

## Werk

**Jahr:** 1977

**Kollektion:** fid.geo

**Signatur:** 8 Z NAT 2148:44

**Digitalisiert:** Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

**Werk Id:** PPN1015067948\_0044

**PURL:** [http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN1015067948\\_0044](http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN1015067948_0044)

**LOG Id:** LOG\_0097

**LOG Titel:** Zur Korrelation zwischen der Vertikalintensität des erdmagnetischen Feldes und dem Schwerefeld im ostalpinen Raum

**LOG Typ:** article

## Übergeordnetes Werk

**Werk Id:** PPN1015067948

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

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

## Terms and Conditions

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

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

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

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

## Contact

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

## **Zur Korrelation zwischen der Vertikalintensität des erdmagnetischen Feldes und dem Schwerefeld im ostalpinen Raum**

W. Seiberl, A. Franke, R. Gutdeutsch und P. Steinhauser

Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien,  
Währingerstraße 17, A-1090 Wien, Österreich

### **Correlation Between Magnetic and Gravimetric Data in the East Alpine Area**

**Abstract.** There is some evidence of a correlation between the Bouguer anomaly  $\delta g$  and the residuals  $\delta Z$  of the earth's magnetic field in the East Alpine area. If this correlation exists, it should be created by similar structures in the crust of the earth. To prove this, the gravimetric and magnetic data of parts of Central Europe were interpolated on a square grid with a grid spacing of  $\Delta s = 10$  km. In a next stage the gradients

$$\frac{\partial \delta g}{\partial x}, \frac{\partial \delta g}{\partial y}, \frac{\partial \delta g}{\partial z}$$

were estimated with the aid of approximation formulas. A correlation of  $\delta Z$  with the gradients of  $\delta g$  exists only in the eastern parts of Austria.

Two-dimensional model calculations along a profile from St. Valentin (near Linz) toward Klagenfurt shows that the  $\delta Z$  anomaly is caused by the upper boundary of a weakly magnetized crystalline basement. The latter has also a positive density contrast as compared to the above-lying rock formations. In contrast to the magnetic anomaly the Bouguer anomaly is additionally caused by rocks the Curie point isothermal layer.

**Key words:** Correlation between magnetic and gravimetric data – East Alpine area.

### **Einleitung**

Eine Korrelation zwischen der magnetischen Anomalie  $\delta Z$  und den Ableitungen der Schwereanomalie eines Störkörpers ist aufgrund potentialtheoretischer Zusammenhänge zu erwarten, wenn sich ein Störkörper sowohl in seiner homo-

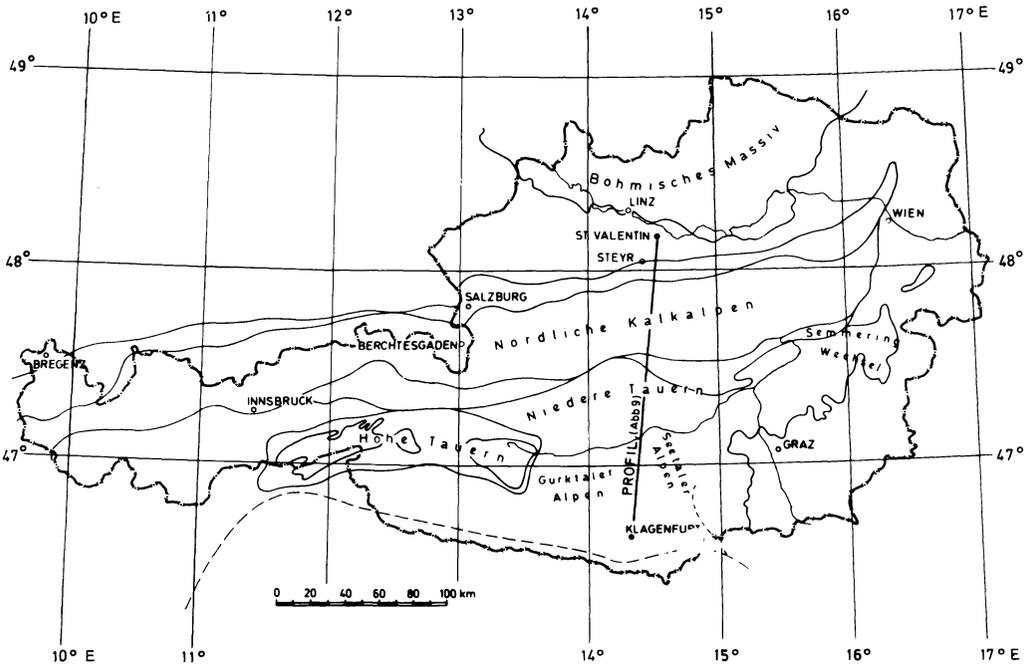


Abb. 1. Übersichtskarte des ostalpinen Raumes mit den wichtigsten geographischen Bezeichnungen

genen Magnetisierung als auch in seiner Dichte hinreichend von seiner Umgebung unterscheidet. Die simultane Untersuchung beider Meßgrößen und ihrer Korrelation kann daher insofern Zusatzinformationen über die stoffliche Zusammensetzung des Störkörpers liefern, als es auch nur wenige Gesteine gibt, bei denen Dichte und Magnetisierung gleichzeitig vom Durchschnitt abweichen. Hierzu gehören in erster Linie basische und ultrabasische Gesteine bei Temperaturen unterhalb des Curie-Punktes. Untersuchungen dieser Art wurden von Eötvös (1909) sowie später u.a. von Haalck (1929), Heiland (1946), Baranov (1957) und Linsser und Merritt (1970) durchgeführt und zeigten, daß die theoretisch gegebenen Beziehungen in der Praxis nicht immer klar erkennbar sein müssen, was zum Teil auf die oben erwähnten mineralogischen Voraussetzungen zurückzuführen ist. Überdies ist die Variationsbreite für Dichte und Magnetisierung von Gesteinen sehr unterschiedlich; die Dichteunterschiede erreichen im Extremfall nicht einmal den Betrag einer Größenordnung, während die Gesteinsmagnetisierung um etwa sieben Größenordnungen schwanken kann.

