
Berichte über den Tiefbau der Ostalpen

Tagungsbericht

über das

2. Internationale Alpengravimetrie - Kolloquium

Wien 1980

Heft 11

Herausgegeben

von

Bruno Meurers und Peter Steinhauser

Wien 1983

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

Publikation Nr. 273

Tagungsbericht

über das

2. Internationale Alpengravimetrie - Kolloquium Wien 1980

Heft 11

Herausgegeben

von

Bruno Meurers und Peter Steinhauser

Wien 1983



Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

Publikation Nr. 273

Geol.B.-A. Wien



**Das Werk ist urheberrechtlich geschützt. Die dadurch begründeten Rechte bleiben vorbehalten.
Auszugweiser Abdruck des Textes mit Quellenangabe gestattet.**

Druck und Verlag: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien

INHALT	Seite
Vorwort	III
Tagungsteilnehmer	V
Tagungsprogramm	
I. Regionale Vermessungen	
H.J. Götze (TU Clausthal, z.Z. U Wien): Regionale Schwere- messungen im Ostalpenraum.	3
P. Cagienard (ETH Zürich): Schwereanomalien und Tiefenstruktur des Aar Massivs.	9
G. Walach (MU Leoben): Regionale gravimetrische Messungen am Alpenostrand.	19
D. Ruess (U Wien): Gravimetrische Untersuchungen am Ostrand des Tauernfensters.	23
V. Rosam (U Wien): Schwerekarte von Nord-Vorarlberg.	31
D. Ruess, P. Steinhauser und B. Meurers (U Wien): Schweremessungen auf der gravimetrischen Alpen-Traverse.	33
II. Lokale Vermessungen	
G. Walach (MU Leoben): Gravimetrische Untersuchungen im Fohns- dorf - Knittelfelder Tertiärbecken und seiner Kri- stalliner Umrahmung.	39
A. Hussain und G. Walach (MU Leoben): Schweremessungen in der Kohlengrube Fohnsdorf (Steiermark).	43
A. Hussain und G. Walach (MU Leoben): Gravimetrische Untertage- messungen in der Grube Bleiberg (Kärnten).	47
P. Steinhauser (U Wien), G. Gangl (DoKW) und F. Makovec (TU Wien): Detailuntersuchung der Diendorfer Störung bei Melk.	53
H.J. Götze (TU Clausthal, z.Z. U Wien): Gravimetrische Unter- suchungen zur Erfassung der Trogtiefe einiger Alpen- täler.	65
S. Seren (U Wien): Korrelation von gravimetrischen und magneti- schen Anomalien im Bereich des Serpentin von Kraubath.	71
III. Erdzeiten und Lotabweichungen	
H. Lichtenegger (TU Graz): Registrierung der Vertikalkomponente auf dem Profil Graz-Sopron-Tihany.	83

	Seite
B. Meurers (U Wien): Gravimetrische Erdgezeitenregistrierung auf dem Profil Tihany-Wien-Innsbruck.	80
G. Duma (ZA Meteorologie u. Geodynamik, Wien), B.Meurers (U Wien): Zur Erdbebenauslösung durch Erdgezeitenkräfte.	97
H. Schmitz-Hübsch (DGFI München): Lotschwankungsmessungen am nördlichen Alpenrand.	111
G. Gerstbach (TU Wien): Untersuchungen der Tiefenstruktur des Wiener Beckens aus Lotstörungen.	113
 IV. Meßmethodik und Auswertung	
G. Boedecker (DGFI München): Über die Leistungsfähigkeit von LCR-Gravimetern für präzise Schweremessungen.	121
B. Meurers, D. Ruess und P. Steinhauser (U Wien): Zur Bestimmung des Skalenfaktors eines LCR-Gravimeters.	123
H. Sünkel (TU Graz): Ein Modul zur vollautomatischen Darstellung des Erdschwerefeldes.	131
H.J. Götze (TU Clausthal, z.Z. U Wien): Über die Verwendung einiger numerischer Auswerteverfahren.	155
P. Steinhauser, W. Seiberl, A. Biedermann (U Wien): Zur Korrelation von gravimetrischen und magnetischen Meßergebnissen am Beispiel eines tertiären Vulkanits.	161

VORWORT

Am 6. und 7. März 1980 wurde an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik das 2. Alpengravimetrie-Kolloquium abgehalten. Zu Arbeitsgesprächen und Vorträgen über verschiedene Probleme der gravimetrischen Untersuchungen der Ost- und Westalpen trafen sich Geophysiker, Geodäten und Geologen aus der BRD, der Schweiz und Österreich.

Insgesamt wurden 22 Referate vorgetragen. Die Tagung wurde in 4 Themenkreise organisiert:

Im 1. Abschnitt wurde über die von den einzelnen Instituten durchgeführten regionalen gravimetrischen Vermessungen der Alpen berichtet. Der 2. Themenkreis behandelte lokale Vermessungen und Detailuntersuchungen kleinräumiger Gebiete. Die folgende Session enthielt Referate über Erdzeiten- und Lotstörungsuntersuchungen, während im 4. Abschnitt instrumentelle Probleme und Fragen der Auswertemethodik erörtert wurden.

Neben den Vorträgen und den anschließenden fruchtbaren Diskussionen soll der vom Großteil der Tagungsteilnehmer geäußerte Wunsch nach Erstellung einer Datenbank mit sämtlichen die gravimetrische Untersuchung der Alpen betreffenden Informationen herausgestellt werden.

Auf der Basis der während des Kolloquiums von den Autoren aufgelegten Tischvorlagen enthält der vorliegende Tagungsbericht alle Referate des 2. Alpengravimetrie-Kolloquiums, soweit sie nicht bereits erfolgte Veröffentlichungen zum Inhalt haben. In diesem Fall wird eine Kurzzusammenfassung mit Literaturzitat präsentiert.

Allen Teilnehmern sei für ihren Beitrag am Gelingen dieser Tagung gedankt, ebenso den Mitarbeitern des Institutes für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien sowie der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik für organisatorische Hilfe und Herstellung dieses Berichts.

Wien, Oktober 1982

Bruno Meurers und Peter Steinhauser

TAGUNGSTEILNEHMER

Augustin Gert	Institut für Vermessungswesen, Universität Innsbruck, Technikerstraße 13, 6020 Innsbruck
Bauer Bruno	Ziviltechniker Postfach 58, 6370 Kitzbühel
Biedermann Alexander	Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien, Hohe Warte 38, 1190 Wien
Boedecker Gerd	Deutsches Geodätisches Forschungs- institut, Marstallplatz 8, D-8 München
Buchholz Gerhard	ÖMV AG, Ressort Geologie Hintere Zollamtstraße, 1030 Wien
Cagienard Pius	Institut für Geodäsie und Photo- grammetrie ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich
Gerstbach Gottfried	Institut für Höhere Geodäsie, TU Wien Gußhausstraße 27-29, 1040 Wien
Götze Hans-Jürgen	Institut für Geophysik, TU Clausthal Postfach 230, D-3392 Clausthal- Zellerfeld
Grimm Albert	Institut für Vermessungswesen, Universität Innsbruck, Technikerstraße 13, 6020 Innsbruck
Gutdeutsch Rolf	Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien, Währingerstraße 17, 1090 Wien
Hösch Konrad	Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien, Hohe Warte 38, 1190 Wien
Lichtenegger Herbert	Institut für Landesvermessung, TU Graz Steyrergasse 17, 8010 Graz
Meurers Bruno	Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien, Hohe Warte 38, 1190 Wien

Rosam Vera	Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien, Hohe Warte 38, 1190 Wien
Ruess Diethard	Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien, Hohe Warte 38, 1190 Wien
Schmitz-Hübsch Harald	Deutsches Geodätisches Forschungs- institut Marstallplatz 8, D-8 München
Seiberl Wolfgang	Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien, Hohe Warte 38, 1190 Wien
Senftl Erich	Bundesamt für Eich- und Vermessungs- wesen, Friedrich-Schmidt-Platz 3, 1080 Wien
Seren Siri	Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien, Hohe Warte 38, 1190 Wien
Steinhauser Peter	Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien, Hohe Warte 38, 1190 Wien
Stuber Klaus	Deutsches Geodätisches Forschungs- institut Marstallplatz 8, D-8 München
Sünkel Hans	Institut für Erdmessung und Physika- lische Geodäsie, TU Graz, Steyrergasse 17, 8010 Graz
Wachtel Georg	ÖMV-AG, Ressort Geologie, Hintere Zollamtstraße, 1030 Wien
Walach Georg	Institut für Geophysik, Montanuni- versität Leoben, 8700 Leoben
Weber Fritz	Institut für Geophysik, Montanuni- versität Leoben, 8700 Leoben
Wessely Godfrid	ÖMV-AG, Ressort Geologie, Hintere Zollamtstraße, 1030 Wien
Zych Diethard	ÖMV-AG, Ressort Geologie, Hintere Zollamtstraße, 1030 Wien

I. REGIONALE VERMESSUNGEN

CAGIENARD
GÖTZE
MEURERS
ROSAM
RUESS
STEINHAUSER
WALACH

Regionale Schweremessungen im Ostalpenraum

H.J. Götze

TU Clausthal

Schlüsselwörter: Profilmessungen und flächenhafte Messungen, Bouguer-Anomalien, modif. BA, VG-Messungen, erzielte Genauigkeiten, Regionalfeld-Berechnung, dreidimensionale Modellrechnungen, Untersuchungen zur optimalen Meßpunktdichte.

Publizierte Arbeiten (nach März 1977):

- Götze, H.J., W. Schöler, O. Rosenbach: Gravimetric measurements on three N-S Profiles through the Eastern Alps - observational results and preliminary modeling. In: Alps, Apennines, Hellenides, ISBN 3510 650 832, Stuttgart 1978.
- Götze, H.J. und O. Rosenbach: The crust of the Eastern Alps from Gravimetric Investigations. Abstracts of the Symposium "The role of density", Aarhus, 1978.
- Götze, H.J. und O. Rosenbach: Gravimetrische Modellberechnungen zur Krustenstruktur am östlichen Rand des Tauernfensters (östl. Zentralalpen/Ostalpen). Vortragszusammenfassungen der 39. Jahrestagung der DGG, Kiel 1979.
- Götze, H.J., W. Schöler und O. Rosenbach: Gravimetrische Untersuchungen in den östlichen Zentralalpen. Geol. Rundschau, 68, 1, 61-82, 1979.

Zusammenfassung

Es wird über Messungen der Schwere und ihres Vertikalgradienten auf Profilen und auf einem Geländestreifen $\lambda_1 \sim 12^\circ$ und $\lambda_2 \sim 13.5^\circ$ berichtet. Die Meß- und Bearbeitungsmethodik für die Auswertung und Interpretation der gravimetrischen Felddaten werden dargestellt.

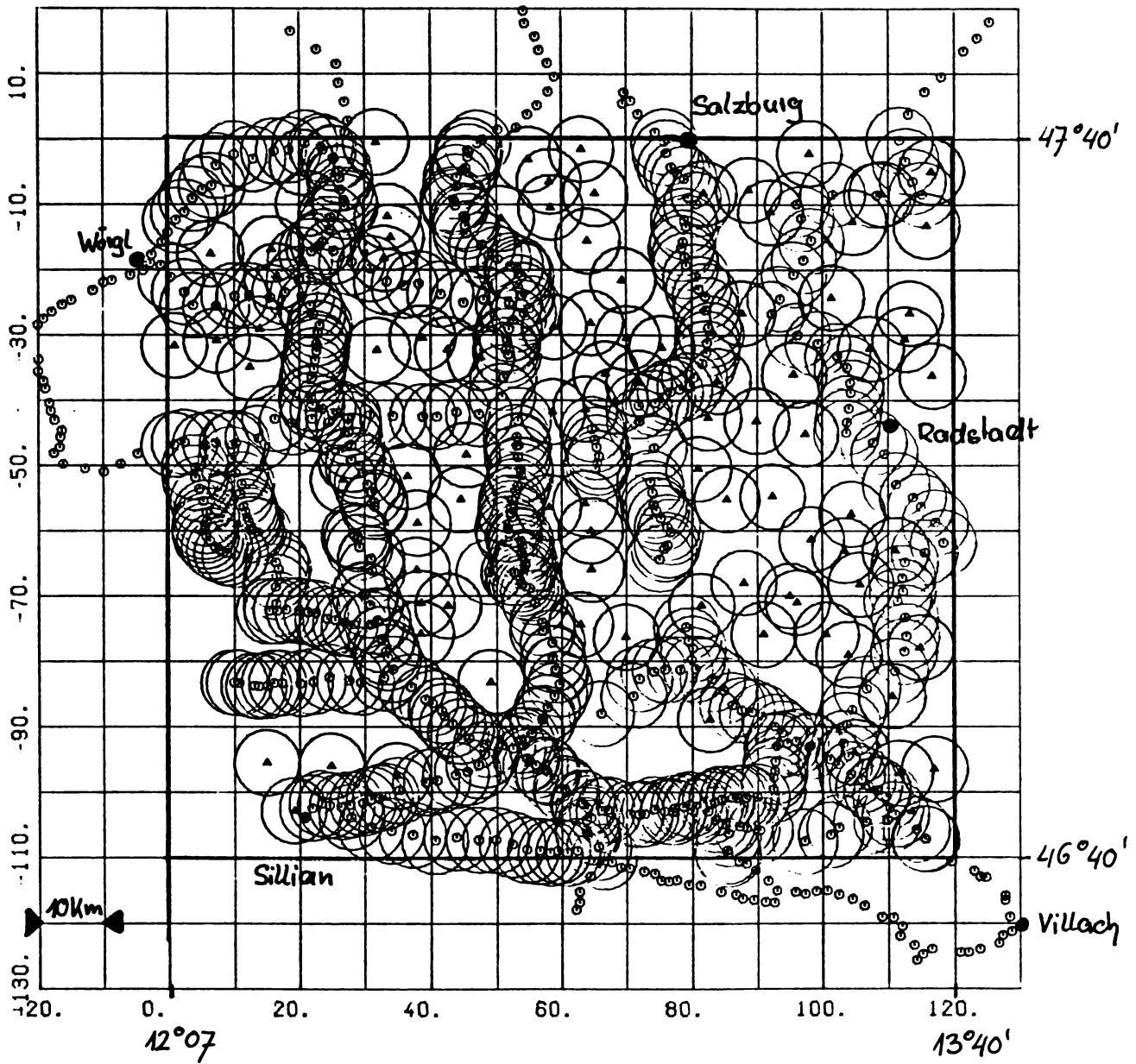
Als erstes Ergebnis einer simultanen Auswertung früherer gemessener Schweredaten werden vorläufige Kartendarstellungen der

- Bougueranomalien (normal und modifiziert)
 - Vertikalgradienten
- dargestellt.

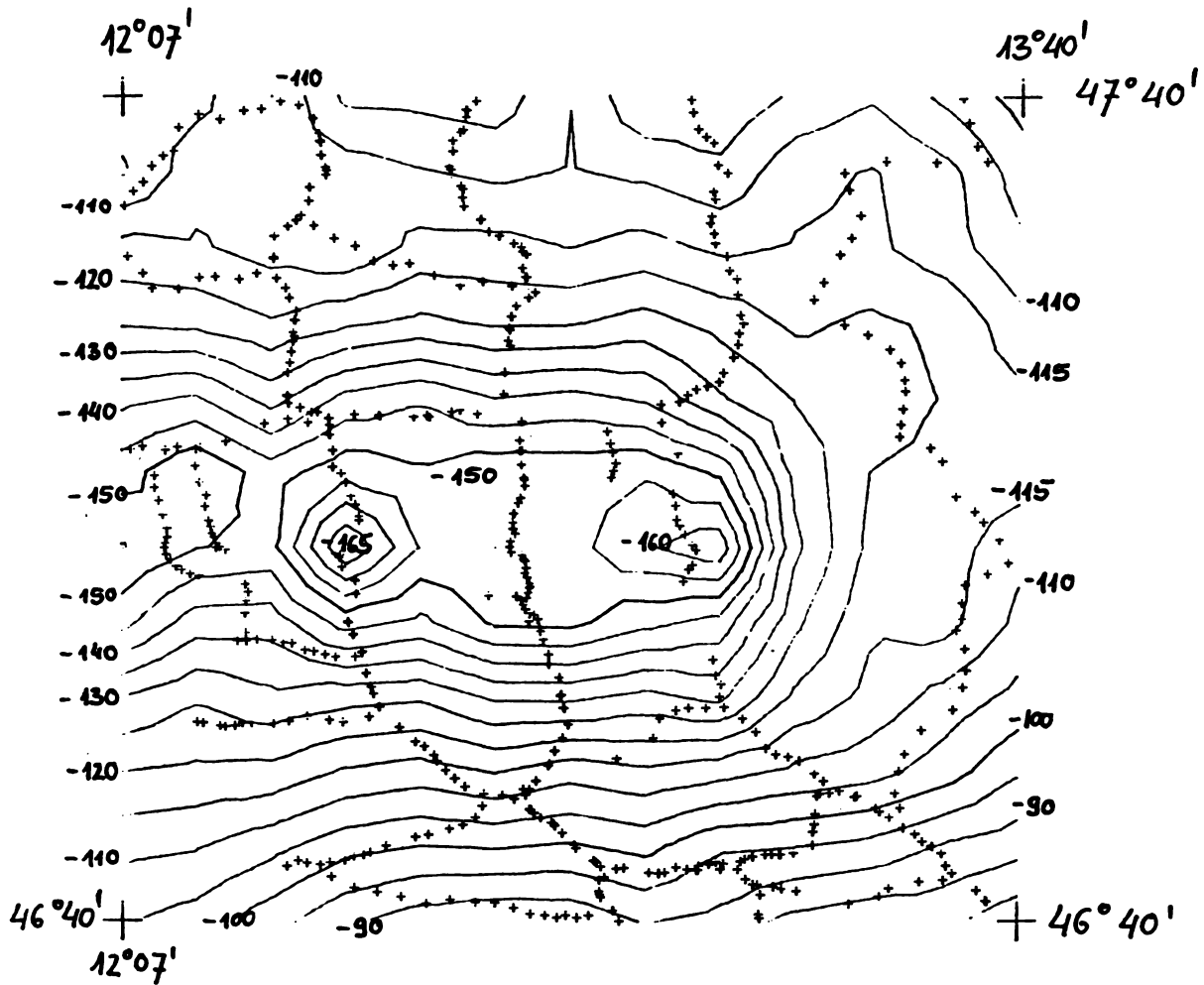
Ein dreidimensionales gerechnetes Dichtemodell aus den östlichen Zentralalpen wird mit dem Ergebnis einer geologischen Untersuchung (Tollmann, pers. Mitteilung) verglichen.

Untersuchungen über den geeigneten Punktabstand bei profilmäßigen Vertikalgradientenmessungen schließen sich an. Ein stat.-Abstand von 0.8 - 1.5 km scheint für VG-Messungen auszureichen.

LAGEPLAN OE-79, 1 CM = 10 KM



- STATIONEN 1965 BIS 1977
- ▲ STATIONEN 1979



BOUGUER-ANOMALIE OESTERREICH

vorläufige Karte ; Angaben in mgal



Schwereanomalien und Tiefenstruktur des Aarmassivs

P.J. Cagienard

ETH HÖNGGERBERG

1. PROBLEMSTELLUNG

Das Abtauchen und die Tiefenstruktur des kristallinen Aarmassivs (Zentralalpen) gegen Norden bilden ein aktuelles Problem der rezenten Alpentektonik. Zwei Hypothesen stellen die neuesten Lösungsvorschläge des Problems dar. HSU, 1979, führt den gegenwärtigen Zustand neoalpiner Deformation auf krustale Subduktion zurück. MUELLER, EGLOFF und ANSORGE, 1976, interpretieren das Aarmassiv als vorspringender Span, der über der oberen v_p -Geschwindigkeitsinversionszone abgeschert wurde.

Durch Messen von Schwereprofilen über der vermuteten Struktur soll der tatsächliche Befund nachgewiesen werden. In einem ersten Schritt gelangt nun ein gravimetrisches Messprofil vom Grimselpass (S) nach Sörenberg (N) zur Auswertung. Die 34 km lange Profilstrecke ist mit 26 gravimetrischen Stationen belegt. Fig. 1 zeigt die Lage des Profils.

2. AUSWERTUNG

Die äusserst schwierigen topographischen Verhältnisse werden mit einem quadratischen 50 x 50 m Raster auf Landeskarten 1:10'000 digitalisiert. Das Digitalisationsverfahren mit einem Kreissektordiagramm für jede einzelne Messstation hat sich als ungenau und unzweckmässig erwiesen.

Die Bestimmung des tieffrequenten Regionalfeldes erfolgt analytisch, d.h. mit einem "least square fit" (Fig. 2). Als Stützwerte stehen erstmals Daten aus der neuen Schwerekarte der Schweiz 1:500'000 (KLINGELE, OLIVIER, 1980) zur Verfügung. Der Fehler aus der gesamten Datenverarbeitung (inklusive Digitalisation) ist kleiner als 0.5 mgal ($1 \text{ mgal} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$).

3. ERGEBNISSE

Die Bougueranomalie (Fig. 2) zeigt von Norden her ein ruhiges Verhalten und wird erst im Bereich des Aaretrogos empfindlich gestört. Am Kontakt Aarmassiv/Helvetikum erscheint eine stufenförmige Anomalie von 2.2 mgal. Die geringe Grösse der Unstetigkeit der Bougueranomalie am Kontakt Kristallin/Helvetikum hat die Überprüfung folgender Fragen notwendig gemacht:

Wie gross ist der Einfluss des Molassebeckens im Norden?

Wieviel beträgt die Schwerewirkung des unmittelbar am Profil gelegenen Aaretrogos (Fig. 3)?

Detaillierte Berechnungen (3-dimensional) der Schwerewirkung dieser Störkörper ergeben keine Veränderung der Stufenanomalie am Kontakt (cf. Fig. 2).

Vergleiche der Anomalie mit gerechneten Modellen (entsprechend den eingangs erwähnten Hypothesen) zeigen keine gute Übereinstimmung (Fig. 4, 5). Daher wird eine Interpretation der Stufenanomalie durch einen Störkörper mit variablem Dichtekontrast versucht. Autochtone Kalke im Norden und Gneisserien des Erstfelder Teilmassives im Süden bilden zusammen die Kontaktzone Aarmassiv/Helvetikum. Hierbei dürften die Gneisse eine Dichteänderung gegen Süden erwarten lassen, da sich die Gesteinszusammensetzung bis zum zentralen Aaregranit hin deutlich ändert (das Gestein wird sauer).

Mit der Methode von GENDZWILL, 1970, ergibt sich eine Breite der Kontaktzone von 1 km. Die Dichteänderung beträgt maximal 0.06 gcm^{-3} und soll bis in eine Tiefe von 1.33 km konstant bleiben (Fig. 6).

4. KONSEQUENZEN

Folgende Schlüsse lassen sich aus den vorliegenden Resultaten ziehen:

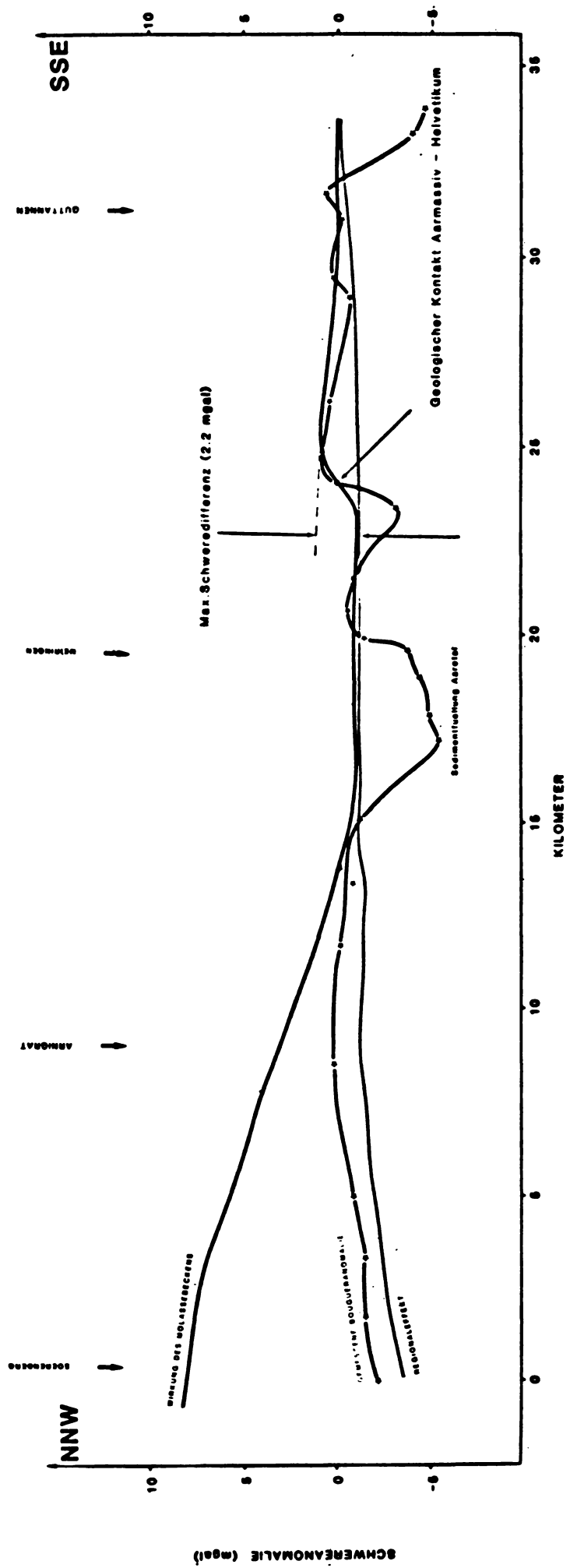
- Eine Aufspaltung des Aarmassivs in der Tiefe kann man gravimetrisch nicht eindeutig nachweisen
- Für die helvetischen Decken ist ein besseres Dichtemodell anzuwenden

- Die Schweredifferenz von 2.2 mgal muss nicht unbedingt durch eine geometrische Abstufung des Massivs zustande kommen. Man kann nicht ausschliessen, dass eine oberflächennahe Störmasse diese Anomalie hervorruft.
- Es ist verfrüht, plattentektonische Evidenzen durch die Ergebnisse dieser Untersuchung zu verfeinern.

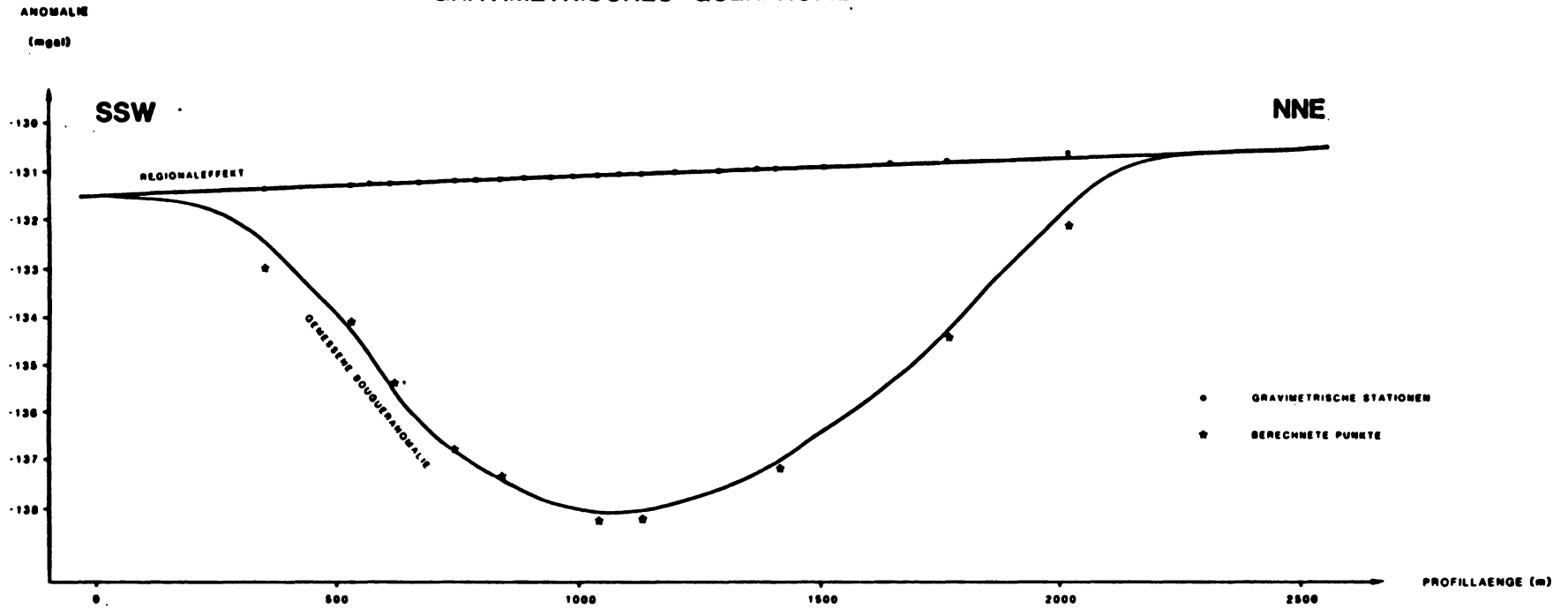
6. LITERATUR

- GENDZWILL, D. J., 1970. The graditional density contrast as a gravity interpretation model. *Geophysics*, 35, 2, p. 270-278.
- HSU, K. J., 1979. Thin-skinned plate tectonics during neoalpine orogenesis. *Am. Journ. Sci.* Vol. 279, p. 353-366.
- KLINGELE, E. und OLIVIER, R., 1980. Die neue Schwerekarte der Schweiz. Schweiz. Geophysik. Kommission. In Druck.
- MUELLER, St., EGLOFF, R. und ANSORGE, J., 1976. Struktur des tieferen Untergrundes entlang der Schweizer Geotranverse. *SMPM*, 56, p. 685-692.

Figur 2: SCHWEREPROFIL GRIMSEL - SOERENBERG



GRAVIMETRISCHES QUERPROFIL IM AARETAL



LOESUNG FUER DIE SEDIMENTFUELLUNG DES BECKENS

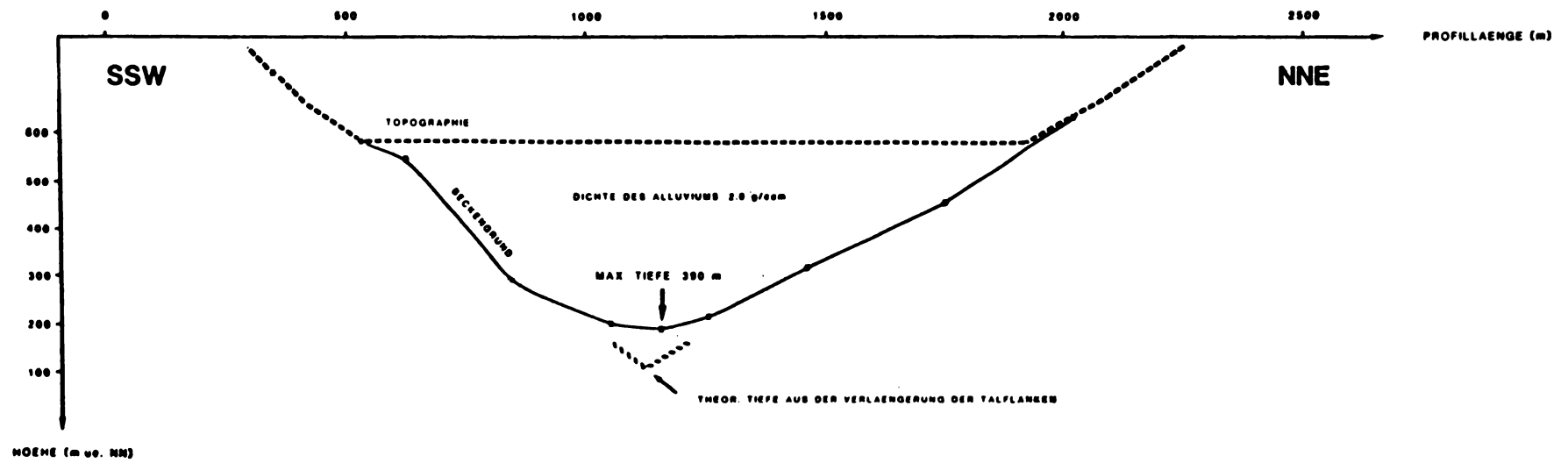


Fig. 4 : Das Aarmassiv als vorspringender Span. Die gemessene Bouguer-anomalie ist mit Kreuzen dargestellt, die berechnete mit Quadraten. Die Zahlenwerte in der Struktur bezeichnen die Dichte-
kontraste $\Delta\rho$. Die Referenzdichte beträgt $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$.

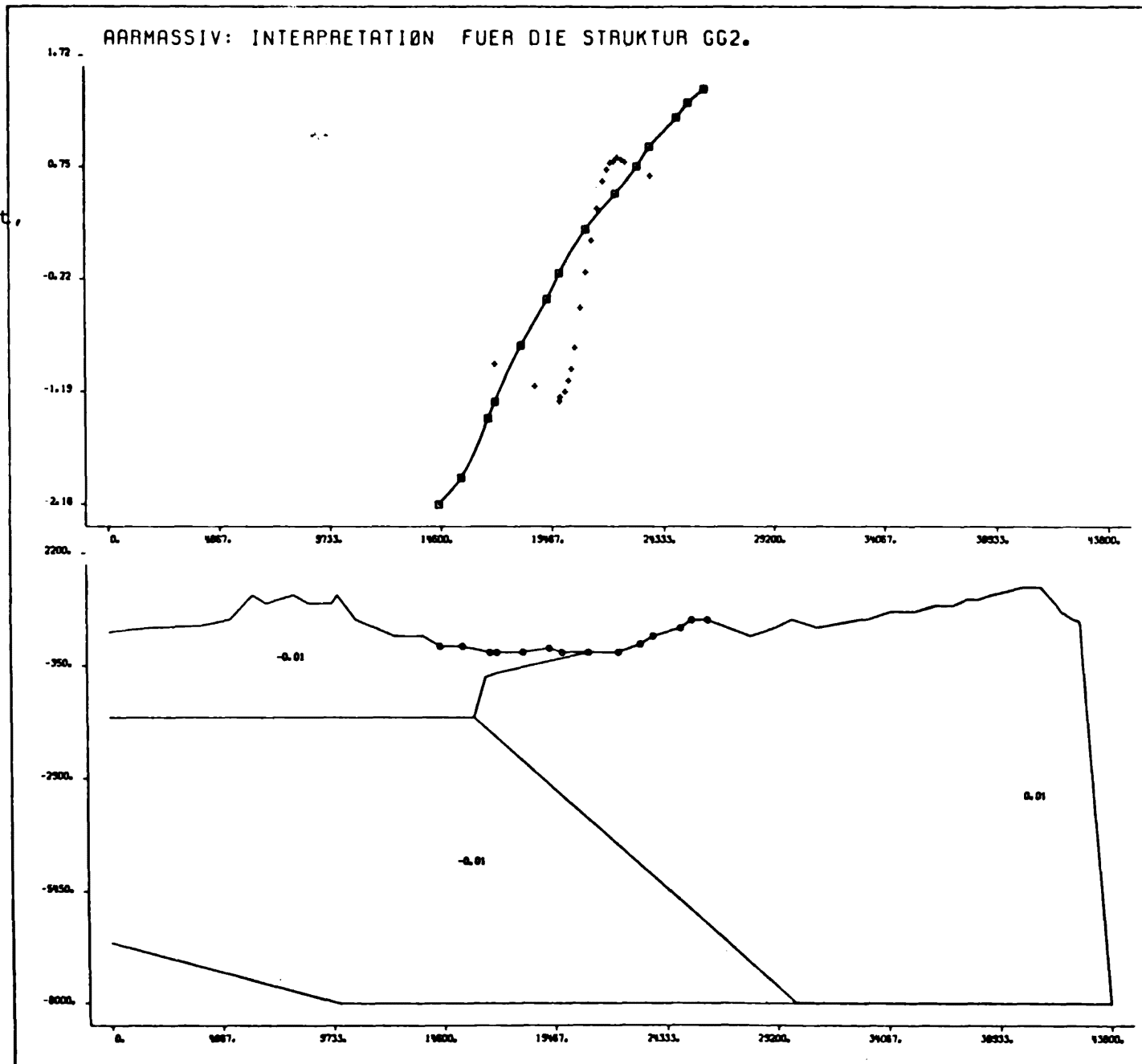
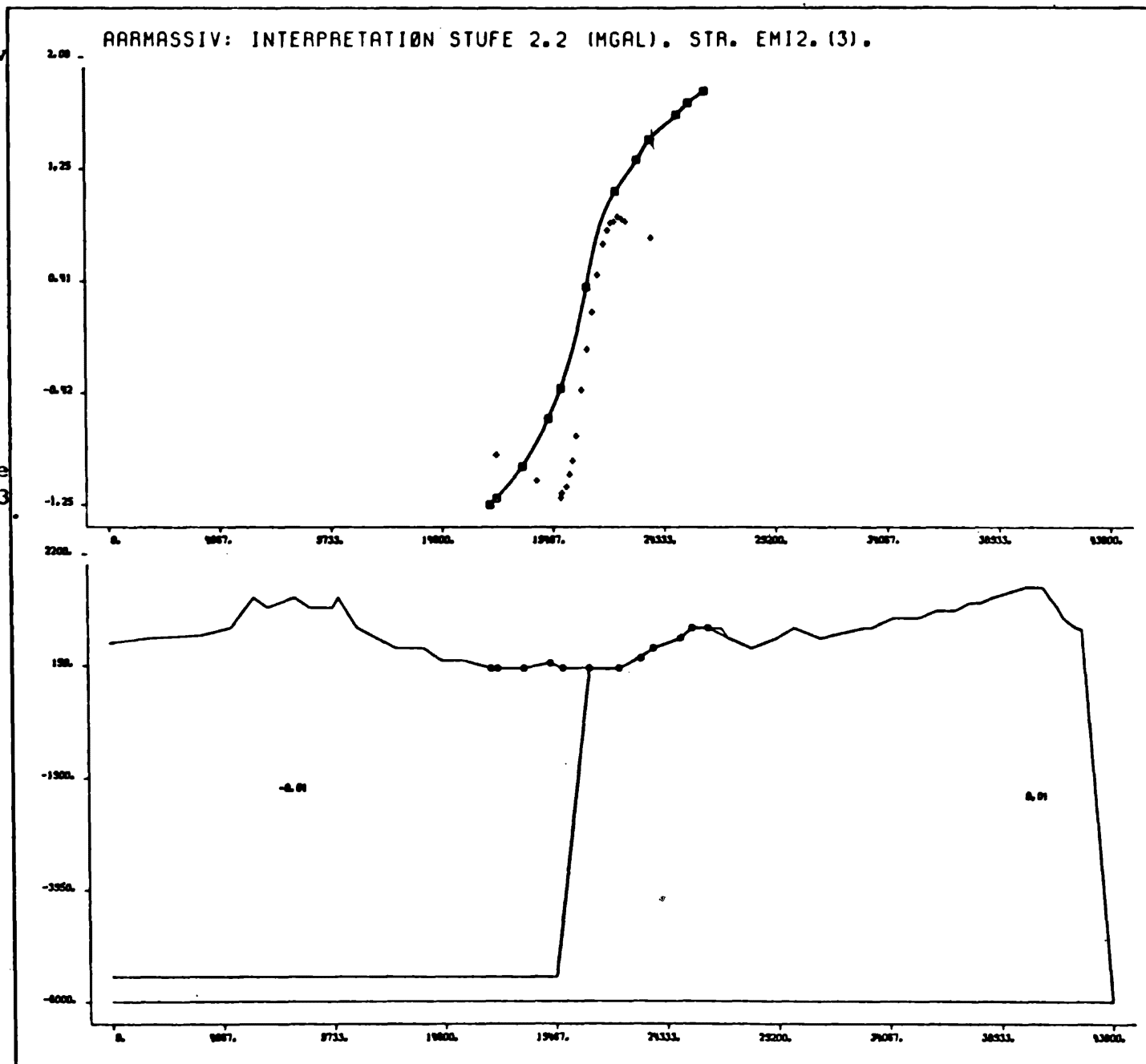
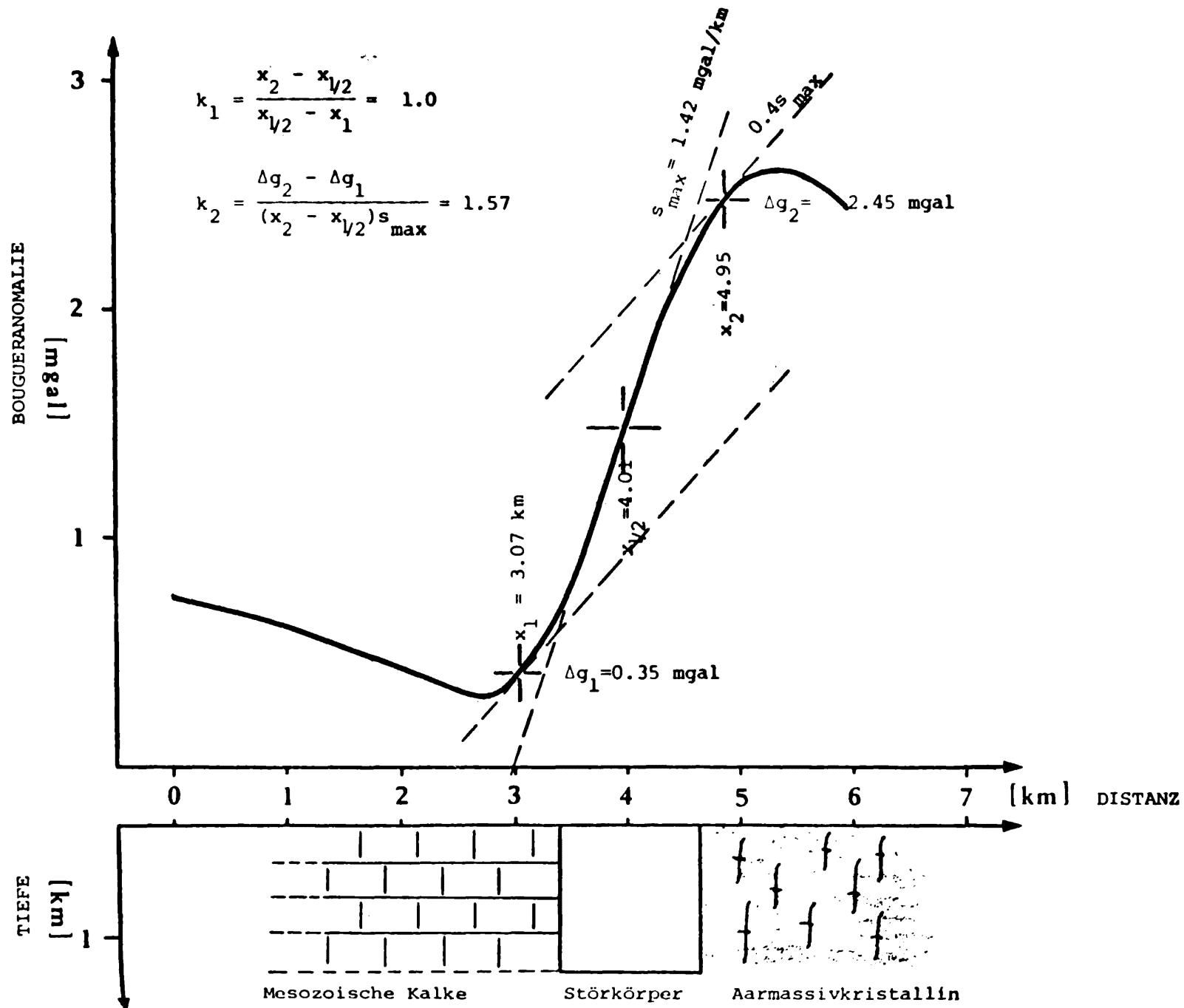


Fig. 5: Das Aarmassiv als einfaches Stufenmodell. Die gemessene Bougueranomalie ist mit Kreuzen eingetragen, die berechnete mit Quadraten. Die Zahlenwerte in der Struktur bezeichnen die Dichtekontraste $\Delta\rho$. Die Referenzdichte beträgt $\rho = 2.67\text{g/cm}^3$.



