

Gravimetrisches Glossar

Prof.- Dr.-Ing. Manfred Bonatz †,
Institut für Theoretische Geodäsie der Universität Bonn

Erläuterung:

Das nachfolgende *Wörterverzeichnis mit zugeordneten Erläuterungen* enthält hauptsächlich Begriffe, die vom Verfasser für das Verständnis der messtechnischen Vorgänge bei der gravimetrischen Datengewinnung als wesentlich angesehen werden. Entsprechend wird auf Begriffe aus dem Bereich der gravimetrischen Datenverwaltung und Datennutzung weitgehend, allerdings nicht völlig verzichtet. Hinzugefügt wurden hingegen einige Begriffe, die das Verständnis für das physikalische Phänomen der Gravitation erweitern könnten, einige Hinweise, die für die praktische Durchführung von Schweremessungen nützlich sein sollen, sowie einige geophysikalische Begriffe zum Erdaufbau, welche die beobachteten Strukturen des Schwerefeldes der Erde erklären. Wo es auf einfache Weise möglich war, wurde versucht, physikalische Zusammenhänge zu veranschaulichen. Die detaillierte Darstellung komplexer theoretischer Sachverhalte aus dem Bereich der Physikalischen Geodäsie überschreitet jedoch die Zielsetzung eines Glossars; für das Verständnis dieser Sachverhalte ist ein sorgfältiges Studium der Fachliteratur unerlässlich.

Im Rahmen der Begriffserläuterungen verwendete Wörter, die in das Stichwortverzeichnis aufgenommen wurden, sind in den Texten unterstrichen; aus Gründen der Übersichtlichkeit gilt dies nicht für die Hauptbegriffe *Gravimetrie* und *Gravimeter*.

Abgriffsystem: System zur messtechnischen Umwandlung der momentanen relativen Position eines gravimetrischen Probekörpers in ein für die Weiterverarbeitung geeignetes elektrisches Signal. Bei statischen Gravimetern werden für den Lageabgriff des Probekörpers meist hochauflösende kapazitive Brücken, bei kinetischen Gravimetern überwiegend Lichtinterferometer verwendet.

Abschirmung: Dies ist eine Maßnahme, um einen Raum zu schaffen, der weitgehend frei ist von elektrischen, elektro-magnetischen und magnetischen Feldern. Abschirmung lokaler Magnetfelder und des erdmagnetischen Feldes durch ein geschlossenes Gehäuse aus μ -Metall; Abschirmung von Messleitungen

¹ *Zur neuen Feldanweisung für Terrestrische Gravimetrie (FA-TG) Version 1.0 vom 19.02.2019 stellt der Arbeitskreis Raumbezug der AdV das „Gravimetrische Glossar“ von Prof. Dr.-Ing. Manfred Bonatz aus dem Jahr 2006 als ergänzende Hilfestellung bereit. Es wird darauf hingewiesen, dass sich durch die technische und methodische Weiterentwicklung der Gravimetrie seit 2006 Begriffsdefinitionen und Erläuterungen inzwischen gewandelt haben können oder auch in der Zukunft fortgeschrieben werden. Sollten z.B. in der DIN-Normenreihe 18709 „Begriffe, Kurzzeichen und Formelzeichen in der Geodäsie“ oder in aktuelleren Dokumenten der AdV andersartige Definitionen zu finden sein, so hätten jene den Vorrang.*

gegenüber elektro-magnetischen Feldern, welche durch Wechselspannungsquellen (z. B. 230Volt-50Hz-Versorgungsleitungen) erzeugt werden, mit Hilfe eines umgebenden Geflechtes aus Metalldrähten.

Absolutbetrag der Schwere: Der Betrag des Schwerevektors $|g|$, angegeben im System der Internationalen Maßeinheiten. Die Verwendung des Begriffes „Absolut“ ist historisch begründet, denn selbstverständlich ist die angegebene Maßzahl der Schwere durchaus relativ, nämlich immer abhängig von den gewählten Maßeinheiten.

Absolutgravimeter: Gravimeter zur Messung des Absolutbetrages der Schwere.

Analog/Analog-Wandler: System zur Umwandlung einer analogen Messgröße mit einer bestimmten physikalischen Dimension in eine zugeordnete analoge Messgröße einer anderen physikalischen Dimension. Zum Beispiel: Abgriffsystem zur Umwandlung der relativen Lageänderung eines gravimetrischen Probekörpers (in [m]) in ein zugeordnetes Spannungssignal (in [Volt]).

Analog/Digital-Wandler: System zur Umwandlung eines permanenten Messsignals in eine Aufeinanderfolge diskreter Stichprobensignale. Zum Beispiel: Umwandlung des permanenten zeitlichen Verlaufs von Schwereänderungen in diskrete Signale mit sekundlichem Stützstellenabstand.

Anomalie: In der Gravimetrie die Differenz zwischen einem beobachteten Schwerewert und einem zugeordneten Schwere-Referenzwert, z. B. Normalschwere.

Äquipotentialfläche: eine Fläche gleichen Potentials.

Archimedischer Auftrieb: Jeder fester Körper verliert so viel an Gewicht, wie das von ihm verdrängte, ihn umgebende flüssige oder gasförmige Medium wiegt.

Arretierung: Bei Ortsverlagerungen und für den Fall starker Störbeschleunigungen durch Stoßbelastungen bedürfen hochempfindliche gravimetrische Sensoren zu ihrem mechanischen Schutz gegenüber den auftretenden Trägheitskräften einer

Vorrichtung, die sie zuvor in einer bestimmten Lage fixiert. Bei Relativgravimetern mit sehr geringer Sensormasse kann auf eine Arretierung verzichtet werden.

Astasierte Gravimeter: Relativgravimeter, bei denen die mechanische Wirkung von Schwereänderungen auf den gravimetrischen Sensor durch Astasierung verstärkt wird. Die Sensoren sind überwiegend Drehmoment-Waagen. Die Anwendung dieses Prinzips ermöglicht eine geringe Baugröße. Die Sensoren bestehen meist aus einem um eine horizontale Achse drehbaren Hebel, an dessen anderen Ende sich der gravimetrische Probekörper befindet. Mit Hilfe einer unter einem spitzen Winkel angreifenden Gravimeterfeder (meist Schraubenfeder) wird dieser Hebel in einen horizontalen mittleren Ruhezustand eingestellt (relatives statisches Gleichgewicht, siehe Mikroseismik). Schwereänderungen verursachen einen Winkelausschlag. Bei der Ausschlagmethode dient dieser Winkelausschlag als analoges Maß der verursachenden Schwereänderung, bei der Null-Methode wird der Winkelausschlag durch geeignete Hilfskräfte oder andere Maßnahmen kompensiert, d.h. es wird auf diesem Wege die ursprüngliche Null-Lage des Gravimeterhebels wieder hergestellt; die Kompensationsgröße stellt den Analogwert für die aufgetretene Schwereänderung dar.

Die Winkelausschläge des Gravimeterhebels sind bei astasierten Gravimetern nichtlinear mit den verursachenden Schwereänderungen verknüpft, da Kippungen des Hebels die Geometrie des Sensors verändern und dadurch den Astasierungsfaktor (als Funktion des Winkelausschlags); diese Nichtlinearität der mechanischen Sensorreaktion auf Schwereänderungen unterscheidet die astasierten Gravimeter von den linearen Gravimetern.

Astasierung: Mechanische Maßnahme, um die unmittelbare Sensorreaktion auf die Veränderung einer mechanischen Kraft zu vergrößern. Bei Gravimetern, die auf dem Prinzip des Drehmoments basieren, wird der Effekt der Astasierung erzeugt durch Wahl einer geeigneten Sensorgeometrie, insbesondere über den Winkel, den die Gravimeterfeder mit dem Hebel des Drehmomentsensors bildet. Die mechanische Reaktionsverstärkung wird bei astasierten Gravimetern meist auf einen Wert zwischen 1000 und 2000 eingestellt. Das Prinzip der Astasierung lässt sich mit Hilfe der „Apothekerwaage“ (Waage mit beidseitigen Schalen zur Aufnahme von Gewichten) veranschaulichen: Durch geeignete Veränderung von Zusatzgewichten auf der Schwerpunkt-Drehpunkt-Linie lässt sich der Abstand zwischen dem Gesamtschwerpunkt des mechanischen Systems und dem Waagen-Drehpunkt verringern, so dass eine Differenz zwischen den in den beiden Schalen liegenden Gewichten zu immer größeren Winkelausschlägen führt. Für eine stabile Gleichgewichtslage ist es erforderlich, dass der Gesamtschwerpunkt immer unter dem Systemdrehpunkt (der Drehachse) liegt.

Aufbau der Erde: Aufgrund ihrer Eigengravitation ist die Erde in erster Näherung schalenförmig aufgebaut. Die Dichte variiert zwischen den Schalen und innerhalb

dieser Schalen, mit dem Trend einer *Dichtezunahme* in Richtung zum Erdzentrum (Dichte der Erde).

Allgemein wird unterschieden zwischen Atmosphäre, Hydrosphäre („Wasser der Erde“, Ozeane) und „festem“ Erdkörper (Tektonik).

Untersuchungen des Verlaufs und des Verhaltens seismischer Wellen im Erdinneren führen zu der Feststellung und räumlichen Identifizierung von tiefenabhängigen *Diskontinuitäten* hinsichtlich der das Wellenverhalten und die Wellenstruktur steuernden mechanischen Eigenschaften der Materie in den einzelnen Tiefenzonen des Erdkörpers. Von besonderer Bedeutung ist die MOHO-Diskontinuität in einer Tiefe von mehreren Zehnkilometern. Die Zone zwischen Erdoberfläche und der MOHO-Diskontinuitätsfläche definiert man als *Erdkruste*; sie ist unter den Kontinenten im Allgemeinen dicker als unter den Ozeanen; dieser Sachverhalt hängt mit der Entstehungsgeschichte der Erde zusammen.

Eine weitere dominante Diskontinuität tritt auf an der Stelle des Übergangs zum flüssigen Erdkern. Die Zone zwischen der MOHO-Diskontinuität und der Kern-Mantelgrenze nennt man den *Erdmantel*. Innerhalb des Erdmantels stellt man weitere Diskontinuitätszonen fest; eine stärker ausgeprägte Diskontinuität führt zu einer Unterscheidung in Oberen und Unteren Erdmantel. Den Bereich unter dem Erdmantel bezeichnet man als *Erdkern*. Der Sachverhalt, dass diese Zone undurchlässig ist für transversale seismische Wellen (Scherwellen, Sekundärwellen), führt zu der Schlussfolgerung eines flüssigen Aggregatzustandes der Materie in diesem Bereich. Aus weitergehenden geophysikalischen Untersuchungen wird schließlich geschlossen, dass in den flüssigen Erdkern ein fester Erdkern eingelagert ist.

Neben der dominierenden Tiefenabhängigkeit der Dichte (radiale Dichteveränderungen) treten innerhalb der festen Erde auch laterale Dichteveränderungen auf. Diese bewirken, dass sich im oberflächennahen Bereich der Erde dem globalen sphäroidalen Schweretrend lokale und regionale Strukturen überlagern; diese werden Schwereanomalien genannt.

Auflasteffekt: Deformation des visko-elastischen Erdkörpers durch Variation einwirkender mechanischer Kräfte, hauptsächlich als Folge variabler Wasserauflasten (z.B. Meeresgezeiten, Sturmfluten) und Luftdruckvariationen. Eine lokale, regionale oder globale Änderung der Form der Erde ist prinzipiell immer verknüpft mit Variationen des Schwerefeldes der Erde.

Auftriebskompensation: Das wirksame Gewicht eines gravimetrischen Probekörpers hängt nicht nur ab von dessen Masse, sondern – sofern dieser von einem gasförmigen oder flüssigen Medium umgeben ist - auch von den zugeordneten Auftriebskräften (Archimedischer Auftrieb); diese Kräfte sind eine Funktion des Volumens des Probekörpers und der Dichte des verdrängten Mediums. Ändert sich die Auftriebskraft durch Änderungen der Dichte dieses Mediums, z.B. als Folge von Änderungen des atmosphärischen Drucks in einem nicht druckdichten

Gravimetergehäuse, so ändert sich folglich auch das wirksame Gewicht des Probekörpers und führt zu einem Sensorsignal, das nicht durch eine Änderung der Zielgröße, also der Schwere, hervorgerufen ist; dieser Effekt stellt somit einen systematischen instrumentellen Fehler dar.

Bei gravimetrischen Sensoren, die auf dem Prinzip der Hebelwaage basieren, lässt sich der Auftriebseffekt konstruktiv dadurch weitgehend kompensieren, dass der Hebel bezüglich der Drehachse doppelseitig ausgeführt wird, und dass auf der dem gravimetrischen Probekörper gegenüber liegenden Seite an geeigneter Stelle ein hohler, druckdichter Auftriebskörper geeigneten Volumens angebracht wird. Auf diese Weise kann das Drehmoment, das durch den Probekörperauftrieb hervorgerufen wird, durch ein Gegendrehmoment weitgehend kompensiert werden. Zusätzlich lässt sich durch eine Füllung des Innenraums eines Gravimeters mit einem Gas geringerer Dichte als die der Luft (Wasserstoff, Helium) der Auftrieb des Probekörpers wesentlich verringern.

Selbstverständlich wird der gravimetrische Sensor in einem druckdichten Gehäuse, meist mit atmosphärischem Innendruck, installiert. Im Laufe der Jahre können sich jedoch durchaus Undichtigkeiten bilden, insbesondere an den Durchführungen beweglicher Achsen (Messspindel, Arretierung), welche dann in Abhängigkeit von den zeitlichen oder örtlichen Änderungen des Luftdrucks der lokalen Atmosphäre zu Variationen des Innendrucks führen. Die initiale Installation des Sensors in einem weitgehenden Vakuum oder bei geringerem Gasdruck (geringerer Gasdichte) löst das Auftriebsproblem zwar prinzipiell, aber eben nur so lange, wie das Gravimetergehäuse druckdicht ist; diese Lösung weist im Übrigen den Nachteil auf, dass die vergrößerte Differenz zwischen dem Innendruck im Gravimetergehäuse und dem variablen atmosphärischen Außendruck zu vergrößerten, zeitabhängigen Gehäusedeformationen führt, die potentiell einen Einfluss auf das Gravimetersignal haben.

Ausschlagmethode: Ist für einen mechanischen Sensor eine messtechnische Referenzlage als Null-Lage definiert und stellen sich als Folge von Änderungen der Zielgröße (z.B. der Schwere) im Rahmen von Messungen Abweichungen von dieser Lage ein (z.B. durch Schwereänderungen), so können diese Abweichungen als Maß für die Änderung der Zielgröße dann dienen, wenn zwischen Änderungen der zu messenden physikalischen Größe (z.B. Schwereänderung) und den zugeordneten Sensor-Reaktionen (z.B. Abweichungen von der Referenzlage) ein hinreichend linearer Zusammenhang besteht. Dieser Sachverhalt tritt auf bei Linearen Gravimetern. Die Funktion für die Umrechnung der Maßeinheit der durch ein Abgriffsystem angezeigten Änderungen der Sensorlage (z.B. [Volt]) in die zugeordneten Maßeinheiten der Zielgröße (z.B. [mGal]) wird durch Eichung des Messsystems bestimmt. Das Verfahren wird als Ausschlagmethode bezeichnet. Vergleiche Null-Methode.

Ballistische Gravimeter: Äquivalenter Begriff für Kinetische Gravimeter.

Beginn einer täglichen Schweremessung: Etwa in der ersten halben Stunde nach dem Beginn einer Tagesmessung (Feldmessung) treten im Allgemeinen signifikante zeitliche Änderungen der Charakteristik der Drift eines Federgravimeters auf, und zwar dadurch, dass ein Übergang vom sogenannten Standgang zum Fahrgang stattfindet. Es ist daher ratsam, mit den Messungen erst nach einer Fahrzeit von etwa einer halben Stunde zu beginnen. Wird der erste Beobachtungspunkt ohnehin erst nach einer gewissen Fahrzeit erreicht, so hat sich bei der ersten gravimetrischen Messung der Fahrgang im Wesentlichen bereits eingestellt. Liegt der erste Beobachtungspunkt jedoch im Bereich des „Ruhestandorts“, so sollte man dort zunächst mit einer Null-Messung beginnen, anschließend während etwa einer halben Stunde eine gewisse Fahrstrecke zurücklegen und dann im Ausgangspunkt die erste gültige Messung durchführen. Die Differenz zwischen den Gravimeteranzeigen der Null-Messung und der ersten gültigen Messung geben einen Hinweis auf die Größe des genannten Umstellungseffektes; mögliche zeitliche Änderungen der Schwere innerhalb des Zeitintervalls (Gezeiten, gravimetrisch) zwischen den beiden Messungen sind in Betracht zu ziehen.

Betrag der Schwere: Wie alle Kräfte und Beschleunigen ist auch die Schwere ein Vektor, der durch seine Länge und seine Richtung festgelegt ist. Die Intensität („Größe“) der Schwere wird als Betrag der Schwere bezeichnet und im Vektormodell durch die Länge dargestellt. Siehe auch Richtung der Schwere.

Bodenfeuchte: Durch Niederschläge wird dem Untergrund Materie hinzugefügt, durch Trocknung entzogen. Dies führt zu Änderungen der Bodenfeuchte und daraus folgend der Bodendichte. Diese Dichteänderungen bewirken zeitliche Änderungen der Schwere, die, abhängig vom physikalischen Aufbau des Untergrundes, bis zu $\pm 10 \mu\text{Gal}$ betragen können; kurz nach extremen Regenfällen kann dieser Betrag auch deutlich überschritten werden. Die Auswirkungen auf die Schweredifferenz(!) zwischen zwei Beobachtungspunkten reduzieren sich umso mehr, je mehr sich die Niederschlagseinträge und die örtlichen bodenmechanischen und hydrologischen Verhältnisse einander angleichen, so unter anderem dann, wenn die räumliche Entfernung zwischen den Beobachtungspunkten entsprechend gering ist.

Bouguer-Anomalie: Abweichung des bouguer- und freiluftreduzierten Schwerewertes eines Punktes von der zugeordneten Normalschwere

$$\Delta_{gFP} = g - \gamma_0 + (dg_F + dg_P).$$

Zu beachten:

- Freiluftreduktion dg_F : Die Schwere nimmt im oberflächennahen Bereich der Erde mit abnehmender Höhe des Beobachtungspunktes zu,
- Die Beseitigung der Massen der Bouguer-Platte unterhalb eines Beobachtungspunktes führt zu einer Verringerung dg_P der Schwere.

Siehe auch: Bouguersche Plattenreduktion, Freiluft-Anomalie, Topographisch korrigierte Bouguer-Anomalie.

Bouquersche Plattenreduktion: Bei physikalischer Betrachtungsweise setzt die Freiluftreduktion eines Schwerewertes voraus, dass sich der gravimetrische Beobachtungspunkt, bildlich gesehen, „freischwebend“ über dem gravimetrischen Höhenreferenzniveau befindet, und zwar dann, wenn die Referenzfläche *unter* der Erdoberfläche liegt; es wird ferner vorausgesetzt, dass sich zwischen der Erdoberfläche und der Referenzfläche keine gravitativ wirksame Materie befindet. Um die Charakteristik des lokalen Schwerfeldes physikalisch korrekter zu beschreiben, muß daher (gedanklich) die Materie zwischen Erdoberfläche und der Referenzfläche beseitigt werden; dies führt zu einer *Verringerung* des an der Erdoberfläche real beobachteten Betrages der Schwere. Diese Verringerung ist zu berechnen. Das geschieht in erster Näherung dadurch, dass man den Raum zwischen dem gravimetrischen Punkt auf der Erdoberfläche und dem zugeordneten, auf die gravimetrische Referenzfläche vertikal projizierten Punkt durch eine ebene und horizontale Kreisplatte ersetzt, welche Bouguer-Platte genannt wird; die Dicke dieser Platte ist gleich der Höhendifferenz Δh zwischen den beiden genannten Punkten. Im Falle des Ansatzes einer Kreisplatte mit unendlich großem Radius und der Dichte δ erhält man als Gravitationswirkung dg_P dieser Platte im Punkt der gravimetrischen Beobachtung an der Erdoberfläche

$$dg_P = 0,0419 \delta \Delta h [mGal/m].$$

Nun treten aber mit zunehmender Entfernung vom Zentralpunkt (Zentralpunktverfahren) zunehmende Klaffungen auf zwischen dem realen sphäroidischen Raum der betreffenden Erdzone und dem substituierten Raum der unendlich ausgedehnten ebenen und horizontalen Platte. Die in Betracht zu ziehenden Vertikalkomponenten der gravitativen Wirkungen von Raumsegmenten dieser Platte nehmen jedoch stark mit zunehmender Entfernung vom Zentralpunkt ab, da mit Zunahme der Entfernung ein zunehmend spitzer Winkel zwischen der Richtung des Gesamtvektors und der Vertikalkomponente auftritt und außerdem die Gravitationswirkung mit dem reziproken Wert des Quadrates der Entfernung abnimmt (Gravitationsgesetz). Dies führt dazu, dass bereits, je nach Höhendifferenz Δh , ab einer Entfernung von einigen hundert Metern oder einigen Kilometern die verbleibenden gravimetrischen „Rest-Effekte“ nur noch Beträge aufweisen, die im Hinblick auf die gravimetrische Gesamt-Fehlerbilanz im Allgemeinen vernachlässigt werden können. Das Hauptproblem bei der Berechnung des Gravitationseffektes dg_P wird durch die Ungenauigkeiten des Dichteansatzes erzeugt; hier muss im Allgemeinen mit relativen Unsicherheiten im Bereich von 10% und mehr gerechnet werden. Es ist somit weniger die Geometrie als vielmehr die Unsicherheit hinsichtlich des physikalischen Basisparameters Dichte, welche der Genauigkeit der Gravitationsberechnungen die Grenzen setzt. Zieht man von einem an der Erdoberfläche bestimmten Schwerewert den Betrag dg_P ab, so wird dies als Bouguer-Reduktion bezeichnet. Zum Vorzeichen: die Entfernung von Materie unterhalb eines Beobachtungspunktes führt zu einer Verringerung der Schwere. Siehe auch: Topographisch korrigierte Bouguer-Reduktion.