Die Vermutung, daß in Österreich eine Korrelation zwischen den gravimetrischen und geomagnetischen Feldgrößen besteht, legt ein Vergleich der Karten der geomagnetischen Landesaufnahme (Pühringer et al., 1975) und der Bouguer-Schwerkarte nahe. Von den bisher publizierten Bouguerkarten (u.a. Senftl, 1965; Makris, 1971) ist hier die Karte von Senftl (1965) verwendet worden. Die Bougueranomalie erreicht im Tauernfenster (Abb. 1) ihr Minimum von rund 160 mgal. Nördlich hiervon steigt  $\delta g$  langsam an, um bei Berchtesgaden (Abb. 1) ein schwaches Maximum zu durchlaufen. Das Bouguer-Minimum in den Hohen

Tauern (Abb. 1) korreliert recht gut mit einer kräftigen negativen Anomalie des Restfeldes  $\delta Z$ . Daher wurde als erster Test die Korrelation der  $\delta Z$ - und  $\delta g$ -Werte für ganz Österreich berechnet. Hierzu werden für die 227 Punkte der magnetischen Landesaufnahme, die praktisch gleichmäßig über das ganze Bundesgebiet verteilt sind, die Beträge der Bougueranomalie durch Interpolation aus der Schwerekarte bestimmt. Der so berechnete Korrelationskoeffizient beträgt  $r = 0,34$  und ist nach dem  $t$ -Verteilungstest statistisch signifikant (Sachs, 1968). Regional gesehen ergeben sich systematische Unterschiede im Grad der Korrelation. Die beste Übereinstimmung ergibt sich in der Molasse des westlichen Donautales, den Niederen Tauern, Gurktaler- und Seetaler Alpen sowie Teilen der Hohen Tauern (Abb. 1), also auf einer Fläche, die etwa der Hälfte des gesamten Untersuchungsgebietes entspricht. Bei Beschränkung auf dieses Gebiet steigt der Korrelationskoeffizient auf  $r = 0,66$  bei 138 Datenangaben und ist gemäß  $t$ -Test ebenfalls statistisch signifikant (Sachs, 1968). Eine wesentlich bessere Korrelation zwischen der Bougueranomalie und dem Vertikalintensitäts-Restfeld ist nicht zu erwarten, da ja die Korrelation nach der Theorie erst mit den Ableitungen der Schwerkraft gegeben sein soll, was daher näher untersucht werden soll.

### Grundlagen der Bearbeitungsmethode

Die Anomalie des Magnet- und Schwerefeldes möge durch  $N$  Körper mit den Dichten  $\rho_i$  und den homogenen Volumenmagnetisierungen  $\mathbf{m}_i = (m_{x_i}, m_{y_i}, m_{z_i})$  ( $i = 1, 2, 3 \dots N$ ) hervorgerufen sein. Dann leitet man für die Vertikalintensität des erdmagnetischen Feldes ab:

$$\delta Z = \sum_{i=1}^N \delta Z_i = \frac{1}{f} \sum_{i=1}^N \left( \frac{m_{x_i}}{\rho_i} \frac{\partial \delta g_i}{\partial x} + \frac{m_{y_i}}{\rho_i} \frac{\partial \delta g_i}{\partial y} + \frac{m_{z_i}}{\rho_i} \frac{\partial \delta g_i}{\partial z} \right) + \delta Z_0(x, y, z), \quad (1)$$

( $f = \text{Gravitationskonstante}$ )

wobei  $\delta Z_i$  und  $\delta g_i$  die durch den  $i$ -ten Körper erzeugte Vertikalkomponente des magnetischen bzw. Schwerefeldes sind und  $\delta Z_0$  einen Feldanteil bedeutet, der nicht von  $\mathbf{m}_i$  hervorgerufen wird. Da im allgemeinen nur  $\delta g = \sum \delta g_i$  durch Messungen bestimmt wird, müssen die partiellen Ableitungen der Schwerebeschleunigung näherungsweise aus  $\delta g$  abgeleitet werden. Überwiegt unter  $N$  Körpern die Wirkung eines einzigen Körpers der Dichte  $\rho$  und der homogenen Magnetisierung ( $m_x, m_y, m_z$ ) dann kann man Gl. (1) vereinfacht schreiben

$$\delta Z \approx \frac{1}{f\rho} \left( m_x \frac{\partial \delta g}{\partial x} + m_y \frac{\partial \delta g}{\partial y} + m_z \frac{\partial \delta g}{\partial z} \right) + \delta Z_0(x, y, z) \quad (2)$$

oder mit Abkürzungen

$$\delta Z = B \frac{\partial \delta g}{\partial x} + C \frac{\partial \delta g}{\partial y} + D \frac{\partial \delta g}{\partial z} + \delta Z_0(x, y, z). \quad (3)$$

Es ist möglich, den Ansatz (3) zu prüfen, wenn man  $\delta Z_0(x, y, z)$  als Rest des Regionalfeldes interpretiert und mit  $A = \text{const.}$  ansetzt. Unter diesen Voraussetzungen sind die Koeffizienten  $A$ ,  $B$ ,  $C$  und  $D$  durch Minimalisierung der Fehlerquadrate, integriert über die Fläche  $F$ ,

