabelle zusammengefaßt worden sind:

Formation	Number of samples	Saturated-density range kg/m ³	Average sat. density kg/m ³	Porosity %	Standard deviation \pm kg/m ³
Namurian	37	2,611–2,750	2,680	3	30
Lr. Carb.	37	2,660–2,720	2,690	0.6	4
O.R.S. (I)	122	2,662–2,780	2,690	0.4	40
O.R.S. (D)	41	2,645–2,676	2,650	1.1	40
Lr. Slates	28	2,690–2,820	2,740	0.4	40
Dingle Beds	44	2,590–2,750	2,690	0.8	50
Annascaul Beds	19	2,656–2,852	2,750	3.1	60

Tabelle 4.1: Dichten der Gesteine in SW-Irland (Howard, 1975)

Sowohl der Old Red Sandstone der Iveragh-Halbinsel, als auch die Gesteinsfazien des Unteren Karbon nördlich der 'Herzynischen Front' besitzen eine durchschnittliche Dichte von $2.69 \frac{g}{cm^3}$, was in dem Modell auch für die gesamte Sedimentdecke angenommen wird. Morris (1975) gibt als durchschnittliche Dichte für die Granite Irlands $2.65 \frac{g}{cm^3}$ an.

In der Abbildung 4.25 ist sowohl das Dichtemodell, als auch ein geologisches Profil, das aus diesem Modell abgeleitet wurde, dargestellt.

Dieses Profil zeigt ein großes Sedimentbecken - das Munster Basin - im Süden mit einer maximalen Tiefe von 7 km, überwiegend gefüllt mit Old Red Sandstone der Dichte $2.69 \frac{g}{cm^3}$. Das Becken grenzt mit einer Störung, der 'Herzynischen Front' bei 32 km an das topographisch flachere Gebiet im Norden, das geringere Sedimentmächtigkeiten und anstehendes Unteres Karbon besitzt. Im Bereich von 10 bis 18 km erscheint eine Aufwölbung des Basements, die sich an der Oberfläche durch eine Antiklinar-Struktur mit anstehenden Sedimenten des Silur andeutet.

Der Granit liegt als Intrusion etwas nördlich des Munster Basin unterhalb der 'Reeks' mit einem starken Abfall seiner Nordflanke. Diese steile Flanke in Verbindung mit der Antikline des Basements erzeugt den großen Gradienten im Bereich der 'Herzynischen Front'. Diese 'Front' steht somit nicht in Zusammenhang mit dem Schweregradienten.

Der Granitkörper hat in diesem Modell eine Ausdehnung in Nord-Süd-Richtung von 13 km im oberen Bereich und bis zu 20 km in der Tiefe von 10 km, was somit die Volumenabschätzung aus der Massenberechnung [Kap. 4.10] bestätigt.

Kleine Unstimmigkeiten zwischen der berechneten und der gemessenen Schwere im Bereich von 50 bis 56 km hängen mit Seiteneinflüssen des Untergrundes zusammen, die in der 2-D-Modellrechnung nicht erfasst werden können, aber aus dem Verlauf des Profils [Abb. 4.3] nachzuvollziehen sind.

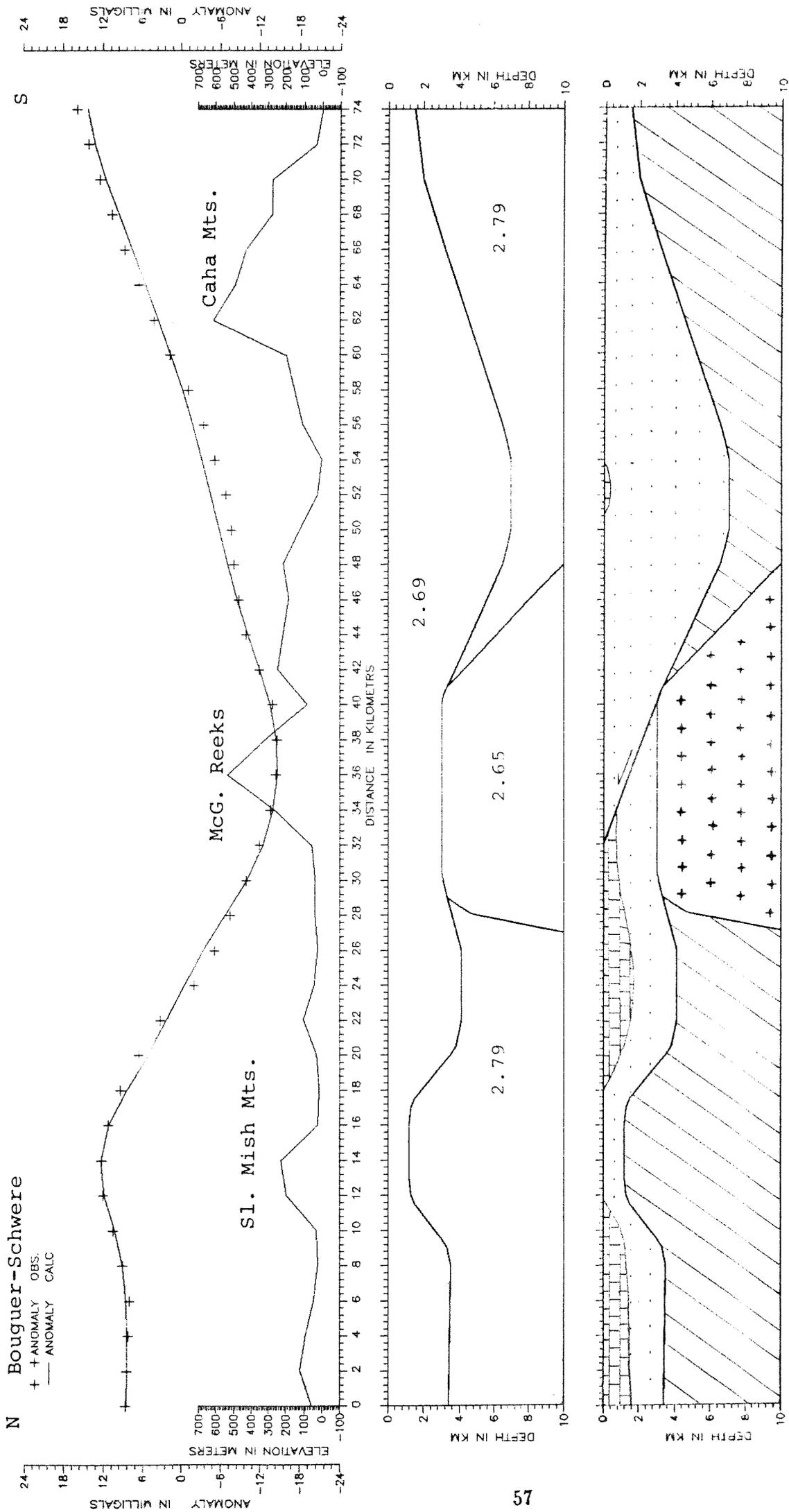


Abbildung 4.25: gravimetrisches 2-D Modell entlang des Profils (A-B) mit geologischem Profil; Dichten in g/cm^3

Kapitel 5

Bearbeitung der magnetischen Daten

5.1 Messung der Totalintensität

Die Bearbeitung der Daten des Magnetfeldes kann in dieser Arbeit nicht so ausführlich dargestellt werden, wie die der gravimetrischen Daten. Zum einen lagen Daten der vor vielen Jahren durchgeführten magnetischen Landvermessung SW-Irlands bis zum Abschluß dieser Arbeit nicht in digitaler Form vor, zum anderen wurden, wie sich später herausstellen sollte, westlich der Dingle Bucht eine große Anzahl von äußerst hochfrequenten Anomalien mit großer Amplitude beobachtet, die sich aber wegen der dafür zu großen Profilabstände nicht vernünftig auf einer Karte darstellen ließen. Des Weiteren existieren große Datenlücken aufgrund mehrmaliger Anfälle des Magnetometers, besonders in der Nordmatratze.

