

**Zeitschrift:** Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik : VPK = Mensuration, photogrammétrie, génie rural

**Herausgeber:** Schweizerischer Verein für Vermessung und Kulturtechnik (SVVK) = Société suisse des mensurations et améliorations foncières (SSMAF)

**Band:** 79 (1981)

**Heft:** 5: Beruf - Erwartungen - Realität - Nachwuchs

**Artikel:** Moderne Methoden der Erdmessung

**Autor:** Torge, W.

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-230649>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 15.03.2025

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# Moderne Methoden der Erdmessung\*

W. Torge

Einleitend wird die Aufgabe und Entwicklung der Erdmessung skizziert: Die Genauigkeitssteigerung dank immer besserer Messmethoden und die neuen Möglichkeiten der Datenverarbeitung führten zu entsprechend verfeinerten Erdmodellen, bei denen heute die zeitlichen Veränderungen eine immer wichtigere Rolle spielen. Ein nächster Abschnitt befasst sich mit den Bezugssystemen – dem raumfesten und dem erdfesten – und den geometrischen und physikalischen Parametern der Erdmodelle. Es wird zwischen der Anlage von Festpunktfeldern und der kontinuierlichen Darstellung von Geometrie und Schwere durch Ortsfunktionen unterschieden. Einem Überblick über Messverfahren und Auswertalgorithmen folgen Resultate, unterteilt in globale und regionale Angaben über die heute erreichbare Genauigkeit. Weiterhin anzustrebendes Ziel sind Untersuchungen über geokinematische und geodynamische Vorgänge. Ein abschliessender Ausblick fasst die in den 1980er Jahren zu erwartende Entwicklung zusammen.

*L'introduction rappelle brièvement le problème de la mesure de la Terre et ses récents développements. L'accroissement de précision résultant de meilleures méthodes de mesure et du traitement des données par ordinateurs permet de définir des modèles de la Terre plus élaborés, dans lesquels les modifications dues au temps jouent un rôle toujours plus important. L'article définit ensuite les systèmes de référence – liés à l'espace ou à la Terre – et les paramètres géométriques et physiques de ces modèles. La distinction entre les réseaux de points fixes et la représentation continuellement variable de la géométrie et du champ de la pesanteur est obtenue par des fonctions locales. Après un aperçu concernant les techniques de mesure et les algorithmes de traitement, on trouve quelques résultats sur la précision globale ou sectorielle réalisable aujourd'hui. Les recherches futures devraient explorer les phénomènes géocinématiques et géodynamiques. L'article se termine par une présentation résumée des développements prévisibles au cours des années 1980.*

## 1. Aufgabe und Entwicklung der Erdmessung

Ausgehend von der klassischen Definition der Geodäsie nach *Helmert* (1880/84) lässt sich die Aufgabe der Erdmessung wie folgt beschreiben:

- Einrichtung von globalen und kontinentalen *Festpunktfeldern* als Grundlage für die anschliessende detaillierte Bestimmung der physischen Erdoberfläche (geometrische Parameter).
- Bestimmung des äusseren *Schwerefeldes* der Erde (physikalische Parameter).
- Bereitstellung von *Erdmodellen* als definierte Annäherung an die physische Erdoberfläche und das äussere Schwerefeld (geometrische und physikalische Parameter).

Im Laufe der mehr als 2000jährigen Geschichte der Erdmessung wurden die Zielgrössen «Figur und äusseres Schwerefeld der Erde» in immer besseren Approximationen ermittelt. Dabei wurde die Entwicklung durch den Fortschritt der sich gegenseitig beeinflussenden Bereiche Technologie, Methodik und Modellbildung bestimmt. Wir nennen einige herausragende Stadien mathematischer und technologischer Entwicklung (vgl. Fischer 1975, ferner auch Torge 1980a):

- die Einführung der *astrogeodätischen Methode* (Eratosthenes etwa 200 v. Chr.) und ihre Leistungssteigerung durch die Triangulation (Snellius 1615) und die elektromagnetische Distanzmessung (ab 1950),
- die Bereitstellung und Vervollkommnung der *gravimetrischen Methode* (Clairaut 1743, Stokes 1849, Molodenski 1945) und die eine intensivere Anwendung ermöglichenden technologischen Fortschritte in der Relativgravimetrie (ab 1930),

- die operationellen Leistungen der *Satellitengeodäsie* (ab 1960) beim Aufbau globaler und regionaler Kontrollnetze und bei der Gravitationsfeldbestimmung,
- die Möglichkeit der optimalen Parameterschätzung aus stochastischen Daten durch die Anfang des 19. Jahrhunderts entwickelte *Methode der kleinsten Quadrate* (Legendre, Gauss) und ihre Erweiterung zur simultanen Schwerefeldbestimmung aus heterogenem Material durch die *Kollokation* nach kleinsten Quadraten (Krarup, Moritz u. a. ab etwa 1970),
- die durch die *elektronische Datenverarbeitung* (etwa ab 1960) gegebenen Möglichkeiten zur Auswertung auch sehr umfangreicher Datensätze mit komplexen Algorithmen,
- der zur Zeit beginnende Einsatz globaler Techniken (stationäre und mobile Instrumente) im *Subdezimeter-Genauigkeitsbereich*.

Dem fortschreitenden Erkenntnisstand der Erdmessung entsprechend verfeinerten sich auch die *Erdmodelle*, so dass heute für verschiedene Nutzergruppen unterschiedliche Annäherungen an die Erdfigur und das Schwerefeld zur Verfügung stehen (Kugel, Niveauellipsoid, Niveauphäroide mit den zugehörigen Normalschwerefeldern).