CPI-Anzeige: Die meisten Konstruktionen astasierter Federgravimeter (astasierte Gravimeter) waren ursprünglich so konzipiert, dass die Lage des gravimetrischen Sensors mit Hilfe eines Mikroskops beobachtet werden konnte. Eine Referenzlinie des Sensors wurde auf eine lineare Maßstabskala abgebildet und ermöglichte es,

den Sensor optisch mit Hilfe der Messspindel in eine bestimmte Lage (Null-Lage) einzustellen. Um den Einstellungsvorgang zu erleichtern und die Einstellgenauigkeit zu verbessern wurden später elektrische oder elektronische Abgriffsysteme hinzugefügt, welche die aktuelle Sensorlage durch ein elektrisch oder elektronisch gesteuertes Signal, z.B. die Zeigerstellung eines Galvanometers, anzeigen. Eine solche Signalanzeige ist das bei einigen Gravimetern so genannte CPI-System (für Capacitive Position Indicator), dessen Galvanometer so eingestellt wird, dass die Null-Lage des Galvanometerzeigers der Null-Lage des Gravimetersensors entspricht. Da jedem CPI-Ausschlag eine bestimmte Ablage des gravimetrischen Sensors von der Nullposition zugeordnet ist, ermöglicht das System innerhalb enger Ausschlaggrenzen die Anwendung der Ausschlagmethode, da im Bereich der Null-Lage des Sensors ein genähert linearer Zusammenhang besteht zwischen Sensorablage und der Ablage der Galvanometeranzeige (Astasierung, astasierte Gravimeter). Änderungen der Stellung der Messspindel verursachen Änderungen der Sensorposition und entsprechend Änderungen der CPI-Anzeige.

Hat man sich nun eine Tabelle erzeugt, welche Spindelstellungen (in Spindel-Skalenteilen) und zugeordnete CPI-Anzeigen (in Galvanometer-Skalenteilen) gegenüberstellt, so lässt sich aus der CPI-Ablage auf einfache Weise jene Spindelposition ermitteln, welche der Null-Lage des Sensors und damit auch der Null-Anzeige des CPI-Systems entspricht. Dies ermöglicht eine Vereinfachung des gravimetrischen Messvorgangs insoweit, als mit Hilfe der Messspindel gegebenenfalls nur die genäherte Null-Anzeige des CPI-Systems eingestellt wird, und der aktuellen Spindelablesung nachträglich lediglich eine kleine Korrektur hinzugefügt wird, die dann rechnerisch zu jener Spindelablesung führt, welche der Null-Lage des gravimetrischen Sensors zugeordnet ist.

Die Praxis zeigt Vorteile der Verwendung des CPI-Systems gegenüber einem elektronischen Rückkopplungssystem (Feedbacksystem, Rückkopplung, elektrostatisch), unter anderem durch geringere Einlaufzeiten nach der Sensor-Entarretierung. Ferner lassen sich durch die Analoganzeige Niveau und zeitliche Strukturen des aktuellen gravimetrischen Rauschpegels leichter erkennen als durch sich schnell verändernde digitale Anzeigewerte. Siehe auch: Signalfilterung.

Dichte: Masse pro Volumeneinheit in [kg/m³], weiterhin gebräuchlich auch [g/cm³].

Dichte der Erde: Entsprechend dem Newtonschen Gravitationsgesetz gilt für den Betrag der Gravitationskraft, welche im Bereich der Erdoberfläche zwischen der Erde mit der Masse m_{Erde} und einem kugelförmigen Probekörper mit der Masse $m_{\text{Probekörper}} = 1 \text{ kg}$ wirkt

$$K = G \frac{m_1 m_2}{r^2} = G \frac{m_{\text{Erde}} m_{\text{Probekörper}}}{r^2}, \text{ mit } m_{\text{Probekörper}} = 1 \text{ kg}, g = 9,8 \text{ m/s}^2.$$

Daraus ergibt sich die Gesamtmasse der Erde (unter der Voraussetzung eines kugelförmigen Erdkörpers mit homogener Dichte)

$$m_{\text{Erde}} = 6 \cdot 10^{24} \text{ kg.}$$

Einem mittleren Erdradius von 6370 km entspricht ein Volumen des Erdkörpers von $V = 1,1 \cdot 10^{21} \text{ m}^3$.

Daraus berechnet sich die homogene Dichte (mittlere Dichte) der Erde zu

$$\delta_{\text{Erde}} = 5,5 \text{ g/cm}^3 = 5,5 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3.$$

Nun liegt die Dichte von Materialien im oberflächennahen Bereich der Erde jedoch nur im Bereich zwischen 1,5 und 3 g/cm³ (Sand 1,5 bis 1,6, Sandstein 1,9 bis 2,3, Schiefer 2,7 bis 2,8, Granit 2,6 bis 3,0); daraus folgt die Existenz von Materie wesentlich höherer Dichte im Bereich des Erdinneren (Aufbau der Erde).

Dimension: Physikalisch bedeutet Dimension im Grundsatz die Angabe einer Messvorschrift; so hat zum Beispiel die Geschwindigkeit die Dimension *Länge/Zeit* und die Beschleunigung die Dimension *Länge/Zeit²* (gleich *Länge/Zeit pro Zeit*); es sind also zu messen Längen und Zeiten. Länge und Zeit sind Grundgrößen auf die sich die Dimensionen der abgeleiteten Größen beziehen. Die Dimension einer abgeleiteten Größe ist somit ein Potenzprodukt der Grundgrößen. Durch Anzahl und Art der Grundgrößen wird das verwendete Maßsystem definiert, z.B. das derzeit gültige System der Internationalen Maßeinheiten (SI-System), mit den mechanischen Grundgrößen Meter [m], Kilogramm [kg] und Sekunde [s oder sec]. Die formale Richtigkeit der mathematischen Formulierung einer physikalischen Gesetzmäßigkeit lässt sich durch eine Dimensionsprobe überprüfen: beiderseits des Gleichheitszeichens muß jeweils dieselbe Dimension auftreten.

Drehimpulseeffekt: Bei der Rotation eines Körpers um eine Achse wird als Drehimpuls das Produkt aus dem Trägheitsmoment des Körpers und der Winkelgeschwindigkeit bezeichnet. Die Definition des Trägheitsmomentes T lautet

$$T = \int_V r^2 dm,$$

entsprechend gilt für den Drehimpuls

$$D = T \omega,$$

mit ω = Winkelgeschwindigkeit, dm = Massenelement innerhalb des Volumens V des Körpers, r = Abstand des Massenelements von der Rotationsachse. Es wird deutlich, dass das Trägheitsmoment, anders als die Masse (in der Newtonschen Physik), keine körpereigene Größe ist, sondern von der Lage der Rotationsachse abhängt. Ist das Volumen des Körpers klein gegenüber der Entfernung von der Rotationsachse, so gilt in großer Näherung $\underline{D} = r^2 m \omega$, mit nun r = Entfernung des Körperschwerpunktes von der Drehachse.

In einem geschlossenen System bleibt die Summe aller Drehimpulse konstant (Drehimpulserhaltungssatz). Führt nun ein außerhalb der Rotationsachse befindlicher, in einem erdfesten Koordinatensystem lagernder Körper im Schwerfeld der rotierenden Erde (Erdrotation $2\pi/84600\text{s}$) eine Fallbewegung aus, so ist die permanente Ortsverlagerung mit einer permanenten Verringerung seines Abstandes von der Rotationsachse der Erde verbunden, entsprechend tritt eine permanente Abnahme des Drehimpulses auf, die durch eine Vergrößerung der Winkelgeschwindigkeit wieder ausgeglichen wird, damit das physikalische Prinzip der Drehimpulserhaltung nicht verletzt wird. Daraus folgt, dass ein frei fallender Körper sich nicht entlang der Lotlinie bewegt, sondern zunehmend seitlich versetzt wird. Dieser Effekt ist zum Beispiel bei kinetischen Absolutgravimetern (Freiwurf-/Freifallmethode) zu beachten.

Das Prinzip der Erhaltung des Drehimpulses eines rotierenden Körper wird beim Eistanz sichtbar, wenn nämlich ein Tänzer durch Änderungen der Geometrie seiner Körperhaltung (Änderung seines Trägheitsmoments) die Winkelgeschwindigkeit seines rotierenden Körpers verändert (Pirouette).

Massenverlagerungen innerhalb und außerhalb des Erdkörpers (Tektonik, Meeresströmungen, atmosphärische Vorgänge, etc.) verändern dessen Hauptträgheitsmomente mit der Folge zeitlicher Änderungen des Rotationsvektors (und zugeordneter Änderungen der Schwere), welche ihrerseits wiederum globale Deformationen hervorrufen (mit wiederum zugeordneter Änderungen der Schwere).

Drehmoment: Bei einem Hebel das Produkt aus angreifender Kraft und dem Abstand des Angriffspunktes von der Drehachse in $[m \text{ kg m} / s^2] = [N \text{ m}]$; wegen $1 [kg \text{ m}^2 / s^2] = 1 \text{ Wattsekunde [Ws]} = 1 [\text{Joule}]$ ist die Dimension des Drehmoments gleich der Dimension der Energie.

Drehmomentsensoren: Vom Prinzip her sind die meisten der „klassischen“ Relativgravimeter Instrumente zur Messung von Drehmomenten. Insbesondere bei astasierten Gravimetern bietet dieses Sensorprinzip den Vorteil geringer Baugröße (und geringen Gewichtes), sowie aufgrund der durch die Astasierung erzeugten Verstärkung des gravimetrischen Signals (mechanische Vergrößerung der Hebeldehnung pro Schwereänderung) die Möglichkeit der Anwendung technologisch einfacher Abgriffsysteme.

Drift: Eine zeitliche Änderung des Messsignals, welche nicht von der physikalischen Messgröße herrührt, sondern eine Folge ist der instrumentellen Eigenschaften und Vorgänge; die Drift ist somit ein instrumenteller systematischer Fehler; sie lässt sich als zeitliche Änderung des Nullpunktes der Signalanzeige interpretieren. Die Drift wird häufig auch als instrumenteller Gang bezeichnet.

Driftbestimmung: Die Genauigkeit der Bestimmung der instrumentellen Drift beeinflusst in entscheidendem Maße die effektive Genauigkeit gravimetrischer Messungsergebnisse. Dies gilt insbesondere für Federgravimeter bei Feldeinsätzen. Die Genauigkeit der Driftbestimmung hängt ab von Größe und zeitlicher Struktur des Driftverlaufs, das heißt von der Größe des zeitlichen Trends und der Größe der sich überlagernden Nicht-Linearitäten. Keinesfalls sollte a-priori, auch nicht bei modernen Federgravimetern, ein linearer Driftverlauf angenommen werden (Beginn einer täglichen Schweremessung, Einlaufeffekt bei Federgravimetern, Elastische Nachwirkung).

Bei Feldmessungen gründet sich die Driftbestimmung auf in bestimmten Zeitabständen (mindestens einmal) wiederholten gravimetrischen Messungen, die in

identischen Beobachtungspunkten ausgeführt werden. Die Anordnung der Wiederholungsmessungen richtet sich nach der Konfiguration des jeweiligen Punktsystems. Bei flächenhafter Punktverteilung verwendet man meist das Zentralpunktverfahren, bei längeren Punktlinien entsprechend ein Linienverfahren, z.B. das Stepverfahren. Die Wahl der Messungsanordnung richtet sich unter anderem nach den Punktabständen, genauer nach der Zeitspanne für das Erreichen der einzelnen Beobachtungspunkte. Welches ein optimaler Zeitabstand ist, kann nur fallbezogen beantwortet werden. Ob driftbezogen ein geeigneter Zeitabstand gewählt wurde, leitet sich letztlich aus der Signifikanz ab, mit der die Driftkurve ermittelt werden kann. Es ist zu beachten, dass VOR jeder Driftbestimmung zunächst eine Gezeitenreduktion der beobachteten Schwerewerte durchgeführt werden muß, dass also die Anteile der während des gesamten Messungszeitraums aufgetretenen zeitlichen Änderungen des Schwerfeldes (ein *reales physikalisches* Signal) vor der Bestimmung der *instrumentellen* Drift eliminiert wurden (Gezeitenreduktion von Schwerewerten).

Die Driftkurve wird dadurch gebildet, dass man die *Differenzen* der in identischen Punkten zu unterschiedlichen Zeitpunkten beobachteten, gezeitenreduzierten Messwerte in einem geeigneten Diagramm (mit der Zeit als Abszisse und den Messwertdifferenzen als Ordinate) durch geeignete Änderungen des Signalniveaus so ineinander verschiebt, dass ein plausibles Band von Punkten entsteht, durch das man eine ausgleichende Funktionslinie legt; dies kann graphisch oder auf numerischem Wege durch Ausgleichung geschehen. Die Unsicherheiten hinsichtlich der messtechnischen Signifikanz der ermittelten Driftkurve hängen erheblich von den gewählten Niveauverschiebungen ab; primär selbstverständlich von der jeweiligen Driftstruktur (Steigung des linearen Driftanteils, Größe und Struktur der Nichtlinearitäten). Bildet man die Differenzen zwischen den für einen Zeitpunkt gültigen Funktionswert und einem geeigneten konstanten Bezugswert (zum Beispiel dem Funktionswert der ausgleichenden Linie zum Anfangszeitpunkt der Beobachtungen), so erhält man laufend den zu dem gewählten Zeitpunkt gültigen Driftanteil in den beobachteten gravimetrischen Messwerten.

Driftkorrektur. Die Beseitigung des in den beobachteten, gezeitenreduzierten(!) Messdaten enthaltenen Anteils der instrumentellen Drift.

Driftursachen: Die instrumentelle Drift ist eine Folge komplexer Vorgänge innerhalb der einzelnen mechanischen und elektronischen Komponenten eines Messsystems, die sich häufig gegenseitig beeinflussen. Driften werden im Allgemeinen umso stärker erkennbar und messtechnisch relevant, je höher die Signalauflösung ist und je länger sich der Messungszeitraum ausdehnt. Im Einzelnen lässt sich das Zusammenspiel unterschiedlicher Ursachen und Wirkungen nur selten quantifizieren.

Hauptursachen einer Signaldrift sind bei Federgravimetern Variationen der atmosphärischen Außentemperatur, die insbesondere bei Feldmessungen im Laufe eines Tages auftreten, sowie Effekte, welche im Falle einer Sonneneinstrahlung wirksam werden (Thermische Effekte, Thermostatisierung). Wesentliche Ursachen sind ferner Störbeschleunigungen, die insbesondere beim Gravimetertransport den

gravimetrischen Sensor belasten, in besonderem Maße durch induzierte Schwingungen der Gravimeterfeder, welche zu elastischen Nachwirkungen führen. Bei starken Stößen können sogar sprunghafte Veränderungen innerhalb des mechanischen Sensors auftreten, die zu Sprüngen in der Signalanzeige führen. Eher langzeitiger Natur sind die Wirkungen von Alterungsprozessen innerhalb der mechanischen Komponenten des Sensors, vor allem innerhalb der Gravimeterfeder (Federn); aber auch Alterungen elektronischer Komponenten können eine Rolle spielen.

Dynamik: Die Lehre von den Kräften und ihren Wirkungen. Man unterscheidet *Statik*, als die Lehre von den Kräften und ihren Wirkungen im Zustand einer relativen Ruhe von Körpern, und *Kinetik*, als die Lehre von den Kräften und ihren Wirkungen im Zustand einer relativen Bewegung von Körpern (vgl. kinetische Energie). In technischen Disziplinen wird aber häufig, weniger systematisch, anstelle des Begriffes Kinetik synonym der Begriff Dynamik verwendet; siehe auch Kinematik.

Eichbasis, gravimetrisch: Ein lokales oder regionales System von mehreren Beobachtungspunkten, in denen der Absolutbetrag der Schwere oder die Schweredifferenzen zwischen den Punkten mit aufgabenspezifischer Genauigkeit im System der Internationalen Maßeinheiten bestimmt wurden und als gravimetrische Soll-Werte (Referenzwerte) zur Eichung von Relativgravimetern verwendet werden können.

Eichfaktor: siehe Eichfunktion

Eichfunktion: Dies ist die mathematische Funktion, welche die instrumentenspezifische Maßeinheit der Messwertanzeige mit der allgemeingültigen Maßeinheit der Zielgröße verknüpft. Im günstigsten Fall ist die Maßeinheit der instrumentellen Messwertanzeige mit der Maßeinheit der Zielgröße (gegebenenfalls lediglich in einem begrenzten Messbereich) linear verknüpft; man spricht in diesem Falle dann von einem Eichfaktor. Abweichungen von der linearen Verknüpfung können meist durch Polynome mit quadratischen und gegebenenfalls auch kubischen Gliedern (oder Gliedern höherer Ordnung) dargestellt werden. Wesentlich ist die Signifikanzüberprüfung der zu verwendenden nichtlinearen Polynomkoeffizienten, also die Prüfung, ob für einen Koeffizienten die Nullhypothese (Koeffizient gleich Null) statistisch signifikant ausgeschlossen werden kann.

Eichung: Das zentrale Element eines Messsystems ist ein Sensor, der auf einen physikalischen Parameter und dessen Änderungen in spezifischer Weise reagiert. Da der Sensor somit lediglich als Analog/Analog-Wandler wirkt, wird der zu messende physikalische Parameter in der Dimension des Reaktionssystems (z.B.

Lageänderungen in mm, oder Winkeländerungen in Bogensekunden) und den Dimensionen gegebenenfalls zusätzlich nachgeschalteter Signalwandler (Abgriffsysteme) dargestellt. Für die erforderliche Umrechnung des instrumentellen Messwertes in die Dimension (die Maßeinheit) der Zielgröße ist die Kenntnis der Eichfunktion erforderlich, welche durch Eichung des Messgerätes gewonnen wird. Der Vorgang der Bestimmung der Eichfunktion wird als Eichung bezeichnet. Die Eichung erfolgt über den Vergleich bekannter Beträge und Betragsunterschiede der zu messenden physikalischen Größe mit den zugeordneten Werten der instrumentellen Signalanzeige.

Eichung von Gravimetern: Die Bestimmung des Skalenwertes der instrumentellen Messwertanzeige (z.B. Skalenwert der Messspindel) von Gravimetern über den Vergleich mit bekannten Referenzwerten der Schwere (Eichbasis, Eichfunktion, Eichung). Die Kenntnis des Skalenwertes ist erforderlich für die Umrechnung der bei gravimetrischen Beobachtungen gewonnenen instrumentellen Messwerte in die Maßeinheit der Schwere (Schwereeinheiten).

Eigenperiode: Als systemspezifische Größe die Periode eines unter dem Einfluss einer Kraft um eine Gleichgewichtslage frei schwingenden Körpers. Bei astasierten Gravimetern liegt die Eigenperiode, je nach Grad der eingestellten Astasierung, zwischen 10 und 20 Sekunden, bei linearen Gravimetern meist unter 1 Sekunde. Daraus resultieren unterschiedliche kinematische Reaktionen auf die Perioden auftretender mechanischer Störsignale (Mikroseismik).

Einlaufeffekt bei Federgravimetern: Wird im Rahmen eines Messvorgangs die Länge der Feder eines Relativgravimeters verändert, so stellt sich aufgrund elastischer Nachwirkungen der neue *mechanische* Gleichgewichtszustand des gravimetrischen Sensors (systemabhängig) häufig um einige Minuten zeitverzögert ein. Ein solcher Einlaufeffekt kann auch auftreten unmittelbar nach der Endarretierung des Sensors. Dieser *mechanische* Einlaufeffekt ist gegebenenfalls zu unterscheiden von einem Einlaufeffekt der instrumentellen Messwertanzeige, wenn diese auf einem gefilterten Signal beruht. Mechanische Nachlaufeffekte treten auch auf, wenn die elastischen Elemente des gravimetrischen Sensors im arretierten oder unarretierten Zustand starken Störbeschleunigungen (mechanischen Stößen) ausgesetzt wurden.

Ein anderer Einlaufeffekt tritt bei einigen Systemen unmittelbar nach Einschalten eines Rückkopplungssystems (Feedbacksystems) auf, und zwar häufig als Folge der mit dem Einschalten der Regelelektronik entstehenden Verlustwärme, und zwar besonders dann, wenn die Regelelektronik in unmittelbarer Nähe des inneren Gravimetergehäuses eingebaut wurde; in diesem Fall handelt es sich um eine thermisch induzierte Reaktion des gravimetrischen Sensors, d.h. zeitverzögert tritt nun ein neuer thermischer Stabilitätzustand ein, der entsprechend zeitverzögert zu einem veränderten mechanischen Gleichgewichtszustand führt (Thermostatisierung).

Elastische Nachwirkung: siehe Einlaufeffekt bei Federgravimetern.

Elastizitätsmodul: Eine materialspezifische Größe, welche die elastische Dehnung (oder Stauchung) eines Körpers als Funktion einer senkrecht zum Querschnitt wirkenden Kraft angibt (Hookesches Gesetz).

Elektromagnetische Induktion: In der Umgebung eines elektrischen Leiters, welcher von elektrischen Strömen unterschiedlicher Stärke und Richtung durchflossen wird, treten zugeordnete elektromagnetische Wechselfelder auf. Diese Wechselfelder induzieren ihrerseits in einem anderen elektrischen Leiter, der sich innerhalb eines räumlichen Wirkungsbereiches befindet, elektrische Ströme unterschiedlicher Stärke und Richtung. Diese induzierten Ströme stellen bei empfindlichen Messsystemen Störsignale dar (z.B. hervorgerufen durch benachbarte 230Volt-50Hz-Leitungen). Diese Störungen müssen, sofern sie messtechnisch relevant sind, durch Abschirmungsmaßnahmen beseitigt werden. Diese Maßnahmen bestehen hauptsächlich darin, die jeweiligen Leiter mit einem geerdeten Geflecht aus Metalldrähten zu umgeben („Faradaykäfig“).

Energieversorgung eines Gravimeters: Die Heizung eines Gravimeters (Thermostatisierung) und die elektronischen Komponenten zur Signalwandlung (Abgriffsystem) erfordern die Zufuhr elektrischer Energie. Aus messtechnischen Gründen müssen die Versorgungsspannungen innerhalb einer zulässigen Toleranz stabilisiert werden, und zwar auf einem Niveau, welches niedriger ist als die Eingangsspannung der Energieversorgungseinheit. In den Regelkreisen der Spannungsstabilisierung wird ein Teil der überschüssigen Spannung (genauer: einer zugeordneten elektrischen Energie) in Wärmeenergie umgewandelt, die in ihrem zeitlichen Verlauf somit korreliert ist mit dem zeitlichen Verlauf der Eingangsspannung. Eine zeitvariable Wärmequelle aber in der Nähe des gravimetrischen Sensors beeinflusst wiederum zeitabhängig dessen mechanisches Verhalten, so dass prinzipiell systematische Effekte in der instrumentellen Messwertanzeige auftreten können, die mit dem zeitlichen Verlauf der Versorgungsspannungen korreliert sind.