Zeitliche Variationen des Magnetfeldes wurden anhand der Messungen der magnetischen Komponenten vom 'Valentia Observatory' kontrolliert. Für einen magnetischen Sturm, der sich am 13.7.85 zwischen 12.00 und 21.00 GMT ereignete und Amplituden der Totalintensität bis zu 100 nT aufwies, waren die Daten nicht zu korrigieren, so daß diese Datensätze herausgenommen wurden. Dies betrifft ein Profil in der Nordmatratze.

Eine weitere Schwierigkeit bestand in dem Glätten der sehr stark um ihren Mittelwert gestreuten Werte der Totalintensität. Beim numerischen Glätten sind die sehr hochfrequenten Anomalien beschnitten worden, so daß teilweise eine manuelle Glättung unter Zuhilfenahme des Analogschriebes erfolgen mußte. Dabei wurde für die großräumige Karte [Abb. 5.1] stärker geglättet, um Isolinien mit einem Konturenabstand von 20 nT auch für das Gebiet westlich der Dingle Bucht zeichnen zu können. Diese Karten enthalten also für sehr hochfrequente Anomalien nicht die wahren Amplituden.

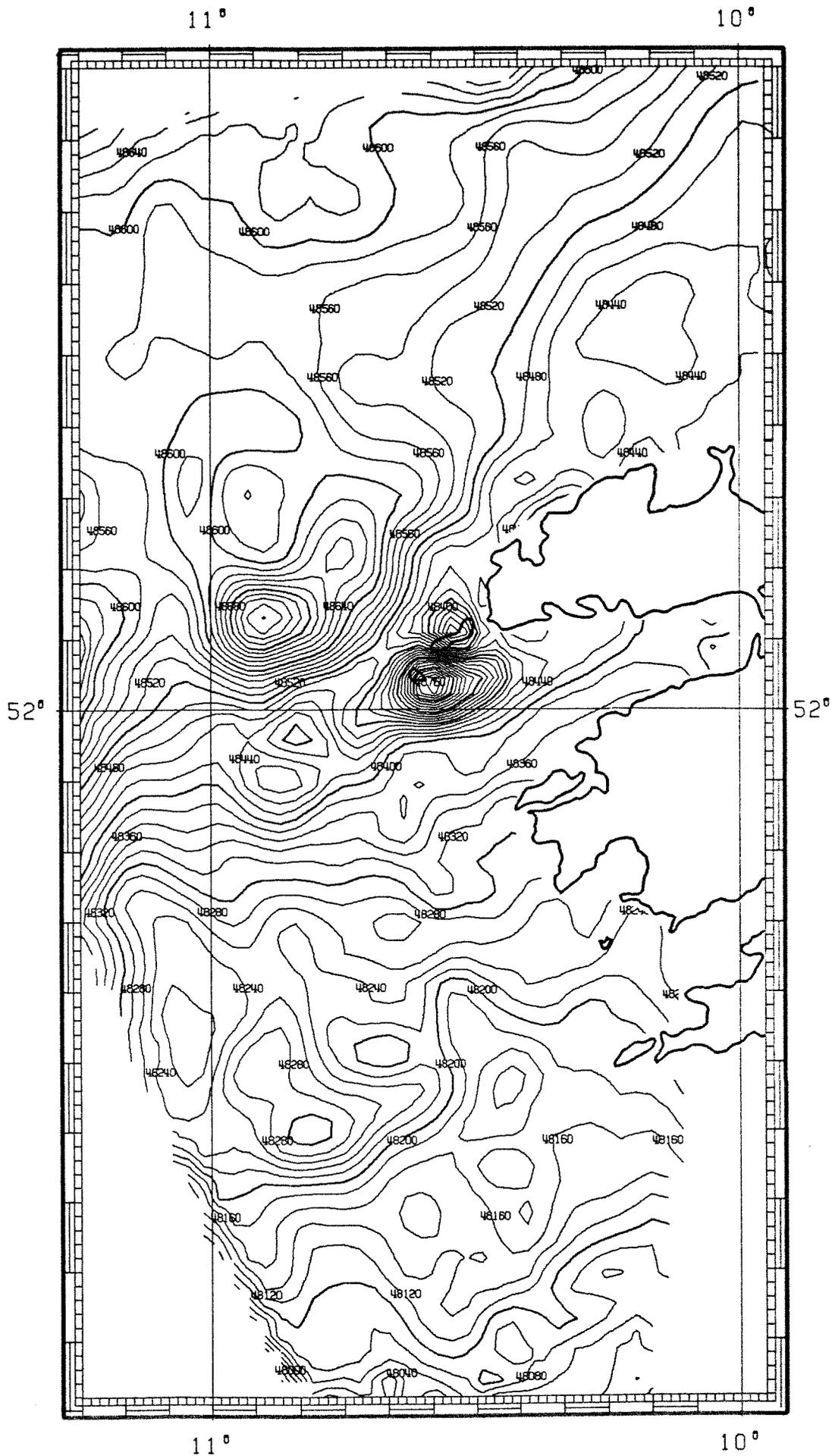
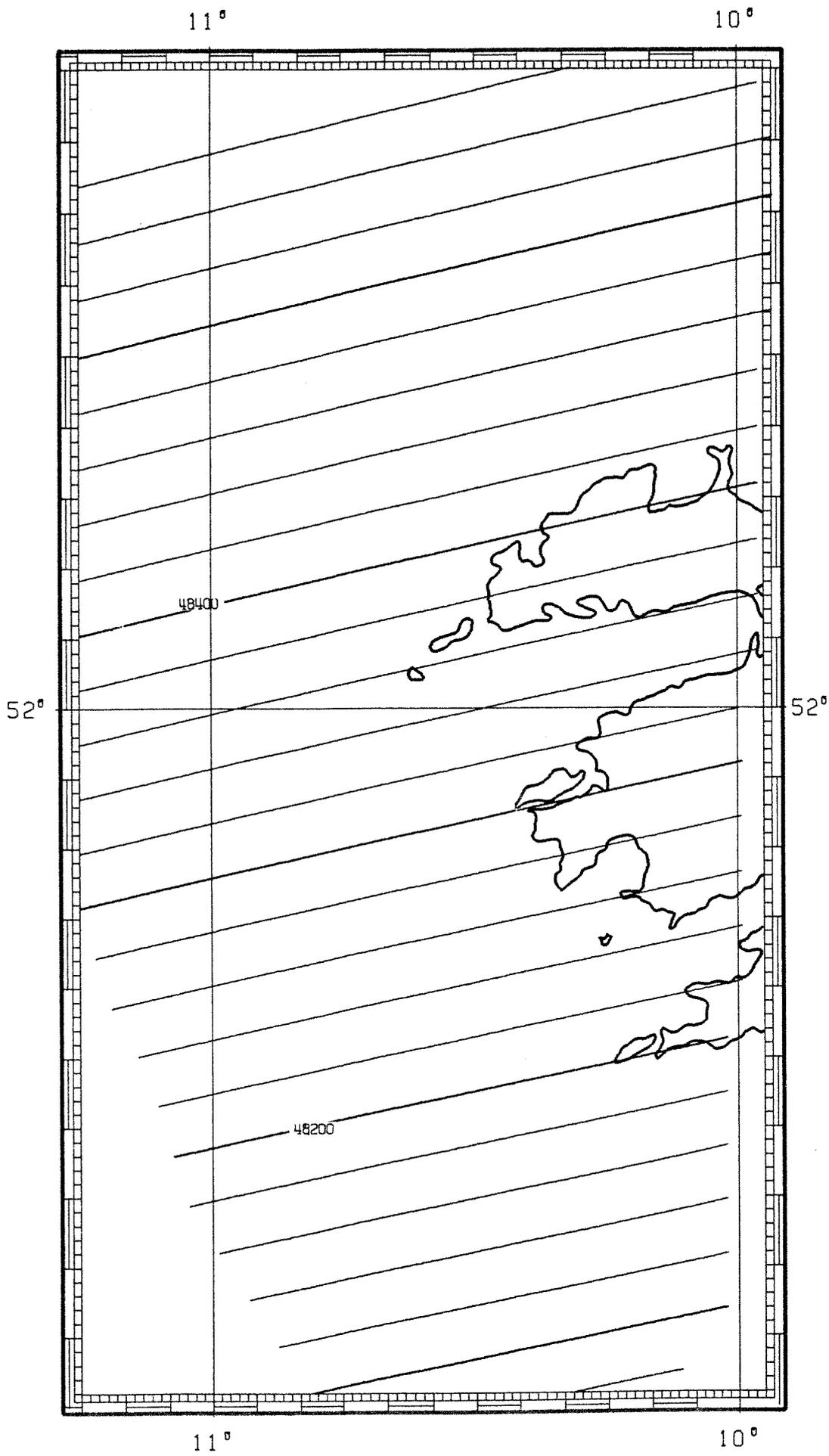
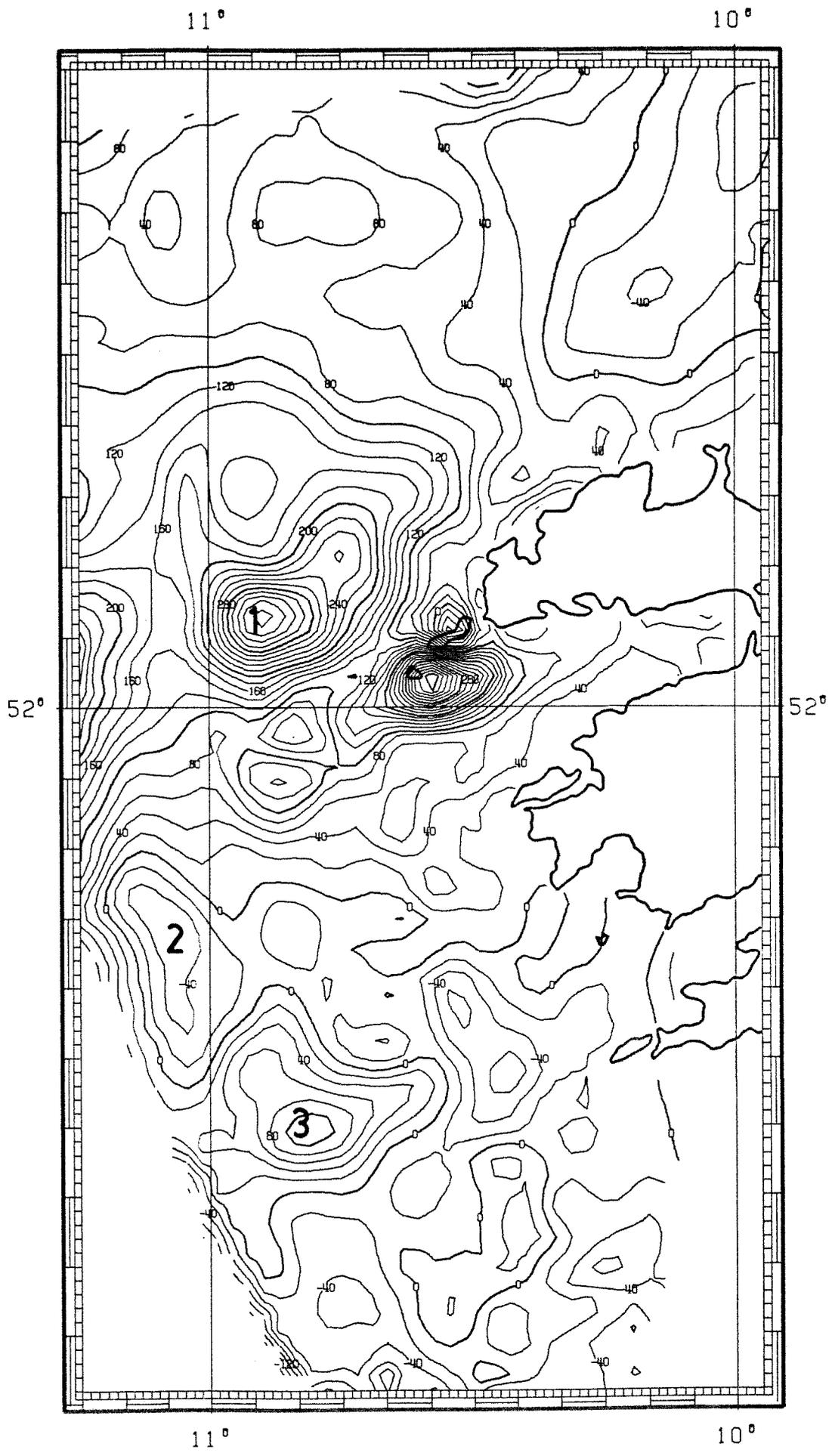