*Zeitliche Veränderungen* der Erdoberfläche liessen sich regional und lokal bereits seit längerem durch terrestrische Verfahren besonders als Höhenänderungen mit Hilfe des geometrischen Nivellements beobachten. Global konnte dagegen bei der bis etwa 1970 erreichten Relativgenauigkeit von  $\pm 10^{-6}$  (entspr.  $\pm 6$  m und  $\pm 0.2$  im geozentrischen Ortsvektor sowie  $\pm 1$  mgal =  $10^{-5}$  ms<sup>-2</sup> im Betrag der Schwere) der Erdkörper als starr angesehen werden. Auch der heute weitgehend vollzogene Übergang zur Genauigkeit  $\pm 10^{-7}$  ändert an dieser Konzeption nichts: Verlagerungen des «erdfesten» Referenzsystems werden durch Anschluss an ein raumfestes System überwacht und Gezeiteneinflüsse mit globalen Elastizitätsparametern modelliert, anschliessend finden Reduktionen auf das starre Erdmodell statt. Die soeben beginnende Genauigkeitssteigerung in den  $\pm 10^{-8}$ -Bereich hinein erlaubt dagegen die Erfassung der verschiedensten kinematischen und dynamischen Vorgänge. Erdoberfläche und äusseres Schwere-

\*Überarbeitete und gekürzte Fassung eines am 14.11.1980 im Rahmen des Geodätisch-Geophysikalischen Seminars der ETH Zürich gehaltenen Vortrags.

feld müssen nun als zeitlich variables System angesehen werden; die o. g. Aufgabenstellung der Erdmessung erweitert sich um die Bestimmung der zeitlichen Variationen, wodurch ein neues Kapitel in der Geschichte der Geodäsie begonnen hat (Bonatz 1980). Erdmessungsparameter der Genauigkeit  $\pm 10^{-6}$  haben für zahlreiche Problemstellungen der Astronomie, Geographie, Geophysik, Kartographie, Landesvermessung und Navigation nützliche Dienste geleistet, einige Disziplinen benötigen offensichtlich keine höheren Genauigkeiten. Der Übergang zur  $\pm 10^{-8}$ -Genauigkeit erschliesst nun ein neues weitgespanntes Anwendungsfeld in der Physik der festen Erde und in der physikalischen Ozeanographie, die geodätischen Ergebnisse zur Kinematik und Dynamik dienen hier als Randbedingungen bei der Entwicklung dynamischer Modelle.

## 2. Bezugssysteme und Parameter

Die Erdmessung benützt zwei verschiedene Bezugssysteme, von denen das eine raumfest, das andere erdfest angeordnet ist (Mueller 1980).

Das *raumfeste Bezugssystem* stellt eine Annäherung an ein Inertialsystem dar. Es wird durch das in einem astronomischen Fundamentalkatalog (FK4, ab 1984 FK5) gegebene Richtungsbündel (Rektaszension und Deklination) zu einer Anzahl von Fixsternen realisiert, seine Achsen sind durch die Richtung der Erdrotation und die Richtung zum Frühlingspunkt definiert. Durch Anschluss an dieses stellare System wird der Erdkörper im Raum orientiert. Die Genauigkeit des stellaren Systems hängt ausser von den astronomischen Messfehlern und den Einflüssen der astronomischen Refraktion besonders von der Bestimmung der zeitlichen Achsverlagerungen (Präzession und Nutation) und der Eigenbewegung der «Fix»-Sterne ab, eine Genauigkeitssteigerung über  $\pm 0.01$  erscheint mit terrestrischen Techniken kaum möglich. Eine analoge, vermutlich noch zu steigernde Genauigkeit wird z. Z. durch die räumliche Orientierung mit Hilfe der Richtungen zu eigenbewegungsfreien extragalaktischen Radioquellen erreicht (Verfahren der Very Long Baseline Interferometry VLBI). Eine Genauigkeitssteigerung des stellaren Systems auf  $\pm 0.001$  einschliesslich einer verbesserten Verbindung zum extragalaktischen Radioquellensystem wird durch die für die Mitte der 1980er Jahre geplanten astrometrischen Satellitenmissionen (Space Telescope, Hipparcos) erwartet.

Das *erdfeste Bezugssystem* wird ebenfalls durch ein Richtungsbündel reali-

ert, nämlich durch die Lotrichtungen (astronomische Breite  $\Phi$  und Länge  $\Lambda$ ) der am International Polar Motion Service IPMS und der am Zeitdienst des Bureau International de l'Heure BIH teilnehmenden Stationen. Die Z-Achse dieses geozentrischen Rechtssystems verläuft durch den als Conventional International Origin (CIO) definierten mittleren (1900–1905) Pol (mittlere Rotationsachse), die X-Achse liegt im mittleren astronomischen Meridian von Greenwich (GAM). Der Übergang vom raumfesten zum erdfesten Bezugssystem wird durch die Drehwinkel der Polbewegung (Abweichungen der momentanen von der mittleren Polage) und der Erdrotationsphase (Weltzeit UT1) beschrieben und von den o. g. Diensten bereitgestellt. Die bisher verwendete astrometrische Methode erreicht in der Systemfestlegung eine kaum zu steigernde Genauigkeit von  $\pm 0.01$  bzw.  $\pm 1$  ms (UT1) und eine zeitliche Auflösung von 5 d. Moderne Raummethoden gestatten bereits heute die 1...2 d Auflösung (Dopplerverfahren), der Übergang zur  $\pm 0.001$  bzw. 0.1 ms-Genauigkeit wird mit Laser-Distanzmessungen zu künstlichen Erdsatelliten und zum Erdmond sowie mit der VLBI-Methode möglich.

Die heute von der Erdmessung angestrebte kinematisch-dynamische Überwachung der Erdoberfläche erfordert in Verbindung mit diesen Möglichkeiten eine *neue Definition* des erdfesten Systems, welche auch den radialen Bezug zum Erdschwerpunkt einschliesst (z. B. Mather 1973). Das System wird dabei durch die geozentrischen Koordinaten ausgewählter Fundamentalstationen für eine bestimmte Epoche realisiert, die Reduktion vom momentanen Zustand (der zeitlich nicht mehr als unveränderlich angesehenen Stationen) zu dieser Bezugsepoche kann nun auch die insbesondere durch absolute Schweremessungen (z. Z. auf  $\pm 0.01$  mgal entspr. etwa  $\pm 3$  cm und besser möglich) kontrollierbaren Verlagerungen des Geozentrums umfassen. Zu berücksichtigen sind bei dem Übergang zur  $\pm 10^{-8}$ -Genauigkeit ferner die tektonischen «Eigenbewegungen» (Modell der Plattentektonik) und die Erdgezeiteneffekte (lokale Parameter) der Fundamentalstationen (Heitz 1978).

Betrachten wir nun die von der Erdmessung zu bestimmenden geometrischen und physikalischen *Parameter*, wobei wir zwischen der Anlage von Festpunktfeldern und der kontinuierlichen Darstellung der Zielgrössen durch Ortsfunktionen unterscheiden. Beim Erreichen der  $\pm 10^{-8}$ -Genauigkeit sind diese Parameter i. a. auch als Zeitfunktionen aufzufassen.