Figur 6 : Schwereanomalie über dem Kontakt Aarmassiv/Helvetikum.

Der Dichtekontrast variiert im eingezeichneten Störkörper um insgesamt 0.06 g/cm^3 .



Regionale gravimetrische Messungen am Alpenostrand

G. Walach

MU Leoben

Seit 1972 werden von einer Leobner Arbeitsgruppe im Gebiet des Alpenostrandes geophysikalische Untersuchungen durchgeführt. Ziel dieser Arbeiten ist die Erkundung der Krustenstruktur in der Übergangszone zwischen alpinem und pannonischem Raum. Teilergebnisse der Magnetik (WEBER, 1977; WALACH, 1977 a,b; OBERLADSTÄTTER et.al., 1979), Seismik (SCHMÖLLER, 1977), Geothermie (WEBER et. al., 1975) und Gesteinsphysik (WALACH, 1976; MAURITSCH, 1979) - zusammengefaßt in WEBER et.al., (1979) - sind bereits veröffentlicht, weitere Publikationen sind in Vorbereitung.

Seit 1977 stehen gravimetrische Untersuchungen im Vordergrund. Im Rahmen der österreichischen Beteiligung am Internationalen Geodynamischen Projekt wurde das Gebiet zwischen $47^{\circ}15'$ - $47^{\circ}30'$ N und $15^{\circ}50'$ - $16^{\circ}40'$ E ($\sim 1600 \text{ km}^2$, 540 Stationen) vermessen, wovon bereits erste Ergebnisse vorliegen. Als Teilprojekt des Hochschulschwerpunktes "Die Frühalpine Geschichte der Ostalpen" werden diese Arbeiten als bis in das Gebiet des Alpenlängsprofils (Alp 75) verbreiterte, westführende Traverse fortgesetzt (Abb.1).

Meß- und Auswertemethodik:

Die flächenhafte Vermessung orientiert sich nach dem vorhandenen geodätischen Netz der Landesvermessung, sodaß eine hohe Lage- und Höhengenaugigkeit der Stationen gegeben ist. Das Basisnetz erfaßt derzeit mit 18 Stationen im Abstand von 20 - 30 km ein Gebiet von ca. 6000 km^2 (Abb.1) und ist über mehrere Stationen an die gravimetrische Landesaufnahme (SENFTEL, 1965) angeschlossen. Im Frühjahr 1980 erfolgt eine abschließende Netzbefahrung und der Anschluß

an den IGSN 71 - Punkt Graz-Schloßberg.

Die Auswertung erfolgte bisher bezogen auf Meereshöhe mit Normalfeldformel 1930, topographische Korrektur bis 20 km und Standarddichte $2,67 \text{ g.cm}^{-3}$, derzeit wird für ein Teilgebiet versuchsweise die Umstellung auf IGSN 71 und Normalfeldformel 1967 vorbereitet. Auch Prospektionskarten mit variablem Bezugsniveau bzw. variabler Korrekturdichte sind in Arbeit.

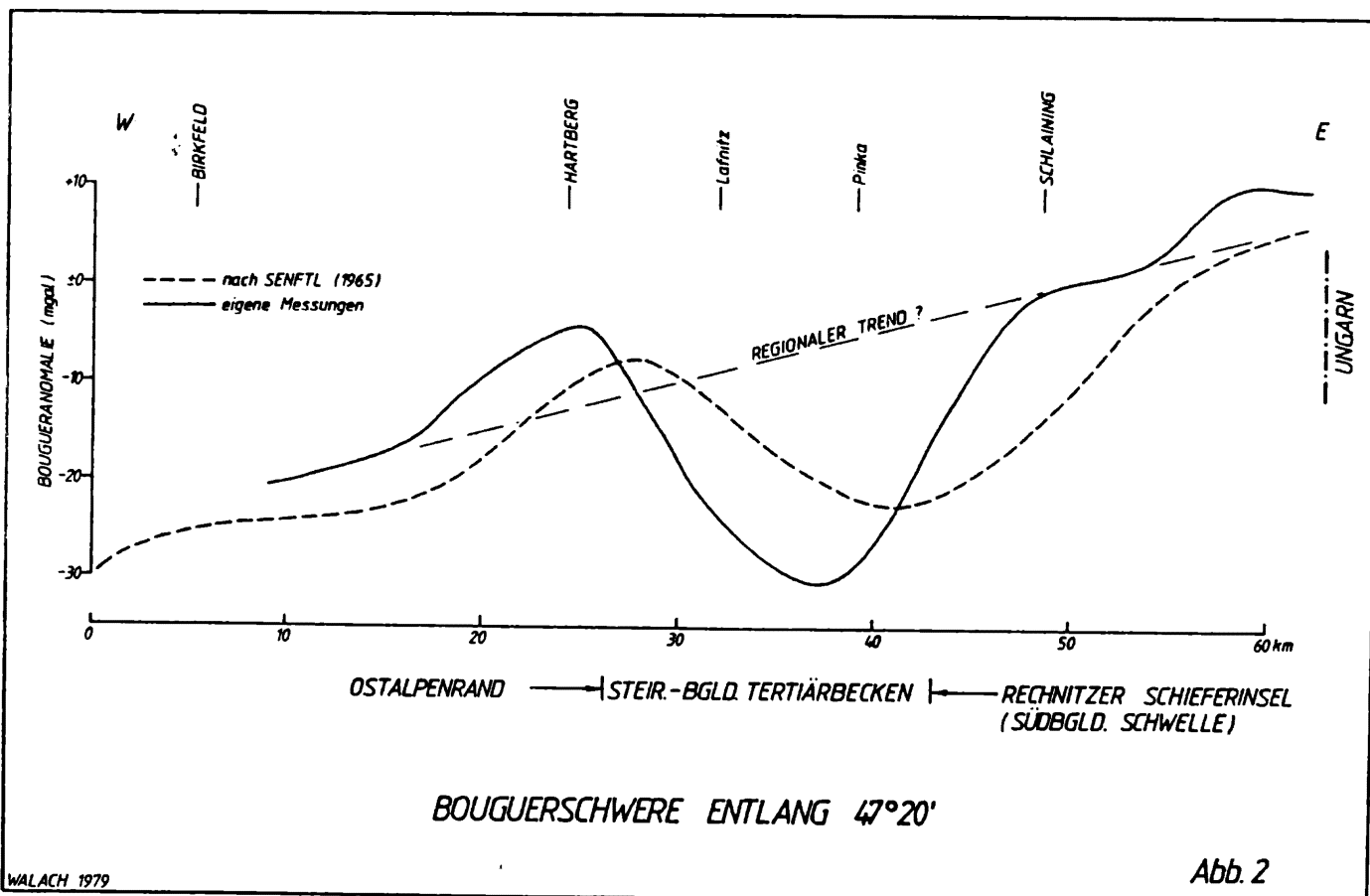
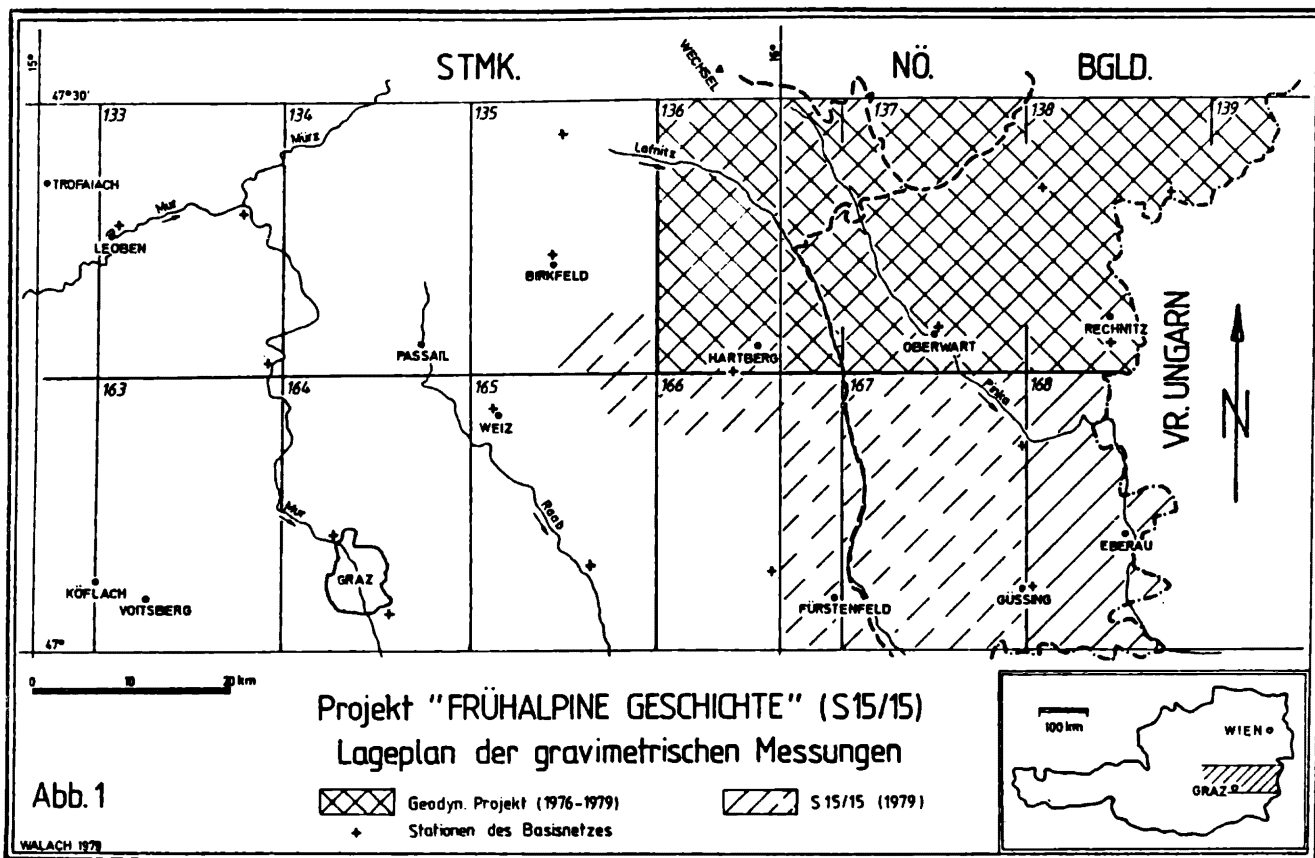
Vorläufige Ergebnisse:

Erste Ergebnisse aus einem 1600 km^2 großen Meßgebiet zeigen, daß dem Alpenostrand entlang der Linie Friedberg-Hartberg-Weiz-Graz, ein etwa 50 - 70 km breiter Streifen vorgelagert ist, in dessen Bereich das regionale Schwerefeld starken Störungen unterworfen ist. Diese Störungen deuten auf bisher zum Teil noch wenig bekannte laterale und vertikale Diskontinuitäten in der Krustenstruktur hin. Abb.2 zeigt eine Gegenüberstellung des entlang $47^{\circ}20' \text{ N}$ verlaufenden, etwa 60 km langen Profils der Bouguerschwere nach SENFTL (1965) und eigenen Messungen. Man sieht, daß die Schwerekarte von Österreich alle wesentlichen gravimetrischen Strukturelemente in stark schematisierter Form wiedergibt. Bezogen auf den vermutlichen Trend des Regionalfeldes ($\sim 0,5 \text{ mgal/km E}$) zeichnen sich aber in den eigenen Messungen scharf begrenzt und gut interpretierbar die großen Anomalien des Ostalpenrandes bei Hartberg, das Steirisch-Burgenländische Tertiärbecken und die Südburgenländische Schwelle ab. Nach ersten Modellrechnungen deuten sich für die positiven Anomalien in Übereinstimmung mit der Magnetik steil W bis WNW fallende plattenförmige Störkörper großer Tiefenerstreckung ($\leq 10 \text{ km}$) an.

Literatur:

- MAURITSCH, H.: Paleomagnetic Investigations on Miocene and Pliocene Volcanites of East Austria (Styria). - EOS, 60, H.32, 1979
- OBERLADSTÄTTER, M., WALACH, G. and WEBER, F.: Geomagnetic

- Measurements in the Alpine-Pannonic Boundary Region. - EOS, 60, H.32, 1979.
- SCHMÖLLER, R.: Reflexionsseismische Untersuchungen zum Tiefbau der Ostalpen. - Geodynamics and Geotraverses around the Alps. Salzburg und München, 1977.
- SENFTEL, E.: Schwerekarte von Österreich, Bouguer-Isanomalien, M. 1:1000000, Wien 1965.
- WALACH, G.: Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordostsporns der Zentralalpen I: Magnetische Traverse 1 (Neunkirchen - Hochwechsel - Pöllauer Bucht). - ZA.f.Met.u.Geodyn.Publ. Nr.215, Wien 1977.
- WALACH, G.: Magnetische Messungen im Gebiet des NE-Sporns der Zentralalpen. - Geodynamics and Geotraverses around the Alps. Salzburg und München 1977.
- WALACH, G.: Gesteinsphysikalische Untersuchungen an Vulkaniten der Tiefbohrungen Mitterlabill, Walkersdorf und Paldau. - Anz.Akad.d.Wiss.,math.natw.Kl., Nr.6, p.52-61, Wien 1976.
- WEBER, F.: Die Geotraversen am Ostsporn der Ostalpen. - Geodynamics and Geotraverses around the Alps, Salzburg und München 1977.
- WEBER, F., ANTON, H., JANSCHKE, H., MAURITSCH, H., and G. WALACH: Activities of the Institute of Applied Geophysics of the University of Mining Leoben. - In: Report of Austria on National Activities in the IGP, Wien 1975.
- WEBER, R., JANSCHKE, H., MAURITSCH, H., OBERLADSTÄTTER, M., SCHMÖLLER, R. and G. WALACH: Activities of the Institute of Geophysics of the Mining University Leoben.- In: Report of Austria on National Activities in the IGP, Wien 1979.



Gravimetrische Untersuchung am Ostrand des Tauernfensters
D. Ruess U Wien

Aufgrund von 144 flächenhaft verteilter Schweremessungen im Bereich zwischen dem östlichen Teil des Tauernfensters und dem westlichen Teil der Gurktaler Decke wird eine Bouguerkarte berechnet.

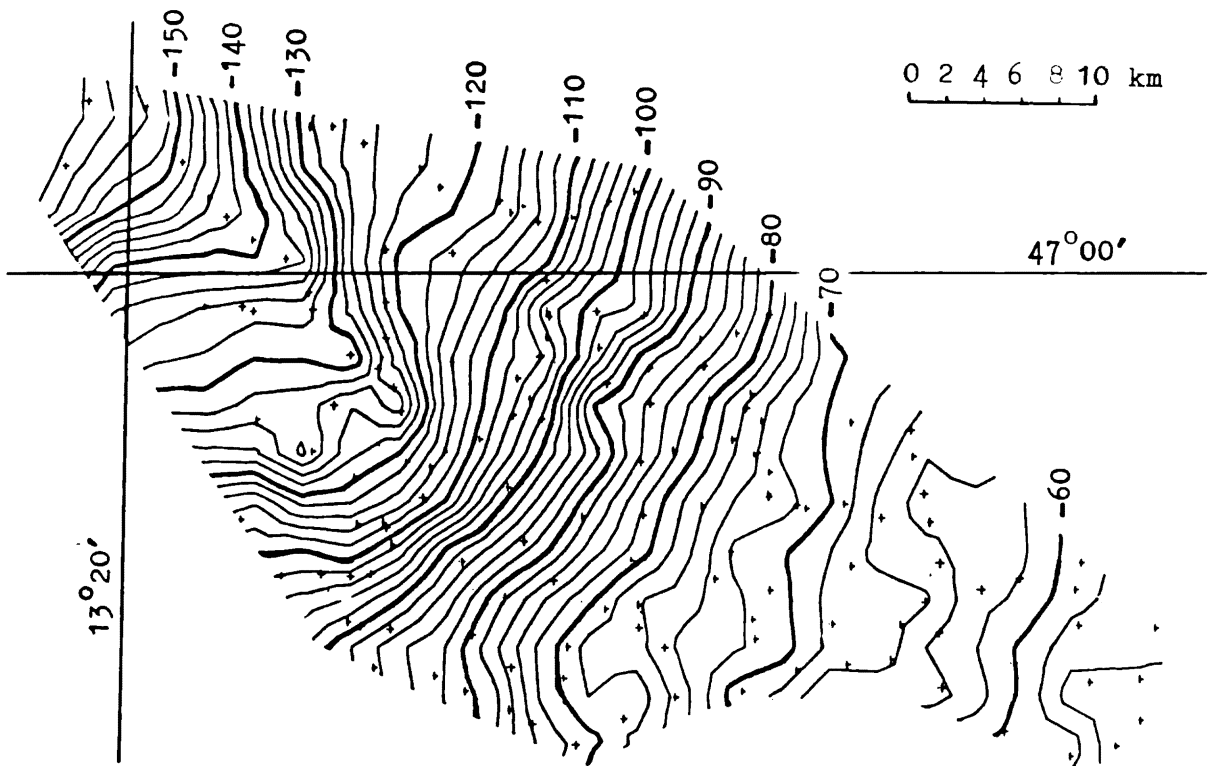


Abb. 1

Die Berechnung erfolgt mit einer Reduktions- und Plattendichte von 2.67 m/cm^3 bei ebener Platte und einem Reduktionsradius von 20 km. Es wird die Qualität der Meßwerte untersucht und eine Abschätzung über deren Genauigkeit durchgeführt. Aus den Bouguerwerten wird mit Hilfe einer Fourierreentwicklung der Vertikalgradient der Bouguerschwere berechnet. 28 zusätzlich gemessene Vertikalgradienten werden mit den berechneten Daten verglichen. Es zeigt sich trotz der starken Filterwirkung bei der Berechnung der Gradienten eine gute Übereinstimmung mit den gemessenen Werten.

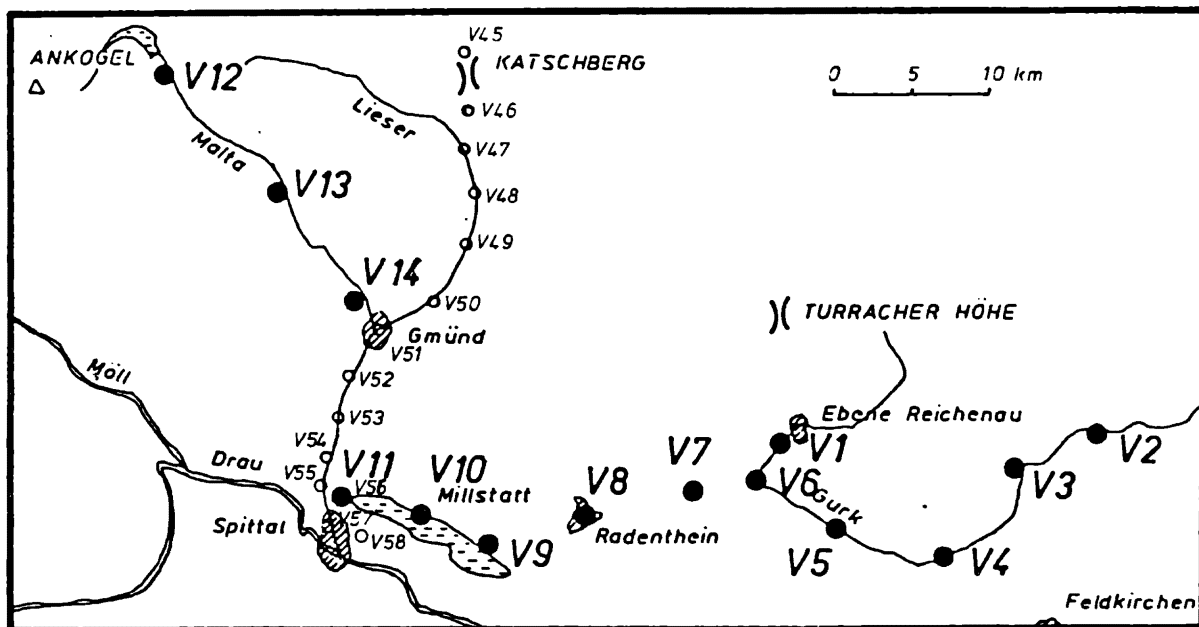


Abb.2: Lage der Vertikalgradienten-Meßpunkte

● VG-Punkte der Universität Wien

○ VG-Punkte der TU Wien

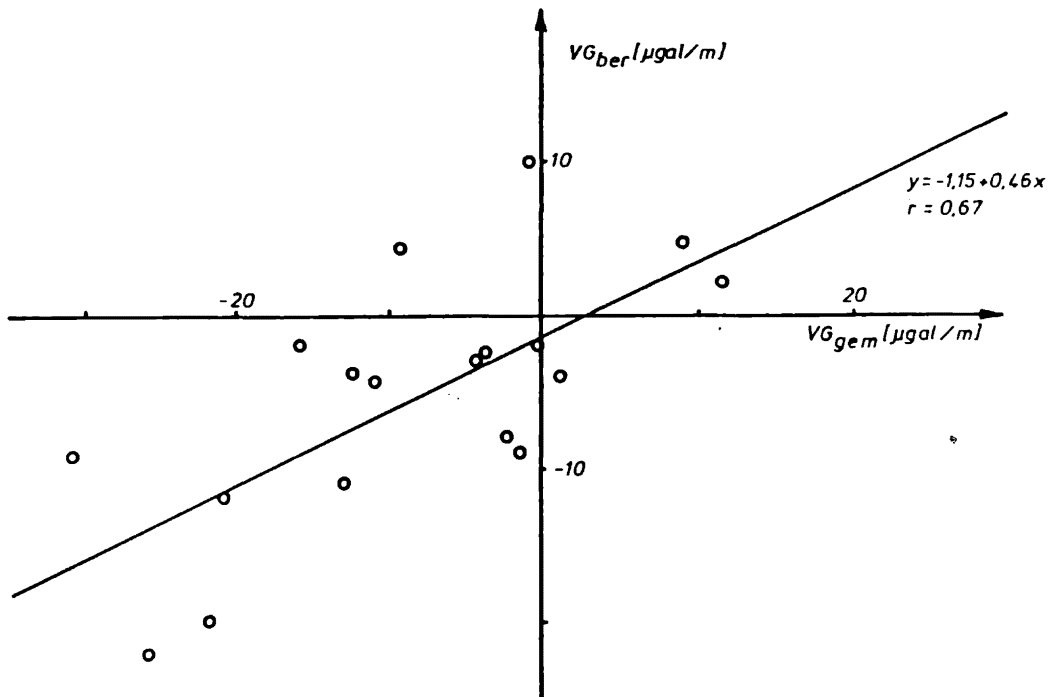


Abb. 3: Korrelation zwischen berechneten und gemessenen Vertikalgradienten

Es wird eine Vertikalgradientenkarte gezeichnet, in der die gemessenen und die berechneten Werte berücksichtigt sind. Die Gradientenanomalien werden in die Niveaureduktion zur Bouguer-schwere einbezogen und es wird so eine neue Bouguerkarte erstellt (BA^+).

Es wird ein dreidimensionales Dichtemodell des Gebietes erstellt, das von bekannten geologischen Strukturen ausgeht und einen möglichen Verlauf des ostalpinen Deckenbaues bis etwa 10 km Tiefe zeigt. Der regionale Anteil des Bouguerfeldes wird mit einem Modellkörper errechnet, der die Kruste-Mantel-Grenze wiedergibt.

Im ganzen gesehen setzt sich der Modellkörper aus 10 Teilkörpern zusammen, die in ihrer Wirkung eine Anpassung bis auf eine mittlere Absolutabweichung von 1.6 mgal bei 138 Gitterpunkten an das gegebene Bouguerschwerefeld ergeben. Im Bezug auf die gemessene Gesamtanomalie von -100 mgal von SE nach NW ergibt das einen Anpassungsfehler von 1.6%. Die Angaben über Dichten, Tiefen und Mächtigkeiten sind nicht als endgültig anzusehen, vielmehr stellen sie einen Kompromiß dar, die bisher erstellten Untersuchungen und Vorstellungen - sowohl in geologischer, als auch in geophysikalischer Hinsicht - in Einklang zu bringen. So liegen die in diesem Modell angegebenen Dichtekontraste bereits im Streubereich von Dichteangaben zu den einzelnen Gesteinsserien.

F. Becke (1912) gibt für amphibolithhaltige Bändergneise im Maltatal 2.80 g/cm^3 an. Aus seismischen Messungen im Gößgraben kommen Dichten von 2.65 g/cm^3 für das Grundgebirge in Betracht (K. Aric 1976). Beck Mannagetta (1959) gibt für den Tauernfensterinhalt $2.64 - 2.73 \text{ g/cm}^3$ an. Ähnliche Streuwerte ergeben sich auch für die übrigen Gesteinsverbände.

‡

In 71 Modellvariationen wurden die Dichtekontraste und die Einfallswinkel (und somit die Tiefen) der einzelnen Deckenstrukturen solange geändert, bis eine optimale Anpassung der Modellschwerewirkung an die Bougueranomalie erzielt werden konnte. Anhand der in der Literatur angeführten Dichten und des Dichtemodelles ergeben sich folgende mögliche absoluten Dichtewerte für die Modell-Teilkörper:

		Dichte (g/cm ³)	Dichtekontrast zum Zentralgneis (g/cm ³)
P	Zentralgneis	2.64	0
ZK	Zentralkörper	2.52	-0.12
SCH	Schieferhülle	2.81	+0.17
UOA	Unterostalpin	2.73	+0.09
MOA	Mittelostalpin	2.80	+0.16
SM	Stangalm-Mesozoikum	2.82	+0.18
GD	Gurktaler Decke	2.84	+0.20
M	Malta-Störung	2.34	-0.30
	Sedimente	2.43	-0.21
MK	Bereich Millstätter A.	3.10	+0.46

Maßgeblich für die Schwerewirkung eines gravimetrischen Dichtemodelles sind nur die Dichtedifferenzen zwischen den einzelnen Teilkörpern.

Daher genügt es, in einem gravimetrischen Dichtemodell nur diejenigen Teilkörper mit einer Differenzdichte zu ihrer Umgebung zu berechnen, die von einer horizontalen Schichtung abweichen. Eine generelle Dichtezunahme mit der Tiefe, die alle Körper gleichmäßig erfaßt, ist demnach für die Modellrechnung unerheblich. Nach den bisherigen seismischen Untersuchungen wie ALP 75 (Miller 1977) und Eschenlohe - Lago Lagorai (P. Giese 1968) sind im Bereich des Ostrand des Tauernfensters annähernd horizontal verlaufende Strukturen in der Unterkruste zu erwarten, die daher im Bereich des gravimetrischen Untersuchungsgebietes einen nur geringen Beitrag zur Schwereanomalie leisten können. Eine Gliederung der unteren Erdkruste in diesem Dichtemodell ist daher nicht möglich. Wie auch die Untersuchungen anderer

Autoren (z.B. Götze 1980) bestätigen, sind die Strukturen der unteren Erdkruste zumindest in den Ostalpen für Meßgebiete dieser Größe mit derartigen Methoden nicht zu erfassen.

Abb. 4 zeigt einen Querschnitt durch das dreidimensionale Modell auf einem W-E Profil 18 km südlich des 47. Breitengrades, beginnend bei 13°20' östl. Länge.

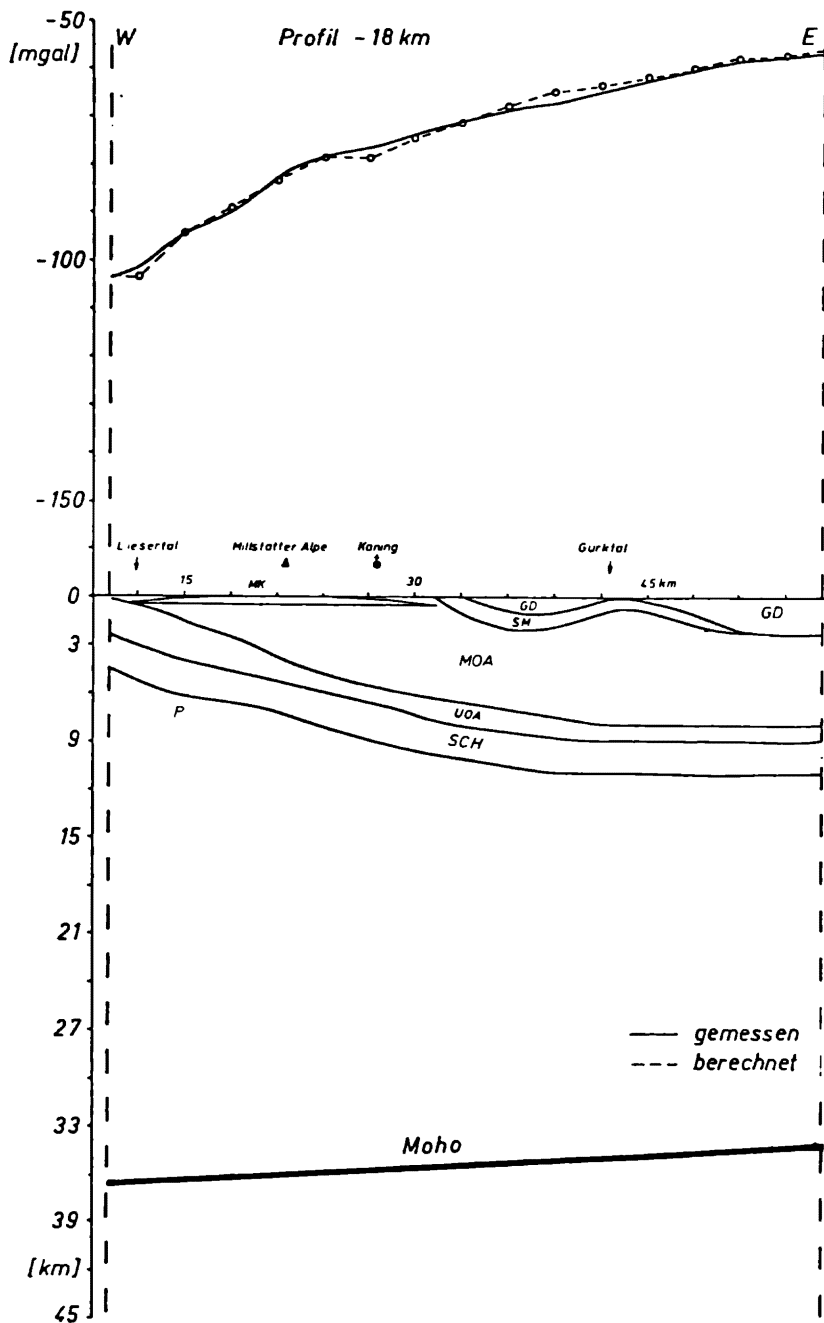


Abb. 4

LITERATUR

- K. Aric: Seismische Oberflächengeschwindigkeiten am Ostrand des Tauernfensters. Mitteilungen der Erdbebenkommission, Nr. 75, 1976.
- F. Becke: Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschrift der math.- nat. Klasse, Akad. d. Wiss. 75, 1912.
- P. Beck-Mannagetta: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. Jb. geol. B.A. 102, 313 - 352, 1959.
- P. Giese: Versuch einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeitkurven sowie einer geologischen Deutung. Veröffentlichung des Institutes für Meteorologie und Geophysik Berlin, Bd. 1, Heft 2, 1968.
- H.-J. Götze: Regionale Schweremessungen im Ostalpenraum. Alpengravimetrie Kolloquium Wien 1980 (im Druck).
- H. Miller, H. Gebrande, E. Schmedes: Ein verbessertes Strukturmodell für die Ostalpen, abgeleitet aus refraktionsseismischen Daten unter Berücksichtigung des Alpenlängsprofiles. Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Bd. 66, 289 - 308, 1977.

Schwerekarte von Nord-Vorarlberg

V. Rosam

U Wien

Im Sommer 1978 wurden von der Fa. Prakla Seismos in Nord-Vorarlberg 941 Schwerestationen auf einer Fläche von ca. 1000 km² vermessen. Dem Institut für Meteorologie und Geophysik wurden davon freundlicherweise 80 Meßpunkte zur Verfügung gestellt. Das Meßgebiet erstreckt sich vom Südostrand des Bodensees (Raum Bregenz) nach Süden bis zur Ortschaft Fraxen, im Westen wird es vom Rheintal begrenzt und reicht nach Osten hin etwa bis Bezau. Die Schweremessungen wurden mit LCR bzw. Worden Gravimetern durchgeführt. Durch den Einsatz von Theodoliten und Infrarotdistanzmessern konnte ein Höhengenaugigkeit von ± 10 cm erreicht werden.

Die Bougueranomalie wird in Abb. 1 dargestellt. Sie ist geprägt von einer großen negativen Bouguerschwereanomalie im Südwesten des Meßgebietes etwa 10 km nördlich von Fraxen. Eine positive Störung läßt sich westlich von Bezau bis nach Fraxen verfolgen, sie korrespondiert sehr genau mit der geologischen Mulde Fraxen-Bezau. Die negative Schwereanomalie kann möglicherweise auf die mächtigen Sedimentschichten des Rheintales zurückgeführt werden. Eine erste Abschätzung wurde durch Berechnung eines 2-dimensionalen Modelles mit der Talwani-Methode durchgeführt. Interpretiert wird eine Profil NW-SE durch den Kern der Rheintalanomalie. (Profil I in Abb. 1 und Abb. 2). Es handelt sich dabei um ein einfaches Modell (Abb. 3, unten), das durch 9 Polygoneckpunkte approximiert wurde. Mit einem Dichtekontrast von 0.45 g/cm³ läßt sich eine Anpassung mit einem mittleren Fehler von ± 0.3 mgal erreichen. Die Untergrenze des Modellkörpers erreicht hierbei eine Tiefe von ca. 950 m.