Abbildung 5.1: Gemessene Totalintensität der Magnetik, Konturen-Intervall 20 nT



REFERENCE : 52.0 DEG
SCALE 1 : 750000

Abbildung 5.2: IGRF 85, Konturen-Intervall 20 nT



REFERENCE : 52.0 DEG
 SCALE 1 : 750000

Abbildung 5.3: Residualfeld der Magnetik, Konturen-Intervall 20 nT

5.2 Referenz- und Residualfeld

Das Internationale Geomagnetische Referenzfeld (IGRF) der Erde von 1985 liefert für den Bereich SW-Irlands die in der Abbildung 5.2 dargestellten Isolinien. Um den lokalen Feldanteil bestimmen zu können, wird das Referenzfeld vom gemessenen Feld subtrahiert. Die Abbildung 5.3 zeigt das Residualfeld.

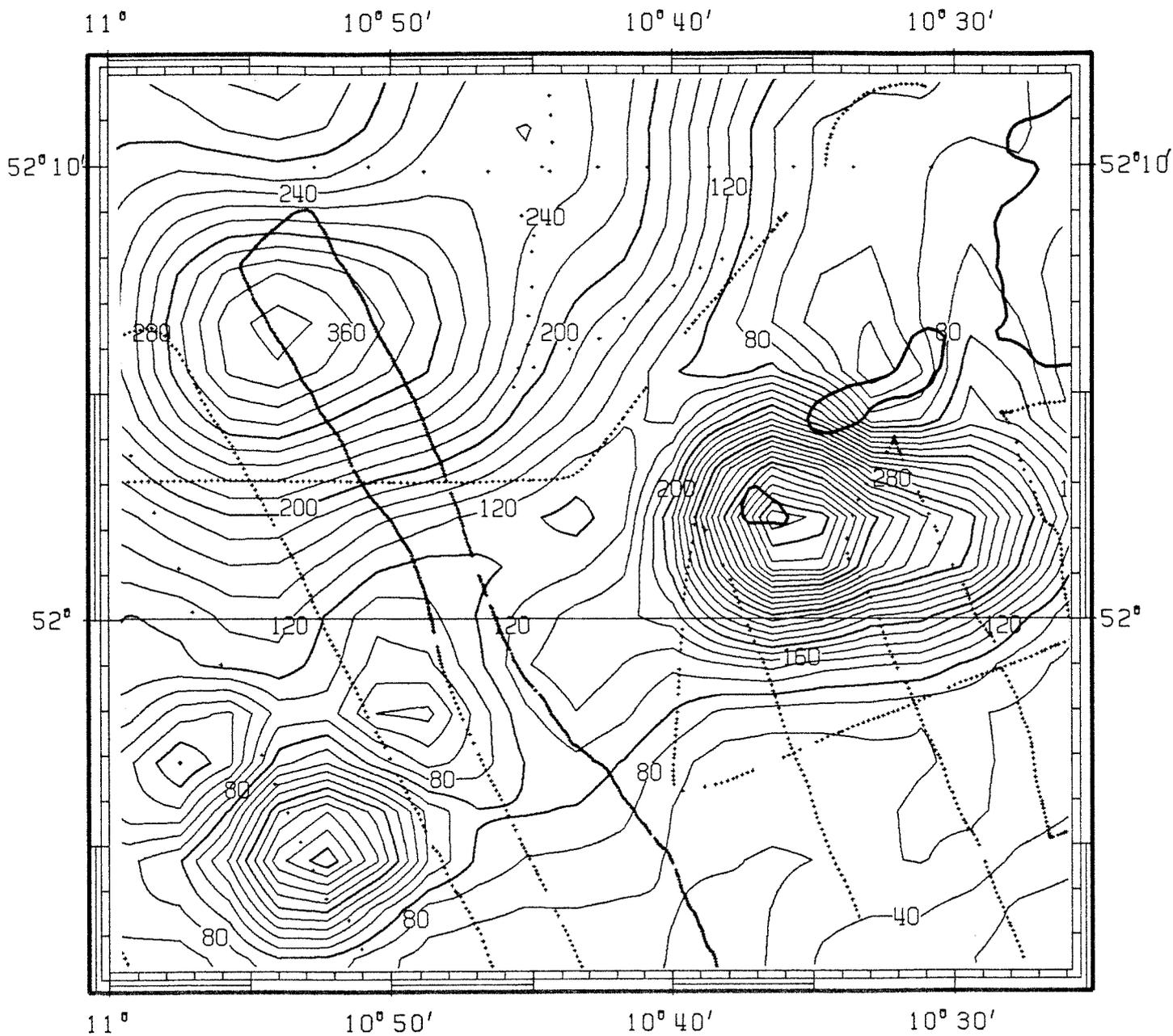
5.3 Beschreibung der Magnetfeld-Karten

Das Magnetfeld [Abb. 5.3] zeigt eine vom Feld der Bouguer-Schwere [Abb. 4.3] verschiedene Verteilung seiner Anomalien. Auffallend ist das Gebiet sehr hochfrequenter Anomalien mit Amplituden von mehreren hundert nT im Bereich der Inseln Great Blasket und Inishvickillane, westlich der Dingle Bucht, die aber, wie schon erwähnt, in ihren Amplituden und Ausdehnungen nicht ganz der Realität entsprechen. Eine große positive Amplitude (Nr.1) von ca. 160 nT liegt mit ihrem Maximum bei $-10^{\circ}55'$ und $52^{\circ}07'$. Weitere Anomalien befinden sich in der Südhälfte von -40 nT bei $-11^{\circ}05'$ und $51^{\circ}40'$ (Nr.2) und von 80 nT südöstlich davon bei $-10^{\circ}50'$ und $51^{\circ}30'$ (Nr.3).

Ein Ausschnitt dieser Karte ist in Abbildung 5.4 dargestellt. Sie zeigt die Anomalien mit größerer Auflösung und schwächer geglätteten Magnetfelddaten. Zusätzlich sind die Meßpunkte angegeben, um zu zeigen, daß sich die hochfrequenten Anomalien auf dieser Karte nur qualitativ andeuten lassen. In der Abbildung 5.5 ist die Totalintensität eines Profils mit einer dieser Anomalien dargestellt.

Bei den Anomalien handelt es sich vermutlich um basische Intrusionen, die als die westliche Fortsetzung eines südlichen Vulkangürtels (Phillips et al., 1976) während der Subduktion des Iapetus interpretiert werden könnten.

Um aber diese Anomalien und ihre Ursache genauer erfassen zu können, ist es erforderlich, dieses Gebiet mit dichten Meßprofilen zu belegen.



REFERENCE : 52.0 DEG
 SCALE 1 : 250000

Abbildung 5.4: Ausschnitt des Residualfeldes im Westen der Dingle-Bucht mit den Meßpunkten; Konturen-Intervall 20 nT

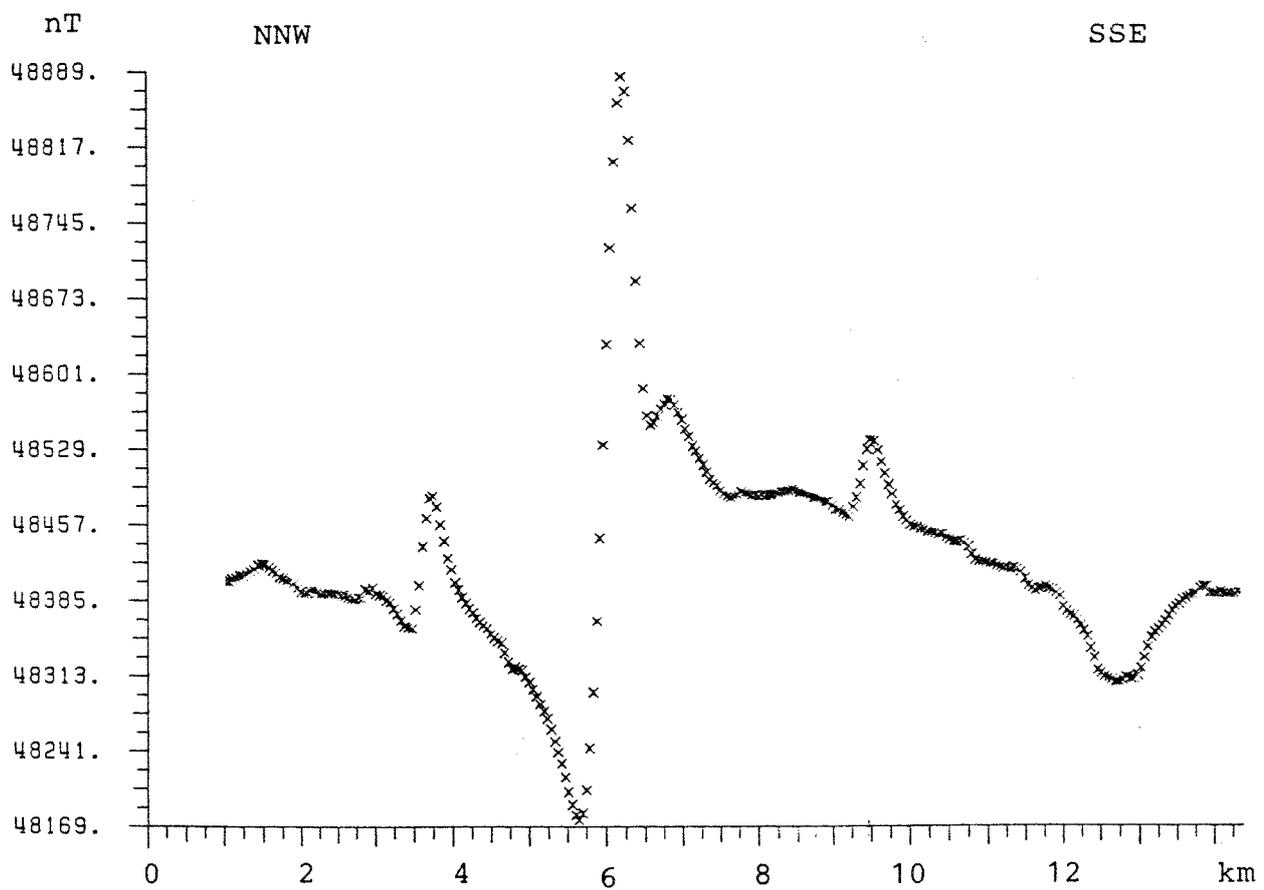


Abbildung 5.5: Totalintensität, Profil 105 mit Maximum bei $51^{\circ}56'30''$ und $-10^{\circ}49'30''$

Kapitel 6

Zusammenfassung und Schlußfolgerung

Nach aufwendiger Bearbeitung der Navigation mit Koppelung der Daten an die Satelliten-Fixe, ist eine Bouguer-Schwerekarte Süd-West Irlands mit seinem angrenzenden Schelfgebiet erstellt worden.

Es wurde die von Landmessungen bekannte Schwereanomalie (Nr.1) im Bereich der Iveragh-Halbinsel zum Schelfgebiet hin abgegrenzt, ein steiler Gradient entlang der Dingle-Bucht beobachtet und weitere Anomalien im Schelf entdeckt.

Im Verlauf der weiteren Bearbeitung zeigt sich, daß für eine Bestimmung der Regional- und Residualfelder sowohl die Entwicklung nach orthogonalen Polynomen, als auch eine Filterung im Wellenzahlbereich jeweils allein nicht ausreicht. In Abhängigkeit der jeweiligen Anomalie, die interpretiert werden soll, nähert das eine oder das andere Verfahren die Felder am besten an.

Für eine Interpretation der tieffrequenten dominierenden Anomalie Nr.1 scheint das Regionalfeld nach der Polynomentwicklung 2. und 3.Ordnung hinreichend angenähert zu sein. Für die hochfrequenten Anomalien Nr.2, 3 und 4 wurde das Feld im Wellenzahlbereich mit einer Wellenlänge von 60 km gefiltert und somit das Regional- und Residualfeld bestimmt.