Die *Randgeometrie* des Erdkörpers (Topographie des Festlandes und der Meeresfläche sowie des Meeresbodens) wird zunächst durch die *geozentrischen Ortsvektoren* von (vermarkten) Festpunkten in dem oben eingeführten erdfesten System festgelegt (Parameter: *Koordinaten* X, Y, Z); im Falle der Meeresflächentopographie und des Meeresbodens treten dabei erhebliche Vermarktungsprobleme auf. Nach Einführung eines *Referenzellipsoids* (Approximation an das mittlere Erdellipsoid) mit den geometrischen Parametern grosse Halbachse a und Abplattung f lässt sich die Festpunktposition durch die für zahlreiche Nutzer (u. a. Kartographie, Navigation) besser geeigneten ellipsoidischen Koordinaten  $\varphi$ ,  $\lambda$ , h (geographische Breite und Länge sowie ellipsoidische Höhe) beschreiben. Wird wegen der oft höheren Relativgenauigkeit geodätischer Messverfahren ein geodätisches System nur genähert an das globale geozentrische System angeschlossen, so treten der Translationsvektor (3 räumliche Verschiebungen) und die Rotationsmatrix (3 räumliche Drehungen) als Hilfsparameter auf (*Geodätisches Datum*), solche Datumssysteme sind insbesondere bei den klassischen Landesvermessungen entstanden. Damit und mit der Verdichtung der kontinentalen Festpunktfelder gelangen wir in den Aufgabenbereich der *Landesvermessung*, welche schliesslich durch Interpolation die orthometrischen Höhen H der Erdoberfläche (bzw. Tiefen des Meeresbodens) gegenüber einer Höhenreferenzfläche (Äquipotentialfläche des Schwerfeldes im mittleren Meeresniveau = Geoid) als Ortsfunktion  $H = H(\varphi, \lambda)$  darstellt. Für die weitere Nutzung ist der Nachweis als digitales Modell (Punkthöhen, mittlere Höhen für verschieden grosse Kompartimente) und in topographischen Karten bedeutsam. Die Einführung der orthometrischen Höhen H (oder auch der Normalhöhen) erfordert die Einführung des *Schwerepotentials*  $W = W(X, Y, Z)$  bzw. der Potentialdifferenz  $W_0 - W$  zum Geoid  $W = W_0$  als weiteren Parameter der Erdmessung, womit auch der Übergang zur Zielgrösse «äusseres Schwerfeld» hergestellt ist.

Das *äussere Schwerfeld* kann ebenfalls zunächst durch ein terrestrisches Festpunktfeld festgelegt werden, wobei der *Schwerevektor*  $\vec{g}$  (Parameter: Lotrichtung im erdfesten System  $\Phi$ ,  $\Lambda$ , Schwereintensität g) messbar ist. Festpunktverdichtungen bzw. kontinuierliche Vermessungen (See- und Fluggravimetrie, Satellitenbahnanalyse) liefern anschliessend das Schwerfeld als Ortsfunktion, wobei als Referenz ein *Normalschwerfeld* (i. a. Schwerfeld des Niveauellipsoids) als geometrisch-

physikalische Approximation an das mittlere Erdellipsoid) dient. Als Schwerefeldgrößen finden das *Störpotential*  $T = W - U$  ( $U$  = Potential der Normalschwere) und die *Schwereanomalie*  $\Delta\vec{g} = \vec{g}_p - \vec{g}_Q$  ( $\vec{g}$  = Normalschwere,  $P$  = Punkt im aktuellen Schwerefeld,  $Q$  = durch  $U_Q = W_P$  zugeordneter Punkt im Normalschwerefeld) Verwendung.  $\Delta\vec{g}$  wird durch die *Lotabweichungskomponenten*  $\xi = \Phi - \varphi$ ,  $\eta = (\Lambda - \lambda) \cos \varphi$  und die Intensität  $\Delta g = g_p - g_Q$  beschrieben, welche Funktionale von  $T$  sind. Mit der Brunsschen Formel  $N = T/\gamma$  gelingt auch die *Geoiddarstellung* und damit die Festlegung der oben eingeführten Höhenreferenzfläche im ellipsoidischen Bezugssystem. Zur Interpolation eignen sich funktionale (Kugelfunktionsentwicklung: globale Darstellung mit Hilfe der harmonischen Koeffizienten  $C_{nm}$ ,  $S_{nm}$ ;  $n, m$  = Grad und Ordnung der Entwicklung) und stochastische (Prädiktion nach der Methode der kleinsten Quadrate mit Hilfe der die Korrelation von Schwerefeldgrößen beschreibenden Kovarianzfunktion) Ansätze, vgl. Moritz und Sünkel (1978). Für den Nutzer ist wiederum der Nachweis als digitales Modell (Punktwerte, Mittelwerte) und in Karten von Wichtigkeit.

### 3. Messverfahren und Auswertungsalgorithmen

Die für Aufgaben der Erdmessung (aber auch der Landesvermessung und bei lokalen Problemstellungen) nutzbaren *Messverfahren* lassen sich wie folgt gliedern:

- *Radiointerferometrie* mit langen Basen (VLBI),
- *Satellitentechniken*: insbesondere Laserdistanzmessungen zum Mond (Lunar Laser Ranging LLR) und zu künstlichen Satelliten (Satellite Laser Ranging SLR), Dopplerfrequenzmessungen, Satellitenaltimetrie,
- *Gravimetrie*: Schweremessungen auf dem Lande, zur See und in der Luft, Messungen zweiter Ableitungen des Schwerepotentials (Gradiometrie),
- *geodätische Astronomie*: astronomische Breiten, Längen und Azimute,
- *terrestrische geodätische Messungen*: Strecken, Horizontal- und Zenitwinkel, geometrisches Nivellement,
- *lokale kontinuierliche Messungen*: Verschiebungen, Neigungen, Schwereänderungen.