Abb. 1

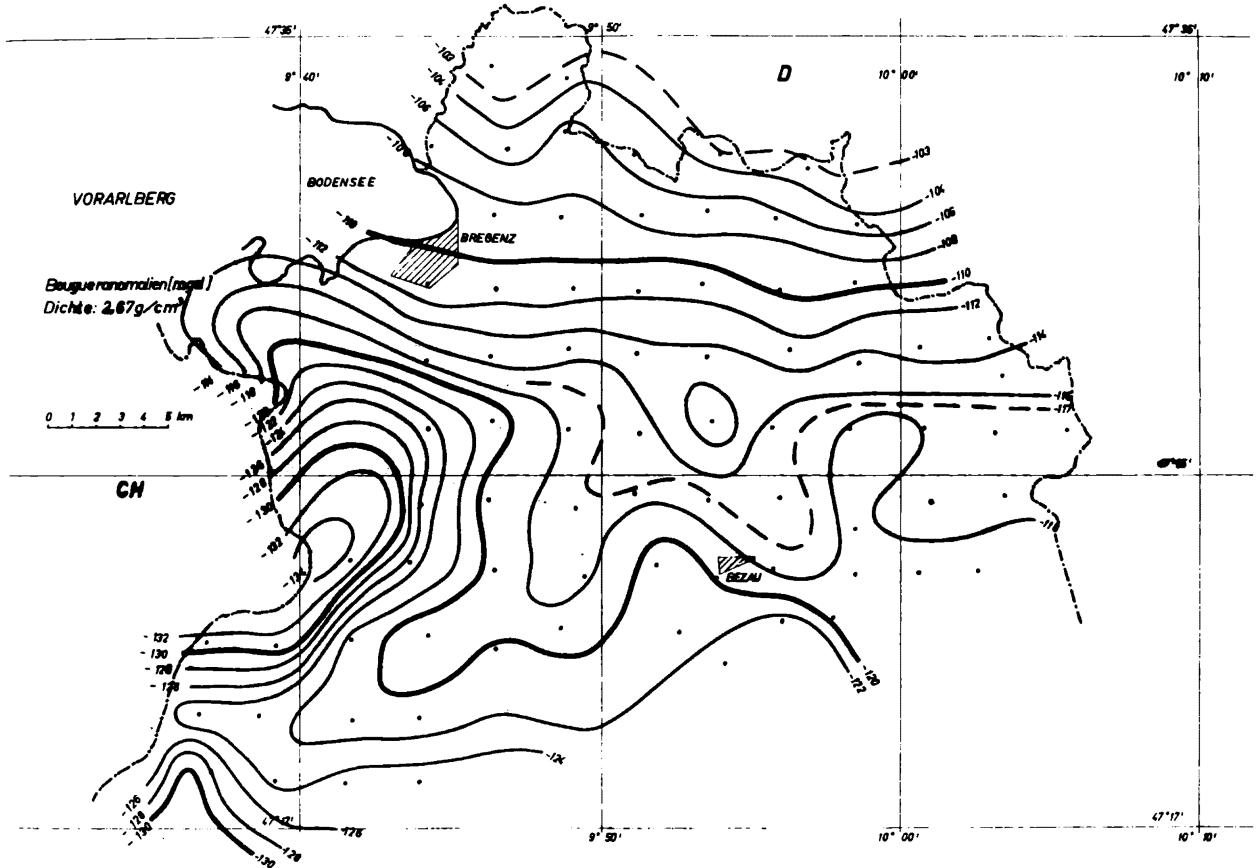


Abb. 2

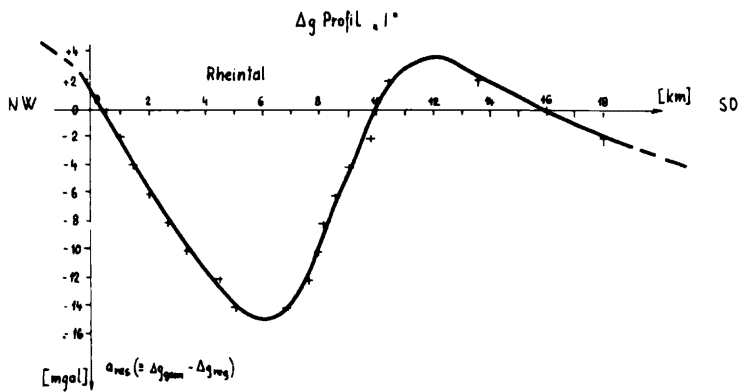
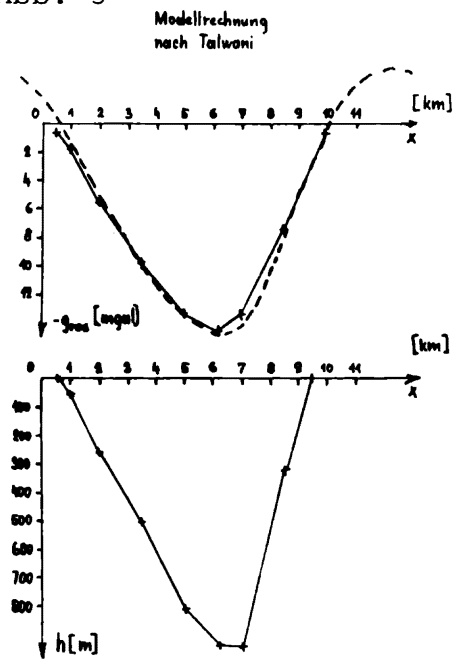


Abb. 3



Schweremessungen auf der gravimetrischen Ostalpentraverse
D. Ruess, P. Steinhauser, B. Meurers U Wien

Die gravimetrische Vermessung der Ostalpentraverse wird seit 1973 vom Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien durchgeführt. Die Ostalpentraverse erstreckt sich von der Südgrenze Österreichs bis zur Grenze mit der CSSR und Bayern. Sie wird durch die Meridiane $13^{\circ}20'$ und $14^{\circ}20'$ begrenzt und berührt damit noch den Ostrand des Tauernfensters.

Bis Mitte 1979 konnten ca. 1070 Gravimeterpunkt gemessen und provisorisch ausgewertet werden. Damit ist die Ostalpentraverse bis über das Ennstal hinaus gravimetrisch vermessen. Es wurde dabei eine möglichst gleichmäßige, flächenhafte Meßpunktverteilung angestrebt, um systematische Verzerrungen des Bougueranomalienfeldes zu reduzieren, wie sie bei Vermessung der Alpentäler allein durch lokale Schwereminima zu erwarten sind. Die mittlere Punktdichte beträgt 1 Gravimeterpunkt/9.5 km². Zur Erlangung von ausreichender Genauigkeit der geographischen Koordinaten und der Stationshöhen wurden hauptsächlich Katastertrianulierungspunkte sowie Präzisionsnivelementpunkte des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen herangezogen. Wegen der zu geringen Dichte dieser geodätischen Fixpunkte im hochalpinen Bereich mußten darüber hinaus Höhenkoten verwendet werden, deren Höhengenaugkeit bei ± 1 m liegt. Ihre mittleren Fehler sind damit um etwa eine Größenordnung höher als die der Katastertrianulierungspunkte. Im südlichsten Teil der Ostalpentraverse, insbesondere in Südkärnten, wurde außerdem bei einigen wenigen Punkten barometrische Höhenbestimmung durchgeführt. Die Schweremessungen erfolgten mit La Coste & Romberg Gravimetern D-9 und dem von

der MU Leoben leihweise zur Verfügung gestellten G 374. Ihre Skalenfaktoren wurden wiederholt auf dem österreichischen Abschnitt der ECL überprüft. Für das LCR D-9 wurde eine verbesserte nichtlineare Skalenfaktorfunktion zur Auswertung herangezogen. Die gemessenen Schwerewerte wurden in das österreichische Schwerenetz eingebunden.

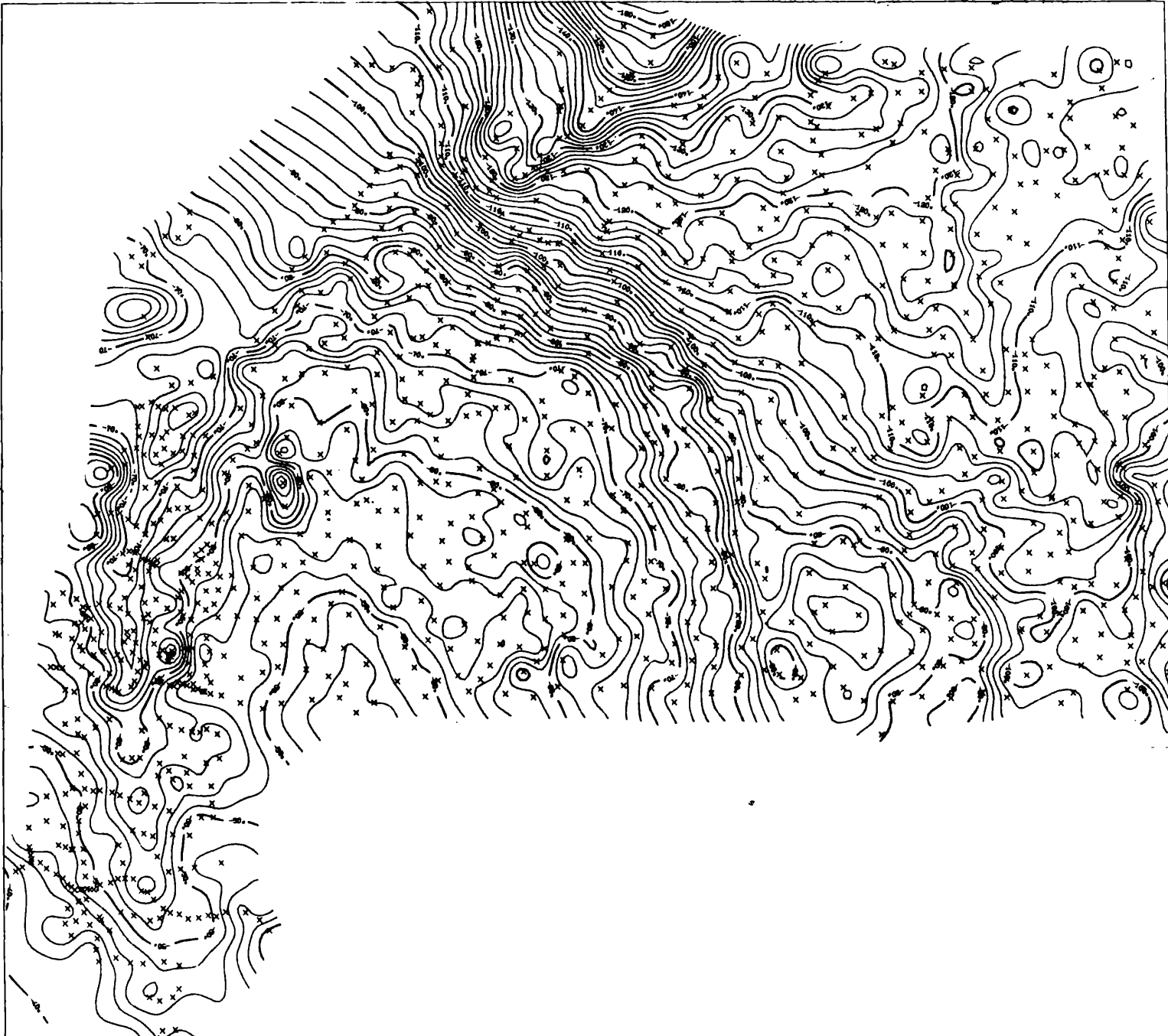
Die Berechnung der Bougueranomalie erfolgte unter Verwendung der internationalen Schwereformal 1930, einer Reduktionsdichte $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$ und einer ebenen topographischen Reduktion bis zu einem Radius von 20 km. Das Bezugsniveau ist 0 m NN. Die topographische Reduktion wurde durch Berechnung der Gravitationsbeschleunigung der durch Quader approximierten Massenverteilung durchgeführt, wobei die Grundfläche der Quader mit zunehmendem Abstand vom Meßpunkt schrittweise vergrößert wird. Der Nahbereich bis zu einer Distanz von 160 m um jeden Meßpunkt wurde durch die Auswertung der topographischen Aufnahme des Geländes gesondert behandelt.

Abb. 1 zeigt die Bougueranomalie einer ersten provisorischen Auswertung der Ostalpentraverse, in der ebenfalls Gravimeterpunkte des Institutes für Geophysik, TU Clausthal (35 GP) und der Österreichischen Mineralölverwaltung (35 GP, Kärnten) enthalten sind. Die Interpolation der unregelmäßig verteilten Meßwerte auf ein quadratisches Gitter erfolgte nach der Methode von E. Mundry durch Berechnung der Höhen lokal gewichteter Ausgleichsebenen in den Gitterpunkten. Der Gitterabstand beträgt 2.5 km. Die Angaben an den Kartengrenzen sind Gauss-Krüger Koordinaten (M 34).

BOGUERANOMALIE OSTALPENTRAVERSE

514000.0

-6000.0



5275000.0

114000.0

II. LOKALE VERMESSUNGEN

GANGL
GÖTZE
HUSSAIN
MAKOVEC
SEREN
STEINHAUSER
WALACH

Gravimetrische Untersuchungen im Fohnsdorf-Knittelfelder
Tertiärbecken und seiner kristallinen Umrahmung.

G. Walach

MU Leoben

Anlässlich des Alpengravimetrie-Kolloquiums 1977 wurde bereits über den damaligen Stand der Arbeiten berichtet. Inzwischen sind die Untersuchungen abgeschlossen und erste Ergebnisse (METZ et.al., 1979) zur Publikation eingereicht. Insgesamt wurde durch 325 Gravimeterpunkte ein Gebiet von ca. 380 km² erfaßt.

Meß- und Auswertemethodik:

Die Messungen erfolgten mit einem La Coste Romberg Modell G-Gravimeter in etwa zweistündigen Meßschleifen und sind über die von SENFTL (1965) gemessenen Station Neuzeltweg (g = 980 602, 91 mgal) an das österreichische Schwerenetz angeschlossen. Die Auswertung erfolgte unter folgenden Bedingungen:

Bezugshöhe + 500 m über NN

Bouguerichte 2,67 g.cm⁻³

Geländereduktion 0-20 km nach SCHLEUSENER,

mit Reduktionsdichten: 2,00 g.cm⁻³ über Qu/Tert.

2,67 g.cm⁻³ über Kristallin

Internationale Schwereformel 1930

Höhenunabhängiger Fehler der Bougueranomalie ±0,15 mgal

Mittlerer Gesamtfehler ±0,50 mgal

Ergebnisse:

Das Meßgebiet liegt etwa 20 km südlich der Achse des durch den Alpenkörper hervorgerufenen regionalen Bouguerschwereminimums. Dieser mit N 70°E streichende regionale Trend führt zu einer starken Verzerrung der lokalen Anomalien, was ihre direkte Auswertung ausschließt.

Das relativ kleine Meßgebiet erlaubt in erster Näherung die Annahme eines ebenen Regionalfeldes. Der Versuch einer direkten analytischen Bestimmung des Feldverlaufes aus den Meßergebnissen brachte keine befriedigenden Ergebnisse, weil das Untersuchungsgebiet hauptsächlich von großen lokalen Anomalien eingenommen wird. Schließlich wurde eine graphische Methode gewählt, wobei die Schwerekarte von Österreich (SENFTEL, 1965) und ein den Westrand berührendes NS-Profil nach PARTSCH (1971) als zusätzliche Interpolationshilfen herangezogen wurden. Damit konnte der Gradient des ebenen Regionalfeldes mit 0,75 mgal/km, Richtung S 30°E, bestimmt und schließlich die Restschwereverteilung (Abb.1) berechnet werden.

Das Restschwerefeld vermittelt erstmals ein geschlossenes Strukturbild des fast 200 km² großen Tertiärgebietes am Schnittpunkt der beiden großen Lineamente Mur-Mürzfurche und Pöls-Lavantsystem, die nach METZ (1978, p.27) das heutige Bruchbild der östlichen Zentralalpen beherrschen. Das Becken wird durch Schwellen in mehrere Teilmulden unterschiedlicher Tiefe zerlegt, deren gemeinsames Merkmal eine schon von PETRASCHECK (1926/29) für alle Tertiärbecken der Mur-Mürzfurche postulierte Asymmetrie, bei steilem, manchmal sogar überkipptem Südflügel ist.

Die mit NW-Richtung an der SW-Flanke des Beckens durchstreichende Pölslinie bildet sich hier, in mehrere Einzelstrukturen aufgelöst, als nahezu 4 km breites Schwereminimum ab. Zweidimensionale Modellrechnungen (Profil 1 und 2) mit zunächst sehr einfachen Dichteannahmen zeigen, daß das Kristallin am SW-Rand bei Maria Buch rund 2000 m sehr steil in das Becken abbricht, während weiter westlich im Bereich des Liechtensteinberges die Restschwereverteilung nur durch eine mindestens 1 km tiefe Überschiebung des Miozäns durch das Kristallin sinnvoll erklärt werden kann. Die gravimetrische Tiefeninterpretation stimmt mit dem von SCHMÖLLER (1977) entwickelten seismischen Modell gut überein. Detaillierte Modelluntersuchungen mit den von HUSSAIN und WALACH

(1979) entwickelten Dichtemodellen sind noch in Arbeit. Diese Untersuchungen wurden als Teilprojekt im Rahmen des Hochschulschwerpunktes "Tiefbau der Ostalpen" durchgeführt.

Literatur:

- HUSSAIN, A. & G.WALACH: Subsurface Gravity Measurements in a deep intra Alpine Tertiary Basin. - Geoexploration (im Druck).
- METZ, K.: Bruchsysteme und Westbewegungen in den östlichen Zentralalpen.-Mitt.d.Österr.Geol.Ges., 69, 27-47, Wien 1978.
- METZ, K., SCHMID, Ch., SCHMÖLLER, R., STRÖBL, E., WALACH, G., und F.WEBER: Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet Seetaler Alpen - Niedere Tauern - Eisenerzer Alpen. - Mitt.d.Österr.Geol.Ges., 71, 72, Wien 1979 (im Druck).
- PARTSCH, W.: Ein gravimetrisches Modell der Erdkruste im Gebiet der Ostalpen. - Zeitschr.f.Geoph., 37, 957-973, 1971.
- PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. - 2 Teile, Katowice 1926/1929.
- SCHMÖLLER, R.: Reflexionsseismische Untersuchungen zum Tiefbau der Ostalpen. - In H.Bögel (Hrsg.): Geodynamics and Geotraverses around the Alps, Salzburg 1977.
- SENFTEL, E.: Schwerekarte von Österreich, Bouguerisanomalien, M. 1:1000000, Wien 1965.
- WALACH, G.: Gravimetrische Messungen im Fohnsdorfer Tertiärbecken.- In: Geol.Tiefbau der Ostalpen, Jahresbericht 1976, ZA.f.Met.u.Geodyn., Publ.Nr. 221, p. 76f., Wien 1977.

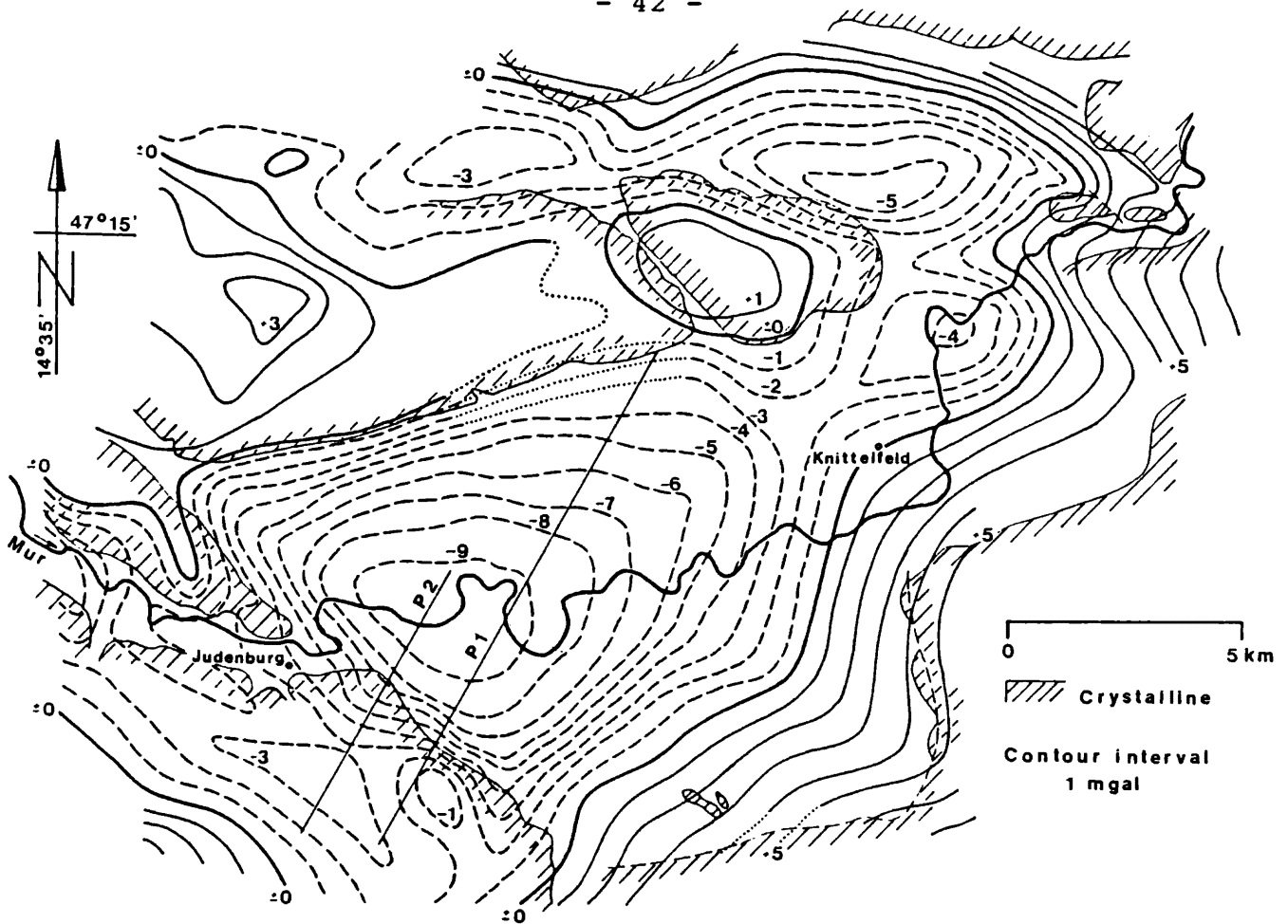


Abb.1: Restschwereverteilung im Gebiet des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens nach Abzug eines ebenen Regionalfeldes (Gradient: 0,75 mgal/km; S 30°E)

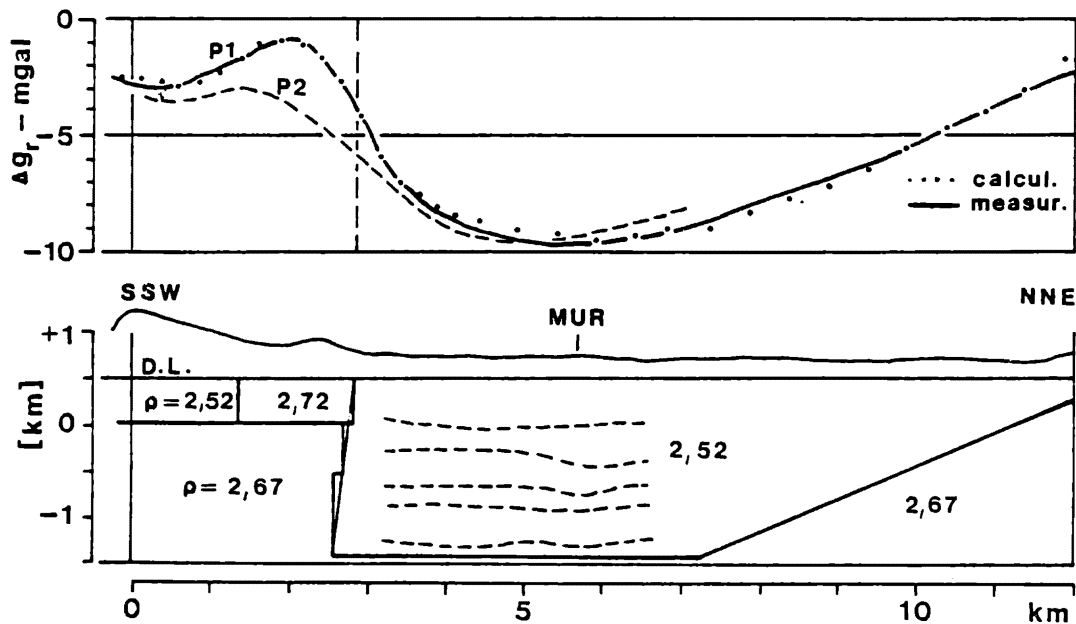


Abb.2: Zweidimensionaler Modellquerschnitt (P1).
 (--- seismische Horizonte nach SCHMÖLLER, 1977).

Schweremessungen in der Kohlengrube Fohnsdorf (Steiermark)
A. Hussain, G. Walach MU Leoben

Kurz vor der endgültigen Heimsagung der Kohlengrube Fohnsdorf im Jahr 1978, wurden auf 17 Niveaus der 3 noch in Betrieb stehenden Schachtanlagen gravimetrische Messungen durchgeführt. Diese Messungen waren insofern von Bedeutung, als für die Modellrechnungen nach der Oberflächengravimetrie (WALACH, 1977, METZ et.al., 1979) nur wenige brauchbare Daten über die Dichteverteilung in den über 2000 m mächtigen miozänen Sedimenten des Fohnsdorfer Hauptbeckens zur Verfügung standen. Aber auch für mögliche zukünftige Prospektionsarbeiten in anderen Teilmulden dieses Tertiärgebietes konnten dadurch unwiederbringliche gesteinsphysikalische Daten sichergestellt werden, lag doch der tiefste Meßpunkt im Wodzickyschacht 833 m unter der Oberfläche.

Meß- und Auswertemethodik:

Da ein Messen (La Coste Romberg, Modell G, Nr.374) direkt im Schacht aus betriebstechnischen Gründen nicht möglich war, wurden alle Meßpunkte 8 m vom Schachtzentrum entfernt, genau vertikal untereinander, in den Förderstrecken angelegt. Zur Minimierung des Streckeneffektes erfolgte die Instrumentenaufstellung auf einem 0,8 m hohen Stativ. Durch zweifache unabhängige Messung der Schwereunterschiede in etwa einstündigen Meßschleifen bei mehrfacher Ablesung am Beobachtungsort, konnte trotz stärkerer Bodenunruhe durch die ständig laufenden Schachtanlagen ein Meßfehler von 0,04 mgal gehalten werden. Da die Höhen auf 0,05 m bekannt waren und das kürzeste Meßintervall ca. 50 m betrug, ergab sich nach HUSSAIN (1979, p.42 f.) ein Dichtefehler von $\pm 0,01 \text{ g.cm}^{-3}$.

Zusätzlich zu den bei der Oberflächengravimetrie erforderlichen Korrekturen, mußten die Meßwerte noch für die Masseneffekte von Schacht, Strecken und Abbauhohlräumen nach einer von HUSSAIN (1979) entwickelten Methode korrigiert werden. Die topographische Korrektur erfolgte nach einem modifizierten Schleusener-Schema bei variabler Dichte bis 50 km Radius und ergab zum Beispiel am Wodzickyschacht 3,90 mgal für den Oberflächenpunkt bzw. 12,50 mgal in 833 m Tiefe. Der aus der topographischen Korrektur ableitbare Dichtekorrekturwert erreichte maximal $-0,238 \text{ g.cm}^{-3}$.

Ergebnisse:

Die Abb.1 zeigt am Beispiel des Wodzickyschachtes die geologische Situation und in Profildarstellung die aus den Schweremessungen ermittelten Intervalldichten. Allgemein stimmen dort wo Vergleichswerte vorliegen, die Intervalldichten mit den an Handstücken bestimmten Werten (WALACH, 1977, METZ et.al., 1979, KOHLBECK, 1979) gut überein. Die Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

1. Die Dichte der bis zu 50 m mächtigen Quartärschotter konnte aus Nettletonprofilen (WALACH, 1977) mit $2,05 \pm 0,05 \text{ g.cm}^{-3}$ bestimmt werden. Das oberste Intervall der Schachtprofile wird durch diese Deckschicht geringer Dichte beeinflusst.
2. Die Intervalldichte des Hangendmergels beträgt $2,52 \text{ g.cm}^{-3}$ und ist über weite Strecken sowohl lateral als auch vertikal konstant.
3. Etwa 100 m im Hangenden der Kohleformation ist zunächst eine geringe Abnahme der Dichte auf $2,50 \text{ g.cm}^{-3}$ zu beobachten (Abb.2). Labormessungen an Handstücken (WALACH, 1977) aus diesem Bereich weisen den gut übereinstimmenden Wert von $2,48 \pm 0,08 \text{ g.cm}^{-3}$ auf.
4. In der ca. 50 m mächtigen Kohleformation, bestehend aus einem bis zu 6 m mächtigen Flöz und von Kohleschmitzen durchsetzten sandigen Mergeln, nimmt die Dichte auf

2,33 g.cm⁻³ ab.

5. Der Basissandstein hat eine konstante Intervalldichte von 2,63 g.cm⁻³. Die von WALACH (1977) stellenweise beobachteten niedrigen Dichtewerte (2,46 g.cm⁻³) bleiben auf geringmächtige konglomeratische Lagen beschränkt und haben auf die Gesamtdichte keinen nachweisbaren Einfluß.
6. Die Dichte des im Liegenden folgenden Kristallins kann aus den Messungen nicht direkt abgeleitet werden, da alle Schächte an der Kristallinoberkante enden. Es zeichnet sich aber infolge des mit durchschnittlich 20°S einfallenden Kristallins im tiefsten Intervall dessen Einfluß in einer Erhöhung der Sandsteindichten auf 2,73 (Wodzicky) bzw. 2,68 g.cm⁻³ (Karl August) ab. Die entsprechenden Werte aus den Labormessungen betragen 2,83 g.cm⁻³ für den Amphibolitschiefer im Wodzicky-schacht und 2,73 g.cm⁻³ für den Glimmerschiefer im Karl-August Schacht.

Betrachtet man abschließend die Dichtewerte von Hangendmergel, Kohleformation und Basissandstein in Verbindung mit deren seismischen Geschwindigkeiten von 3600, 3200 und 4000 m.sec⁻¹ (SCHMÖLLER, pers.Mitt.), so ergeben sich Reflexionskoeffizienten von

0,095 - obere Grenzfläche (Mergel - Kohleform.)

0,170 - untere Grenzfläche (Kohleform.-Sandstein),

womit sich relativ günstige Bedingungen für den Einsatz der reflexionsseismischen Methode bei einer möglichen Kohleprospektion in den Nachbargebieten der Kohlengrube abzeichnen.

Literatur:

HUSSAIN, A.: Untertagegravimetrie in alpinen Gebieten mit besonderer Berücksichtigung des Blei-Zink-Bergbaus Bleiberg-Kreuth (Kärnten). Unveröff.Diss., Montanuniversität Leoben 1979.

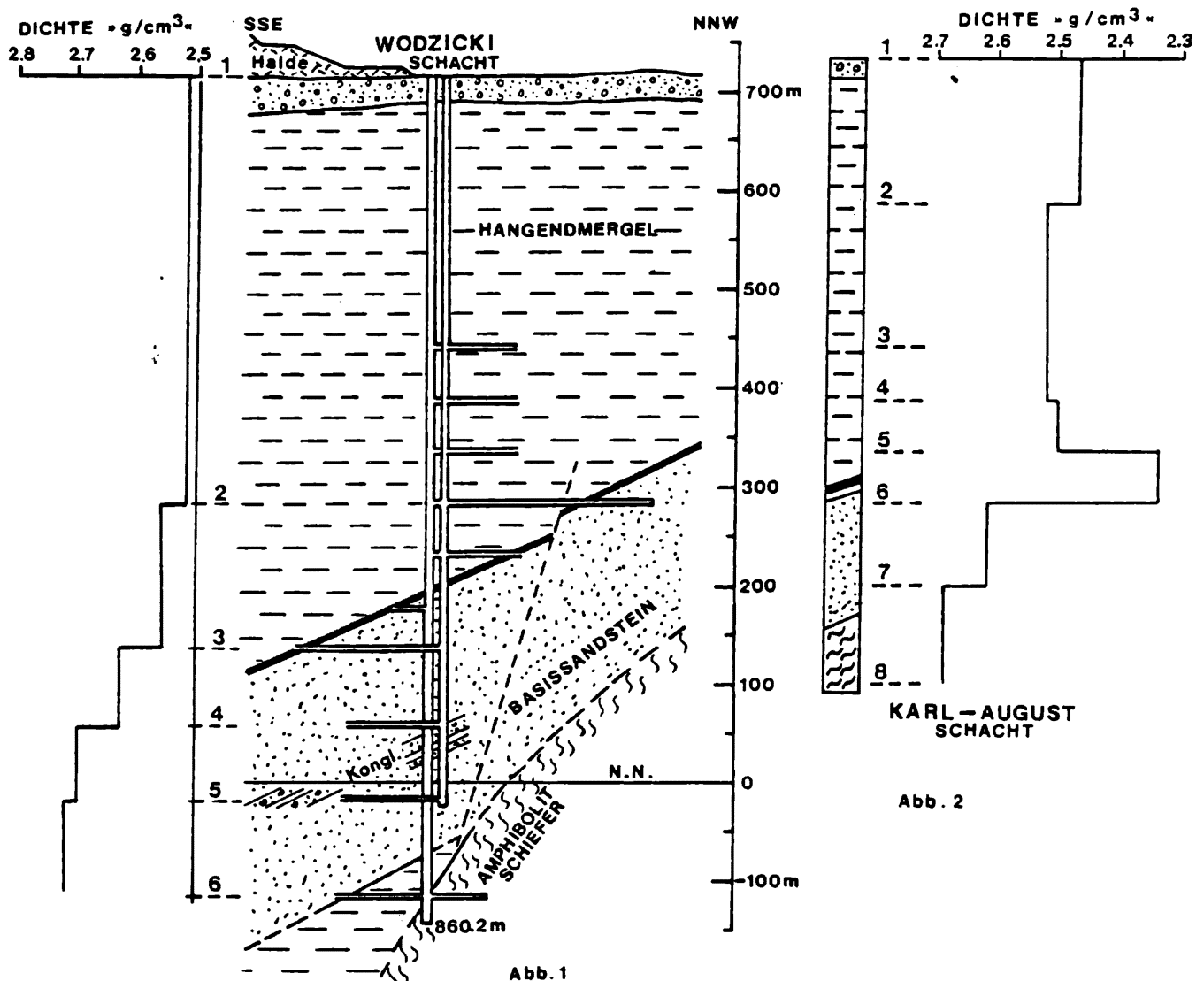
HUSSAIN, A & G.WALACH: Subsurface Gravity Measurements in a deep intra Alpine Tertiary Basin. - Geoexploration (im Druck).

HUSSAIN, A., WALACH, G. & F.WEBER: Underground gravity survey in Alpine regions. - Geophysical Prospecting (im Druck).

KOHLBECK, F.: In situ Spannungsmessungen im Tertiärbecken von Fohnsdorf. - BHM, 124, S.367-376, Wien 1979.

METZ, K., SCHMID, Ch., SCHMÖLLER, R., STRÖBL, E., WALACH G. & F. WEBER: Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet Seetaler Alpen - Niedere Tauern - Eisenerzer Alpen. - Mitt.d.Österr.Geol.Ges., 71, 72, Wien 1979 (im Druck).

WALACH, G.: Gravimetrische Messungen im Fohnsdorfer Tertiärbecken.- In: Geol.Tiefbau der Ostalpen, Jahresbericht 1976, ZA.f.Met.u.Geodyn., Publ.Nr. 221, p. 76f., Wien 1977.



Gravimetrische Untertagemessungen in der Grube Bleiberg
(Kärnten)

A. Hussain, G. Walach

MU Leoben

In seiner Dissertation hat A. HUSSAIN (1979) die Möglichkeiten und Grenzen der mikrogravimetrischen Untertageprospektion unter alpinen Bedingungen am Beispiel der Blei-Zink Grube Bleiberg untersucht. Mittels Modellstudien in einem sowohl bergmännisch als auch geologisch gut erschlossenem Lagerstättenteil (West-schacht, Kalkscholle) und nach Anwendung einer den schwierigen topographischen und geologischen Bedingungen angepaßten Meß- und Auswertemethodik konnte er beweisen, daß diese Methode in der Grube Bleiberg das sichere Abgrenzen anomaler Massen im Nahbereich des aufgefahrenen Grubengebäudes bis etwa 30 - 50 m Entfernung ermöglicht. Eine Publikation (HUSSAIN, WALACH und WEBER) ist im Druck.

Inzwischen wurde die entwickelte Methodik an mehreren praktischen Lagerstättenproblemen erprobt und zum Teil auch schon durch Bohraufschlüsse bestätigt. Die Weiterentwicklung zu einem routinemäßig einsetzbaren Prospektionsverfahren ist in Arbeit (WALACH, im Druck).

Meß- und Auswertemethodik:

Die flächenhaften Messungen in der Grube wurden zur Minimierung des Streckeneffektes auf einem 80 cm hohen Stativ durchgeführt, wobei in den Strecken ein Meßpunktsabstand von 10 m eingehalten wurde und etwa in Stundenintervallen die Basismessungen für die Gangkorrektur erfolgten. Da am Beginn der Messungen in Bleiberg keine gesicherten Dichtewerte für Nebengestein und Erze zur Verfügung standen, konzentrierten sich die Arbeiten zunächst auf die Erstellung eines Dichtemodelles mittels Schacht- und Labormessungen.

Für die in Zweifachschleifen ausgeführten Schachtmessungen wurde der mittlere Meßfehler mit kleiner als $\pm 0,02$ mgal bestimmt. Bei einem mittleren Tiefenintervall von rund 50 m betrug die Genauigkeit der Tiefenangaben ± 5 cm, sodaß sich für die Intervalldichten rein rechnerisch ein mittlerer Fehler von kleiner als $0,01 \text{ g.cm}^{-3}$ ergab.

Nach zweitägigen Grubenbefahrungen mit verschiedenen Meßversuchen nahm schließlich die Vermessung von 7 Schachtniveaus und 225 flächig verteilten Stationen zusammen mit dem Nivellement und der Entnahme von 100 Gesteinsproben 15 Arbeitstage in Anspruch, wobei dem 3-Mann-Trupp durchschnittlich 5 Stunden reine Meßzeit pro Arbeitstag zur Verfügung standen.

Der Reduktionsvorgang, mit Ausnahme der topographischen Reduktion, wurde in der für Untertagemessungen üblichen Weise durchgeführt (HUSSAIN, WALACH, WEBER). Da die Bestimmung der topographischen Reduktion bei der Dichtebestimmung aus Schachtmessungen in sehr gebirgigen Gebieten ein ganz wesentlicher Faktor ist, wurde auf Basis der Methode nach SCHLEUSENER ein sehr flexibles Computerprogramm entwickelt, das in einfacher Weise Variationen der Rastergeometrie und der Reduktionsdichte erlaubt. Reduziert wurde bis zu einem äußeren Radius von 20 km, versuchsweise auch bis 50 km, wobei der Einfluß jedes neu hinzukommenden Zylinderringes über eine Dichtekorrekturzahl kontrolliert werden konnte.

Für die topographische Reduktion der flächenhaften Untertagemessungen kam das bekannte Verfahren nach EHRISMANN und LETTAU zur Anwendung. Eine wesentliche Rationalisierung dieses zeitaufwendigen Reduktionsschrittes konnte dadurch erreicht werden, daß die topographische Reduktion unabhängig von Anzahl und Lage der Meßpunkte für einen das Meßgebiet überdeckenden quadratischen 50 m-Raster berechnet wurde. Die Reduktionswerte für die tatsächlichen Meßpunkte konnten dann zunächst graphisch und später über ein leistungsfähiges Interpolationsprogramm aus dieser Datenmatrix bestimmt werden.

Die dadurch erzielbare Zeitersparnis fällt vor allem bei Folgeprojekten maßgeblich ins Gewicht. So wären für die 225 Meßpunkte der Messungen von HUSSAIN bei 20 km äußerem Radius nach der punktzentrischen Methode etwa 60 000 Höhenschätzungen erforderlich gewesen, während man bei der Bestimmung des rasterorientierten, digitalen Höhenmodells mit ca. 10 000 Schätzungen das Auslangen fand. Für das Folgeprojekt "Grube Stefanie" mit rund 200 Meßpunkten waren dann nur mehr knapp 4000 Höhenschätzungen oder 1,5 Arbeitstage erforderlich, da die Höhen der Raster 1 - 4 schon abgespeichert vorlagen.

Nach HUSSAIN (1979) ergibt sich für die Bougueranomalien eine relative Genauigkeit von 0,05 mgal.

Ergebnisse:

Abb. 1 zeigt zunächst eine Gegenüberstellung der gravimetrisch bestimmten Blockdichten und der an etwa 100 Handstücken im Labor bestimmten Dichtewerte. Die Variation der Blockdichten zwischen den einzelnen Schachtintervallen läßt sich gut mit der Geologie in der Umgebung des Westschachtes korrelieren. Höhere Blockdichten deuten an, daß in der Nähe des Schachtes Dolomit der Dichte 2,80 auftritt, während Kalk und die geringmächtigen Schiefereinschaltungen eine mittlere Blockdichte von $2,71 \text{ g.cm}^{-3}$ haben. Die mittlere Gesamtdichte differiert zwischen den beiden Methoden aber nur um $0,01 \text{ g.cm}^{-3}$ und wird auch durch die Ergebnisse des seither vermessenen Stefanie-Blindschachtes vollauf bestätigt.

Als Ergebnis der Dichtebestimmungen ergibt sich für das Gebiet des Bergbaues Bleiberg eine mittlere Gesteinsdichte von $2,76 \text{ g.cm}^{-3}$. Die Kontraste Erz-Nebengestein betragen für den netzförmigen Vererzungstyp im Westschachtgebiet $0,25 \text{ g.cm}^{-3}$, für die vorwiegend Bleiglanz führenden Gang- und Lagererzkörper der Grube Stefanie etwa $1 - 1,5 \text{ g.cm}^{-3}$.