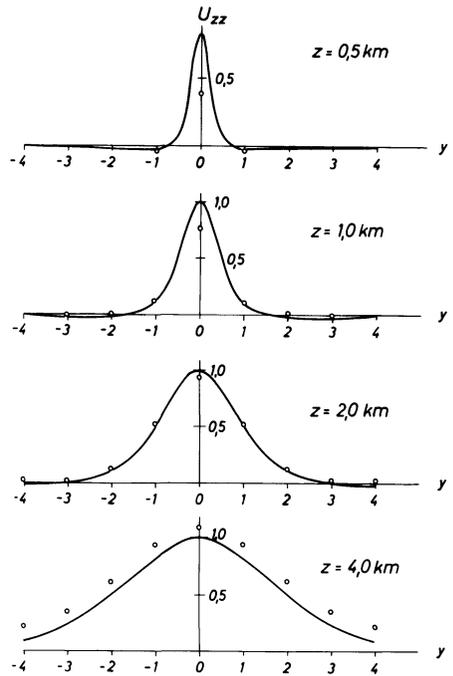
$$\sigma^2 = \iint_F \left( \delta Z(x, y) - A - B \frac{\partial g(x, y)}{\partial x} - C \frac{\partial g(x, y)}{\partial y} - D \frac{\partial g(x, y)}{\partial z} \right)^2 = \min \quad (4)$$

bestimmbar. Dieses Doppelintegral kann näherungsweise durch eine Doppelsumme ersetzt werden, weil  $\delta Z$ , sowie die Gradienten von  $g$  auf Gitterpunkten diskret vorgegeben sind. Im konkreten Fall wurde ein  $5 \times 5$ -Raster mit einem Punktabstand von 10 km gewählt.  $\sigma_{\min}^2$  kann dann als Maß für die Güte der Näherung und damit auch für die Wahrscheinlichkeit der Vermutung gelten, daß die magnetische und gravimetrische Anomalie auf den gleichen Störkörper zurückzuführen sind. Weiterhin wird eine über das gesamte Untersuchungsgebiet homogene Magnetisierung angenommen. Diese Annahme ist gerechtfertigt, wenn man nur induzierte Magnetisierung (derzeitige Feldrichtung) zuläßt. Die Richtung des geomagnetischen Feldes ändert sich im untersuchten Gebiet um kaum mehr als  $2^\circ$  bis  $3^\circ$  sowohl der geographischen Breite als auch der Länge nach. Diese Größen sind bei der Betrachtung des Restfeldes durchaus zu vernachlässigen.

### Aufbereitung der Daten

Zunächst werden die Residuen  $\delta Z$  mit Hilfe der Ergebnisse der geomagnetischen Landesvermessungen von Bayern, Österreich und der südlichen Tschechoslowakei auf einem quadratischen Raster von 10 km Seitenlänge durch lineare Interpolation bestimmt (Pühringer et al., 1975; Wienert 1965; Burmeister, 1960; Bouska et al., 1959). Das Auflösungsvermögen des Verfahrens wird durch den mittleren Punktabstand von ca. 15 km bestimmt. Man muß daher Gebiete bzw. Anomalien ausschließen, die bei diesem Punktabstand nicht mehr aufgelöst werden (Nyquist-Wellenzahl  $1/30$  km). Dieses ist in einigen interessanten Gebieten wie z.B. dem südlichen Burgenland (Szénás, 1967) und in den Hohen Tauern (Angenheister et al., 1972) der Fall. Diese Gebiete müssen deswegen gesondert untersucht werden.

In der gleichen Weise wurden die Bouguerkarten bearbeitet. Die so bestimmten, auf ein quadratisches Raster bezogenen  $\delta g$ -Werte wurden sodann überlappend in Flächenstücke zu je  $7 \times 7$  Punkten bzw.  $60 \times 60$  km<sup>2</sup> aufgeteilt. Für jedes dieser Flächenstücke erfolgte eine Berechnung des Vertikalgradienten  $\frac{\partial \delta g}{\partial z}$  nach dem von Jung (1961) beschriebenen Auszählendiagramm. Jung weist darauf hin, daß die Verwendung dieses Verfahrens nur zu Näherungen führt und für Punktmassen in der Tiefe  $s$  bzw.  $2s$  ( $s$  = Rasterabstand, hier 10 km) 70% bzw. 90% des Extremwertes ergibt. Eine genaue Analyse zeigt weitere Fehler für große Tiefen des Störkörpers. Abbildung 2 stellt die exakten Ergebnisse für eine Punktmasse in der Tiefe  $z$  den Näherungen gegenüber. Für  $z = 4s$  wird zwar die



**Abb. 2.** Vergleich zwischen den theoretischen Werten von  $\frac{\partial \delta g}{\partial z}$  über einem kugelförmigen Störkörper in verschiedenen Tiefen  $z$  (ausgezogene Linie) und den nach Jung (1961) bestimmten  $\frac{\partial \delta g}{\partial z}$ -Werten (Punkte)

Form der Kurve recht genau wiedergegeben, doch erscheint sie parallel zu positiven Werten hin verschoben. Dieser Fehler muß als eine Folge der Vernachlässigung des außerhalb des Flächenstückes liegenden Integrationsgebietes angesehen werden. Die in Abbildung 3a wiedergegebenen  $\frac{\partial \delta g}{\partial z}$ -Werte zeigen einen deutlichen Trend, der generell von NE nach SW abnimmt. Daraus wäre unter Umständen zu schließen, daß der Einfluß von Massen mit Tiefen über 40 km unter dem Alpenkörper stärker ist als außerhalb davon, was aus Überlegungen über den Aufbau der Erdkruste verständlich erscheint. In diesem Falle wäre der Trend als verfahrensbedingter Fehler anzusehen. Aus diesem Grund wurde der lineare Trend von den  $\frac{\partial \delta g}{\partial z}$ -Werten subtrahiert. Das sich ergebende Feld  $\frac{\partial \delta g}{\partial z}$  ist in Abbildung 3b wiedergegeben.  $\frac{\partial \delta g}{\partial z}$  korreliert deutlich mit  $\delta Z$  (Abb. 6). Im Falle der Tauernanomalie erscheint jedoch das  $\frac{\partial \delta g}{\partial z}$ -Minimum gegen das  $\delta Z$ -Minimum nach Norden verschoben, vermutlich als Folge einer gewissen Asymmetrie des  $\delta Z$ -Feldes.