Eine überragende Bedeutung nehmen heute die kosmischen Verfahren der VLBI und der Satellitengeodäsie ein. Im stationären Betrieb dienen sie – zusammen mit Messungen des Schwerevektors – zur Einrichtung von *Fundamentalstationen*. Diese stellen einmal den Anschluss an das raumfeste Bezugssystem

(Abschnitt 2) her, andererseits überwachen sie zeitliche Änderungen globalen/kontinentalen Ausmasses, daneben bilden sie den übergeordneten Rahmen für globale und regionale Kontrollnetze. *Globale geometrische Kontrollnetze* werden primär durch Doppler- und Distanzmessungen zu Satelliten aufzubauen sein. *Regionale Netze* beruhen überwiegend auf terrestrischen geodätischen Messungen, welche ihre räumliche Orientierung durch astronomische Messungen und (in zunehmendem Masse) durch Satellitendopplerpositionierungen erhalten. *Gravimetrische Kontrollnetze* werden global und regional zunehmend durch absolute Schweremessungen gestützt, relative Messungen dienen zur Netzverdichtung. *Lokale Kontrollnetze* sind in Gebieten rezenter Kinematik (seismisch aktive Regionen, Hebungs- und Senkungszone innerhalb tektonischer Platten) anzulegen. Zur Vermessung eignen sich mobile VLBI- und SLR-Einheiten, terrestrische Strecken- und Winkelmessungen, Nivellements und Schwere-messungen. Diese aus wirtschaftlichen Gründen nur in grösseren Zeitabständen zu wiederholenden Messungen werden an ausgewählten Punkten durch kontinuierliche Beobachtungen lokaler Verschiebungen, Neigungen und Schwereänderungen ergänzt.

Die langwelligen Strukturen des *Schwerefeldes* (Wellenlänge > 2000 km) werden durch Satellitenbahnanalysen bestimmt, wozu Doppler- und SLR-Messungen auf den Fundamentalstationen (neben den Ergebnissen der Tracking-Stationen) beitragen. Im mittel- und kürzerwelligen Bereich (bis zur Wellenlänge von 20 km) dienen auf dem Festland terrestrische Schweremessungen und im ozeanischen Bereich die Resultate der Seegravimetrie und der Satellitenaltimetrie (nach Berücksichtigung der Meeresflächentopographie) zur Schwerefeldbestimmung.

Betrachten wir nun die zur *Auswertung* der Messungen zur Verfügung stehenden *Algorithmen*, wobei folgende Besonderheiten geodätischer Methoden zu beachten sind (vgl. Grafarend 1978):

- es liegen heterogene Beobachtungsgrößen vor,
- die Beobachtungen sind i. a. eine Funktion geometrischer Positionen (Standpunkt des Beobachters und Zielpunkt) und des Schwerefeldes,
- es liegen überschüssige Beobachtungen vor (durch Mehrfachbeobachtungen derselben Grösse und durch geometrische oder physikalische Bedingungen),
- die Beobachtungen sind mit zufälligen und systematischen Fehlern behaftet und i. a. fehlerkorreliert.

Wir unterstellen hier, dass zeitliche Änderungen des Bezugssystems und der Beobachtungen durch Reduktionen beseitigt sind.

Die Messungen können nach einem erdfesten oder einem bewegten Ziel (Fixstern, Satellit) vorgenommen werden. Im letzteren Fall lässt sich auf der Grundlage einer Bahntheorie und mit Hilfe einer Zeitmessung die Position des Zieles in das erdfeste System transformieren. Das Schwerefeld der Erde kann im Standpunkt (Lotrichtung als Orientierungsgrösse, Schwereintensität) und im Zielpunkt (Darstellung der Satellitenbewegung im Gravitationsfeld) wirken.

Die *Parametrisierung* der Beobachtungsgrösse  $L$  führt deshalb im Allgemeinfall zu einem nichtlinearen Funktional (Moritz 1980):

$$L = F(X, W)$$

mit

$X$  = Vektor der Koordinaten von Stand- und Zielpunkt,  
 $W$  = Schwerepotential bzw. Funktionale hiervon.

Nach Bereitstellung eines Erdmodells (Niveauellipsoid mit Normalschwerefeld  $U$ ) und von Näherungskoodinaten (Vektor  $X_0$ ) gelingt mit

$$X = X_0 + x, W = U + T$$

die *Linearisierung*

$$l = L - F(X_0, U).$$

Die lineare Beobachtungsgleichung für den Vektor der (verkürzten) Beobachtungen  $l$  lautet unter Berücksichtigung zufälliger Beobachtungsfehler:

$$l = Ax + BT + n$$

mit

$A$  =  $q \times p$ -Koeffizientenmatrix, welche den (linearen) Zusammenhang zwischen den  $q$  Beobachtungen und den  $p$  Parametern vermittelt,

$x$  =  $p$ -Vektor der gesuchten Parameter,

$B$  = Operator aus  $q$  linearen Funktionalen der Störpotentialfunktion  $T$ , vermittelt den Zusammenhang zwischen den Beobachtungen und dem Schwerefeld,

$n$  =  $q$ -Vektor der zufälligen Messfehler.

Im Parametervektor  $x$  können auch systematische Effekte (Eichfunktionen, Instrumentendriften, Refraktion) sowie Orientierungsparameter nach entspr. Modellierung abgefangen werden. Der Signalvektor  $s = BT$  stellt den Einfluss des restlichen Schwerefeldes (nach Abspaltung des Schweremodells) auf die Beobachtungen dar.

Mit

$$l = AX + s + n$$

liegt der Ansatz für die *Kollokation nach kleinsten Quadraten* vor (Krarup 1969, Moritz 1972), welcher auch als Verallgemeinerung der Ausgleichsrechnung angesehen werden kann (Wolf 1979). Die Kollokation erlaubt die optimale (genaueste Resultate) Verarbeitung sämtlicher geodätischer Beobachtungen zu den gesuchten Parametern (Ausgleichung) und zu Signalgrößen in nicht vermessenen Punkten (Prädiktion im Schwerefeld), wenn die stochastischen Eigenschaften der Zufallsvariablen  $s$  (nach ausreichender Trendabspaltung) und  $n$  durch die zugehörigen Kovarianzmatrizen  $C_{ss}$  (bestimmbar aus der Kovarianzfunktion einer Schwerefeldgröße, z.B. des Störpotentials, durch die der Fehlerfortpflanzung entsprechende Kovarianzfortpflanzung) und  $C_{nn}$  (Fehlermodell) bekannt sind (Moritz 1980). Dieses Modell kann also die funktionalen Beziehungen zwischen den Beobachtungen und den Parametern aufnehmen, wie sie bei den klassischen Einzellösungen auftreten (etwa Koordinatenberechnung aus terrestrischen Messungen, astrogeodätische oder gravimetrische Geoidberechnung) und gleichzeitig das wegen der diskreten Datenverteilung auftretende Interpolationsproblem bei den Integralformeln (z.B. Geoidberechnung) lösen, was schliesslich auch die kontinuierliche Darstellung des Schwerefeldes in Form beliebiger Schwerefeldgrößen erlaubt. Hingewiesen sei auf die rechen-technischen Probleme bei der Inversion der hier auftretenden grossen Normalgleichungssysteme.

