

Werk

Jahr: 1974

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 Z NAT 2148:40

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN1015067948_0040

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN1015067948_0040

LOG Id: LOG_0010

LOG Titel: Seegravimetrie

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN1015067948

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN1015067948>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=1015067948>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

Review Article

Seegravimetrie

U. Fleischer

Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg

Eingegangen am 12. Dezember 1973

Shipboard Gravity Measurements

Abstract. After a brief historical review a description of those instruments is given which are in use for the measurements of gravity aboard surface ships. Problems with different kinds of filtering and the effect of accelerations on gyro-stabilized gravimeters are discussed, followed by a mathematical evaluation of cross-coupling and off-leveling errors. In addition, methods of navigation and reduction of sea gravity data are dealt with. At last, there is a general review of activities in marine gravity work and an interpretation of gravity anomalies of different North Atlantic structures, surveyed by German research vessels.

Key words: Gravity: Gravity at Sea; Gravity Anomalies; Gravity Correlations — Gravimetry: Cross-Coupling Effects — Geophysics: Marine Geophysical Surveys — Measurement Methods: Gravity Measurements at Sea — Instruments: Seagravimeters; Gyrostabilizations — North Atlantic Surveys: Mid-Atlantic Ridge; Iceland-Faeroe Ridge; Great Meteor Seamount: („Grosse Meteor-Bank“).

I. Einleitung

Der Nutzen weltweiter Schweremessungen und die daraus entstehenden Forderungen, diese auch auf den Weltmeeren mit hoher Genauigkeit auszuführen, ist hinreichend bekannt und soll daher hier nur angemerkt werden. Die wichtigsten Ziele sind:

- i) die Ermittlung der Erdfigur (Geoid) für alle geodätischen und astronomischen Zwecke;
- ii) die Kenntnis der Struktur von Kruste und Mantel unter den Ozeanen, insbes. der untermeerischen Rücken und Kuppen, der Tiefseegräben sowie der Übergangsbereiche zum Festland (Kontinentalabhang);
- iii) die Frage nach der Isostasie dieser Gebiete;
- iv) die Forschung nach Bodenschätzen, die sich bereits über die Flachmeere (Schelfgebiete) hinaus erstreckt, sowie
- v) die vollständige Erfassung festländischer Strukturen jenseits der Küste.

Mit dem ständig wachsenden Interesse an der Erfassung der Schwereanomalien auf den Meeren läuft eine entsprechende instrumentelle Entwicklung einher. Dabei werden die Forderungen nicht nur an die Genauigkeit des Gravimeters und der Stabilisierung sondern auch an die Zuverlässigkeit und Wartungsfreundlichkeit der Anlage sowie der Datenerfassung weiter erhöht. Zusammen mit den Neuerungen bei den Positionsbestimmungen auf See kann heute die gewünschte Meßgenauigkeit von rund ein Milligal unter günstigen äußeren Bedingungen, bzw. von etwa drei Milligal unter ungünstigen Bedingungen erzielt werden.

Die Messungen lassen sich grundsätzlich ausführen von

- a) Überwasserschiffen
- b) U-Booten
- c) Schlepp- bzw. Schwimmkörpern
- d) Tauchkörpern auf dem Meeresboden

Trotz der starken Krängungen und Beschleunigungen bieten die Messungen in Überwasserschiffen so viele Vorteile, daß diese Methode praktisch ausnahmslos angewendet wird. Ausnahmen bilden nur sehr begrenzte „off-shore“-Gebiete, in denen für Prospektionszwecke noch das Seebodengravimeter eingesetzt wird. Der Einsatz von U-Booten allein zu Schwere-messungen ist inzwischen überholt, der von Schlepp- und Schwimmkörpern dagegen noch nicht zur Konstruktionsreife gelangt. Bei hohem Aufwand für die Horizontierung des Gravimeters und für Stromversorgung, Funktionskontrollen, Datenübertragung und Wartung ist ihr Nutzen recht fraglich.

Die Messungen auf Überwasserschiffen sind nicht nur bequemer bei zugleich größerem Arbeitsfortschritt, sie sind auch — von kleinen Meeresbuchten und Untiefen abgesehen — universell anwendbar, im ganzen also rationeller als die anderen Meßmethoden. Ihre endgültige Überlegenheit haben sie jedoch mit der Entwicklung der modernen Verfahren zur Positionsbestimmung auf See erfahren, die z. B. vom U-Boot nur durch erhöhten Aufwand (Satelliten- plus Trägheitsnavigation) voll genutzt werden können, sowie mit der Entwicklung von Präzisions-Kreisels stabilisierungen für den Dauereinsatz.

Als Schweremesser auf See sind eine Vielzahl von Meßprinzipien — zumeist aus entsprechenden Landgravimetern — entwickelt worden. Im Grundsatz lassen sich diese auf zwei Meßprinzipien, nämlich das dynamische und das statische, zurückführen. Zur ersten Gruppe gehören die Pendelapparate, aber auch die „Vibrating String Accelerometer“ (VSA), bei denen ebenfalls schwereabhängige Schwingungszeiten gemessen werden.

Zur zweiten Gruppe dagegen sind alle wirklichen Gravimeter zu zählen, d. h. sich statisch auf die Schwerkraft einstellende Meßsysteme, die sich nur durch die Aufhängung und Ausbildung der Masse, die Art der

Gegenkraft und die Methode zur Eliminierung kurzperiodischer Störbeschleunigungen unterscheiden.

Nach einem kurzen historischen Überblick wird hier nur auf die heute gebräuchlichen Verfahren näher eingegangen. Dabei wird sowohl das Prinzip als auch die Durchführung der Messungen einschließlich der erzielten Genauigkeit dargelegt, auf die Ausführung von technischen Details und Rechenmethoden jedoch verzichtet. Nicht behandelt wird ferner der Einsatz von Gravimetern in Tauchkörpern. Dagegen werden auch die gebräuchlichen Ortungsverfahren auf See, die durchzuführenden Reduktionen der ausgewerteten Schweredaten und einige Anwendungsbeispiele diskutiert.

II. Historisches

Die ersten Schweremessungen auf dem Meere sind ab 1898 von Hecker (1903, 1908 und 1910) unternommen worden. Er erhielt die Schwerkraft auf dem Schiff aus der mittleren Höhe einer Quecksilbersäule, die durch schmelzendes Eis sehr temperaturkonstant gehalten wurde, und ermittelte den zur Korrektur benötigten Luftdruck aus dem Siedepunkt des Wassers. Trotz der großen Ungenauigkeit seiner Meßmethode von ± 30 mGal und ohne Berücksichtigung des Einflusses der Schiffsgeschwindigkeit auf die Fliehkraft (v. Eötvös, 1919) konnte er doch die damals so umstrittene Frage nach einer isostatischen Kompensation der Ozeane zugunsten der Isostasie entscheiden.

Die zweite große Epoche der Schwerkraftmessungen auf den Meeren, die bereits zu recht genauen und teilweise detaillierten Kenntnissen über Schwereanomalien ausgewählter Seegebiete führte, ist ganz mit den Namen Felix A. Vening Meinesz verbunden. Die Ergebnisse seiner Messungen (Vening Meinesz, 1929, 1932, 1934, 1937, 1941 und 1948; Collette, 1960) sind zum größten Teil noch heute brauchbar. Allerdings ergaben Vergleiche mit neuen Messungen (Loncarevic, 1965; Fleischer, 1968), daß die angegebenen mittleren Fehler von $\pm 4,5$ mGal keineswegs allgemein zutreffen. Dies folgt bereits aus der Tatsache, daß die damaligen Ortungsmethoden sowie die Bestimmung der Driftgeschwindigkeit des getauchten U-Bootes zu ungenau waren, um einen so kleinen Gesamtfehler zu garantieren.

Die Periode der eigentlichen Seegravimetrie begann nach dem zweiten Weltkrieg durch parallel laufende Entwicklungen von La Coste und Romberg (La Coste, 1952, 1959 und 1960/61) und Graf-Askania (Graf, 1954, 1957 und 1959; Worzel, 1957 und 1959). Diesen statischen Gravimetern gingen Entwicklungen von Noergaard (1933 und 1936) voraus, die in der Sowjetunion separat weitergeführt wurden (Kuzivanov und Ye. I. Popov, 1961). Die La Coste- und Askania-Seegravimeter kamen in den sechziger

Jahren zur Reife und in größeren Stückzahlen weltweit zum Einsatz. In den letzten Jahren wurden neuartige Konstruktionen herausgebracht, wie das Askania-Gss3 und das Bell Aerosystems Gravity Meter.

Parallel verlief die Entwicklung eines dynamischen Gravimeters nach dem Vibrationsfaden-Prinzip (Gilbert, 1949) vor allem in Japan (Tsuboi, Tomada und H. Kanamori, 1961; Segawa, 1970). Sie wurde vorübergehend in der U. d. S. S. R. (Lozinskaja, 1959) und neuerdings in den U. S. A. aufgegriffen (Bowin, Wing und Aldrich, 1967). Unterschiede bestehen im wesentlichen in der Zahl der Vibrationsfäden.

III. Die Meßapparaturen

A. Die Gravimeter

Die zur Zeit gebräuchlichen Seegravimeter sind die folgenden:

1. Die Askania Seegravimeter vom Typ Gss2 und Gss3.
2. Das La Coste—Romberg Air—Sea Gravity Meter.
3. Die Sowjetischen Quarzgravimeter der Typen „GAL“ und „SZ“.
4. Die Gravimeter vom „Vibrating String type“.
5. Das Bell Aerosystems Gravimeter vom „inertial quality accelerometer type“.

Bei den statischen Schweremessern (Modelle 1, 2, 3 und 5) verwendet man mechanische und/oder zusätzlich elektrisch erzeugte Kräfte zur Kompensation des Gewichtes sowie eine optische oder elektrische Abtastung der Auslenkung der Gravimetermasse. Für die Reduzierung der Ausschläge bei den großen, kurzperiodischen Seegangsbeschleunigungen ist entweder eine magnetische, eine Luft- oder eine Flüssigkeits-Dämpfung erforderlich, oder man muß für eine strenge Nachführung in die Nullage sorgen. Alle diese Möglichkeiten sind in verschiedenen Kombinationen bei den nachfolgend beschriebenen Instrumenten verwirklicht. Zum Verständnis der verschiedenartigen Auswirkung dieser Konstruktionsmerkmale auf die erfaßten Schwerewerte (Meßintervall und -genauigkeit, Amplituden- und Phasenverzerrung, cross-coupling Effekt) wird auch auf die im Kapitel IV behandelten theoretischen Grundlagen verwiesen.

In Aufbau und Funktion besonders leicht überschaubar ist das

1a) *Askania Seegravimeter Gss2 nach Graf*

(Graf, 1958, 1959 und 1967; Graf und Schulze, 1964; Schulze, 1961 und 1962; Fritsch, 1962).

Es besteht im wesentlichen aus einem Waagebalken mit einer als Torsionsfederpaar ausgebildeten horizontalen Achse zur Kompensation der Erdschwere. Durch eine mit einer Meßspindel verbundene empfind-

liche Schraubenfeder kann die jeweilige Schwerkraft genau kompensiert werden. Abweichungen hiervon werden über Lichtstrahl und Blende von einem Differential-Fotoelement abgetastet. Der abgegebene Strom wird geglättet, verstärkt und registriert bzw. digitalisiert.

Die Dämpfung erfolgt in zwei Schritten: zunächst eine magnetische, die mittels eines starken Magneten die Amplitude der Balkenbewegung (bei etwa 8 Sekunden Periode) auf 1:200 reduziert (Tab. 1), dann eine elektrische Dämpfungskette, die den in der Seegangperiode modulierten Gleichstrom auf insgesamt rund 10^{-5} glättet. Die Dämpfung ist frequenzabhängig derart, daß bei Perioden von 20 min eine Amplitudenreduktion von ca. 20%, bei 60 min jedoch nur von ca. 3% auftritt, d.h. sie bleibt unter 5% für Anomalien mit Halbwertsbreiten über 7 km, ist also meist unbedeutend. Dagegen muß die im Auswertebereich praktisch konstante Zeitverzögerung von etwa 5 min bei allen Ablesungen berücksichtigt werden (s. u. a. Gantar, Morelli und Pisani, 1962).

Als recht störend erwies sich bei der ursprünglichen Ausführung des Gss2 der kleine direkte Meßbereich von 100–200 mGal, der oft mehrmals täglich eine Verstellung des Meßspindel von Hand erforderlich machte. In einer Weiterentwicklung des Gss2 wird daher das Meßsignal über einen Proportional- und Integralverstärker auf einen Servomotor gegeben, der den Waagebalken im Mittel ständig in der Nulllage hält. Der Registrierwert dieser Automatikstellung ist nun die Meßgröße. Diese Nachführautomatik (Schulze, 1962) ermöglicht auch, Amplitudenreduktion und Zeitverzögerung in gewissen Grenzen zu variieren, insbesondere zu verkleinern. Der Gang der Askania-Instrumente ist nach eigenen Beobachtungen relativ klein, schwankend zwischen den Maxima $\pm 1,1$ mGal/Tag (Gss2) bzw. $\pm 0,7$ mGal/Tag (Gss3). In seltenen Fällen traten auch sprungartige Nullpunktsänderungen bis zu 20 mGal auf, die jedoch teilweise durch nicht exakte Arretierung, Stöße und starke Temperaturänderungen erklärt werden konnten und somit weitgehend vermeidbar sind.