Die Ergebnisse der bisherigen flächenhaften Messungen (425 Stationen, etwa 4 Profilkilometer) haben eindeutig gezeigt, daß überall dort, wo die Meßprofile über bekannte Vererzungen geführt werden konnten, diese in den Ergebnissen deutlich in Erscheinung traten.

Abb. 2 zeigt die Bougueranomalie im Bereich einer bekannten Erzzone mit einem Dichtekontrast von ca. $0,25 \text{ g.cm}^{-3}$. Leider konnte die Erzzone aus technischen Gründen nicht durchgemessen werden, doch war dieses Beispiel mit einem maximalen Anomaliebetrag von $0,6 \text{ mgal}$ der erste schöne Beweis für die Brauchbarkeit der gravimetrischen Untertageprospektion in Bleiberg.

Die quantitative Interpretation einzelner Anomalien hat sich bei Fehlen jeglicher Hinweise auf die Position einer möglichen Vererzung als sehr problematisch erwiesen, da ja z.B. eine positive Schwereanomalie sowohl durch eine Vererzung im Liegenden als auch durch einen Hohlraum im Hangenden hervorgerufen werden kann und gerade in dem verkarstungsfähigen, erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg alle Übergänge zwischen Massenüberschuß und Massendefizit möglich sind. In Verbindung mit Informationen aus geochemischen Anomalien, Erzspuren in Bohrlöchern etc. gelang es aber auch gute quantitative Modelle zu berechnen.

Literatur:

- HUSSAIN, A.: Untertagegravimetrie in alpinen Gebieten mit besonderer Berücksichtigung des Blei-Zink-Bergbaus Bleiberg-Kreuth (Kärnten). Unveröff.Diss., Montanuniversität Leoben 1979.
- HUSSAIN, A & WALACH G.: Subsurface Gravity Measurements in a deep intra Alpine Tertiary Basin. - Geoexploration (im Druck).
- HUSSAIN, A., WALACH, G. & WEBER, F.: Underground gravity survey in Alpine regions. - Geophysical Prospecting (im Druck).
- WALACH, G.: Gravimetrische Untertageprospektion in hochalpinen Gebieten, mit Beispielen aus dem Blei-Zink-Bergbau Bleiberg (Kärnten). - Freiburger Forschungshefte, Reihe C (im Druck).

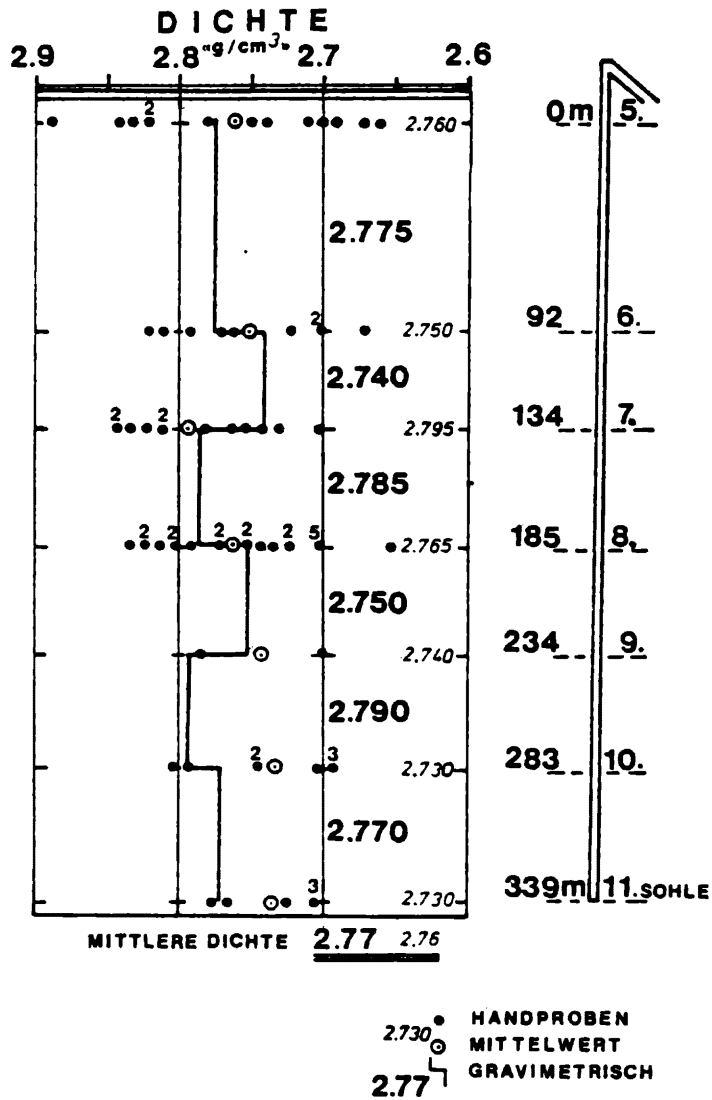


Abb. 1: Dichteverteilung nach Gravimetermessungen und Laboruntersuchungen; Bleiberg (Westschacht)

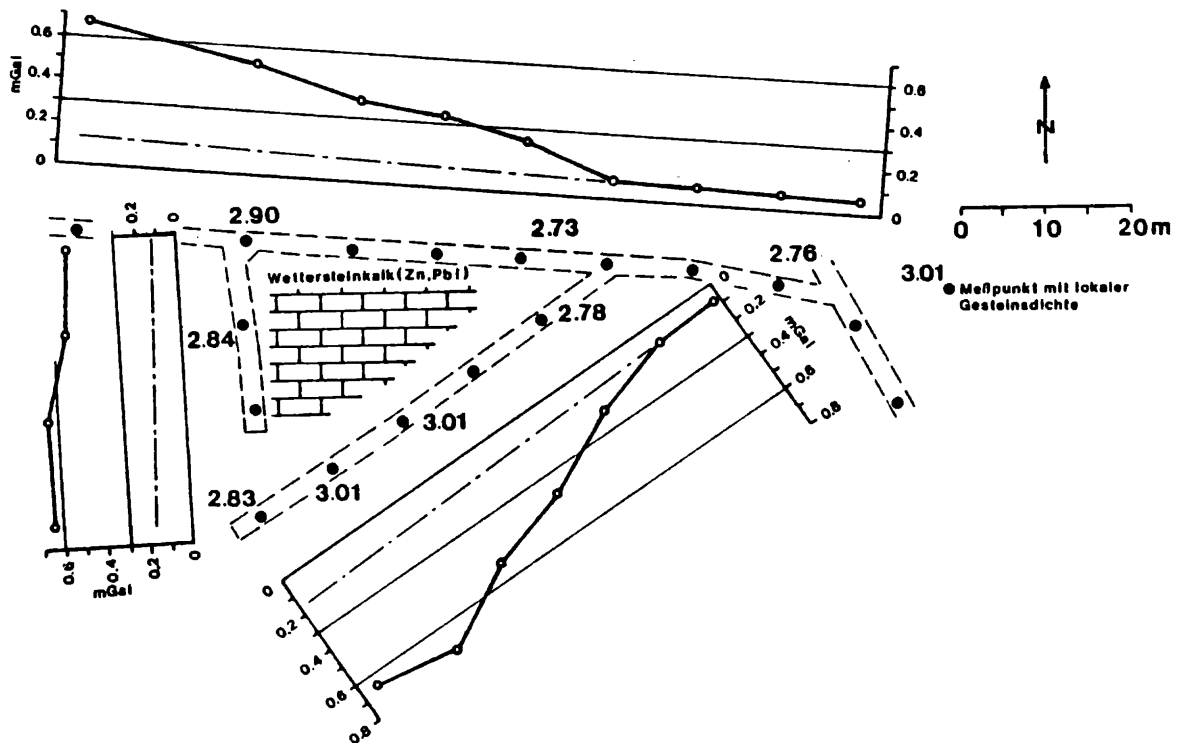


Abb. 2: Bouguer-anomalie im Bereich einer Erzzone mit Dichtekontrast $0,25 \text{ g/cm}^3$; Bleiberg (Westschacht, 7. Lauf)

Detailuntersuchung der Diendorfer Störung bei Melk

P.Steinhauser, G.Gangl und F. Makovec

U Wien/DoKW

1. Einleitung und geologische Übersicht

Zur baugelologischen Vorerkundung für das Donaukraftwerk Melk wurden mehrere geophysikalische Meßverfahren in der Donau-niederung westlich von Melk eingesetzt. In diesem Bericht werden nur die Ergebnisse der gravimetrischen Untersuchungen vorgelegt. Hinsichtlich der Ergebnisse der magnetischen Messung der Totalintensität, der gravimetrischen Messungen, der refraktionsseismischen sowie der elektrischen und der Bohrloch-Messungen wird auf die bereits vorliegende Gesamtpublikation /1/ verwiesen.

In der Nähe der Baustelle verläuft die von Südwest nach Nordost streichende Diendorfer Störung. Sie ist eine der Großstörungen am Rande des Böhmisches Massivs. Die Störung ist südwestlich von Melk über Aggsbach, Krems, Zöbing auf eine Länge von über 70 km kartierungsmäßig erkannt. Als Fortsetzung wird nach Nordosten ein Zusammenhang mit der Boskovitzer Furche /2/ diskutiert: nach Südwesten werden Bildlineare in den nördlichen Kalkalpen /3/ als Fortsetzung gedeutet. Eine Wiederbelebung der Störung im Tertiär (alpidische Phasen) wird heute als gesichert angenommen. Tollmann erwähnt nach-oligozäne Bewegungen in der Verlängerung der Diendorfer Störung im Südwesten. Abb. 1 gibt eine geologische Übersichtsdarstellung wieder.

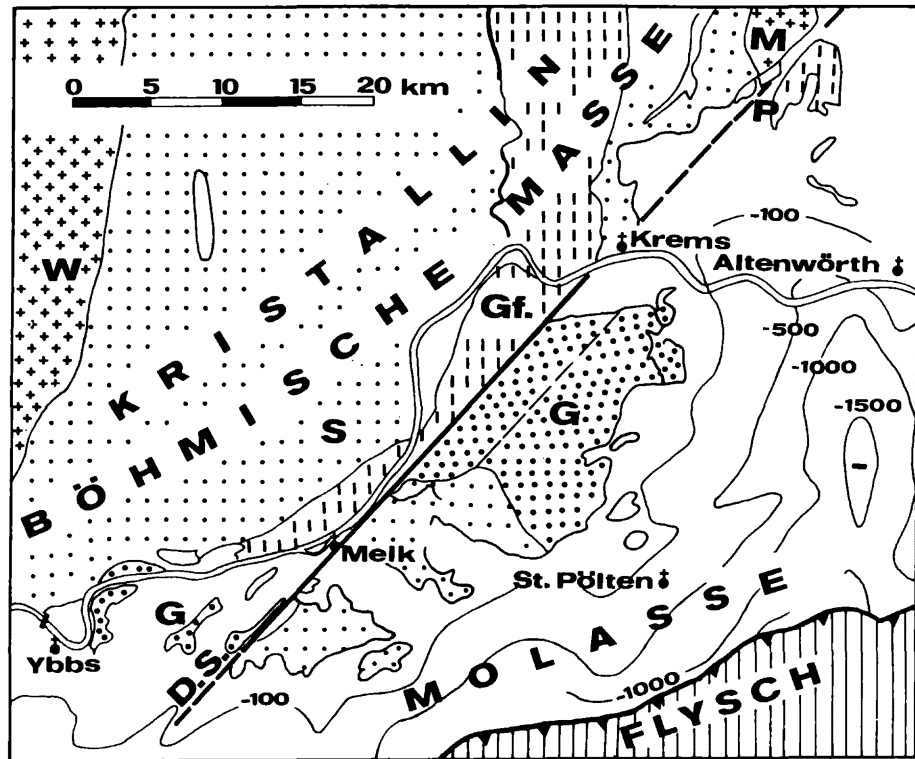


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte

- W ... Winsberger Granit,
- S ... Spitzer Serie i.w.S.,
- Gf .. Gföhler Gneis,
- G ... Granulit von der Diendorfer Störung (D.S.)
getrennt,
- M ... Moravikum, Isolinien der Tertiärbasis

Die Voruntersuchungen über die Lage des Kraftwerkes Melk wurden mit besonderer Sorgfalt durchgeführt, um eine Bauwerksgründung außerhalb von Hauptstörungen sicherzustellen. Die ersten Informationsbohrungen für eine Bauwerkslage oberwasser-

seitig der Mündung des Melker Armes wurden 1970 ausgeführt, bald aber abgebrochen, da in diesem Bereich komplizierte Strukturen, Verwerfungen, Brüche, sedimentgefüllte Tiefenrinnen, Kolke etc. erkannt wurden. Ein Auffinden bzw. geregeltes Verfolgen dieser Strukturen durch Bohrungen wäre sehr aufwendig gewesen. Es wurde daher versucht, durch großflächige, geophysikalische Untersuchungen einen allgemeinen Überblick über den Aufbau des Untergrundes zu gewinnen.

Als erstes hat Prof. F. Weber, Leoben, eine auf den Mittelteil der Melker Au beschränkte refraktionsseismische Untersuchung durchgeführt, die im Südteil sehr klar eine der Diendorfer Richtung parallellaufende Bruchlinie erkennen ließ. Auch unter der rechten Uferkante konnten Störungen nachgewiesen werden, die wahrscheinlich durch Querverwerfungen versetzt sind /4/.

Hierbei deuteten sich bereits große Sprunghöhen des kristallinen Grundgebirges an den steilstehenden Verwerfungen an. Daher wurden gravimetrische Messungen durchgeführt, da sich die Refraktionsseismik und die Gravimetrie methodisch gut ergänzen.

Die Seismik identifiziert am besten söhlige Schichtgrenzen zwischen übereinanderliegenden Körpern. Die Gravimetrie ist bekanntlich besonders zur Erfassung nebeneinanderliegender Körper oder steilstehender Schichtgrenzen geeignet.

2. Messung und Reduktion der Daten

Die Schweremessungen wurden mit dem La Coste & Romberg Mikrogal Gravimeter D-9 durchgeführt. Auf einer Fläche von ca. 3 km² wurden 436 Punkte in Abständen von 25 bis 100 m vermessen. Von diesem engeren Untersuchungsgebiet aus wurden drei Profile in die weitere Umgebung hinaus verlängert, um

den Regionaltrend der Schwereverteilung sicher zu erfassen.

Die Messungen wurden an den Punkt St. Pölten ($g = 980\ 846.35$ mgal) des österreichischen Schwerenetzes angeschlossen. Die Anomalienberechnung erfolgte im System der internationalen Schwereformel 1930, wobei die topographische Reduktion bis 29 km Punktdistanz durchgeführt wurde.

Die gesamte Reduktion der gravimetrischen Meßdaten erfolgte mit einem bereits ausführlich beschriebenen Verfahren am Computer /5/.

Da die Dichte des Untergrundes bereits in die Darstellung der Bouguer-Schwere eingeht, wurde der für den ungestörten Untergrund repräsentative Dichtewert nach dem Nettleton-Verfahren bestimmt. Hierfür wurde ein Profil nördlich der Donau verwendet, weil dort sowohl ungestörte Lagerungsverhältnisse im kristallinen Untergrund, als auch ausreichende Höhenunterschiede vorhanden sind. Nach diesem Verfahren läßt sich die Dichte des mehr oder minder unverwitterten Grundgebirges nördlich der Donau mit $\rho = 2.65$ g/cm³ abschätzen.

Dieser Dichtewert wurde allen weiteren Bearbeitungen zugrunde gelegt.

Die Karte der Bouguer-Schwere ist in Abb. 2 wiedergegeben und zeigt einen breit angelegten, in der Richtung der Diendorfer Störung streichenden Trog, der von SW nach NE hin ansteigt und dessen Flanken teilweise ein unregelmäßiges Relief aufweisen. Breite und Tiefe dieses Troges nehmen von W nach E hin deutlich ab. Im Strombereich wurden die Isolinien nur strichliert gezeichnet, da sie hier nicht durch Messungen belegt sind. Die Variationsbreite der Bouguer-Schwerwerte beträgt ca. 4 mgal.

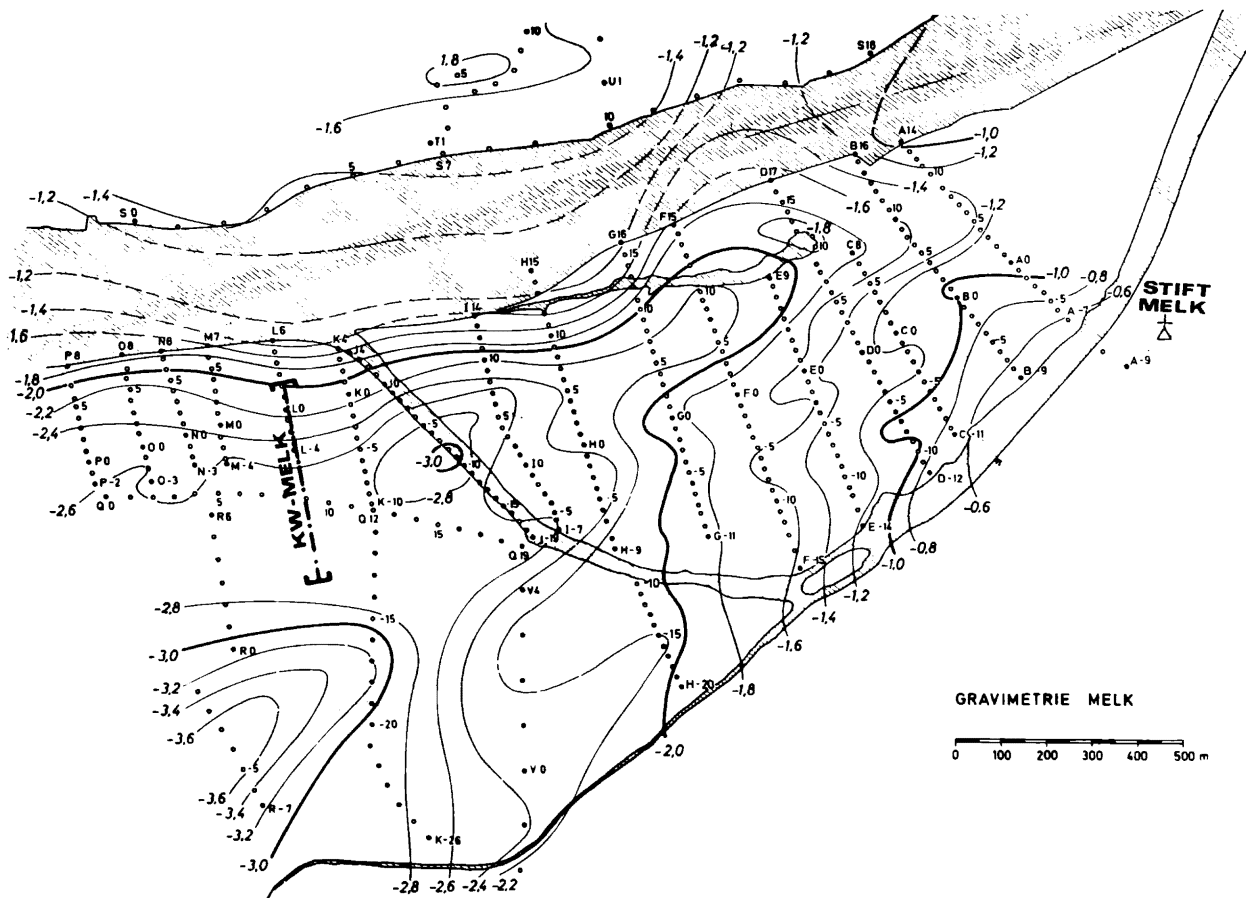


Abb. 2: Karte der Bouguer-Isanomalien in 0.2 mgal Abstand im Untersuchungsgebiet Melk (Bezugsniveau: 0 m, Reduktionsradius 20 km, Reduktionsdichte 2.65 g/cm³).

3. Bestimmung des Bouguer-Restfeldes

Im vorliegenden Fall wurde zunächst davon ausgegangen, daß wegen der Kleinheit des Untersuchungsgebietes ein linearer Regionalfeldansatz ausreichend sei. Kontrollrechnungen zeigten aber, daß dadurch nur die durch die tiefe Kruste bewirkten gravimetrischen Trends aus dem Restfeld beseitigt werden

konnten, aber noch immer Schwerewirkungsanteile aus den oberen Grundgebirgsbereichen erhalten bleiben. Insbesondere dürfte die Diendorfer Störung mit einer wenigstens einige hundert Meter tief reichenden Auflockerungszone des Grundgebirges verbunden sein, die aber im vorliegenden Fall ohne Belang ist. Deshalb mußte die Trennung von Regional- und Restfeld entsprechend geändert werden. Als brauchbar erwies sich ein Regionalfeldansatz als Polynom 3. Grades.

Wie die Abb. 3 zeigt, erfaßt dieses Regionalfeld nicht nur den von SW nach NE verlaufenden Anstieg des Bouguer-Schwerefeldes, wie ihn auch die Schwerekarte von Österreich zeigt /6/, sondern auch eine breite trogförmige Anomalie, deren Ursache in oberen Grundgebirgsbereichen zu suchen ist. Das zugehörige

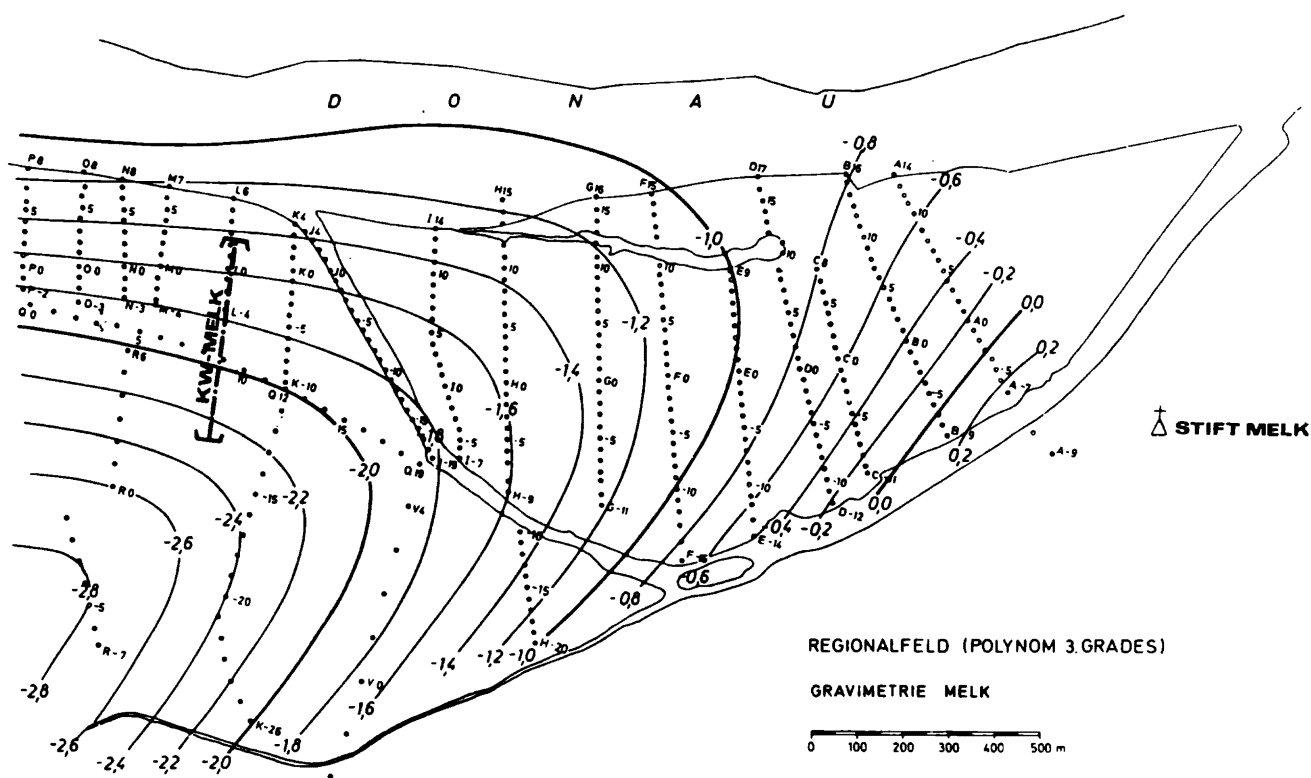


Abb. 3: Karte des Regionalfeldanteils der Bouguer-Anomalie

Restfeld zeigt einen Schweretrog südlich des alten rechten Donauufers, in dem drei Schwereminima besonders hervortreten. Parallel zum Melkfluß bzw. Melker Donauarm und damit in Richtung der Diendorfer Störung zieht ein System von zwei Schweretrögen, zwischen denen ein Schwererücken verläuft, wobei auch in diesem Trog-Rücken-Trog-System einzelne, abgeschlossene Schwereminima und -maxima besonders hervortreten.

4. Untergrundmodell

In Anbetracht des komplexen Aufbaues des gravimetrischen Restfeldes war es erforderlich, dreidimensionale Untergrundmodelle zu entwickeln. Hierzu wurde das Verfahren von Talwani und Ewing /7/ verwendet, bei dem die Schwerewirkung eines beliebig geformten, dreidimensionalen Körpers berechnet wird, wenn die Körperform durch Höhenschichtlinien, die durch Polygonzüge approximiert werden, vorgegeben ist.

Bei der Modellerstellung wurde für das Grundgebirge wiederum die Dichte von $\rho = 2.65 \text{ g/cm}^3$ verwendet. Für die quartäre und tertiäre Bedeckung wurde aufgrund von Testrechnungen als gravimetrisch wirksame Dichte der Wert von $\rho = 2.15 \text{ g/cm}^3$ ermittelt. Das Untergrund-Modell wurde für die Meßpunkte auf Übereinstimmung mit den aus den Messungen abgeleiteten Restfeldwerten überprüft und schrittweise optimiert. Lediglich im östlichen Teil des Meßgebietes ergaben sich im Bereich der Hochscholle gewisse Anpassungsschwierigkeiten, da hier das Zweischichtmodell durchwegs zu große Grundgebirgstiefen ergab.

Hier war es notwendig, für den oberen Bereich die Dichte noch um 0.2 g/cm^3 zu vermindern und somit eine Zwischenschicht einzuführen, die als Verwitterungs- oder Zerrüttungszone gedeutet werden kann. Die Bohrungen in dieser Zone ergaben vielfach "zertrümmerte oder eng zerhackte" Kerne des Grundgebirges.

Abb. 4 zeigt die Karte des Reliefs des Grundgebirges im Untersuchungsbereich. Das Tiefenlinienbild ist dem Schwerebild des Restfeldes sehr ähnlich. Dem südlichen Donauufer entlang verläuft eine Senke, deren Achse durch drei kesselartige Vertiefungen mit 50 bis 90 m Tiefe gebildet wird. In der Richtung der Diendorfer Störung streicht das Grundgebirgsrelief in Form zweier Senken, zwischen denen ein Rücken aufragt.

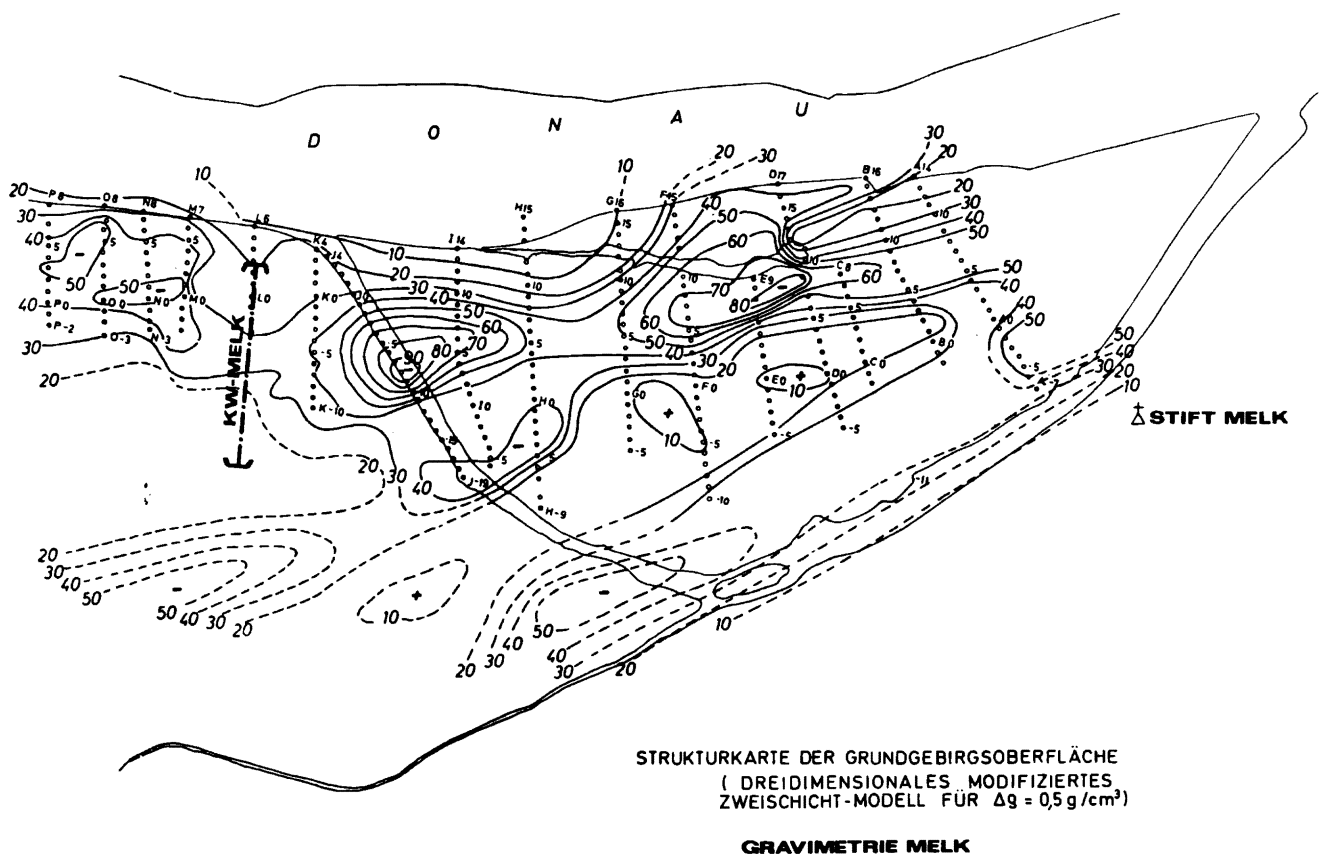


Abb. 4: Strukturkarten des gravimetrischen Modells der Grundgebirgsoberfläche

Wie die Abb. 5 und 6 an den Beispielen der Querschnitte F und J zeigen, ist die Übereinstimmung von gemessenen und modellmäßig berechneten Schwereanomalien sehr zufriedenstellend.

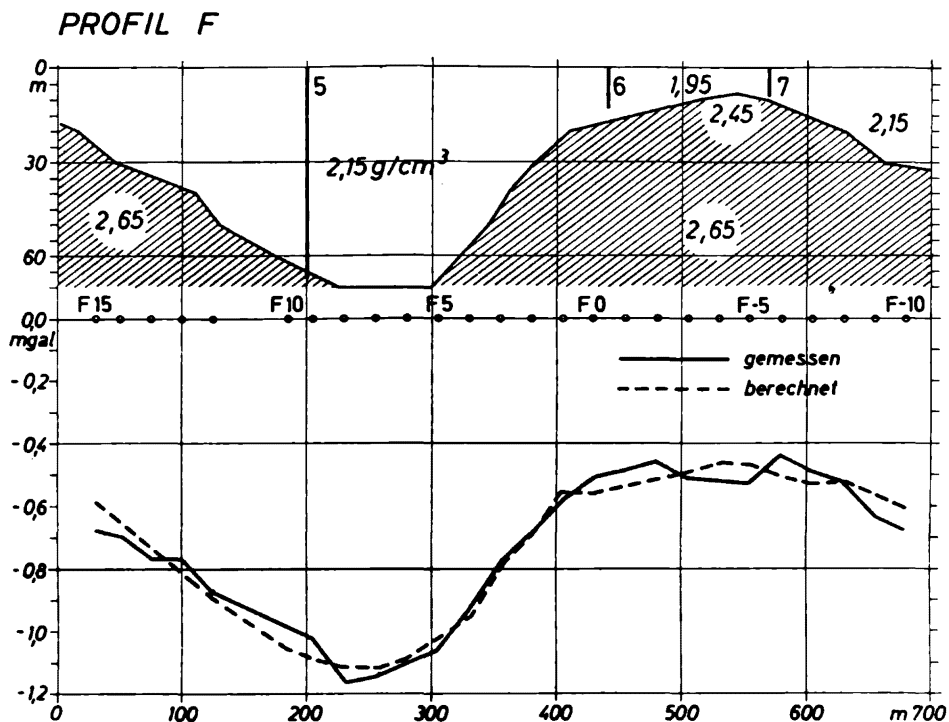


Abb. 5: Profilschnitt F des Modells und Vergleich der gemessenen Schwere und modellmäßig berechneten Schwere. Die vertikalen Linien geben die erbohrten Grundgebirgstiefen nach den Bohrungen 5, 6 und 7 an.

Der Querschnitt J zeigt überdies die Problematik von Bohrerergebnissen auf. Die Bohrungen Nr. 38 und 41 würden ohne ergänzende geophysikalische Untersuchungen auf eine nach SE hin flach einfallende Kristallinoberfläche deuten. Die Grundgebirgs-Teufenangabe der Bohrung 41 ist nahezu schon als zufällig zu bezeichnen. Eine Lagevariation im Dekameterbereich hätte zu

beträchtlichen Änderungen des Bohrergebnisses geführt; wie dieses Beispiel zeigt, bringt diese Kombination von Bohrung und Geophysik ein beträchtliches Plus an Information gegenüber der einzelnen Untersuchungsmethode.

Die Höhenlage der Kristallinoberfläche wurde sowohl für die Hochschollen als auch für die Gräben und Kolke mit hoher Genauigkeit prognostiziert, wie der Vergleich mit den Bohrungen zeigt. In 70% der Fälle betrug die Abweichung der prognostizierten von den durch Bohrungen ermittelten Kristallintiefen weniger als 3 m.

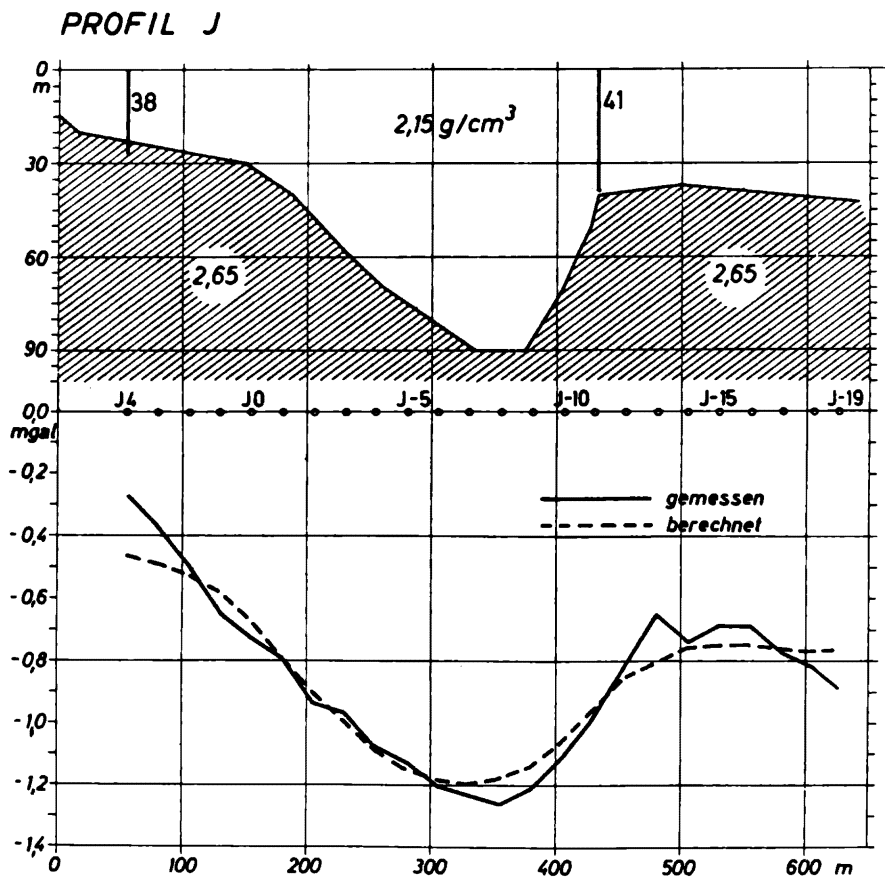


Abb. 6: Profilschnitt J des Schweremodells und erbohrte Grundgebirgsteufen (Bohrungen Nr. 38 und 41).

Literatur:

- /1/ Gangl, G., F. Makovec und P. Steinhauser: Anwendung geophysikalischer Verfahren bei einem Kraftwerksprojekt an der österreichischen Donau. *Rock Mechanics*, 12, 193-219, 1980.
- /2/ Schermann, O.: Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. *Geol.Bergbau-Stud.* Wien, 16, 91-103, 1965.
- /3/ Tollmann, A.: Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. *N.Jb.Geol.Paläont.Abh.* 153, 1-27, 1977.
- /4/ Weber, F.: Die refraktionsseismischen Messungen für das Kraftwerksprojekt Melk der Österreichischen Donaukraftwerke AG. *Unveröffentl.Bericht*, 1973.
- /5/ Götze, H.-J., O. Rosenbach und P. Steinhauser: Die Bestimmung der mittleren Geländehöhen im Hochgebirge für die topographische Reduktion von Schweremessungen. *Ber.Tiefbau Ostalp.*, 9, 1-16, 1980.
- /6/ Senftl, E.: Schwerekarte von Österreich. Bouguer-Isanomalien 1:1000000. Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, 1965.
- /7/ Talwani, M. and M. Ewing: Computation of Gravitational Attraction of Three Dimensional Bodies of Arbitrary Shape. *Geophysics* 25, 203-225, 1960.

Gravimetrische Untersuchungen zur Erfassung der Trogtiefe
einiger Alpentäler.

H.-J. Götze

TU Clausthal

Schlüsselwörter: 3-dimensionale Modellrechnungen, Geolog. Reduktionsterm, Bouguer-Anomalien, Modelle des Untergrundes, Bearbeitungsmethodik.

Publizierte Arbeiten (nach März 1977):

Götze, H.J.: Ein numerisches Verfahren zur Berechnung der gravimetrischen Feldgrößen dreidimensionaler Modellkörper.

Arch.Met.Geoph.Biokl., Ser.A, 27, 195-215, 1978.