#### 4. Resultate der Erdmessung

Wir skizzieren hier den gegenwärtigen Stand der Erdmessung an einigen typischen globalen, regionalen und lokalen Resultaten, Einzelheiten finden sich u.a. in den Berichten über die Generalversammlungen der IUGG-Assoziation für Geodäsie (Sigl und Torge 1981). Dabei sei erlaubt, auch auf einige Arbeiten unseres Institutes hinzuweisen, um so exemplarisch die Möglichkeiten einer relativ kleinen Hochschuleinrichtung aufzuzeigen.

Betrachten wir zunächst die *globalen* Resultate. Hier legen die ständigen Dienste IPMS und BIH mit etwa 70 Observatorien die Bezugsrichtungen CIO und GAM durch *astrometrische Messungen* fest (s. Abschnitt 2). Gleiche Genauigkeiten und z.T. höhere zeitliche Auflösungen erreichen *moderne Raumtechniken*, die an verschiedenen Stellen intensiv erprobt werden: LLR (McDonald Observatory, Texas, seit 1969; global etwa 5 Stationen im

Aufbau), SLR (NASA-GSFC<sup>1</sup>-Netz mit Satellit Lageos); VLBI (Experimente zwischen Radioteleskopen, besonders in Nordamerika und Europa; im NASA-JPL<sup>2</sup>-Deep Space Network und im Polaris-Projekt des NGS<sup>3</sup>), Satelliten-Doppler-Verfahren (Doppler Polar Motion Service des US DMATC<sup>4</sup> seit 1964). Im IAU-IUGG-Projekt MERIT werden seit 1980 diese verschiedenen Methoden untersucht mit dem Ziel, etwa 1985 eine Empfehlung über den weiteren Betrieb der internationalen Dienste abzugeben. Da die Raumverfahren gleichzeitig die geozentrischen Koordinaten  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  der Beobachtungsstationen (Genauigkeit z.Z.  $\pm 1$  m und besser) liefern, können wir zumindest einige der an den o.g. Experimenten teilnehmenden Stationen als Vorstufen von *Fundamentalstationen* eines zu definierenden globalen Systems auffassen (s. Abschnitt 3). Erwähnt sei, dass in der Bundesrepublik Deutschland mit der Station Wettzell des Sonderforschungsbereiches 78 «Satellitengeodäsie» der TU München eine solche Einrichtung aufgebaut worden ist, die im Endzustand sämtliche modernen Raumtechniken (einschliesslich LLR und VLBI) besitzen wird (Schneider 1980). Die Schwerintensität wird seit 1967 ständig am BIPM<sup>5</sup> in Sèvres gemessen, eine zweite Station hat in Mizusawa (Zentrum des IPMS) den Betrieb aufgenommen. Mit der benutzten Wurf- und Freifalltechnik wird dabei  $\mu\text{gal}$ -Genauigkeit ( $\approx 10^{-9}\text{g}$ ) erreicht (Sakuma 1976).

*Globale Festpunktfelder* konnten seit Mitte der 1960er Jahre mit dem Verfahren der Satellitengeodäsie eingerichtet werden. Wir nennen das geometrische Weltnetz des US NGS (optisch-photographische Richtungsmessungen und terrestrische Traversen, Schmid 1974) und die im Rahmen von Erdmodellberechnungen (s. u.) bestimmten Koordinaten von Satelliten-Trackingstationen. Die neuen Lösungen stützen sich vor allem auf Dopplerbeobachtungen, Radar- und Laserdistanzen ( $10^5 \dots 10^6$  Einzelmessungen);  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ -Koordinaten von 100 ... 200 Stationen liegen damit auf  $\pm 1 \dots 5$  m vor. Mit entsprechender Genauigkeit werden auch die Parame-

<sup>1</sup> GSFC = Goddard Space Flight Center

<sup>2</sup> JPL = Jet Propulsion Laboratory

<sup>3</sup> NGS = National Geodetic Survey der USA

<sup>4</sup> DMATC = Defense Mapping Agency Aerospace Center, USA

<sup>5</sup> BIPM = Bureau International des Poids et Mesures

<sup>6</sup> SAO = Smithsonian Astrophysical Observatory

ter des geodätischen Datums der angeschlossenen Landesvermessungssysteme geliefert, wobei es sich bei grösseren Systemen nur um Durchschnittswerte handelt (s. u.). Z. Z. beginnt mit Hilfe transportabler SLR- und VLBI-Messsysteme die Einrichtung von Kontrollnetzen zur Überwachung globaler und regionaler *Bewegungsvorgänge*, wobei Koordinatendifferenzen mit dm ... cm-Genauigkeit bestimmt werden. Im Rahmen des Crustal Dynamics-Programm der NASA (ab 1980) sollen etwa 10 SLR-Systeme und mehrere transportable Radioteleskope eingesetzt werden (NASA 1979). Ein globales *Schwerfeldpunktfeld* liegt mit dem International Gravity Standardization Net 1971 (IGSN71) vor (etwa 500 Hauptstationen mit Unsicherheiten  $\leq \pm 0.1$  mgal, Morelli et al. 1974). Das System wird mit Hilfe transportabler Absolutgravimeter kontrolliert und homogenisiert (Cannizzo et al. 1978).

*Globale Schwerefelddarstellungen* werden aus Satellitenbahnanalysen gewonnen, wobei reine Satellitenlösungen (z.B. GSFC Erdmodell GEM9) Strukturen bis zu Wellenlängen von 2000 km (entspr. einer Kugelfunktionsentwicklung  $n,m = 20,20$ ) liefern. Kombinationen (Erdmodelle des GSFC, des SAO<sup>6</sup> und der GRGS/SFB78<sup>7</sup>) mit terrestrischen Schwereanomalien und (neuerdings) der Satellitenaltimetrie erhöhen die räumliche Auflösung auf 1100 km ( $n,m = 36,36$ ) wie bei der Lösung GEM 10B (Lerch et al. 1978). Dabei liegen Schwereanomalien in Form von  $1^\circ \times 1^\circ$ -mittleren Anomalien für etwa 60% der Erdoberfläche vor (BGI<sup>8</sup>, mittl. Unsicherheit  $\pm 15$  mgal mit grossen Abweichungen). Altimetergeoidhöhen (Meeresflächen-topographie) für grosse Teile der Ozeane stammen aus den GEOS3- ( $\pm 1$  m) und Seasat 1- ( $\pm 0.1$  m) Missionen. Die globalen Kombinationslösungen liefern die langwelligen Geoidstrukturen auf  $\pm 2 \dots 5$  m und die entsprechenden Schwereanomalien auf  $\pm 5 \dots 10$  mgal.