Häufig werden Gravimeterheizung und die elektronischen Komponenten aus derselben Energiequelle (bei Feldmessungen Akkumulator) versorgt. Dies ist eine kostengünstige, aber messtechnisch unbefriedigende Lösung, da Spannungsabfälle während des Heizzyklus des Thermostaten häufig zu zyklischen Variationen des gravimetrischen Messsignals führen, die hinsichtlich der Amplitude eine durchaus relevante Größenordnung erreichen können.

Erdbebensignale, gravimetrisch: Die Sensoren statischer Gravimeter sind im Prinzip identisch mit den Sensoren von Vertikal-Seismometern; astasierte Federgravimeter basieren meist auf dem so genannten Galitzin-Seismometerprinzip. Aufgrund der Trägheit des gravimetrischen Probekörpers reagiert dieser auf Vertikalbewegungen des Aufstellungsortes als Folge der auftretenden Trägheitskräfte mit Ablagen von jener Gleichgewichtslage, welche sich im Zustand der relativen Ruhe einstellen würde. Mehr oder weniger periodische Sensorauschläge werden permanent durch die Mikroseismik und in Zeitabständen durch schwache Erdbebenstörungen verursacht. Die messtechnischen Auswirkungen können durch Bildung geeigneter zeitlicher Mittel der Messsignale oder durch Filterung in meist ausreichendem Maße eliminiert werden. Der Ablauf von Feldmessungen wird daher durch die auftretende Mikroseismik oder durch schwache Erdbebensignale im Allgemeinen nicht relevant beeinträchtigt. In Abhängigkeit von den Amplituden und Frequenzen der mikroseismischen und seismisch induzierten Schwingungen eines Beobachtungsortes verändert sich allerdings die jeweilige effektive Reproduzierbarkeit des gravimetrischen Signalmittels, d.h. die effektive „Messgenauigkeit“.

Größere gravimetrische Signalstörungen treten allerdings in unregelmäßigen zeitlichen Abständen auf als Folge der von größeren Erdbeben ausgehenden, im Erdkörper verlaufenden Wellen, welche mit einer entfernungsabhängigen zeitlichen Verzögerung den Beobachtungsort erreichen. Prinzipiell sind in Abhängigkeit von der Magnitude weltweit auftretende Erdbeben relevant und nicht nur solche, deren Epizentrum in der regionalen Umgebung des gravimetrischen Beobachtungsortes liegen. Treten während der Feldmessung erdbebeninduzierte gravimetrische Störsignale größerer Amplitude auf, so müssen die Messungen bei kurzen Ereignissen zeitweise unterbrochen werden. Größere Erdbeben mit einer Magnitude von 7 und höher können zu relevanten Signalstörungen mit einer Dauer von mehreren Stunden führen, so dass im ungünstigen Falle die Feldmessungen abgebrochen werden müssen.

Erdrotation: Bezogen auf die Sonne als Referenzrichtung beträgt die Rotationsgeschwindigkeit der Erde (unter Vernachlässigung zeitlicher Änderungen) $\omega = 2\pi/\text{Tag} = 2\pi/86400\text{sec} = 72,722 \cdot 10^{-6} [\text{s}^{-1}]$. Die zugeordnete Zentrifugalbeschleunigung liegt zwischen Null in den Erdpolen und dem Maximum am Äquator; für eine mittlere sphärische Erde mit einem Radius von 6370 km würde an der Erdoberfläche die Zentrifugalbeschleunigung am Äquator etwa 3,37 [Gal] betragen. In einer mittleren Geographischen Breite φ von 50° ergäbe sich die senkrecht zur Rotationsachse gerichtete Zentrifugalbeschleunigung zu etwa 2,17 [Gal], also etwa zu 2‰ des Betrages der örtlichen Schwerebeschleunigung. Für den rechtwinkligen Abstand r eines Punktes der Erdoberfläche von der Rotationsachse der Erde gilt im sphärischen Erdmodell $r = R \cos\varphi$, wenn R den mittleren Erdradius bezeichnet. Die zu den Erdpolen hin zunehmende Schwere verursacht jedoch eine Abplattung (also Formänderung) des visko-elastischen Erdkörpers mit einer entsprechenden Änderung des Schwerfeldes. Daraus folgt eine veränderte funktionale Breitenabhängigkeit des rechtwinkligen Abstandes eines Punktes der Erdoberfläche von der Rotationsachse der Erde, die dazu führt, dass sich die tatsächliche Zentrifugalbeschleunigung am Äquator im Vergleich mit einer sphärischen Erde vergrößert (dort größerer Abstand eines Oberflächenpunktes von

der Rotationsachse im Vergleich zu einer mittleren sphärischen Erde). Die genauere Berechnung der in einem Punkt der Erde wirkenden Zentrifugalbeschleunigung erfordert eine entsprechend genaue Berechnung des rechtwinkligen Abstandes dieses Punktes von der momentanen Rotationsachse.
Siehe auch Normalschwere und Internationale Schwereformel.

Erdschwerefeld: siehe Schwere, Schwerebeschleunigung, Schwerkraft.

Erdung, elektrisch: Aus verschiedenen Gründen können im Prinzip bei bestimmten Komponenten eines mechanischen (gravimetrischen) Sensors elektrostatische Ladungen auftreten, welche elektrostatische Störkräfte hervorrufen. Es sind also gegebenenfalls Maßnahmen zur Verhinderung des Auftretens dieser Ladungen oder zu deren Ableitung zu treffen. Eine wirkungsvolle Maßnahme ist die Erdung, d.h. die elektrische Verbindung eines Objektes mit dem lokalen Erdkörper. Eine „Erde“ wird dadurch geschaffen, dass man an geeigneter Stelle des Untergrundes ein elektrisches Leiterelement einbringt, z.B. einen sogenannten Erdungsspieß. Es ist zu beachten, dass das elektrische Potential („elektrisch Null“) innerhalb des Untergrundes mehr oder weniger stark räumlich und zeitlich variiert. Das Problem des elektrischen Potentials lässt sich dadurch veranschaulichen, dass man im Abstand von einigen Metern zwei Erdungsspieße in den Boden einschlägt und die auftretende Spannung (Differenz des elektrischen Potentials) zwischen den beiden Punkten misst; dieses Phänomen wird in der Geoelektrik zur Detektion elektrochemischer Strukturen des Untergrundes genutzt.

Erdungen von elektrischen Stromkreisen eines Messsystems sind gegebenenfalls dann erforderlich, wenn das elektrische Potential an einem Punkt des Stromkreises einen relevanten Einfluss auf das Messergebnis ausübt. Häufig spielt die Stelle, an der geerdet werden muss, eine wesentliche Rolle. Auf theoretischem Wege lässt sich dieses Problem selten lösen, meist ist vielmehr empirischen Vorgehen erforderlich – auf der Grundlage von Erfahrung. Zunächst einmal besteht allerdings die Schwierigkeit, überhaupt zu erkennen, dass ein elektrisches Potential eine relevante Störung des Messvorganges und des Messungsergebnisses hervorruft. Erdungsmaßnahmen bilden einen Teil der Messtechnik, der häufig unterschätzt wird.

Fahrgang, gravimetrisch: Dies ist die instrumentelle Drift (Gang), welche sich bei einem Federgravimeter im nicht-stationärem Betrieb, also bei Feldmessungen im Wesentlichen als Folge der bei dem Gravimetertransport auf das arretierte Messsystem einwirkenden Störbeschleunigungen einstellt. Der Fahrgang ist zu unterscheiden von einem nach der Entarretierung jeweils auftretenden Einlaufeffekt (Einlaufeffekt bei Federgravimetern). Die Charakteristiken des Fahrganges (Trend und Nicht-Linearitäten) unterscheiden sich meist deutlich von denen des Standganges.

Federn: Die Stabilität der elastischen Eigenschaften von Federn bestimmt dominant die messtechnische Güte eines Federgravimeters. Aus diesem Grunde ist insbesondere der Temperaturkoeffizient des jeweiligen, materialspezifischen Elastizitätsmoduls und Torsionsmoduls zu minimieren. Dies geschieht primär durch Auswahl geeigneter Federmaterialien. Bei Federn aus Metall werden überwiegend komplexe Legierungen verwendet, bei denen sich in einigen Fällen durch eine besondere thermische Behandlung für einen schmalen Temperaturbereich sogar ein Temperaturkoeffizient von theoretisch Null einstellen lässt. Zum Vergleich: der Temperaturkoeffizient des Elastizitätsmoduls von Federstahl liegt üblicherweise im Bereich von $10^{-4}/^{\circ}\text{C}$; d.h. um ein von einer Gravimeterfeder solchen Materials hervorgerufenen, thermisch induziertes Messsignal von umgerechnet etwa $1 \mu\text{Gal}$ nicht zu überschreiten, müsste die Federtemperatur im Bereich der gesamten Feder zeitlich auf etwa ein hunderttausendstel Grad stabilisiert werden; dies ist praktisch nicht möglich (Thermische Effekte, Thermostatisierung).

Komplexe Metall-Legierungen weisen aber in vielen Fällen eine magnetische Empfindlichkeit auf, was wiederum schwierige magnetische Abschirmungsmaßnahmen erforderlich macht.

Alternativ werden daher häufig Federn aus dem Material Quarz verwendet. Quarz ist zwar magnetisch unempfindlich, kann sich jedoch elektrostatisch aufladen, was wiederum geeignete Maßnahmen zur Verhinderung einer elektrostatischen Aufladung erfordert. So bewirkt zum Beispiel das Anbringen einer schwachen Radiumquelle in der Nähe der Feder eine verbesserte Leitfähigkeit des umgebenden Gasmediums. Ein weiterer Nachteil von Quarz ist, dass die Herstellung von Hochleistungsfedern aus diesem Material handwerklich außerordentlich schwierig ist und außergewöhnliche Fertigkeiten erfordert (die heute nur noch wenige Menschen beherrschen).

Federgravimeter: Statische Gravimeter, bei denen der gravimetrische Probekörper mit Hilfe einer Feder in den Zustand der relativen Ruhe eingestellt wird.

Feedback: Englische Bezeichnung für Rückkopplung.

Feedbackscheidung: siehe Rückkopplung, elektrostatisch.

Feld: In der Physik ist ein Feld ein Raumgebiet, in dem eine physikalische Größe (z.B. die Schwere) als Funktion der Raum- und Zeitkoordinaten angegeben wird. Geometrisch bezeichnet der Begriff Feld meist ein räumliches System von Punkten.

Fluggravimeter: Instrument zur Messung der Schwere in Luftfahrzeugen; vgl. Landgravimeter, Seegravimeter.

Freiluft-Anomalie: Abweichung des freiluftreduzierten Schwerewertes eines Punktes von der zugeordneten Normalschwere.

$$\Delta g_F = g - \gamma_0 + dg_F.$$

Es ist die Vorzeichenkonvention für die Höhe zu beachten (Schwereabnahme mit zunehmender Höhe).

Freiluft-Reduktion: Die Schwere ist höhenabhängig. Somit entsteht im Rahmen unterschiedlicher Aufgabenstellungen das Problem, aus einem in einem bestimmten Höhengniveau an der Erdoberfläche gemessenen Schwerewert den auf derselben Lotlinie in einem anderen Höhengniveau unterhalb der Erdoberfläche gültigen Schwerewert abzuleiten. Hierzu benötigt man im Prinzip den Verlauf des „wahren“ Vertikalgradienten der Schwere entlang ebendieser Lotlinie. Da aber unterhalb der Erdoberfläche die ortsabhängigen Vertikalgradienten der Schwere (als Folge lediglich begrenzter Kenntnisse über die Dichte in den betreffenden Erdschichten) nur genähert bekannt sind und auch nur in Ausnahmefällen bis zu einer gewissen Tiefe gemessen werden können, nutzt man für die Übertragung der Schwere von einem Höhengniveau auf ein anderes Niveau geeignete Modelle. Ein solches Modell ist zum Beispiel die Normalschwere. Entsprechend der Internationalen Schwereformel gilt für den Vertikalgradienten der Normalschwere γ

$$(d\gamma/dh)_0 = -0,30877 (1 - 0,00139 \sin^2 \varphi) \text{ [mGal/m]}$$

(Schwereabnahme mit zunehmender Höhe).

Der Vertikalgradient der Normalschwere ist abhängig von der geographischen Breite φ ; er beträgt am Äquator $-0,30877$ mGal/m und am Pol $-0,30738$ mGal/m (Effekt der Nichtparallelität der Niveauflächen). Da die Breitenabhängigkeit gering ist, verwendet man für die Höhenreduktion üblicherweise einen geeigneten Mittelwert, nämlich den für die Breite $\varphi = 45^\circ$ gültigen Vertikalgradienten. Daraus ergibt sich für die Freiluftreduktion dg_F

$$(d\gamma/dh)_0 = -0,3086 = dg_F \text{ [mGal/m]}.$$

Dieser Modellwert ist klar zu unterscheiden von dem im oberflächennahen Außenraum der Erde jeweils auftretenden „wahren“ Vertikalgradienten der Schwere; dessen Betrag kann, unter anderem abhängig von den jeweiligen lokalen topographischen Gegebenheiten, um bis zu 10% und mehr von dem aufgeführten Normalwert abweichen.

Freiwurf-/Freifallmethode: Dies ist ein Verfahren der kinematischen Schweremessung. Dabei wird der Probekörper zunächst vertikal hochgeworfen und fällt dann in die Ausgangslage zurück; die Wurfparabel entartet auf diese Weise zu einer vertikalen Geraden (zur wahren Fall-Linie siehe jedoch Drehimpulseeffekt). An den Wurfmechanismus werden hohe technische Anforderungen gestellt; die damit verbundenen Schwierigkeiten haben dazu geführt, dass zur Zeit überwiegend die

Freifallmethode eingesetzt wird, bei welcher der Probekörper lediglich fallengelassen wird. In der Theorie bietet die Freiwurf-/Freifallmethode allerdings Vorteile im Hinblick auf bestimmte systematische Fehler, die sich bei Mittelbildungen gegenseitig aufheben.

Gang: Eine zeitliche Änderung des Messsignals, welche nicht von der physikalischen Messgröße herrührt, sondern eine Folge instrumenteller Eigenschaften und Vorgänge ist; der Gang ist somit ein instrumenteller systematischer Fehler. Er wird meist als instrumentelle Drift bezeichnet. Bei Uhren spricht man allerdings überwiegend von Gang (als jenem instrumentellen Fehler, welcher das Vor- oder Nachgehen der Uhr gegenüber einer Referenzzeit bewirkt).

Genauigkeit: Im strengen Sinne die Signifikanzangabe zu einer gemessenen Größe im System der Internationalen Maßeinheiten (SI-System) oder einem anderen definierten Maßsystem. Die Genauigkeit einer Messgröße ist zu unterscheiden von der Signalauflösung.

Geoid: Die Oberflächen ruhender Flüssigkeiten bilden eine Fläche gleichen Potentials (Potential, Schwerepotential, Äquipotentialfläche, Niveaufläche). Entsprechend wäre die Oberfläche des ruhenden globalen Meeresspiegels (u.a. keine Erd- und Meeresgezeiten, keine Strömungen, keine atmosphärischen Einflüsse) eine Äquipotentialfläche. Denkt man sich diese Fläche unter den Kontinenten (einschließlich Inseln) fortgesetzt, so erhielte man eine die Erde umspannende, geschlossene, spezifische Äquipotentialfläche, die Geoid genannt wird. Wenn sich die Höhe des globalen Meeresspiegels (z.B. als Folge von Änderungen des Klimas) zeitlich ändert, ändern sich auch alle Höhenangaben, die in irgendeiner Form mit einem physikalisch aktuellen Geoid verknüpft sind.

Geoidbestimmung: Das Geoid ist eine ausgewählte Fläche gleichen Schwerepotentials, also eine Fläche gleicher Schwere-Energie. Für die Lagebestimmung des lokalen Geoids (Lösung der „Geodätischen Randwertaufgaben“) sind u.a. Schwerewerte hinreichender Genauigkeit erforderlich. In Gebieten, in denen die Oberflächentopographie des festen Erdkörpers *über* dem Geoid verläuft (im Bereich der deutschen Küstengewässer von Nord- und Ostsee liegt umgekehrt das Geoid über der Oberfläche des festen Erdkörpers d.h. über dem Meeresboden), entsteht das Problem, Schwerewerte *unterhalb* der Erdoberfläche *berechnen* zu müssen, d.h. in einem Bereich, welcher der direkten Messung nicht zugänglich ist. Aus diesem Grunde müssen genäherte Modellwerte für den höhenabhängigen lokalen Verlauf der Schwere verwendet werden, im Prinzip unter Berücksichtigung der lokalen topographischen Massen und der höhenabhängigen Dichte des Untergrundes in der Zone zwischen jeweiliger Erdoberfläche und Geoid. Da der Verlauf der Dichte entlang der Lotlinie in fast allen Fällen nur relativ ungenau bekannt ist, hängt somit die *berechnete Lage* des lokalen Geoids von den gewählten

Modellwerten ab. Die gesuchte Fläche gleicher Schwere-Energie (Äquipotentialfläche) kann also prinzipiell nur genähert und relativ zum gewählten (dichteabhängigen) Modell des höhenabhängigen Verlauf der Schwerevertikalgradienten bestimmt werden. Dies führt zu unterschiedlichen Ergebnissen der Geoidbestimmung. Verwendet man für die Quantifizierung des vertikalen Verlaufs der Schwere die Normalschwere (genauer: bildet man mit Hilfe eines Mittelwertes der Normalschwere und der Geopotentiellen Kote die so genannte Normalhöhe und trägt diese von der festen Erdoberfläche aus senkrecht ab), so nennt man die Fläche, welche auf dieser Modellgrundlage berechnet wird, das Quasigeoid. Wie der Zusatz "Quasi" bereits ausdrückt, erhält man lediglich eine Referenzfläche, die sich dem „wahren“ Geoid mehr oder weniger annähert, die aber physikalisch keine *lokale* oder *regionale* Äquipotentialfläche (Niveaufläche) darstellt, unter anderem deswegen nicht, weil sie sich hinsichtlich des vertikalen Schwereverlaufs nicht auf das "wahre" Schwerfeld, sondern auf das Normalfeld der Schwere bezieht. Die Geoidmodellierung lässt sich durch Kombination des terrestrischen Schwerfeldmodells mit satellitengestützten Schwerfeldmodellen wesentlich verbessern.

Geopotentielle Kote: Dies ist die Differenz des Schwerepotentials eines Punktes auf der festen Erdoberfläche und dem Schwerepotential des Geoids. Wäre in dem Zwischenraum zwischen den beiden Potentialflächen die wahre Schwerebeschleunigung bekannt und konstant, so brauchte man die Geopotentielle Kote (die Potentialdifferenz) lediglich durch diese reale Schwerebeschleunigung zu dividieren, um den vertikalen geometrischen Abstand beider Flächen zu erhalten. Anschaulicher: Multipliziert man die Potentialdifferenz mit der Masse 1 kg, so erhält man die zugeordnete, auf die Masse 1 normierte Differenz der Schwereenergie (Differenz der Potentiellen Energie) in [kg m²/s²]; multipliziert man die Schwerebeschleunigung mit der Masse 1 kg, so erhält man die Gewichtskraft eines Körpers mit der Masse 1 kg in [kg m/s²]. Es gilt: Kraft mal Weg gleich Energie, oder Energie durch Kraft gleich Weg; die Dimensionsprobe ergibt [m] für den Quotienten.

Nun ändert sich aber die Schwerebeschleunigung mit der Höhe (Vertikaler Schweregradient). Dies lässt sich nun (gedanklich) dadurch berücksichtigen, dass man in dem Zwischenraum zwischen den beiden genannten Potentialflächen hinreichend dünne Potentialschichten bildet, denen jeweils eine hinreichend konstante, aber von Schicht zu Schicht unterschiedliche Schwerebeschleunigung zugeordnet werden kann. Bildet man nun für jede Schicht den vorgenannten Quotienten, so erhält man Abstandsabschnitte, deren Summation (oder Integration bei infinitesimalen Schicht-"Dicken") zu dem gesuchten geometrischen Abstand zwischen dem ausgewählten Punkt der Erdoberfläche und dem Geoid führen würde. Nun ist aber der (vertikale) Schwereverlauf zwischen Erdoberfläche und Geoid nicht bekannt. Daraus folgt, dass es zwar ein mathematisches Konzept gibt, wie das Problem der Bestimmung geometrischer Abstände zwischen Äquipotentialflächen zu lösen ist, dieses Konzept aber nicht anwendbar ist, da es an den erforderlichen Schweredaten mangelt. Als Konsequenz müssen Näherungslösungen entwickelt werden; dies führt zu den Theorien der Physikalischen Geodäsie.

Gezeitenkräfte, allgemein: In der Astrophysik werden als Gezeitenkräfte allgemein die auf einen betrachteten Himmelskörper A als Folge des Gravitationsfeldes eines anderen Himmelskörpers B einwirkenden gravitativen *Differenzkräfte* bezeichnet. Diese Differenzkräfte treten zwischen allen Punkten des Himmelskörpers A auf, in denen das zugeordnete Gravitationspotential (die Schwereenergie) des Himmelskörpers B einen unterschiedlichen Betrag aufweist. Die in einem Punkt des Körpers A wirkende Gravitationskraft des Körpers B ist entfernungsabhängig, vgl. Newtonsches Gravitationsgesetz.

Im engeren Sinne bezieht sich der Begriff „Gezeiten“ auf rotierende Himmelskörper. Denn wenn sich der Himmelskörper A im Schwerfeld des Himmelskörpers B dreht, so treten in einem Körperpunkt von der Rotationsperiode abhängige zeitliche Variation der gravitativen Differenzkräfte nach Richtung und Betrag auf. Daraus leitet sich das Wort Gezeiten ab.

Gezeitenanalyse: Werden in einer stationären Beobachtungsstation die zeitlichen Variationen der Schwere kontinuierlich gemessen, so entsteht eine gravimetrische Zeitreihe, die sich zerlegen lässt in eine Summe von Einzelschwingungen, die Partialtiden genannt werden. Durch die Gezeitenanalyse werden die Amplituden und die auf ein Referenzsystem bezogenen Phasenlagen der Partialtiden berechnet.

Gezeitenbänder, gravimetrisch: Als Folge der Erdrotation sowie der Bewegungsabläufe im System Sonne – Erde –Mond gruppieren sich die Partialtiden hinsichtlich ihrer Frequenz innerhalb von Bändern. Hauptbänder sind das ganztägige Gezeitenband und das halbtägige Gezeitenband; hinzukommen höhere Harmonische in Form dritteltägiger, vierteltägiger etc. Bänder. Es treten ferner langperiodische Partialtiden auf (bis in den Bereich jährlicher Partialtiden). In der gravimetrischen Praxis spielen die ganztägigen und halbtägigen Partialtiden die Hauptrolle.