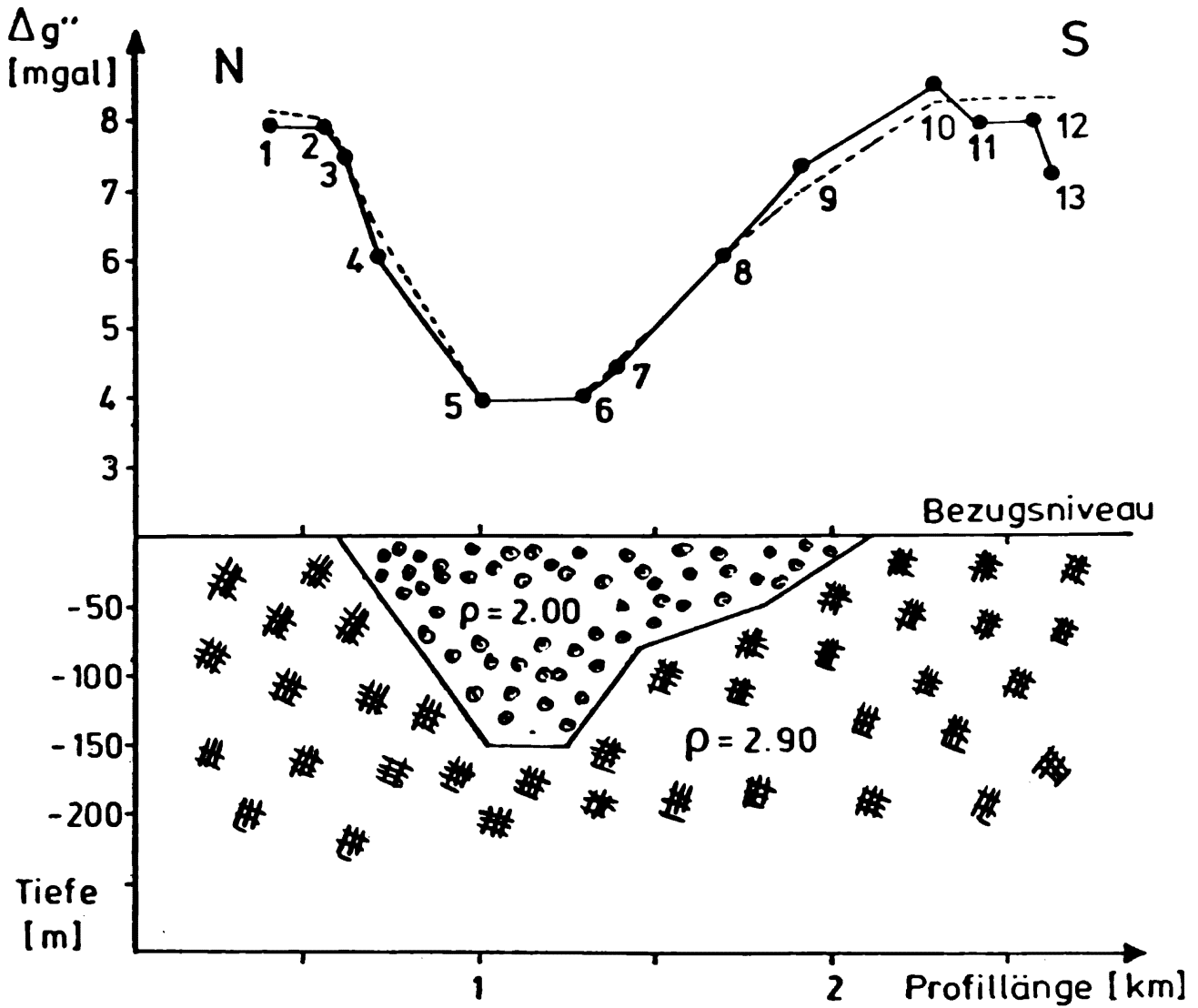
Götze, H.J. und O. Rosenbach: Gravimetrische Modellberechnungen zur Krustenstruktur am östlichen Rand des Tauernfensters (östl. Zentralalpen/Ostalpen). Vortragszusammenfassungen der 39. Jahrestagung der DGG, Kiel 1979.

Zusammenfassung

Gravimetrische Meßdaten aus Hochgebirgsregionen sind relativ einfach zu gewinnen, wenn die Punktlagen in den Alpentälern liegen. Untersuchungen, z.B. Steinhauser et al. 1975, zeigen aber deutlich, daß die Meßwerte sehr stark von den anomalen Effekten der Talfüllungen beeinflusst werden. Die im oberen Murtal und im Inntal durchgeführten Untersuchungen zeigen, daß die zu erwartenden Schwerewirkungen im Bereich von ca. 5-7 mgal liegen können.

Die Bearbeitungsmethodik für die Durchführung von dreidimensionalen Modellrechnungen kann an der Auswertung der beiden Meßgebiete (Murtal und Inntal) gut gezeigt werden, weil die Darstellung überschaubar bleibt.

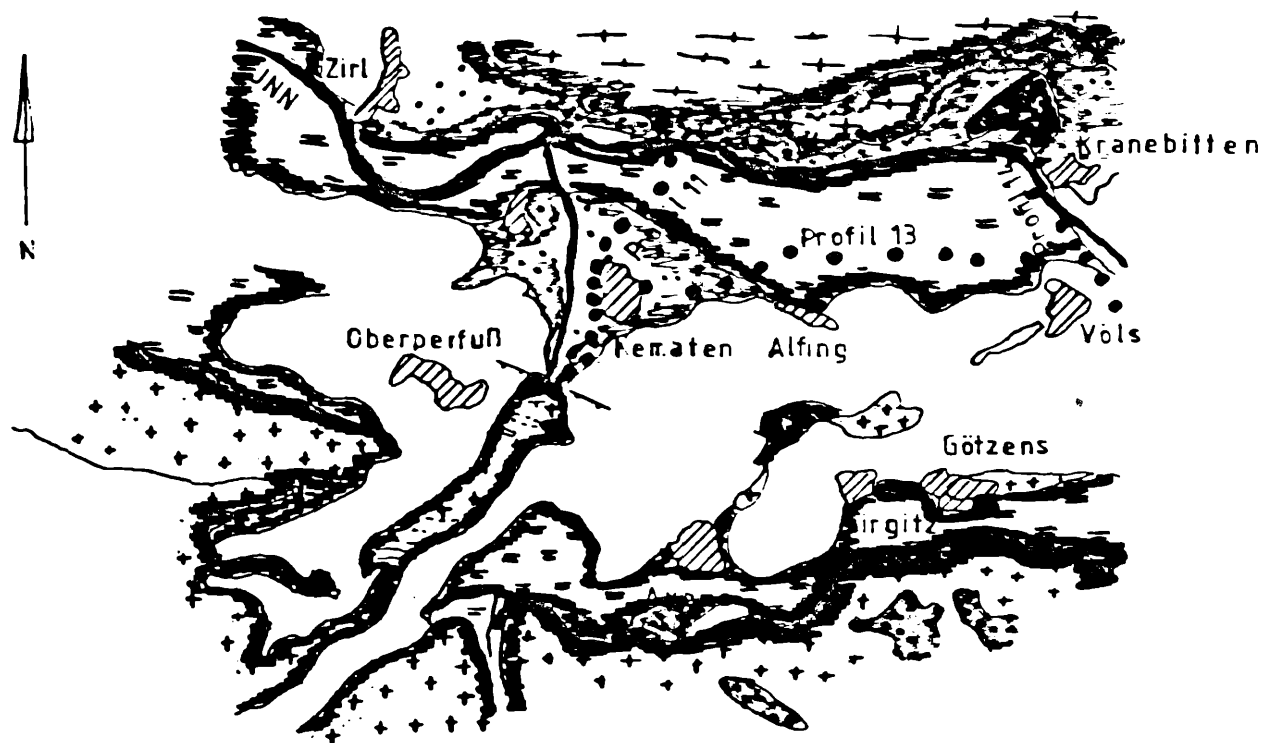
Es werden die Ergebnisse der Messungen und der Modellrechnungen mitgeteilt und verglichen. Es besteht eine gute Übereinstimmung zwischen Modell- und Meßkurven; die Untergrund-Modelle sind geologisch plausibel.



oben:-----Schwereverteilung des Untergrundmodells im Vergleich mit

●—● $\Delta g''_{\text{gem}} - \delta g_{\text{Geol}} - \Delta g_{\text{Reg}}$

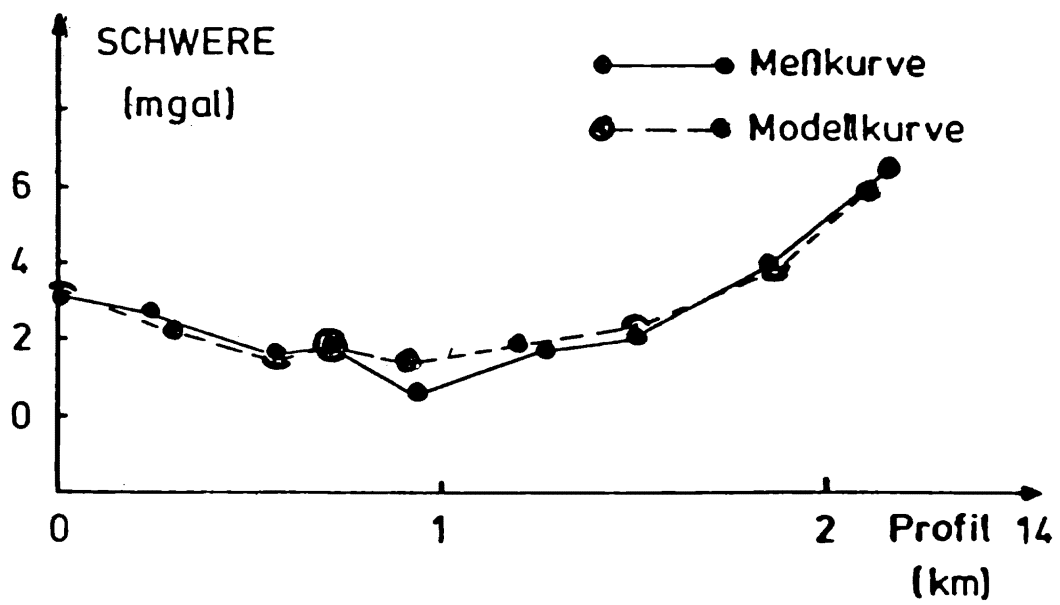
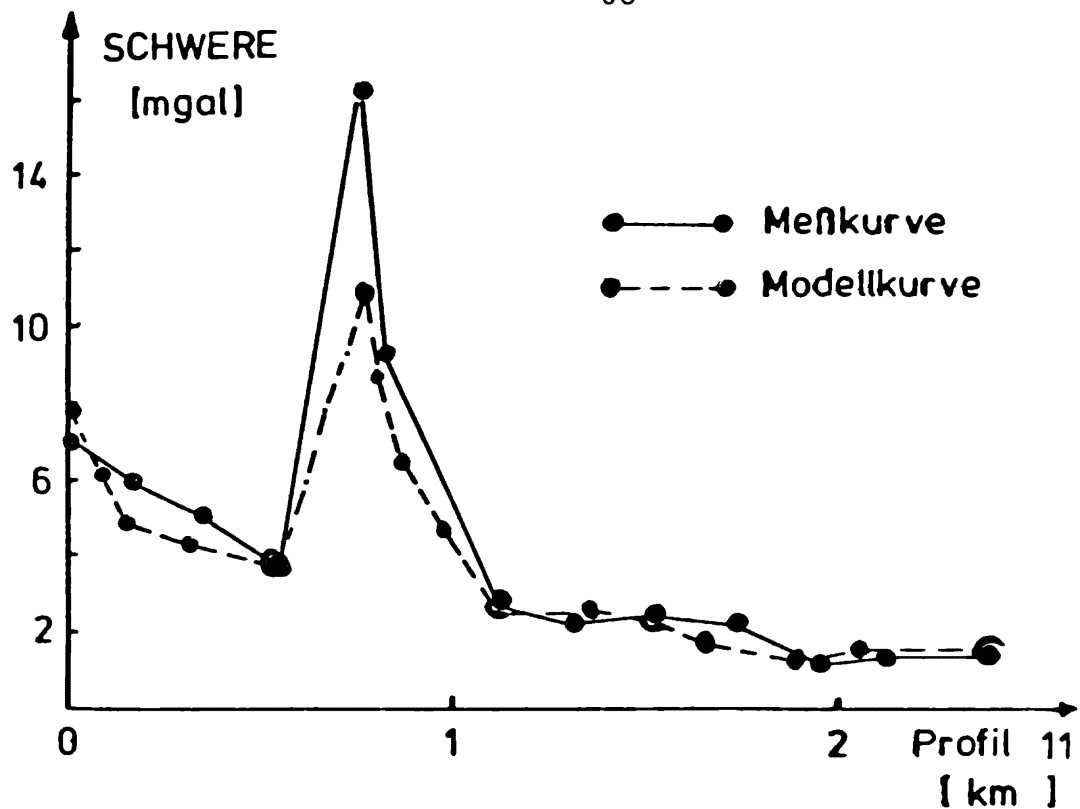
unten: Untergrundmodell des oberen Mantels

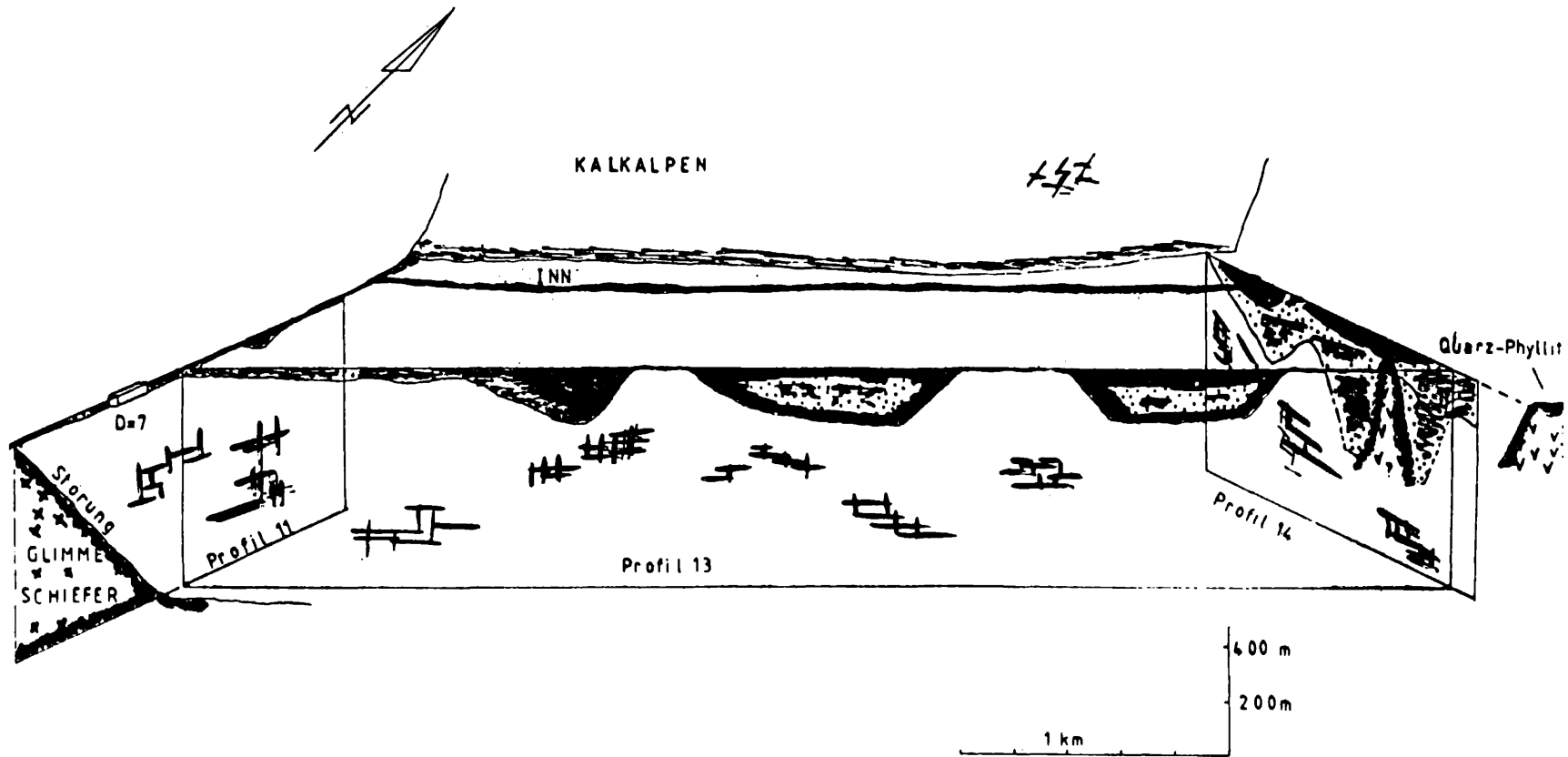


Dichten

2,5		Wettersteinkalk
2,5		Muschelkalk
2,0		Blockmoränen
2,0		Rezenter Schutt
2,0		Terrassensedimente
2,0		Flußschotter
2,7		Glimmerschiefer

GEOLOGIE UND LAGE DER PROFILE





Korrelation von gravimetrischen mit magnetischen Anomalien
im Bereich des Serpentin von Kraubath

S. Seren

U Wien

Um den Kraubather Serpentin quantitativ und qualitativ zu erfassen, wurden geophysikalische Untersuchungen durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Arbeit bringen weitere Aufschlüsse für die Prospektion von Chromerz-lagerstätten. Es wurden magnetische, gravimetrische und seismische Methoden der angewandten Geophysik verwendet. Über dem gesamten Meßgebiet wurden entlang 54 Profilen an ca. 3000 Punkten die Totalintensität des geomagnetischen Feldes gemessen und an ca. 400 Aufschlüssen die magnetische Gesteinssuszeptibilität in-situ bestimmt. Für die Messung der induzierten und remanenten Magnetisierung und des Magnetitgehaltes im Labor wurden 15 Bohrkernproben aus dem Kraubather Serpentin entnommen. An drei kurzen Profilen wurde die Schwerkraft gemessen. Die Meßergebnisse dieser beiden Methoden der angewandten Geophysik wurden einander gegenübergestellt. Um die Mächtigkeit der quartären und tertiären Überlagerungen auf den gravimetrischen Profilen festzustellen, wurden entlang eines dieser drei Profile refraktionsseismische Messungen durchgeführt.

Es wurden entlang sieben Profilen, die sich gleichmäßig über dem Meßgebiet verteilen und senkrecht zur Streichrichtung des Serpentin verlaufen, Modellstörkörperberechnungen durchgeführt. Für diese Berechnungen stand ein Rechenprogramm des Institutes für Meteorologie und Geophysik zur Verfügung. Dieses Rechenprogramm wurde auch auf die drei gravimetrischen Profile angewendet.

Um die schon aus den einzelnen Meßwerten der Magnetik und der Gravimetrie erkennbare Korrelation zu untermauern, wurden die theoretischen Berechnungen angestellt. Die Werte der Totalintensität wurden zum Pol reduziert, da sie direkt dem Vertikalgradienten der Bouguerschwere proportional sind. Diese aus dem Poissonschen Gesetz

hergeleitete Zusammenhang wurde speziell für den Kraubather Serpentin angewendet. Dabei ergibt sich eine Antikorrelation zwischen den magnetischen und gravimetrischen Meßwerten, begründet durch die Serpentinisierung. Mit fortschreitender Serpentinisierung verringert sich die Dichte, gleichzeitig nimmt die Magnetisierung linear zu.

Auf Grund dieser gewonnenen Erkenntnisse kann man den Grad der Serpentinisierung schon allein mit den magnetischen Messungen angeben. Weiters ist es möglich die Kontaktflächen des Serpentin zu seinen Nebengesteinen und Störungen innerhalb des Serpentin (unterschiedliche Serpentinisierung) allein mit der magnetischen Methode lokalisieren.

Der Kraubather Serpentin zeigt alle Serpentinisierungsgrade, wobei der Bereich von 40% bis 75% am stärksten vertreten ist. Dabei ist der Teil des Meßgebietes südlich der Mur stärker serpentinisiert als jener nördlich der Mur. Der Kraubather Serpentin ist von zahlreichen Störungslinien durchzogen. Ein Vergleich mit der geologischen Lokalisierung zeigt, daß die mit Hilfe der Magnetik gefundenen Kontaktflächen (Grenzen des Serpentin) von jenen der Geologie abweichen.

Durch die Erkenntnisse, die bereits aus den bekannten Chromitlagerstätten gewonnen wurden, kann man die folgenden Anomalien des Kraubather Serpentin für weitere Untersuchungen angeben:

- a. südlich von Brandler (Gulsen),
- b. südlich des Chromwerks,
- c. südlich des Augrabens,
- d. westlich des Wh. Ebner,
- e. bei Höllerschach,
- f. an der Kreuzung Chromwerkgraben mit dem Sommer- und Wintergraben

Literatur:

Seren, S.: Dissertation. Inst.f.Met.u.Geoph.d.Univ.Wien, 1980.

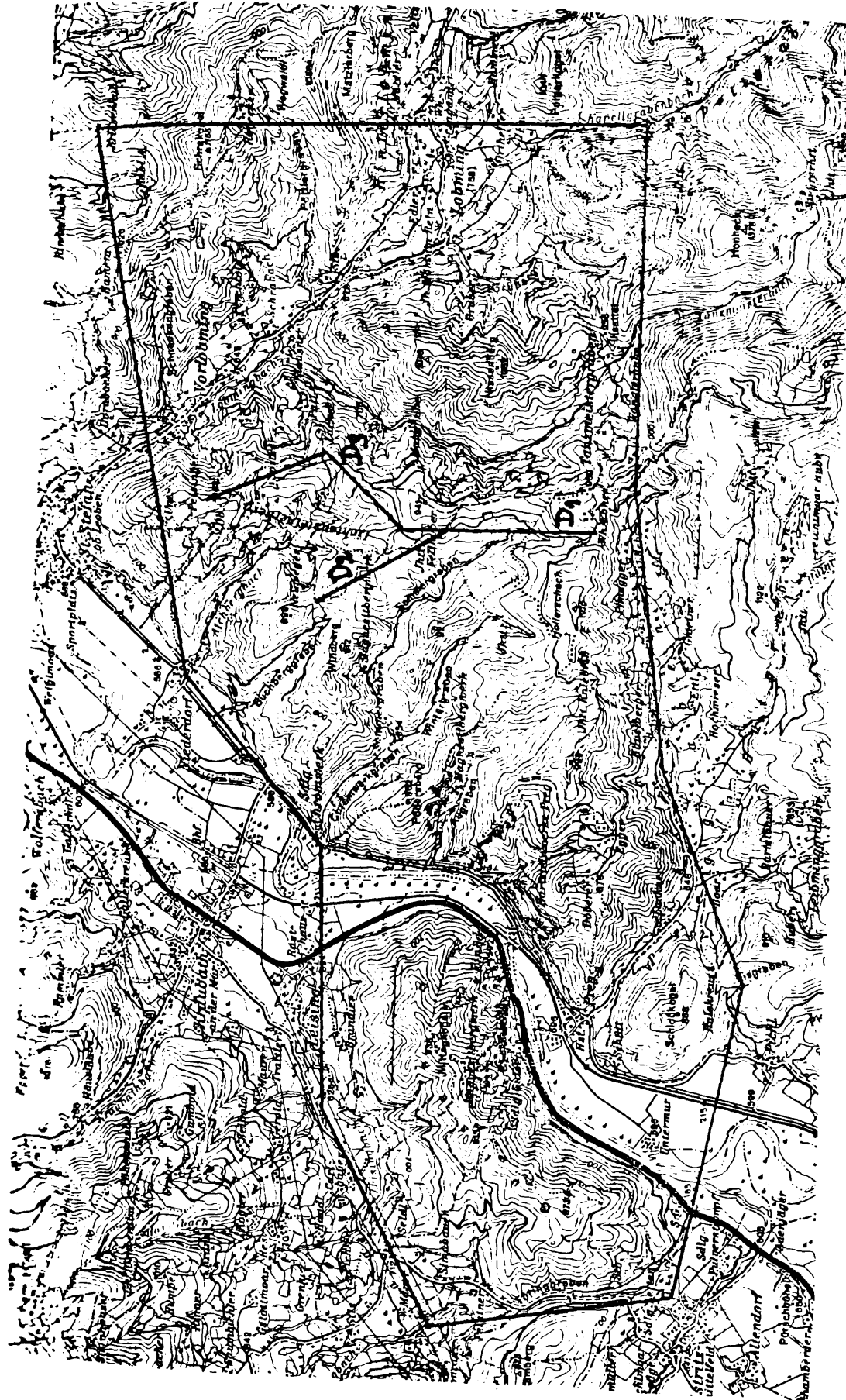


Abb. 1. Die Grenzen des Meßgebietes ÖK 132
(D₁, D₂, D₃ gravimetrische Profile)

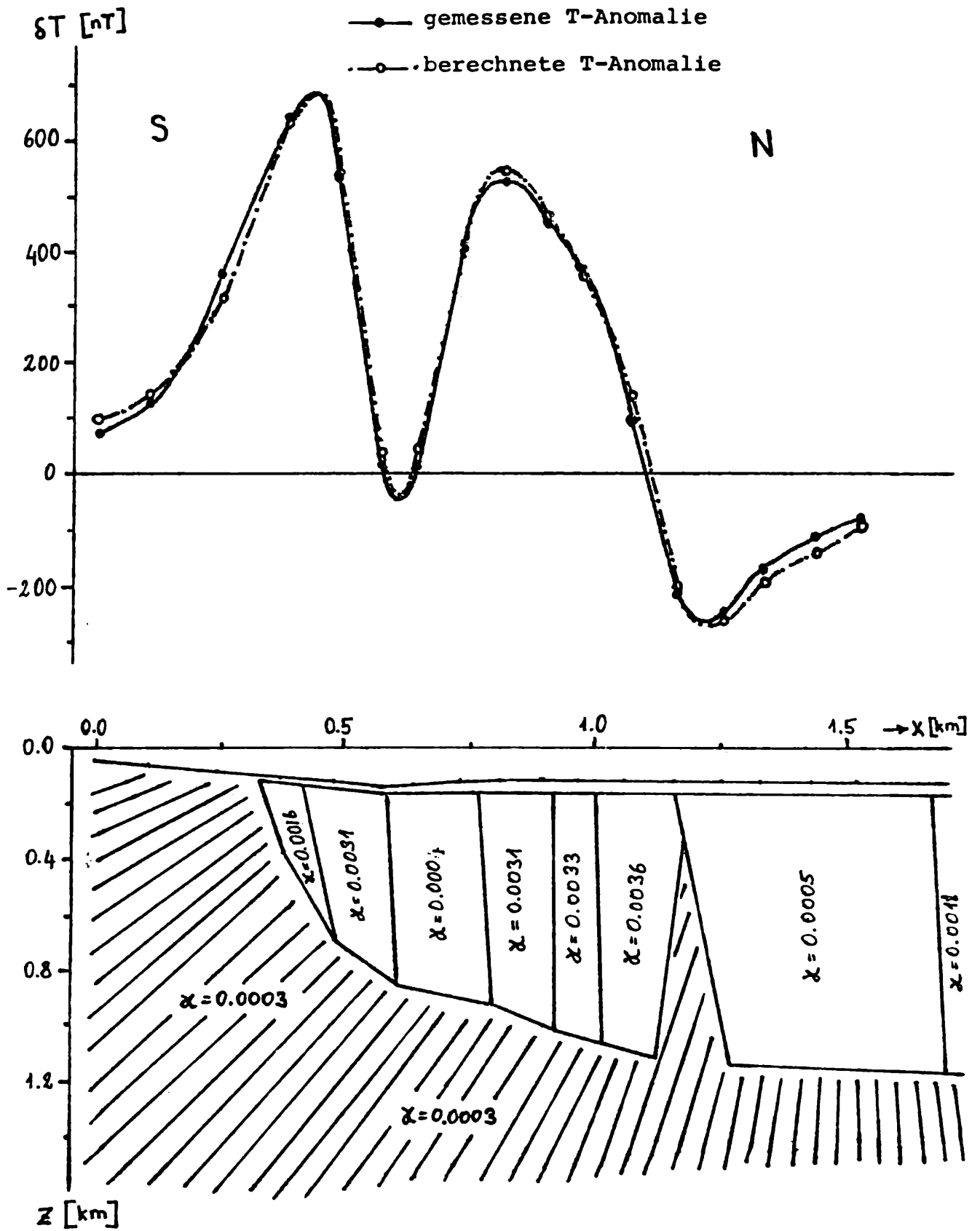


Abb. 2: Die gemessene- und berechnete T-Anomalie und der dazu gehörige Modellstörkörper auf dem Profil-D₁ (Die χ -Werte sind in cgs-Einheiten angegeben)

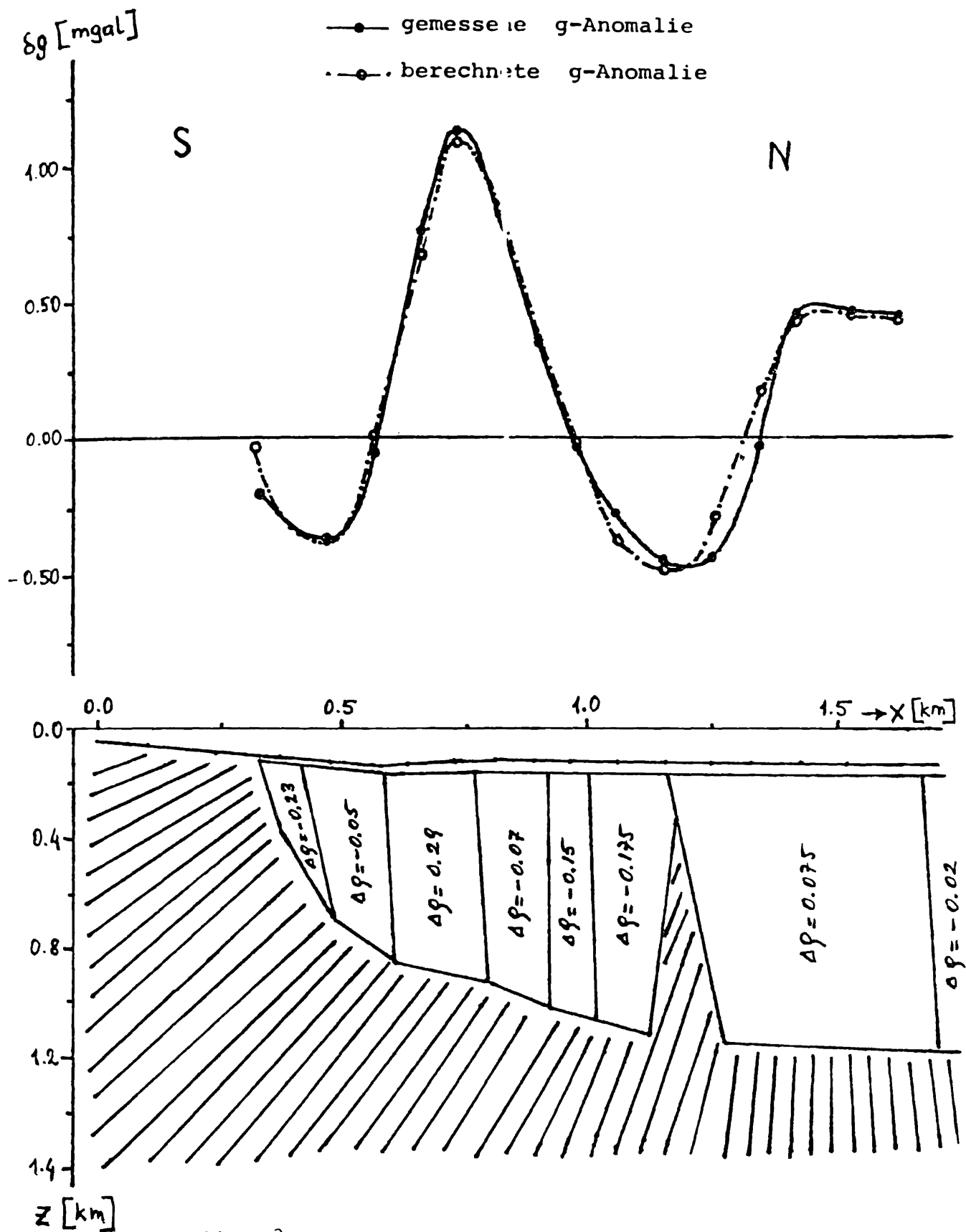


Abb. 3: Die gemessene und berechnete g-Anomalie und der dazu gehörige Modellstörkörper auf dem Profil-D₁ (Dichtekontrast $\Delta \rho$ in gr/cm^3)

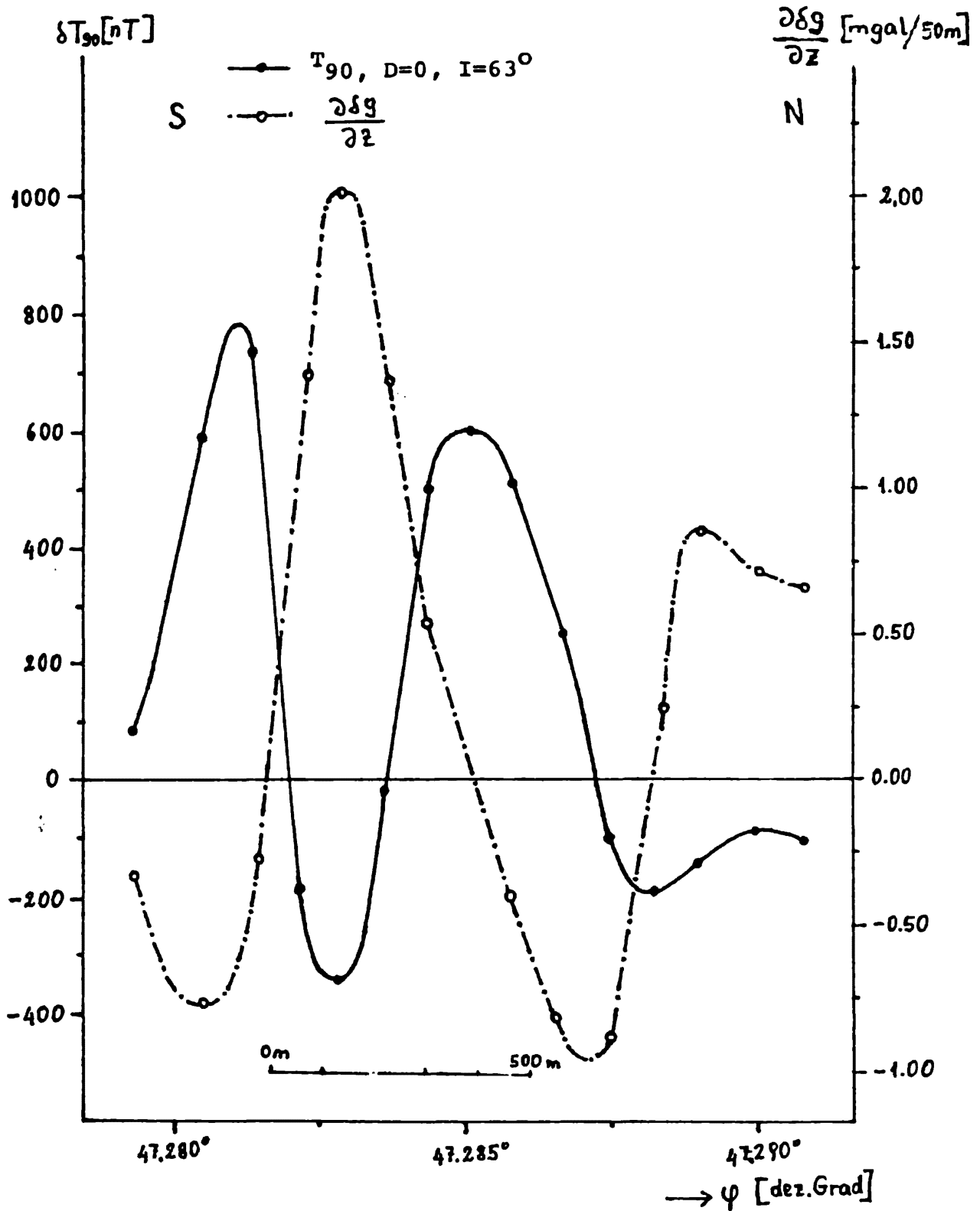


Abb. 4: Vertikalgradient (mgal/50 m) der Bouguer-schwere und die zum Pol reduzierten T- Werte (nT) entlang des Profils-D₁.

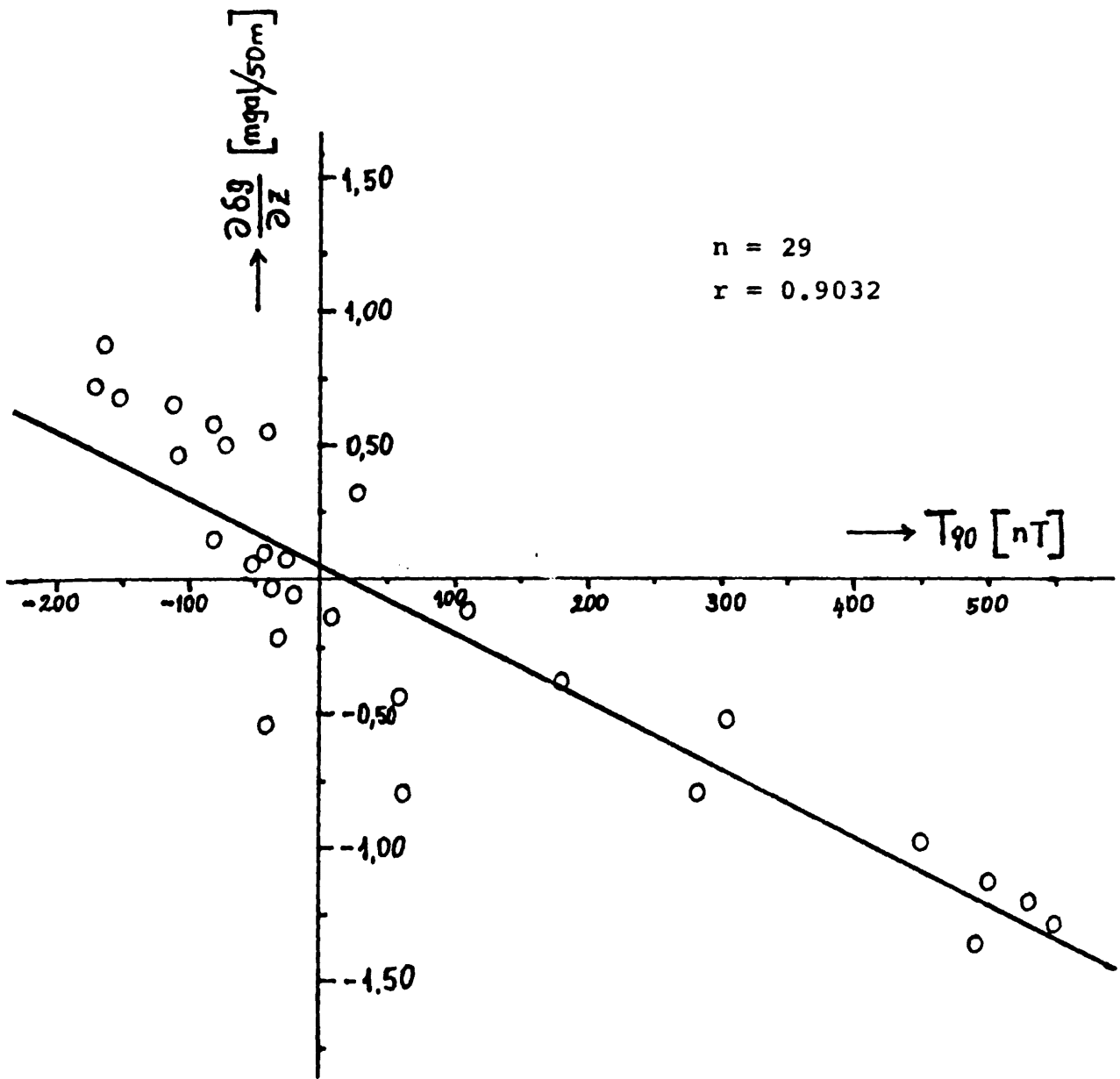


Abb. 5: Regressionsgerade für die zum Pol reduzierten T- Werte (nT) und die Werte des Vertikalgradienten (mgal/50 m) der Bouguer-schwere.