Die von Landgravimetern herrührende Konstruktion der Massenaufhängung durch einen Waagebalken hat sich für den Einsatz im Beschleunigungsfeld eines Schiffes als nachteilig erwiesen, weil durch das gleichzeitige Einwirken periodischer Horizontal- und Vertikalbeschleunigungen bisweilen starke Abweichungen vom ungestörten Meßwert auftreten. Dieser *Cross-coupling* („CC-Effekt“, s. S. 21) läßt sich auf folgende Weise angenähert eliminieren:

- i) durch einen CC-Rechner (D. R. Bower, 1966; Talwani, Early and Hayes, 1966);
- ii) durch antiparallele Aufstellung zweier möglichst gleicher Instrumente (Fleischer, 1968; Orlin, 1967; Haworth, 1971 a);

- iii) durch momentane Nachführung des Waagebalkens, so daß Auslenkungen praktisch vermieden werden;
- iv) durch Neukonstruktion ohne Waagebalken.

Die unter iii) genannte Möglichkeit wurde von Graf bei einer Weiterentwicklung des Gss2 mit Erfolg erprobt. Sie hat den weiteren Vorteil, daß hierbei die vollen, ungedämpften Beschleunigungswerte gewonnen werden und diese nachträglich gefiltert werden können (s. S. 18).

Eine Neukonstruktion ohne Waagebalken wurde von den Askania-Werken herausgebracht. Es ist das

1b) Askania Seegravimeter Gss3

Wie man aus Abb. 2 ersieht, ist hier die als Rohr ausgebildete Gravimetermasse derart aufgehängt, daß sie nur den vertikalen der translatorischen Freiheitsgrade besitzt. Auch hier wird die volle Erdbeschleunigung durch eine Feder kompensiert, die in einem druckdichten, thermostatisch geregelten Gehäuse nur sehr geringe Drift zeigt. Die Kompensation des verbleibenden Temperatureffektes erfolgt über eine Brückenschaltung und eine Kompensationsspule. Schwerebedingte Auslenkungen der Masse erzeugen über einen kapazitiven Umformer (Abb. 2, Nr. 3) Wechselspannungen, die durch Phasenvergleich eine positive bzw. negative Gleichspannung U liefern. Diese der Massenbewegung proportionale Spannung

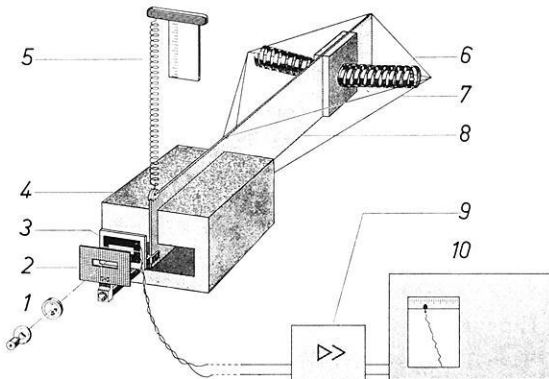


Abb. 1. Prinzip des ASKANIA-Seegravimeters Gss2 (Schulze: Askania-Warte, 18, Nr. 57, S. 3, 1961)

- | | |
|---------------|---------------------|
| 1 Lampe | 6 Torsionsfeder |
| 2 Blende | 7 Verspannungsfäden |
| 3 Photozellen | 8 Waagebalken |
| 4 Magnet | 9 Verstärker |
| 5 Meßspindel | 10 Schreiber |

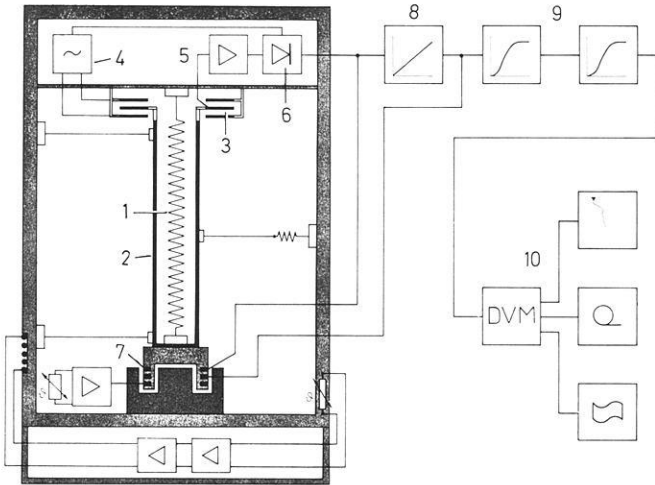


Abb. 2. ASKANIA-Seegravimeter Gss3

- | | |
|-------------------------|----------------------------------|
| 1 Kompensationsfeder | 6 Rectifier |
| 2 Gravimetermasse | 7 Kompensationsspule |
| 3 Kapazitiver Aufnehmer | 8 Integrator |
| 4 Oscillator | 9 Butterworth Filter |
| 5 Amplifier | 10 Aufzeichnung der Schwerewerte |

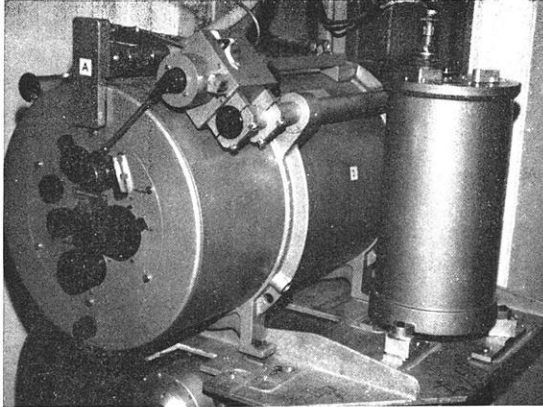


Abb. 3. Die ASKANIA-Seegravimeter Gss2 (links) und Gss3 (rechts), montiert auf einer Kreiselsplattform

wird über einen Proportionalverstärker auf die Spule 7 gegeben und bewirkt dort eine Rückstellkraft auf die Nullage hin. Hierdurch wird also die Seegangsbeschleunigung stark reduziert. Die gleiche Spannung U wird über einen Integralverstärker getrennten Windungen der Spule 7 sowie zwei aktiven, insgesamt zehnfach verstärkenden Filtern (9) zugeführt,

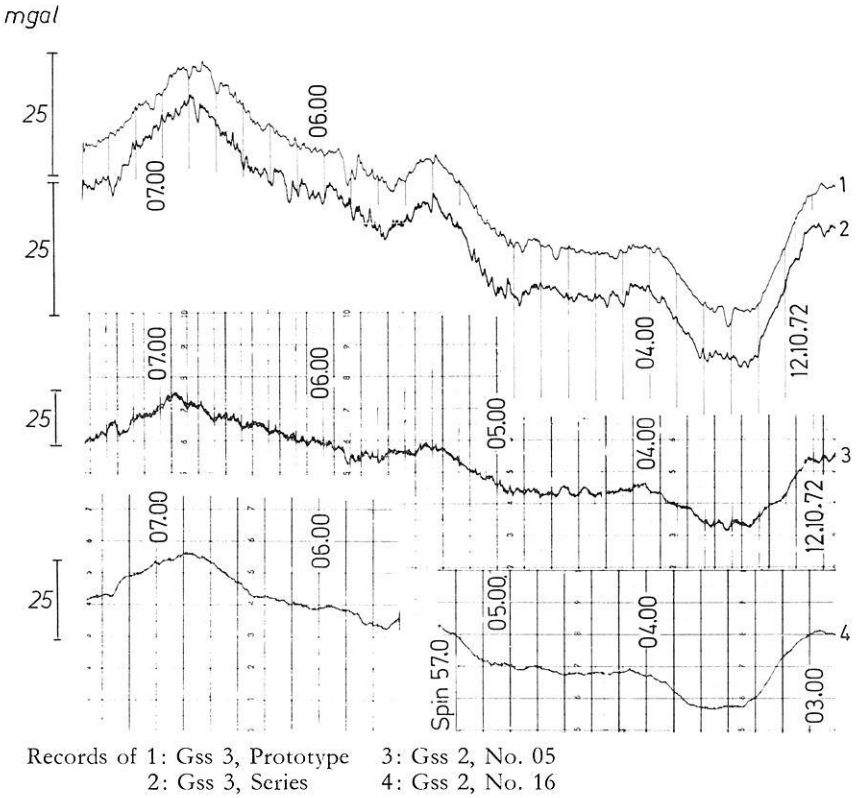


Abb. 4. Registrierbeispiel von vier gleichzeitig eingesetzten Seegravimetern auf F.S. „Meteor“ bei Seegang 5

deren Ausgangsstrom direkt der Schwereänderung proportional ist. Er kann an einem Meßwiderstand von einer beliebigen Datenerfassungsanlage abgerufen werden.

Längere Meßreihen des Deutschen Hydrographischen Instituts mit dem Prototyp des Gss3, das simultan mit zwei antiparallel aufgestellten Gss2 verglichen wurde (Abb. 4) waren recht befriedigend. Der mittlere quadratische Fehler an 27 Kreuzungspunkten betrug bei überwiegend rauher See, sowohl für das Gss2-Mittel allein als auch die Gss3-Werte unter sich, je zwischen 5 und 6 mGal. Hierin sind die Navigationsfehler enthalten. Dagegen weichen die unter gleichen Bedingungen gemessenen Werte des Gss3 vom Gss2-Mittel systematisch bis zu 2 mGal ab, bei einer mittleren quadratischen Streuung von nur 1,0 mGal. Noch günstiger liegen die Ergebnisse bei idealen Seegangs- und Navigationsbedingungen. So kam die Firma Prakla GmbH bei einer gitterartigen *Off-shore* Vermessung mit nur einem Gss2 und nach

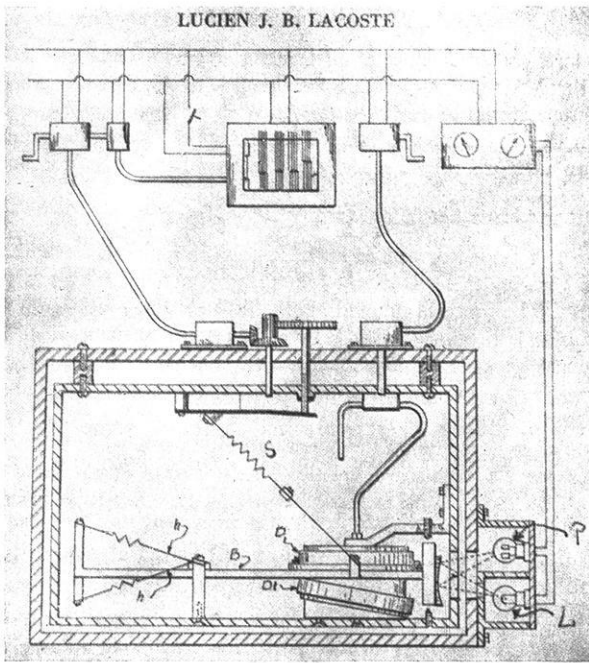


Abb. 5. LA COSTE-ROMBERG Sea Gravity Meter

<i>L</i> Lampe	<i>b</i> Spanndrähte
<i>P</i> Photokathode	<i>D, D₁</i> Luftdämpfer
<i>B</i> Waagebalken	<i>S</i> Meßspindel

(La Coste: Rev. Geophys. 5, 506, 1967)

einer Ausgleichsrechnung auf einen relativen mittleren Schnittpunktsfehler von ca. 0,7 mGal (Ries, persönliche Mitteilung). Es dürfte also neben den *Offleveling*- und *Cross-coupling*-Fehlern im wesentlichen der Einfluß fehlerhafter Navigationsdaten sein, der zur Zeit die Meßgenauigkeit auf offener See auf etwa ± 3 mGal beschränkt.

2. Die La Coste-Romberg Air-Sea Gravity Meter

(Dehlinger, 1964; Dehlinger und Yungul, 1962; Dehlinger und Chiburis, 1972; Harrison, 1959; Harrison und La Coste, 1968; Harrison und Spiess, 1963; La Coste, 1952, 1959, 1960/61 und 1967).

Sie sind ebenfalls statische Schweremesser nach dem Federwaagen-(hier speziell dem Seismometer-) Prinzip, und zwar astasierte Systeme mit extrem starker Dämpfung. Während die Gravimeter bis zur Nummer S-19 für die freie Aufhängung im Kardan eine weiche Verspannung der die Drehachse bildenden Federn *b* (Abb. 5) besaßen, mußte diese ab S-20 für

den Einsatz auf einer Kreiselstabilisierung derart versteift werden, daß nur der vertikale Freiheitsgrad verblieb. Zusammen mit der starken Luftdämpfung konnte der nun auftretende *Cross-coupling*-Effekt sehr klein und exakt berechenbar gehalten werden. Auch die Abtastung der Waagebalkenlage über Lichtstrahl und Fotoelement sowie die Rückführung der Seegangs-Mittellage in die Nullposition erfolgt ähnlich wie bei der neueren Ausführung des Gss2 mit Nachführautomatik (Schulze, 1962). Allerdings werden hier zwei Lichtstrahlen und nur ein Fotoelement verwendet (Abb. 5), worauf La Coste (1967) u. a. den extrem kleinen Gang seiner Gravimeter zurückführt. Der wesentliche Unterschied zum Askania-Gravimeter besteht jedoch darin, daß die Astasierung des Meßsystems (siehe Graf, 1967, pp. 116, 170 und 211 ff.) soweit getrieben wird, daß sich der Balken nahezu im indifferenten Gleichgewicht befindet. In diesem Falle ist nicht mehr der Balkenausschlag sondern seine Geschwindigkeit ein Maß für die Schwere. Man kann also aus der Steigung der Registrierkurve den Schwerewert ermitteln. Sorgt man durch geeignete Einstellung der Meßspindel dafür, daß sich der Ausschlag um die Nullage herum bewegt, die mittlere Neigung der Balkenregistrierung also Null ist, so ist die mittlere Spindelstellung zwischen zwei Nulldurchgängen der gesuchte Schwerewert für dieses Zeitintervall. Die Erfassung und Umrechnung der Ablesewerte geschieht über einen zum La Coste—Romberg-Gravimeter gehörenden Rechner, der auch gleichzeitig den „CC-Effekt“ berechnet. Die hierzu benötigten Horizontalbeschleunigungen werden den Beschleunigungsmessern für die Horizontierung entnommen.

