

---

## REDUKTIONSANOMALIEN IM HOCHGEBIRGE

B. Meurers

Universität Wien

---

### Abstract

At detailed gravimetric investigations in high mountainous areas extremely large reduction anomalies up to about 20 % of the gravity signal are caused by neglecting the lateral density distribution of surface rocks and the anomalous gradient of subsurface structures. The effects are discussed by a case study in the Eastern Alps (Schladminger Tauern). They can be reduced by applying surface rock density models and downward continuation methods retaining the high frequency content of the observed gravity field. Due to the short wavelength character of reduction anomalies the application of such methods is required especially before interpreting the high frequency component or applying inversion techniques.

### 1. Einleitung

Reduktionsanomalien entstehen bei der Berechnung von Schwerefeldern durch vereinfachte Annahmen bei der Durchführung der Niveau- und Massenkorrekturen und werden hauptsächlich durch folgende Faktoren verursacht:

1. Approximation der Topographie durch geometrisch einfache Modellkörper,
2. Modellannahme für die Normalschwere und ihre Höhenabhängigkeit,
3. Unvollständigkeit der Niveaureduktion durch Vernachlässigung des Störgradienten,
4. Inkorrektur Dichteansatz bei den Massenkorrekturen.

Das rein geometrische Problem der Approximation topographischer Massen durch mathematische Modelle ist selbst in unmittelbarer Stationsnähe durch Anwendung von Auswerteverfahren, die eine exakte Berechnung der Gravitationswirkung beliebig gestalteter Körper erlauben (z.B. Götze 1984, Granser 1984, Meurers 1986), mit ausreichender Genauigkeit lösbar.

Das Hauptproblem besteht somit in Effekten fehlerhafter Annahmen für die Reduktionsdichte und im Einfluß des Störgradienten bei der Niveaureduktion. Untersuchungen im Bereich der Ostalpen zeigen, daß die Amplitude solcher Reduktionsanomalien im Hochgebirge in der Größenordnung von mehr als 20 mGal liegen kann und damit bereits etwa 15 - 20 % des maximalen Schwere-signalen in den Ostalpen erreicht (Meurers 1992). Das Zusammenwirken von Geometrie (Geländemodell, Stationskoordinaten und -höhenverteilung) und phy-

sikalischen Feldgrößen (Dichteverteilung, Störgradient und Vertikalableitungen) führt im Hochgebirge infolge der rauen Topographie und der innerhalb geringer Distanzen auftretenden großen Stationshöhendifferenzen zu einer erheblichen Verstärkung der Reduktionsanomalien besonders im hochfrequenten, aber auch im langwelligen Bereich.

Diese Problematik besteht nicht im Rahmen der quantitativen Interpretation, sofern die komplette Krustenstruktur von den tiefen Stockwerken bis an die topographische Oberfläche, bei weit ausgedehnten Untersuchungsgebieten aber auch subkrustale Dichtehomogenitäten modelliert, und ihre Gravitationswirkungen an den wahren Stationskoordinaten berechnet werden. Mit modernen dreidimensionalen Modellrechnungsverfahren (z.B. Götze and Lahmeyer 1988) ist dies grundsätzlich möglich, in der Praxis jedoch wegen der Komplexität des Modellaufbaus mit großen Schwierigkeiten verbunden. Vor allem bei kleinräumigen Untersuchungen ist allein zur adäquaten Approximation der Topographie eine extrem große Anzahl geometrischer Parameter zu fordern, die im Hinblick auf interaktive Modellierung zu organisieren sind. Die Vernachlässigung der Vertikalgradientenanomalie tiefliegender Störkörper hat Auswirkungen auch im hochfrequenten Bereich, so daß sie durch eine Trendseparation nicht vollständig eliminiert werden können. Wenn nur bestimmte Feldanteile wie z.B. jene oberflächennaher Strukturen interpretiert werden sollen, so müssen daher vor der Residualfeldberechnung unbedingt Methoden zur Eliminierung dieser Reduktionsanomalien angewendet werden.

Die bei Annahme einer konstanten Dichte entstehenden Reduktionsanomalien lassen sich zumindest näherungsweise durch die Berechnung der Massenkorrektur unter Berücksichtigung einer lateral variablen Dichteverteilung der Oberflächengesteine beseitigen bzw. verringern (z.B. Meurers et al. 1990). Bereits relativ grobe digitale Dichtemodelle können dabei zu wesentlichen Verbesserungen führen. Dies zu zeigen, ist ein Ziel dieses Beitrages. Die Berücksichtigung des Störgradienten und seiner Vertikalableitungen führt auf das Problem der Feldfortsetzung zwischen beliebigen Flächen, zu dessen Lösung verschiedene Methoden angewendet werden können. Stellvertretend und ohne Anspruch auf Vollständigkeit seien als Beispiel die "equivalent source"-Verfahren (Dampney 1969; Bhattacharyya and Chan 1977; Hansen and Miyazaki 1984; Cordell 1992), die Approximation durch finite harmonische Reihen (Henderson and Cordell 1971; Granser 1982), Feldfortsetzung auf der Basis von Fouriertransformationen (Lahmeyer 1989; Meurers 1992) oder least squares Kollokation (Lahmeyer 1988) genannt.