Die Bestimmung von  $\frac{\partial \delta g}{\partial x}$  und  $\frac{\partial \delta g}{\partial y}$  an einem Punkt  $x=i\Delta s, y=j\Delta s$  aus dem Schwerewert  $\delta g_{i,j}$  erfolgte mit Hilfe folgender Näherungsformeln:

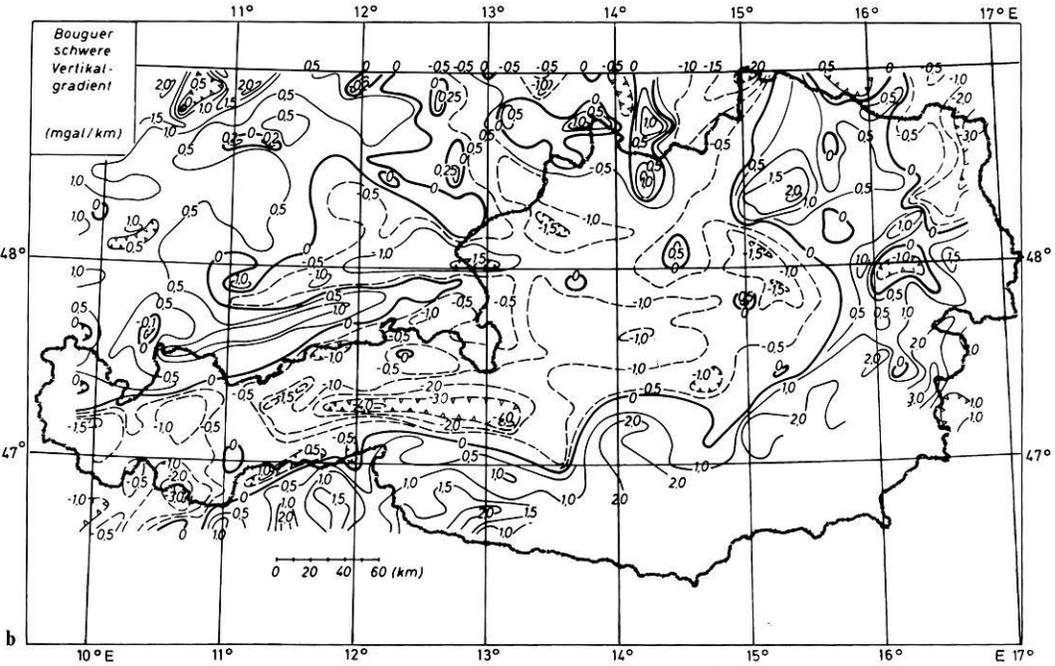
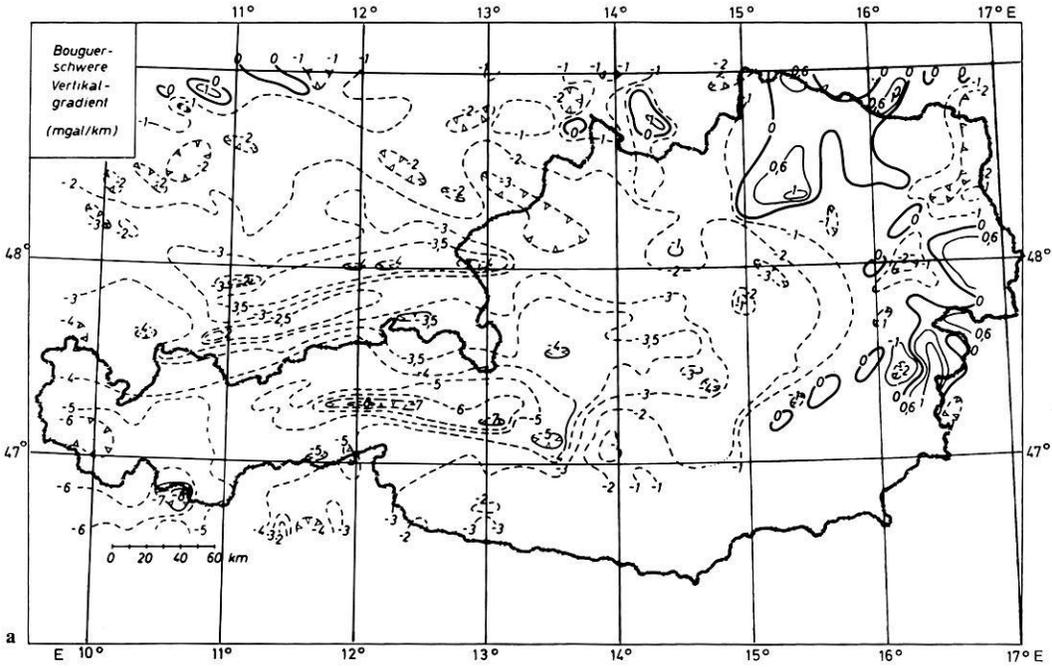


Abb. 3a und b. (a) Die regionale Verteilung des Vertikalgradienten  $\left(\frac{\partial \delta g}{\partial z}\right)$  der Bouguerschwere im ostalpinen Raum; (b) Die regionale Verteilung des Vertikalgradienten  $\left(\frac{\partial \delta g}{\partial z}\right)$  der Bouguerschwere nach Entfernung des linearen Trends