Zwischen Graf—Askania und La Coste—Romberg Seegravimetern sind verschiedentlich vergleichende Genauigkeitstests vorgenommen worden (u. a. Allan, Dehlinger, Gantar *et al.*, 1962; Thompson, 1965; Loncarevic, 1965; Bower und Loncarevic, 1967). Für Messungen vor 1965 konnte das La Coste-Gravimeter im Kardan nur bis zu Vertikalbeschleunigungen \ddot{x} von ± 50 Gal messen und erzielte dabei eine Standardabweichung um 4,0 mGal, das Askania-Gravimeter dagegen bis $\ddot{x}_{(\max)} = \pm 100$ Gal von 2,7 mGal. Der innere Fehler wird dabei für beide Instrumente mit etwa 0,5 mGal angegeben. Vergleiche zwischen stabilisiertem La Coste-Gravimeter und Unterwasser-Schwerpunkten (La Fehr und Nettleton, 1967) ergaben einen wahrscheinlichen Fehler von höchstens 1 mGal. Im praktischen Einsatz kommen hier noch die Meßfehler durch ungünstigere Navigationsbedingungen, Seegangseffekte und Gangverhalten hinzu.

3. Die sowjetischen Quarzgravimeter vom Typ GAL und SZ

(Kuzivanov und Popov, 1961; Veselov, Yevdokimov, Zhilin und Telepin, 1961; Popov, 1962) stellen eine Weiterentwicklung des Noergaard-Gravimeters dar (Noergaard, 1933 und 1936; s. a. Graf, 1967, pp. 118 und 167).

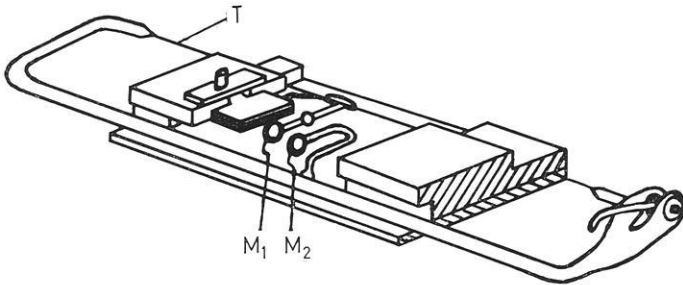


Abb. 6. Schema des NOERGAARD-Gravimeters
 T Quarzfaden M_1 Gehängespiegel M_2 Festspiegel

Dieses ganz aus Quarz bestehende, nichtastasierte Torsionsfadenpendel mit horizontaler Achse wurde schon von Noergaard in den dreißiger Jahren für Messungen im U-Boot modifiziert. Vom VNII Geofiziki (All-Union Scientific Research Institute of Geophysics) wurde dieses zum SZ-Gravimeter durchkonstruiert, während das Institut für die Physik der Erde der Akademie der Wissenschaften der UdSSR das GAL-Gravimeter herausbrachte, das sich vom „SZ“ im wesentlichen nur dadurch unterscheidet, daß es aus zwei Quarzsystemen mit entgegengesetzt tordierten Fäden in einem Gehäuse besteht (vgl. Abb. 6). Die Dämpfung erfolgt in einer alkoholischen Flüssigkeit, die zugleich zur Konstanthaltung der Temperatur dient. Bei einer Zeitkonstanten von 30 (15) min kann jedoch nur eine Reduktion der Störbeschleunigungen auf 1:600 (300) bei 3 sec bzw. 1:240 (120) bei 7 sec Periode erreicht werden (Veselov *et al.*, 1961). Dies entspricht genau der magnetischen Dämpfung beim Askania-Gravimeter Gss2. Die Aufzeichnung der Pendelbewegung erfolgt nun jedoch direkt fotografisch, so daß bei äußeren Vertikalbeschleunigungen von 6 Gal die Registrierung in den kurzen Perioden Amplituden von 10–50 mGal aufweist. Schiffsbeschleunigungen unter 10 Gal bedeuten aber so extrem ruhige Seegangsverhältnisse, daß diese nur auf großen Schiffen über brauchbare Zeiten auftreten. Neben dem Einsatz großer Schiffe wurden von den Sowjets immer mehrere Gravimeter gleichzeitig betrieben, um eine relativ kleine Streuung durch Mittelbildung zu erhalten. Der Einsatz der Gravimeter erfolgte (1961) in kardanischer, flüssigkeitsgedämpfter (!) Aufhängung. Es wurden Meßgenauigkeiten von ± 4 mGal erzielt, bei Vertikalbeschleunigungen um 75 Gal von ± 8 mGal. Der Gang wird für das GAL-Gravimeter mit konstant 2 mGal/Tag angegeben.

4. Die Gravimeter nach dem Vibrating String Prinzip

sind dynamische Gravimeter, die auf eine Erfindung von Gilbert (1949) zurückgehen. Hierbei wird die Abhängigkeit einer gespannten Saite der

Länge L von der Zugspannung K genutzt, indem letztere durch ein Gewicht erzeugt und damit schwereabhängig gemacht wird. Es ist

$$f_0 = \frac{1}{2L} \sqrt{K/q\varrho} = \frac{1}{2L} \sqrt{Mg/q\varrho} \quad \begin{array}{l} q = \text{Querschnitt} \\ \varrho = \text{Dichte der Saite} \end{array}$$

d.h. die Frequenz der Saitenschwingung ist der Wurzel aus der Schwerkraft proportional. Kommen zu g die periodischen Vertikalbeschleunigungen $\ddot{x} = \ddot{x}_1 \cos \omega t$, so wird

$$f = \frac{1}{2L} \left(\frac{M(g + \ddot{x})}{q\varrho} \right)^{\frac{1}{2}} = f_0 \left(1 + \frac{\ddot{x}}{g} \right)^{\frac{1}{2}} = f_0 \left(1 + \frac{1}{2} \frac{\ddot{x}}{g} - \frac{1}{8} \frac{\ddot{x}^2}{g^2} + \dots \right)$$

Bei einer Mittelbildung \bar{f} verschwinden zwar theoretisch die Glieder mit ungeraden Potenzen, doch sind bei dem breiten Frequenzspektrum und den teilweise großen Amplituden der Seegangsbeschleunigungen ($\ddot{x}_1/g \approx 0,1$) Zeitintervalle von vielen Stunden erforderlich, um eine Genauigkeit von 10^{-6} zu erzielen (Talwani, 1970).

Bei der Filterung mit Gewichtsfunktionen treten gegenüber anderen Gravimetern große Schwierigkeiten auf wegen des quadratischen Terms

$$f = f_0 \left(1 + \frac{1}{16} \left(\frac{\ddot{x}}{g} \right)^2 + \dots \right),$$

der bei $\ddot{x}_1 = 130$ Gal den Wert 10^{-3} hat, also 1000 mGal Fehler bedeutet. Man muß diesen nichtlinearen Gleichrichtereffekt also entweder bestimmen (Lozinskaja, 1959), durch Filteroperationen stark reduzieren (Tomoda, Maruyame, und Kanamori, 1960), oder instrumentell beseitigen (Bock und Wing, 1967).

4a) *Das Tokyo Surface Ship Gravimeter (T.S.S.G.)* (Tomoda und Kanamori, 1962; Tomoda, Ozawa und Segawa, 1968; Segawa, 1968 und 1970) ist ein Einsaiten-Vibrations-Gravimeter, das durch eine Eigenfrequenz von etwa 1800 Hz charakterisiert ist. Diese Frequenz wird zum Vergleich mit einer Standardfrequenz und anschließender Digitalisierung zunächst verzehnfacht, damit ein Digit nicht mehr als 5 mGal Fehler entspricht.

Das nur wenige hundert Gramm schwere Instrument wird direkt auf einen Horizontalkreisel montiert. Pendelschwingungen der Masse werden durch seitliche Verspannungen unterdrückt. Offleveling-Fehler werden vernachlässigt. Die vertikalen Beschleunigungen werden durch einen digitalen Tiefpaß (gewichtete Mittelbildung) herausgefiltert. Fünf-Sekunden-Perioden können auf 1:150000 unterdrückt und somit Ablesegenauigkeiten von wenigen Milligal erzielt werden. Bei Seemessungen wurde eine Standardabweichung von 6 mGal beobachtet.

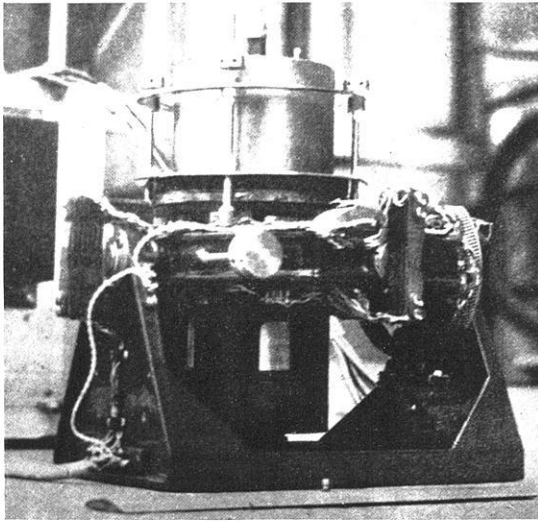


Abb. 7. Tokyo Surface Ship Gravimeter 60. (Tomada *et al.*, Bull. Ocean. Res. Inst. Univ. Tokyo 3, 17, 1968)

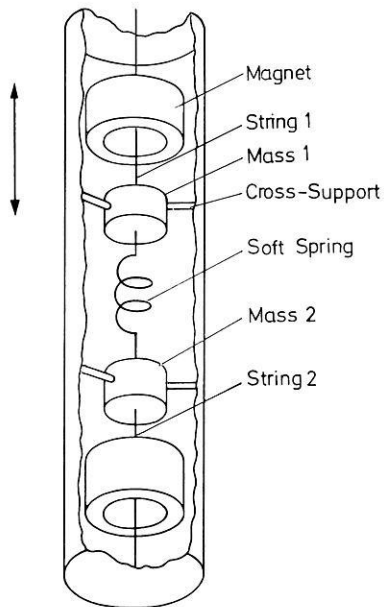


Abb. 8. Prinzip des BOSCH ARMA-Vibrationsgravimeters. (Bock u. Wing: First Marine Geod. Symp. 1966, Sess. IV, p. 197, 1967)

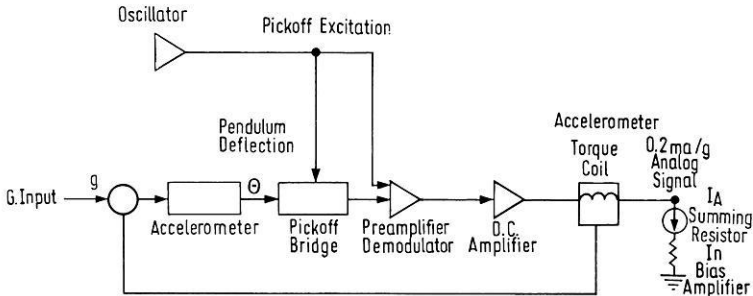


Abb. 9. Block-Diagramm des BELL Aerosystems Gravity Measuring System. (Henderson, unveröffentl.)

4b) Das Bosch-Arma Vibrating String Accelerometer (VSA) (Wing, 1969; Bowin, Aldrich und Folinsbee, 1972) wurde seit etwa 1965 im Massachusetts Institute of Technology (MIT) entwickelt. Es benutzt zwei fast identische Saiten in der auf Abb. 8 gezeigten Anordnung. Schwereänderungen wirken also auf die Frequenzen f_1 und f_2 im umgekehrten Sinne. Ihre Differenz, deren Grundschwingung bei 7 Hz liegt, gibt den Meßwert. Von der Reihenentwicklung nach g fallen nun die Glieder mit geradzahlicher Ordnung praktisch heraus, d. h. der nichtlineare Gleichrichtungseffekt ist beseitigt (< 1 mGal). Zugleich muß aber das lineare Glied noch so groß gehalten werden, daß eine genügende Empfindlichkeit $f(g)$ verbleibt. Sie wird mit 128 Hz/g angegeben (C. G. Wing, 1969). Eine Frequenzmultiplikation um den Faktor $1,5 \cdot 10^3$ ist erforderlich. Man erhält ferner eine reduzierte und gut lineare Drift bei $0,2 \text{ mGal/Tag}$. Im See-Einsatz ergab ein Vergleich mit einem La Coste—Romberg-Gravimeter Abweichungen um 10 mGal . Die mittlere Abweichung an 7 Kreuzungspunkten für das VSA alleine war dagegen nur $1,6 \text{ mGal}$ mit einer mittleren Streuung von $0,8 \text{ mGal}$.

5. Das Bell Aerosystems Gravity Measuring System

(Anonymous, 1967a; Orlin, 1967; Henderson, unveröffentl.) stellt das jüngste Glied in der Reihe mariner Schweremesser dar, die daneben auch extraterrestrisch einsetzbar sind. Diese Instrumente sind Präzisions-Beschleunigungsmesser, die für Raketen entwickelt wurden. Ihre Eignung als Gravimeter ergibt sich durch die Auswahl nach minimalem Gangverhalten. Hierbei läßt sich $1,0 \text{ mGal/Monat}$ (voraussagbar) erreichen.