Das Spektrum des Feldes deutet eine Tiefe der Grenze von oberer zu unterer Kruste zwischen 11 und 17 km und eine Tiefe eines oder mehrerer Störkörper zwischen 3 und 10 km an.

Sowohl die erste und zweite Ableitung des Bouguer-Feldes, als auch seine Fortsetzung in die Höhe von 6 und 14 km grenzen die Lokalisation der Quelle der Anomalie Nr.1 nur unscharf ein.

Die Unbestimmtheit in der Feldertrennung läßt darauf schließen, daß ein Störkörper allein innerhalb eines dichtehomogenen Umgebungsgesteins die Anomalie nicht erzeugt. In Zusammenhang mit der Existenz des Munster Basin - ein Old Red Sandstone Becken im Süd-Westen Irlands - liegt es nahe, daß ein Störkörper innerhalb dieses Beckens das gravimetrische Tief enorm verstärkt. Es wird angenommen, daß es sich dabei um eine Granitintrusion handelt, die in die Reihe der synorogenen Plutonite Irlands - wie der Leinster Granit - hineinpaßt.

In einem gravimetrischen Modell, entlang eines Nord-Süd-Profiles, wird ein Granitkörper mit einer Tiefe zwischen 3 und 10 km und einer Ausdehnung in Nord-Süd-Richtung zwischen 13 und 20 km postuliert, der sich am Nordrand des Sedimentbeckens befindet. Eine Ausdehnung durch Berechnung der Defizitmasse, die die Anomalie erzeugt, läßt sich ebenfalls auf ein Intervall zwischen 13 und 20 km abschätzen, wobei aber diese Abschätzung von der Genauigkeit der Residualfeldbestimmung abhängt und daher mit großer Unsicherheit behaftet ist.

Vermutlich wird der Schweregradient im Bereich der Dingle-Bucht durch die steile Nordflanke des Granits in Verbindung mit einer Aufwölbung des Basements entlang der Dingle-Halbinsel erzeugt.

Seismische Untersuchungen in diesem Gebiet sind nötig, um dieses Modell zu stützen, denn trotz der intensiven Bearbeitung der Bouguer-Schweredaten mit mathematischen Verfahren bleibt eine Unsicherheit durch die Vieldeutigkeit bei der Interpretation von Potentialverfahren.

Nach Bearbeitung der Magnetfelddaten zeigt das Feld bei Abzug des Referenzfeldes starke, sehr hochfrequente Anomalien westlich der Dingle-Bucht, die aber aufgrund des großen Profilabstandes nicht besser aufzulösen sind.

Geologische Beobachtungen lassen vermuten, daß diese Anomalien ihre Ursache in basischen und ultrabasischen Intrusionen haben.

Um eine genaue Interpretation mit Polreduktion und Modellrechnung durchführen zu können, wäre es nötig, das Gebiet westlich der Dingle-Bucht mit sehr dichten Meßpunkten zu belegen. Man wäre dann in der Lage, alle hochfrequenten Anomalien auf großflächigen Karten darzustellen und eine zusammenhängende Interpretation durchzuführen. Interessant wäre auch ein Vergleich mit den von Howard (1975) interpretierten Anomalien im Osten der Dingle-Bucht, auf die in dieser Arbeit aber nicht näher eingegangen wird.

Benutzte Rechenprogramme

In der folgenden Liste sind die Programme aufgeführt, die für die Erstellung dieser Arbeit angewendet worden sind:

- FIXKOP - Koppeln von Navigationsdaten an Satelliten-Fixe
- GRAVTEST - Profildarstellung von Meßdaten (Goldschmidt)
- KREUZ - Berechnung der Kreuzungspunkte der Profile (Liebe)
- LINTRA - Lineare Transformation zur Filterung, Ableitung, Feldfortsetzung und Polreduktion von Potentialfeldern (Tödt, 1984 mit Unterprogrammen von Naidu und Temperton)
- NIHYBE - Berechnungen für Hyperbelnavigationswerte (Klüger vom DHI)
- REDUKT - Reduktion von Gravitationsdaten (Liebe)
- STAMPEDE - Bearbeitung von Daten zur Erstellung von Isolinienkarten: Polynomentwicklung zur Feldertrennung (Gussow et al., 1968), modifiziert nach Müller und Tödt
- TWGRAV - 2-D Modellrechnung (Talwani et al., 1959), modifiziert nach Müller, Tödt und Kaminski

Des weiteren wurden zahlreiche Programme zum Umformatieren, Sortieren, Filtern und Glätten von Datensätzen geschrieben.

Literatur

- [1] **Anderson, J.G.C., Owen, T.R.:** The Structure of the British Isles; Pergamon Press, London, 1980.
- [2] **Baranov, W.:** A New Method for the Interpretation of Aeromagnetic Maps: Pseudo Gravimetric Anomalies; *Geophysics*, 22, 359 - 383, 1957.
- [3] **Baranov, W.:** Potential Fields and their Transformation in Applied Geophysics; Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart, 1975.
- [4] **Bevins, R.E., Stillman, C.J., Furnes, H.:** A Review of Caledonian Volcanicity in the British Isles and Scandinavia; in: Gayer, R.A.: The Tectonic Evolution of the Caledonide-Appalachian Orogen; 1985.
- [5] **Bodenseewerk:** Seagravimeter System KSS 30; Bodenseewerk Geosystem GmbH, Überlingen, 1981.
- [6] **Bott, M.H.P.:** A Geophysical Study of the Granite Problem; *Quat. Jour. Geol. Soc.*, 112, 1, 1956.
- [7] **Bott, M.H.P.:** Gravity Investigations of Subsurface Shape and Mass Distributions of Granite Batholiths; *Bull. Geol. Soc. Am.*, 78, 1967.
- [8] **Bott, M.H.P.:** Negative Gravity Anomalies over Acid 'Intrusions' and their Relations to the Structure of the Earth's Crust; *Geol. Mag.*, 90, 1953.
- [9] **Bott, M.H.P.:** The Geological Interpretation of a Gravity Survey of the English Lake District and the Vale of Eden; *Jl. Geol. Soc. Lon.*, 130, 1974.
- [10] **Capewell, J.G.:** The Old Red Sandstone Group of Iveragh, Co. Kerry; *Proc. Roy. Ir. Acad.*, 75, B, 6, 1975.
- [11] **Davey, F.J.:** Bouguer Anomaly Map of the North Celtic Sea and Entrance to the Bristol Channel; *Geoph. J. R. Astr. Soc.*, 22, 1970.
- [12] **Day, G.A., Williams, C.A.:** Gravity Compilation in the N.E. Atlantic and Interpretation of Gravity in the Celtic Sea; *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 8, 1970.

- [13] **Dean, W.C.:** Frequency Analysis for Gravity and Magnetic Interpretation; *Geophysics*, 23, 1, 1958.
- [14] **Dehlinger, P.:** Marine Gravity; Elsevier Sci. Publ. Company, Amsterdam, Oxford, New York, 1978.
- [15] **Deutsches Hydrographisches Institut:** Westküste von Irland, Karte Nr.377, DECCA Ausgabe 1981.II: DHI, 1981.
- [16] **Egloff, R.:** Refraktionsseismische Ergebnisse am passiven Kontinentalrand süd-westlich von Irland; Diplomarbeit, Hamburg, 1987.
- [17] **Elkins, T.A.:** The Second Derivative Method of Gravity Interpretation; *Geophysics*, 16, 1951.
- [18] **Geological Map of Ireland;** 3.edition, Geol. Survey of Ireland, 1962.
- [19] **Goldschmidt, A.:** Das Schwerefeld der Nordsee und seine erste Interpretation; Diplomarbeit, Hamburg, 1986.
- [20] **Gorling, L., Roeser, H.A.:** Ein Verfahren zur Verbesserung der Navigation von Forschungsschiffen; *Geol. Jahrbuch*, 31, 1985.
- [21] **Grant, F.S., West, G.F.:** Interpretation Theory in Applied Geophysics; McGraw-Hill Book Company, New York, 1965.
- [22] **Gravity Anomaly Map of Ireland;** Dublin Inst. for Advanced Studies, 1974.
- [23] **Gussow, D.W., Hunter, R.J., Korfage, H., Pellant, B.:** Surface Techniques, Annotation and Mapping Programs for Exploration Development and Engineering; IBM Program Manual, 1968.
- [24] **Hahn, A., Kind, E.G., Mishra, D.C.:** Depth Estimation of Magnetic Sources by Means of Fourier Amplitude Spectra; *Geoph. Prosp.*, 24, 1976.
- [25] **Harnisch, D.:** Gravimetrische und Magnetische Messungen zur Lokalisation von Chromiterzen in ultrabasischen Gesteinen; Diplomarbeit, Hamburg, 1978.
- [26] **Holland, C.H. (ed.):** A Geology of Ireland; Scottish Academic Press, Edinburgh, 1981.
- [27] **Howard, D.W.:** Deep-Seated Igneous Intrusions in Co.Kerry; *Proc. Roy. Ir. Acad.*, 75, B, 7, 1975.