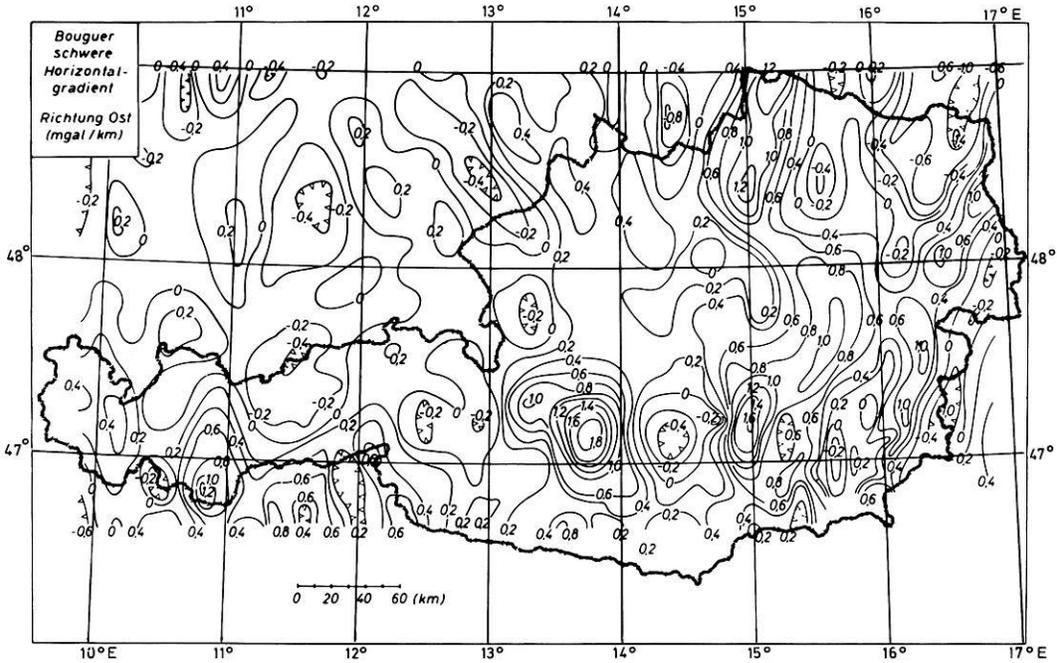


Abb. 4. Die regionale Verteilung des Horizontalgradienten  $\left(\frac{\partial \delta g}{\partial y}\right)$ , Richtung Ost, der Bouguerschwere im ostalpinen Raum

$$\frac{\partial \delta g}{\partial x}(x_i, y_i) \approx \sum_{v=1}^3 (\delta g(x_{i+1}, y_{j-2+v}) - \delta g(x_{i-1}, y_{j-2+v})) / 6s \quad (5)$$

$$\frac{\partial \delta g}{\partial y}(x_i, y_i) \approx \sum_{v=1}^3 (\delta g(x_{i-2+v}, y_{j+1}) - \delta g(x_{i-2+v}, y_{j-1})) / 6s \quad (6)$$

Die Ergebnisse sind in den Abbildungen 4 und 5 zu finden.

Stellt man die Abbildungen 3a, 4 und 5 der  $\delta Z_i$ -Karte (Abb. 6), die das Ergebnis einer Glättung der  $\delta Z_i$ -Werte auf einem  $3 \times 3$  Gitterpunktnetz ist, gegenüber, so erkennt man, daß die Streichrichtung der Alpen in allen Karten

– bis auf die für  $\frac{\partial \delta g}{\partial y}$  – dominant ist. Jedoch kann man schon visuell erkennen,

daß die Ableitungen der Schwere nur in wenigen engbegrenzten Gebieten mit  $\delta Z$  korrelieren. So ist z.B. die Korrelation im Bereich der Anomalie, die in den Nördlichen Kalkalpen im Raum von Berchtesgaden liegt („Berchtesgadner Anomalie“ (Gänger, 1954; Bleil und Pohl, 1976)), schlecht, hingegen weiter östlich im Raum um Steyr besser. Die Verteilung der Standardabweichung  $\sigma$ , angewendet auf kleinere Teilflächen mit einer Ausdehnung von  $40 \text{ km} \times 40 \text{ km}$  gibt diesen Sachverhalt noch genauer wieder (Abb. 7). Diese Darstellung der „Fehlergebirge“ zeigt in den Zentralalpen große Werte, im Raum des Alpenvorlandes kleinere. Besonders sei auf die geringen Fehler im Gebiet des Semmerings und Wechsels, im östlichen Böhmischem Massiv und im Raum um Steyr (Abb. 1) hingewiesen.

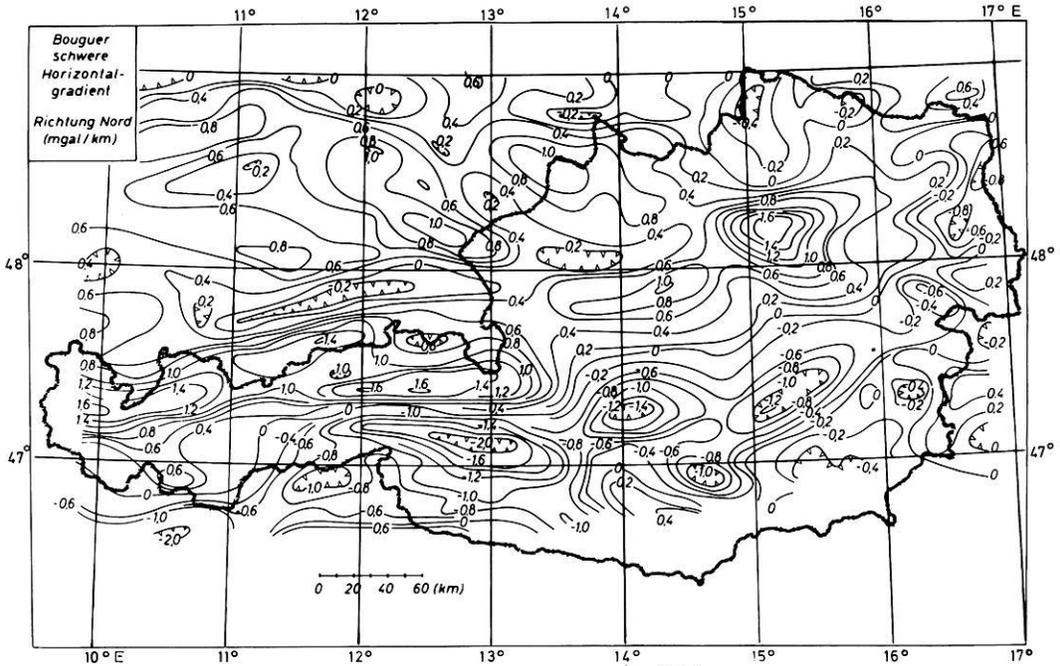


Abb. 5. Die regionale Verteilung des Horizontalgradienten  $\left(\frac{\partial \delta g}{\partial x}\right)$ , Richtung Nord, der Bouguer-schwere im ostalpinen Raum