Die Verbesserung durch Anwendung von Dichtemodellen und Feldfortsetzungsmethoden wird in diesem Beitrag am Beispiel einer Detailuntersuchung in den Schladminger Tauern dargestellt, bei der auf Grund der geringen Stationsabstände und stark bewegter Topographie mit großen Effekten zu rechnen ist.

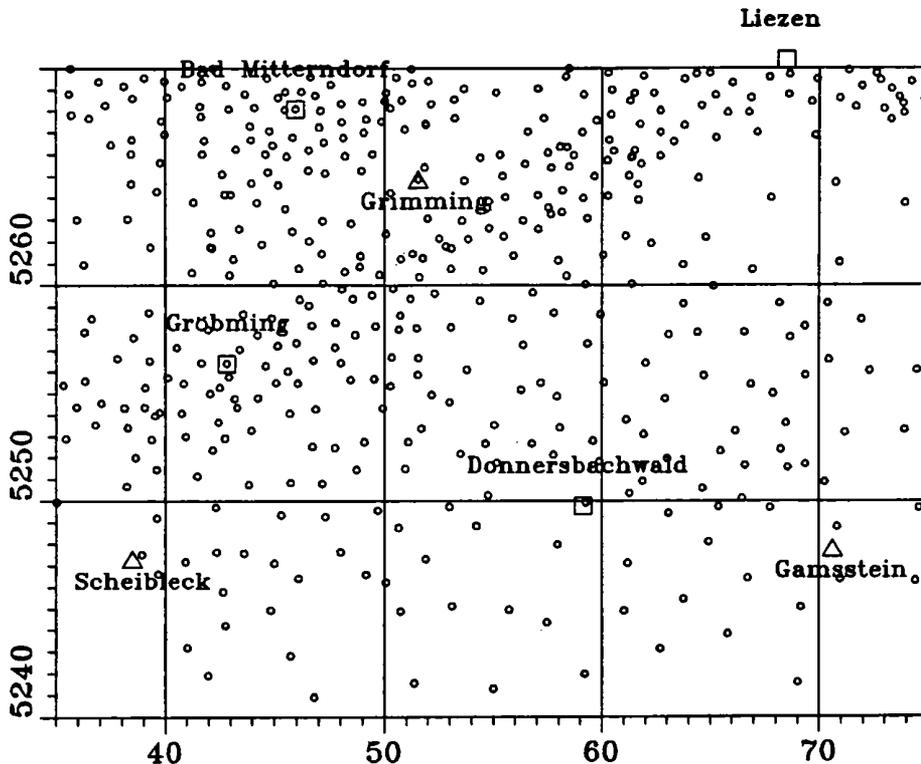


Fig. 1: Stationsverteilung im Bereich der Schladminger Tauern.  
Koordinatengitter: Gauss-Krüger Koordinaten in [km], M31

## 2. Standard-Bougueranomalie im Bereich der Schladminger Tauern.

Das Untersuchungsgebiet beginnt westlich von Gröbming im Ennstal und reicht etwa bis Liezen. Im Norden bedeckt es Teile der Dachstein-Decke und das Grimming-Massiv. Südlich des Ennstales dehnt es sich in die Schladminger und Wölzer Tauern aus. Die südliche Begrenzung liegt etwa in der Breite des Sölker Passes. Das Meßgebiet enthält Teile des zwischen Gröbming und Liezen stellenweise sehr breiten Ennstales und einige Gebirgsstöcke, die bis über 2600 m hinauf reichen. Damit wird insgesamt ein Höhenbereich von über 2000 m überstrichen. Die Grundlage der Meßpunktverteilung bilden Teile der gravimetrischen Ostalpentaverse (Meurers et al. 1987), die in diesem Gebiet ein mittleres Stationsintervall von 3 km aufweist. Dieses Punktnetz wurde in einer 1988 durchgeführten Meßkampagne wesentlich verdichtet, wobei die Stationen durch trigonometrische Verfahren vom bestehenden geodätischen Grundnetz aus eingemessen wurden. Die ökonomische Bewältigung dieser Messungen war im Hochgebirge nur durch den Helikopter-Einsatz des Österreichischen Bundesheeres möglich. Weitere Stationen im Bereich der Kalkalpen wurden von der ÖMV-AG zur Verfügung gestellt (Zych 1988). Die in Fig. 1 abgebildete Stationsverteilung des Meßgebietes zeigt, daß auf Grund der geringen Stationsintervalle mit sehr hochfrequenten Reduktionsanomalien zu rechnen ist.