Der einachsige Trägheitsgrad-Beschleunigungsmesser besitzt eine Nullrückführung, über die die Schwerebeschleunigung g mittels eines kapazitiven Aufnehmers, einer proportionalen Rückführspule und eines Integralverstärkers gemessen wird (Abb. 9). Die Funktion ist also identisch mit der des Gss 3 (S. 6). Es wird hier jedoch dem 30 sec-Analogfilter ein digi-

tales Filter mit einer Glättungszeit von 5 min nachgeschaltet. Der Mittelwert wird minütlich ausgegeben. Seegangsbeschleunigungen bis zu 15 sec Periode werden insgesamt $1:10^{-5}$ abgeschwächt. See-Erprobungen wurden u. a. von Gantar und Morelli (1969) durchgeführt. Auf einer Eichstrecke wurde ein mittlerer quadratischer Fehler von 0,6 mGal bei Seegang 2 und von 1,8 mGal bei Seegang 4 ermittelt. Nach Abzug der Navigationseinflüsse wird bis Seegang 5 eine Instrumentengenauigkeit von 0,5 mGal angenommen (Henderson, unveröffentl.).

B. Die Stabilisierungsanlagen

Die Messung des Betrages der Schwerebeschleunigung erfordert die exakte Justierung des Meßinstrumentes in den Vertikal. Diese ist auf See nur angenähert mit Hilfe eines Kreisels zu erreichen, der ein Pendel genügend langer Schwingungszeit darstellt. Verwendbar sind sowohl Kreisel mit horizontaler Achse als auch solche mit vertikaler Achse (Horizontkreisel), die eine laufende Stützung in den Horizont bzw. in den Vertikal erfahren, sowie zusätzlich eine Stützung entgegen dem Drehmoment der Erdrotation.

1. Der Anschütz-Horizontalkreisel

Ein Horizontalkreisel, wie er von der Firma Anschütz & Co verwendet wird, erfährt die Stützung seiner Drehachse in den Vertikal entweder durch einen Flüssigkeitsspiegel („Ölkreisel“) oder durch Horizontal-Beschleunigungsmesser (elektrisch gestützter Kreisel) (Schlichting, 1970).

1a) *Flüssigkeitsgestützte Kreisel* hatten sich in den Anfängen der Seegravimetrie durchaus bewährt. Sie lieferten den wahren Horizont bis zu Seegang 4, was auf Vermessungsschiffen mittlerer Größe etwa Vertikalbeschleunigungen von 80 Gal und Horizontalbeschleunigungen von rund 40 Gal bedeutet, mit einer Genauigkeit von 2 Bogenminuten. Bei stärkeren Beschleunigungen jedoch verhält sich der Ölspiegel nicht mehr ideal, und die Auslenkungen nehmen rasch größere Werte an (Abb. 10a).

1b) *Die elektrisch gestützten Horizontalkreiselle* ermöglichen dagegen eine beliebige Einstellung der Stützcharakteristik. Die Signale hierfür kommen von den beiden Horizontal-Beschleunigungsmessern, die auf je einer Kardanachse der Kreiselgehäuse-Aufhängung montiert sind.

Der Abschwächungsfaktor f , um den die Schwankungen des Scheinlotes reduziert vom Kreisel ausgeführt werden, beträgt für den Ölkreisel bei 0,1 Hz etwa 0,05, also nur 1:20. Bei dem elektrisch gestützten Horizontalkreisel der Firma Anschütz lassen sich verschiedene Stützungen und Zeitkonstanten wählen. Eine Stellung „Schnellstützung“ zeigt etwa die gleiche Charakteristik wie die Flüssigkeitsstützung (Abb. 10b). Sie wird

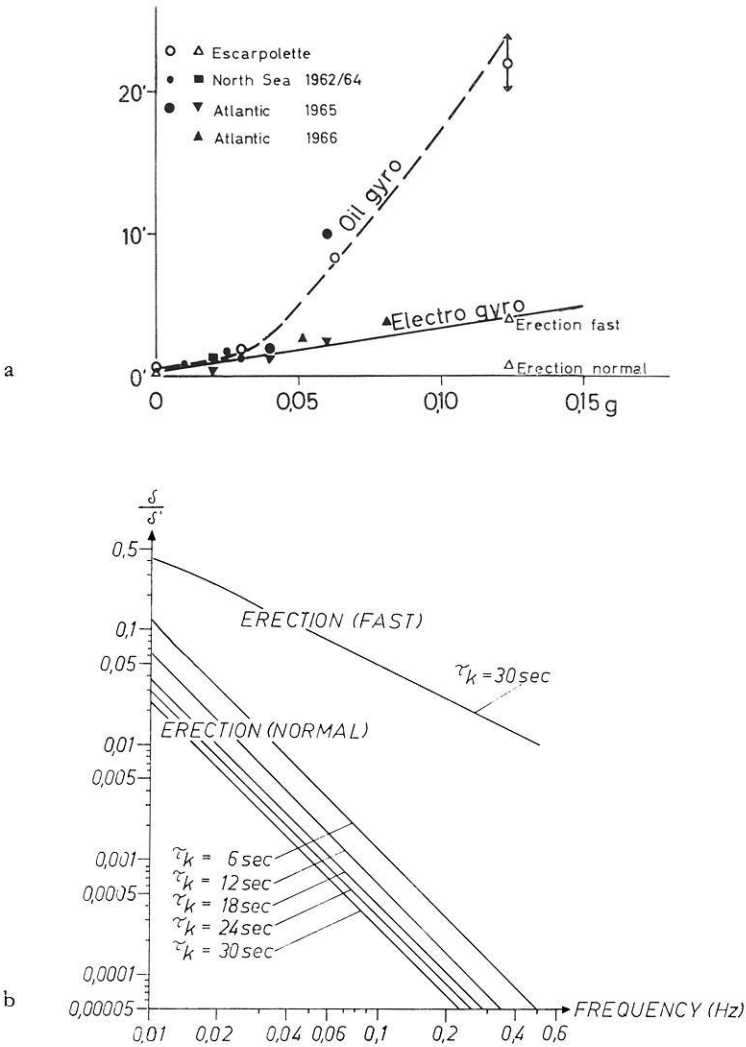


Abb. 10a u. b. Verhalten der ANSCHÜTZ-Horizont-Kreisel. a unter der Einwirkung horizontaler Beschleunigungen. b Reduktion der Scheinlotschwankungen als Funktion der Frequenz der Seegangs-Beschleunigungen bei verschiedenen Zeitkonstanten der Kreiselstützung

$$f = \frac{\delta}{\delta'} = \frac{\text{Kreiselachschwankung}}{\text{Scheinlotschwankung}}$$

(Fleischer: Askania-Warte 25, Nr. 71 S. 2, 1968)

zum schnellen Einlauf benutzt und schaltet sich nach Kurvenfahrten automatisch ein. Für den Dauerbetrieb ist die Normalstützung vorgesehen, bei der sich Zeitkonstanten τ_k zwischen 6 und 30 Sekunden für die Kreiselstützung wählen lassen. Erstere ist bei ruhiger See, letztere bei rauher See vorzuziehen. Die mögliche Reduktion der Scheinlotschwankungen überstreicht einen Bereich von 1:200 (20s Seegangperiode, $\tau_k = 6s$) bis $f = 1:17000$ (5s Periode, $\tau_k = 30s$). Im Mittel (0,1 Hz, $\tau_k = 18s$) beträgt sie etwa 1:2500. Bei $\pm 10^\circ$ Scheinlotschwankung führt demnach der Kreisel nur noch eine Achsenschwankung von $600' \cdot 4 \cdot 10^{-4} = 0,25' = 15''$ aus. Dadurch läßt sich der Kreisel-*Offleveling*-Fehler (S. 22) auf unter 1 mGal herabdrücken.

2. Der Anschütz-Kreiseltisch (Karnick, 1964; Hayes, Worzel und Karnick 1963)

Soll ein Objekt stabilisiert werden, das mehr als einige hundert Gramm wiegt, so ist eine Stabilisierungsanlage erforderlich, die z. B. von einem Horizontalkreisel gesteuert wird. Die Seegravimeter-Plattform der Firma Anschütz ist für die Stabilisierung des Gss2 ausgelegt, d. h. für ein Gewicht von etwa 45 kg — sofern es gut ausgewuchtet werden kann. Die Anlage vermag auch zusätzlich ein Gss3 aufzunehmen (Abb. 3). Sie besteht aus einem Ständerfuß (Gewicht mit Kreisel 170 kg), der über zwei Kardanachsen die Plattform trägt. Direkt an der Plattform, u. zw. unterhalb, als Gegengewicht zum stabilisierten Objekt, ist der Kreisel befestigt. Abweichungen des Kreiselgehäuses von der Kreiselachse werden in elektrische Signale umgeformt, die über Servomotore die Plattform nachsteuern. Es handelt sich also immer um kleine Nachführwinkel. Entsprechend sind auch die Nachführfehler klein, nämlich konstant etwa 2' bei wechselndem Vorzeichen. Hieraus resultiert der auf Seite 22 dargelegte Regel-*Offleveling*-Fehler, der bei rauher See rund 1 mGal erreicht. Eine Verbesserung kann hier die geplante Neukonstruktion der Stabilisierungsanlage bringen, die bei verkleinerter Ausführung genauere Nachsteuerung leisten soll.

3. Die Aeroflex Sea Gravimeter Platform

Von der Firma Aeroflex Laboratories Inc., Plainview, N. Y., wird eine Kreiselstabilisierung angeboten, die speziell für das Gss3 ausgelegt ist. Sie unterscheidet sich von der Anschütz-Anlage einmal durch ihr kleineres Gewicht (ca. 25 kg plus 17 kg Elektronik), zum anderen durch die Kreisel. Die Firma Aeroflex verwendet je einen elektrisch gestützten Kreisel mit horizontaler Drehachse für die Roll- und die Stampfachse, ausgelegt für 100 Gal Horizontal- und 200 Gal Vertikalbeschleunigungen. Bei Scheinlotschwankungen bis $\pm 10^\circ$ im Frequenzbereich von 0,25 bis 0,005 Hz wird ein Stabilisierungsfehler von $\pm 1'$ angegeben. Er liegt also in der gleichen Größenordnung wie bei dem Kreiseltisch der Firma Anschütz.

IV. Theoretische Grundlagen

A. Eliminierung der vertikalen Störbeschleunigungen

Auf See treten starke Störbeschleunigungen auf, die von Größe und Bauart des Schiffes sowie seinem Kurs gegen die See und der Ausbildung des Seeganges abhängen. Hierbei überwiegt die Vertikalkomponente bei weitem. Grobe Werte für ein Schiff mittlerer Größe (1000 bis 3000 Tonnen) sind ± 50000 mGal bei Windsee 2–3 (ca. 1 m Wellenhöhe) und ± 200000 mGal bei Windsee 6–7 (ca. 5 m Wellenhöhe). Diese gegenüber der gewünschten Meßgenauigkeit um den Faktor 10^5 größeren Beschleunigungen können auf Grund ihrer kurzen Perioden, die normalerweise 5 bis 10, in Extremfällen bis zu 15 Sekunden betragen, aus den langperiodisch wirkenden (örtlichen) Gradienten der Erdschwere herausgefiltert werden.

Bei den meisten Seegravimetern benutzt man hierzu reale Tiefpaßfilter, wobei die angewendete Dämpfung den Hub des Meßsystems stark reduziert. Bei vorhandenem Waagebalken wird dadurch zugleich der Angriffswinkel für die Horizontalbeschleunigungen, also der „CC-Effekt“ (s. S. 21) in Grenzen gehalten. Bei den modernsten Instrumenten (Seiten 6 und 11 ff.) wird aber auch die nachträgliche, digitale Filterung der Originalbeschleunigungen über symmetrische Operatoren angewendet. Hierdurch werden Phasenverschiebungen vermieden, wie sie bei dem nichtlinearen Phasengang realer Filter auftreten (S. 5). Um bei der extremen Streuung der auftretenden Beschleunigungen um den Meßwert eine exakte Mittelbildung durch Dämpfungsglieder zu erhalten, ist ein streng lineares Meßsystem erforderlich. Seine Konstruktion konnte, nach erheblichen Anfangsschwierigkeiten (Graf, 1958; La Coste, 1967) technisch gelöst werden. Die Reduktion der Waagebalkenbewegung durch die Glieder der Dämpfungskette und ihre Wirkung auf die Meßdaten beim Askania-Gravimeter Gss2 ist für zwei der herrschenden Seegangsperioden in Tabelle 1 unter Zeile 2 angegeben.

B. Einfluß der Horizontalbeschleunigungen

Der Einfluß der rein rotatorischen Bewegungen des Schiffes auf die Schweremessungen läßt sich theoretisch ausschalten durch Aufstellen des Gravimeters im Schnittpunkt der Roll- und Stampfachse, der jedoch nicht exakt raumfest im Schiff liegt. Da durch den Seegang aber zusätzlich horizontale Verschiebungen des Schwerpunktes erfolgen, wirken auch auf ein dort aufgestelltes Meßgerät Horizontalbeschleunigungen, die die Schwereanzeige verfälschen. Dies geschieht entweder durch Kräfte, die direkt auf das gesamte, freischwingende Gravimeter übertragen werden, oder durch Kräfte auf das Meßsystem relativ zum zwangshorizontierten Instrument.