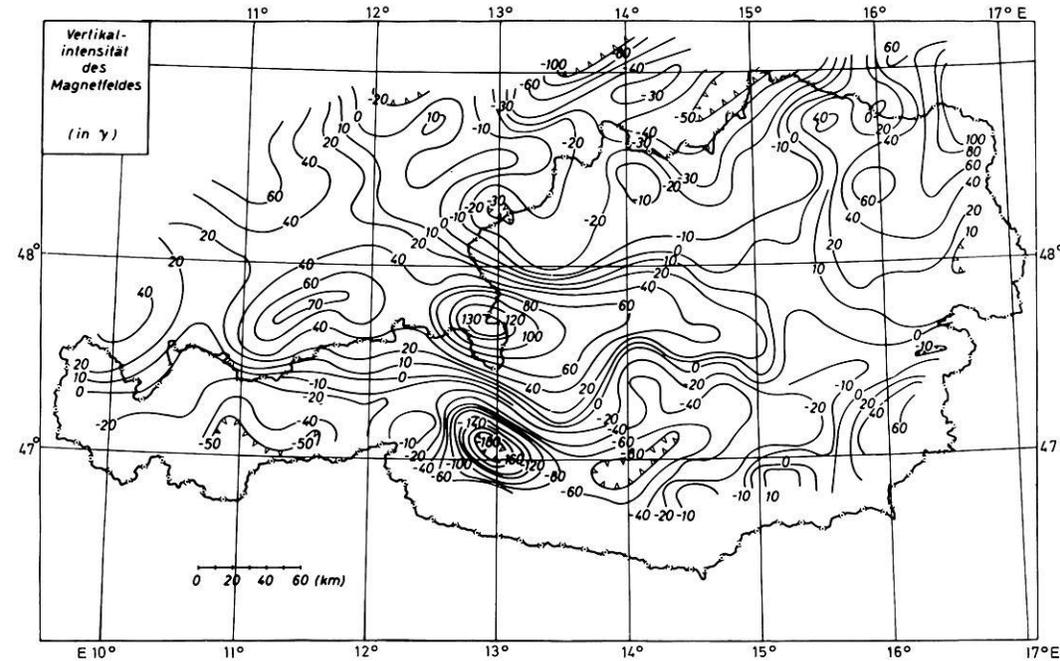


Abb. 6. Die Residuen ( $\delta Z$ ) der Vertikalintensität des erdmagnetischen Feldes im ostalpinen Raum

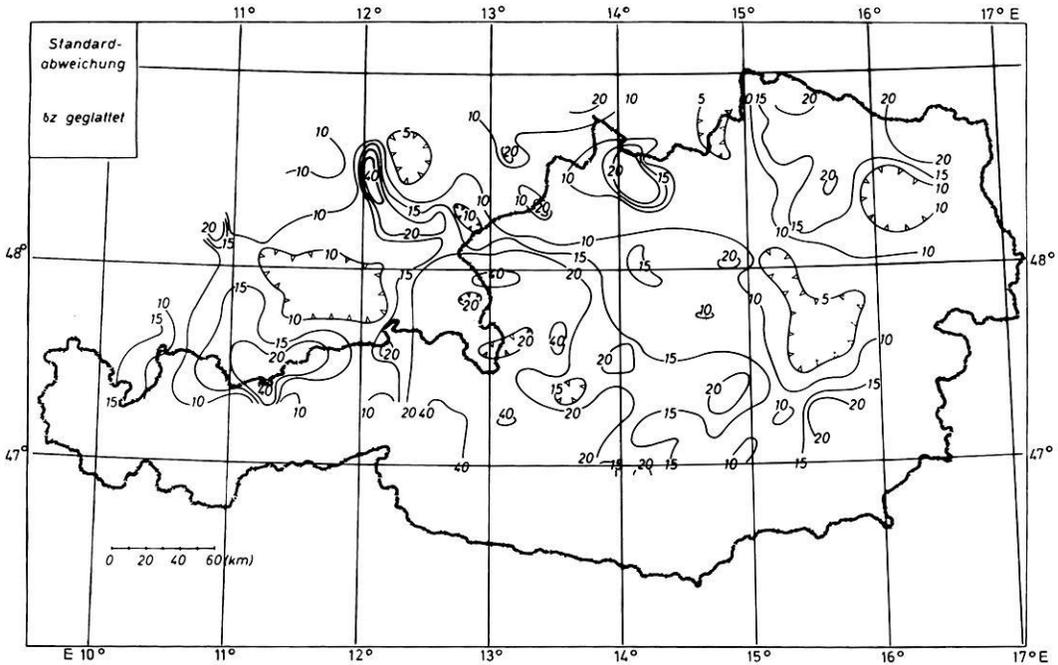


Abb. 7. Die regionale Verteilung der Isanomalien der Standardabweichung im ostalpinen Raum ( $\delta Z$  geglättet)