- [28] **Jacob, A.W.B., Kaminski, W., Murphy, T., Phillips, W.E.A., Prodehl, C.:** A Crustal Model for a Northeast - Southwest Profile through Ireland; *Tectonophysics*, 113, 1985.
- [29] **Jung, K.:** *Schwerkraftverfahren in der Angewandten Geophysik*; Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.G., Leipzig, 1961.
- [30] **Kanasewich, E.R., Agarwal, R.G.:** Analysis of Combined Gravity and Magnetic Fields in Wave Number Domain; *Jour. Geoph. Res.*, 75, 29, 1970.
- [31] **Lagios, E.:** Gravity and Other Geophysical Studies Relating to the Crustal Structure of South - East Scotland; PH.D.-thesis. Univ. of Edinburgh, 1979.
- [32] **Laurila, S.:** *Electronic Surveying and Navigation*; John Wiley & Sons, 1976.
- [33] **Liebe, Th.:** Genauigkeitsbetrachtung und Kriterien zur Erstellung einer Seegravimetrischen Karte; Diplomarbeit, Hamburg, 1986.
- [34] **Makris, J.:** Aufbau der Kruste in den Ostalpen aus Schweremessungen und die Ergebnisse der Refraktionsseismik; Dissertation, Hamburg, 1971.
- [35] **Makris, J., Tödt, K.-H.:** Celtic Onshore Offshore Lithospheric Experiment (COOLE 85); *Fahrtbericht Valdivia* 31, 1985.
- [36] **Masson, D.G., Miles, P.R., Max, M.D., Scrutton, R.A., Inamdar, D.D.:** A Free-Air Gravity Anomaly Map of the Irish Continental Margin and a New Gravity Model across the Southern Porcupine Seabight; *Geol. Survey of Ireland, Rep. Series 1985/4 (Geophysics)*.
- [37] **Max, M.D., Inamdar, D.D., McIntyre, T.:** Compilation Magnetic Map: The Irish Continental Shelf and Adjacent Areas; *Geol. Survey of Ireland, Rep. Series 1982/2 (Geophysics)*.
- [38] **Max, M.D., Ryan, P.D., Inamdar, D.D.:** A Magnetic Deep Structural Geology Interpretation of Ireland; *Tectonics*, 2, 5, 1983.
- [39] **Militzer, H., Weber, F.:** *Angewandte Geophysik. Band 1: Gravimetrie und Magnetik*; Springer Verlag Wien, New York; Akademie-Verlag Berlin; 1984.
- [40] **Mineral Deposits of Ireland**; Crowe, Schaffalitzky & Associates Ltd., Dublin; Environmental Resources Analysis Ltd., Dublin; 1984.

- [41] **Morris, P.:** Density, Magnetic and Resistivity Measurements on Irish Rocks; Commun. Dublin Inst. of Advanced Studies, Ser.D. Geoph. Bull. 31, 1973.
- [42] **Murphy, T.:** Gravity Anomaly Map of Ireland. Comm. Dublin Inst. Adv. Stud. Ser. D, Geophys. Bull., 32, 1974.
- [43] **Nafe, J.E., Drake, C.I.:** Physical Properties of Marine Sediments; in: Hill, M.N.(ed.): The Sea, Vol.3. Interscience. S. 794-814, 1963.
- [44] **Naidu, P.S.:** Fourier Transform of Large Scale Aeromagnetic Field Using a Modified Version of Fast Fourier Transform: Pageoph., 81, 1970.
- [45] **Naylor, D.:** A Structural Section across the Variscan Fold Belt. Southwest Ireland: Jour. Earth Sci. R. Dubl. Soc., 1, 1978.
- [46] **Naylor, D., Jones, P.C., Matthews, S.C.:** Facies Relationships in the Upper Devonian - Lower Carboniferous of Southwest Ireland and Adjacent Regions: Geol. Jour., 9, 1, 1974.
- [47] **Naylor, D., Shannon, P.M.:** The Geology of Offshore Ireland and West Britain: Graham & Trotman Ltd., London, 1982.
- [48] **Ordnance Survey of Ireland:** Sheet 20, Dingle Bay, Dublin 1984: Sheet 24, West Cork. Dublin 1982.
- [49] **Parkin, J.:** Silurian Rocks of Inishvickillane, Blasket Islands, Co.Kerry: Sci. Proc. Roy. Dubl. Soc., A, 5, 17, 1974.
- [50] **Phillips, W.E.A., Stillman, C.J., Murphy, T.:** A Caledonian Plate Tectonic Model; Jl. Geol. Soc. Lon., 132, 1976.
- [51] **Rosenbach, O.:** Quantitative Studies Concerning the Vertical Gradient and Second Derivative Methods of Gravity Interpretations: Geoph. Prosp., 2, 1954.
- [52] **Schönenberg, R., Neugebauer, J.:** Einführung in die Geologie Europas; Verlag Rombach, Freiburg, 1981.
- [53] **Talwani, M., Worzel, M., Landisman, M.:** Rapid Gravity Computations for Twodimensional Bodies with Application to the Mendocine Submarine Fracture Zone; Jour. Geoph. Res., 64, 1959.
- [54] **Telfort, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A.:** Applied Geophysics; Cambridge University Press, Cambridge, 1976.
- [55] **Temperton, C.:** Mixed Radix Fast Fourier Transform; European Center for Medium Range Weather Forecast, Techn. Rep., 3, 1977.

- [56] **Tödt, K.-H.:** Geothermische Anomalie Urach: Gravimetrie und Magnetik; Dissertation, Hamburg, 1984.
- [57] **Uenzelmann, G.:** Interpretation geomagnetischer Anomalien im Iran: Diplomarbeit, Hamburg, 1985.
- [58] **Vosberg, H.:** Erstellung und Interpretation einer Schwerekarte von Ostmazedonien (Nordgriechenland): Diplomarbeit, Hamburg, 1984.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. J. Makris bin ich dankbar, daß durch die seegeophysikalischen Vermessungen für das Projekt COOLE 85 diese Arbeit ermöglicht werden konnte. Ich danke ihm auch für die Betreuung, die Anregungen und Kritiken zu dieser Arbeit.