Gezeiten der Atmosphäre: Gezeitenkräfte von Sonne und Mond wirken auch auf die Materieteilchen der Erdatmosphäre und erzeugen Luftdruckänderungen und Änderungen im Feld der atmosphärischen Luftdichte. Die im Bereich der Erdoberfläche zugeordneten periodischen Schwereänderungen sind abhängig von der Geographischen Breite des Beobachtungsortes und liegen hinsichtlich ihrer Amplitude meist im Submikrogal-Bereich.

Gezeiten der festen Erde: Als Folge der in jedem Punkt der Erde auftretenden *periodischen* Änderungen der Gravitationskräfte, der so genannten Gezeitenkräfte, von Sonne und Mond (die Gravitationsfelder der Planeten können im Zusammenhang vernachlässigt werden) verformt sich der visko-elastische Erdkörper gleichermaßen periodisch. So ändert sich zum Beispiel in mittleren Geographischen Breiten der Abstand eines Punktes der Erdoberfläche vom Erdzentrum täglich um

maximal einige Dezimeter. Dieser physikalische Sachverhalt wird als *Gezeiten der festen Erde* bezeichnet.

Gezeiten der Meere: Als Folge der in jedem Punkt der Erde auftretenden periodischen Änderungen der Gravitationskräfte, der so genannten Gezeitenkräfte, von Sonne und Mond (die Gravitationsfelder der Planeten können im Zusammenhang vernachlässigt werden) treten periodische Bewegungen der Wassermassen der Ozeane und Meere auf, und zwar in Form von zeit- und ortsabhängigen Strömungen und Höhenänderungen der Meeresspiegel. Diese Bewegungen werden erheblich beeinflusst von der Geometrie der Küstenlinien und der Oberflächentopographie des Meeresbodens. So reichen an den Küsten die gezeitenbedingten Höhenänderungen örtlicher Meeresspiegel von einigen Zentimetern (z.B. Dänische Westküste) bis zu 10 m und mehr (z.B. Normandie und Küstenbereich des St. Lorenz Stromes). Auf dem offenen Meer hingegen liegt der Gezeitenhub der Meeresoberfläche ortsabhängig und durchschnittlich lediglich im Dezimeterbereich. An einigen Stellen der Meere verringert sich als Folge von lokalen Strömungsstrukturen der Gezeitenhub bestimmter Partialtiden auf Null (z.B. südwestlich von Stavanger); man nennt solche Stellen *Amphidromische Punkte*.

Gezeiten, gravimetrisch: Als gravimetrische Gezeiten werden bezeichnet die gezeitenbedingten, ortsabhängigen realen Variationen des Schwerfeldes der Erde. Die realen gravimetrischen Gezeiten enthalten mehrere Anteile:

- die Wirkungen des Gezeitenpotentials als dominierendem Anteil,
- die durch das Gezeitenpotential gesteuerten gravimetrischen Effekte der Gezeiten der festen Erde,
- die durch das Gezeitenpotential gesteuerten gravimetrischen Effekte der Gezeiten der Meere,
- die durch das Gezeitenpotential gesteuerten gravimetrischen Effekte der Gezeiten der Atmosphäre.

Da die Gezeiten der festen Erde, der Meere und der Atmosphäre eine gemeinsame Ursache haben, nämlich die durch das Gezeitenpotential repräsentierten Gravitationskräfte (Gezeitenkräfte) von Sonne und Mond (die Gravitationswirkungen der Planeten können im Zusammenhang vernachlässigt werden), lassen sich ihre einzelnen Anteile in den Amplituden und Phasen der Partialtiden, aus denen sich die realen gravimetrischen Gezeiten zusammensetzen, nicht voneinander trennen. Denn prinzipiell lässt sich die Resultierende einer Summe von Einzelschwingungen derselben Frequenz spektral nicht in ebendiese Einzelschwingungen auflösen.

Gezeitenberechnung, gravimetrisch: Auf der Grundlage bekannter Gezeitenparameter berechnete gravimetrische Gezeiten (Prädizierte Gezeiten).

Gezeitenparameter: Die Amplituden der Partialtiden der gravimetrischen Gezeiten (Gezeiten, gravimetrisch) sind in erheblichem Maße ortsabhängig; hinzu kommt die Ortsabhängigkeit des zeitlichen Verlaufs der Schwerevariationen in einem gegebenen Zeitsystem (z.B. Weltzeit UT). Aus diesem Grunde wählt man zur Darstellung der Partialtiden meist zwei Parameter, deren örtliche Variationen wesentlich geringer sind, und welche daher die in einer Region auftretenden gravimetrischen Gezeiten wesentlich besser repräsentieren. Es sind dies die Verhältniszahlen der *tatsächlichen* Amplitude einer Partialtide und der Amplitude der zugeordneten Partialtide der theoretischen Gezeiten sowie die Phasendifferenz zwischen der beobachteten und der theoretischen Partialtide. Die genannten Amplitudenquotienten werden für die Vertikalkomponente der gravimetrischen Gezeiten auch *Gravimeterfaktor* genannt.

Im ganztägigen Gezeitenband betragen die Amplitudenquotienten der Hauptpartialtiden in Europa etwa 1,15, im halbtägigen Gezeitenband liegen die Amplitudenquotienten in Mittel- und Westeuropa (abgesehen von küstennahen Regionen) im Bereich von 1,18. Der Unterschied der beiden Zahlenwerte resultiert hauptsächlich aus der Gravitationswirkung der Meeresgezeiten, die in der Nordsee und im westlichen Atlantik aus hydrodynamischen Gründen eine überwiegend halbtägige Charakteristik aufweisen, mit einer gewissen Dominanz der halbtägigen Mond- und Sonnentiden M_2 und S_2 . Auch die zugeordneten Phasendifferenzen der Partialtiden sind im ganztägigen und halbtägigen Gezeitenband unterschiedlich; sie liegen für die ganztägigen Partialtiden bei 0° und sind bei den halbtägigen Partialtiden signifikant größer als Null (etwa 2° für M_2).

Die lokal oder für eine Region gültigen Gezeitenparameter (Amplitudenquotienten und Phasenverschiebungen der Partialtiden) müssen experimentell, auf der Grundlage stationärer gravimetrischer Registrierungen durch Gezeitenanalyse bestimmt werden (mögliche Modellberechnungen führen zu größeren Unsicherheiten).

Sind die Gezeitenparameter einmal bekannt, so lassen sich mit Hilfe des Gezeitenpotentials die gravimetrischen Gezeiten (Gezeiten, gravimetrisch) für jeden Zeitpunkt berechnen. Diese „Prädizierten Gezeiten“ bilden die Grundlage für die Gezeitenreduktion der Ergebnisse gravimetrischer Feldmessungen.

Gezeitenpotential: Das den Gezeitenkräften zugeordnete Potential.

Es gibt eine Reihe mathematischer Beschreibungen des Gezeitenpotentials, die sich vor allem im Grad der spektralen Auflösung und der Ordnung der verwendeten Potentialentwicklung unterscheiden. Überwiegend werden verwendet die Potentialentwicklungen von

- Doodson (1921),
- Cartwright-Tayler-Edden (1973),
- Büllesfeld (1985),
- Tamura (1987),
- Xi (1989),
- Hartmann und Wenzel (1995),
- Roosbeek (1996).

Für die Gezeitenreduktionen der im Rahmen von Feldmessungen beobachteten Schwerewerte können in der Praxis alle genannten Entwicklungen als gleichwertig angesehen werden (kein wesentlicher Beitrag der zwischen den einzelnen Potentiallösungen auftretenden Unterschiede zur gravimetrischen Gesamtfehlerbilanz).

Gezeitenreduktion von Schwerewerten: Die aufgrund der gravimetrischen Gezeiten bei Feldmessungen auftretenden zeitlichen Variationen der beobachteten Schwerewerte werden mit Hilfe prädizierter gravimetrischer Gezeiten durch entsprechende Datenreduktion beseitigt. Will man die Reduktion im instrumentellen Maßstab der beobachteten Messdaten durchführen, müssen die gravimetrischen Gezeiten, die im Maßstab der Schwere vorliegen, zunächst in den instrumentellen Maßstab umgerechnet werden. Alternativ werden die Messdaten zunächst in den Schweremaßstab umgerechnet.

Gradient: Dies ist bei einer mathematischen Funktion $y = f(x)$, welche lediglich von *einer* Variablen x abhängig ist, an einer Stelle der Funktion der Differentialquotient dy/dx . In der Messtechnik wird anstelle des Gradienten häufig als Näherungswert der Differenzenquotient $\Delta y/\Delta x$ verwendet (Vertikalgradient).

Gradiometer: Diese Instrumente dienen der Messung von Schweregradienten. In geodätischen Satelliten bestehen die Sensoren häufig aus Systemen freischwebender Kugeln, deren zeitabhängige Lage relativ zu einem satellitenfesten Koordinatensystem gemessen, bzw. mit Hilfe eines Rückkopplungssystems in einer festen Position gehalten werden.

Für den terrestrischen Einsatz wurden Drehwaagen zur Messung von Horizontalgradienten der Schwere konstruiert (z.B. Drehwaage 2. Art von Eötvös, 1900); ein Gerät zur Messung von Vertikalgradienten der Schwere basiert auf dem Prinzip der astasierten Hebelwaage (Bonatz, 1969).

Gravimeter: Instrumente zur Messung des Betrags der Schwere.

Gravimeterablesung: Bei Federgravimetern besteht die Gravimeterablesung aus dem Messwert der mechanischen Stellkomponente (im Allgemeinen der Ablesung der Messspindelstellung) sowie der Ablesung der Sensorablage (CPI-Anzeige) oder der Ablesung der Analogwerte von Hilfskräften (Rückkopplung, allgemein, Rückkopplung, mechanisch, Rückkopplung, elektrostatisch).

Gravimeterfaktor: siehe Gezeitenparameter.

Gravimeterfedern: siehe Federn.

Gravimetermasse: siehe gravimetrischer Probekörper.

Gravimetertransport: Beim Transport eines Federgravimeters ist generell darauf zu achten, dass starke Störbeschleunigen, also Stöße vermieden werden. In besonderen Fällen wird das Gravimeter in einem Kasten transportiert, welcher im Messfahrzeug seinerseits auf geeigneten Federn steht oder an geeigneten Federn aufgehängt ist. Zusätzlich wird bisweilen die Temperatur in diesem Transportkasten so geregelt, dass sie im Bereich der lokalen atmosphärischen Temperatur liegt.

Zur Vermeidung von übermäßigen Störbeschleunigungen sollten starke Bremsmanöver tunlichst vermieden werden (die *Beschleunigungsmöglichkeiten* von Messfahrzeugen halten sich üblicherweise in Grenzen). Bei der Auswahl der Fahrstrecke von einem Punkt zum andern sollten die Straßenzustände und die Verkehrsverhältnisse berücksichtigt werden, letzteres insbesondere um zwischenzeitliche, verkehrsbedingte Standzeiten soweit es praktisch möglich ist, zu vermeiden. Ein vorsichtiger und umsichtiger Gravimetertransport führt zu einem günstigeren Driftverhalten des Gravimeters und damit zu besseren Messergebnissen.

Da die Thermostatisierung eines Gravimeters auf einer *Heizungsregelung* ohne Kühlungsregelung basiert, kann die Gravimetertemperatur nur dann stabil gehalten werden, wenn die eingestellte Regelungstemperatur hinreichend deutlich über der lokalen atmosphärischen Umgebungstemperatur liegt. Beim Gravimetertransport in einem Messfahrzeug kann es bei Sonneneinstrahlung im Sommer leicht geschehen, dass sich der Innenraum des Fahrzeuges so aufheizt, dass die Temperaturregelung im Gravimeter aussetzt; dies führt mit einer kurzen zeitlichen Verzögerung zu starken Anomalien in der Messwertanzeige (Drift), die nach Wiedereinsetzen der Thermostatregelung erst langsam wieder abklingen, meist mit einer verbleibenden permanenten Signalablage. Beim Gravimetertransport in einem Messfahrzeug ist also auch auf die Temperatur im Fahrzeug zu achten.

Gravimeterwartung: In den Ruhezeiten ist ein Federgravimeter zum Zwecke der Driftstabilisierung prinzipiell im Zustand der Thermostatisierung zu belassen. Das Messinstrument sollte an einem geschützten Ort aufgestellt werden, der möglichst frei ist von allzu großen lokalen Störbeschleunigungen. Wenn es die Umstände zulassen, sollte der Sensor entarretiert und in Messposition gebracht werden. Die beste Lösung besteht darin, während längerer Ruhezeiten Registrierungen des Gravimetersignals auszuführen; dies ermöglicht eine spätere Gezeitenanalyse, unter anderem zur laufenden Kontrolle der zeitlichen Stabilität der messtechnischen Eigenschaften des Gravimeters. Zweckmäßigerweise werden parallel zu den Gravimetersignalen die örtlichen Luftdruckvariationen mit hinreichender Signalauflösung aufgezeichnet; dadurch kann (auch ohne Gezeitenanalyse) die

Druckdichtigkeit des Gravimeters kontrolliert werden, indem man nach dem Durchzug einer atmosphärischen Front, welcher mit kurzzeitigen starken Änderungen des örtlichen Luftdrucks verbunden ist, überprüft, ob sichtbare Korrelationen zwischen dem Verlaufs des Gravimetersignals und dem Verlauf des Luftdrucks erkennbar sind. Hinsichtlich der Energieversorgung ist zu beachten, dass die Ladespannung für die während der Registrierung weiterhin angeschlossenen Akkumulatoren den batterietypischen Höchstwert nicht überschreitet. Da für die Registrierung lediglich eine Erhaltungsladung erforderlich ist, besteht im Allgemeinen kein Grund für eine Schnell-Ladung der Akkumulatoren, entsprechend kann die Ladespannung reduziert werden.

Gravimetrie: technische Wissenschaft von der Messung der Schwere.

gravimetrisch: die Schwere bestimmend, berücksichtigend oder nutzend.

Gravimetrische Festpunkte: Die lokalen Gegebenheiten bestehender gravimetrischer Festpunkte können nicht mehr verändert werden. Bei der Auswahl von Ersatzpunkten oder Neupunkten sollten aber bestimmte Gesichtspunkte berücksichtigt werden. Zum einen ist dies der Nutzungszweck der neu zu bestimmenden Schwerewerte, durch den Lage und räumliche Dichte der Punkte weitgehend bestimmt werden. Sofern eine dauerhafte Nutzung vorgesehen ist (das bestimmende Kriterium eines Festpunktes), muss jeder Punkt nach Lage und Höhe wiederherstellbar sein; dies erfordert dessen hinreichend genaue Lageeinmessung und Höhenbestimmung, vorzugsweise daher eine gewisse räumliche Nähe des gravimetrischen Festpunktes zu einem Lage- und Höhenfestpunkt. Im Hinblick auf die überwiegend geringen Beträge der auftretenden Horizontalgradienten der Schwere (Horizontaler Schweregradient) ist nach gravimetrischen Gesichtspunkten eine Lagesicherheit von etwa 1 dm bereits ausreichend, so dass die Lageangabe relativ zu markanten und dauerhaften topographischen Objekten (Bauwerke etc.) im Allgemeinen bereits zu einer hinreichend genauen Reproduzierbarkeit der Lage des gravimetrischen Festpunktes führt. Eine besondere Vermarkung dieses Punktes ist dann im Allgemeinen nicht erforderlich.

Deutlich genauer ist die Höhe der Festpunkte zu bestimmen, da der Vertikalgradient der Schwere im Außenbereich der Erdoberfläche bei $3 \mu\text{Gal}/\text{cm}$ ($300 \mu\text{Gal}/\text{m}$) liegt (Normalschwere); unterhalb der Erdoberfläche reduziert sich dieser Modellwert in Abhängigkeit von der Dichte des lokalen Untergrundes um den Betrag der Bouguerschen Plattenreduktion. Die Höhenunsicherheit sollte somit sicherheitshalber nicht größer als 3 mm sein. Wesentlich bei der Nutzung gravimetrischer Festpunkte ist die schnelle und mit wenig Aufwand verbundene Höhenbestimmung des aktuellen Aufstellungspunktes des Gravimeters; in diesem Sinne besonders günstig sind daher gravimetrische Punkte, die in einer Entfernung bis etwa 2 m vor einem Höhenbolzen festgelegt sind, da hier auf ein Nivellement zur Höhenübertragung verzichtet werden kann (es reichen Fluchtstab, Wasserwaage und Zollstock).

Sofern sich nach der Erstbestimmung des Schwerewertes die topographischen Massen in der unmittelbaren Umgebung des Festpunktes verändert haben (Straßenbau, Aufschüttungen oder Abträge) muß der zugeordnete topographische Gravitationseffekt berechnet und der Schwerewert des Festpunktes entsprechend korrigiert (aktualisiert) werden.

Das Erfordernis eines möglichst großen Abstandes von gravimetrischen Störquellen, wie zum Beispiel von stark frequentierten Verkehrswegen, steht häufig im Widerspruch zu dem Erfordernis einer schnellen und leichten Zugänglichkeit zu dem gravimetrischen Festpunkt; hier gilt es die jeweiligen Vor- und Nachteile gegeneinander sachkundig abzuwägen. Wesentlich ist es aber in diesem Zusammenhang (Mikroseismik, Vibrationsstörquellen, gravimetrisch), gravimetrische Festpunkte nicht auf lockerem Untergrund einzurichten.

Gravimetrische Höhenbestimmung: Ändert sich die vertikale Lage eines Punktes der Erdoberfläche (z.B. als Folge von Absenkungen in Bergbaugebieten oder tektonischer Prozesse), so ist mit diesen Höhenänderungen eine Änderung des Betrages der in diesem Punkt wirksamen Schwere verbunden. Kennt man die lokale funktionale Verknüpfung (Regressionsfunktion) zwischen Höhenänderung und Schwereänderung, so lassen sich durch Beobachtungen der zeitlichen Änderungen der Schwere die zugeordneten zeitlichen Änderungen der Punkthöhe bestimmen. Die in günstigen Fällen mögliche Genauigkeit der gravimetrischen Höhenbestimmung liegt unter einem Zentimeter.

Die genannte Regressionsfunktion kann man mit Hilfe geologischer und geophysikalischer Parameter nur relativ ungenau *berechnen*. Hypothesenfrei, und damit im Prinzip besser, ist daher die Funktionsbestimmung mit Hilfe *gemessener*, örtlicher und zeitlicher Stichproben in einem Punktfeld; über den Vergleich nivellitischer Höhenänderungen und zugeordneter Schwereänderungen in repräsentativen Punkten gewinnt man repräsentative Mittelwerte der funktionalen Verknüpfung.

Gravimetrischer Probekörper: Fester Körper in einem Gravimeter, der durch seine momentane Lage oder durch seinen momentanen Bewegungszustand die momentan einwirkende Schwere erkennbar und messbar macht. Der gravimetrische Probekörper wird bisweilen auch als „Gravimetermasse“ bezeichnet; dieser Begriff ist jedoch unpräzise, da in Physik und Messtechnik unter Masse die *Eigenschaft* eines materiellen Körpers und nicht der Körper selber bezeichnet wird.

Gravitation: Das einen materiellen Körper aufgrund seiner Masse-Eigenschaft umgebende und auch in seinem Inneren vorhandene Energiefeld. Kräfte entstehen durch Wechselwirkungen zwischen den Gravitationsfeldern zweier oder mehrerer Körper.

Gravitationsgesetz, Newton: Für den Betrag der mechanische Anziehungskraft zwischen zwei Körpern aufgrund ihrer Masseneigenschaft gilt

$$K = G \frac{m_1 m_2}{r^2};$$

diese Beziehung wird Newtonsches Gravitationsgesetz genannt.

Es bezeichnet m_1 die Masse des einen Körpers, m_2 die Masse des anderen Körpers, r den geometrischen Abstand der Schwerpunkte der beiden Körper und G die sogenannte Gravitationskonstante, ein Proportionalitätsfaktor, welcher von den gewählten Maßeinheiten abhängt. Im System der Internationalen Maßeinheiten (SI-System) beträgt $G = 6,67 \cdot 10^{-11}$ Newton m^2/kg^2 . Die geringe Größe dieses Betrages führt dazu, dass G von allen Naturkonstanten die größte Bestimmungsunsicherheit aufweist.

Das Newtonsche Gravitationsgesetz gilt in der dargestellten Form streng nur für Kugeln homogener Dichte oder Kugelschalen gleichfalls homogener Dichte. Zur Bestimmung der Gravitationswirkung von Körpern anderer Geometrie oder inhomogener Dichte ist die Kraftwirkung der Massenelemente dm , aus denen der Körper zusammengesetzt ist (Produkt des Volumens dV des Massenelementes und der zugeordneten Dichte δ) räumlich zu integrieren, um zu der wirkenden Gesamtkraft zu gelangen. In der Praxis reicht es häufig aus, die zwischen Körpern wirkende Gravitationskraft über den Abstand der Schwerpunkte der Gesamtkörper zu berechnen.

Gravitationsgesetz, Einstein: Die nicht vorhandene *experimentelle(!)* Unterscheidbarkeit von Gravitations- und Trägheitskräften, wurde 1915 durch das mathematische Modell der *Allgemeinen* Relativitätstheorie Albert Einsteins erklärt. In diese Theorie wird das bei der Speziellen Relativitätstheorie eingeführte Prinzip der Relativität und Gleichwertigkeit sich relativ zueinander *unbeschleunigt* bewogender Referenzsysteme auch auf *beschleunigte* (nicht-inertiale) Systeme übertragen. In dieser weiterentwickelten *Theorie der Gravitation* wird unter anderem das der Newtonschen Gravitationstheorie innewohnende Konzept eines *absoluten* Raumes und einer *absoluten* Zeit aufgegeben. In der Newtonschen Gravitationstheorie hat die Gravitation eine unendliche Ausbreitungsgeschwindigkeit, nach der Einsteinschen Gravitationstheorie breiten sich hingegen Veränderungen eines Gravitationsfeldes mit Lichtgeschwindigkeit aus.

Für die Lösung der allermeisten wissenschaftlichen und ingenieurtechnischen Aufgaben reicht heute noch die Newtonsche Gravitationstheorie, mit ihrem praktischen Vorteil eines lediglich einkomponentigen Potentialfeldes der Gravitation, völlig aus. Und wo dies nicht mehr der Fall ist, etwa bei der Modellierung der Bahnen von Satelliten und Raumsonden, hat sich die (infolge des Feldes eines nunmehr zehnkomponentigen *Maßensors* wesentlich schwieriger zu durchschauende) Einsteinsche Allgemeine Relativitätstheorie bisher als erweitertes und hinreichend leistungsfähiges Konzept bewährt.