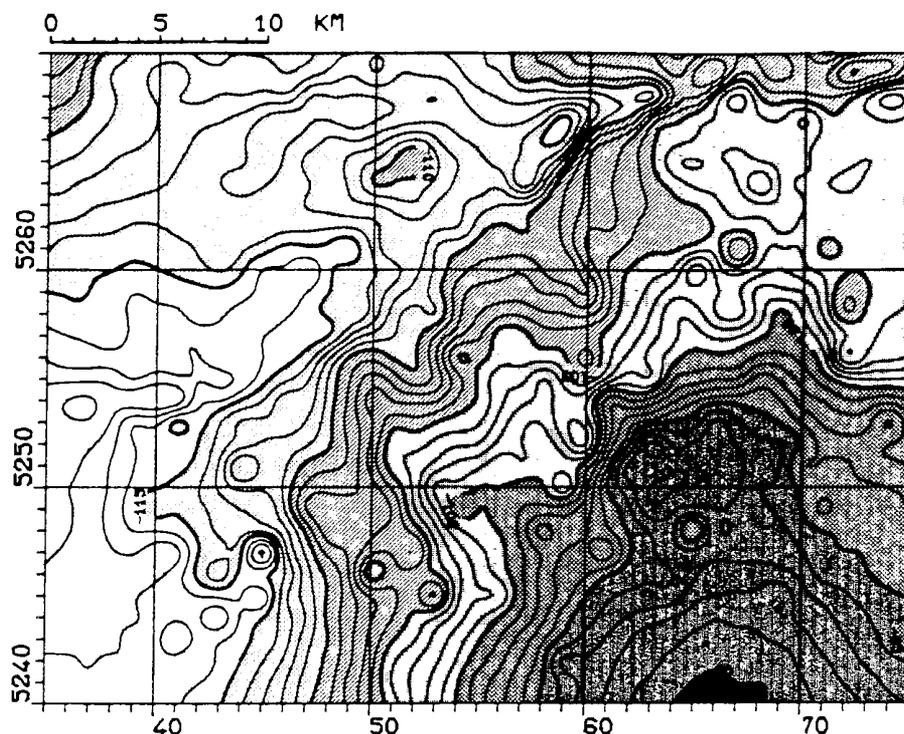


Fig. 2: Standard-Bouguer-anomalie der Schladminger Tauern. Graustufenintervall: 5 mGal, Isolinienintervall: 1 mGal.

Fig. 2 stellt die mit der Standarddichte von  $2.67 \text{ gcm}^{-3}$  berechnete Bouguer-anomalie dar. Die Berechnung beruht auf dem Geodätischen Referenzsystem 1980 im Österreichischen Schweregrundnetz, wobei für die Normalschwere- und Niveaureduktion Reihenentwicklungen bis zu Termen 2. Ordnung und eine atmosphärische Korrektur angewendet wurden (Wenzel 1985). Alle Massenreduktionen erfolgten sphärisch bis zu einer Distanz von 167 km. Diese und alle folgenden Schwereverteilungen wurden durch Prädiktion nach kleinsten Quadraten (Kraiger 1988) auf einem  $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$  Raster berechnet. Zur Vermeidung von Randeffekten bei späteren FFT-Anwendungen erfolgte die zur Bestimmung empirischer Kovarianzfunktionen notwendige Trendabspaltung durch Wellenlängenfilterung der mit Standardverfahren interpolierten Schwereverteilungen.

Die in Fig. 3 dargestellte Stationshöhenverteilung zeigt deutliche Korrelationen mit bestimmten Anomaliestrukturen. Dies gilt vor allem für den Bereich des Ennstales, wo eine mächtige Sedimentbedeckung zu erwarten ist, aber auch für einige nach Süden in die Schladminger Tauern reichende Seitentäler, entlang derer sich trotz nur geringmächtiger Talfüllung lokale, negative Anomalien zeigen. Das Ennstal wird außerdem von einem breiten, regionalen Schweretrog begleitet, der sich aus dem in dieser Abbildung nicht mehr enthaltenen Minimum im Bereich des Tauernfensters ablöst, und dessen Trogachse mit dem Talverlauf zusammenfällt.