Tabelle 1. Effekte der Seegravimetrie

Ursache und Beispiel	Maßnahme und Fehlergrößen	Wirkung auf Registrierung	Meßfehler bei Horizontalbeschleunigung
1. Instrument	1"/mGal	Anschlüsse alle 10–30 Tage Temp. Konst. innen $\pm 0,1^\circ$	$\bar{x} \approx 0$ $\bar{x} = \pm 30$ Gal ± 1 mGal ca. 3 mGal
2. Vertikal-Beschl. \ddot{x}	± 100 Gal Dämpfung 6 sec 1:300:120000 10 sec 1:133: 24000	Schreibbreite 3 mGal Zeitverzögerung 4 Min. Ampl. Redukt. f. 60min:3%	± 2 mGal ca. 5 mGal (Wellung 15 mGal durch „CC-Effekt“)
3. Schiffs-Krängung	($\pm 10^\circ$)	Kreisel-Stabillig. Ablage 2' period. $\pm 1'$	$\pm 0,5$ mGal (Ölkreisel 23 mGal) E-Kreisel 1 mGal
4. Fahrt	10 sm/h	häufige Ortung $\pm 0,5$ sm/h	± 2 mGal „konstanter“ Versatz
5. Ort	N-Kurs	häufige Ortung ca. $\pm 1,0$ sm	± 1 mGal in Freiluftschwere Gradient (+ 10 mGal/h)
6. Morphologie	a) isostat. komp. b) nicht kompens.	Echolotung z. B. 100 m Tiefe	± 5 mGal in Bouguerschwere Theoretischer Gesamtfehler Freiluftschwere $\pm 1,5$ $\pm 3,5$ mGal Bouguerschwere $\pm 2,7$ $\pm 4,2$ mGal

Die Angaben gelten für das Askania-Seegravimeter Gss2 mit Anschütz-Kreiselstabilisierung bei Einsatz in mittleren Breiten; raue Topographie des Meeresbodens.

1. Second Order („Browne“-) Effekt

Die horizontale Beschleunigungskomponente $b = b_1 \cos(\omega t + \chi)$ regt das kardanisch aufgehängte Gravimeter zu Schwingungen an, wobei eine ständig nach unten gerichtete Fliehkraftkomponente auftritt. Im zeitlichen Mittel ergibt sich nach Gleichung (4) mit $\alpha_1 = b_1/g$, dem Scheinlotwinkel, für den Schwereeffekt

$$\Delta g_{Br} = b_1^2/4g \quad (1)$$

Dieser von Browne (1937) aufgezeigte Effekt erreicht mit zunehmendem Seegang schnell große Werte, bei $b_1 = 30000$ mGal bereits $\Delta g = 225$ mGal. Eine auf Prozente genaue Berechnung ist nicht möglich, weil das Gerät nicht die idealisiert angenommenen Schwingungen ausführt. Außerdem läßt sich der benötigte Referenzhorizont über ein langperiodisches Pendel nur näherungsweise ermitteln.

Diese Methode wurde von La Coste und Romberg bis zum Jahre 1966 angewendet, dann aber zu Gunsten der Kreiselstabilisierung aufgegeben, da keine befriedigende Genauigkeit bei stärkerem Seegang zu erzielen war. Für das Graf—Askania Seegravimeter war die Kreiselstabilisierung von Anfang (1958) an in Gebrauch. Hierbei treten Zwangshorizontierungsfehler auf (La Coste und Harrison, 1961; Wall, Talwani und Worzel, 1966).

2. Kreuzkopplung zwischen horizontalen und vertikalen Kräften

Unter dem Vektorfeld der Beschleunigungen

$$\left. \begin{aligned} \ddot{x} &= \ddot{x}_1 \cos(\omega t + \chi) \\ \ddot{y} &= \ddot{y}_1 \cos(\omega t + \chi) \\ \ddot{z} &= \ddot{z}_1 \cos \omega t \end{aligned} \right\} b = b_1 \cos(\omega t + \chi) \quad (2)$$

bewege sich der Gravimeter-Waagebalken gegenüber dem wahren Horizont mit

$$\alpha = \alpha_0 + \alpha_1 \cos(\omega t + \psi).$$

Dann ist die resultierende Beschleunigung der Gravimetermasse

$$\begin{aligned} b_{(t)} &= (g + \ddot{z}) \cos \alpha + b \cdot \sin \alpha, \text{ und für kleine } \alpha \quad (3) \\ &= g \left(1 - \frac{\alpha^2}{2}\right) + \ddot{z} + b\alpha \end{aligned}$$

Im zeitlichen Mittel ist $\overline{\ddot{z}} = 0, \overline{\alpha^2} = \alpha_0^2 + \frac{1}{2} \alpha_1^2$

$$\text{und } \overline{b\alpha} = \frac{1}{2} b_1 \alpha_1 \cos(\chi - \psi)$$

$$b_{(t)} = g - g \left(\frac{\alpha_0^2}{2} + \frac{\alpha_1^2}{4} \right) + \frac{1}{2} b_1 \alpha_1 \cos(\chi - \psi). \quad (4)$$

$\frac{1}{2}g\alpha_0^2$ ist der (statische) Neigungsfehler, der bei $\alpha_0 = 5'$ etwa 1 mGal be-
trägt.

$\frac{1}{4}g\alpha_1^2$ ist der Browne-Effekt, da $\alpha_1 = \frac{h}{g}$ (siehe Gl. 1).

2a) *Cross-coupling Effekt*. Der Term $\frac{1}{2}b_1\alpha_1\cos(\chi - \psi)$ (5)

wird einmal wirksam, wenn — ideale Horizontierung angenommen —
der gegen den wahren Horizont gerechnete Winkel $\alpha_{(t)}$ durch die Dreh-
bewegung des Waagebalkens selbst hervorgerufen wird. Letztere entsteht
durch die Vertikalbeschleunigung \ddot{x} und ist für das Gss2 gegeben durch die
empirische Beziehung

$$\alpha_1 \approx 10^{-5}\ddot{x}_1[\text{Gal}^{-1}] \quad (\text{Fritsch, 1962}).$$

Man erhält demnach

$$\Delta g_{cc} = k \cdot \ddot{x}_1 \ddot{x}_1 \cos(\chi - \psi) \text{ mit } k \approx 5 \cdot 10^{-4} \text{ für Gss2} \quad (6)$$

Dieser *Cross-coupling* („CC“-) Effekt verändert demnach seinen Betrag
mit der Phasenverschiebung zwischen den horizontalen Beschleunigungen
und der Balkenbewegung. Da diese nicht konstant bleibt, tritt eine gewellte
Registrierkurve mit einem Maximum bei $\cos(\chi - \psi) = 1$ auf. Es genügt
daher nicht, nur eine mittlere Korrektur für Zeitintervalle mit gleichen
Bedingungen zu ermitteln.

Beispiel: $\ddot{x}_1 = 100 \text{ Gal}$ ($\rightarrow \alpha_1 = 10^{-3}$), $\ddot{x}_1 = 30 \text{ Gal}$

$$\Delta g_{cc(\text{max})} = 5 \cdot 10^{-4} \cdot 100 \cdot 30 \text{ Gal} = 15 \cdot 10^{-3} \text{ Gal} = 15 \text{ mGal}$$

2b) *Die Offleveling Fehler*. Auch der Kreiseltisch führt über die Beschleunigungen gekoppelte periodische Auslenkungen η gegen den wahren Horizont aus. Der Term (5) führt selbst dann zu Fehlmessungen, wenn gar keine Balkenauslenkungen innerhalb des Gravimeters vorhanden sind — also auch, wenn das Meßsystem nicht als Waagebalken ausgebildet ist. Die Horizontalbeschleunigungen greifen nun über den Winkel η , der dem Winkel α_1 in Gleichung (5) entspricht, an.

Entsprechend den verschiedenen Ursachen des Kreiseltischverhaltens müssen zwei Offleveling-Fehler unterschieden werden:

i) Der Regelfehler—*Offleveling* resultiert aus dem Einstellfehler η_1 der Plattform gegenüber dem Kreisel, also dem Nachlauf der Servoregelung mit der Phase ε . Er beträgt folglich

$$\Delta g_{R\text{-off}} = \frac{1}{2} \eta_1 b_1 \cos \varepsilon \quad (5a)$$

Für den Kreiselstisch der Firma Anschütz ist der Nachführfehler η_1 praktisch konstant $2'$, gegen eine Mittellage also $\pm 1' = 3 \cdot 10^{-4}$. Ferner ist ε etwa 85° , d. h. $\cos \varepsilon \approx 0,1$, demnach mit $b_1 = 30$ Gal

$$\Delta g_{R\text{-off}} = \frac{3}{2} 10^{-4} b_1 \cdot 0,1 = 1,5 \cdot 10^{-5} \cdot 30 [\text{Gal}] \approx 0,5 \text{ mGal}$$

Dieser Fehler kann also praktisch vernachlässigt werden.

ii) Der Kreiselfehler—*Offleveling* entsteht durch periodische Abweichungen der Kreiselachse vom wahren Lot. Der Kreisel unterliegt den Scheinlotschwankungen b/g und führt diese stark abgeschwächt selbst durch. Der Abschwächungsfaktor f (vgl. S. 15) beträgt für den Ölkreisel 0,05; beim Elektrokreisel ist er zwischen 0,01 und 0,0001 variabel (Abb. 10) in Abhängigkeit von der eingestellten Zeitkonstante und der Seegangperiode. Aus Gleichung (5) erhält man mit $\alpha_1 = f \cdot b_1/g$ als Kreiselfehler—*Offleveling*

$$\Delta g_{K\text{-off(max)}} = f \cdot b_1^2 / 2g$$

$$\text{Beispiel: } b_1 = 30 \text{ Gal, } b_1^2 = 900 \text{ Gal}^2, 2g \approx 2 \cdot 10^3 \text{ Gal} \quad (5b)$$

$$\text{a) } f = 0,05 \quad \Delta g_{K\text{-off}} = 22,5 \cdot 10^{-3} \text{ Gal} = 22,5 \text{ mGal}$$

$$\text{b) } f = 0,0005 \quad = 2,3 \cdot 10^{-4} \text{ Gal} = 0,2 \text{ mGal}$$

Man ersieht hieraus den großen Vorteil des elektrischen Kreisels bei Normalstützung (b) gegenüber der Öl- bzw. Schnellstützung (a).

Die genannten Effekte, im wesentlichen also der „CC-Effekt“, zeigen eine charakteristische Abhängigkeit vom Kurs des Schiffes relativ zum Seegang. Der theoretische Einfluß des Seegangs auf die Beschleunigungen im Schiff und der daraus resultierende *Cross-coupling* wurden von Fritsch (1962) und Bower (1966) untersucht. Die Rechnung liefert recht gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen praktischer Untersuchungen auf See von verschiedenen Autoren (Zusammenstellung bei Fleischer, 1968; ferner Haworth, 1971 b). Man erhält ein ausgeprägtes Maximum bei Kurs gegen die See (negativ wenn Waagearm nach vorn zeigt) und ein flaches (positives) Maximum bei achterlicher See.

C. Korrekturen wegen Erdrotation und Erdgestalt

1. Der Eötvös-Effekt

Da die Messungen auf der mit $\Omega_0 = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ rotierenden Erde ausgeführt werden, geht die Bewegung des Meßinstrumentes stark in den Meßwert ein. Wie v. Eötvös (1919) bereits etwa 1907 aufzeigte, ändert sich die Radialkomponente der Zentrifugalbeschleunigung in der Breite φ von

$$\varrho_0 = \frac{u^2}{r} \cos \varphi = \Omega_0^2 R \cos^2 \varphi, \quad r = R \cos \varphi$$

durch die Geschwindigkeit v (Ostkomponente v_E) eines Fahrzeugs zu

$$\begin{aligned} \varrho &= \frac{(u+v)^2}{r} \cos \varphi = \frac{u^2}{r} \cos \varphi + 2 \frac{uv_E}{r} \cos \varphi + \frac{v^2}{r} \cos \varphi \\ &= \varrho_0 + 2 \Omega_0 v_E \cos \varphi + \frac{v^2}{R} \end{aligned}$$

Das letzte Glied hierin wird erst bei Flugzeuggeschwindigkeiten meßbar und ist schließlich bei Satelliten allein ausschlaggebend. Das zweite Glied

$$\begin{aligned} \Delta g_{\text{Eöt}} &= -2 \Omega_0 \cos \varphi v \cdot \sin a = -14,58 \cos \varphi \cdot v_E [m/s] \\ &= -7,50 \cos \varphi \cdot v_E [sm/h] = -7,50 \cos \varphi^2 \cdot \Delta \lambda ['/h] \end{aligned}$$

stellt die Vertikalkomponente der Coriolisbeschleunigung dar, die in der Geophysik Eötvös-Effekt genannt wird.

Dieser beträgt bei 10 Knoten (18,5 km/h) Fahrtgeschwindigkeit nach Osten -75 mGal am Äquator, -50 mGal bei 48° und -30 mGal bei $66,3^\circ$ geographischer Breite. Da man bei jedem Kurswechsel einen Versatz in der Schwerregistrierung erhält, der theoretisch bis zur nächsten Fahrtänderung konstant bleibt, werden die Gravimeterprofile so angelegt, daß möglichst langfristig Kurs und Geschwindigkeit des Schiffes beibehalten werden.

Die Eötvös-Korrektur wird aus der Ost-West-Komponente der Schiffsgeschwindigkeit gewonnen. Für die Berechnung ihres absoluten Wertes benötigt man eine genaue

2. Ortsbestimmung auf See

Das Problem ist die Ermittlung der wahren Schiffsgeschwindigkeit über Grund. Nur in flachem Wasser kann man diese direkt aus Doppler-Sonar-Messungen gewinnen. Da alle Schiffslogge relativ zum bewegten Wasser messen, sind sie in diesem Zusammenhang nur bedingt brauchbar. Man benötigt vielmehr gute Ortsbestimmungen, um aus ihnen über die Ortsdifferenzen die Eötvöskorrektur zu erhalten.