Ein globales *Erdmodell* ist als Niveaulipsoid von der IUGG 1979 empfohlen worden: Geodätisches Referenzsystem 1980 (rel. Unsicherheit der Parameter  $\pm 10^{-6} \dots 10^{-7}$ ). Mit den o.g. globalen Schwerefelddarstellungen liegen höhere Erdmodelle (Niveausphäroide) vor.

Das stochastische Verhalten des Schwerefeldes konnte hieraus und unter Benutzung der terrestrischen Schweredaten durch eine Spektralzerle-

<sup>7</sup> GRGS/SFB78 = Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale, Toulouse/Sonderforschungsbereich 78, München

<sup>8</sup> BGI = Bureau Gravimétrique International, Toulouse

gung (Anomalie-Gradvarianzen) bzw. durch eine entfernungsabhängige Kovarianzfunktion modelliert werden (Tscherning u. Rapp 1974), womit eine wesentliche Grundlage für Prädiktions- und Kollokationsansätze (s. Abschnitt 3) geschaffen ist.

Bei der Betrachtung *regionaler* Resultate gelangen wir in den eigentlichen Arbeitsbereich nationaler Agenturen (Landesvermessung, Geologische und Hydrographische Dienste). Ihre Arbeiten können nach Vereinheitlichung und Zusammenfassung in die Erdmessung einfließen, sie stellen gleichzeitig Verdichtungsstufen höherer räumlicher Auflösung (Netze 1.0.: 30 ... 50 km) dar. Wegen der unterschiedlichen Auswirkung von Refraktion und Schwerfeld auf die Beobachtungsgrößen werden beim Aufbau von *regionalen Festpunktfeldern* Lage und Höhe getrennt behandelt (Torge 1980b). Lagefestpunktfelder entstehen mit Hilfe astrogeodätischer Methoden (Triangulation, Traversen, Streckennetze; Genauigkeit  $\pm 10^{-5}$  ...  $5 \cdot 10^{-6}$  x s, s = Punktabstand). Die auf ein Referenzellipsoid bezogenen Datumssysteme werden durch astronomische Beobachtungen zum globalen System orientiert. Höhenfestpunktfelder werden durch Präzisionsnivellements aufgebaut ( $\pm 10^{-7}$ ). Sie beziehen sich auf die jeweilige Höhenreferenzfläche, welche i. a. aus langzeitigen Meeresspiegelbeobachtungen festgelegt wird (Niveaufläche in Geoidnähe). Diese klassischen Landesvermessungssysteme sind einmal in ihrer inneren Genauigkeit zu verbessern, wobei insbesondere systematische Effekte im Massstab (elektronische Distanzmessung, gute Eichung der Nivellierlatten) und in den schwerabhängigen Reduktionen (Horizontalwinkelreduktionen wegen der Lotabweichungen, Streckenreduktion mit ellipsoidischen anstelle von orthometrischen Höhen, Nivellementsreduktion mit beobachteten anstelle von normalen Schwerewerten) zu erfassen sind. Entsprechende Arbeiten für ausgedehnte Landgebiete werden u. a. in Nordamerika und Europa (RETrig, Kobold 1976) durchgeführt. Massstab und Verschwenkung von Lagenetzen lassen sich heute wirkungsvoll mit der Satelliten-Dopplermethode kontrollieren, welche im Simultanverfahren (Translocation) Koordinatendifferenzen auf  $\pm 0.2$  ...  $0.3$  m bei Entfernungen bis zu 1000 km liefert, so dass eine Stützung klassischer Netze in Abständen von 200 ... 300 km sinnvoll wird (Seeber 1980). Diese Verfahren eignen sich auch hervorragend für genaue Positionierungen im Meeresbereich (Seeber u. Egge 1981).

Für den Übergang zum globalen System sind die Höhensysteme zunächst

durch *regionale Geoidbestimmungen* (besser: Bestimmung des Unterschiedes zwischen Lage- und Höhenreferenzfläche) in ellipsoidische Höhensysteme zu transformieren, so dass dreidimensionale  $\varphi$ ,  $\lambda$ ,  $h$ -Systeme entstehen. Hierfür eignen sich auf dem Festland astronomische Lotabweichungen, welche bei Punktabständen von 10 bis 50 km (leistungsfähige Methode: Breiten- und Längenbestimmung auf  $\pm 0.5$  ...  $.1''$  mit transportablen Zenitkameras, Gessler u. Seeber 1975) und evtl. Berücksichtigung topographischer und gravimetrischer Information in Gebieten mit Massenstörungen eine Genauigkeit von  $\pm 10^{-6}$  x s und besser erreichen (Testnetz Westthar, Torge 1977; Testgebiet Nordsee, Wenzel 1980). Die gravimetrische Methode liefert bei der Kombination gravimetrischer Daten (etwa  $1^\circ \times 1^\circ$ -Freiluftanomalien) im Berechnungsgebiet und seiner näheren Umgebung mit globalen Daten (Kugelfunktionsentwicklungen) vergleichbare Genauigkeiten (Kahle et al. 1978), wobei Genauigkeitssteigerungen bei gravimetrischen Daten hoher Auflösung (etwa  $6' \times 10'$ -Anomalien) und Genauigkeit ( $\pm 5$  ...  $10$  mgal) auf  $\pm 0.5$  m/1000 km möglich sind (Wenzel 1980). Das Verfahren ist auf Land und See anwendbar, die optimale Datenkombination wirft interessante Probleme auf (Wenzel 1981). Berechnungen im Schwerfeld wie die Geoidbestimmung benutzen seit langem die Verfahren der Prädiktion (Drewes 1976) und neuerdings auch der Kollokation (Monka et al. 1979, Arabelos 1980), welche flexibler, aber aufwendiger als die klassischen Integralformeln ist.