Gravitationseffekt der Atmosphäre: Dies ist die gravitative Wirkung atmosphärischer Massen; im Nahbereich der Erdoberfläche beträgt die Dichte der Luft im Durchschnitt etwa $1,3 \text{ kg/m}^3$. Schwankungen des atmosphärischen Luftdrucks führen zu Änderungen der Luftdichte, infolgedessen treten atmosphärisch gesteuerte zeitliche Änderungen der beobachteten Schwere auf, die den von der Höhe des gravimetrischen Beobachtungspunktes abhängigen gravimetrischen Gesamteffekt einer *Normal-Atmosphäre* (als permanenter Teil der Schwere) überlagern. Der Näherungswert beträgt etwa $0,3 \text{ } \mu\text{Gal/mbar}$; zunehmender Luftdruck bzw. zunehmend höhere Luftdichte führen zu einer Verringerung der Schwere, da der nach oben gerichtete Vektor des Gravitationseffektes atmosphärischer Massen sich vergrößert (und umgekehrt).

Der atmosphärische Gravitationseffekt ist zu unterscheiden von einem instrumentellen Luftdruckeffekt (Luftdruckeffekt, instrumentell), der in die Kategorie der systematischen instrumentellen Gravimeterfehler (Instrumentelle Fehlereinflüsse) einzuordnen ist.

Gravitationseffekte durch Bauwerke: In der Nähe von größeren Bauwerken können die Gravitationseffekte der Massen des Bauwerks durchaus Größenordnungen erreichen, die, je nach Aufgabenstellung, in den Ergebnissen gravimetrischer Messungen im Hinblick auf die erreichbare Messgenauigkeit eine Rolle spielen können. Bauwerke zählen im Prinzip zu den topographischen Körpern („Massen“); daher wird ihre Schwerewirkung häufig erst dann relevant, wenn diese Körper verändert werden. Modellrechnungen der gravitativen Wirkungen sind im Allgemeinen sehr aufwendig; es ist daher sinnvoll, durch Abschätzungen mit Hilfe substituierender Punktmassen zunächst eine Abschätzung der Größenordnung des Effektes vorzunehmen (Newtonsches Gravitationsgesetz).

gravitativ: auf die Gravitation bezogen, durch die Gravitation verursacht.

Grundwassereffekt, gravimetrisch: Änderungen der Höhe eines Grundwasserspiegels zeigen Änderungen im Wassergehalt des örtlichen Untergrundes an, also Massenänderungen; diesen Massenänderungen sind Änderungen der Gravitation, und damit der Schwere, zugeordnet (vgl. auch Bodenfeuchte). Nun zeigen Pegel aber nur die jeweilige Höhe eines Grundwasserspiegels an. Um aus dieser Höheninformation die zugeordnete Gravitationswirkung der Wasser-Masse berechnen zu können, müsste das Porenvolumen der festen Materie des Untergrundes in der Umgebung des Grundwasserpegels (hinreichend genau) bekannt sein; ebendieses ist aber im Allgemeinen nicht der Fall. Aus diesem Grunde kann die Verknüpfungsfunktion zwischen Änderung der Höhe des Grundwasserspiegels und der zugeordneten Schwereänderung meist nur empirisch ermittelt werden. Dabei entsteht jedoch das Problem, dass sich zeitliche (natürliche) Änderungen der Höhe eines Grundwasserspiegels häufig nur relativ langsam vollziehen, so dass sich ihre gravimetrischen Wirkungen nur bedingt von einer unregelmäßigen, länger zeitigen

instrumentellen Drift eines Gravimeters unterscheiden lassen. Es ist ferner zu beachten, dass der Grundwasserspiegel eine Oberflächentopographie aufweist, dessen Geometrie sich ebenfalls zeitlich ändern kann. Daraus ergibt sich im Prinzip das Erfordernis der Einrichtung eines lokalen Netzwerkes von Pegelstationen in der gravimetrisch relevanten Umgebung eines gravimetrischen Beobachtungspunktes. Da diese Bedingungen im Allgemeinen aus praktischen Gründen nicht erfüllt werden können, stellen die grundwasserinduzierten gravimetrischen Effekte meist nichtmodellierbare gravimetrische Störsignale dar, welche die effektive Genauigkeit von Gravimetermessungen begrenzen.

Höhensysteme: Ist die Aufgabe gestellt, lediglich die Geometrie der Oberfläche der Erde darzustellen, so erfordert dies ein lediglich geometrisch definiertes Koordinatensystem; praktisch ist z.B. ein dreidimensionales rechtwinkliges kartesisches Koordinatensystem mit der Lagerung des Nullpunktes im Erdzentrum und der Orientierung einer Koordinaten-Hauptachse in Bezug auf die Rotationsachse der Erde. Berücksichtigt man, dass die geometrische Form der Erde als Folge der Erdrotation in zweiter Näherung ein Ellipsoid ist (in erster Näherung eine Kugel), so lässt sich (mehr praxisbezogen) die geometrische Höhe eines Punktes der Erdoberfläche durch den geometrisch kürzesten Abstand von der Oberfläche eines gewählten Ellipsoids definieren, d.h. durch die Länge der Ellipsoidnormalen. Für die Umrechnung von dreidimensionalen kartesischen Koordinaten in ellipsoidische Höhenangaben gibt es eindeutige mathematische Beziehungen, sofern Lagerung und Dimension des Ellipsoides in Bezug auf das genannte rechtwinklige kartesische Koordinatensystem festgelegt sind.

Nun stellen sich im Falle der Erde *physikalische* Sachverhalte nicht aufgrund geometrischer Parameter ein, vielmehr ist die Geometrie eine *Folge* physikalischer Zustände und Prozesse. Also verlaufen höhenabhängige *physikalische* Prozesse zum Beispiel im Bereich der Erdoberfläche nicht als Folge *geometrischer* Sachverhalte ab, also in Abhängigkeit von der geometrischen Oberflächentopographie, sondern ausschließlich aufgrund von Kraft- bzw. Energiefeldern (Potential), die besonders im Bereich der Mechanik (als Teilgebiet der Physik) allerdings meist mit geometrischen Zusammenhängen *korreliert* sind. Eine rein geometrische Höhenangabe ohne Berücksichtigung physikalischer Zusatzinformationen in Form von geeigneten Angaben über das der Erde zugeordnete Schwerfeld ermöglicht daher im Prinzip keine Angaben über wirksame physikalische Sachverhalte und Prozesse. Dies lässt sich an einem Beispiel veranschaulichen: Zwei Punkte an der Erdoberfläche mögen die ellipsoidische Höhendifferenz Null aufweisen, und man würde daraus den Schluss ziehen, dass in einem Rohr zwischen diesen beiden Punkten Wasser prinzipiell *nicht* fließen könnte, so wäre diese Schlussfolgerung deswegen falsch, weil die Wasserbewegung nicht durch geometrische Parameter, sondern durch physikalische Kraftfelder (Potentialfelder) gesteuert wird, also nur dann nicht fließt, wenn die beiden Punkte auf derselben Äquipotentialfläche des Schwerfeldes liegen. Also ist nicht die Lage zweier Punkte relativ zu der geometrischen Oberfläche eines Referenzellipsoides maßgebend, sondern ausschließlich die relative Lage im Schwerfeld der Erde.

Der genannte Sachverhalt ändert sich auch dann nicht, wenn anstelle des Abstandes von einer *geometrischen* Referenzfläche der Abstand von einer physikalischen

Referenzfläche, z.B. dem Geoid angegeben wird (orthometrische Höhe, Entfernungsangabe entlang der gekrümmten Lotlinie); auch aus der orthometrischen Höhendifferenz Null kann prinzipiell nicht geschlossen werden, dass Wasser nicht fließt; denn infolge der Nichtparallelität der Niveaulächen des Schwerfeldes der Erde können Punkte gleicher orthometrischer Höhe ein unterschiedliches Schwerepotential (unterschiedliche Schwere-Energie) aufweisen.

All dies begründet das Erfordernis, Höhensysteme als nicht ausschließlich geometrische Systeme zu definieren. Selbstverständlich ist in der Praxis die Frage zu stellen, in wieweit der beschriebene Sachverhalt eine Rolle spielt; es ist einsichtig, dass dessen Relevanz abhängig ist von den lateralen Punktentfernungen sowie von der Größenordnung der auftretenden Höhendifferenzen. Die prinzipielle Notwendigkeit der Verknüpfung der Geometrie des Erdkörpers (lokal, regional, global) mit dem Schwerfeld der Erde ist jedoch nicht zu bestreiten; diese Verknüpfung besteht im Übrigen bereits bei den orthometrischen Höhen, da diese sich eben NICHT auf eine *geometrische* Referenzfläche beziehen, sondern auf eine ausgewählte Fläche gleicher Schwere-Energie (Äquipotentialfläche), also auf eine *physikalisch* definierte Fläche.

Hookesches Gesetz: Dieses physikalische Gesetz hat die Form

$$dl/l = E K/F$$

und beschreibt die elastische Reaktion eines Körpers auf senkrecht zu einem Querschnitt einwirkende Kraftänderungen (Änderungen der mechanischen Normalspannung). Es bezeichnet dl die Längenänderung einer körpereigenen Strecke l als Funktion einer auf die zugeordnete Querschnittsfläche F des Körpers senkrecht zu dieser einwirkenden Kraft K ; der Proportionalitätsfaktor E wird Elastizitätsmodul genannt. Die Proportionalität zwischen der (mechanischen) Spannung K/F und der Dehnung (bzw. Stauchung) dl/l ist nur in einem begrenzten Belastungsbereich gegeben; dieser beträgt im Allgemeinen lediglich 10 bis 20% der Bruchlast. Zu Abweichungen von der strengen Linearität innerhalb des sogenannten Elastizitätsbereiches (des „Reversibilitätsbereiches“) siehe Hysterese.

Horizontaler Schweregradient: Dies ist die Änderung Δg der Schwere bei geringen horizontalen Ortsveränderungen Δs . Im mathematischen Sinne wäre der Gradient der Differentialquotient dg/ds in einem Punkt, in der messtechnischen Praxis wird der Differentialquotient jedoch durch den Differenzenquotienten $\Delta g/\Delta s$ zwischen zwei nahegelegenen Punkten ersetzt, als bei hinreichend kleinem Δs hinreichendem Näherungswert für dg/ds .

Horizontierung von Gravimetern: Basiert der Sensor eines Gravimeters auf dem Drehmomentprinzip (Drehmoment, Drehmomentsensoren), so verläuft die effektiv wirksame Kraft senkrecht zum Hebelarm des Sensors und senkrecht zur Drehachse. Soll die gesamte Schwere gemessen werden und nicht nur eine richtungsabhängige Komponente, so ist daher der Sensor so zu orientieren, dass die örtliche Richtung der Schwerkraft einen rechten Winkel mit seinem Hebelarm und ebenfalls einen

rechten Winkel mit der Drehachse bildet; in dieser Orientierung tritt das maximale Drehmoment auf. Stellt man den Sensor in die Gleichgewichtslage ein und neigt das Gravimeter in kleinen Schritten jeweils um eine Achse parallel zum Hebelarm oder parallel zur Drehachse, so ist in der jeweiligen Richtungskomponente die erforderliche Horizontierung dann erreicht, wenn der maximale Messwert angezeigt wird (bei einer anderen elektrischen Polung könnte dies auch der *minimale* Anzeigewert sein). In Abhängigkeit von den Neigungseinstellungen folgt der Verlauf der Messwerte einer Parabel, deren Scheitelpunkt der einzustellenden Orientierung des Sensors relativ zur Richtung der Schwerkraft zugeordnet ist. Im Scheitelpunkt der Parabel erreicht der Messwertausschlag pro Neigungsänderung sein Minimum (theoretisch ist der Gradient Null); daher wird der Scheitelpunkt auch als Punkt des *Minimums der Neigungsempfindlichkeit* bezeichnet.

Bei gravimetrischen Kraftsensoren (anstelle von Drehmomentsensoren) kann die Gravimeterhorizontierung in der beschriebenen Weise nur im Falle horizontal gefesselter Probekörper durchgeführt werden; andere Konstruktionen erfordern systemtypische alternative Lösungen.

Hysterese, elastisch: Die elastische Verformung eines Körpers als Folge einer Last ist auch innerhalb des sogenannten Bereichs der Gültigkeit des Hookschen Gesetzes nur begrenzt reversibel: Wird nämlich die Geometrie eines Körpers durch eine Kraft elastisch verändert (Verformung), so stellt sich nach Beseitigung der Kraft der geometrische Ausgangszustand durchaus nicht vollständig wieder ein; materialabhängig verbleibt vielmehr ein mehr oder weniger ausgeprägter Deformationsrest, der bei periodischen Belastungen unterschiedlichen Vorzeichens zu vorzeichenabhängigen Offsets (Ablagen) gegenüber dem geometrischen Ausgangszustand führt; dieser Sachverhalt wird als mechanische Hysterese bezeichnet. Unter anderem der Grad dieser Hysterese ist bei Gravimeterfedern ein Maß für die Federqualität.

Instrumentelle Fehlereinflüsse: siehe:

- Auftriebskompensation,
- Beginn einer täglichen Schweremessung,
- Drift,
- Driftursachen,
- Einlaufeffekt bei Federgravimetern,
- Elastische Nachwirkung,
- Federn,
- Gravimetertransport,
- Luftdruckeffekt, instrumentell,
- magnetischer Effekt,
- Mikroseismik,
- Rauschquellen, gravimetrisch,
- Sensoradhäsion, gravimetrisch,
- Spindelfehler,
- Sprünge,

- Thermische Effekte, gravimetrisch,
- Thermostatisierung.

Internationale Schwereformel: Das Modell der Normalschwere γ_0 der Erde im Meeresniveau wird in Abhängigkeit von der Geographischen Breite φ durch die Internationale Schwereformel beschrieben:

$$\gamma_0 = 9,78049 (1 + 0,005\,3024 \sin^2 \varphi - 0,000\,0059 \sin^2 2\varphi) [m/s^2].$$

In dieser mathematischen Funktion ist dominant der gravimetrische Effekt der Erdabplattung enthalten; in geringem Maße enthält das Modell jedoch auch die breitenabhängig-durchschnittlichen gravimetrischen Wirkungen inhomogener Massenverteilungen im Erdkörper. Zur Umrechnung in das [Gal]-System siehe Schwereeinheiten (es gilt $[1m/s^2] = 100 [Gal]$).

An den Erdpolen ($\varphi = \pm 90^\circ$) beträgt die Normalschwere $9,83235 m/s^2$, am Äquator $9,78049 m/s^2$, entsprechend einer Differenz von $0,05186 m/s^2$ oder $5,186 Gal$ oder relativ $5,2 \text{ ‰}$. Die signifikante Abweichung gegenüber der für eine sphärische Erde berechneten breitenabhängigen Schwerevariation (siehe Erdrotation) verdeutlicht den Zusammenhang zwischen der Figur des realen visko-elastischen Erdkörpers und dem zugeordnetem Schwerefeld.

Für den Außenraum im Bereich der Erdoberfläche beträgt die Änderung der Normalschwere mit der Höhe (der Vertikalgradient der Normalschwere)

$$(d\gamma/dh)_0 = -0,30877 (1 - 0,00139 \sin^2 \varphi) [mGal/m].$$

Genau genommen bezieht sich dieser Wert allerdings auf das Höhenniveau Null; der Vertikalgradient (Vertikaler Schweregradient) verringert sich mit zunehmender Entfernung von der Erde.

Die Normalschwere enthält auch die Gravitationswirkung einer Normalatmosphäre; dieser Schwereanteil beträgt im Meeresniveau knapp $1 mGal$ und verringert sich deutlich mit zunehmender Höhe (in $30 km$ Höhe nur noch etwa $0,01 mGal$). Ein Kubikmeter Luft hat im Meeresniveau (luftdruckabhängig) eine Masse von $1,3 kg$.

Kapazitive Brücke: Meist aus drei Platten gebildeter Differentialkondensator, dessen beiden äußeren Platten im Allgemeinen Lage fest montiert sind, während die mittlere Platte beweglich ist, etwa dadurch, dass sie an einem elastisch aufgehängten gravimetrischen Probekörper befestigt ist. Im symmetrischen Fall sind die mit den jeweiligen äußeren Platten gebildeten Kapazitäten gleich. Abweichungen von der effektiven Symmetrie führen zu Kapazitätsdifferenzen, die zu Phasenverschiebungen zwischen angelegten Eingangswchselspannungen und den zugeordneten Ausgangswchselspannungen führen. Diese Phasenverschiebungen werden im Allgemeinen in Gleichspannungssignale umgewandelt und stellen Analogwerte dar für den Betrag der Abweichung der mittleren Kondensatorplatte von der Mittellage (Symmetrielage). Es können Lageauflösungen von $10^{-10} m$ und besser erzielt werden.

Kinematik: Lehre von den Bewegungen und deren mathematischer Beschreibung; ein Beispiel sind die Keplerschen Gesetze zur Beschreibung der Planetenbahnen.

Kinetische Gravimeter: Dies sind Gravimeter, bei denen aus der gemessenen beschleunigten Bewegung eines frei fallenden (oder eines gegen die Lotrichtung geworfenen und nach dem Umkehrpunkt frei fallenden) gravimetrischen Probekörpers die momentane, den Bewegungsablauf verursachende Schwere bestimmt wird.

Im erweiterten Sinne gehören in die Gruppe der kinetischen Gravimeter auch solche Geräte, bei denen die Frequenz eines Schwingungselementes durch die Schwere gesteuert wird (z.B. Frequenz einer durch eine Gewichtskraft gespannten Saite) oder rotierende Pendelsensoren, bei denen das Zusammenwirken von Fliehkräften und Schwerkraft den Pendelausschlag steuert.

Korrektur: Die Verbesserung eines beobachteten oder berechneten Wertes durch Beseitigung eines systematischen *Fehlers*.

Kraft: Die Kraft ist eine physikalische Größe, die durch ihren Betrag und ihre Richtung beschrieben wird (Vektor). Die Existenz einer Kraft ist nur durch ihre Wirkungen zu erkennen; im Bereich der Mechanik (als physikalischem Teilgebiet) sind dies im Wesentlichen: die beschleunigte Bewegung eines frei beweglichen Körpers, das Gewicht eines ruhenden Körpers und die Deformation eines Körpers. Die zugehörigen Energiebegriffe sind: kinetische Energie, Lageenergie und Verformungsenergie.

Krafteinheit: Die Maßeinheit der Kraft wird aus dem Grundgesetz der Mechanik abgeleitet: Kraft gleich Masse mal Beschleunigung (oder anders formuliert: der Quotient aus Kraft und Beschleunigung ist eine Konstante, welche Masse genannt wird). Entsprechend lautet die Maßeinheit der Kraft im Internationalen System der Maßeinheiten (SI-System): $1 \text{ kg} \times 1 \text{ m}/1 \text{ s}^2 = 1 \text{ [kgm/s}^2] = 1 \text{ [N]}$ (Newton).

Landgravimeter: Instrument zur Messung der Schwere auf der festen Erdoberfläche; vgl. Fluggravimeter, Seegravimeter.

Libellenjustierung: Der Horizontierung von Gravimetern dienen eingebaute Neigungssensoren; überwiegend sind dies an der Gravimeteroberfläche angebrachte

Libellen oder innerhalb des äußeren Gravimetergehäuses (in der Nähe des inneren Gravimetergehäuses) installierte Pendelelemente. Da sich die Blasenlänge der Libellen im Laufe eines Tages als Folge von Änderungen der atmosphärischen Umgebungstemperatur vergrößert oder verkleinert, ist es sinnvoll, die dem Minimum der Neigungsempfindlichkeit (Horizontierung von Gravimetern) zugeordneten Spielpunkte auf die Libellenzentren einzustellen, da es in diesem Falle zur Horizontierung lediglich einer bezüglich der Libellenzentren und der Libellenränder symmetrischen Positionierung der Libellenblase bedarf (ohne sonst notwendige Bildung der Mittel aus den Skalenablesungen an den beiden seitlichen Blasenrändern).

Lineare Gravimeter: Dies sind Relativgravimeter, bei denen die mechanische Reaktion des gravimetrischen Sensors im messtechnischen Sinne linear mit den zugeordneten Schwereänderungen verknüpft ist. Hierbei handelt es sich meist um Kraftmesser, deren Sensoren aus an vertikalen Federn aufgehängten Gewichten bestehen (mechanisch einfachste Variante eines Federgravimeters). Es gibt jedoch auch lineare Drehmomentmesser, die sich von den astasierten Gravimetern im Wesentlichen dadurch unterscheiden, dass das durch die Schwere verursachte Drehmoment des Gravimeterhebels durch eine in der Drehachse befindliche, auf Torsion beanspruchte Feder kompensiert wird. Da bei den linearen Gravimetern die durch Astasierung bewirkte Verstärkung der mechanischen Reaktion des gravimetrischen Sensors (Lageänderungen des gravimetrischen Probekörpers) auf Schwereänderungen entfällt, müssen Abgriffsysteme mit wesentlich höherer Lageauflösung verwendet werden. So beträgt die Lageänderung des an einer Schraubenfeder mit einer wirksamen Länge von 10 cm aufgehängten gravimetrischen Probekörpers bei einer Schwereänderung von 1 [μGal], also 10^{-9} des Betrages der Schwerebeschleunigung, lediglich 0,1 Nanometer (entsprechend 10^{-10} m), wohingegen der entsprechende Wert bei einem astasierten Gravimeter mit einem eingestellten Astasierungsfaktor von 1000 im Bereich von 0,1 Mikrometer liegen würde und somit bereits mit einem einfachen Skalenmikroskop bestimmt werden kann. Aus diesem Grunde wurden in der historischen Entwicklung zunächst astasierte Gravimeter mit optischer Positionsanzeige des gravimetrischen Sensors entwickelt, die erst später zur Vereinfachung der gravimetrischen Messungen mit kapazitiven Abgriffsystemen versehen wurden.

Linearität: in der mathematischen Abstraktion die strenge Proportionalität zwischen zwei Größen, in der Messtechnik die in den Grenzen der Messungstoleranz feststellbare Proportionalität zwischen zwei Größen.

Linienverfahren: Bei linienhafter Verteilung gravimetrischer Beobachtungspunkte werden die für die Bestimmung der instrumentellen Drift erforderlichen zeitlichen Wiederholungsmessungen nach einem bestimmten Schema in laufender Punktfolge ausgeführt (z.B. Stepverfahren).