Um die Fehler in der gewünschten Größenordnung von 1 mGal zu halten, müssen — je nach Lage des Meßgebietes — Hyperbel-Funknavigations-Verfahren wie DECCA und LORAN eingesetzt werden. In neuester Zeit hat sich die Satelliten-Navigation durchgesetzt, für die weltweit genügend häufige Empfangsmöglichkeit besteht. Die Genauigkeit des Verfahrens ist mit besser als 100 m sehr hoch, doch muß die anderweitig gewonnene Schiffsgeschwindigkeit vorher eingegeben werden. Ein Knoten Fahrtfehler verursacht 0,2 sm Ortungsfehler (Talwani, 1970), doch kann man diesen Wert iterativ verbessern. Zur Interpolation zwischen Satellitenfixen sind Relativ-Logge brauchbar. Ideal ist hierfür zusätzlich Inertialnavigation.

3. Breitenkorrektur

Das Normalfeld der Erde ist nach der internationalen Schwereformel von 1930 gegeben zu (abgerundet) $\gamma_0(\varphi) = 980.632,272 - 2.586,157 \cos 2\varphi + 2,885 \cos 4\varphi$ [mGal]. Hieraus folgt als maximale Schwereänderung für $\Delta\varphi = 1'$ der Wert 1,50 mGal in 45° Breite und eine Abnahme auf Null für Äquator und Pole. Bei einer Seemeile Ortungsfehler entstehen hieraus in unseren Breiten Meßfehler bis zu 1 mGal. Diesem Breiteneffekt überlagern sich die lokalen Schwereanomalien und bewirken gegebenenfalls größere Gesamtfehler.

In praxi wird nicht der Gradient des Normalfeldes verwendet, sondern $\gamma_0(\varphi)$ vom Computer für jeden Meßpunkt errechnet und vom Meßwert abgezogen. Auf diese Weise erhält man — nach Anbringen der Eötvös- und CC-Korrekturen — die Freiluftanomalie.

Entsprechend der Schwerezunahme vom Äquator zu den Polen (insgesamt 5.200 mGal), läuft die analoge Schwereregistrierung bei Fahrt nach Norden ständig zu höheren Werten. Meßtechnisch bedeutet das, daß man bei ca. 100 mGal Papierbreite und 10 kn (18,5 km/h) Fahrtgeschwindigkeit entweder die Schreiberstellung durch etwa dreimaliges, diskretes Verstellen der Meßspindel pro Tag in den Registrierbereich zurückholen oder eine Automatik zur Null-Rückführung (siehe S. 5) besitzen muß.

4. Einfluß der Topographie

Da die Messungen stets im Meeresniveau (oder in einer kleinen, stets konstanten Abweichung hiervon) ausgeführt werden, entfällt eine Freiluftreduktion. Auch die Gezeitenreduktion ist — bis auf Ausnahmen nahe den Küsten — unbedeutend. Während für geodätische Zwecke überwiegend die Freiluftanomalien direkt benötigt werden, ist für die geologisch-geophysikalische Interpretation der Einfluß der Wassertiefe und des Bodenreliefs zu eliminieren. Mit geringem Rechenaufwand kann man die sogenannte

4a) *Platten- oder simple Bouguer-Korrektion* anbringen, die sich für die Wassertiefe h aus

$$\Delta g_{Pl} = \frac{3}{2} \Delta \sigma \cdot gh / \bar{\sigma} R \quad \begin{array}{l} \sigma = \text{Dichte der „topographischen Massen“} \\ R = \text{Erdradius} \end{array}$$

Für $\Delta \sigma = 1,64 (= 2,67 - 1,03) \text{ g/cm}^3$ ist

$$\Delta g_{Pl} = + 0,0687 h \text{ [mGal/m]}$$

Diese vereinfachte Annahme einer unendlichen Platte von der Dicke der Wassertiefe am Meßpunkt ist aber nur für Schelfmeere und Tiefsee-Ebenen sinnvoll. Bei rauher Topographie des Meeresbodens wird die volle

4b) *topographische Korrektion* notwendig, die wiederum nur in Ausnahmefällen durch ein zweidimensionales Modell ersetzt werden kann.

Die dreidimensionale Durchrechnung der Umgebung des Meßpunktes bis zu 90 Seemeilen (Hayford-Zone O_2) erfordert zur Eingabe mindestens 1000, zonenweise möglichst gleichverteilte Tiefenangaben, die sich im Nahbereich für jeden Meßpunkt ändern. Die bekannten Rechenverfahren müssen hierzu den anders gearteten Verhältnissen auf dem Meere — insbesondere den sehr inhomogenen Lotungsangaben — angepaßt werden. Ein entsprechendes Computerprogramm wurde u. a. von Schulz, (Fleischer *et al.*, 1973) erstellt. Die Rechenzeit pro Auswertepunkt liegt für einen mittelgroßen Rechner (10^5 k, Zykluszeit $1 \mu\text{s}$) bei 3 Sekunden. Für die gesamte Durchrechnung eines Meßgebietes mit 1000 Auswertepunkten werden somit etwa 60 Rechenminuten benötigt. Parameter wie die Gesteinsdichte können leicht variiert werden.

4c) *Isostatische Korrektion*. Bei großen Wassertiefen ergibt sich für die Bougueranomalie ein sehr hoher Wert, nämlich $+ 250$ bis $+ 350$ mGal über den Ozeanbecken. Diese Werte zeigen an, daß die relativ dünne ozeanische Lithosphäre besonders hohe Dichte (um $3,0 \text{ g/cm}^3$) aufweisen muß, bzw. daß der obere Mantel unter den Ozeanen sehr hoch (d. h. nur etwa 5 km unter dem Meeresboden) liegt, um ein Gleichgewicht zu der rund 5 km dicken Wasserschicht zu erreichen. Bei der Untersuchung kleinerer Gebiete interessiert jedoch diese globale Kompensation weniger als die Abweichung gegen den Ausgleichszustand, die isostatische Anomalie. Bei der Reduktion nach Airy-Heiskanen (Heiskanen, 1939) muß die Krustendicke, also die Tiefe der Ausgleichsfläche T (nach Vening-Meinesz ferner ein Radius R) gewählt werden, bis zu welcher die Kompensation eines topographischen Elementes verteilt sein soll. Man nimmt vorzugsweise $T = 30 \text{ km}$, $R = 0$. Für diese Werte sind Tabellen des Reduktionsgliedes „Compensation A— O_2 “ bis 167 km Radius sowie „Topography and Compensation“ für die restliche Erde („ $t + c$ 18—1“) von Heiskanen und Nutt (1938) veröffentlicht worden. Beide Glieder, also auch ihre Summe,

ändern sich nur wenig und fügen sich dem Verlauf der Topographie an, so daß sich leicht Isolinien konstruieren lassen (siehe z. B. Fleischer, 1964). Die isostatische Korrektur macht die Bouguer-Korrektur weitgehend rückgängig. Somit erhält man wieder den Freiluftanomalien ähnliche Anomalien. Die Freiluftanomalien sind demnach eine erste Näherung der isostatischen Anomalien für die Ausgleichstiefe Null.

Eine Zusammenstellung aller Effekte und ihrer praktischen Auswirkung auf die Gravimeteranzeige ist in Tabelle 1 gegeben.

V. Praktische Beispiele gravimetrischer Seevermessungen

A. Seegravimetrische Aktivitäten einiger Institutionen

Etwa seit dem Jahre 1957 entfaltete sich eine ständig zunehmende gravimetrische Meßtätigkeit auf allen Meeren, die teils von den hydrographischen Diensten, teils von verschiedenen Forschungsinstituten übernommen wurden. Zusammenhängende Vermessungen erfolgten dabei überwiegend in den nationalen Interessensphären, beispielsweise in den Gewässern um Großbritannien durch das Hydrographic Department, den Natural Environment Research Council und die Universitäten Cambridge und Durham, im Mittelmeer weitgehend durch das Osservatorio Geofisico Sperimentale, Triest (Allan und Morelli, 1971) und im fernen Osten durch das Ocean Research Institute der Universität Tokio (z. B. Segawa, 1968).

An weltweiten Untersuchungen sind vor allem diejenigen des Lamont-Doherty Geological Observatory (z. B. Le Pichon und Talwani, 1968; Talwani und Le Pichon, 1969) zu nennen, sowie die systematische Vermessung des Nordatlantik auf jedem 3. Breitengrad durch das Technologische Institut Delft (Strang van Hees, 1967; Anonymous, 1967b) und die Arbeiten im nordwestlichen Atlantik durch das Bedford Institute of Oceanography (Loncarevic, 1966; Keen, Loncarevic und Ewing, 1970; u. a.). Schließlich führen das U. S. Naval Oceanographic Office und die Sowjetunion intensiv seegravimetrische Vermessungen durch. Im Gegensatz zu den vorgenannten Arbeiten, deren Daten dem Bureau Gravimetrique International in Paris gemeldet werden, sind die letzteren jedoch wegen militärischen Interesses nicht zugänglich. Entsprechendes gilt für die kommerziell in zunehmendem Maße getätigten Vermessungen für die Lagerstättenprospektion.

Von deutscher Seite wurde in den Jahren von 1957 bis 1964 in Zusammenarbeit von Bundesanstalt für Bodenforschung und Deutschem Hydrographischem Institut eine geophysikalische Übersichtsvermessung der südlichen und mittleren Nordsee durchgeführt (Closs, 1962; Fleischer, 1963; Hinz, 1968). Mit Indienstellung des F. S. „Meteor“ im Jahre 1964 wurden fernerliegende Aufgabengebiete vorgenommen. Vier Fahrten

führten in den Bereich Mittelmeer — Indischer Ozean, die übrigen ausnahmslos in den mittleren und nordöstlichen Atlantischen Ozean. Intensiv wurde hier die Große Meteor-Bank von verschiedenen Forschergruppen geophysikalisch untersucht (s. Literaturanhang), ferner von Seiten der Bundesanstalt für Bodenforschung das Gebiet der Kanarischen Inseln (Roeser, Hinz und Plaumann, 1971) und Profile in der Norwegischen See (Hinz und Moe, 1971. Zur Gravimetrie in diesem Gebiet s. Talwani und Edholm, 1972).

Die Aktivitäten des Deutschen Hydrographischen Instituts in den Jahren 1965 bis 1972 erstreckten sich auf die Untersuchungen sehr verschiedenartiger Strukturen zwischen Jan Mayen und dem Äquator. Die Vielfalt der vorkommenden Anomalien und ihre Deutung läßt sich daher besonders gut an ausgewählten Profilen für die verschiedenen Meßgebiete demonstrieren (Abb. 11).

B. Schwereanomalien verschiedener ozeanischer Strukturen

Die auffälligste und wichtigste Struktur des Atlantischen Ozeans ist der Mittelatlantische Rücken. Von ihm wurden ausgewählte Teilgebiete vermessen, u. zw. der Island—Jan Mayen-Rücken (Meßgebiet A) durch VFS „Komet“ 1971, sowie der Reykjanesrücken etwa 700 sm südwestlich von Island 1966 (Gebiet C) auf Fahrt 4 und die Romanche-Bruchzone (Abb. 11, E) auf der Atlantischen Expedition 1965 (IQSY) des F.S. „Meteor“.

Typisch für den aktiven Teil des Rückens ist das Profil C, das die dem Rücken parallelen magnetischen Streifenmuster senkrecht schneidet (Abb. 12 C). Aus ihnen folgt eine Ausbreitungsgeschwindigkeit des Meeresbodens nach der *Seafloor spreading* Hypothese von $2 \times 1,1$ cm/Jahr (Fleischer, 1969; Fleischer *et al.*, 1973). Die Freiluftanomalie gibt den zentralen Riftgraben wieder, während die Bougueranomalie eine Teilkompensation („Wurzel“) dieses Gebirgszuges andeutet. Weiter nördlich ist der dort wenig zerklüftete Rücken dagegen durch eine im ganzen positive Freiluftanomalie gekennzeichnet, so bei 59° — 62° N (Talwani, Windish und Langseth, 1971) und nördlich von Island (Abb. 12 A). Hier zeigt sich eine Parallelität zum Grundgebirge und somit die Nützlichkeit der Kenntnis der Sedimentbedeckung aus gleichzeitigen Air-gun-Messungen (Hinz, persönliche Mitteilung). Während der Kamm des Rückens morphologisch nur undeutlich hervortritt, ist die zentrale magnetische Anomalie hier mit 3000 nT (3000 γ) sehr stark ausgeprägt. Auch treten deutlich die parallelen Streifenmuster auf (Meyer *et al.*, 1972).