Die für die o.g. Aufgaben benötigte Schwerfeldinformation ist hinreichend verdichteten Lotabweichungs- und Schwerfestpunktfeldern zu entnehmen. Lotabweichungssysteme haben bei entwickelteren Landesvermessungen Punktabstände von 30 bis 50 km, Verdichtungen werden durch Messung (etwa in Niedersachsen in Zusammenarbeit mit unserem Institut) sowie topographisch-isostatische und gravimetrische Interpolation vorgenommen. Schwerfestpunktfelder schliessen i. a. an das IGSN71 an, z. Z. stattfindende regionale Neuvermessungen mit absoluten Bestimmungen und mehreren Relativgravimetern erreichen Genauigkeiten von  $\pm 0.01$  mgal (Torge 1980c). Verdichtungen dieser Schweregrundnetze führen schliesslich zu Punktabständen von einigen km (in Abhängigkeit vom Verlauf des Anomalienfeldes), woraus u. a. Schwereanomalienkarten und mittlere Freiluftanomalien (etwa  $6' \times 10'$ -Kompartimente entsprechend einer Wellenlänge von 20 km) abgeleitet werden. Diese Schwerfelddarstellungen enthalten eine Vielzahl von

Informationen über die oberflächennahe und (Geoiddarstellung) die tiefere Massenverteilung im Erdkörper, sie dienen damit besonders der Geophysik bei entsprechenden Modellrechnungen. Schliesslich sind die regionalen dreidimensionalen Systeme auf das globale System zu *zentrieren*. Hier liefert heute das Satelliten-Dopplerverfahren eine Genauigkeit von  $\pm 5$  m (Broadcast Ephemeris des Navy Navigation Satellite System) bzw.  $\pm 1$  m (mit den begrenzt verfügbaren Precise Ephemeris), wobei auch systematische Verzerrungen der terrestrischen Netze aufgedeckt werden können.

Für Untersuchungen über rezente *geokinematische* und *geodynamische Vorgänge* sind insbesondere gut vermessene Höhen- und Schwerfestpunktfelder geeignet, wenn auch i. a. Wiederholungszeiträume  $< 10$  ...  $20$  Jahre nicht zu signifikanten Ergebnissen führen. Im lokalen Bereich lassen sich dagegen mit Erfolg die unterschiedlichsten Verfahren zur Erfassung solcher Vorgänge einsetzen (s. Abschnitt 3). Entsprechende Kontrollsysteme sind u. a. in den Erdbebengebieten der USA, Japans und der UdSSR eingerichtet worden. Transportable SLR- und VLBI-Einheiten werden z. Z. systematisch im Bereich der San Andreas-Fault in Kalifornien eingesetzt, wo sie zur Stützung terrestrischer Präzisionsmessungen dienen (elektronische Distanzmessungen auch mit Mehrwellengeräten, Nivellement, Gravimetrie, Registersysteme für Neigung und Strain). Ein Beispiel für die terrestrische Überwachung eines Testgebietes im Bereich einer aktiven Plattengrenze stellen die Arbeiten in Nordisland dar, wo u. a. die seit 1965 durchgeführten Höhen- und Schweremessungen den Ablauf vertikaler Massenbewegungen vor und während einer aktiven Riftbildungsphase aufzeigen (Torge 1981). Werden zeitliche Veränderungen durch eine genügend grosse Anzahl von Stützpunkten in dichter zeitlicher Folge erfasst, so lassen sich schliesslich kontinuierliche Raum-Zeitmodelle dieser Änderungen aufstellen, wie von Kanngieser (1980) für die rezente Schwere- und Höhenänderungen in Island gezeigt wurde.

## 5. Schluss

Ein Ausblick auf die 1980er Jahre lässt folgende Entwicklungen erwarten:

– Aufbau von permanenten Diensten aus einer begrenzten Anzahl (10–20) *Fundamentalstationen*, die gut über die tektonischen Grossplatten verteilt sind und mit Raumtechniken und Schweremessungen das globale geokinematische und -dynamische Verhalten im  $\pm 10^{-8}$ -Genauigkeitsbereich überwachen,

– Aufbau eines globalen/kontinentalen *Festpunktsystems* mit grösserer Punktanzahl, das in zeitlichen Abständen von wenigen Jahren mit transportablen Raumtechnik-Einheiten und Gravimetern im  $\pm 10^{-8}$ -Genauigkeitsbereich beobachtet wird, um das mittlere Verhalten der tektonischen Platten zu kontrollieren,

– Aufbau dreidimensionaler *regionaler Systeme* im  $\pm 10^{-6}$  x s-Genauigkeitsbereich durch Verbesserung bestehender nationaler Netze und Transformation in das globale System mit Hilfe von Raumtechniken,

– Aufbau *lokaler Kontrollsysteme* ( $\pm 10^{-7}$  x s-Genauigkeitsbereich) in Gebieten rezenter Kinematik und Dynamik mit Hilfe von Raumtechniken und terrestrischen Methoden und häufigere Wiederholung dieser Messungen entsprechend den beobachteten Änderungen u. a. mit dem Ziel, einen Beitrag zur Vorhersage von Erdbeben und Vulkanausbrüchen zu leisten,

– verfeinerte Darstellung des *Schwerefeldes* mit Auflösungen (Wellenlänge) bis zu 200 km (global) und 20 km (regional) und entspr. *Geoidbestimmung* im  $\pm 0.1$  m-Genauigkeitsbereich,

– *technologische Entwicklungen* zum Erreichen der o.g. Ziele im Bereich terrestrischer Techniken (Dispersionsmethoden, kontinuierliche Messverfahren mit On-Line-Auswertung) und der Raumverfahren (Positionierung: mobile VLBI- und SLR-Einheiten, Nutzung des Global Positioning Systems im cm-Genauigkeitsbereich; Schwerefeld: Satellite-to-Satellite-Tracking sowie Satellitenaltimetrie-Missionen, evtl. Satellitengradiometrie),

– Entwicklung *funktionaler und stochastischer Modelle*, welche den o.g. Messungsgenauigkeiten und den zeitlichen Änderungen Rechnung tragen und optimale Kombinationslösungen für globale, regionale und lokale Zielsetzungen ermöglichen.

Wesentlichen Antrieb werden diese Entwicklungen durch das von der IUGG und der IUGS<sup>9</sup> beschlossene internationale und interdisziplinäre Programm (Dynamics and Evolution of the Lithosphere: The Framework for Earth Resources and the Reduction of Hazards) erfahren, das von 1981 bis 1990 laufen soll.

<sup>9</sup>IUGS = International Union of Geological Sciences

#### Literatur

Arabelos, D.: Untersuchungen zur gravimetrischen Geoidbestimmung, dargestellt an Testgebiet Griechenland. Wiss. Arb. der Fachr. Vermessungswesen der Univ. Hannover Nr. 98, Hannover 1980.

Bonatz, M.: Ziele geodätischer Forschung. Z. f. Vermessungswesen (ZfV) 105, 153–161, 1980.

Cannizzo, L., G. Cerutti, I. Marson: Absolute Gravity measurements in Europe. Il Nuovo Cimento 1c, 39–86, 1978.