Luftdruckeffekt, instrumentell: Luftdruckinduzierte instrumentelle Effekte entstehen potentiell als Folge von variablen Druckdifferenzen zwischen dem äußeren atmosphärischen Luftdruck und dem Gasdruck im Sensorgehäuse. Diese zeitvariablen Druckdifferenzen können zu zeitvariablen elastischen Verformungen des Sensorgehäuses führen, die sich auf den Sensor übertragen; hier handelt es sich jedoch meist um kleinere Effekte, die in der Gesamtfehlerbilanz einer gravimetrischen Messung nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Von großer Bedeutung hingegen sind Signale, die durch ein nicht mehr druckdichtes Sensorgehäuse verursacht werden, also Wirkungen sind von Luftdruckvariationen und den zugeordneten Variation des Gasdichte in der Umgebung des gravimetrischen Sensors, welche zu variablen Auftriebskräften führen (Archimedischer Auftrieb). Bei Drehmomentsensoren wird zwar einem solchen Falle durch eine Auftriebskompensation Rechnung getragen, jedoch kann diese kaum zu einer vollständigen Vermeidung von Signalen führen, die durch Änderungen des atmosphärischen Luftdrucks innerhalb des Gravimetergehäuses hervorgerufen werden. Auch bei sorgfältiger Auftriebskompensation verbleiben Resteinflüsse, die leicht im Bereich mehrerer μGal pro mbar (Hektopascal) liegen. Abhilfe schafft eine Wiederherstellung der Druckdichtigkeit des Sensorgehäuses, die in vielen Fällen nur im Herstellerwerk durchgeführt werden kann, oder der Einbau des gesamten Gravimeters in ein zusätzliches druckdichtes Gehäuse, welches für den Geländeeinsatz felddauglich gestaltet sein muss; letztere Lösung bietet einige messtechnische Vorteile.

Der instrumentelle Luftdruckeffekt ist zu unterscheiden von realen gravimetrischen Signalen, welche durch Luftdruckvariationen als Folge zugeordneter zeit- oder ortvariabler Gravitationseffekte hervorgerufen werden (Luftdruckeffekt, geophysikalisch).

Luftdruckeffekt, geophysikalisch: Änderungen des lokalen Luftdrucks sind mit Änderungen der Dichte atmosphärischer Massen in der gravimetrisch relevanten Umgebung eines Beobachtungspunktes verbunden, und infolgedessen mit Gravitationseffekten. Bei stationären Messungen (z.B. Gezeitenregistrierungen) liegt der geophysikalische Luftdruckeffekt im Bereich von $0,3 \mu\text{Gal}/\text{mbar}$ mit größeren Schwankungen in Abhängigkeit von der lokalen und regionalen atmosphärischen Dichteverteilung (Gravitationseffekte der Atmosphäre). Da der genannte Luftdruckeffekt auch höhenabhängig, also ortsabhängig ist, werden bei Feldmessungen die gravimetrischen Messwerte auf eine Normalatmosphäre reduziert; es verbleiben jedoch die zum Zeitpunkt einer gravimetrischen Messung auftretenden Wirkungen der Abweichungen der Normalatmosphäre von den tatsächlichen lokalen und regionalen atmosphärischen Dichteverteilungen.

Der geophysikalische Luftdruckeffekt ist von dem instrumentellen Luftdruckeffekt zu unterscheiden.

Magnetischer Effekt: In einem magnetischen Feld weist Materie unterschiedliche Eigenschaften auf; man unterscheidet diamagnetische, paramagnetische und ferromagnetische Stoffe. Im Zusammenhang mit magnetisch induzierten Störeffekten, die nicht nur bei Federgravimetern auftreten können, spielen im Wesentlichen lediglich die ferromagnetischen Materialeigenschaften eine Rolle. Diamagnetische Materialeigenschaften werden bei den Sensoren Supraleitender Gravimeter messtechnisch genutzt (in einem geeigneten, konstanten Magnetfeld schwebende Kugel). Bei der Konstruktion gravimetrischer Sensoren liegt es selbstverständlich nahe, zur prinzipiellen Vermeidung relevanter magnetischer Effekte auf die Verwendung von Stoffen mit ferromagnetischen Eigenschaften zu verzichten. Die Auswahl des Materials kann jedoch nicht nur nach magnetischen Gesichtspunkten erfolgen; dies gilt insbesondere für metallische Gravimeterfedern (Federn). Bei Federgravimetern, die auf dem Drehmomentprinzip basieren (Drehmoment, Drehmomentsensoren), kann die Existenz eines instrumentellen magnetischen Effektes durch Drehung des Gravimeters in verschiedene Azimute über zugeordnete Änderungen der gravimetrischen Signalanzeige erkannt werden. Auch wenn bei modernen Gravimetern die magnetischen Effekte im Allgemeinen klein sind, bleibt es dennoch messtechnisch vernünftig, bei Feldmessungen die Gravimeter in ein einheitliches Azimut einzustellen (wodurch die Wirkungen lokaler geomagnetischer Anomalien selbstverständlich nicht ausgeschaltet werden).

Masse: Im physikalischen Sinne quantifiziert der Begriff Masse die Eigenschaft eines Körpers, Gewicht zu haben („Schwere Masse“), sowie die Eigenschaft aufzuweisen, im Zustand einer relativen Ruhe oder einer geradlinig-gleichförmigen Bewegung verharren zu wollen („Träge Masse“, Trägheitskräfte). Innerhalb der erreichbaren Messgenauigkeit sind Schwere Masse und Träge Masse gleich. Daraus wird in der Allgemeinen Relativitätstheorie abgeleitet, dass Gravitationskräfte und Trägheitskräfte identisch sind, und zwar als Folge einer sogenannten Raum-Zeit-Krümmung.

In der Gravimetrie wird der Begriff Masse (nicht ganz korrekt) häufig als Synonym für den Begriff Materie verwendet.

Maßeinheiten, gravimetrisch: siehe Schwereeinheiten.

Messungszeitpunkte: Besonders in der Nähe stark frequentierter Verkehrswege (Straßen, Eisenbahn, etc.) treten an einem Beobachtungspunkt häufig kurzzeitige Änderungen der mikroseismischen Bodenbewegungen auf (Mikroseismik) mit zugeordneten erheblichen Änderungen des gravimetrischen Rauschpegels. Nach Möglichkeit sollten daher gravimetrische Messungen während der immer wieder auftretenden kurzen Zeiträume relativ geringer Störungen ausgeführt werden. Zu beachten ist, dass diese Störungen nicht nur vom fließenden Verkehr verursacht werden, sondern entfernungsabhängig auch von stehenden Fahrzeugen ausgehen können, deren Motoren nicht abgeschaltet wurden (Rauschen, Rauschquellen, gravimetrisch, Vibrationsstörquellen, gravimetrisch); dies gilt selbstverständlich

besonders für Fahrzeuge mit schweren Motoren (z.B. Dieselmotoren schwerer Lkws oder von Lokomotiven). Während der Dauer des Einwirkens solcher gravimetrischer Störquellen kann bei Federgravimetern als Folge von Federvibrationen, welche bei Schraubenfedern häufig zu einer Verkürzung der effektiven Federlänge führen, eine permanente systematische Ablage des Messsignals auftreten, auf die es in der auftretenden gravimetrischen Rauschstruktur keine Hinweise gibt.

Messungszeiträume: In Mittel und Westeuropa resultiert der Hauptteil des mikroseismisch induzierten gravimetrischen Rauschens (Mikroseismik) aus den Brandungsvorgängen an den Europäischen Küsten und der Nordsee. Die freigesetzte Brandungsenergie ist abhängig von der Höhe der auftreffenden Meereswellen, deren Richtung zur jeweiligen Küste und der Küstentopographie. Somit lässt sich über die Vorhersage des Windfeldes einer Küstenregion auf der Grundlage von Erfahrungswerten für eine gravimetrische Beobachtungsstation oder für ein Messungsgebiet eine Abschätzung des in einem Zeitraum von mehreren Tagen zu erwartenden gravimetrischen Rauschpegels durchführen. Diese Prädiktion ermöglicht somit auf der Basis einer Vorhersage der Großwetterlage Entscheidungen hinsichtlich der Festlegung geeigneter oder ungeeigneter gravimetrischer Messungszeiträume. Der zeitlich variable, brandungsinduzierte gravimetrische Rauschpegel ändert sich stark in Abhängigkeit von der Entfernung zu den Brandungsküsten und ist außerdem abhängig von der mechanischen Untergrundstruktur des gravimetrischen Beobachtungsortes. Zur Größenordnung zeitlicher Änderungen des Rauschpegels: Im Bereich des GeoObservatoriums Odendorf (20 km westlich von Bonn) kann bei Sturmweatherlagen an der Irischen Westküste oder im Gebiet der Biskaya zeitweise der gravimetrische Rauschpegel mehr als das Zwanzigfache des „normalen“ Rauschpegels betragen.

Metrologie: Die Wissenschaft von der Messtechnik.

Mikrogravimetrie: Räumlich begrenzte hochaufgelöste gravimetrische Messungen zur Erfassung kleinräumiger Strukturen des Schwerfeldes der Erde. Die Lösung der Aufgabe erfordert ein entsprechend dichtes Punktfeld mit Punktabständen, die bisweilen nur wenige Meter betragen dürfen. Nach entsprechender Vorbereitung der einzusetzenden Gravimeter sowie durch weitere geeignete Maßnahmen lässt sich im Gelände eine messtechnische Auflösung der örtlichen *Schweredifferenzen* von etwa $1\mu\text{Gal}$ durchaus erreichen.

Mikroseismik: Hierbei handelt es sich um mehr oder weniger periodische Bewegungsprozesse, die an jedem Punkt der Erdoberfläche (und selbstverständlich auch innerhalb der Erde) permanent sowohl in horizontalen Richtungen als auch vertikal auftreten; die Bewegungsstrukturen verändern sich zeitlich infolge von Amplituden- und Frequenzänderungen; sie sind außerdem ortsabhängig in Abhängigkeit von den lokalen Untergrundverhältnissen. Die Amplituden sind im

Vergleich zu den durch seismische Ereignisse (Erdbeben) ausgelösten Schwingungen klein, dennoch so groß, dass sie zu einem signifikanten gravimetrischen Rauschpegel führen.

Ein Teil der Mikroseismik hat geophysikalische Ursprünge. Hierzu zählen unter anderem Wirkungen von Konvektionsbewegungen der Materie des Erdmantels, des Vulkanismus, der Meeresbrandung, atmosphärischer Luftbewegungen. Hinzu kommen anthropogene Quellen, wie Straßenverkehr, Vibrationen von Maschinen, etc. (Rauschquellen, gravimetrisch, Messungszeitpunkte, Messungszeiträume, Vibrationsstörquellen, gravimetrisch).

Modell: Dieser Begriff bezeichnet die Beschreibung eines geometrischen oder physikalischen Sachverhalts auf der Grundlage diskreter Stichprobenwerte (z.B. Digitales Geländemodell) oder durch mathematische, funktionale Verknüpfung geometrischer und/oder physikalischer Größen (mathematisches Modell). Das Newtonsche Gravitationsgesetz (Gravitationsgesetz, Newton) ist ein mathematisches Modell, welches den funktionalen Zusammenhang herstellt zwischen der Gravitationskraft, den Massen zweier Körper und deren Entfernung. Mathematische Modelle können eine Kausalität uneingeschränkt genau oder auch nur approximativ beschreiben. So führt die Berechnung der Planetenbahnen unseres Sonnensystems auf der Grundlage des Newtonschen Gravitationsgesetzes zu geringen Abweichungen gegenüber den tatsächlich beobachteten Bewegungen. Mit Hilfe eines verbesserten mathematischen Modells, nämlich durch einen relativistischen Ansatz (Gravitationsgesetz, Einstein) konnten alle bisher durch Messungen festgestellten Widersprüche beseitigt werden. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass auch das relativistische Gravitationsgesetz im kosmischen Maßstab lediglich eine Näherungslösung darstellt.

Nichtparallelität der Niveauflächen: Das Schwerfeld der Erde setzt sich aus zwei Hauptkomponenten zusammen: der Gravitationswirkung des Erdkörpers und den Zentrifugalbeschleunigungen als Folge der Erdrotation. Die Zentrifugalbeschleunigungen sind abhängig von der geographischen Breite des Bezugspunktes; sie sind Null an den Polen und erreichen ihr Maximum am Äquator. Dies führt zu einer dominanten Nichtparallelität der Niveauflächen des Schwerfeldes, die sich unter anderem im breitenabhängigen Vertikalgradienten der Normalschwere zeigt.

Niederschlagseffekt, gravimetrisch: Atmosphärische Niederschläge bedeuten Masseneinträge in der oberflächennahen Bereich der Erde. Schneefall führt zu Massenauflagerungen, Regen bei offenen Oberflächen zu Änderungen der lokalen Bodenfeuchte sowie – zeitverzögert – zu Änderungen des Grundwasserspiegels (Bodenfeuchte, Grundwassereffekt, gravimetrisch).

Niveaufläche: alternative Benennung einer Äquipotentialfläche.

Nord-Süd-Effekt, gravimetrisch: Bewegt man sich an der Erdoberfläche auf einer Niveaufläche in Nord-Süd-Richtung, also auf einer Linie mit der nivellistischen Höhendifferenz Null, so tritt als Folge der Erdrotation eine Änderung der Schwere auf. Betrag und Vorzeichen dieser Änderung sind nicht konstant, sondern abhängig von der geographischen Breite φ . Aus der Internationalen Schwereformel ergibt sich für $\varphi = 50^\circ$ eine Änderung der Schwere von knapp $1\mu\text{Gal}$ auf eine Entfernung von 10m.

Normalschwere: Rotationssymmetrisches (nur breitenabhängiges) globales Schweremodell, das auf der Grundlage eines globalen Netzes von an der Erdoberfläche beobachteten Schwerewerten und bestimmten theoretischen Vorgaben berechnet wurde. Dieses Schweremodell wird durch die Internationale Schwereformel dargestellt.

Normalschwerefeld: siehe Normalschwere, Internationale Schwereformel.

Normierung gravimetrischer Daten: Normierung von Beobachtungsdaten bedeutet, für einen definierten Zweck durch entsprechende Reduktionen und Korrekturen eine unmittelbare Vergleichbarkeit der Daten herbeizuführen, d.h. Unterschiede zu beseitigen, die zum Beispiel auf unterschiedlichen instrumentellen Referenzgrößen und Eigenschaften beruhen, oder eine Folge sind von (nicht als Zielgrößen definierten) Orts- und/oder Zeitabhängigkeiten einer beobachteten physikalischen Größe. In der Gravimetrie tritt das Erfordernis der Normierung von beobachteten Schwerewerten unter anderem auf

- im Zusammenhang mit der Umrechnung der Schwerewerte auf einen einheitlichen (z.B. internationalen) Maßstab (Eichbasis),
- bei der Beseitigung von Zeitabhängigkeiten infolge der gravimetrischen Gezeiten,
- bei der Berücksichtigung der meridionalen örtlichen Schwereänderungen (gravimetrischer Nord-Süd-Effekt, Internationale Schwereformel, Normalschwere),
- bei der Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit beobachteter Schwerewerte (Freiluft-Reduktion, Bouguer-Reduktion, topographische Reduktion),
- im Hinblick auf zeitvariable Schwereänderungen als Folge der gravitativen Wirkungen von Variationen der lokalen und regionalen Luftdichte (Luftdruckeffekt, geophysikalisch),
- bei der Berücksichtigung der gravitativen Wirkungen hydrologisch (Niederschlag, Grundwasser) induzierter zeitlicher Änderungen der Dichte des lokalen und regionalen Untergrundes (Bodenfeuchte, Grundwassereffekt, gravimetrisch, Niederschlagseffekt, gravimetrisch).

Null-Methode: Ist für einen mechanischen Sensor eine messtechnische Referenzlage als Null-Lage definiert und stellen sich als Folge von Änderungen der Zielgröße (z.B. der Schwere) Abweichungen von dieser Lage ein (z.B. durch Schwereänderungen), so können diese Abweichungen dadurch beseitigt werden, dass der Sensor mit Hilfe spezifischer Stell-Elemente in die Referenzlage zurückgeführt wird (Rückkopplung). Das Verfahren wird als Null-Methode bezeichnet. Die Stellgrößen (z.B. Betrag einer Spindeldrehung) stellen dann Analogwerte dar für den Betrag der Änderung der Zielgröße (z.B. Schwere). Die Funktion für die Umrechnung der Maßeinheiten der Stellgröße (z.B. Skalenteile) in die zugeordneten Maßeinheiten der Zielgröße (z.B. [mGal]) wird durch Eichung des Messsystems bestimmt.

Die Null-Methode ist vor allem dann anzuwenden, wenn zwischen einer Änderung der zu messenden physikalischen Größe (z.B. Schwereänderung) und der zugeordneten Sensor-Reaktion (z.B. Abweichung von der Referenzlage) kein hinreichend linearer Zusammenhang besteht. Dieser Sachverhalt tritt auf bei Astasierten Gravimetern. Vergleiche Ausschlagmethode.

Partialtiden: Man im stellt Allgemeinen das Gezeitenpotential dar durch das mathematische Modell einer Summe von Einzelschwingungen; diese Einzelschwingungen werden Partialtiden genannt.

Pendelgravimeter: Die Schwingungszeit (als Beobachtungsgröße) eines Pendels ist eine Funktion der wirksamen Pendellänge (als instrumenteller Größe) und der Schwere (als Zielgröße). Pendelapparate wurden entwickelt sowohl zur Messung des Absolutbetrages der Schwere (Potsdamer Schweredatum), als auch zur Messung von Schweredifferenzen (Deutsches Schwerenetz 1962, Systemparameter von Schwerenetzen).

Bei Messungen des Absolutbetrages der Schwere hängt die erreichbare Genauigkeit entscheidend von der Genauigkeit der Bestimmung der wirksamen Pendellänge ab. Diese Bestimmung ist bei Reversionspendeln mit hoher Genauigkeit dadurch möglich, dass es zwei „Achsen“ gibt, um die der Pendelkörper schwingen kann (Messung in zwei Lagen). Wird nun konstruktiv erreicht, dass die Schwingungszeit des Pendelkörpers in beiden Lagen gleich ist, dann ist der Abstand zwischen den beiden „Achsen“ gleich der wirksamen Pendellänge (genauer: der reduzierten Pendellänge), die in die Schwingungsgleichung eingeht. Im Zentralinstitut für die Physik der Erde der DDR (als Nachfolger des Geodätischen Instituts Potsdam und Vorläufer des jetzigen Geoforschungszentrums) wurde bis in die siebziger Jahre des zwanzigsten Jahrhunderts mit großem und bemerkenswertem Erfolg an der Weiterentwicklung eines Reversionspendels gearbeitet; erreicht werden konnten schließlich Genauigkeiten von 0,1 mGal und besser. Die Entwicklung wurde erst eingestellt, als die Kinetischen Gravimeter eine Genauigkeit erreichten, die etwa um eine Zehnerpotenz besser war.

Bei Pendelgeräten zur Messung von Schweredifferenzen zwischen zwei Punkten bedarf es der Kenntnis der wirksamen Pendellänge nicht, da das Verhältnis der Quadrate der beobachteten Schwingungszeiten gleich ist dem umgekehrten Verhältnis der Schwerewerte in den Beobachtungspunkten. Bedingung ist allerdings, dass sich im Zeitraum zwischen den Beobachtungen die wirksame Pendellänge nicht relevant verändert hat; diese Anforderung ist nicht leicht zu erfüllen. Konstruktive Grenzbedingungen ergeben sich aus der Notwendigkeit der Einsatzfähigkeit der Geräte; daraus entstehen messtechnische Probleme, die durch den Bau von Zweipendel- oder Vierpendelapparaten weitgehend gelöst werden konnten.

Potential: Voraussetzung für das Auftreten einer Kraft ist das Vorhandensein einer Energie, die Kraft ist also eine *Folge* vorhandener *Energie*, verbunden mit dem physikalischen Sachverhalt, dass Körper in einem Energiefeld das natürliche Bestreben haben, den niedrigsten möglichen (im Falle der Schwere: mechanischen) Energiezustand zu erreichen.

Im Schwerfeld der Erde führt dies bei frei beweglichen Körpern zu dem kinematischen Prozess des Fallens in einen Zustand zunehmend geringerer Potentieller Energie, und zwar des Fallens von einer Äquipotentialfläche zur benachbarten Äquipotentialfläche auf dem kürzest möglichen Weg. Es gilt aber in einem geschlossenen System der Grundsatz, dass die Summe aller Energien konstant bleibt (Energie-Erhaltungssatz), infolgedessen findet sich der zunehmende Verlust an Energie der Lage (Potentielle Energie), die der Körper während des Fallens erfährt, in einem entsprechenden zunehmenden Gewinn an Bewegungsenergie (kinetische Energie) wieder.

Da also die Energie die primäre physikalische Größe ist, wird das Schwerfeld der Erde im Allgemeinen in einer aus dem Energiefeld abgeleiteten Form dargestellt, welches Potentialfeld genannt wird. Eine Fläche gleichen Potentials (Äquipotentialfläche, Niveaufläche) ist auch eine Fläche gleicher Schwere-*Energie*, d.h. eine Fläche, in der jedem Massenpunkt auf dieser Fläche derselbe Betrag an so genannter potentieller Energie zugeordnet ist. Um von einem Energieniveau zum anderen zu gelangen, ist entlang eines Weges Arbeit aufzuwenden (oder freizusetzen); Arbeit wiederum ist physikalisch definiert als das Produkt von Kraft und Weg und hat dieselbe physikalische Dimension wie Energie, nämlich $[(\text{kg m/s}^2) \text{ m}] = [\text{kg m}^2/\text{s}^2] = [\text{Newtonmeter}] = [\text{Wattsekunde}]$. Um die einer der Lageänderung in einem Energiefeld zugeordnete Kraft zu bestimmen, ist es also lediglich erforderlich, die in einem Raumbereich vorhandene potentielle Energie durch die im Raum zurückgelegte Strecke zu dividieren. (Wegen der nichtlinearen Abhängigkeit der potentiellen Energie von der Höhe muss, genau genommen, differenziert werden; siehe Vertikaler Schweregradient).

Wird das Schwerfeld der Erde durch eine mathematische Funktion, der so genannten Potentialfunktion beschrieben (mit der Dimension $[(\text{m/s}^2) \text{ m}]$), so ist zur Berechnung der in einem gewählten Raumpunkt wirksamen Kraft zunächst dieses so genannte Schwerepotential in Richtung der Senkrechten zur Äquipotentialfläche zu differenzieren (bzw. für die Berechnung einer *Kraftkomponente* die Differentiation in Bezug auf die zugeordnete Richtung auszuführen), und das Ergebnis dann mit der Masse des Bezugskörpers zu multiplizieren. Potential und Energie unterscheiden

sich also durch ihre physikalische Dimension: Die Dimension des Schwere-Potentials ist $[m^2/s^2]$, die der Schwere-Energie $[kg \ m^2/s^2]$. Daraus folgt, dass die Maßzahlen des Schwerepotentials und der Schwereenergie bei Normierung auf die Einheitsmasse 1kg identisch sind.