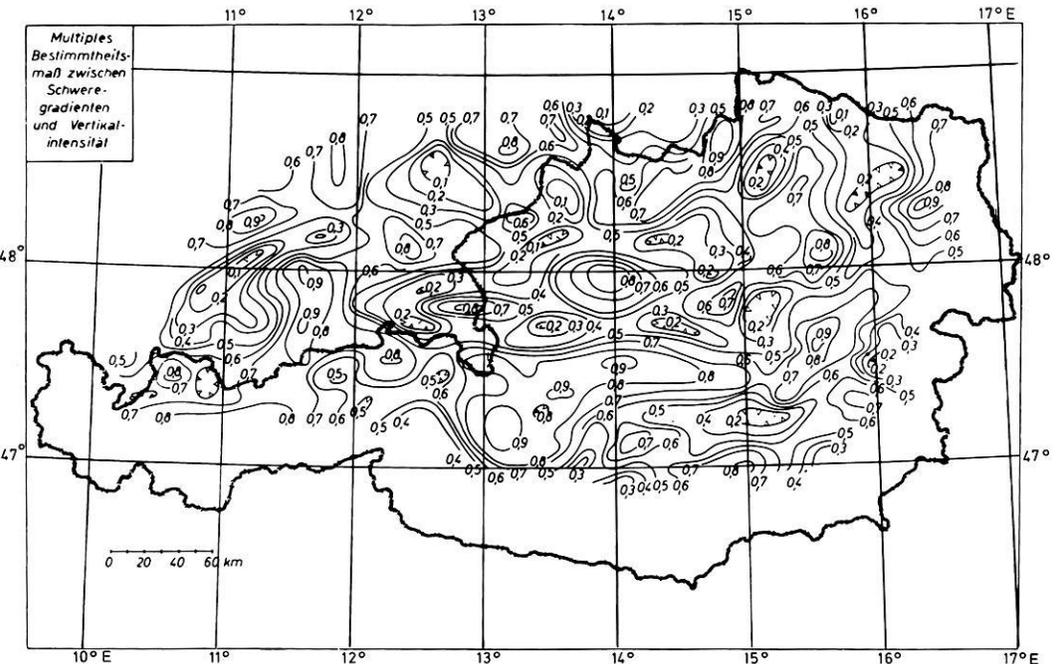


Abb. 8. Die regionale Verteilung des multiplen Bestimmtheitsmaßes ( $r^2$ ) zwischen den Schweregradienten ( $\frac{\partial \delta g}{\partial x}, \frac{\partial \delta g}{\partial y}, \frac{\partial \delta g}{\partial z}$ ) und der Vertikalintensität ( $\delta Z$ ) im ostalpinen Raum

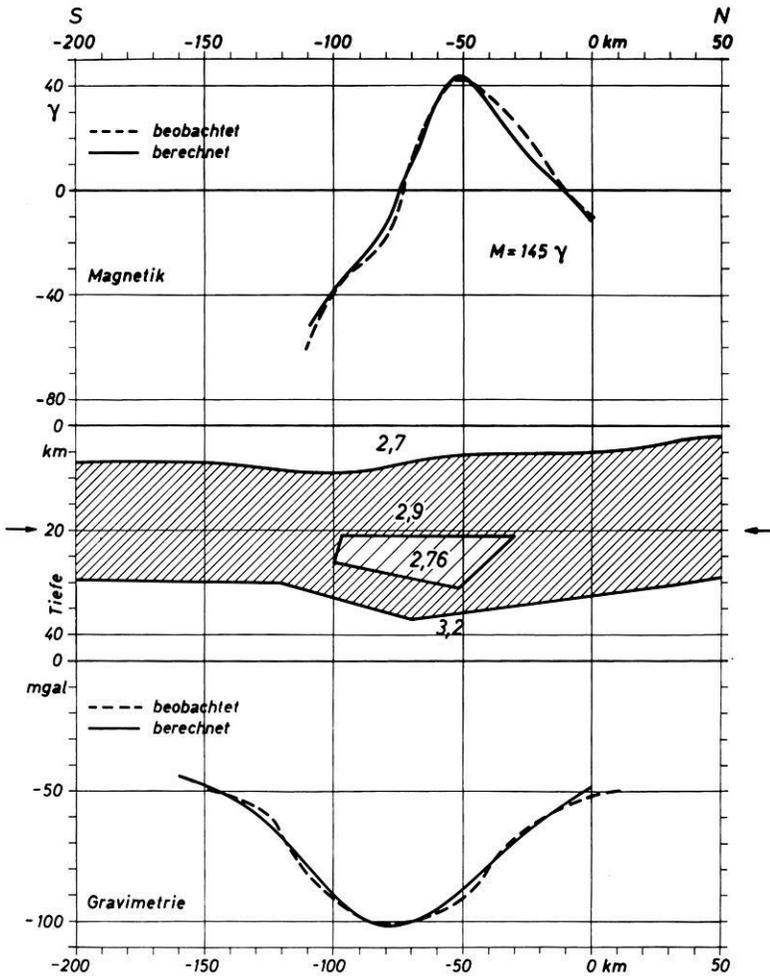


Abb. 9. Gravimetrische und magnetische zweidimensionale Modellrechnungsergebnisse entlang eines Profils von St. Valentin (bei Linz) in Richtung Klagenfurt (die Curiepunktisotherme liegt in 20 km Tiefe und ist mit einem Pfeil gekennzeichnet)

Da das multiple Bestimmtheitsmaß ( $r^2$ ) (vgl. (Sachs, 1968)) ein noch allgemeineres Kriterium für die Korrelation zwischen  $\delta Z$  und den Ableitungen der Schwere bildet, wurde auch diese Größe bestimmt und wie die oben erwähnte Standardabweichung  $\sigma$  aufgetragen.