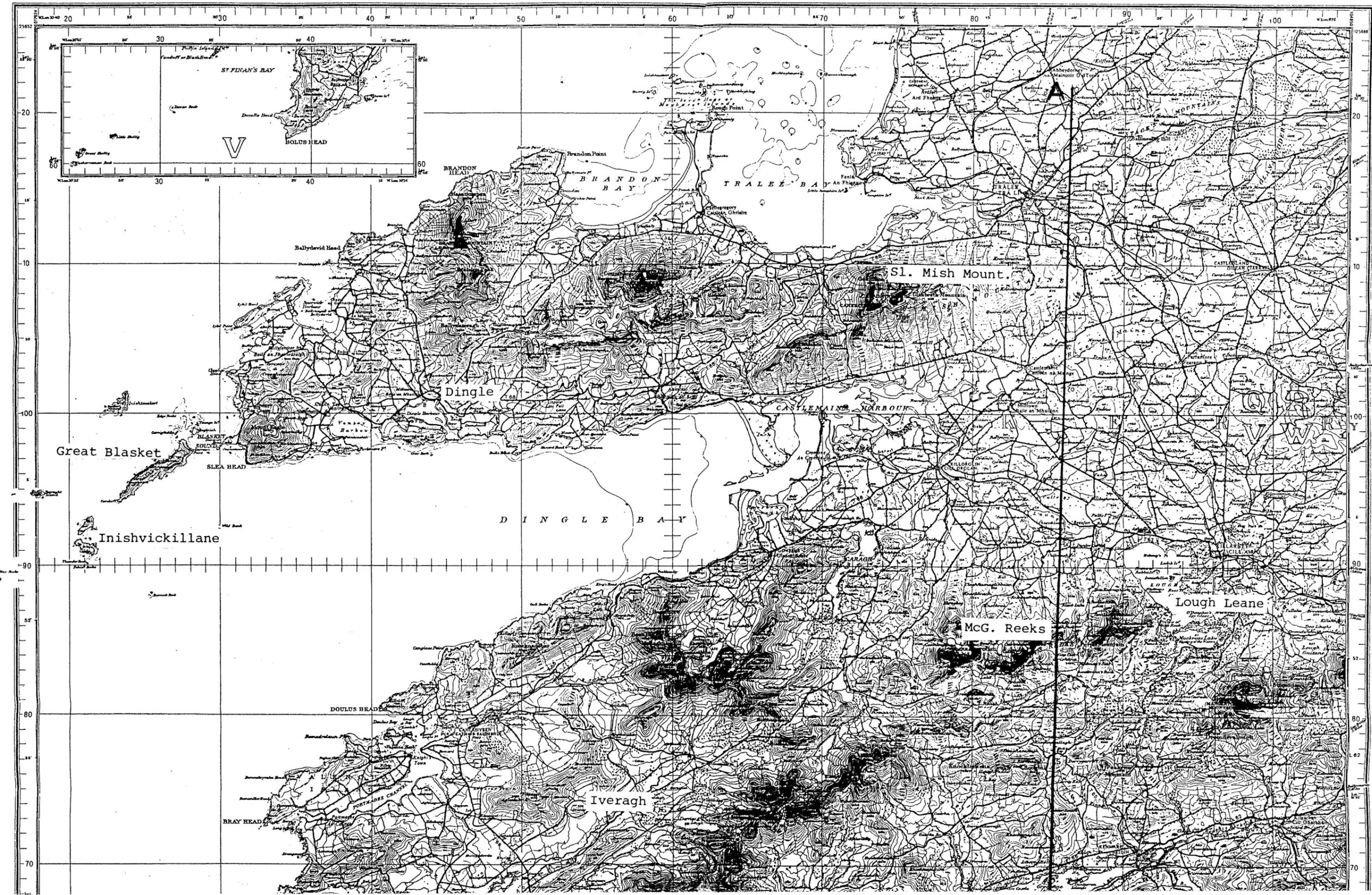
Meinen Dank spreche ich auch Herrn Prof. Dr. A. Behle für die sorgfältige Durchsicht, den ergänzenden Kommentaren und der Beurteilung aus.

Herrn Dr. Tödt danke ich für die kritischen Anregungen und Diskussionen und das Bereitstellen der Programme.

Dem Dublin Institute for Advanced Studies (DIAS) in Irland bin ich für die Bereitstellung der Landdaten dankbar. Prof. Dr. T. Murphy, Prof. Dr. B. Jacob und Dr. P. Readman vom DIAS haben mich mit Ratschlägen und Informationen wertvoll unterstützt.

Ebenso trugen Prof. Dr. P. Mohr und Prof. Dr. P. Ryan vom University College Galway, Irland, mit wichtigen Informationen und Diskussionen über die Geologie Irlands zum Gelingen dieser Arbeit bei.

Nicht zuletzt danke ich sowohl der Besatzung der FS 'Valdivia', als auch den Mitarbeitern und Kommilitonen des Instituts für Geophysik für ihre Unterstützung.



Great Blasket

Inishvickillane

Dingle

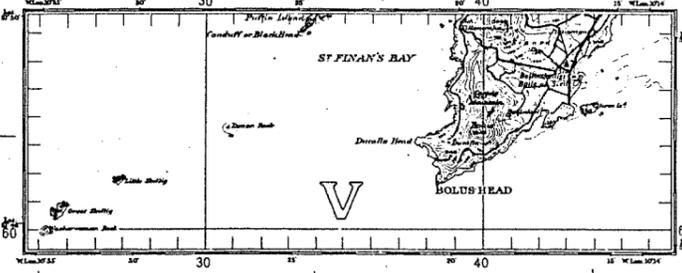
DINGLE BAY

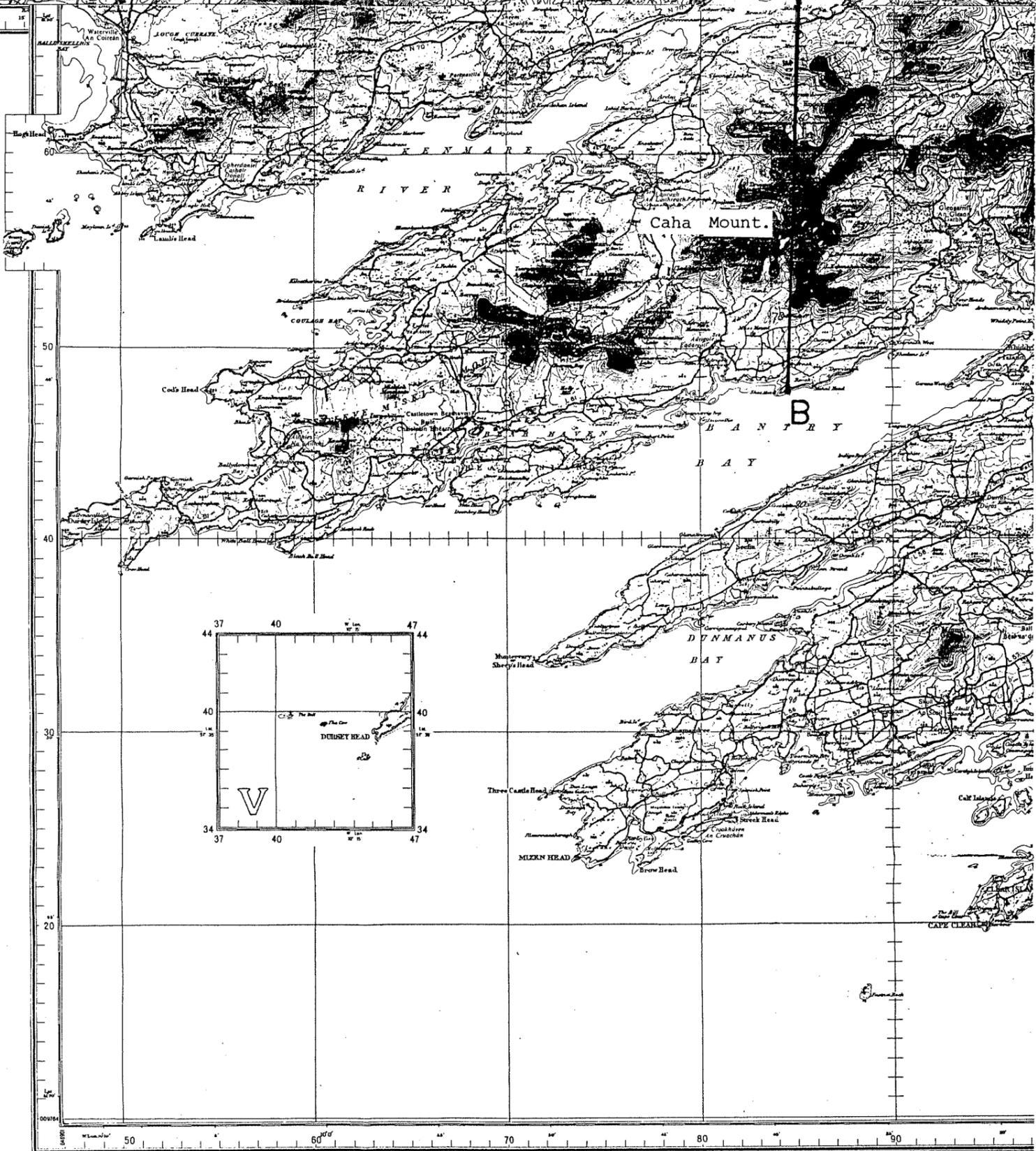
Iveragh

St. Mish Mount.