Drewes, H.: Berechnung regionaler Geoidundulationen durch gravimetrisches Nivellement mit Prädiktion der Schwereanomalien. Wiss. Arb. der Lehrst. f. Geod., Phot. und Kart. TU Hannover Nr. 63, Hannover 1976.

Fischer, I.: The figure of the earth-changes in concepts. Geophysical Surveys 2, 3–54, 1975.

Gessler, J., G. Seeber: Latitude and longitude determinations with a transportable zenith camera. In: Deutsche Geod. Kommission, Reihe B, Nr. 213, 23–32, München 1975.

Grafarend, E. W.: Operational Geodesy. In: H. Moritz u. H. Sünkel (eds.), 235–284, 1978.

Helmert, F. R.: Die mathematischen und physikalischen Theorien der höheren Geodäsie. Teubner, Leipzig 1880/84.

Heitz, S.: Bezugs- und Koordinatensysteme für globale geodätische Methoden im Subdezimeter-Genauigkeitsbereich. ZfV 103, 156–162, 1978.

Kahle, H.-G., M. Chapman, M. Talwani: Detailed  $1^\circ \times 1^\circ$  gravimetric Indian Ocean geoid and comparison with GEOS-3 altimeter geoid profiles. Geophys. J. R. astr. Soc. 55, 703–720, 1978.

Kannigieser, E.: Common modeling of repeated gravity and height measurements, applied to the recent rifting episode in northern Iceland. In: Proceed. NAD Symposium 1980, 343–351, Can. Inst. of Surveying, Ottawa 1980.

Kobold, F.: Das europäische Dreiecksnetz (RETrig) – Entstehung, Stand der Arbeiten. Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik 74, 333–338, 1976.

Krarup, T.: A contribution to the mathematical foundation of physical Geodesy. Publ. Dan. Geod. Inst. no. 44, Copenhagen 1969.

Lerch, F. J., C. A. Wagner, S. M. Klosko, R. P. Belott, R. E. Laubscher, W. A. Taylor: Gravity model improvement using GEOS-3 altimetry (GEM 10A and 10B). Spring Annual Meeting, Am. Geophys. Union, Miami, Florida 1978.

Mather, R. S.: Four dimensional studies in earth Space. Bull. Géod. no. 108, 187–209, 1973.

Monka, F. M., W. Torge, G. Weber, H.-G. Wenzel: Improved vertical deflection and geoid determination in the North Sea region. Wiss. Arb. der Fachr. Vermessungswesen der Univ. Hannover Nr. 94, Hannover 1979.

Morelli, C., C. Gantar et al.: The International Gravity Standardization Net 1971 (IGSN71). IUGG – IAG –, Publ. Spec. No. 4, Paris 1974.

Moritz, H.: Least squares collocation. Rep. of the Inst. of Geodesy, Phot. and Cart., The Ohio State Univ., no 175, Columbus, Ohio 1972.

Moritz, H.: Advanced Physical Geodesy. H. Wichmann, Karlsruhe 1980.

Moritz, H., H. Sünkel (eds.): Approximation methods in Geodesy. H. Wichmann, Karlsruhe 1978.

Mueller, I. I.: Reference coordinate systems for earth dynamics: a preview. Rep. Dep. of Geodetic Science, The Ohio State Univ., no. 302, Columbus, Ohio 1980.

NASA Technical Paper 1464: Application of space technology to crustal dynamics and earthquake research. Washington, D. C. 1979.

Sakuma, A.: Absolute measurements of gravity. Rep. Spec. Study Group 3.18, Travaux de l'Assoc. Int. de Géodésie 25, 141–144, Paris 1976.

Schmid, H. H.: Worldwide geometric satellite triangulation. J. Geophys. Res. 79, 5349–5376, 1974.

Schneider, M. (Hrsg.): Die Arbeiten des Sonderforschungsbereichs 78 Satellitengeodäsie der Technischen Universität München im Jahre 1979. Veröff. d. Bayer. Komm. f. d. Int. Erdmessung, Astron.-Geod. Arb. Nr. 40, München 1980.

Seeber, G.: Satelliten-Dopplerverfahren. In: H. Pelzer (Hrsg.), Geodätische Netze in Landes- und Ingenieurvermessung, 145–162; K. Wittwer, Stuttgart 1980.

Seeber, G., D. Egge: Positionsbestimmung mit Satelliten-Dopplerverfahren in bewegter Situation. ZfV 106, 123–131, 1981.

Sigl, R. W. Torge (Hrsg.): Berichte zur XVII. Generalversammlung der IUGG-Assoziation für Geodäsie – im Dezember 1979 in Canberra. ZfV 106, Heft 2, 53–100, 1981.

Tscherning, C. C., R. H. Rapp: Closed covariance expressions for gravity anomalies, geoid undulations, and deflections of the vertical implied by anomaly degree variance models. Rep. of the Dep. of Geod. Science, The Ohio State Univ., no. 208, Columbus, Ohio 1974.

Torge, W.: Untersuchungen zur Höhen- und Geoidbestimmung im dreidimensionalen Testnetz Westharz. ZfV 102, 173–186, 1977.

Torge, W.: Geodesy – an Introduction. W. de Gruyter, Berlin-New York 1980a.

Torge, W.: Drei- und zweidimensionale Modellbildung. In: H. Pelzer (Hrsg.), Geodätische Netze in Landes- und Ingenieurvermessung, K. Wittwer, Stuttgart 1980b.

Torge, W.: Das Schweregrundnetz 1976 der Bundesrepublik Deutschland (DSGN76). ZfV 105, 454–457, 1980c.

Torge, W.: Gravity and height variations connected with the current rifting episode in northern Iceland. Tectonophysics 71, 227–240, 1981.

Wenzel, H.-G.: Recent results of geoid determination by combination techniques in the North Sea test area. In: Deutsche Geod. Komm., Reihe B, Nr. 252, 95–121, München 1980.

Wenzel, H.-G.: Zur Geoidbestimmung durch Kombination von Schwereanomalien und einem Kugelfunktionsmodell mit Hilfe von Integralformeln. ZfV 106, 102–111, 1981.

Wolf, H.: Kollokation mit Hilfe des Gaußschen Algorithmus. ZfV 104, 13–19, 1979.

Adresse des Verfassers:  
Prof. Dr.-Ing. Wolfgang Torge,  
Institut für Theoretische Geodäsie der  
Universität Hannover, Nienburger Strasse 6,  
D-3 Hannover 1

**Bitte Manuskripte im  
Doppel einsenden**