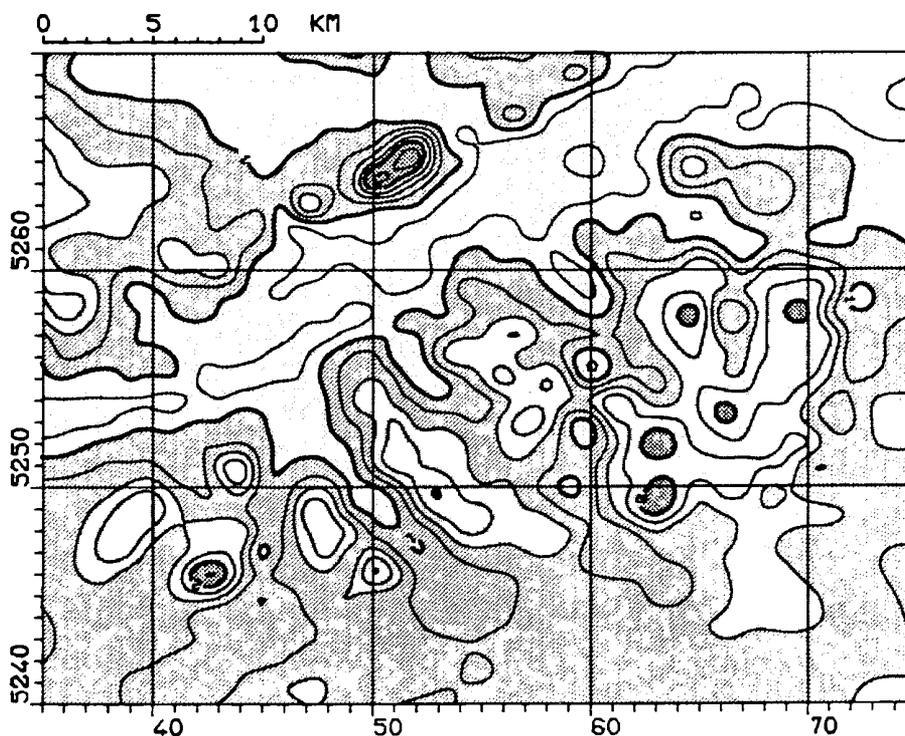


Fig. 3: Stationshöhenverteilung in den Schladminger Tauern. Graustufenintervall: 0.5 km, Isolinienintervall: 0.25 km.

### 3. Berechnung der Bougueranomalie mit variablem Dichteansatz

Für das Untersuchungsgebiet selbst liegen keine detaillierten Dichteinformationen vor. Es steht aber ein grobes, digitales Dichtemodell zur Verfügung, das den regionalen Dichteverhältnissen der Oberflächengesteine Rechnung trägt (Walach 1987). Es ist geprägt vom Übergang der mit  $2.70 \text{ gcm}^{-3}$  gut erfaßten nördlichen Kalkalpen zu den metamorphen Einheiten der südlich anschließenden paläozoischen Quarzphyllite ( $2.80 \text{ gcm}^{-3}$ ) und Glimmerschieferserien ( $2.85 \text{ gcm}^{-3}$ ). Die Ennstal-Sedimente selbst sind weder in bezug auf Dichte noch auf vertikale Erstreckung modelliert. Die Übergangszone zwischen Kalkalpen und Paläozoikum wurde durch Mittelwertbildung geglättet und weist im Dichtemodell einen Wert von  $2.75 \text{ gcm}^{-3}$  auf (Fig. 4).

Das Resultat der Bougueranomalie-Berechnung mit variablem Dichteansatz (Fig. 5) zeigt klar, daß ein großer Anteil der in Fig. 2 sichtbaren lokalen Anomalien auf das Zusammenwirken von Stationsgeometrie und Dichteverteilung zurückzuführen ist. Das Anomalienbild ist wesentlich ruhiger und läßt regionale Strukturen besser erkennen. Allgemein fällt auf, daß die Horizontalgradienten deutlich abnehmen. Der mit dem Ennstal verbundene Schweretrog regionalen Charakters erscheint in dieser Darstellung ebenfalls einheitlicher, da lokale Extrema insbe-

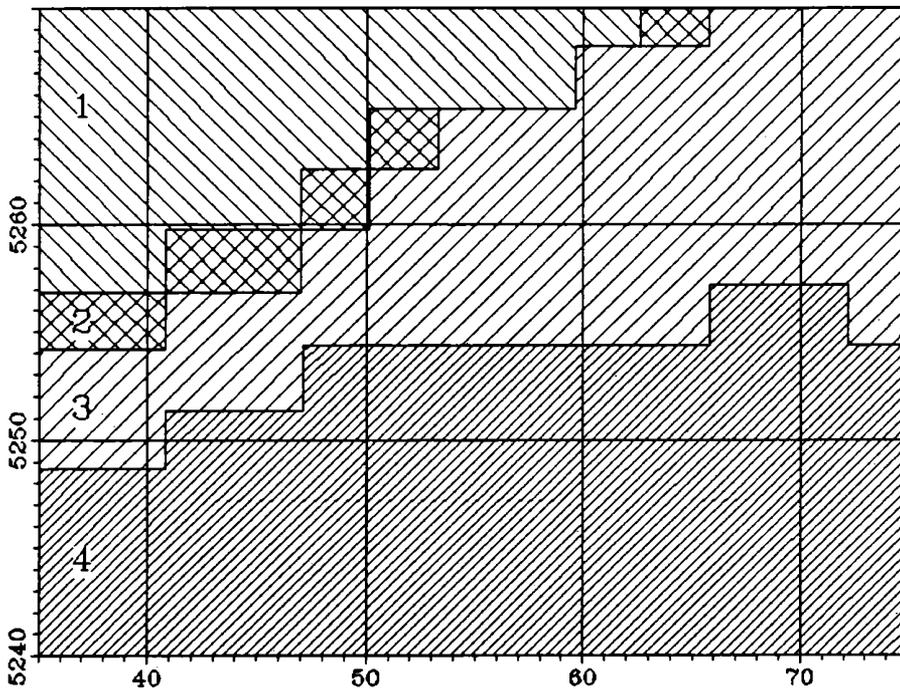


Fig. 4: Dichtemodell im Bereich der Schladminger Tauern. 1: Kalkalpen ( $2.70 \text{ gcm}^{-3}$ ), 2: Übergangszzone ( $2.75 \text{ gcm}^{-3}$ ), 3: Quarzphyllitserie ( $2.80 \text{ gcm}^{-3}$ ), 4: Glimmerschieferserie ( $2.85 \text{ gcm}^{-3}$ )

sondere im Bereich des Grimming-Massivs nur noch mit kleiner Amplitude auftreten. Infolge der generellen Zunahme der Massenreduktionsbeträge in südöstliche Richtung wirkt sich die Berücksichtigung der lateralen Dichteverteilung aber auch im langwelligen Feldanteil aus.