Eine Zehnerpotenz geringer sind die magnetischen Anomalien im Bereich der Romanche-Bruchzone, der größten und tiefsten *Transform fault* des Mittelatlantischen Rückens (Abb. 12 E). Die Freiluftanomalie zeigt, daß im zentralen, aktiven Teil dieser Struktur, längs der der Rücken um

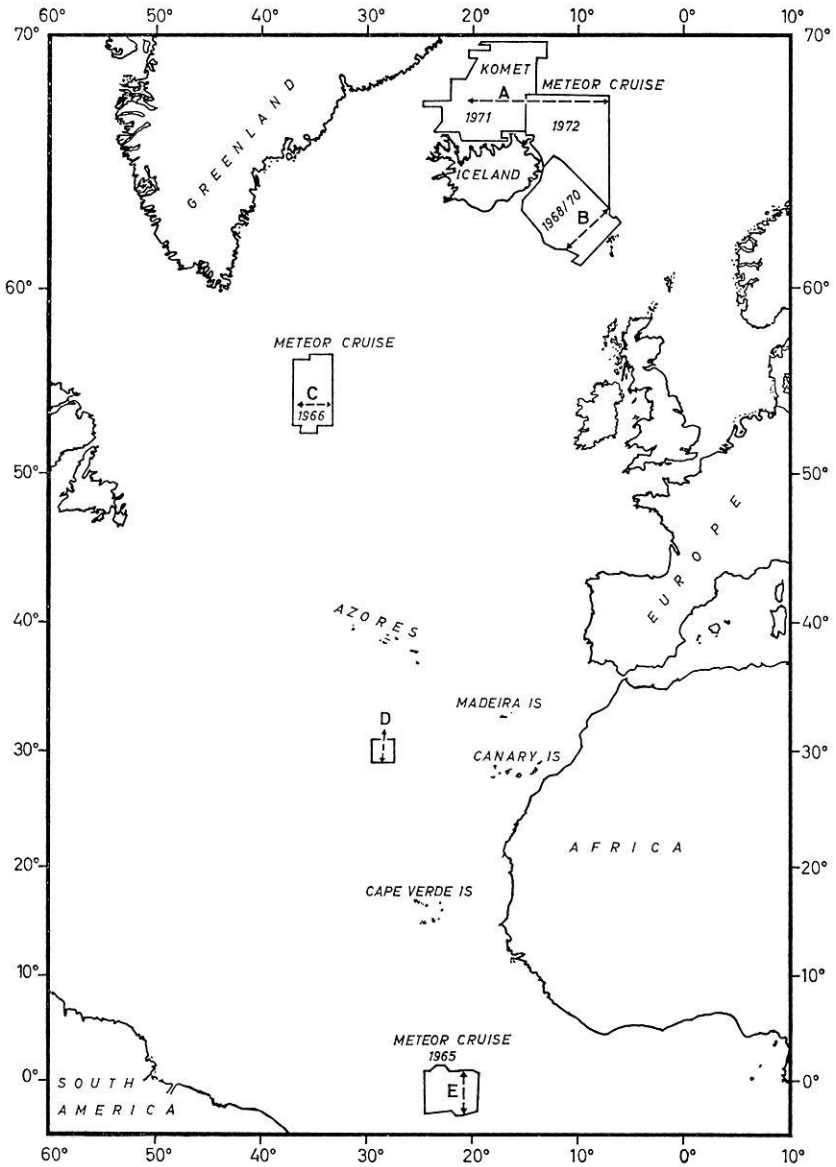


Abb. 11. Übersichtskarte der Meßgebiete des D.H.I. im Atlantischen Ozean mit F.S. „Meteor“ und V.F.S. „Komet“, 1965–1972

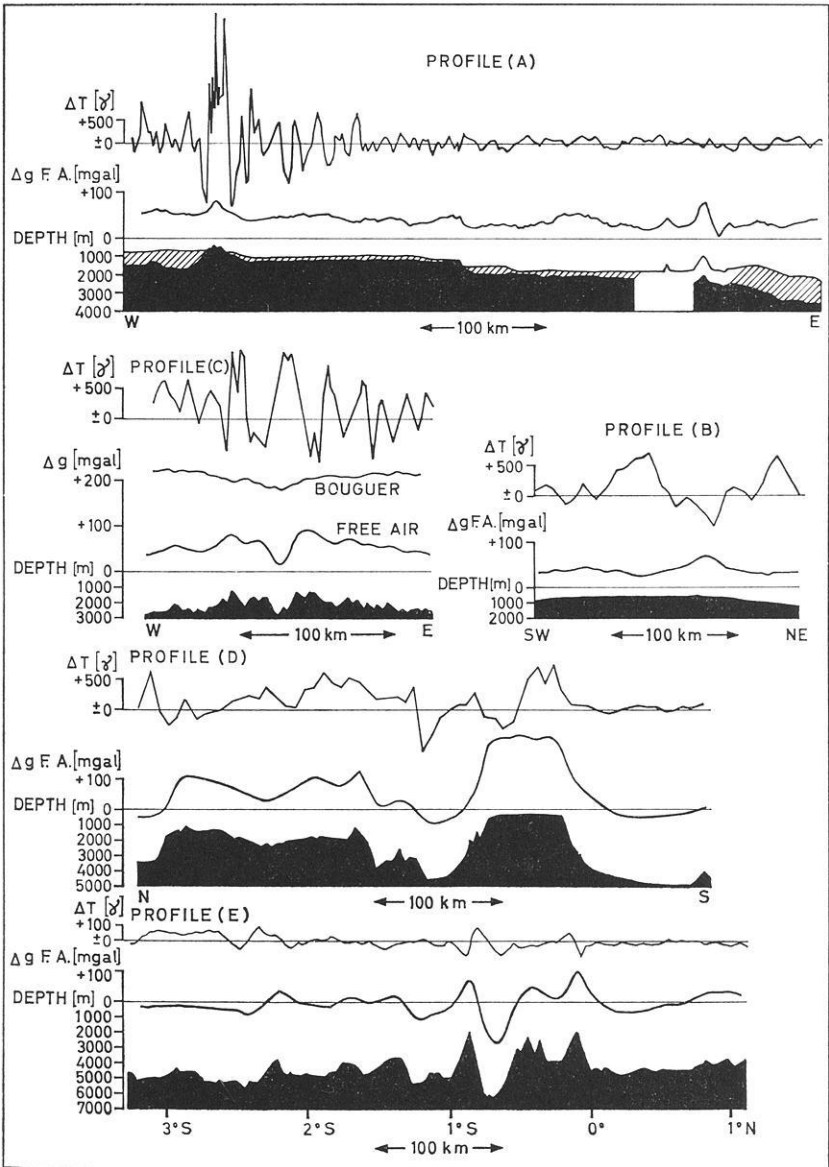


Abb. 12. Gemessene Anomalien und Echollottiefen längs je eines Profils der verschiedenen, in Abb. 11 wiedergegebenen Meßgebiete

etwa 500 sm versetzt ist (ca. $0^{\circ} 45'$ Süd), praktisch keine isostatische Kompensation auftritt, während die parallel verlaufende Chain-Bruchzone, die hier auf ihrem inaktiven, außerhalb des Rückenversatzes liegenden Teilstück bei etwa $2^{\circ} 30'$ Süd geschnitten wird, eine solche erkennen läßt. Offenbar wirken hier die rezenten Verformungen einem isostatischen Ausgleich entgegen.

Nicht isostatisch kompensiert sind offensichtlich auch ozeanische Kuppen wie die Große Meteor-Bank (Abb. 12 D). Sowohl die ermittelte Dichte zusammen mit der magnetischen Anomalie (Fleischer, Meyer und Schaaf, 1970) als auch die refraktions- und reflexionsseismischen Ergebnisse (Aric, Hirschleber, Menzel und Weigel, 1970) lassen auf kontinentalen Ursprung dieses großen Plateaus schließen. Doch folgert Hinz (1969) aus Pneuflex-Messungen eine submarine vulkanische Genese. Auch morphometrische und Sedimentkern-Untersuchungen wurden zur Erklärung der Oberflächenform herangezogen (s. Literaturanhang).

Schließlich wurde das Teilstück Island—Färöer des Grönland—Schottlandrückens, der den Mittelatlantischen Rücken bei Island kreuzt, mit einer engmaschigen Vermessung überdeckt. Dieser Rücken unterscheidet sich von einem aktiven mittelozeanischen Rücken durch das Fehlen von Erdbebenepizentren und von linearen magnetischen Strukturen. Trotz sehr glatter Topographie treten beachtliche Schwerestörungen auf (Abb. 12 B), wobei sich relative Minima von etwa 30 mGal nur durch sehr leichte Masseneinlagerungen oder große Tiefenerstreckung erklären lassen (Bott, Browitt und Stacey, 1971; Fleischer, 1971). Sparker-Messungen, die auf Fahrt 27 des F. S. „Meteor“ durchgeführt wurden, zeigen an diesen Stellen Sedimentationströge, die aber nur wenige hundert Meter Tiefe erreichen (Fleischer, Holzkamm, Vollbrecht und Voppel, 1974).

Weitere Beispiele ließen sich für die Nordsee und andere Schelfmeere geben, wo sich vielfach die gleichen Strukturen wie auf dem angrenzenden Festland nachweisen lassen. Insbesondere können Salzstrukturen lokalisiert und damit Anhaltspunkte für die Erdölprospektion gegeben werden. Dies ist bekannterweise in der Nordsee erfolgreich geschehen.

*Literatur*¹

- Allan, T.D., Dehlinger, P., Gantar, C., Morelli, C., Pisani, M., Harrison, J.C.: Comparison of Graf-Askania and La Coste—Romberg surface-ship gravity meters. *J. Geophys. Res.* 67, 5157—5162, 1962
 Allan, T.D., Morelli, C.: A geophysical survey of the Mediterranean Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 13, 99—142, 1971

¹ Weitergehende Literaturangaben finden sich u. a. bei Graf (1967), Fleischer (1963) und Morelli (1965).

- Anonymous: Report on prototype gravity measuring system (constructed by Bell Aerosystems Company). Proc. First Marine Geod. Symp. 1966, 195–199, ESSA 1967a
- Anonymous: Navado III — Bathymetric, magnetic, and gravity investigations, H. Net. M.S. Snellius 1964–1965. Hydrogr. Newsletter, Spec. Publ. No 3, 1967b
- Bock, R.O., Wing, C.: A new ocean-floor gravimeter utilizing a vibration string accelerometer. Proc. First Marine Geod. Symp. 1966, Sess. IV, 195–196, 1967
- Bott, M.H.P., Browitt, C.W.A., Stacey, A.P.: The deep structure of the Iceland–Faeroe Ridge. Marine Geophys. Res. 1, 328–351, 1971
- Bower, D.R.: The determination of cross-coupling errors in the measurements of gravity at sea. J. Geophys. Res. 71, 487–493, 1966
- Bower, D.R., Loncarevic, B.D.: Sea-gravimeter trials on the Halifax test range aboard C.S.S. Baffin, 1963. Publ. Dominion Astrophys. Obs., Ottawa, 36, 1967
- Bowin, C., Aldrich, T.D., Folinsbee, R.A.: VSA Gravity Meter system: Tests and recent developments. J. Geophys. Res. 77, 2018–2033, 1972
- Bowin, C., Wing, C.G., Aldrich, T.C.: Test of the MIT Vibrating String Gravimeter, 1967. J. Geophys. Res. 74, 3278–3280, 1969
- Browne, B.C.: The measurement of gravity at sea. Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl. 4, 271–279, 1937
- Closs, H.: Geophysikalische Arbeiten in der südlichen Nordsee. Z. Dtsch. Geol. Ges. 114, 1–6, 1962
- Collette, B.J.: Gravity Expeditions (F.A. Vening Meinesz, ed.), Part II. Publ. Neth. Geod. Comm., Delft 1960
- Dehlinger, P.: Reliability at sea of gimbal-suspended gravity meters with 0,7 critically damped accelerometers. J. Geophys. Res. 69, 5383–5394, 1964
- Dehlinger, P., Chiburis, E.F.: Gravity at sea. Marine Geol. 12, 1–41, 1972
- Dehlinger, P., Yungul, S.H.: Experimental determination of the reliability of the La Coste and Romberg surface-ship gravity meter S–9. J. Geophys. Res. 67, 4389–4394, 1962
- Eötös, R. von: Experimenteller Nachweis der Schwereänderung, die ein auf normal geformter Erdoberfläche in östlicher oder westlicher Richtung bewegter Körper durch diese Bewegung erleidet. Gesammelte Arbeiten, Budapest 1953, 293–305; veröffentlicht in Ann. Physik, 1919
- Fleischer, U.: Surface-ship gravity measurements in the North Sea. Geophys. Prospecting 11, 535–549, 1963
- Fleischer, U.: Schwerestörungen im östlichen Mittelmeer nach Messungen mit einem Askania-Seegravimeter. Deut. Hydrograph. Z. 17, 153–164, 1964
- Fleischer, U.: Tests of gyrotables and comparison of two antiparallel mounted seagravimeters. Askania-Warte 25, Nr. 71, 1–8, 1968
- Fleischer, U.: Investigations of rifts by shipboard magnetic and gravity surveys: Gulf of Aqaba–Red Sea and Reykjanes Ridge. Deut. Hydrograph. Z. 22, 205–208, 1969
- Fleischer, U.: Gravity surveys over the Reykjanes Ridge and between Iceland and Faeroe Islands. Marine Geophys. Res. 1, 314–327, 1971
- Fleischer, U., Korschunow, A., Schulz, G., Vogt, P.R.: Eine gravimetrische und erdmagnetische Vermessung des südlichen Reykjanesrückens mit dem Forschungsschiff Meteor, 1966. „Meteor“-Forschungsergebnisse, Reihe C, Nr. 13, 64–84, 1973