Das Ergebnis findet sich in Abbildung 8. Die vergleichsweise hohen Werte für  $r^2$  dürfen nicht erstaunen, denn man muß ja in Betracht ziehen, daß  $\frac{\partial \delta g}{\partial x}$ ,  $\frac{\partial \delta g}{\partial y}$ ,  $\frac{\partial \delta g}{\partial z}$  nicht unabhängig voneinander gemessen, sondern aus  $\delta g$  berechnet wurden. Das Resultat zeigt große Ähnlichkeit mit der  $\sigma$ -Verteilung in Abbildung 7.

Als einen ersten Versuch, einen gemeinsamen Störkörper für die beobachteten Schwere- und Magnetikwerte zu finden, wurde ein zweidimensionales Modell längs eines Profiles (Abb. 1), das von St. Valentin in Richtung Klagenfurt verläuft, gerechnet. Dabei wurde von einer möglichst einfachen Modellannahme ausgegangen. Die Tiefe zur Curiepunkt-Isotherme, unter der keine Magnetisierung mehr möglich ist, wurde mit einheitlich 20 km festgesetzt. Dieser Annahme liegt ein Temperaturgradient von  $1^{\circ}\text{C}/33\text{ m}$  zugrunde. In Abbildung 9 sind sowohl die beobachteten als auch die berechneten Profilwerte, nebst dem zugehörigen Modell, zusammengefaßt. Die Magnetisierung des Störkörpers kann aus plausiblen Gründen nicht hoch sein; sie wurde mit  $m = 145 \gamma$  angenommen. Die angenommenen Dichtewerte sind im Modell eingetragen und entsprechen den üblichen – etwas schematisierten Vorstellungen – über den Aufbau der Ostalpen. Demnach wird die magnetische Anomalie durch die obere Begrenzung eines schwach magnetischen Grundgebirges, das zusätzlich einen Dichtekontrast gegen die Überlagerung zeigt, verursacht. Die Tiefe bis zu dieser Grenzfläche beträgt im Norden des Profiles ca. 2 km. Sie erreicht unter den Alpen ihren größten Wert mit 9 km. Im Süden verläuft die Oberkante des Grundgebirges in einer Tiefe von etwa 7 km. Die Schwereanomalie wird zusätzlich noch durch Massen unterhalb der Curiepunkt-Isotherme verursacht, wobei die Moho-Diskontinuität eine Tiefenlage zwischen 29 km und 38 km aufweist.

Aus dieser Untersuchung ist zu folgern, daß entgegen dem visuellen Eindruck, den die gravimetrischen und magnetischen Anomalien in Österreich vermitteln, eine ursächliche Korrelation nur in Teilen besteht.

*Danksagung.* Diese Arbeit stellt einen Beitrag dar, der aus Mitteln des National Komitees „Geodynamisches Projekt“ der Österreichischen Akademie der Wissenschaften finanziert wurde. Hierfür sei der Österreichischen Akademie der Wissenschaften herzlich gedankt.

## Literatur

- Angenheister, G., Bögel, H., Gebrande, H., Giese, P., Schmidt-Thomé, P., Zeil, W.: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. *Geol. Rundschau* **61**, 349–395, 1972
- Baranov, V.: A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics* **22**, 359–383, 1957
- Bleil, U., Pohl, J.: The Berchtesgaden Magnetic Anomaly. *Geol. Rundschau* **65**, 756–767, 1976
- Bouska, J., Bucha, V., Koci, A.: Geomagnetische Karten der Tschechoslowakischen Republik für die Epoche 1958, 0. Travaux Inst. Géoph. Acad. Tchéc. Sci. Nr. 12, *Geophys. sborník*, Prague, 1959
- Burmeister, F.: Magnetische Vermessung II. Ordnung von Bayern 1955, 0. *Geoph. Observ. Fürstentfeldbruck d. Univ. München, Serie B, Nr. 1*, München, 1960
- Eötvös, R.: Bericht über geodätische Arbeiten in Ungarn, besonders über Beobachtungen mit der Drehwaage. *Verhand. 16. Konf. Int. Erdmessung*, 341 pp., London 1909
- Gänger, R.: Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadner Kalkalpen und ihrem Vorland. *Diss. Naturwiss. Fak. Univ. München* 1954
- Haalck, H.: Zur Frage der Erklärung der Kursker magnetischen und gravimetrischen Anomalie. *Gerlands Beitr. Geophys.* **22**, 241–255 und 385–399, 1929
- Heiland, C.A.: *Geophysical Exploration*. New York: Prentice-Hall Inc. 1946
- Jung, K.: *Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik*. Leipzig: Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.G. 1961

- Linser, H., Merritt, R.K.: Comparison of gravimetric and magnetic data by the formation of pseudomagnetic fields. 32 nd EAEG-meeting. Edinburgh (Scotland) 1970
- Makris, J.: Aufbau der Erdkruste in den Ostalpen aus Schweremessungen und die Ergebnisse der Refraktionsseismik. Hamburger Geophys. Einzelschr., Heft 15, Hamburg 1971
- Pühringer, A., Seiberl, W., Trapp, E., Pausweg, F.: Die Verteilung der erdmagnetischen Elemente in Österreich zur Epoche 1970, 0. Arbeiten a.d. Zentralanstalt f. Meteor. u. Geod., Heft 14, Wien 1975
- Sachs, L.: Statistische Auswertemethoden. Berlin Heidelberg NewYork: Springer 1968
- Senftl, E.: Schwerekarte von Österreich, Bouguer-Isanomalien. Bundesamt f. Eich- und Vermessungswesen, Wien 1965
- Szénás, G.: Geofizikai Közlemények. Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai intézet kiadványa, XVI. Kötet, 4. Szám Műszaki könyvkiadó, Budapest 1967
- Wienert, K.: Ergebnisse der erdmagnetischen Beobachtungen im Jahre 1964. Geoph. Observ. Fürstenfeldbruck d. Univ. München, Serie A, Nr. 7 (Einleitung), München 1965

Eingegangen am 23. Mai 1977/in revidierter Fassung am 16. Juni 1978