Isolinien der Totalintensität des
geomagnetischen Feldes (in nT, +47 000 nT)

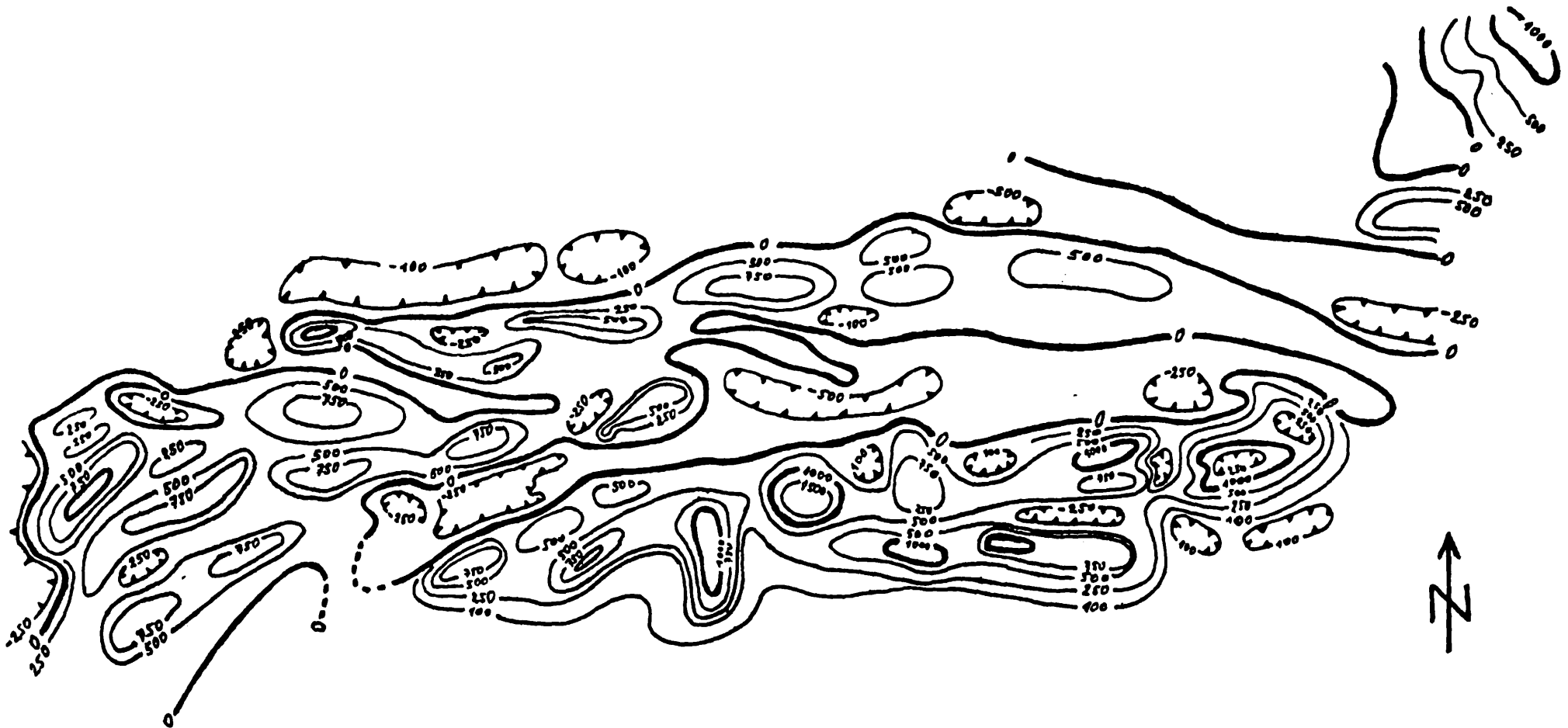
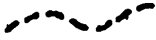



Abb. 6: Isanomalienkarte der Totalintensität
des geomagnetischen Feldes

-  Grenzen des Serpentins (nach der Isonamalienkarte)
-  Störungen, die sich aus der Isonamalienkarte ergeben

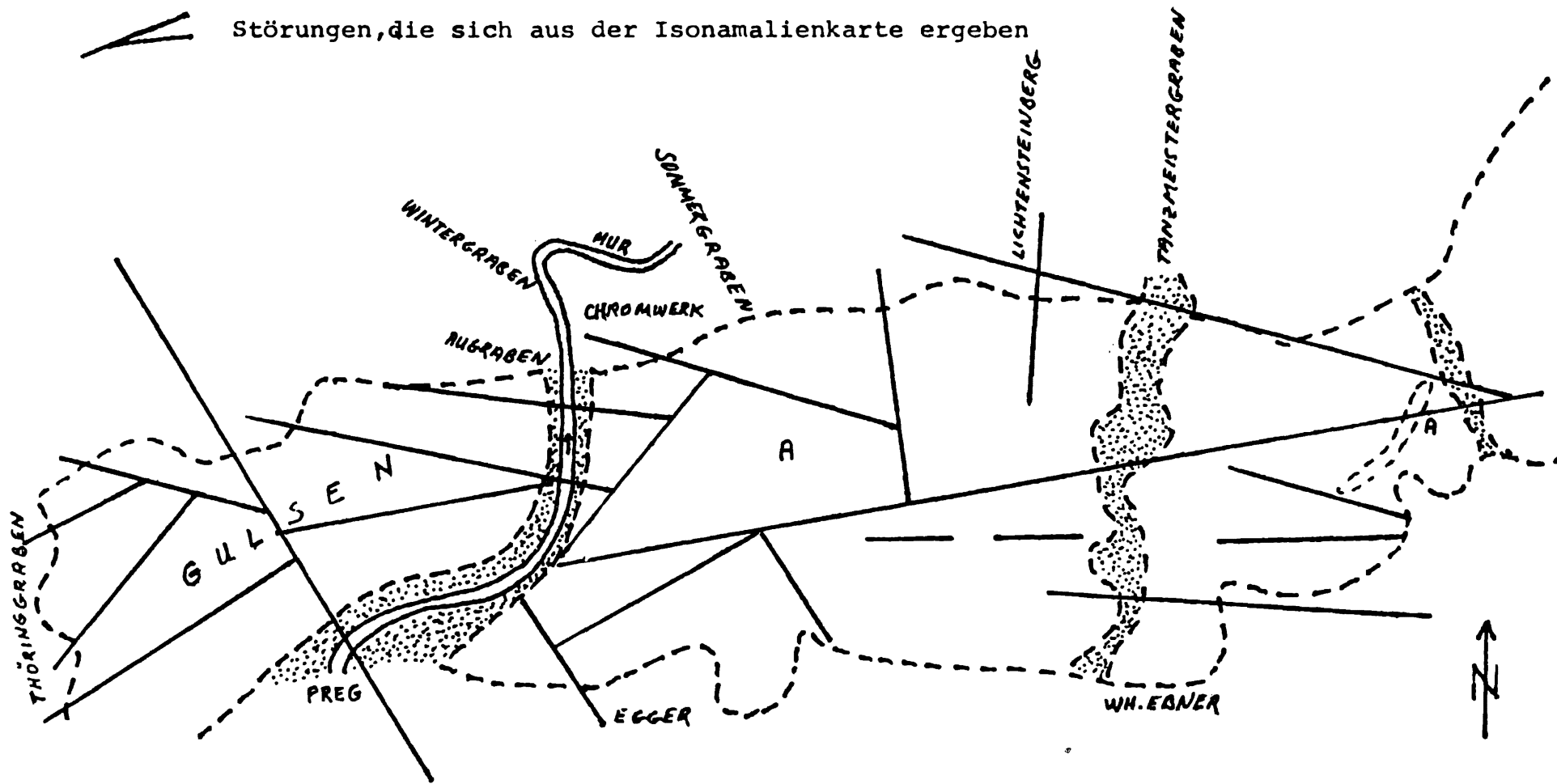


Abb. 7: Störungen und Grenzen des Kraubather Serpentins, die aus der Isonamalienkarte zu erkennen sind

Maßstab 1: 25000

III. ERDGEZEITEN UND LOTABWEICHUNGEN

DUMA
GERSTBACH
LICHTENEGGER
MEURERS
SCHMITZ-HÜBSCH

Registrierung der Erdzeitenvertikalkomponente auf dem Profil
Graz-Sopron-Tihany

H. Lichtenegger

TU Graz

1. Vorbemerkung

Das vorliegende Projekt ist eine Gemeinschaftsarbeit des Institutes f. Landesvermessung und Photogrammetrie der TU Graz, des Geodätischen und Geophysikalischen Forschungsinstitutes der Ungarischen Akademie der Wissenschaften (Sopron) und des Eötvös Lorand Institutes in Budapest.

Es stellt eine Fortsetzung der im Jahre 1972 begonnenen Zusammenarbeit in der Erdzeitenforschung dar und wurde im Rahmen des Internationalen Geodynamischen Projektes ausgeführt.

Da die Messungen noch nicht abgeschlossen bzw. erst zum Teil ausgewertet sind, werden im vorliegenden Bericht nur vorläufige Ergebnisse mitgeteilt. Eine ausführliche Darstellung ist in einer gemeinsamen Publikation der genannten Institute vorgesehen.

2. Zielsetzungen

Im Zusammenhang mit dem Projekt werden folgende Ziele verfolgt:

1. Bestätigung der anomalen Werte für die Amplitudenfaktoren in der Station Graz, welche aus den Ergebnissen im Rahmen des westeuropäischen Gezeitenprofils folgen /2/ .
2. Erstmalige Registrierung der Vertikalkomponente in der Station Sopron, um mit den Ergebnissen von Horizontalpendelregistrierungen /1/ eine Aussage über das Verhalten des Gezeitenvektors zu erhalten.
3. Verbindung des west- und osteuropäischen Gezeitenprofils durch Relativmessungen zwischen Graz und Tihany.
4. Vergleich von verschiedenen Gravimetertypen und Testung von Auswerteprogrammen.

3. Durchführung der Beobachtungen

Für die Beobachtungen stehen zwei Gravimeter zur Verfügung. Mit ihnen wurden parallele Registrierungen für die Dauer von jeweils etwa sechs Monaten in den Stationen durchgeführt.

Eine Zusammenstellung des Instrumentariums gibt nachfolgende Tabelle.

Instrument	Eigentümer	Typ
Askania GS 11-190 (BN 07)	Eötvös Lorand Institut	Lineares Grav.
Geodynamics TRG 151	Institut f. Landesverm.	Astasiertes Grav.

Die Eichung des Geodynamics erfolgte in der Regel zweimal wöchentlich durch Anlegen von Eichspannungen in der bekannten Art.

Folgende Stationen standen zur Verfügung:

Nr.	Station	Breite	Länge	Höhe	Registrierperiode
0951	Sopron	47 ⁰ 41'	16 ⁰ 34'	260m	Aug.78 - Dez.78
0954	Tihany	46 54	17 52	145	Febr.79 - Juli 79
0695	Graz	47 04	15 25	360	Mai 80 - Dez.80

Aus der Tabelle ist ersichtlich, daß die Registrierungen auf den ungarischen Stationen abgeschlossen sind, ausständig ist noch die Parallelregistrierung in Graz.

4. Auswertung

Die Auswertung erfolgt vorerst getrennt für beide Instrumententypen in Graz bzw. Budapest. Ein wesentliches Problem für Gravimeter des Typs Geodynamics stellt die Bestimmung des Skalenfaktors (Eichung) dar. In der Regel werden diese Gravimeter durch Vergleichsmessungen an einer Fundamentalstation /3/ relativ geeicht. Für das Grazer Gravimeter wurde hierfür die Station Brüssel gewählt. Aus einer sechsmonatigen Registrierserie in der Station Graz unmittelbar vor Beginn der Profilmessungen folgt, daß eine Änderung des Skalenfaktors eingetreten ist. Die Ursache hierfür wird in einem notwendig gewordenen Umbau des Heizungssystems vermutet. Zur Neueichung des Instrumentes wurden daher die bisher für Graz vorliegenden Werte für den Amplitudenfaktor der Haupttide 01 herangezogen. Daraus folgt aber, daß aus den vorläufigen Ergebnissen nur Relativänderungen der Stationswerte abgelesen werden können.

Da jedoch, wie aus der Tabelle ersichtlich ein hoher Grad an Übereinstimmung in den bisherigen Resultaten erzielt wurde kommt den Ergebnissen auch Absolutcharakter zu.

Vergleich der bisherigen Ergebnisse
für den Amplitudenfaktor von O1 in
der Station Graz

Instrument	Institut	Reg.Tage	Jahr	Faktor	mittl.Fehler
Geo 721	ICET Brüssel	175	1973	1.183 ±	0.002
LCR 195	TU Darmstadt	50	1973	1.191	0.002
LCR 258	TU München	80	1973	1.181	0.002
Geo 151	TU Graz	74	1976	1.190	0.009
Ask BN 22	TU Graz	74	1979	1.189	0.009

Aus dem gewichteten Mittel folgt für die Station Graz ein Wert von 1.184 ± 0.002 , welcher zur Neueichung des Gravimeters herangezogen wurde.

Eine Änderung der Phasencharakteristik des Instrumentes konnte nicht signifikant nachgewiesen werden.

5. Ergebnis

Aus den Registrierungen im Profil mit Hilfe des Geodynamics Gravimeters lassen sich folgende vorläufige Ergebnisse für die Amplitudenfaktoren der beiden Hauptiden ableiten:

Station	Reg.Tage	Amplitudenfaktoren	
		O1	M2
Graz x)	152	1.179 [±] 0.007	1.217 [±] 0.003
Sopron	90	1.164 0.010	1.197 0.006
Tihany	134	1.168 0.005	1.212 0.003

x) Ergebnis aus Registrierung vor Profilmessung

Die Analysen wurden an der UNIVAC 1100/81 des Rechenzentrums Graz unter Verwendung des Programmsystems des Internationalen Erdzeitenentrums (ICET) in Brüssel nach der Methode von Venedikov (48 Stunden Filter) durchgeführt. Außer der Inertialkorrektur wurden keine Korrekturen angebracht.

6. Diskussion der Ergebnisse

Obwohl die Ergebnisse der Registrierungen mit dem Askania Gravimeter der Ungarischen Akademie noch nicht vorliegen, können aus den angegebenen Werten folgende Aussagen abgeleitet werden:

1. Die Anomalie für die Station Graz wird aus den Ergebnissen verschiedener Instrumententypen bestätigt. Das Ergebnis für Triest ($\delta(01) = 1.181$) und Untersuchungen in der Station Innsbruck /4/ erhärten noch das Ergebnis. Eine geodynamische Deutung steht noch aus.
2. Für die Station Sopron liegen erstmals aus der Vertikalkomponente abgeleitete Amplitudenfaktoren vor. Durch widrige Umstände in der Energieversorgung der Station und den daraus folgenden Registrierstörungen und -lücken weisen die Ergebnisse geringere Genauigkeit auf. Es scheint Übereinstimmung in den Ergebnissen der beiden benachbarten Stationen Sopron und Tihany zu bestehen.
3. Die Ergebnisse von Tihany entsprechen innerhalb der Fehlergrenze den neuesten Werten von z.B. $\delta(01) = 1.164$ /5/, liegen aber deutlich über den bisher publizierten Werten.

7. Schlußbemerkung

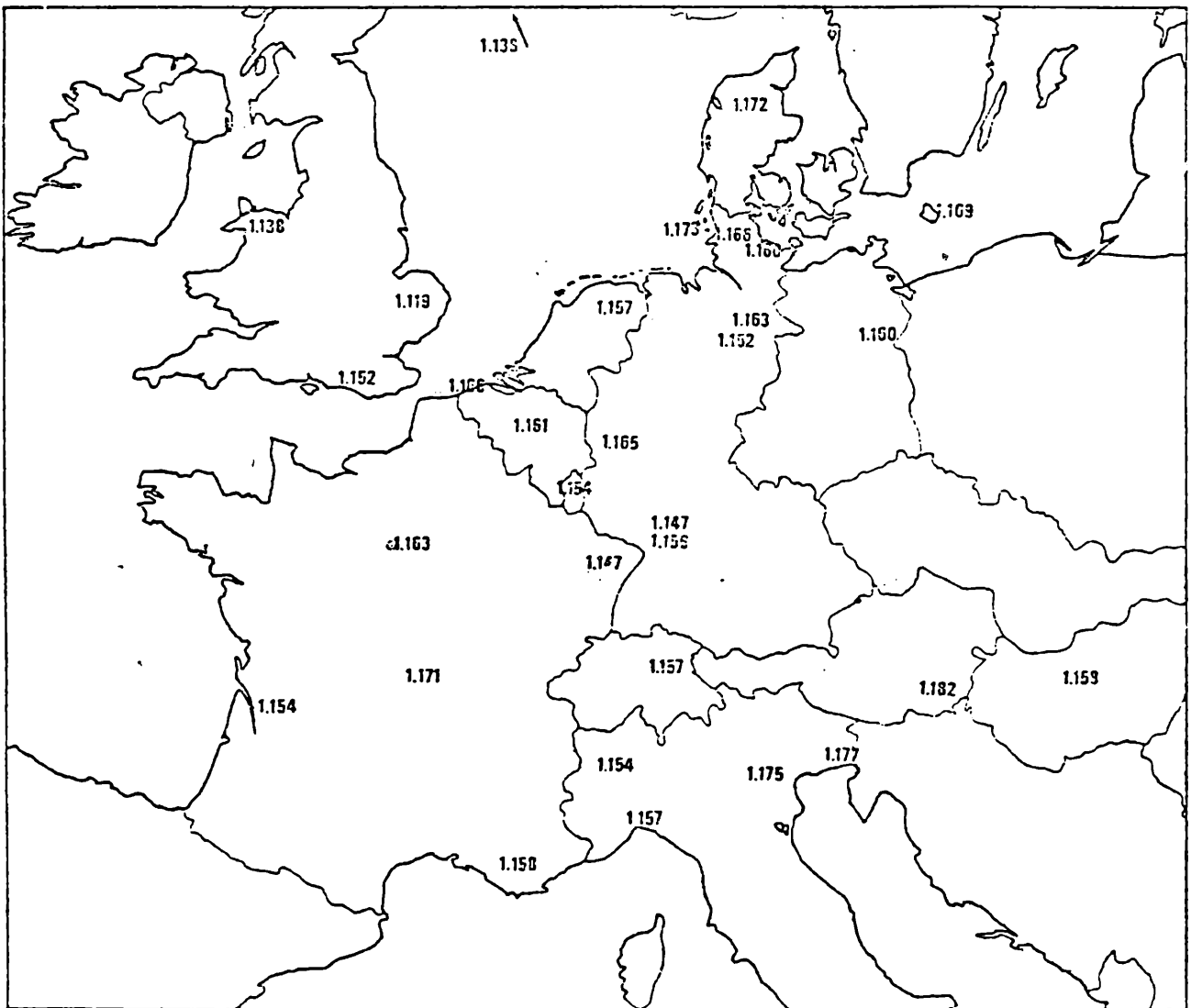
Das Projekt wird in diesem Jahr durch die Parallelregistrierungen in der Station Graz abgeschlossen. Für die endgültige Auswertung ist ein Datenaustausch zwischen den beteiligten Instituten vorgesehen. Die Daten sollen nach verschiedenen Methoden und verschiedenen Rechenzentren analysiert werden. Weiters sollen die Ergebnisse des Profils Innsbruck-Wien-Tihany /4/ miteinbezogen werden. Hierzu wird eine Vergleichsmessung mit dem Geodynamics und dem LCR der Universität Wien in der Grazer Station vorgeschlagen.

8. Literatur

- | | | |
|-----|--------------------|---|
| /1/ | Lichtenegger H. | : Vorläufiger Bericht über Erdzeitenregistrierungen in Sopron, Proc. 7 th Int.Symp. Earth Tides, Sopron 1973 |
| /2/ | Melchior P. et al. | : Earth Tides Gravity Maps for Western Europe Symp. Physics of the Earth and Planetary Interior, 1976 |
| /3/ | Ducarme B. | : A Fundamental Station for trans-world tidal gravity profiles, Obs.Roy.Belg. Com A 32,S.Geoph. 126, 1975 |
| /4/ | Meurers B. | : Gravimeter Erdzeitenregistrierungen auf dem Profil Innsbruck-Wien-Tihany, 2.Alpengravimetrikolloquium,1980 |
| /5/ | Varga P. | : reference values for Tihany, Persönl.Mitteilung |

VERTEILUNG DES AMPLITUDENFAKTORS FOR 01

(nach Melchior /2/)



Gravimetrische Erdgezeitenregistrierungen auf dem Profil

Innsbruck-Wien-Tihany

B. Meurers

U Wien

1) Einleitung

Hauptziel der Erdgezeitenregistrierung auf einem Profil längs der Ostalpen ist die Bestimmung der Gezeitenparameter δ und α für die Hauptpartialtiden des ganz- und halbtägigen Frequenzbereiches. Den Kern der Registrieranlage bildet das LCR D-9 Gravimeter, das hauptsächlich zu gravimetrischen Feldmessungen herangezogen wird. Die instrumentelle Adaptierung dieses Gerätes zur Erdgezeitenregistrierung stellt somit auch einen Schwerpunkt dieser Untersuchung dar.

2) Registrierung

Auf einem Profil längs der Ostalpen wurden an drei für den geologischen Aufbau der Erdkruste in diesem Bereich charakteristischen Stationen Innsbruck (inneralpin), Wien (Rand der Ostalpen) und Tihany (Pannonisches Becken) gravimetrische Erdgezeitenregistrierungen durchgeführt. Die Registrierintervalle betragen jeweils 60 - 70 Tage. Die Kalibrierung der Meßapparatur erfolgte mittels der üblichen Spindeleichmethode.

3) Auswertung der Registrierung

Zur Auswertung der Kalibrierungen wurde ein Algorithmus entwickelt, der das rheologische Verhalten des Gravimeterfedersystems und die Instrumentendrift berücksichtigt. Lineare Anteile des Driftsignales während des Kalibrierungsprozesses werden dabei eliminiert. Das Auswerteverfahren wurde an den Resultaten der Kalibrierungen getestet. Das ihm zugrunde liegende Driftmodell wird dadurch bestätigt. Zur Interpolation von durch Erdbeben hervorgerufenen Registriererausfällen (Hängenbleiben der Gravimetermasse bei großen Auslenkungen) werden das Driftverhalten und elastische Nachwirkungen ebenfalls in Rechnung gestellt. Die fehlenden Daten werden auf Grund der theoretischen Gezeiten berechnet. Die bei der Rückkehr der Gravimetermasse in ihre Meßposition einsetzende anomale Driftstörung wird durch eine Sprungkorrektur fast vollständig eliminiert. Die Methode ist für kurze Registriererausfälle dieser Art anwendbar.

4) Erdgezeitenanalyse

Als Hauptanalysenmethode wurde das Verfahren von T. Chojnicki /1/ angewendet. Die Zusammenfassung von Partialtiden mit den gleichen Unbekannten δ und α erfolgt mit nur geringen Abweichungen analog zu der im Verfahren von P. Venedikov durchgeführten Gruppierung. Die zeitliche Homogenität der Ergebnisse wurde durch drei Teilanalysen überlappender Registrierintervalle von einmonatiger Dauer untersucht. Zur Überprüfung des Einflusses der Analysenmethode auf das Ergebnis und zur Herstellung der Kompatibilität der Analysenresultate mit den Ergebnissen der permanenten Gezeitenstationen wurden die Daten zuzüglich mittels der Venedikov-Analyse ausgewertet. Die Berechnungen dazu wurden vom Inst. f. Landesvermessung u. Photogrammetrie der TU Graz mit dem dort installierten Programmpaket des ICET durchgeführt /2/. Zwischen beiden Analysenresultaten ergeben sich geringe systematische Abweichungen (Tab. 1 und 2). Sie sind u.a. auf die bei den Analysenverfahren unterschiedlichen Filteroperationen zurückzuführen. Hinsichtlich der relativen Unterschiede der Gezeitenparameter auf dem Profil ergibt sich jedoch wegen der Systematik der Abweichungen das gleiche Resultat.

5) Ergebnisse des Erdgezeitenprofiles

Die Analysenresultate der Chojnicki-Methode sind in der Tab. 3 bzw. graphisch in Abb. 1 dargestellt. Die Symbole der letzten Spalte in Tab. 3 bezeichnen das entsprechende Analysenintervall (T gesamte Registrierperiode, 1 erster Teilabschnitt, 2 zweiter Teilabschnitt, 1-2 Registrierintervall, das den 1. und 2. Teilabschnitt jeweils zur Hälfte überlappt). Die Amplitudenfaktoren für Wien und Tihany stimmen bis auf innerhalb der Meßgenauigkeit liegende Abweichungen gut überein. Systematisch höhere Amplitudenfaktoren werden dagegen in Innsbruck beobachtet. Vorbehaltlich der relativ kurzen Registrierintervalle sind die Differenzen signifikant. Damit deutet sich die Fortsetzung des Bereiches anomal hoher Amplitudenfaktoren, wie sie in Graz /3/ und im Rahmen des europäischen Gezeitenprofiles auch in Triest und Padua /4/ gemessen wurden, in den westlichen Teil der Ostalpen an. Abb. 2 zeigt die regionale Verteilung der Amplitudenfaktoren für die Partialtiden O_1 und M_2 in Europa. Als Referenzwerte wurden die Ergebnisse der Station Brüssel verwendet und von den Amplitudenfaktoren der übrigen Stationen subtrahiert. Die so

definierten Differenzen stellt Abb. 2 dar. Die Amplitudenfaktoren wurden dem Ergebnis des westeuropäischen Gezeitenprofiles /4/ entnommen. Da die Frequenzcharakteristik der Registrieranlage, insbesondere des LCR D-9, noch nicht durch Vergleichsmessungen an kalibrierten Stationen erfolgen konnte, wurden nur die Unterschiede zwischen den Gezeitenparametern auf dem Gezeitenprofil längs der Ostalpen berücksichtigt und die Meßergebnisse von Tihany an die entsprechenden Werte der oben genannten Publikation angepaßt. Abb. 2 zeigt anomal hohe Amplitudenfaktoren $\delta(O_1)$ und $\delta(M_2)$ und die daraus resultierenden positiven Differenzwerte im Bereich von Graz, der nördlichen Adriaküste und Innsbruck im Gegensatz zu den negativen und annähernd gleich großen Werten in dessen Umgebung (Westalpen, Pannonisches Becken). Die abschätzbaren indirekten Ozeaneffekte sind in Abb. 2 noch nicht berücksichtigt, weshalb der Vergleich der Amplitudenfaktoren über große Gebiete hinweg nur mit diesem Vorbehalt durchgeführt werden darf. Innerhalb des oben beschriebenen Bereiches kann die Anomalie jedoch nicht durch indirekte Ozeaneffekte erklärt werden. Tab. 4 stellt die entsprechenden additiv anzubringenden Korrekturwerte zusammen /5/.

Inwieweit es sich bei dem Bereich hoher Amplitudenfaktoren um eine durchgehende und geschlossene Anomalie handelt, muß eine weitere Registrierung zwischen Innsbruck und Wien bzw. Graz zeigen. Zur Bestätigung des Meßresultates ist eine Verlängerung der Registrierung in Innsbruck sinnvoll. Zur Herstellung absoluter Kompatibilität der mit dem LCR D-9 gewonnenen Ergebnisse mit den Resultaten permanenter Erdgezeitenstationen ist eine halbjährige Vergleichsregistrierung in Graz geplant.

6) Literatur

- /1/ Chojnicki, T. : Ein Verfahren zur Erdgezeitenanalyse in Anlehnung an das Prinzip der kl. Quadrate, Mitt.d.Inst.f.theor.Geod.d.Univ.Bonn, Heft 15, 1973
- /2/ Lichtenegger, H. : Analysenergebnisse nach der Methode von Venedikov für die Meßreihen des Gezeitenprofiles Innsbruck-Wien-Tihany, Pers. Mitt.
- /3/ Rinner, K. : A Geodetic Contribution to the IGP, Österr. Nationalbericht für das Int. Geodynamische Projekt, 1980 (in Druck)
- /4/ Melchior, P. et al. : Earth Tide Gravity Map for Western Europe Phys. Earth Planet. Inter., 13, 1976, pp 184 - 196
- /5/ Varga, P. : Korrekturwerte zur Berücksichtigung indirekter Ozeaneffekte an den Stationen Graz, Innsbruck, Wien, Tihany u. Sopron, Pers.Mitt.

Tab. 1 : Vergleich der Ergebnisse der Venedikov - und der Chojnicki - Analyse
 VEN Venedikov - Methode
 CH Chojnicki - Methode

δ	Innsbruck		Wien		Tihany	
	VEN	CH	VEN	CH	VEN	CH
O_1	1.1936	1.1881	1.1743	1.1701	1.1766	1.1737
$P_1 S_1 K_1$	1.1796	1.1791	1.1584	1.1577	1.1667	1.1652
M_2	1.2052	1.1957	1.1912	1.1824	1.1919	1.1834
$S_2 K_2$	1.2112	1.2015	1.1878	1.1782	1.1923	1.1835
$\alpha [^\circ]$						
O_1	-2.14	-2.20	-1.88	-1.90	-2.04	-1.88
$P_1 S_1 K_1$	-2.11	-2.14	-1.95	-1.87	-1.37	-1.40
M_2	-1.06	-1.10	-1.22	-1.21	-0.95	-0.91
$S_2 K_2$	-1.45	-1.42	-1.94	-1.94	-2.05	-2.02

Tab. 2 : Differenz zwischen den Amplitudenfaktoren der Chojnicki-Analyse und den Amplitudenfaktoren der Venedikov-Analyse

	Innsbruck	Wien	Tihany
O_1	0.0055	0.0042	0.0029
$P_1 S_1 K_1$	0.0005	0.0007	0.0015
M_2	0.0095	0.0088	0.0085
$S_2 K_2$	0.0097	0.0096	0.0088

Differenz : $\delta_{\text{Venedikov}} - \delta_{\text{Chojnicki}}$

δ	Innsbruck	Wien	Tihany	
O_1	1.1891 ± 0.0054	1.1709 ± 0.0035	1.1745 ± 0.0034	T
	1.1994 0.0026	1.1672 0.0053	1.1764 0.0021	1
	1.1046 0.0324	1.1637 0.0021	1.1671 0.0029	1-2
	1.1785 0.0039	1.1763 0.0030	1.1724 0.0031	2
$P_1 S_1 K_1$	1.1800 0.0029	1.1586 0.0025	1.1661 0.0018	T
	1.1955 0.0015	1.1618 0.0032	1.1653 0.0012	1
	1.1991 0.0162	1.1530 0.0016	1.1638 0.0015	1-2
	1.1701 0.0019	1.1522 0.0028	1.1685 0.0016	2
M_2	1.1995 0.0023	1.1861 0.0015	1.1870 0.0012	T
	1.2075 0.0013	1.1876 0.0018	1.1868 0.0015	1
	1.2027 0.0090	1.1827 0.0007	1.1859 0.0012	1-2
	1.1899 0.0020	1.1872 0.0018	1.1876 0.0012	2
$S_2 K_2$	1.2055 0.0055	1.1822 0.0029	1.1875 0.0032	T
	1.2161 0.0027	1.1843 0.0037	1.1865 0.0034	1
	1.2096 0.0123	1.1795 0.0012	1.1859 0.0033	1-2
	1.1876 0.0052	1.1823 0.0031	1.1908 0.0034	2
α				
O_1	-2.20° $\pm 0.26^\circ$	-1.90° $\pm 0.17^\circ$	-1.88° $\pm 0.17^\circ$	T
	-2.40 0.12	-2.20 0.26	-1.44 0.10	1
	-1.59 1.58	-2.07 0.11	-1.78 0.15	1-2
	-1.99 0.19	-1.54 0.15	-2.17 0.15	2
$P_1 S_1 K_1$	-2.14 0.14	-1.87 0.12	-1.40 0.09	T
	-2.06 0.07	-1.91 0.16	-0.97 0.06	1
	-4.15 0.77	-1.87 0.08	-1.29 0.08	1-2
	-2.17 0.10	-1.78 0.14	-1.70 0.08	2
M_2	-1.10 0.11	-1.21 0.07	-0.91 0.06	T
	-1.05 0.06	-1.23 0.09	-0.84 0.07	1
	-1.48 0.42	-1.14 0.03	-0.76 0.06	1-2
	-1.19 0.10	-1.17 0.09	-1.01 0.06	2
$S_2 K_2$	-1.42 0.26	-1.94 0.14	-2.02 0.15	T
	-1.35 0.13	-2.23 0.18	-2.18 0.17	1
	-1.65 0.58	-2.21 0.06	-1.90 0.16	1-2
	-1.60 0.25	-1.66 0.15	-1.82 0.16	2

Tab. 3 : Analyse nach Chojnicki - Variante 1
Zusammenfassung von Wellen mit gleichen Unbekannten δ und α in Frequenzbänder

Tab. 4 : Korrektur der indirekten Ozean-
effekte (P.Varga,pers. Mitt.)

Station	O_1		M_2	
	δ_{Korr}	α_{Korr}	δ_{Korr}	α_{Korr}
Innsbruck	0.0078	+0.03°	-0.0304	+0.30°
Wien	0.0064	-0.02°	-0.0259	-0.38°
Graz	0.0063	-0.03°	-0.0259	-0.26°
Tihany	0.0060	-0.05°	-0.0230	-0.58°

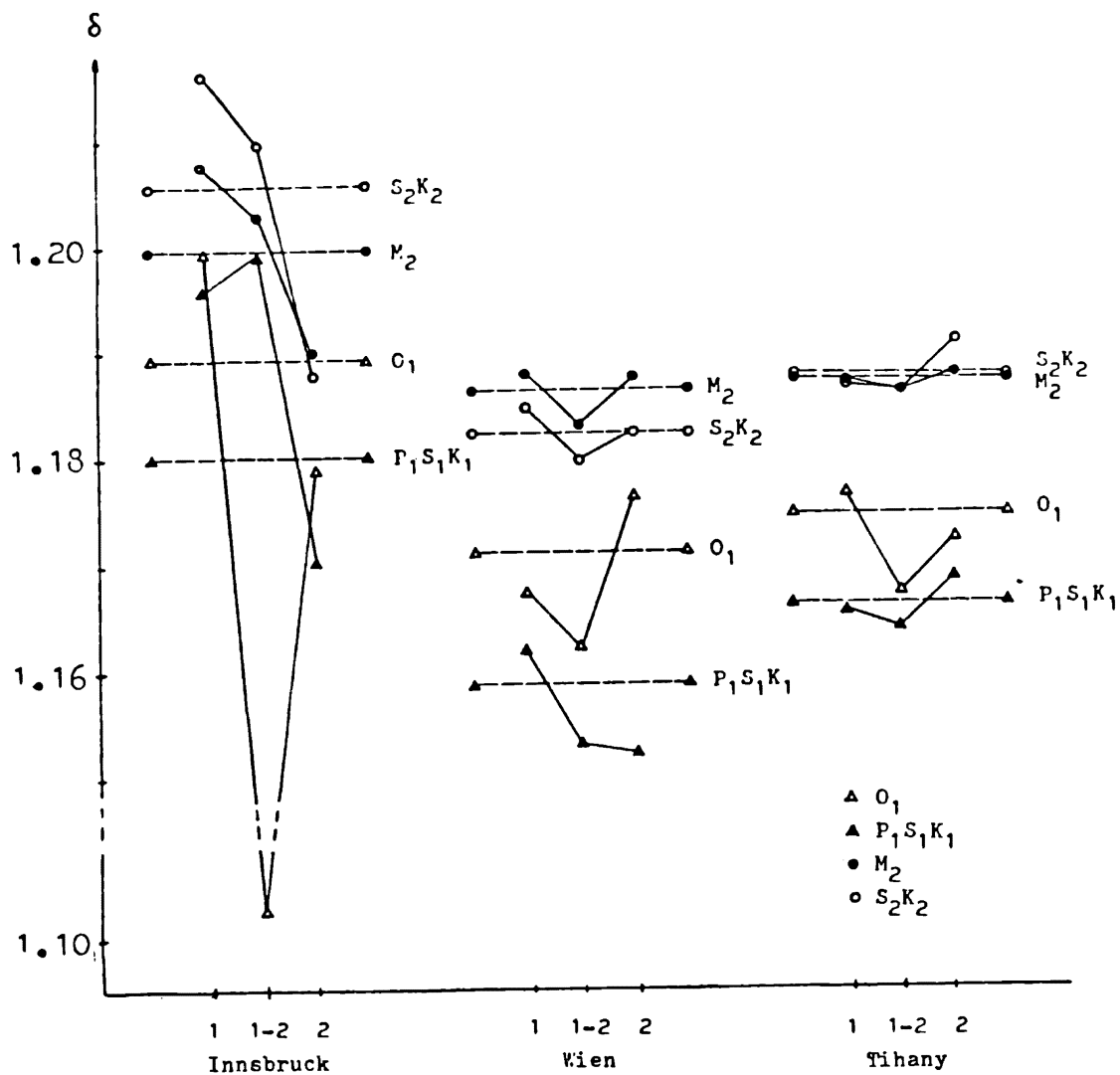


Fig. 1: Amplitudenfaktoren der Hauptpartialtiden auf dem Gezeiten-Profil
 --- Analysenergebnis des gesamten Registrierintervalles (in Tabelle 1 mit T symbolisiert)
 1 Analysenergebnis des 1. Teilabschnittes
 1-2 Analysenergebnis des den 1. und 2. Teilabschnitt zeitl. zu gleichen Teilen überlappenden Registrierintervalles
 2 Analysenergebnis des 2. Teilabschnittes

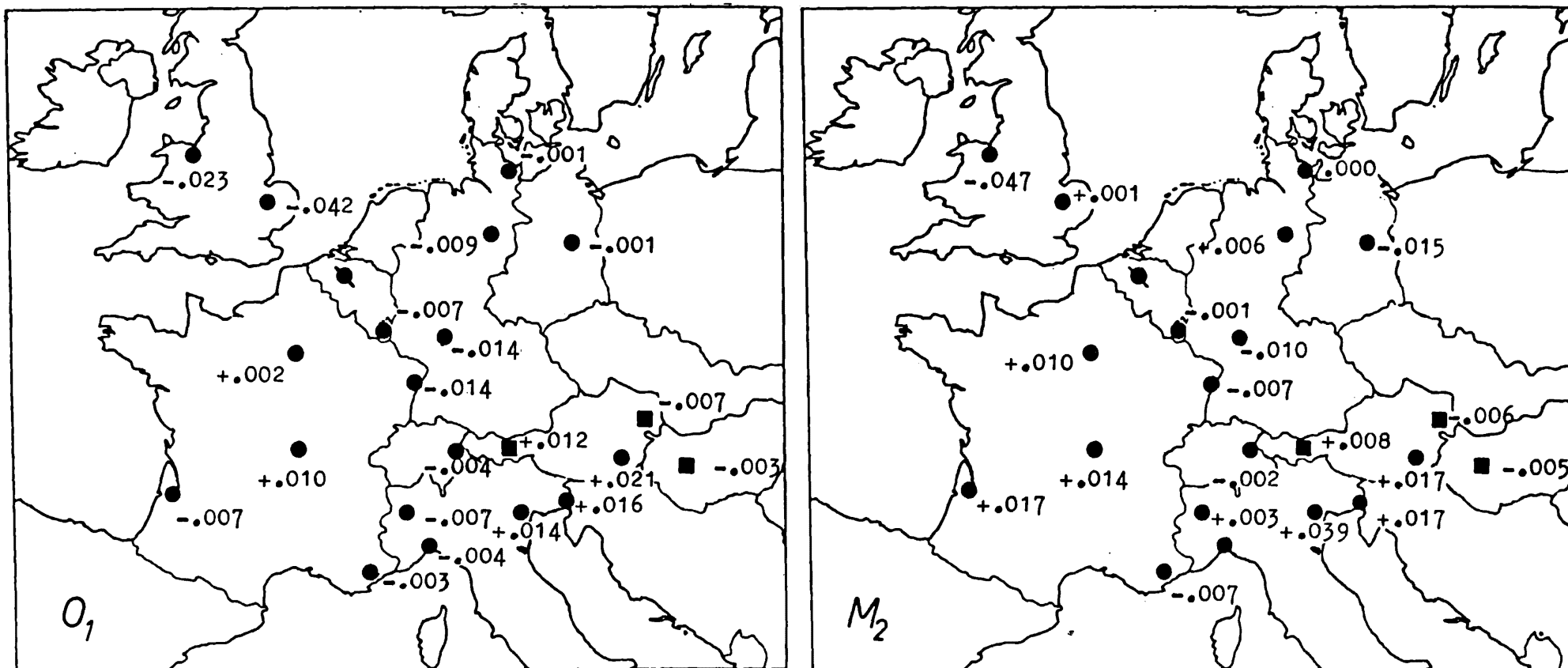


Fig. 2 : Differenz der Amplitudenfaktoren der Referenzstation Brüssel (●)
 von den beobachteten Werten für O_1 und M_2
 ■ Stationen auf dem in dieser Arbeit untersuchten Gezeitenprofil

Zur Erdgebenauslösung durch Gezeitenkräfte

G. Duma und B. Meurers

ZAfMuG, U Wien

1. Einleitung

Die zeitliche Aufeinanderfolge von Beben ist im 20. Jahrhundert Gegenstand vieler Untersuchungen, nicht zuletzt zum Zweck von Risikoanalysen und Erdbeben-Vorhersagen. Eine umfangreiche Abhandlung darüber liefert schon CONRAD (1932). TOPERCZER und TRAPP (1950) stellen ein ausgeprägtes Maximum der Erdbebenhäufigkeit in den Morgenstunden (Lokalzeit) fest. Dieses Phänomen bearbeiten auch TAMS (1926), SHIMSONI (1971) und KNOPOFF und GARDNER (1972) und ziehen auch die Auslösung von Erdbeben durch meteorologische Einflüsse in Betracht. Arbeiten, welche zum Teil positive Resultate bezüglich der Triggerung durch Gezeiten aufweisen, sind: ALLEN (1936), DIX (1964), SHLIEN (1972), HEATON (1975), KLEIN (1976) YOUNG, ZÜRN (1979). Keine signifikanten Ergebnisse erhielt z.B. KNOPOFF (1964). Erfolgreicher scheinen Untersuchungen über den Zusammenhang von Vulkanausbrüchen und Gezeiten zu sein: MAUK, JOHNSTON (1973), MAUK, KIENLE (1973).