- Fleischer, U., Holzkamm, F., Vollbrecht, K., Voppel, D.: Die Struktur des Island-Färöer-Rückens aus geophysikalischen Messungen. Deut. Hydrograph. Z. 27, 1974 (im Druck)
- Fritsch, J.: Erfahrungsbericht über Messungen mit dem Askania-Seegravimeter. Deut. Hydrograph. Z. 15, 142–173, 1962
- Gantar, C., Morelli, C.: First tests on the new Bell Aerosystems Sea Gravity Meter. Boll. Geofis. Teor. Appl. 9, 173–190, 1969
- Gantar, C., Morelli, C., Pisani, M.: Experimental study of the response of the Graf-Askania Gss2 No 13 Sea Gravity Meter. J. Geophys. Res. 67, 4441–4419, 1962
- Gilbert, R. L. G.: A dynamic gravimeter of novel design. Proc. Phys. Soc. (London) B62, 445–454, 1949
- Graf, A.: Das Problem der Schweremessungen auf See mit Gravimetern. Z. Geophys. 20, 208–218, 1954
- Graf, A.: Über die bisherigen Erfahrungen und Meßergebnisse mit dem See-gravimeter. Z. Geophys. 23, 4–25, 1957
- Graf, A.: Das Seegravimeter. Instrumentenk. 66, Nr. 8, 151–161, 1958
- Graf, A.: Messungen mit dem Seegravimeter auf einer kreiselstabilisierten Plattform. Veröff. Dt. Geod. Komm. A32, 41–45, 1959
- Graf, A.: Gravimetrische Instrumente und Meßmethoden. Band Va von Jordan–Eggert–Kneissl: Handbuch der Vermessungskunde. Stuttgart: J. B. Metzlersche Verlagsbuchhandlung 1967
- Graf, A., Schulze, R.: Improvements of the sea gravimeter Gss2. J. Geophys. Res. 66, 1813–1821, 1961
- Haalck, H.: Messungsergebnisse mit dem statischen Schweremesser auf der Nord- und Ostsee und in Norddeutschland. Z. Geophys. 11, 55–74, 1935
- Haalck, H.: Der statische (barometrische) Schweremesser für Messungen auf dem festen Lande und auf See. Teil I bis III. Gerlands Beitr. Geophys. 7, 285–316 und 418–448, 1939
- Harrison, J. C.: Tests of the La Coste–Romberg surface-ship gravity meter 1. J. Geophys. Res. 64, 1875–1881, 1959
- Harrison, J. C., La Coste, L. J. B.: The performance of La Coste–Romberg surface-ship gravity meters in 1963 and 1964. J. Geophys. Res. 73, 2163–2174, 1968
- Harrison, J. C., Spiess, F. N.: Tests of the La Coste and Romberg surface-ship gravity meter 2. J. Geophys. Res. 68, 1431–1438, 1963
- Hayes, D. E., Worzel, J. L., Karnick, H.: Tests on the 1962 model of the Anschütz gyrotable. J. Geophys. 69, 749–757, 1963
- Haworth, R. T.: The elimination of cross-coupling errors in systematic sea gravity surveys. Geophys. J. R. Astr. Soc. 22, 545–556, 1971a
- Haworth, R. T.: Cross-coupling errors as a function of the orientation of a Graf-Askania sea gravimeter Gss2. J. Geophys. Res. 76, 2663–2673, 1971b
- Hecker, O.: Bestimmung der Schwerkraft auf dem Atlantischen Ozean sowie in Rio de Janeiro, Lissabon und Madrid. Veröff. Preuß. Geodät. Inst., N. F., Berlin 11, 1903
- Hecker, O.: Bestimmung der Schwerkraft auf dem Indischen Ozean und dessen Küsten. Zentralbüro d. Intern. Erdmessg., Veröff. N. F., Berlin 16, 1908
- Heiskanen, W.: Catalogue of the isostatically reduced gravity stations. Publ. Isostat. Inst. Helsinki, 1939
- Heiskanen, W., Nuotio, U.: Topographic-isostatic world maps of the effect of the Hayford zones 10, 9, 8, and 7 to 1. Publ. Isostat. Inst. Helsinki, 1938

- Henderson, G.C.: A gravimeter for marine, airborne, and lunar surface measurements. Unveröffentlichtes Manuskript
- Hinz, K.: A contribution of the geology of the North Sea according to geophysical investigations by the Geological Survey of the German Federal Republic. In: D. T. Donovan (Ed.): *Geology of shelf seas*. Edinburgh—London: Oliver & Boyd, 55—71, 1968
- Hinz, K., Moe, A.: *Crustal Structure in the Norwegian Sea*. *Nature phys. Sci.* 232, No. 35, 187—190, 1971
- Karnick, H.: *Der Kreiseltisch zum Seegravimeter*. *Askania-Warte* 21, Nr. 64, 9—16, 1964
- Keen, M. J., Loncarevic, B. D., Ewing, G. N.: *Continental margin of eastern Canada: Georges Bank to Kane Basin*. In M. N. Hill and A. E. Maxwell (Ed.): *The Sea*, 4, (Part II), 251—291. New York: Wiley Interscience 1970
- Kuzivanov, V. A., Popov, Ye. I.: The processing of the reading of overdamped gravimeters during measurements at sea. *Prikl. Geof.* 29, 157—167, 1961²
- La Coste, L. J. B.: U.S. Patente 2 589709 und 589710, 1952
- La Coste, L. J. B.: *Surface ship gravity measurements on the Texas A and M college ship, the Hidalgo*. *Geophysics* 24, 309—322, 1959
- La Coste, L. J. B.: U.S. Patente 2 964948 und 977799, 1960/61
- La Coste, L. J. B.: *Gravity measurements at sea and in the air*. *Rev. Geophys.* 5, 477—526, 1967
- La Coste, L. J. B. and Harrison, J. C.: *Some theoretical considerations in the measurements of gravity at sea*. *Geophys. J.* 5, 89—103, 1961
- La Fehr, T. R., Nettleton, L. L.: *Qualitative evaluation of a stabilized platform shipboard gravity meter*. *Geophysics* 32, 110—118, 1967
- Le Pichon, X., Talwani, M.: *Regional Gravity Anomalies in the Indian Ocean*. *Deep-Sea Res.* 16, 263—274, 1969
- Loncarevic, B. D.: *Accuracy of sea gravity surveys: comparison of shipboard and submarine gravity values*. *Nature* 205, 32—34, 1965
- Loncarevic, B. D.: *Sea gravimeter reliability tests (abstract)*. *Trans. Am. Geophys. Union* 45, 34, 1964
- Loncarevic, B. D.: *Bouguer map of an area of the Mid-Atlantic Ridge*. *Bull. d'Inform. Bureau Gravim. Int. Paris* 12, 1966
- Lozinskaja, A. M.: *Strunnyj gravimetr dlja izmerenija sily tjazesti na more*. (A string gravity meter for measurements of gravity at sea). *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz., Moskva* 3, 398—409, 1959
- Meyer, O., Voppel, D., Fleischer, U., Closs, H., Gerke, K.: *Results of bathymetric, magnetic and gravimetric measurements between Iceland and 70° N*. *Deut. Hydrograph. Z.* 25, Nr. 5, 1972
- Morelli, C.: *Gravity measurements on surface-ships*. *Rev. Petrol. Paris* 2, No. 1073, 1965
- Noergaard, G.: *Statischer Schweremesser*, *Verh. Balt. Geodät. Komm., Helsinki*, 211—215, 1933
- Noergaard, G.: *Statische Schweremessungen auf See*. *Verh. Balt. Geodät. Komm., Helsinki*, 127—140, 1936
- Orlin, H.: *Marine gravity surveying instruments and practice*. *First Marine Deod. Symp. 1966*. *Int. J. Oceanol. Limnol.* 1, 205—221, 1967

- Popov, E.I.: The duration of observations of highly damped gravimeters on a mobile base. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz., Moskva* 9, 1206–1214, 1962
- Roeser, H.A., Hinz, K., Plaumann, S.: Continental marginal structure in the Canaries. *Inst. Geol. Sci. Rep. No. 70/16*, 27–36, 1971
- Schlichting, K.: Ein neues Kreiselssystem für den Kreiseltisch zum Askania-Seegravimeter. *Askania-Warte* 70, 10–16, 1967
- Schulze, R.: Das Askania-Seegravimeter Gss2 nach Graf. *Askania-Warte* 57, 1–12, 1961
- Schulze, R.: Automation of the Sea Gravimeter Gss2. *J. Geophys. Res.* 67, 3397–3401, 1962
- Segawa, J.: Measurement of gravity at sea around Japan (1967). *Bull. Geod. Soc. Japan* 13, 53–65, 1968 (Coll. Repr. Nr. 139 of The Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo 7, 1968)
- Segawa, J.: Gravity measurements at sea by use of the T.S.S.G. Part 1. Data Processing of the T.S.S.G. *J. Phys. Earth* 18, 19–49, 1970
- Strang van Hees, G.L.: Gravity measurements on the Atlantic. *Technolog. Univ. Delft*, unpubl. manuscript, 1967
- Talwani, M.: Some recent developments in gravity measurements aboard surface ships. *Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. No. 9*, 31–47, 1966
- Talwani, M.: Developments in Navigation and measurements of gravity at sea. *Geoexploration* 8, 151–183, 1970
- Talwani, M., Edholm, O.: Continental margin off Norway: A geophysical study. *Bull. Geol. Soc. Am.* 83, 3575–3606, 1972
- Talwani, M., Le Pichon, X.: Gravity field over the Atlantic Ocean. *Amer. Geophys. Union Monogr. No. 13*, 341–351, 1969
- Talwani, M., Early, W.P., Hayes, D.E.: Continuous analog computation and recording of cross-coupling and off-leveling errors. *J. Geophys. Res.* 71, 2079–2090, 1966
- Talwani, M., Windish, C.C., Langseth, M.G.: Reykjanes ridge crest: A detailed geophysical study. *J. Geophys. Res.* 76, 473–517, 1971
- Thompson, L.G.D.: Comparison of La Coste–Romberg and Askania-Graf gravity meters in gimbal and stabilized mounts. *J. Geophys. Res.* 70, 5599–5613, 1965
- Tomoda, Y., Kanamori, H.: Tokyo Surface Ship Gravity Meter $\alpha - 1$. *J. Geod. Soc. Japan* 7, 116–145, 1962
- Tomoda, Y., Maruyama, T., Kanamori, H.: Self exiting short period bifilar gravity pendulum designed for the purpose of gravity measurements on board a moving vessel. *Geophys. Notes Tokyo* 13, No. 2, 1960. (Contr. Nr. 35; in *Japan. Spr. m. engl. Abstr.*)
- Tomoda, Y., Ozawa, K., Segawa, J.: Measurement of gravity and magnetic field on board a cruising vessel. *Bull. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo* 3, 1–170, 1968
- Tsuboi, C., Tomoda, Y., Kanamori, H.: Continuous measurements of gravity on board a moving surface ship. *Geophys. Notes Tokyo* 14, No. 2, Contr. 19, 1961
- Vening Meinesz, F.A.: Theory and practice of pendulum observations at sea. I + II. *Publ. Neth. Geod. Comm., Delft* 1929 und 1941
- Vening Meinesz, F.A.: Gravity expeditions at sea. I, II + III. *Publ. Neth. Geod. Comm., Delft* 1932, 1934 und 1948
- Vening Meinesz, F.A.: Second order disturbance terms in pendulum observations at sea. *Proc. Koninkl. Akad. Wet., Amsterdam* 40, (1937) 8, 650–653, 1937

- Veselov, K. Ye., Yevdokimov, Yu. S., Zhilin, A. V., Telepin, M. A.: Gravimetric surveying with stable sea gravimeters in the sea of Okhostk and in the Pacific Ocean. *Prikl. Geof.* 29, 136–156, 1961²⁾
- Wall, R. E., Talwani, M., Worzel, J. L.: Cross-coupling and offleveling errors in gravity measurements at sea. *J. Geophys. Res.* 71, 465–485, 1966
- Wing, C. G.: MIT Vibrating String Surface-ship Gravimeter. *J. Geophys. Res.* 74, 5882–5894, 1969
- Worzel, J. L.: Tests of Graf sea gravimeter. *Trans. Am. Geophys. Union* 38, No. 3, 1957
- Worzel, J. L.: Continuous gravity measurements on a surface ship with the Graf sea-gravimeter. *J. Geophys. Res.* 64, 1299–1315, 1959

Literaturanhang zum Thema „Große Meteor-Bank“

- Ariç, K., Hirschleber, H., Menzel, H., Weigel, W.: Über die Struktur der Großen Meteor-Bank nach seismischen Ergebnissen. „Meteor“-Forschungsergebnisse, Reihe C, 3, 48–64, 1970
- Dietrich, G.: Einige morphologische Ergebnisse der Meteor-Fahrt Januar bis Mai 1938. *Ann. d. Hydr. Beih.* Januar 1939, 1939
- Fleischer, U., Meyer, O., Schaaf, H.: Über den Aufbau der untermeerischen Tafelberge südlich der Azoren anhand eines gravimetrisch-magnetischen Nord-Süd-Profiles über die Große Meteor-Bank. „Meteor“ Forschungsergebnisse, Reihe C, 3, 37–47, 1970
- Heye, D.: Magnetic investigations of sediment cores from the region of the Great Meteor Seamount. „Meteor“-Forschungsergebnisse, Reihe C, 3, 28–36, 1970
- Hinz, K.: The Great Meteor Seamount. Results of seismic reflection measurements with a pneumatic sound source, and their geological interpretation. „Meteor“-Forschungsergebnisse, Reihe C, 2, 63–77, 1969
- Pasenu, H.: Morphometrische Untersuchungen an Hangterrassen der Großen Meteorbank. „Meteor“-Forschungsergebnisse, Reihe C, 6, 69–82, 1971
- Pratt, R. M.: Great Meteor Seamount. *Deep-Sea Res.* 10, 17–25, 1963
- Ulrich, J.: Zur Topographie und Morphologie der Großen Meteorbank. „Meteor“-Forschungsergebnisse, Reihe C, 6, 48–68, 1971

Dr. Ulrich Fleischer
 Deutsches Hydrographisches Institut
 D-2000 Hamburg 4
 Bernhard-Nocht-Str. 78
 Bundesrepublik Deutschland