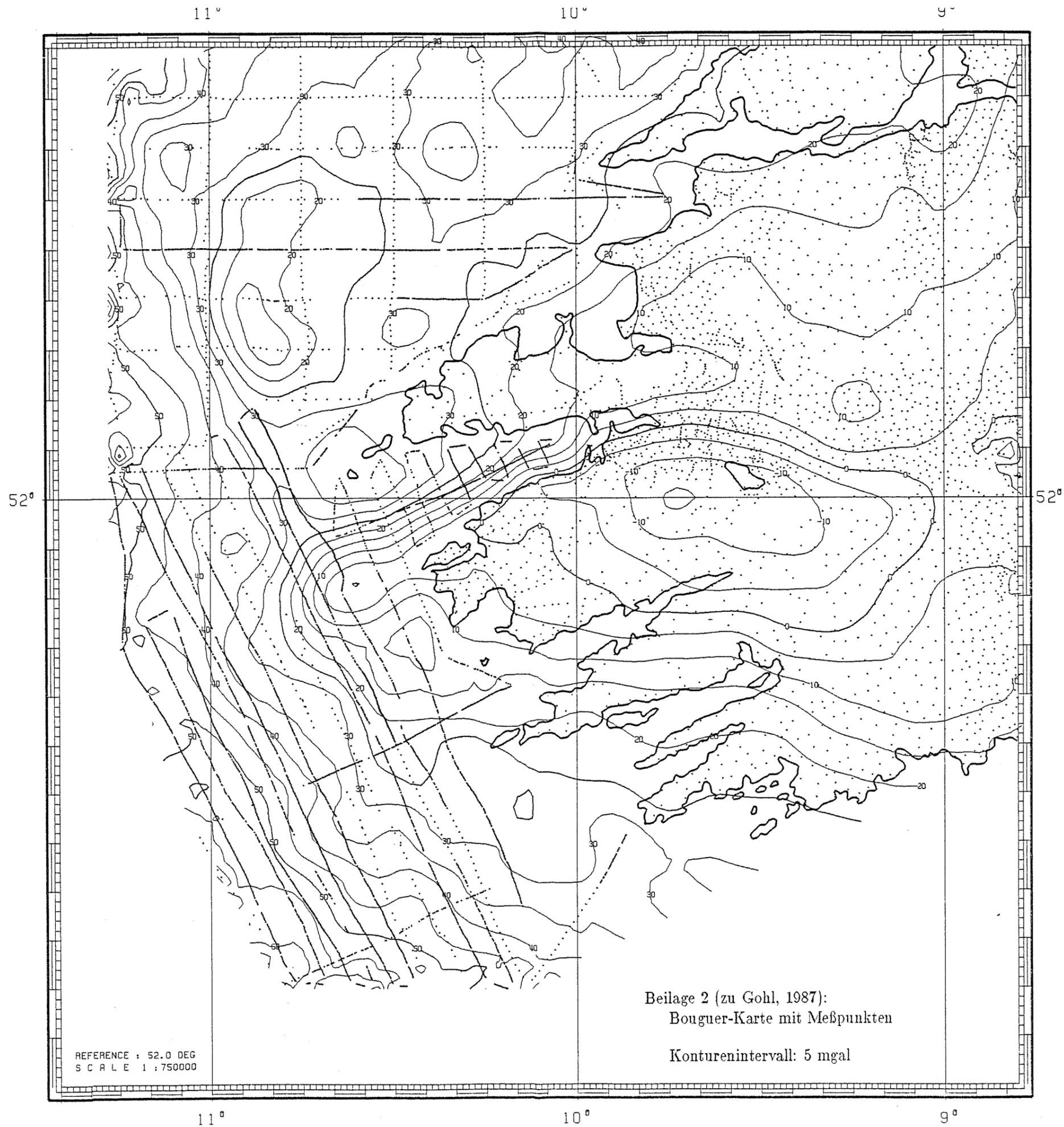
McG. Reeks

Lough Leane





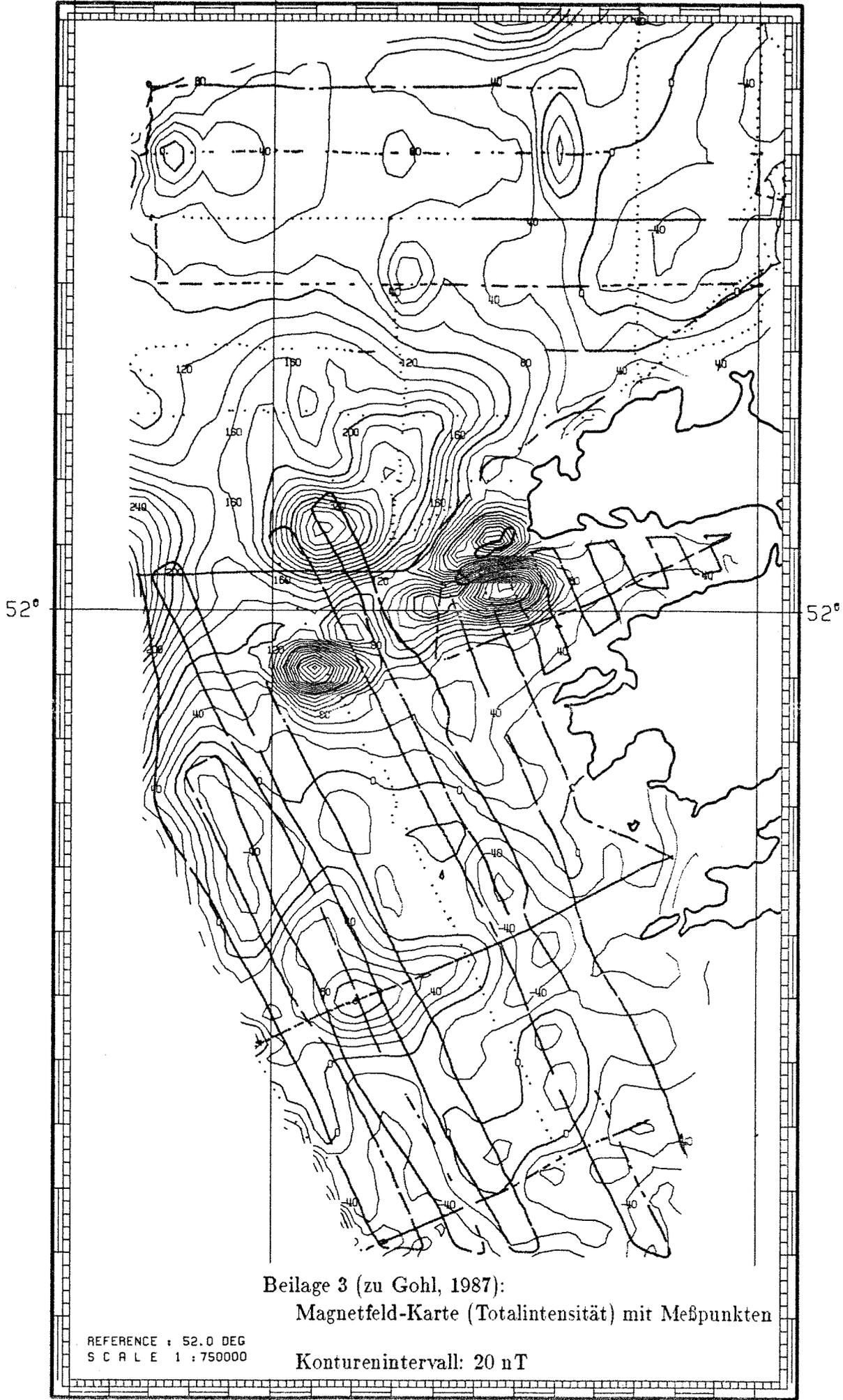
Beilage 1 (zu Gohl, 1987):
 SW-Irland, Topographische Karte 1:235000
 (Ordnance Survey of Ireland, 1982 u. 1984)
 A-B: gravimetrisches Profil



12°

11°

10°



12°

11°

10°