Die enge Korrelation der Differenzen der Schwereverteilungen aus Fig. 2 (Standard-Bougueranomalie) und Fig. 5 (Bougueranomalie mit variabler Dichte) mit den in Fig. 3 dargestellten Stationshöhen ist evident (Fig. 6). Wegen der nach Süden hin generell zunehmenden Dichte der Oberflächengesteine ist den lokalen, mit der Topographie korrelierenden Anomalieanteilen ein ausgeprägter regionaler Trend überlagert. Die maximalen Abweichungen im regionalen Maßstab betragen über 12 mGal, die kleinräumigen Reduktionsanomalien liegen in der Größenordnung von etwa 6 mGal. Es ist zu betonen, daß dieses Resultat bereits mit einem relativ einfachen, generalisierten Dichtemodell zustande kommt. Weitere Verbesserungen sind vor allem im Talbereich zu erwarten, wenn der Grenzverlauf zwischen anstehendem Festgestein und Sedimentbedeckung sowie die komplizierte lithologische Situation im Übergangsbereich zwischen Kalkalpen und Grauwackenzone detailliert erfaßt werden.

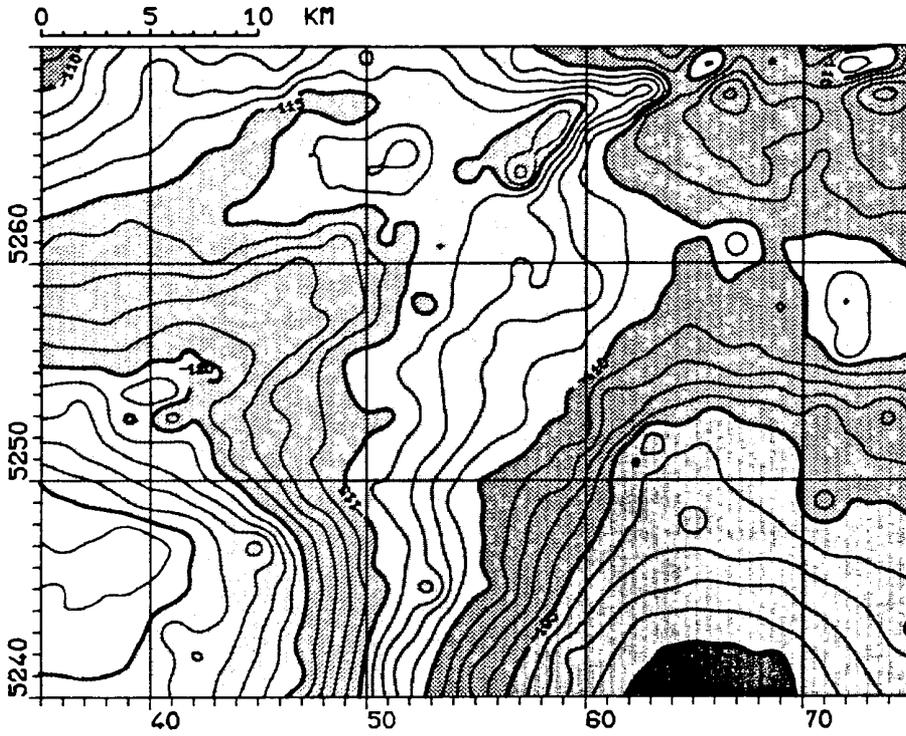


Fig. 5: Bougueranomalie mit variablem Dichteansatz in den Schladminger Tauern. Graustufenintervall: 5 mGal, Isolinienintervall: 1 mGal.