Die Resultate über die Bebenauslösung hängen wesentlich von der Wahl des zu untersuchenden Gezeiten-Parameters ab: Potential und Phase zwischen Potentialmaxima, Gezeitenbeschleunigung und deren Komponenten oder Gezeiten des Erdkörpers (Spannungstensor). Die letztgenannte Größe dürfte der anschaulichste Parameter für die Analyse der Gezeitenwirkung in einer bestimmten Region, in Zusammenhang mit bekannten Herdmechanismen sein (s. HEATON, 1975 und YOUNG, ZÜRN, 1979).

Die Frage nach der Auslösung durch Gezeiten wurde durch den Nachweis getriggelter Mondbeben (VOSS, 1976) neu belebt. Sie beziehen möglicherweise sogar Energie aus den Gezeitenkräften.

Die mögliche energiemäßige Beteiligung der Gezeiten an Erdbeben wird in Zukunft noch zu prüfen sein. Immerhin erreichen die Deformationen der Erdkruste durch Gezeiten etwa 50 cm (radial), was auch in einem kleineren Bebengebiet bedeutende Verformungen mit sich bringen dürfte, verglichen mit Ergebnissen von Präzessionsnivelements an aktiven Zonen. Gezeitenspannungen bis zu 100 mbar werden in Rechnung gesetzt (HEATON). Es stellt sich die Frage nach der durch die Gezeiten gespeicherten Deformationsenergie im "Herdvolumen" eines Erdbebens.

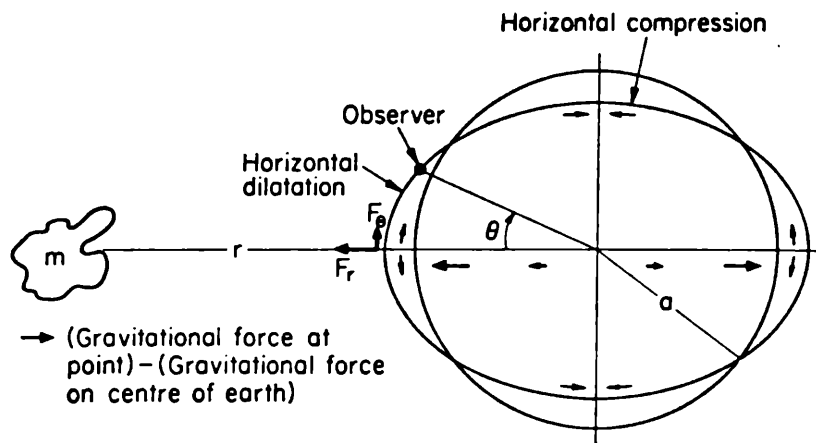


FIG 1. Schematic for tidal forces and deformation along any great circle passing directly beneath the mass.

$$\text{Tidal potential} \equiv W_2 = \frac{Gm}{2} \frac{a^2}{r^3} (3 \cos^2 \theta - 1)$$

$$F_\theta = - \frac{\partial W_2}{a \partial \theta} \quad F_r = - \frac{\partial W_2}{\partial a}$$

$$u_r = \frac{h}{g} W_2 \quad u_\theta = \frac{l}{g} \frac{\partial W_2}{\partial \theta}$$

$$e_{rr} = \frac{\partial u_r}{\partial r} \quad e_{\theta\theta} = \frac{1}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + \frac{u_r}{r}$$

G = universal gravitation constant, 6.67×10^{-8} dyne $\text{cm}^2 \text{g}^{-2}$

g = acceleration of gravity, 980 cm s^{-2}

$h \approx 0.6$
 $l \approx 0.07$

} Love numbers

2. Untersuchungen über Erdbeben in Österreich und Friaul

Die Bebenserien in Friaul seit 1976 lieferten ausreichend viele Daten für eine statistische Bearbeitung. Es wurde geprüft, ob zu den Herdzeiten jeweils ähnliche Gezeitenbeschleunigungen vorlagen. Erste Berechnungen wiesen auf eine Systematik bezüglich der Horizontalkomponente hin, besonders im Falle der stärksten Beben. Abb. 2 zeigt das Vektorverhalten einige Stunden vor und nach 11 Hauptbeben der Jahre 1976-1978. Es scheint eine Häufung in SW-Richtung vorzuliegen. Die Amplitude ist nicht immer maximal.

Für weitere Untersuchungen verschiedener Regionen wurde zur Überprüfung der Signifikanz der Vektor-Häufigkeitsverteilungen die Histogramm-Darstellung der Azimuthäufigkeiten gewählt. Um nachzuweisen, daß eine Häufung der Vektorrichtungen in einem bestimmten Azimutbereich (je 10°) signifikant ist, wurde die Verteilung mit einer Zufallsverteilung gleich vieler Ereignisse im gleichen Untersuchungszeitraum (1901-1978) verglichen. Abb. 3 zeigt zunächst solche Verteilungen für 25,75 und 100 "Zufallsbeben". Mit zunehmender Ereigniszahl bildet sich eine gleichmäßige Funktion mit einem Maximum in südlicher Richtung aus. Dies bestätigt eine Zufallsverteilung mit 1000 Ereignissen (Abb. 4) für das Jahr 1976 bzw. den Zeitraum 1901-1978. Zum Vergleich ist die tatsächliche Aufenthaltszeit des Vektors () in den verschiedenen 10° -Sektoren für das Jahr 1976 dargestellt. Die Kurven gleichen einander sehr, so daß eine mittlere Kurve als Wahrscheinlichkeitsfunktion definiert wurde.

Weiters mußte bestimmt werden, wie weit Verteilungen der relativen Häufigkeit mit kleineren Ereigniszahlen, wie dies für verschiedene Bebenzonen zutrifft, durchschnittlich von der Wahrscheinlichkeitsverteilung abweichen.

Die einzelnen Bebenregionen in Abb. 5 entsprechen den Seismizitätszentren (z.B. Semmering, Innsbruck), bzw. Zonen einer (vermuteten) einheitlichen Tektonik. Abb. 6 bis 9 zeigen die jeweiligen Häufigkeitsverteilungen, wobei auch typmäßig gleichartige und benachbarte Regionen zusammengefaßt wurden. Weiters wurden Histogramme für alle Beben mit $I_0 \geq 4.5^\circ$ und für $I_0 > 5^\circ$ unterschieden (dünn bzw. dick ausgezogen). Es fällt auf, daß mit Ausnahme der Region 3 Verteilungen mit dominierender SW-SE-Richtung vorliegen. Dies wird auch in der Verteilung für alle Beben (Abb. 10, $I_0 \geq 5^\circ$) deutlich.

Um die Signifikanz der Azimut-Häufigkeitsverteilungen abzuschätzen, wurden für die Ereigniszahlen der verschiedenen Regionen jeweils 10 Zufallsverteilungen berechnet und ihre Abweichungen von der Wahrscheinlichkeitsverteilung (in o/oo der Gesamtbebenzahl der Region) dargestellt (Abbildungen 11-16).

Abb. 2

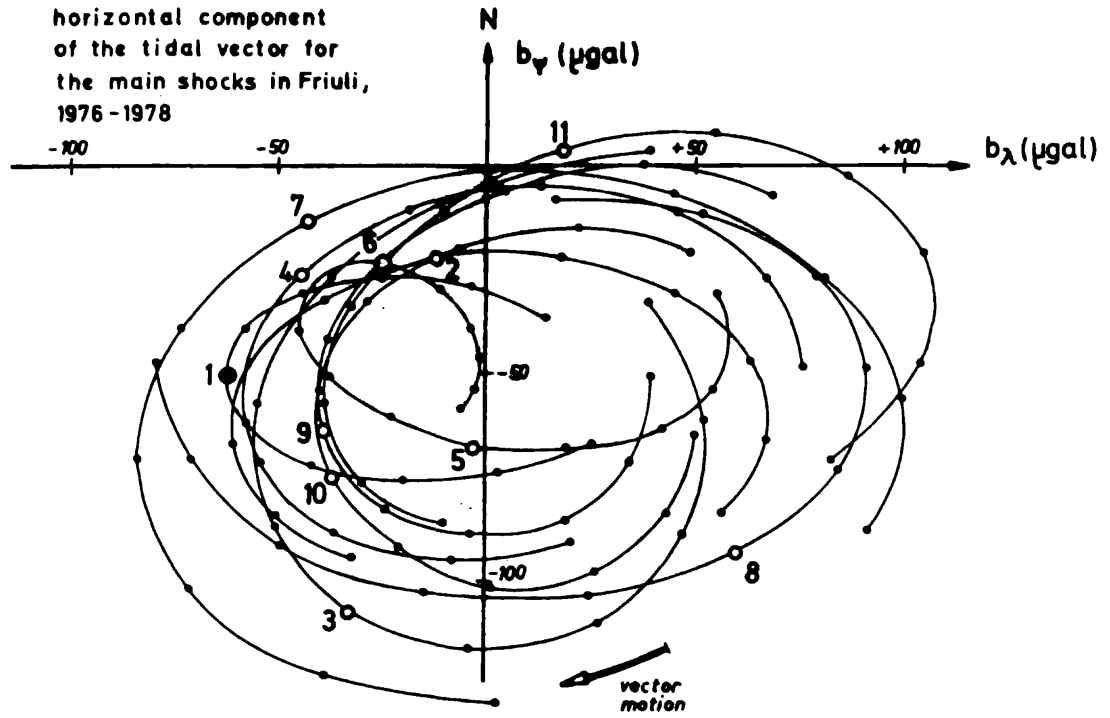
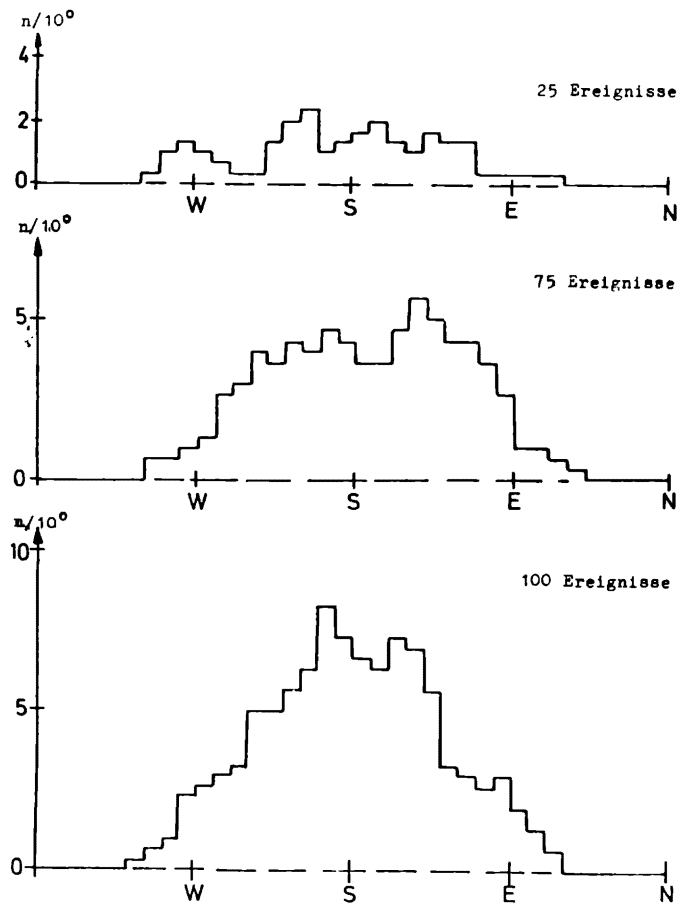


Abb. 3



ZUFALLSVERTEILUNGEN
Zeitraum 1901 - 1978
(geglättet)

Abb. 4

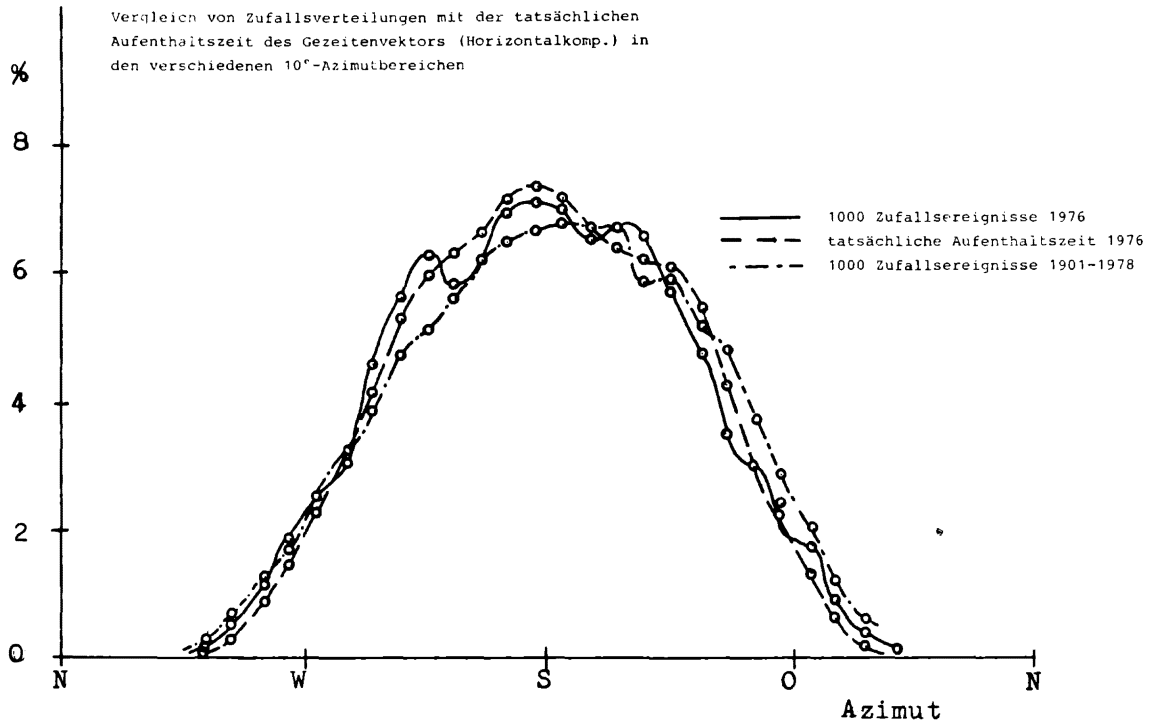
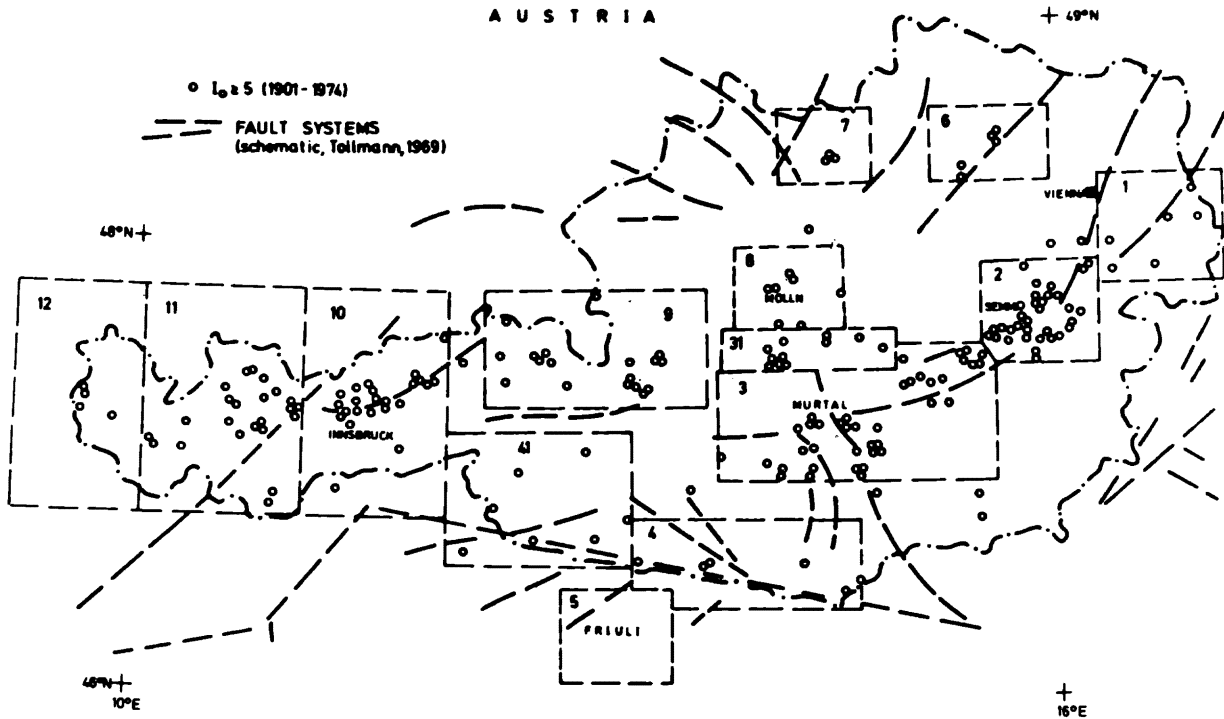


Abb. 5



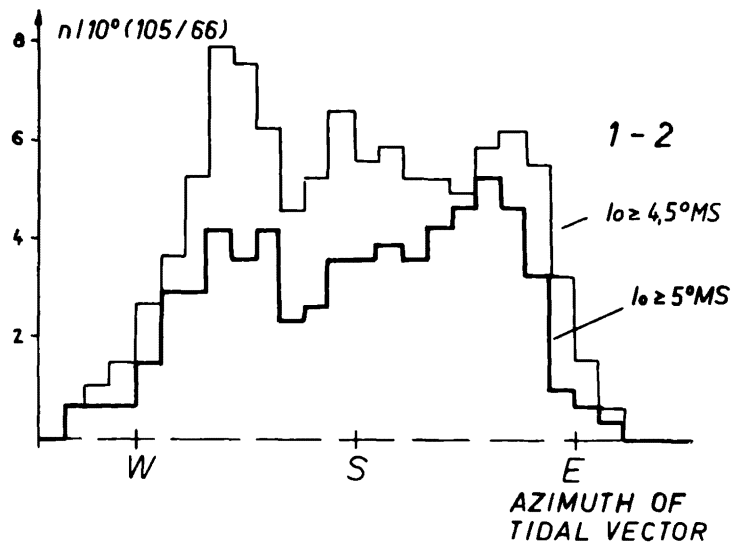
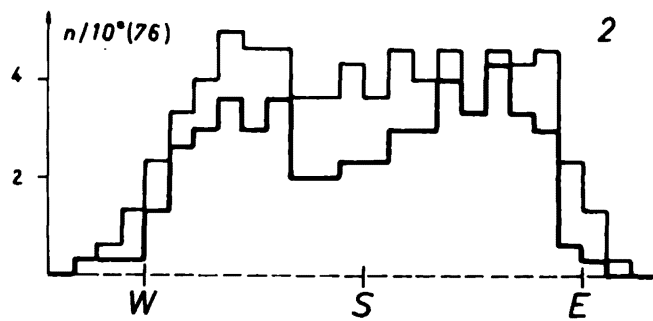
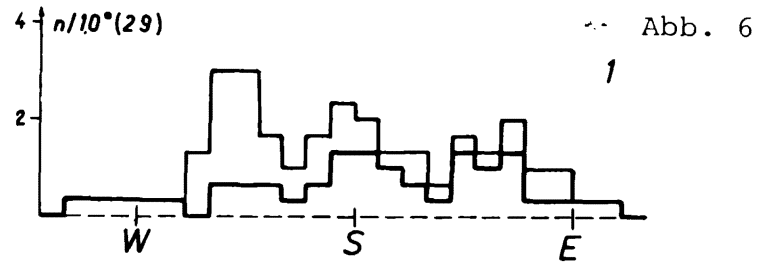
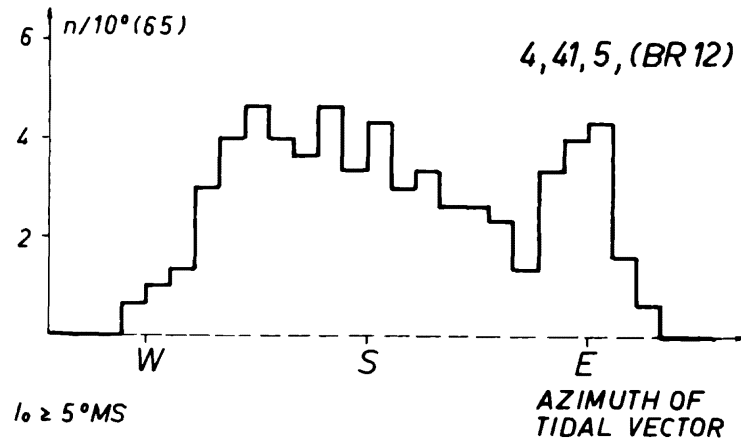
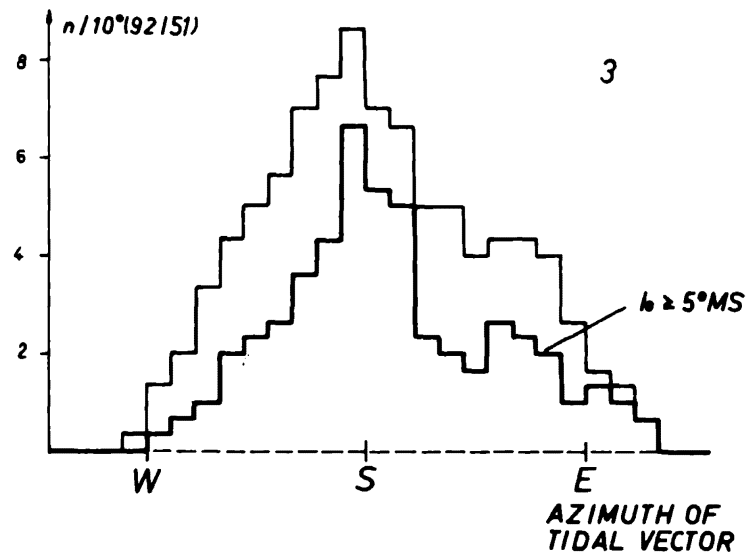


Abb. 7



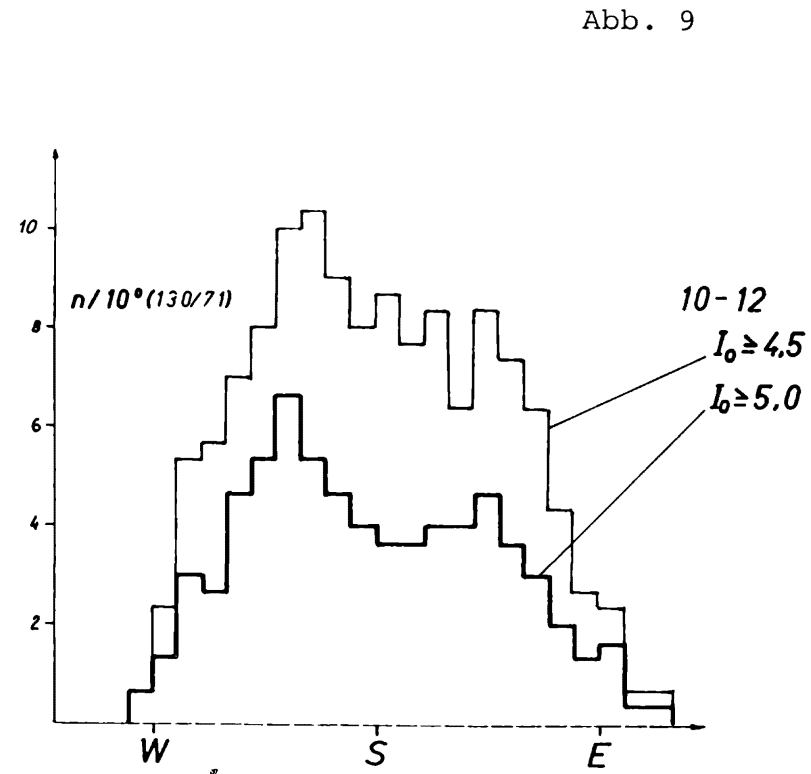
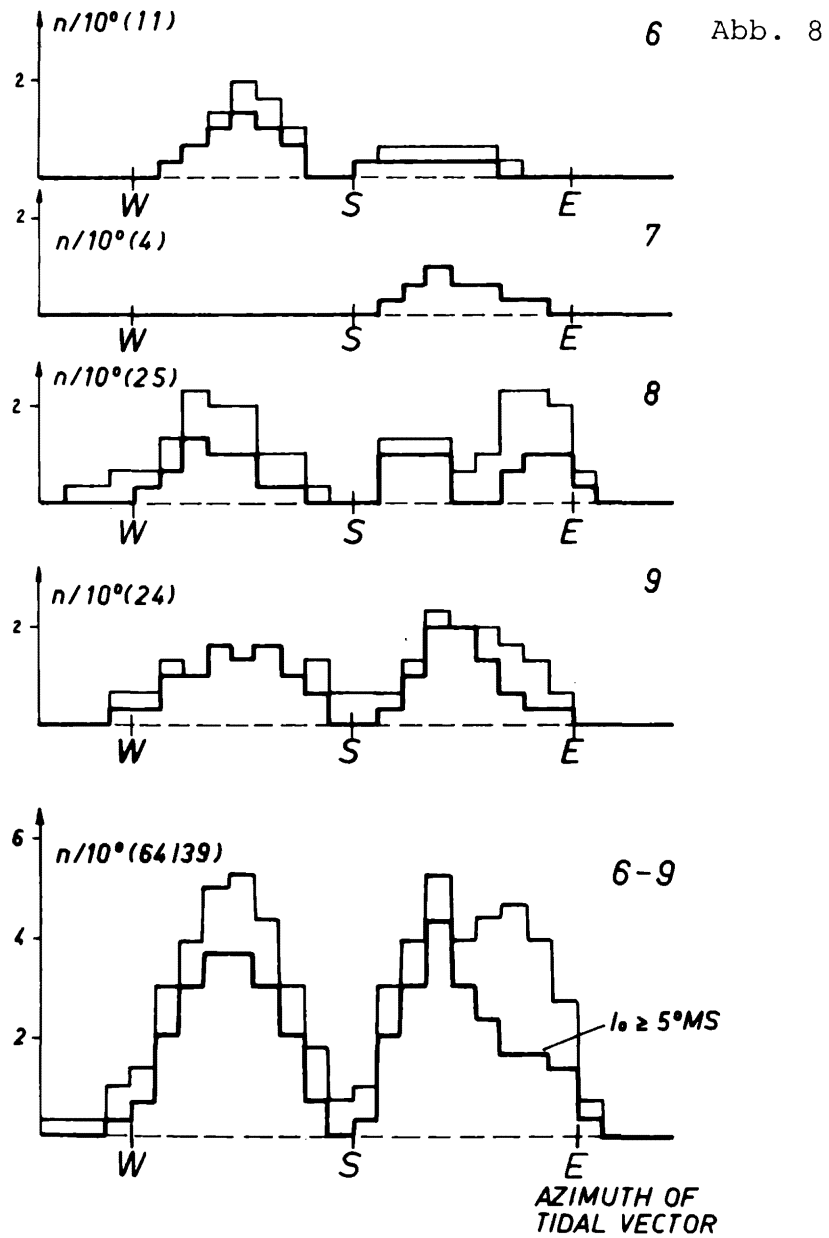