Es lässt sich zusammenfassen: Kraftfelder werden im Allgemeinen durch mathematische Funktionen beschrieben und modelliert, die man Potential nennt. Das Potential ist eine Größe, aus der im Falle des Schwerfeldes der Erde über die Verknüpfung mit dessen Masse die potentielle Energie eines Körpers abgeleitet werden kann. Die Differentiation dieser Funktion in eine bestimmte Richtung ergibt nach Multiplikation mit der Masse des Bezugskörpers die für den gewählten Raumpunkt in dieser Richtung auf ebendiesen Körper wirkende zugeordnete Kraft. Dies bedeutet: in Bezug auf die jeweiligen Richtungen senkrecht zur Äquipotentialfläche ist die Kraft der Vertikalgradient der Schwere-Energie, also der Vertikalgradient des Potentials multipliziert mit der Masse des Bezugskörpers. Da entlang einer Fläche gleichen Potentials keine Energiedifferenzen auftreten, wirken in der (horizontalen) Tangentialebene an einen Punkt dieser Fläche auch keine Kräfte (vgl. Geoid); daraus folgt, dass in jedem Flächenpunkt die Kraftlinien senkrecht zur Äquipotentialfläche verlaufen.

Potentielle Energie: Im engeren Sinne ist dies die Energie eines Körpers, welche der Lage dieses Körpers im Schwerfeld der Erde zugeordnet ist. Diese Energie wird zum Beispiel in Wasserkraftwerken genutzt, indem die vorhandene Lageenergie der Wassermassen zunächst in die kinetische Energie fließenden („fallenden“) Wassers umgewandelt wird und aus dieser Bewegungsenergie anschließend in Turbinengeneratoren elektrische Energie erzeugt wird.

Potsdamer Schweredatum: In den Jahren 1898 bis 1906 wurden von KÜHNEN und FURTWÄNGLER im Pendelsaal des Geodätischen Instituts Potsdam Messungen des Absolutbetrages der Schwere ausgeführt. Eingesetzt wurden Reversionspendel des Systems Repsold (Pendelgravimeter). Der ermittelte Schwerewert betrug
981274 mGal.

Dieser Betrag wurde 1909 auf einer geodätischen Konferenz in London als internationaler Referenzwert festgelegt und bildet das *Potsdamer Schweredatum* (Systemparameter von Schwerenetzen).

Prädizierte gravimetrische Gezeiten: Auf der Grundlage bekannter Gezeitenparameter berechnete gravimetrische Gezeiten (Gezeiten, gravimetrisch).

Prospektion, gravimetrisch: An der Erdoberfläche gemessene Schwerewerte enthalten Signalanteile, welche aus Dichteveriationen innerhalb eines gravimetrisch relevanten lokalen Untergrundes resultieren. Somit lassen sich mit Hilfe eines geeigneten, hinreichend engmaschigen gravimetrischen Punktfeldes und bei

hinreichender Messgenauigkeit über die Strukturen des lokalen Schwerfeldes Dichtestrukturen des Untergrundes erkennen. Erforderlich ist eine Normierung der beobachteten Schwerewerte auf ein einheitliches Höhenniveau (Schwerereduktion) sowie die Abspaltung des regionalen Schweretrends, insbesondere des Zentrifugalanteils im Schwerfeld (Schwerekomponenten, gravimetrischer Nord-Süd-Effekt).

Da durch gravimetrische Beobachtungen lediglich räumliche Dichtestrukturen innerhalb des oberflächennahen Untergrundes bestimmt werden können, erfordert deren Interpretation hinreichend zuverlässige Vorinformationen über die Art von Störkörpern („es gibt einen Hohlraum und nur diesen“, „es gibt ein altes Flussbett und nur dieses“ etc.). Unter diesen Voraussetzungen lässt sich die horizontale Position von Störkörpern innerhalb gewisser Toleranzen angeben. Hinweise auf die Tiefe des jeweiligen Störkörpers ergeben sich aus der gravimetrischen Iso-Liniendichte. Eine strenge Tiefenberechnung erfordert die Lösung des sogenannten *gravimetrischen Inversionsproblems*: eine bestimmten Dichteverteilung erzeugt an der Erdoberfläche ein eindeutiges Schwerfeld, einem bestimmten Schwerfeld ist jedoch kein eindeutiges räumliches Dichtefeld zugeordnet (Vieldeutigkeitsproblem).

Rauschen: Als Rauschen werden im Allgemeinen mehr oder weniger kurzperiodische oder aperiodisch-kurzzeitige Anteile in einem beobachteten Gesamtsignal bezeichnet, für die eine physikalische (deterministische) Modellbildung und Interpretation nicht möglich ist. Rauschsignale können instrumentellen Ursprungs sein, besonders hervortretend, wenn die messtechnische Grenze der instrumentellen Signalauflösung erreicht wird, oder aber reale Variationen der messtechnischen Zielgröße darstellen, zum Beispiel reale kurzzeitige Änderungen der Schwere sein, hervorgerufen durch Mikroseismik.

Rauschquellen, gravimetrisch: Ursachen für gravimetrische Rauschsignale sind im Wesentlichen:

- Straßenverkehr und der Einsatz großer mechanischer Geräte in der gravimetrisch relevanten Umgebung eines Beobachtungspunktes,
- Bodenunruhe, direkt hervorgerufen durch starke turbulente Luftbewegungen (Starkwind, Sturm) an der Erdoberfläche, oder indirekt hervorgerufen durch den Einfluss dieser Luftbewegungen auf Bauwerke, Bäume etc., deren induzierte Bewegungen einen gravimetrischen Störpegel erzeugen,
- Brandung an den Meeresküsten. Für das Gebiet von Mitteleuropa ist relevant der gesamte Bereich zwischen Gibraltar und Mittelnorwegen.

Reduktion: Die Änderung einer physikalischen Größe durch Berücksichtigung eines bekannten systematischen Anteils, z.B. die Reduktion eines Schwerewertes durch Berücksichtigung des gravimetrischen Höheneinflusses.

Regelkreis: Ein von einem Sensor geregelter Stromkreis (oder ein geregeltes System von Stromkreisen) zur selbsttätigen Steuerung einer physikalischen Größe. Zum Beispiel: innerhalb einer vorgegebenen Toleranz die Regelung der Temperaturkonstanz in einem Gravimetergehäuse durch einen thermistor-gesteuerten Stromkreis (Thermostat), oder, im erweiterten Sinne, die von einem Abgriffsystem gesteuerten elektrostatischen Kompensationskräfte zur Stabilisierung der Position eines gravimetrischen Sensors (Rückkopplung, elektrostatisch).

Relativgravimeter: Dies sind Gravimeter zur Messung räumlicher und/oder zeitlicher Änderungen der Schwere. Man verwendet zurzeit überwiegend Federgravimeter. Zur Messung von Schweredifferenzen wurden auch Pendelgravimeter entwickelt.

Richtung der Schwere: Die momentane Richtung der Schwerkraft an einem Ort wird durch die Richtung angezeigt, die ein im Zustand der relativen Ruhe freihängendes Pendel einnimmt (Lotrichtung). Moderne Messgeräte ermöglichen Lotrichtungsbestimmungen mit einer Genauigkeit von 10^{-4} Bogensekunden und besser. Aufgrund der Gravitationswirkungen von Sonne und Mond (Gezeiten) ändert sich die Lotrichtung, also die Richtung der Schwere periodisch bis zu einem Betrag von maximal etwa 0,05“ täglich. Der Winkel zwischen zwei Lotrichtungen ist zu unterscheiden von den Lotabweichungen; diese bezeichnen in einem Punkt den Winkel zwischen einer physikalischen Lotrichtung und einer zugeordneten geometrischen Flächennormalen (z.B. Ellipsoidnormalen).
Siehe auch Betrag der Schwere.

Rückkopplung, allgemein: Unter Rückkopplung versteht man in der Gravimetrie solche Maßnahmen, die zu einer konstanten Messposition des mechanischen Sensors eines Gravimeters führen, dies permanent oder in diskreten Zeitabständen.

Rückkopplung, mechanisch: Schwereänderungen führen zu Lageänderungen des gravimetrischen Probekörpers. Mit Hilfe einer mechanischen Einrichtung wird eine Rückführung in die Ausgangslage herbeigeführt; diese Stell-Einrichtung ist bei Federgravimetern im Allgemeinen die Messspindel, welche es ermöglicht, durch Verstellung (Drehung) den gehäusebezogenen Aufhängepunkt der Feder des Gravimeters entsprechend zu verstellen, d.h. im Allgemeinen anzuheben oder zu senken. Dieser Prozess kann durch den Einsatz eines geeigneten Positionsanzeigers dadurch automatisiert werden, dass dessen elektrisches Signal über einen Regelkreis einen auf der Messspindel befestigten Elektromotor so steuert, dass der gravimetrische Sensor im in der gewünschten Position verbleibt. Dieses Verfahren wird (besser: wurde) in erster Linie im stationären Einsatz eines Gravimeters zur Registrierung zeitlicher Schwereänderungen verwendet. Bei Feldmessungen verzichtet man auf die Automatisierung und verstellt die Messspindel in Abhängigkeit von dem Signal des Positionsanzeigers *manuell*.

Rückkopplung, elektrostatisch: Die automatische mechanische Rückkopplung weist erhebliche prinzipielle Nachteile auf, unter anderem hinsichtlich der zeitlichen Reaktionsfähigkeit des Regelsystems. Aus diesem Grunde wurde der durch das elektrische Signal gesteuerte Elektromotor durch eine regelbare Spannungsquelle ersetzt. Die als Funktion der Position des Gravimetrischen Probekörpers geregelte Spannung wird auf zwei über und unter dem gravimetrischen Probekörper liegende metallische Platten geleitet, so dass spannungsabhängige elektrostatische Kräfte entstehen, die auf den Probekörper wirken und diesen in einer geregelten Lage halten. Wegen der nichtlinearen Beziehung zwischen Spannung und zugeordneter elektrostatischer Kraft bedarf es jedoch einer Zusatzeinrichtung, welche die jeweilig erzeugte elektrostatische Kraft in eine Gravimeteranzeige umwandelt, die mit den elektrostatischen Regelkräften *linear* verknüpft ist. Die relative Eichung der Rückkopplungsanzeige („Feedbacksignal“), also die Bestimmung jener Funktion (meist eine Konstante), welche das Rückkopplungssignal einer Spindelposition zuordnet, geschieht über den Vergleich einer Serie dieser Wertepaare.

Bei der elektrostatischen Rückkopplung (und auch bei Rückkopplungssystemen anderer Art) tritt ein nicht unproblematischer Sachverhalt auf, nämlich die Wechselwirkung zwischen der Regelperiode des Rückkopplungssystems, der Eigenperiode des gravimetrischen Sensors und der Periode eines gravimetrischen Störsignals, welches durch das Rückkopplungssystem ausgeregelt werden soll. Es gilt insbesondere, Übersteuerungs- und Resonanzeffekte zu vermeiden, z.B. durch Vergrößerung der Reaktionszeit des Rückkopplungssystems. Dies aber führt wiederum dazu, dass ab einer bestimmten Periode gravimetrischer Störsignale die Sensorlage nicht mehr stabilisiert wird. Dieser Effekt ist bei vielen Rückkopplungssystemen im Falle des Auftretens seismisch induzierten Signalstörungen festzustellen, wenn trotz der Rückkopplung der Sensor Bewegungen ausführt, die zu einer Sensoradhäsion führen (Sensoradhäsion, gravimetrisch).

Die Verwendung elektrostatischer Rückkopplungssysteme soll bei Feldmessungen hauptsächlich dazu dienen, bei hinreichend kleinen Schweredifferenzen auf Verstellung der Messspindel verzichten zu können, und zwar zur Vermeidung von Auswirkungen potentieller periodischer Spindelfehler auf das Messungsergebnis. In der Praxis lassen sich jedoch, im Vergleich zu den Ergebnissen einer manuellen mechanischen Rückkopplung (Rückkopplung, mechanisch) mit Hilfe einer CPI-Anzeige, kaum signifikante Verbesserungen hinsichtlich der letztlich erreichten effektiven Messgenauigkeit feststellen. Soll der gesamte Regelungsbereich eines elektrostatischen Rückkopplungssystems genutzt werden, darf nicht a-priori von einer zeitlichen Maßstabsstabilität des Systems ausgegangen werden; diese ist vielmehr in Zeitabständen experimentell zu überprüfen, und zwar durch Bildung von geeigneten Wertepaaren Spindelstellung (in Skalenteilen) vs. Rückkopplungssignal (z.B. in [Volt]).

Schermodul: Eine materialspezifische Größe, welche die elastische Querverkürzung oder Querdehnung eines Körpers als Funktion einer parallel zum Querschnitt wirkenden Kraft angibt. Der Schermodul wird auch als *Torsionsmodul* bezeichnet.

Schraubenfeder: Ein kreisförmig gewendelter Draht aus Federmaterial; jede Windung weist meist den gleichen Durchmesser auf. Eine Schraubenfeder wird bei Gravimetern überwiegend in Richtung ihrer Längsachse durch Zugkräfte belastet. Schraubenfedern können jedoch auch als Torsionselemente verwendet werden.

Schwere, Schwerebeschleunigung, Schwerkraft: Dominant als Folge der Gravitation des Erdkörpers (feste Erde, Ozeane, Atmosphäre) sowie der Erdrotation entsteht ein Energiefeld, das Schwerfeld genannt wird, und dessen Vorhandensein sich u.a. in der Gewichtskraft eines Körpers zeigt (siehe auch: Schwerekomponenten, Schwerepotential). Diese Gewichtskraft ist jedoch nicht nur von der Stärke des jeweiligen Schwerfeldes abhängig, sondern auch von der Masse des Körpers (z.B. bewirkt eine Verdopplung der Masse eine Verdopplung der Gewichtskraft). Infolgedessen muss für eine punktuelle messtechnische Darstellung des Schwerfeldes die Massenabhängigkeit beseitigt werden. Dies geschieht mit Hilfe der Angabe der beschleunigten Bewegung, die ein frei beweglicher Körper in einem Kraftfeld (hier: Schwerkraftfeld) erfährt. Voraussetzung ist, dass die auftretende Beschleunigung eines frei fallenden Körpers, also die zeitliche Geschwindigkeitszunahme, unabhängig ist von der Masse dieses Körpers und dessen chemischer Zusammensetzung; nach dem derzeitigen physikalischen Kenntnisstand ist ebendies der Fall (einige Theorien, die eine geringe Abweichung von den beiden genannten Voraussetzungen postulieren, wurden bisher experimentell nicht bestätigt!).

Somit tritt in der Gravimetrie anstelle des Begriffs der *Schwerkraft* der Begriff der *Schwerebeschleunigung*, als einer massenunabhängigen *Wirkung* dieser Kraft. Da die Beschleunigung den Quotienten darstellt von Kraft und Masse (Kraft/Masse gleich Beschleunigung) ist die Maßzahl der Beschleunigung (mit der Dimension Weg/Zeit²) *dann* gleich der Maßzahl der Schwerkraft (mit der Dimension Masse mal Weg/Zeit²), wenn man die Schwerkraft auf die Einheitsmasse (Masse mit dem Betrag 1 kg) normiert. In der Praxis werden die Begriffe Schwerebeschleunigung und Schwerkraft - mit der Kurzform *Schwere* - häufig synonym verwendet; physikalisch korrekt ist jedoch lediglich der Begriff Schwerebeschleunigung, wie sich dies auch in den Schwereeinheiten ausdrückt. Will man dennoch zur Beschreibung des Schwerfeldes den Kraftbegriff verwenden, so müsste als physikalisch korrekte Bezeichnung der Begriff „normierte Schwerkraft“ (auf die Masseneinheit bezogene Kraft) verwendet werden.

Schwereänderungen, örtlich: Infolge lokaler, regionaler und globaler Dichteveränderungen im Erdinneren (Aufbau der Erde) sowie als Folge der Erdrotation treten an der Erdoberfläche räumliche Änderungen der örtlichen Schwere auf, die als Funktion der Geographischen Breite und der Beobachtungshöhe maximal mehrere

Promille des Absolutbetrages der Schwere erreichen können (Internationale Schwereformel, Normalschwere, Schwerekomponenten).

Schwereänderungen, zeitlich: Dominant und permanent treten in einem Beobachtungspunkt zeitliche Schwereänderungen auf als Folge der gravimetrischen Gezeiten (Gezeiten, gravimetrisch). Durch Massenveränderungen in der gravimetrisch relevanten Umgebung eines Punktes hervorgerufene Gravitationseffekte (z.B. Bodenfeuchte, Grundwassereffekt, gravimetrisch, Luftdruckeffekt, geophysikalisch) führen zu zeitlichen Schwerevariationen meist geringeren Betrages und mit langsamerem Ablauf. Ferner bewirken tektonisch oder anderweitig gesteuerte Änderungen der Höhe eines Punktes zeitliche Schwereänderungen meist langfristigen Charakters.

Schwereeinheiten: Im System der internationalen Maßeinheiten SI (m/kg/s-System) wird die Beschleunigung [Weg/Zeit²] generell in den Maßeinheiten [Meter] und [Sekunde] angegeben. International verwendet man jedoch in der Gravimetrie weiterhin und überwiegend die Maßeinheit [Gal], die zu Ehren von Galileo Galilei so bezeichnet ist und sich auf das frühere cgs-System mit den Maßeinheiten [Centimeter], [Gramm] und [Sekunde] bezieht. 1Gal = 1cm/s². Es ist durchaus üblich, Maßeinheiten, die aus den Grundgrößen abgeleitet sind, mit dem Namen bedeutender Physiker zu bezeichnen, so zum Beispiel Krafteinheit 1 [Newton] = 1 [kg m / s²], Leistungseinheit 1 [Watt] = 1 [Newton m / s], Druckeinheit 1 [Pascal] = 1 [Newton / m²] (entsprechend 1mbar = 1 hektoPascal). Die Maßeinheit [Gal] wurde jedoch nicht in die Liste der SI-Maßeinheiten aufgenommen.

Im SI-System lautet die Einheit der Beschleunigung [m/s²], mit den wesentlichen Untereinheiten [mm/s²], [µm/s²] und [nm/s²]. Da die Schwerebeschleunigung im Bereich der Erdoberfläche etwa 10m/s² beträgt, gilt mit |g| gleich Betrag des Schwerevektors

$$1 \text{ mm/s}^2 \approx 10^{-4}|g|, 1 \text{ µm/s}^2 \approx 10^{-7}|g| \text{ und } 1 \text{ nm/s}^2 \approx 10^{-10}|g|.$$

Im Gal-System ist die Unterteilung in Dreierpotenz-Schritten etwas übersichtlicher und praktischer:

$$1 \text{ Gal} \approx 10^{-3}|g|, 1 \text{ mGal} \approx 10^{-6}|g| \text{ und } 1 \text{ µGal} \approx 10^{-9}|g|.$$

Für die Umrechnung von [Gal]-Einheiten in SI-Einheiten gilt
1 [Gal] = [10 mm/s²], 1 [mGal] = 10 [µm/s²] und 1 [µGal] = 10 [nm/s²],
und für die Umrechnung von SI-Einheiten in [Gal]-Einheiten entsprechend
1 [m/s²] = 100 [Gal], 1 [mm/s²] = 100 [mGal], 1 [µm/s²] = [100µGal] und
1 [nm/s²] = 0,1 [µGal].

Schwereformel, international: siehe Internationale Schwereformel.

Schweregradient: siehe Gradient, Vertikaler Schweregradient, Horizontaler Schweregradient

Schwerekomponenten: Den Hauptanteil der Schwere bildet im oberflächennahen Bereich der Erde mit 99,5% die Gravitation des Erdkörpers, der Beitrag der Zentrifugalbeschleunigung der rotierenden Erde liegt zwischen 0 und 5‰ (Internationale Schwereformel, Normalschwere). Die zeitabhängigen Gravitationswirkungen von Sonne und Mond liegen unter 10^{-6} des Betrages der Schwerebeschleunigung $|g|$.

Schwerenetze: Dies sind Systeme flächenhaft angeordneter gravimetrischer Festpunkte. In den meisten Fällen wird zunächst ein großräumiges Schweregrundnetz gebildet, welches aus einer begrenzten Anzahl von Punkten besteht, und das den übergeordneten Rahmen bildet für eine nachfolgende Verdichtung in Form eines Hauptschwerenetzes. Zu Schwerenetzen in der Bundesrepublik Deutschland siehe Anlage.

Schwerepotential: Die Schwere-Energie in einem Raumpunkt (Potential).

Schwerereduktionen: siehe Freiluft-Reduktion, Bouguer-Reduktion, topographisch korrigierte Bouguer-Reduktion.

Seegravimeter: Instrument zur Messung der Schwere auf der Meeresoberfläche oder auf dem Meeresboden; vgl. Fluggravimeter, Landgravimeter.

Sensoradhäsion, gravimetrisch: Bei astasierten mechanischen Sensoren werden mit zunehmendem Astasierungsgrad die Rückstellkräfte nach einer Auslenkung des Sensors aus der natürlichen Gleichgewichtslage immer kleiner. Dies kann bei einigen astasierten Federgravimetern dazu führen, dass der gravimetrische Sensor an den mechanischen Begrenzungselementen für die Sensorbewegung nach deren Berührung in adhäsivem Kontakt verbleibt („Sensorkleben“). Durch leichtes Klopfen auf das Gravimetergehäuse, zum Beispiel mit einem Bleistift, lässt sich dieser Kontakt wieder lösen. Im stationären Betrieb tritt der Effekt häufiger auf als Folge von Sensorbewegungen, die durch Erdbeben verursacht wurden. Ursache der Adhäsion sind im Allgemeinen nicht ausreichende Sauberkeit bei der Montage des gravimetrischen Sensors im Herstellerwerk oder, bei metallischen Sensoren nur ausnahmsweise, elektrostatische Kräfte.

Signalauflösung: Grenzwert der instrumentellen Signalanzeige als kleinste signifikante Reaktion auf zugeordnete physikalische Messgrößen und deren Änderungen. Die Signalauflösung wird angegeben im Systemmaßstab des Messgerätes (z.B. in Bruchteilen von Skalenteilen einer Messspindel); sie ist zu unterscheiden von dem Begriff Genauigkeit.