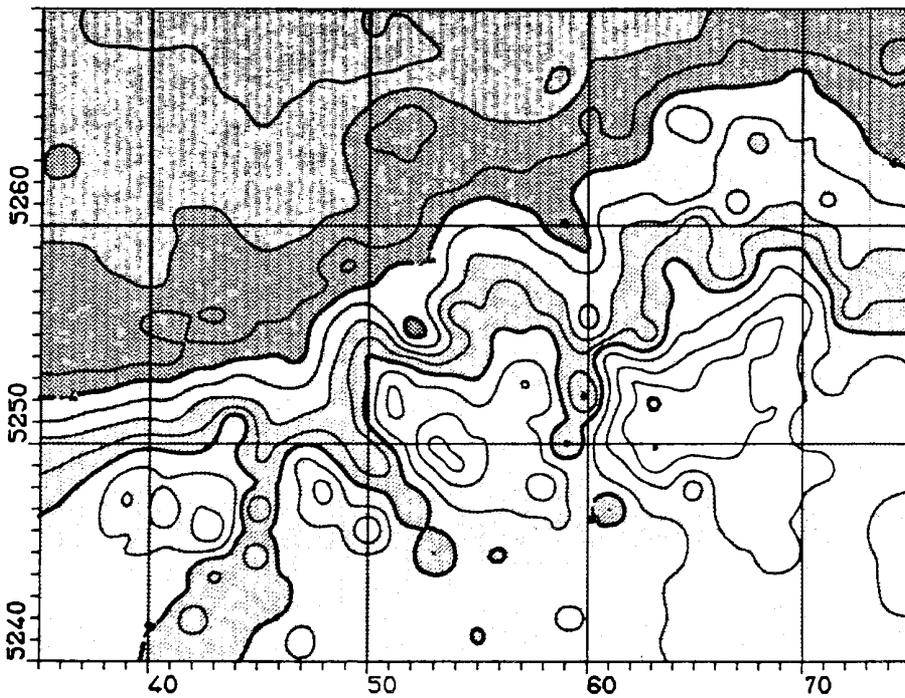


Fig. 6: Differenz zwischen mit variablem Dichteansatz berechneter und Standard-Bougueranomalie in den Schladminger Tauern. Graustufenintervall: 2 mGal, Isolinienintervall: 1 mGal.

#### 4. Feldfortsetzung auf das Reduktionsniveau

Zur Feldfortsetzung der im jeweiligen Stationsniveau gültigen Bouguerschwere auf ein ebenes Referenzniveau wurde ein iteratives Verfahren eingesetzt, das eine Verbesserung des linearen Ansatzes von Grant und West (1965) darstellt, in dem eine zusätzliche Niveauekorrektur mit dem aus der Schwereverteilung berechneten Vertikalgradienten vorgenommen wird. Die hier angewendete Methode approximiert auf iterativem Weg den mittleren Störgradienten zwischen Stations- und Reduktionsniveau im Sinne des Mittelwertsatzes der Integralrechnung. Aus synthetischen und praktischen Fallstudien sowie Konvergenzuntersuchungen für zwei- und dreidimensionale Massen folgt, daß die Feldfortsetzung durch eine relativ einfache Gleichung angenähert werden kann, solange der Quotient aus Feldfortsetzungshöhe und Quellentiefe nicht zu groß wird (Meurers 1992):

$$(1) \quad g(z_0) = g(h) + \frac{VG_1 + VG_2}{2} \cdot (h - z_0)$$

$VG_1 \dots$  Störgradient (1. Iterationsschritt)  
 $VG_2 \dots$  Störgradient (2. Iterationsschritt)  
 $z_0 \dots$  Höhe des Zielniveaus  
 $h \dots$  Stationshöhe

Diese Beziehung wird direkt auf die diskret vorliegenden Bougueranomali-Daten  $g(h)$  angewendet. Dabei ist keine Tiefpassfilterung der Ausgangsdaten notwendig, so daß deren hochfrequenter Anteil nicht reduziert wird. Die Vertikalgradienten  $VG_1$  bzw.  $VG_2$  werden durch DFT-Verfahren und Interpolation aus der im jeweiligen Iterationsschritt vorliegenden Schwereverteilung gewonnen, wobei nur hier zur Vermeidung numerischer Effekte und aus theoretischen Gründen (Feldfortsetzung im quellenfreien Raum) eine Wellenlängenfilterung vorgenommen werden muß. Das Resultat der Feldfortsetzung ist mittels Rekonstruktion der an den einzelnen Gravimeterstationen gültigen Schwere überprüfbar. Die Schwereverteilung entlang der zu den jeweiligen Stationen gehörenden, vertikalen Profile ergibt sich in diskreten Höhenniveaus durch die theoretisch einwandfreie Feldfortsetzung der durch Gl.(1) approximierten und auf der Reduktionsebene gültigen Bouguerschwere  $g(z_0)$ . Der Schwerewert im Stationsniveau läßt sich anschließend z.B. durch kubische Spline-Interpolation berechnen.

Das oben skizzierte Verfahren wurde auf die mit lateral variabler Dichteverteilung berechnete Bougueranomali (Fig. 5) angewendet. Dabei ist die für die Feldfortsetzung nach unten geforderte Quellenfreiheit zwischen Topographieoberfläche und dem Referenzniveau wesentlich besser realisiert als im Falle der Standard-Bougueranomali. Zur Filterung der Vertikalgradientenanomalien wurde eine Grenzwellenlänge von 20 km eingesetzt. Die Anwendung dieses iterativen Verfahrens führt zu einer weiteren Abschwächung lokaler und höhenkorrelierter Anomalien (Fig. 7), auf Grund des Charakters der räumlichen Störgradientenverteilung

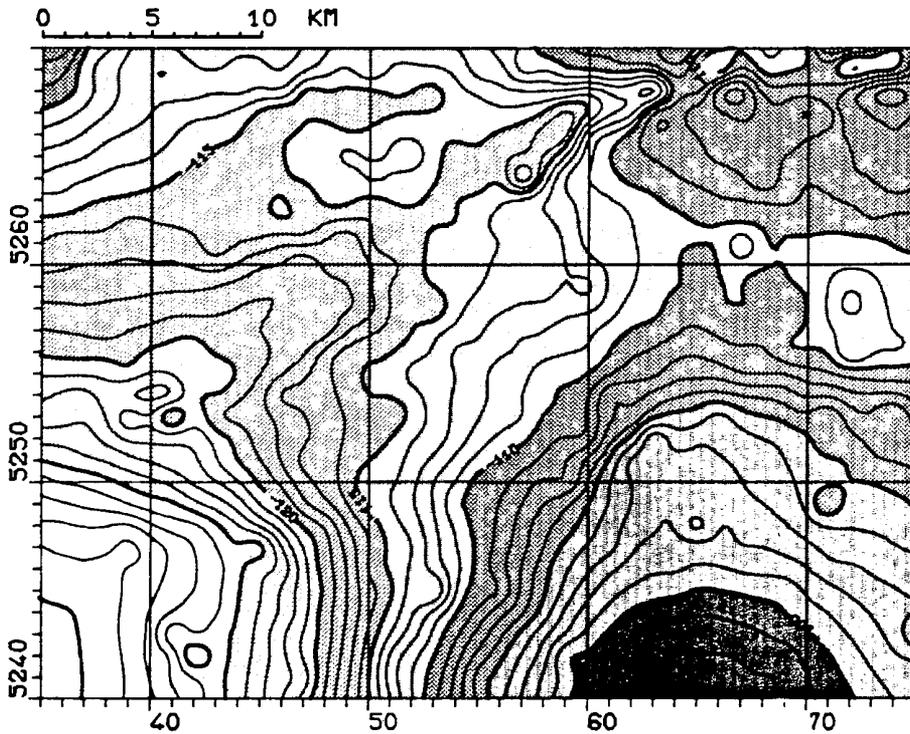


Fig. 7: Bougueranomalie mit variablem Dichteansatz in den Schladminger Tauern nach Feldfortsetzung auf das Reduktionsniveau. Graustufenintervall: 5 mGal, Isolinienintervall: 1 mGal.

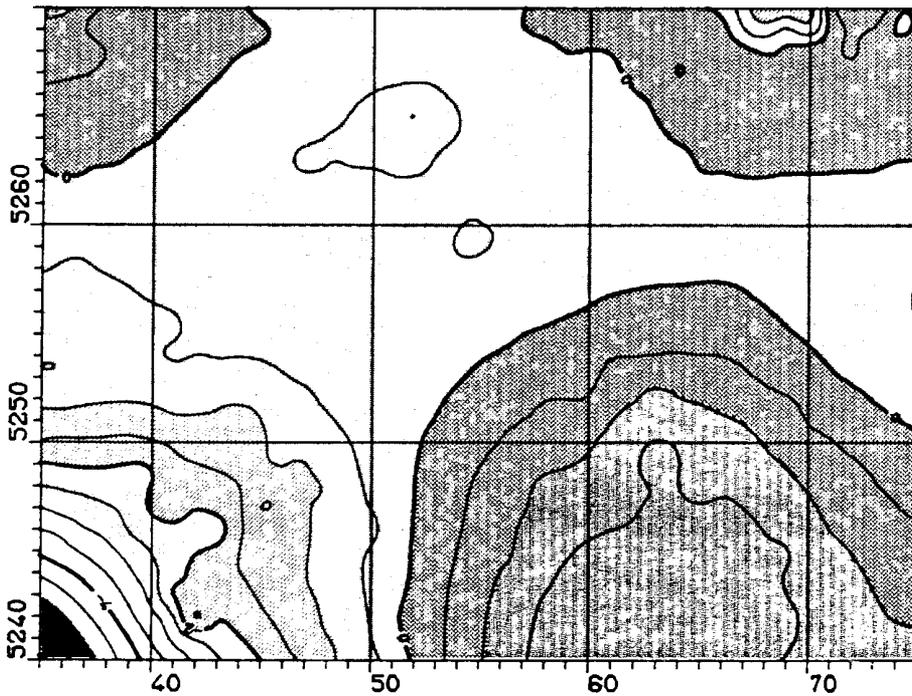


Fig. 8: Reduktionsanomalie durch Vernachlässigung des Störgradienten und seiner Vertikalableitungen in den Schladminger Tauern. Graustufenintervall: 1 mGal, Isolinienintervall: 0.5 mGal.

aber auch zu regionalen Effekten. Fig. 8 zeigt die durch die Feldfortsetzung erzielten Verbesserungen, die Werte zwischen -2 und +2 mGal annehmen. Die im südwestlichsten Bereich sichtbaren Abweichungen von über -5 mGal sind ein rein rechnerischer Randeffekt, der auf die Verwendung unterschiedlich weit über das Untersuchungsgebiet hinausgehender Datensätze bei der Interpolation bzw. Prädiktion der Schwereverteilungen zurückzuführen ist.