Signaldämpfung: Die Wirkungen von Störbeschleunigungen auf die Gleichgewichtslage eines gravimetrischen Sensors kann durch Dämpfungselemente wirksam verringert werden, die allerdings die Bedingung einer weitest gehenden Rückwirkungsfreiheit auf die mittlere Gleichgewichtslage des Sensors erfüllen müssen, d.h. die mittlere Gleichgewichtslage des mechanischen Sensors darf durch die Existenz der Dämpfungselemente nicht relevant beeinflusst werden. Aus diesem Grunde kann die Verwendung elektromagnetischer Komponenten zur Dämpfung der Sensorbewegung durchaus problematisch sein, da die einzusetzenden Spulensysteme als Folge der in ihnen fließenden Regelströme prinzipiell als Wärmequellen wirken, deren Energieabgabe von den zur Dämpfung der Sensorbewegungen erforderlichen Stromstärken abhängt, und damit vom jeweiligen mikroseismischen Störpegel. Ebendies kann zu instrumentellen systematischen Fehlern führen. Aus dem genannten Grunde werden daher überwiegend mechanische Dämpfungselemente eingesetzt; dies sind Gasdruck-Stoßdämpfer (die Füllung besteht aus dem sich im Gravimetergehäuse befindlichen Gas), deren am gravimetrischen Sensor befestigter beweglicher Teil keinen direkten mechanischen Kontakt zum Dämpfergehäuse aufweisen darf, um die freie Beweglichkeit des gravimetrischen Sensors nicht zu beeinträchtigen.

Signalfilterung: Meist als Folge mikroseismischer Bodenunruhe befindet sich bei Federgravimetern der nicht-arretierte gravimetrische Sensor ständig im Zustand mehr oder weniger ausgeprägter Bewegungen. Die Amplituden dieser Bewegungen hängen einmal von den Beträgen und den Richtungen der Bodenbewegungen ab, zum andern von der Eigenperiode des schwingungsfähigen mechanischen Sensors, der auf periodische Bodenbewegungen bestimmter Frequenz mit Resonanzbewegungen reagiert. Bei astasierten Gravimetern beträgt die Eigenperiode meist 15 bis 20 Sekunden. Da andererseits das Maximum des mikroseismischen Störpegels überwiegend im Bereich einer Sekunde liegt, treten hier Resonanzeffekte nur in geringerem Umfang auf, so dass die Mittellage des gravimetrischen Sensors meist ohne Filterung des Ausgangssignals bestimmt werden kann (die Schwankungen des instrumentellen Messsignals um eine Referenzlage sind nur relativ gering). Die mechanischen Sensoren linearer Gravimeter hingegen weisen meist eine Eigenperiode im Sekundenbereich auf. Dies führt zu starken Resonanzbewegungen, so dass hier für die Bestimmung der Sensormittellage auf eine Signalfilterung meist nicht verzichtet werden kann.

Signalregistrierung: Die Registrierung der zeitlichen Variationen des gravimetrischen Ausgangssignals dient der Bestimmung der örtlichen Erdzeitenparameter sowie der laufenden Überwachung der messtechnischen Eigenschaften eines Gravimeters.

Skalenwert, gravimetrisch: Gravimetrische Sensoren weisen häufig spezifische mechanische Stellkomponenten auf, die mit einer Skala versehen sind (z.B. Messspindel mit Skalenteilung). Als Skalenwert wird bezeichnet der einem Skalenteil [Skt] der Stellkomponente zugeordnete Schwerewert, z.B. in [μ Gal/Skt].

Spindelfehler: Aufgrund fertigungstechnischer Grenzwerte auch bei der Herstellung von Präzisionsspindeln, ist die Gewindesteigung (der Spindelhub) pro Drehwinkелеinheit nicht völlig konstant. Insbesondere treten bisweilen relevante periodische Änderungen des Spindelhubes pro Drehwinkелеinheit (z.B. pro Spindelskalenteil) im Verlauf einer vollen Spindelumdrehung auf, welche von Effekten längerer Periode überlagert sein können. Bei Feldmessungen mit modernen Federgravimetern spielen Spindelfehler im Rahmen der Gesamtfehlerbilanz der Messvorgänge meist keine oder nur eine geringe Rolle.

Sprünge: In den beobachteten gravimetrischen Ausgangssignalen können bisweilen aus unterschiedlichen Ursachen (meist starke Störbeschleunigungen) Signalsprünge auftreten. Diese sind bei der Datenauswertung durch Verschiebungen des Niveaus der nach einem Sprung gemessenen Werte um den Betrag des Sprungs zu berücksichtigen.

Standgang, gravimetrisch: Die instrumentelle Drift (der Gang), welcher sich bei einem Federgravimeter im zeitweiligem oder dauerndem stationärem Betrieb oder nach einem längerem Ruhezustand mit arretiertem Messsystem einstellt. Die Charakteristiken des Standganges (Trend und Nichtlinearitäten) unterscheiden sich meist deutlich von denen des Fahrganges.

Statische Gravimeter: Dies sind Gravimeter, bei denen der gravimetrische Probekörper durch regelbare Zusatzkräfte (z.B. Federn) oder andere Maßnahmen in den Zustand der relativen Ruhe gebracht, d.h. am freien Fall gehindert wird.

Stepverfahren: Das Stepverfahren ist ein besonderes Linienverfahren, bei dem die gravimetrischen Punkte in *laufender* Folge wiederholt beobachtet werden. Beim einfachen Stepverfahren (im Allgemeinen als „doppelte“ Wiederholungsmessung bezeichnet, obwohl der Begriff *einfache* Wiederholung richtig wäre) lautet die

Punktreihenfolge: $P_1 > P_2 > P_1 > P_3 > P_2 > P_4 > P_3 > P_5 > P_4$ etc. Die Beobachtungsreihenfolge verändert sich entsprechend bei einer dreifachen Wiederholungsmessung, die allerdings beim Einsatz moderner Federgravimeter nur noch selten notwendig wird.

Systemparameter von Schwerenetzen: Schwerewerte werden im jeweils gültigen System von physikalischen Grundgrößen und den zugeordneten Internationalen Maßeinheiten angegeben (Schwereeinheiten). Dieses System enthält für den Bereich der Mechanik zurzeit die Grundgrößen Masse, Länge und Zeit mit den Maßeinheiten [m], [kg] und [sec]; zuvor wurden die Maßeinheiten [cm], [g] und [sec] verwendet. Da Messwerte jedoch nicht fehlerfrei bestimmt werden können, entstehen bei der Anlage von Schwerenetzen Unsicherheiten sowohl bei der Bestimmung des *Schweredatums* (des Schwereniveaus, Absolutbetrag der Schwere), als auch hinsichtlich des Maßstabes, in dem die Differenzen von Schwerewerten angegeben werden. Dies führt zu unterschiedlichen *Schweresystemen*.

Das erste zuverlässige Schweredatum war der Schwerewert des Geodätischen Instituts Potsdam (Potsdamer Schweredatum), der in London 1909 als Referenzwert für internationale Schweremessungen festgelegt wurde. Später wurden an anderen Orten der Erde weitere Schwereabsolutmessungen durchgeführt, welche gravimetrisch mit Potsdam verbunden wurden. Durch diese Anschlussmessungen (relative Schweremessungen, Relativgravimeter) stellte sich heraus, dass der Potsdamer Schwerewert offensichtlich einen systematischen Fehler von etwa $1,5 \cdot 10^{-5}$ seines Betrages aufwies. Die Ergebnisse internationaler Schweremessungen, die sich auf das Potsdamer Schweredatum bezogen, bildeten das so genannte *Potsdamer Schweresystem*.

Mit der Zunahme der erreichbaren gravimetrischen Messgenauigkeiten (als Folge neuer technologischer Entwicklungen) entstand der Bedarf, die Unzulänglichkeiten des Potsdamer Schweresystems, die nicht nur in dem relativ einfach zu berücksichtigenden Niveaufehler bestanden, sondern auch in Maßstabsunterschieden der einzelnen, dem System zugehörigen Schwerenetze, durch die Schaffung eines weltweiten neuen Schwerenetzes zu beseitigen. Dieses International Gravity Standardization Net (IGSN71) ersetzte nun seit 1971 das Potsdamer Schweresystem und begründete danach unmittelbar die Schaffung neuer nationaler Schwerenetze (in der Bundesrepublik Deutschland das *Schweregrundnetz 1976*).

Bis zur Fertigstellung neuer Schwerenetze mussten selbstverständlich die bisher vorhandenen Schwerenetze weiterverwendet werden, dies allerdings auf der Grundlage einer Transformation der Systemparameter. Eine solche Transformation hinsichtlich Schwereniveau *und* Schweremaßstab erfordert eine hinreichende Anzahl von identischen Punkten und ist in der Gravimetrie relativ einfach zu bewerkstelligen, wie am nachfolgenden Beispiel gezeigt wird.

Zum Zeitpunkt der Einführung galt in der Bundesrepublik Deutschland das *Deutsche Schwerenetz 1962* (DSN62), welches aus einem Schweregrundnetz (entstanden auf der Grundlage von Messungen mit Federgravimetern und Pendelgravimetern) sowie nachgeordneten Verdichtungsnetzen gebildet wurde. 111 Punkte dieses Netzes

waren direkte oder durch Anschlussmessungen gebildete identische Punkte des IGSN71. Aus den Schwerdifferenzen wurde die Transformationsgleichung abgeleitet:

$$g_i(IGSN71) = g_i(DSN62) - 15,06 + (g_i(DSN62) - 980632,71) 0,000291 [mGal];$$

Der Betrag 980632,71 stellt den Schwerewert des Punktes Irschenberg dar, als kleinstem Schwerewert aller verglichenen Punkte, ist also nicht der Potsdamer Schwerewert (dieser beträgt 981274 mGal).

Tektonik: Die Lehre von den in der Erde wirkenden Kräften und deren kinematischen Wirkungen auf die Lithosphäre sowie den oberen Teil der Asthenosphäre.

Lithosphäre im engeren Sinne ist ein oberflächennaher Bereich der Festen Erde, der je nach Region von der Erdoberfläche bis zu einer Tiefe von 50 bis 100 km reicht, in diesem Bereich verhält sich die Materie dominant wie feste Materie. Die Lithosphäre umfasst somit die Erdkruste und Teile des sogenannten oberen Erdmantels (**Aufbau der Erde**). Man kann die Lithosphäre als die „brüchige Haut der Erde“ bezeichnen, die auf einem mehr fließfähigen, leichter deformierbaren Untergrund schwimmt, der **Asthenosphäre**. Dies führt zum Phänomen der Isostasie, d.h. zu unterschiedlich tiefem Eintauchen unterschiedlich dicker und unterschiedlich schwerer Lithosphärenvolumina in die Asthenosphäre (**Archimedischer Auftrieb**); dieser Sachverhalt ist in den regionalen Schwereanomalien als induziertes Signal erkennbar.

Sprache: gr. *λίθος*, Stein Fels, *ασθενής*, schwach.

Theoretische Gezeiten: Dies sind die in einen Zeitraum für diskrete Zeitpunkte gebildeten Vertikalableitungen des lokalen **Gezeitenpotentials**. Die Theoretischen Gezeiten entsprechen physikalisch dem Schwereverlauf in einem Punkt der Erdoberfläche (bzw. innerhalb oder außerhalb der Erde) für den Fall eines starren, nicht deformierbaren Erdkörpers, auf dessen Oberfläche es keine beweglichen Wasser- und Luftmassen gibt (keine Meeresgezeiten und keine atmosphärischen Gezeiten).

Thermische Ausdehnung fester Körper: Änderungen der Temperatur eines festen Körpers bewirken Materialdehnungen bzw. -schrumpfungen. Die relative Längenänderung $\Delta l/l$ einer Strecke zwischen zwei Punkten eines festen Körpers ist materialabhängig. Der Koeffizient $\Delta l/l$ liegt bei den meisten Gebrauchsmetallen in der Größenordnung zwischen 10 und $20 \cdot 10^{-6}/^{\circ}\text{C}$; legierte Metalle, wie zum Beispiel Invar weisen einen Temperaturkoeffizienten von etwa $1 \cdot 10^{-6}/^{\circ}\text{C}$ auf. Besonders Längenstabil ist Quarz mit $0,3 \cdot 10^{-6}/^{\circ}\text{C}$. Im Vergleich zu den Gebrauchsmetallen ungünstiger ist das Verhältnis $\Delta l/l$ bei vielen Kunststoffen (z.B. Teflon mit 60 bis $100 \cdot 10^{-6}$).

Besteht ein fester Körper nur aus einem einzigen Stoff, so führen Temperaturänderungen lediglich zu Änderungen der geometrischen Dimension des Körpers (des „Maßstabs“). Ist dieser Körper jedoch aus unterschiedlichen Materialien mit unterschiedlichen Temperaturkoeffizienten zusammengesetzt, so bewirken Temperaturänderungen Änderungen der Körper-Geometrie; dieser Effekt wird zum Beispiel technisch genutzt bei Bimetall-Thermometern (zwei miteinander einseitig

verbundene Metallstreifen mit unterschiedlichen Temperaturkoeffizienten verformen sich bei Temperaturänderungen, die Verformung wird auf eine Anzeigeeinrichtung übertragen).

Thermische Effekte, gravimetrisch: Temperaturvariationen an und im mechanischen Sensorsystem erzeugen bei statischen Gravimetern Änderungen der Gleichgewichtslage, also Änderungen der Signalanzeige. Diese temperaturinduzierten Effekte werden durch geeignete Maßnahmen zur Thermostatisierung weitgehend vermieden. In Abhängigkeit von der Größe des Raumes (z.B. des inneren Gravimetergehäuses), innerhalb dessen eine zeitlich hinreichend stabiles Temperaturfeld erzielt werden soll, treten in Abhängigkeit von der Entfernung zum Temperatursensor relevante Abweichungen von der Regeltemperatur auf, insbesondere als Folge von Änderungen der Umgebungstemperatur des Gehäuses. Messtechnisch wirksam ist ferner der Wärmezufuss durch Sonneneinstrahlung; aus diesem Grunde sind schwarze Oberflächen des äußeren Gravimetergehäuses unter thermischen Gesichtspunkten als ungünstig einzustufen (Federn, Libellenjustierung).

Thermostatisierung: Aufgrund der thermischen Ausdehnung fester Körper verändert sich die Geometrie der einzelnen mechanischen Komponenten eines gravimetrischen Sensorsystems als Funktion der Temperatur; bei Gravimeterfedern kommen hinzu die thermisch induzierte Änderungen des Elastizitätsmoduls (bzw. des Torsionsmoduls) und des Schermoduls der Federn. Dieser Sachverhalt führt dazu, dass die Temperatur des Sensors und die seiner unmittelbaren Umgebung in ausreichendem Maße stabilisiert werden muss, um thermisch induzierte Effekte in den Messsignalen weitestgehend ausschließen. In unmittelbarer Nähe des gravimetrischen Sensors, und zwar an bestgeeigneter Stelle, wird daher ein Temperatursensor (z.B. ein Thermistor) angebracht, der den Heizstromkreis des Gravimeters so regelt, dass eine Temperaturstabilität im Bereich von 10^{-2} bis 10^{-4} °C (je nach Gravimetertyp) erreicht wird. Dabei gilt es aber zu beachten, dass die Temperatur nur an der Sensorstelle stabil geregelt wird, und sich mit zunehmendem Abstand von dieser Stelle innerhalb des Volumens des (inneren) Gravimetergehäuses die Temperaturstabilität als Folge des ortsabhängigen effektiven Wärmeflusses verringert (Thermische Effekte, gravimetrisch). Es ist einsichtig, dass eine räumliche Temperaturstabilität insgesamt umso besser erzielt werden kann, je kleiner das Volumen des Gravimetergehäuses ist.

Topographische korrigierte Bouguer-Reduktion: Bei der (einfachen) Bouguer-Reduktion wird der Raum zwischen der durch einen Beobachtungspunkt verlaufenden Niveaufläche und der einem Referenzpunkt unter dem Beobachtungspunkt zugeordneten Fläche durch das Modell einer unendlich ausgedehnten Kreisplatte ersetzt (Bouguersche Plattenreduktion). Die „topographische“ Oberfläche der Bouguerplatte ist somit eine Ebene. Die reale Erdoberfläche jedoch weist eine Topographie auf, die in der gravimetrisch relevanten Umgebung eines Beobachtungspunktes mehr oder weniger von einer horizontalen

Ebene abweicht. Um die physikalische Aussagekraft des Modells der Bouguer-Platte zu verbessern, sind somit die Erdoberfläche „einebnen“ und die zugeordneten Gravitationswirkungen der Einebnung zu berechnen.

Die Berechnung erfolgt auf der Grundlage des Gravitationsgesetzes unter Verwendung eines digitalen Geländemodells durch Bildung von Kreisplattensegmenten unterschiedlicher Höhe, denen jeweils eine bestimmte Dichte zugeordnet wird, oder (auf flexiblere Weise) mit Hilfe der Methode der Finiten Elemente. Umliegende Massen, die über dem Höhengniveau eines gravimetrischen Beobachtungspunktes liegen, werden (gedanklich) entfernt; dies führt zu einer Vergrößerung der topographisch reduzierten Schwere, da ein nach „oben“ gerichteter Gravitationseffekt beseitigt wird. Materiefreie Räume (wenn man von der Luftmaterie absieht) unterhalb des Höhengniveaus des Beobachtungspunktes werden mit Materie aufgefüllt; dies führt ebenfalls zu einer Vergrößerung der topographisch reduzierten Schwere, da ein nach „unten“ gerichteter Gravitationseffekt hinzugefügt wird. Durch Aufsummierung aller Einzelwerte erhält man den Gesamtbetrag der topographischen Bouguer-Reduktion dg_T .

Während die Genauigkeit des geometrischen Topographiemodells im Prinzip lediglich eine Funktion des Aufwandes ist, hängt die physikalische Signifikanz der berechneten topographischen Reduktionswerte grundsätzlich von der physikalischen Signifikanz der verwendeten Dichtewerte ab, die aus vorliegenden geologischen Informationen nur mit begrenzter Genauigkeit abzuleiten sind; realistischer Weise wird man mit relativen Dichteunsicherheiten im Bereich von 10% zu rechnen haben. Sofern die Modellwerte der Dichte gegenüber den „wahren“ Werten der Dichte jedoch eine Zufallsstreuung aufweisen, tritt eine Signifikanzverbesserung der *Summe* der Gravitationseffekte der berechneten Einzelwerte auf.

Topographisch korrigierte Bouguer-Anomalie: Dies ist die Abweichung des topographisch korrigierten, bouguerreduzierten und freiluftreduzierten Schwerewertes eines Punktes von der zugeordneten Normalschwere. Es gilt somit allgemein

$$\Delta g_{FBT} = g - \gamma_0 + (dg_F + dg_B + dg_T).$$

Vorzeichenkonvention für die Höhe beachten.

Allgemein gilt:

- Freiluft-Reduktion: Die Schwere nimmt im oberflächennahen Bereich der Erde mit abnehmender Höhe zu,
- Die Beseitigung der Massen der Bouguer-Platte unterhalb eines Beobachtungspunktes führt zu einer Verringerung der Schwere,
- Die topographische Korrektur des Schwereeffektes der Bouguer-Platte führt zu einer Vergrößerung der Schwere.

Topographischer Schwereeffekt: Die Gravitationswirkung der auf das Höhengniveau eines Punktes der Erdoberfläche bezogenen, diesen Punkt in einem gravimetrisch relevanten Bereich umgebenden topographischen „Massen“. Massenüberschüsse

treten auf *über* dem Beobachtungsniveau, *Massendefizite* unter dem Beobachtungsniveau.

Torsionsmodul: siehe Schermodul.

Trägheitskräfte: In einem Bezugssystem hat jeder Körper das Bestreben im Zustand der Ruhe oder geradlinigen gleichförmigen Bewegung zu verharren (Newtonsche Mechanik); dieses Phänomen wird als *Trägheit*, der genannte Sachverhalt als *Trägheitsgesetz* bezeichnet. Abweichungen von den genannten beiden kinematischen Zuständen (siehe Kinematik) führen zum Auftreten von Kräften, die als *Trägheitskräfte* (häufig auch als „Scheinkräfte“) bezeichnet werden. Die Zentrifugalkraft ist eine Trägheitskraft, da Rotationen zur Kategorie der beschleunigten Bewegung gehören.

Vertikaler Schweregradient: Die Änderung Δg der Schwere bei geringen vertikalen Ortsveränderungen Δh . Im mathematischen Sinne wäre der Gradient der Differentialquotient dg/dh in einem Punkt, in der messtechnischen Praxis wird der Differentialquotient jedoch durch den Differenzenquotienten $\Delta g/\Delta h$ ersetzt als bei hinreichend kleinem Δh hinreichendem Näherungswert.

Vibrationsstörquellen, gravimetrisch: Hauptsächliche Störquellen sind vibrierende Körper relativ großer Masse, wie z.B. große Motoren oder Stromgeneratoren, in der gravimetrisch relevanten Umgebung eines gravimetrischen Messpunktes. Die Vibrationen dieser Körper übertragen sich auf den Untergrund, und zwar umso stärker je lockerer der Untergrund ist, und führen zu entsprechenden Vibrationen des eingesetzten Gravimeters. Handelt es sich um ein Federgravimeter, so bewirken die Vibrationen axiale oder laterale hochfrequente Schwingungen der Gravimeterfeder, die dadurch unter bestimmten Bedingungen ihre wirksame Länge verändert. Dies kann dazu führen, dass während der Einflusdauer der Vibrationen die gravimetrische Messwertanzeige eine mehr oder weniger konstante Ablage erfährt, also einen systematischen Fehler aufweist.

Wirkungen einer Kraft: Die für die Gravimetrie wesentlichen mechanische Wirkungen einer Kraft auf einen Körper sind Deformationen und beschleunigte Bewegungen.

Zentralpunktverfahren: Bei kleinräumig flächenhafter Verteilung gravimetrischer Beobachtungspunkte werden die für die Bestimmung der instrumentellen Drift

erforderlichen zeitlichen Wiederholungsmessungen in einem ausgewählten Zentralpunkt ausgeführt.

Zentrifugalbeschleunigung: Bei der Rotation eines Körpers entsteht in jedem Körperelement eine senkrecht zur Rotationsachse verlaufende und von der Rotationsachse weg gerichtete Kraft (Zentrifugalkraft). Für die zugeordnete Zentrifugalbeschleunigung b gilt ($|b|$ = Betrag der Zentrifugalbeschleunigung):

$$|b| = r \omega^2 [m/s^2],$$

mit ω = Winkelgeschwindigkeit (in Bogenmaß pro Sekunde) und r = Abstand des Körperelementes von der Rotationsachse.