## 5. Zusammenfassung

Die hier diskutierte Fallstudie zeigt die extrem großen Amplituden von Reduktionsanomalien bei gravimetrischen Detailuntersuchungen im Hochgebirge. Beträge bis in die Größenordnung von weit über 20 % des gesamten Schwere-signals sind möglich. Als Folge der innerhalb bereits kleiner Meßpunktintervalle stark variierenden Stationshöhen sind die Reduktionsanomalien von sehr lokalen Anteilen geprägt, die sich einem regionalen Trend überlagern. Sie können aber durch Berechnung der Massenreduktionen unter Verwendung lateral variabler Dichtemodelle und durch Feldfortsetzungsverfahren weitgehend beseitigt werden. Beide Methoden sind vor allem dann zu berücksichtigen, wenn nur bestimmte Feldanteile (Residualfeld) mit Hilfe zwei- oder dreidimensionaler Modelle quantitativ interpretiert werden. Darüber hinaus sind sie Voraussetzung für alle Interpretationsschritte, die von einer auf gemeinsamer, ebener Bezugsfläche vorliegenden Schwereverteilung ausgehen (z.B. Inversionsverfahren, Massendefizituntersuchungen, isostatische Restfeldberechnung).

## 6. Literatur

- Bhattacharyya, B.K. and Chan, K.C.*, 1977: Reduction of magnetic and gravity data on arbitrary surfaces acquired in a region of high topographic relief. *Geophysics*, **42**, 1411-1430.
- Dampney, C.N.G.*, 1969: The equivalent source technique. *Geophysics*, **34**, 39-53.
- Cordell, L.*, 1992: A scattered equivalent-source method for interpolation and gridding of potential-field data in three dimensions. *Geophysics*, **57**, 629-636.
- Götze, H.J.*, 1984: über den Einsatz interaktiver Computergraphik im Rahmen dreidimensionaler Interpretationstechniken in Gravimetrie und Magnetik. Habilitationsschrift, TU Clausthal.
- Götze, H.J. and Lahmeyer, B.*, 1988 : Application of three dimensional interactive modeling in gravity and magnetics. *Geophysics*, **53**, 8, 1096-1108.
- Granser, H.*, 1982: Allgemeine Feldfortsetzung und Verfahren zur Dichtebestimmung angewandt auf gravimetrische Untersuchungen im Hochgebirge. Dissertation, Universität Wien.

- Granser, H.*, 1984: Topographic reduction of gravity measurements by numerical integration of boundary integrals. 46<sup>th</sup> meeting EAEG, London.
- Grant, F.S. and West, G.F.*, 1965: Interpretation theory in applied geophysics. McGraw Hill Book Co. Inc., New York.
- Hansen, R.O. and Miyazaki, Y.*, 1984: Continuation of potential fields between arbitrary surfaces. *Geophysics*, **49**, 787-795.
- Henderson, R.G. and Cordell, L.*, 1971: Reduction of unevenly spaced potential field data to a horizontal plane by means of finite harmonic series. *Geophysics*, **36**, 856-866.
- Kraiger, G.*, 1988: Influence of the curvature parameter on least-squares prediction. *Manuscripta geodaetica*, **13**, 164-171.
- Lahmeyer, B.*, 1988: Gravity field continuation of irregularly spaced data using least squares collocation. *Geoph. Jour.*, **95**, 123-134.
- Lahmeyer, B.*, 1989: Anwendungen der schnellen Fouriertransformation und der Quadratischen Programmierung bei der Interpretation von Schwerefeldern. Dissertation, Freie Universität Berlin.
- Meurers, B.*, 1986: Improvement of terrain corrections by applying numerical integration techniques and bicubic spline interpolation. *Boll. Geof. teor. appl.*, **28**, 111/112, 227-234.
- Meurers, B.*, 1992: Untersuchungen zur Bestimmung und Analyse des Schwerefeldes im Hochgebirge am Beispiel der Ostalpen. *Österr. Beitr. Met. Geoph.*, **6**, 146 S.
- Meurers, B., Ruess, D. and Steinhauser, P.*, 1987: The gravimetric Alpine traverse. In: Flügel, H.W. and Faupl, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Verlag Deuticke, Wien, 334-344.
- Meurers, B., Steinhauser, P. und Zych, D.*, 1990: Berechnung der Bouguer-anomalie im Hochgebirge unter Anwendung eines geologischen Dichtemodells. *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 1, 99-109.
- Walach, G.*, 1987: A digital model of surface rock densities of Austria and the Alpine realm. In: *The gravity field in Austria*. *Geod. Arb. Österr. Int. Erdmessung*, Neue Folge, Band IV, 3-9, *Österr. Komm. Int. Erdmessung*, Graz.
- Wenzel, H.G.*, 1985: Hochaufösende Kugelfunktionsmodelle für das Gravitationspotential der Erde. *Wiss. Arb. Univ. Hannover*, No 137.
- Zych, D.*, 1988: 30 Jahre Gravimetermessungen der ÖMV Aktiengesellschaft in Österreich und ihre geologisch-geophysikalische Interpretation. *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **9**, 155-175.

#### Danksagung

Die Feldmessungen fanden in Zusammenarbeit mit der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien und der Abteilung für Physikalische Geodäsie der Technischen Universität Graz statt. Einen wesentlichen Beitrag zum Gelingen der Feldmessungen leistete das Österreichische Bundesheer durch den Einsatz von Hubschraubern zur Transportunterstützung im Hochgebirge. Die ÖMV-AG stellte Daten im Bereich der Kalkalpen zur Verfügung. Den genannten Institutionen sei an dieser Stelle der Dank ausgesprochen.