Abb. 10

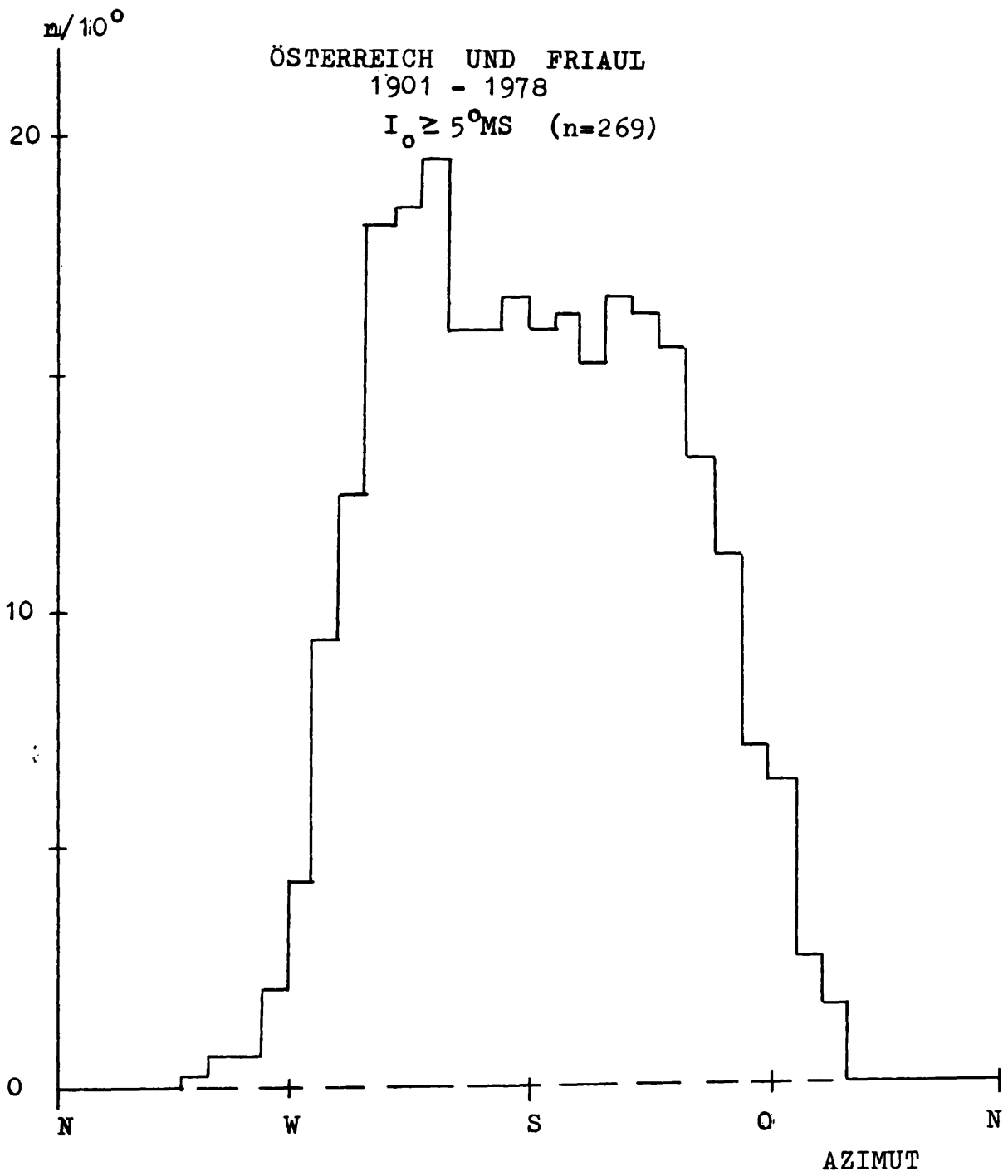


Abb. 11

105 Zufallereignisse
1901 - 1977
47,0° N / 14,0° O

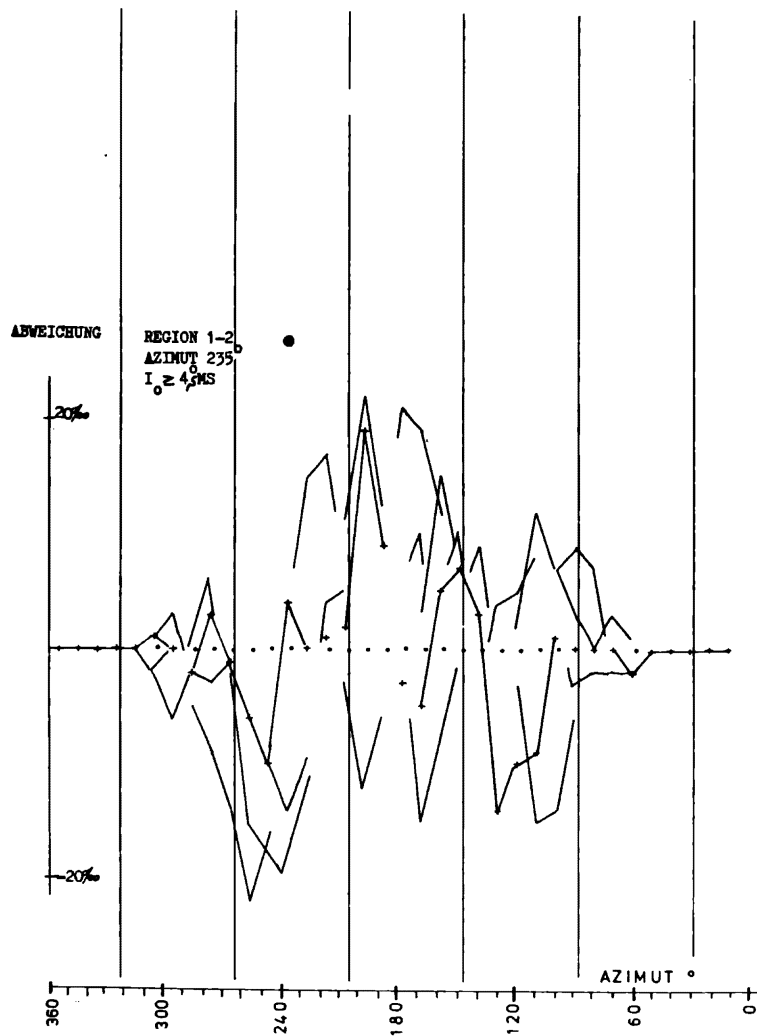


Abb. 12

51 Zufallereignisse
1901 - 1977
47,0° N / 14,0° O

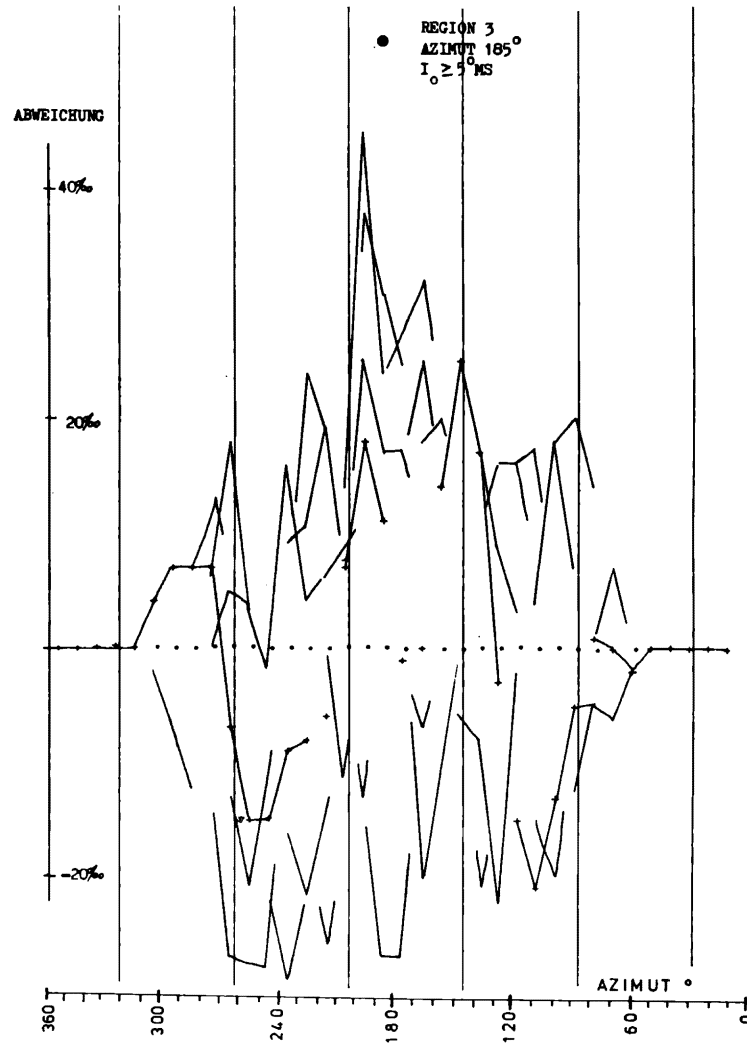


Abb. 13

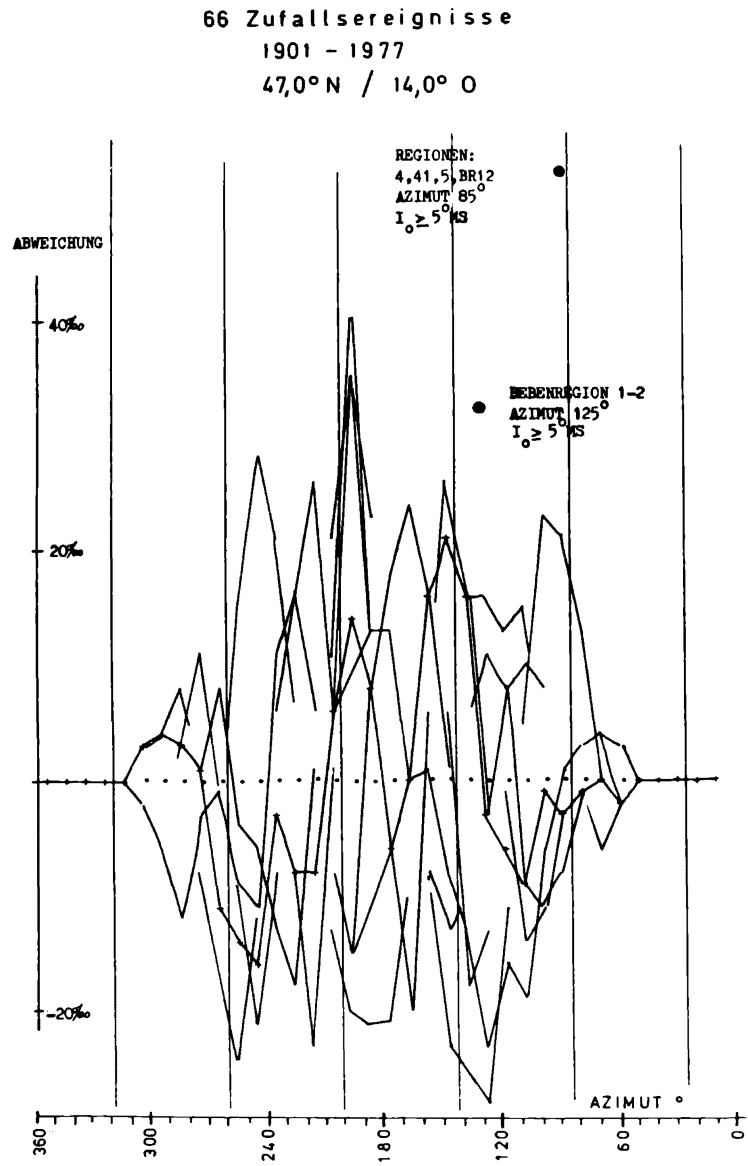


Abb. 14

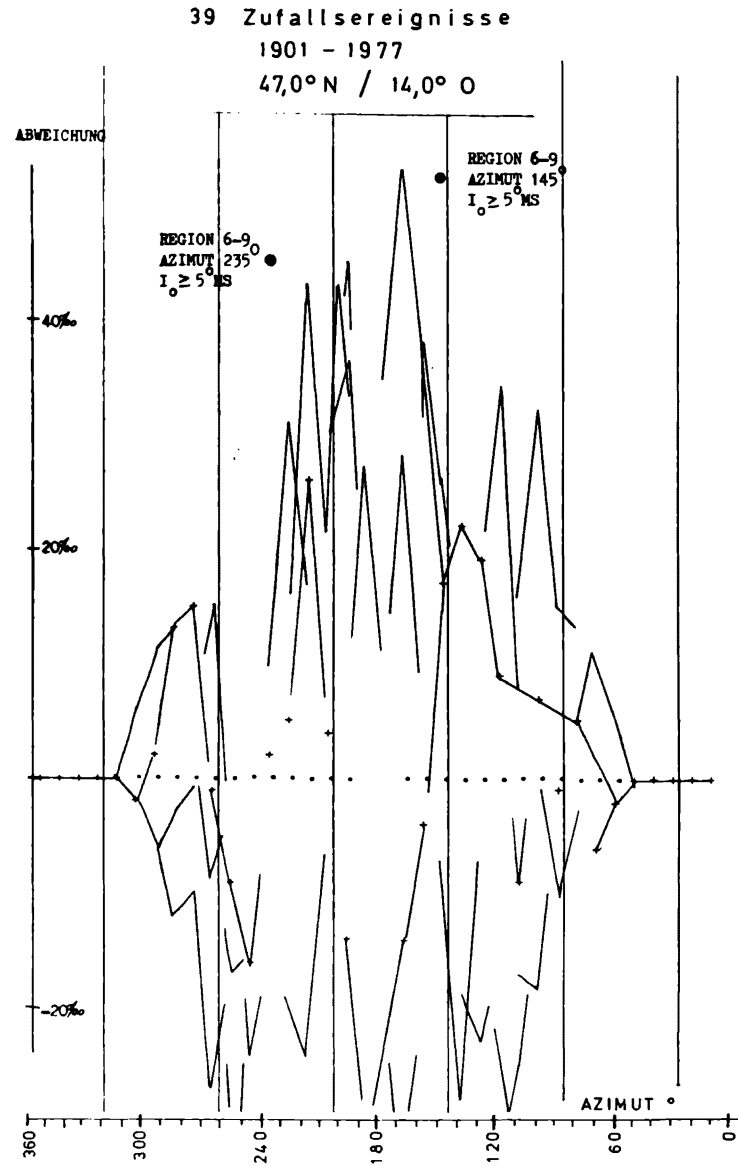


Abb. 15

71 Zufallereignisse
1901 - 1977
47,0°N / 14,0° O

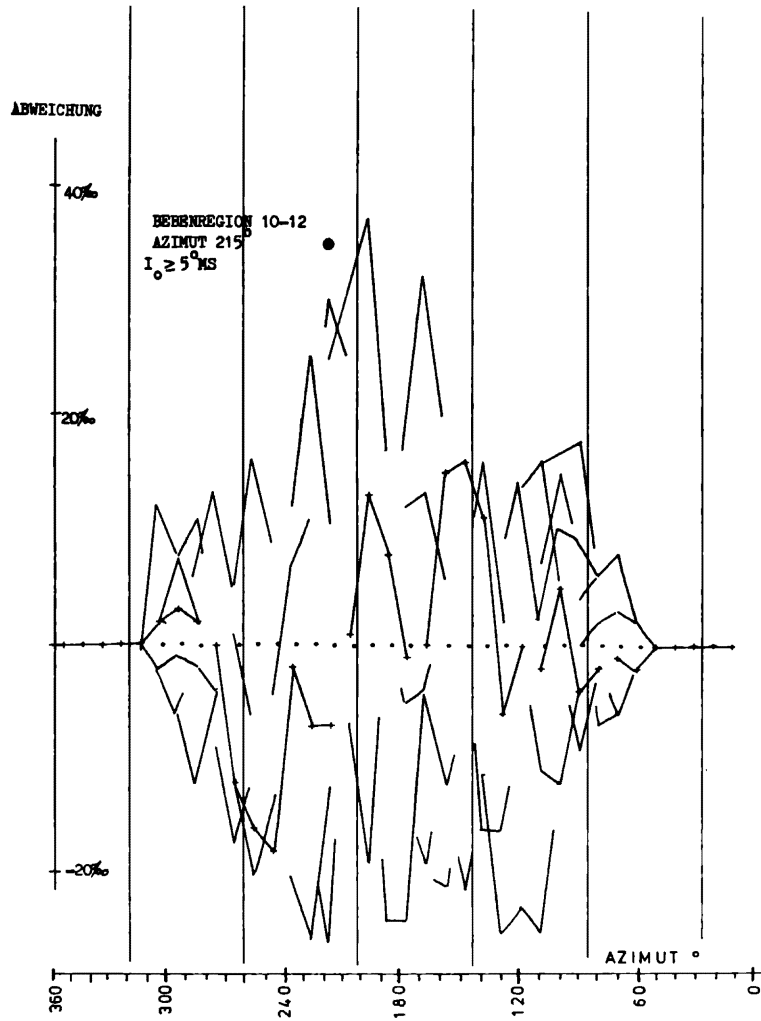


Abb. 16

269 Zufallereignisse
1901 - 1977
47,0°N / 14,0° O

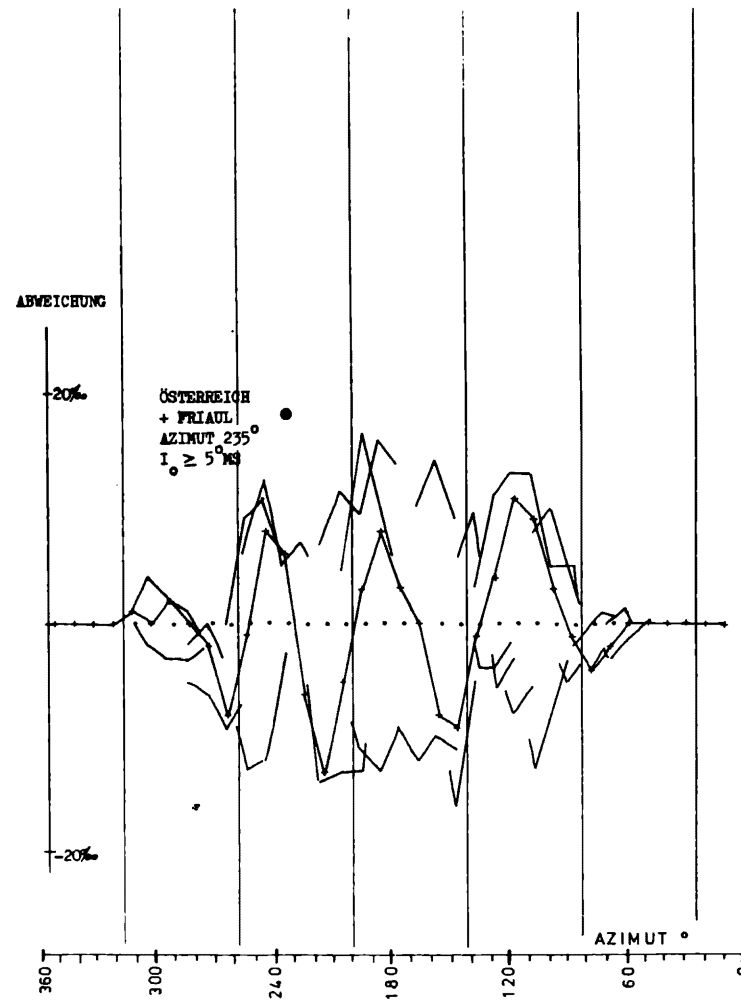
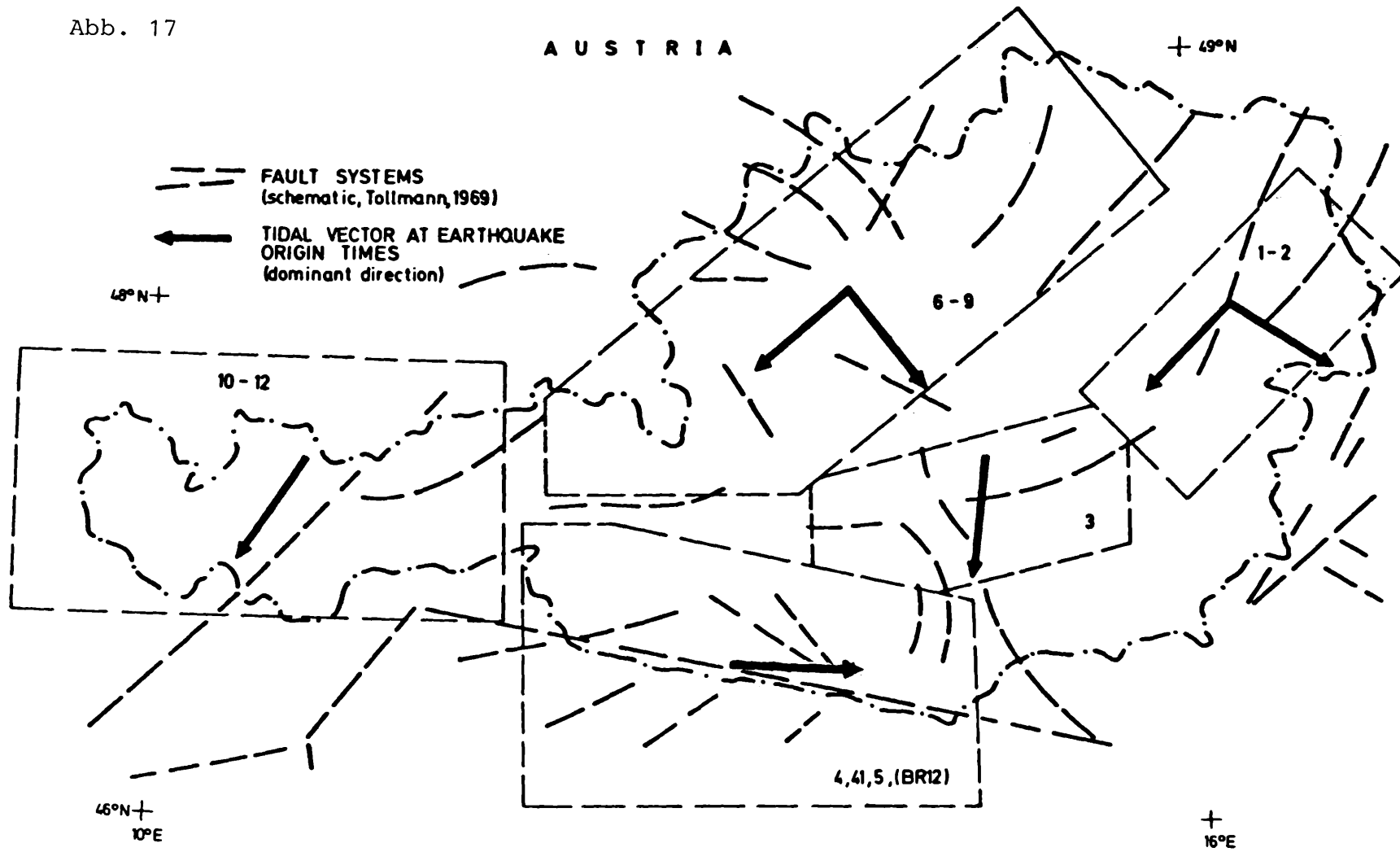


Abb. 17



Es sind nur die maximalen Streuungen (Spitzen) eingezeichnet. Selbstverständlich wird die so definierte obere Grenze der Streuung (Einhüllende) nur mit begrenzter Wahrscheinlichkeit eingehalten. Dennoch erscheint eine deutliche Abhängigkeit der Größe des Streubereiches von der Anzahl der Zufallsereignisse. Den Streuungen sind nun in den Abbildungen die Ergebnisse der einzelnen Regionen gegenübergestellt (Punkte). In einigen Fällen deutet sich eine nicht unerhebliche Differenz von beobachteter und erwarteter Abweichung an. Die vorherrschenden Vektorrichtungen sind in Abb. 17 veranschaulicht. Ein gewisser Einklang mit der Bruchtektonik scheint ablesbar.

3. Literatur

- ALLEN, M.W. (1936): The lunar triggering of earthquakes in Southern California. *Bull.Seis.Soc.Am.*, 26, 147-157.
- CONRAD, V. (1932): Die zeitliche Folge der Erdbeben, und bebenauslösende Ursachen. *Handbuch der Geoph.*, Bd. 4, Bornträger, Berlin, 1007.
- DIX, C.H. (1964): Triggering of earthquakes. *Proc.Japan.Acad.*, XL. 1964, p. 410-415.
- HEATON, T.H. (1975): Tidal triggering of earthquakes. *Geoph. Journ.Roy.astr.Soc.*, 43, 307-326.
- KLEIN, F.W. (1976): Earthquake swarms and the semidiurnal solid earth tide. *Geoph.Journ.Roy.astr.Soc.*, 45, 245-295.
- KNOPOFF, L., and J.K. GARDNER (1972): Higher seismic activity during local night on the raw world-wide earthquake catalogue. *Geoph.Journ.Roy.astr.Soc.*, 28, 311-313.
- KNOPOFF, L. (1964): Earth tides as a triggering mechanism for earthquakes. *Bull.Seis.Soc.Am.*, 54. 1865-1870.
- MAUK, F.J. and M.J.S. JOUNSTON (1973): On triggering of volcanic eruptions by earth tides. *Journ.Geoph.Res.*, 78, 3356-3362.
- MAUK, F.J. and J. KIENLE (1973): Microearthquakes at St. Augustine volcano, Alaska, triggered by earth tides. *Science*, 182, 386.
- SHIMSONI, M. (1971): Evidence for higher seismic activity during the night. *Geoph.Journ.Roy.astr.Soc.*, 24, 97-99.
- TAMS, E. (1926): Die Frage der Periodizität der Erdbeben, Verlag Bornträger, Berlin, 128.
- SHLIEN, S. (1972): Earthquake-tide correlation. *Geoph.Journ.Roy.astr.Soc.*, 28, 27-34.
- TOPERCZER, M. und E. TRAPP (1950): Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs. *Mitteil.d.Erdbebenkomm.*, Österr. Akad.d.Wiss., Nr. 65.
- VOSS, J. (1976): Zum Zusammenhang zwischen Gezeiten und Mondbeben. *Geolog. Jahrbuch*, Hannover, 101-105.
- YOUNG, D., und W. ZÜRN (1979): Tidal triggering of earthquakes in the Swabian Jura. *Journ.of Geoph.*, 45, 171-182.

Lotschwankungsmessungen am nördlichen Alpenrand

H. Schmitz-Hübsch

DGFI München

In einem 12 x 30 km² großen Meßgebiet in Oberbayern wurden auf 2 Profilen mit jeweils 5 Bohrlöchern in geologisch unterschiedlichen Schichten die horizontalen Erdzeitenbeschleunigungen mit 2 ASKANIA-Vertikalpendeln in einer Erstvermessung von 1970 - 1975 und mit 4 ASKANIA-Vertikalpendeln in einer Zweitvermessung von 1976 - 1977 gemessen.

In beiden Vermessungen konnte im deutschen Alpenvorland eine Abhängigkeit der abgeleiteten Erdzeitenparameter von den geologischen Schichten der ungefalteten, der gefalteten Molasse und des Kalkalpins festgestellt werden. Ferner ergab sich eine jahreszeitliche Abhängigkeit dieser Parameter. Die Parameter wurden invariant gegenüber Pendeldrehungen und Pendelvertauschungen auf den Stationen bestimmt.

Die Richtungen der aperiodischen Driftvektoren zeigten eine Korrelation mit den Hebungs Vorgängen der Verrohrungen, die durch das Bohrverfahren bedingt sind. Ein Nahbeben verursachte auf zwei Stationen plötzlich gleiche Driftrichtungen, die nach ein bis zwei Tagen wieder in lokale Richtungen übergingen. Aufragende Gebirgsmassen von 1400 m Höhe neben einem Meßpunkt bewirkten lokale Gebirgsdrücke, bei denen noch unklar ist, ob diese kontinuierlich oder schubweise auf die Erdzeitenmessungen einwirken. Die Beträge der aperiodischen Driftvektoren sind 8 Jahre nach Fertigstellung der Bohrlöcher erst auf 60% zurückgegangen. Zur Zeit sind die Driftraten der Verrohrungen noch zu hoch, um im Meßgebiet geodynamische Effekte zu untersuchen.

Literatur:

Schmitz-Hübsch, H.: Erdzeitenbeobachtungen.

DGK, Reihe B, Heft 241, 67 pp., 1979.

Untersuchung der Tiefenstruktur des Wiener Beckens aus
Lotstörungen

G. Gerstbach

TU Wien

Zusammenfassung: Durch rasterförmige Auswertung von Lotabweichungen lassen sich lokale Neigungen von Dichtentrennflächen, z.B. in Sedimentbecken, ermitteln. Sie können allein oder in Verbindung mit gravimetrischen Aufnahmen zu Tiefenkarten verarbeitet werden.

In der Geophysik werden Lotabweichungen nur selten verwendet, obwohl sie weltweit (und in letzter Zeit vermehrt) gemessen werden. Die Lotrichtung eignet sich zur geophysikalischen Interpretation besonders in Gebieten, wo die Erdkruste wenige, aber ausgeprägte Dichteunterschiede aufweist. Als Beispiel soll das Wiener Becken dienen, wo im Rahmen eines Geoidprojekts 1976-1977 zahlreiche Lotabweichungen gemessen wurden (Abb.1). Dieses Sedimentbecken ist bis 5 km tief und hat einen Untergrund mit stark wechselnder Neigung, dessen Dichtesprung etwa $0,6 \text{ g cm}^{-3}$ beträgt.

Der Beckenuntergrund wird durch drei- und vierseitige Prismen angenähert (Abb.3), deren Potential V relativ einfach aufgebaut ist. Die Lotstörung ist proportional der Ableitung V_y und ergibt sich aus den Koordinaten der Prismenkanten laut Gleichung (3).

Die dritte Ableitung V_{yyy} verschwindet bei $y_1^2 + by_1 = z_1 z_2$, sodaß die Wendepunkte des Lotstörungsprofils (Abb.4) bei seichten Störungen ($z < b$) nahe über den Kanten liegen. Hier verläuft V_y proportional dem Weg, während der dazwischenliegende Bauch ein Maß für die Neigung a der Diskontinuität ist.

Am besten kann a ermittelt werden, wenn die Lotabweichungen in einem annähernd quadratischen Raster vorliegen (Abstand s , Abb.5-6). Berechnet man die "lokale Lotstörung" $\Delta \varepsilon$ eines Meßpunktes als Differenz seiner Lotabweichung zum Mittelwert seiner Nachbarpunkte, ergibt sich nach längeren Umformungen und Modellrechnungen die Näherungsformel

$$\Delta z_{(\text{km})} \approx \frac{\Delta \varepsilon''}{\Delta \rho \cdot 3''} \left(1 + 1,9 \frac{z_m}{s} + 2,2 \left(\frac{z_m}{s} \right)^2 \right) \quad (6)$$

Hierin bedeutet $\Delta z = z_{s/2} - z_{-s/2}$ die vertikale Erstreckung der Diskontinuität innerhalb eines Rasterquadrats und $\Delta \rho$ ihr Dichtesprung. De facto werden zwei Komponenten Δz_x , Δz_y berechnet, entsprechend den nördlichen und östlichen Lotabweichungskomponenten ξ , η . Sie können durch Ausgleich und Iteration zu Tiefenwerten z verarbeitet werden, wobei am Beckenrand $z = 0$ zu setzen ist.

Abbildung 7 zeigt die im Westteil des Wiener Beckens liegenden Lotabweichungspunkte im 10 km - Raster und die aus (6) geschätzten Untergrundneigungen. Sie stimmen schon in diesem ersten Schritt mit einer Tiefenkarte (Thenius 1974) bis auf wenige Ausnahmen gut überein.

Die Interpretationsgenauigkeit kann gesteigert werden, wenn ein Tiefenmodell aufgestellt und iterativ an die gemessenen Lotstörungen angepaßt wird. Hiefür habe ich jeweils zentrale schiefwinklige Prismen ($\Delta z_x, \Delta z_y$) mit einer aus Modellrechnungen ermittelten Tiefenfunktion τ und ein System von umgebenden rechtwinkligen Säulen verwendet (Abb.8). Von einem Punkt inmitten eines Ölfeldes abgesehen, stieg dadurch die Genauigkeit der korrigierten Neigungen (Abb.7a) auf durchschnittlich 4 - 5%. Da etwa 2% auf die Meßgenauigkeit selbst entfallen, muß der Rest durch die starke Gliederung des Untergrunds verursacht sein und kann durch weitere Iterationen vermutlich noch gemindert werden.

Um die vorliegende Methode verfeinern zu können, werden zur Zeit im Rahmen eines eigenen Forschungsprojektes die Meßpunkte auf 5 - 7 km Abstand verdichtet und das Untersuchungsgebiet nach Süden ausgedehnt.

Die Auswertung von Lotstörungen ist auch geeignet, manche Mehrdeutigkeiten in gravimetrischen Interpretationen zu beseitigen. Abbildung 9 zeigt als Beispiel drei gänzlich verschiedene Untergrundstrukturen I, II, III, die alle dasselbe Schwerestörungsprofil Δg hervorrufen, sich aber in ihrer Lotstörung ε unterscheiden.

Zuletzt ein Wort zur Wirtschaftlichkeit. Obwohl die Lotstörung zwei interpretierbare Komponenten besitzt, ist der Aufwand gegenüber der reinen Gravimetrie wegen der zur Zeit noch längeren Meßdauer etwas größer. Mit der Entwicklung der nächsten Generation von Inertialnavigationsanlagen wird sich dieses Verhältnis aber wahrscheinlich umkehren, sodaß die Lotstörungsinterpretation eine Standardmethode der angewandten Geophysik werden könnte.

Literatur

- G. Gerstbach, Geophysikalische Interpretation von Lotabweichungen in Bruchzonen. Zeitschr. f. Vermessungsw. 104/2, Stuttgart 1979.
- E. Thenius, Geologie von Niederösterreich. Verh. d. geolog. Bundesanstalt, Bundesländerserie, Wien 1974.

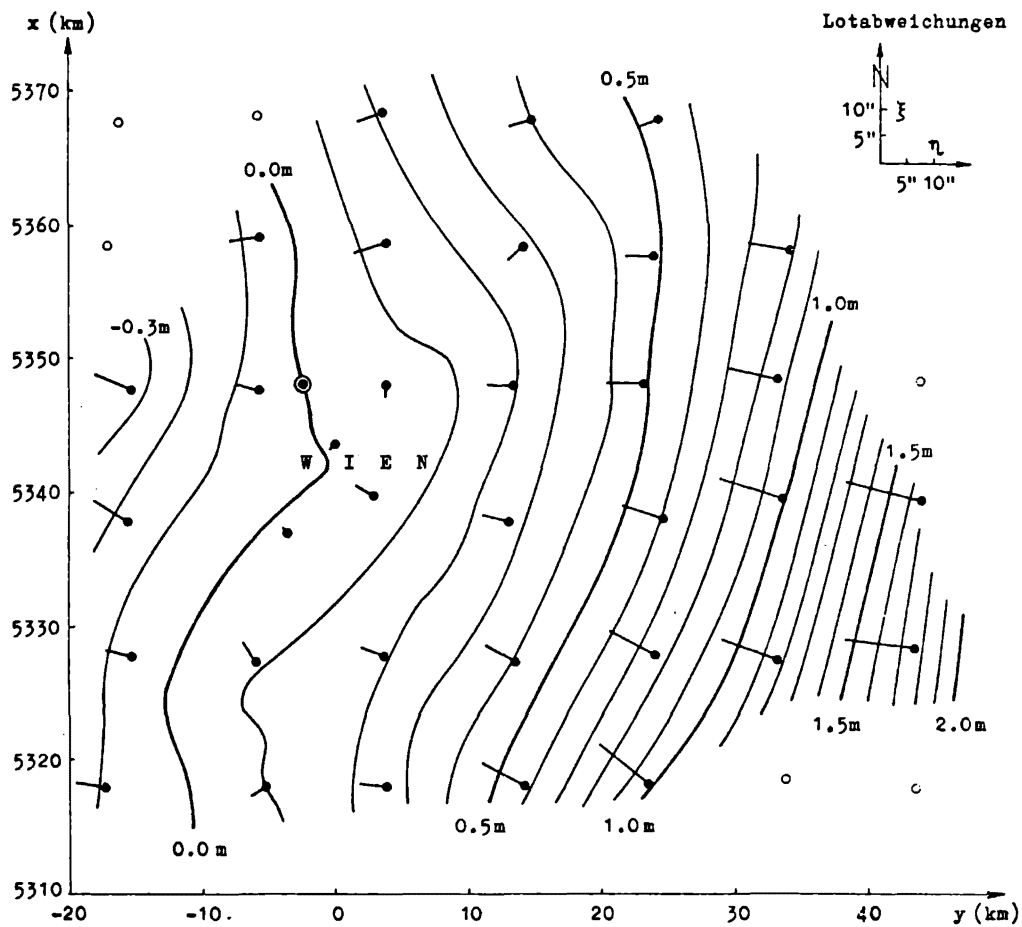


Abb.1 : Geoidstudie Wien, Lotabweichungen und vorläufiges Geoid (Stand Jan. 1977) im österreichischen Datum (Bessel-Ellipsoid, Fundamentalpunkt Hermannskogel bei Wien)

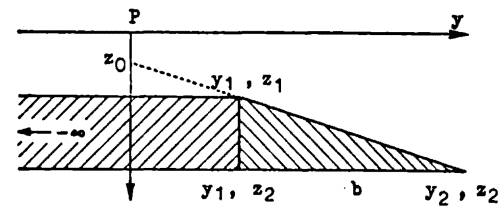


Abb.3: drei- und vierseitiger prismatischer Störkörper

$$\frac{V}{G_0} = z_1 \ln(y_1^2 + z_1^2) - z_2 \ln(y_2^2 + z_2^2) + \frac{z_0}{1+a^2} \ln \frac{y_2^2 + z_2^2}{y_1^2 + z_1^2} - \frac{2 a z_0}{1+a^2} \left(\arctg \frac{y_2 + a z_2}{z_0} - \arctg \frac{y_1 + a z_1}{z_0} \right) + \text{const.} \quad (3)$$

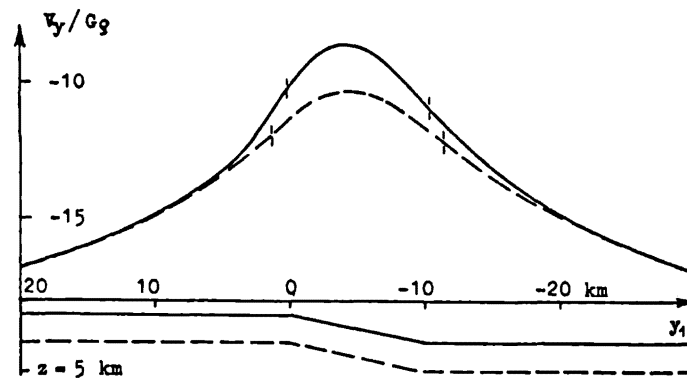
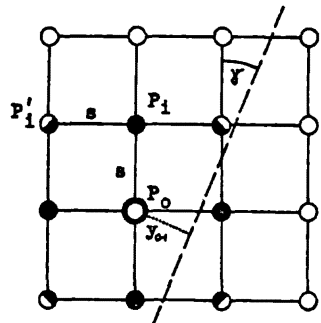


Abb.4: Lotstörungen in einer Bruchzone (prismatischer Störkörper)



Lotstörungsdifferenzen

$$\Delta \varepsilon = \sqrt{\Delta \xi^2 + \Delta \eta^2}$$

$$\Delta \xi = \xi_0 - \frac{1}{6} [\xi_1] - \frac{1}{12} [\xi_1'], \quad (4)$$

$$\Delta \eta = \eta_0 - \frac{1}{6} [\eta_1] - \frac{1}{12} [\eta_1'], \quad i = 1 \dots 4$$

Abb. 5: Lotabweichungsraster

Daraus Untergrundneigung:

$$\Delta \varepsilon_{\max} \sim a \cdot s = z \left(\frac{s}{2} \right) - z \left(-\frac{s}{2} \right) = \Delta z$$

$$\Delta z_{\text{km}} \approx \frac{\Delta \varepsilon}{\rho \cdot 3^m} \left(1 + 1,9 \frac{s}{\rho} + 2,2 \frac{s^2}{\rho^2} \right) \quad (6)$$

(5)

(6)

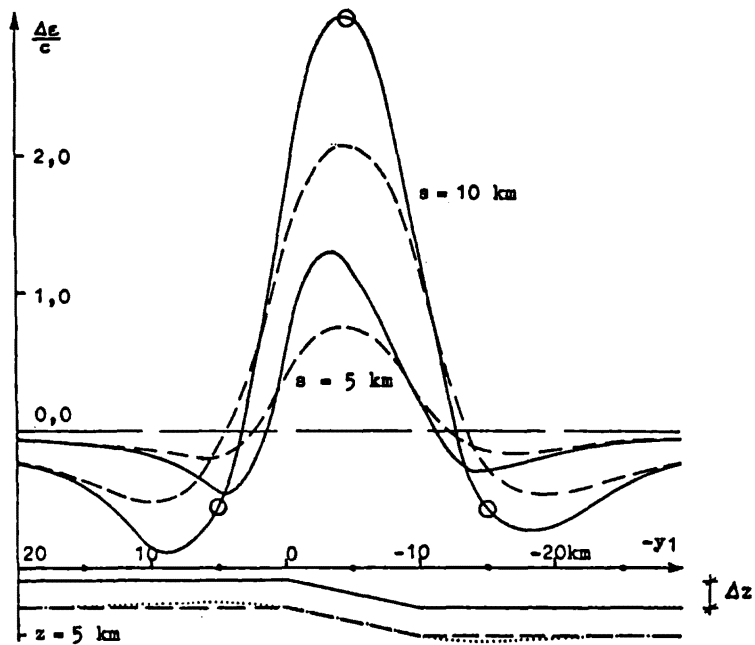


Abb. 6: Verlauf von Lotstörungsdifferenzen in Bruchzonen

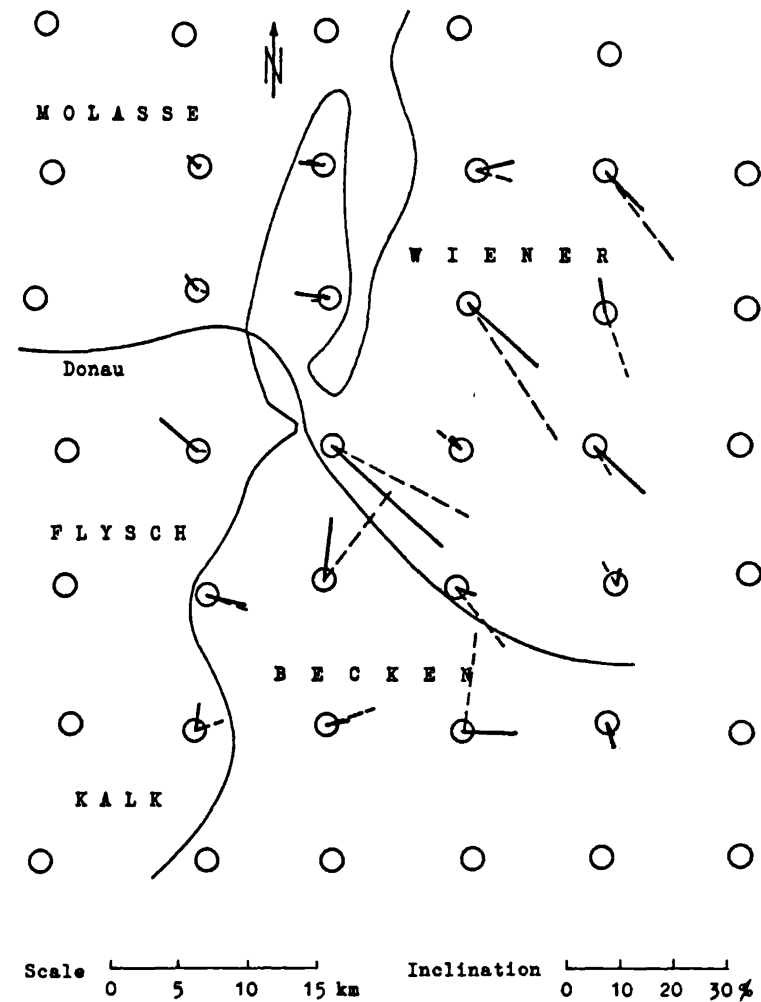


fig. 7: Inclination of basement of the Viennese Basin, western part, derived from vertical deflections (Gerstbach 1979) and from a depth chart (Thenius 1974, dash-lined).

(fig. 7a: overlay with corrected inclinations)

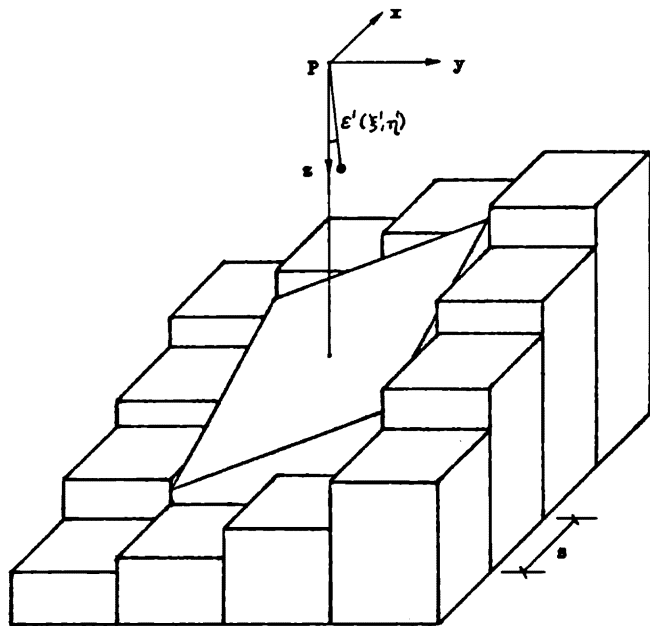


fig.8: Calculation of vertical deflections ξ', η' in a depth model:

central part according to "slope formula" [Ge.1979]

$$\begin{aligned} \xi' &= c \cdot \Delta z_x \cdot \tau & c &= 0''002436 \cdot g \\ \eta' &= c \cdot \Delta z_y \cdot \tau & \tau &= e^{-3,7 \frac{z_0}{s}} \end{aligned} \quad (7)$$

environs by differences of opposite rectangular prisms

$$\begin{aligned} \xi' &= \left[\varepsilon \frac{x}{r_0} \right] & \varepsilon' &= 0''001403 \cdot g \cdot (z_1 - z_2) \cdot s^2 r_0^{-2} \\ \eta' &= \left[\varepsilon \frac{y}{r_0} \right] & r_0^2 &= x^2 + y^2 + \left(\frac{z_1 + z_2}{2} \right)^2 + h \end{aligned} \quad (8)$$

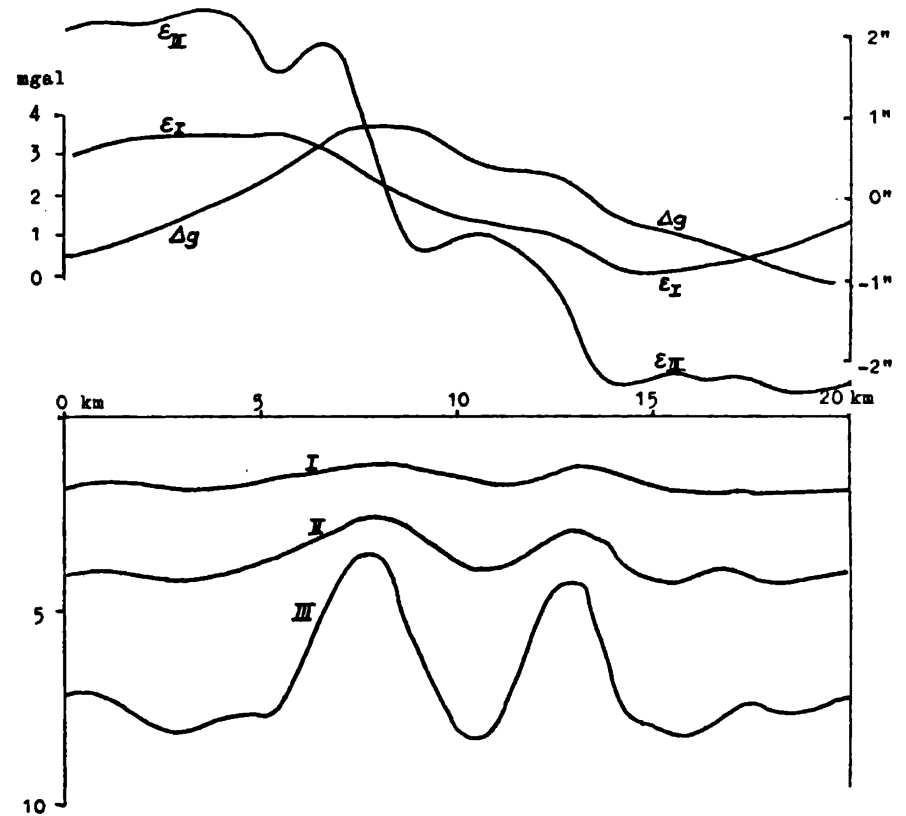


Abb.9: Mehrdeutige Interpretation eines Schwereprofils.

Die Dichtentrennflächen I, II, III ($\Delta \rho = 0,2 \text{ g cm}^{-3}$) führen auf dieselben relativen Schwereanomalien Δg , aber auf unterschiedliche Lotstörungen ε . (frei nach Skeels, ergänzt um die Lotstörung)

IV. MESSMETHODIK UND AUSWERTUNG

BIEDERMANN
BOEDECKER
GÖTZE
MEURERS
RUESS
SEIBERL
STEINHAUSER
SÜNKEL

Über die Leistungsfähigkeit von LCR-Gravimetern für präzise Schweremessungen.

G. Boedecker

DFGI München

Zusammenfassung:

Es wird die Leistungsfähigkeit von La Coste & Romberg Gravimetern in bezug auf genaue Messungen von kleinen Schwereunterschieden untersucht. Dabei werden besonders die Eichfaktorfunktion und Einflüsse von Temperatur- und Luftdruckänderungen auf das Meßergebnis behandelt. Es werden Methoden zur Bestimmung von Periodizitäten in den Skalenfaktorfunktionen diskutiert. Für 4 LCR Gravimeter, die bei der Neuvermessung des Schweregrundnetzes 1976 der BRD zum Einsatz kamen, werden numerische Ergebnisse präsentiert.

Literatur:

Boedecker, G.: Instrumental Capabilities of La Coste & Romberg Gravity Meters for the Detection of Small Gravity Variations with Time.

XVII I.U.G.G. General Assembly International Association of Geodesy, Canberra, Australia, 1979.

Zur Kalibrierung von LCR-Gravimetern, Modell D

B. Meurers, D. Ruess und P. Steinhauser

U Wien

1. Einleitung

Für La Coste & Romberg Gravimeter, Modellreihe D, werden in den Manuals die Linearität und die zeitliche Stabilität der Gravimeterskala betont /1/. Aufgrund langjähriger Meßerfahrung mit dem LCR D-9 können diese Instrumenteneigenschaften nicht voll bestätigt werden. Es erscheint daher notwendig, die Linearität der Gravimeteranzeige zu überprüfen und die zeitliche Änderung des Skalenfaktors auf einer Eichstrecke zu bestimmen.

2. Nichtlinearität der Instrumentenanzeige

Durch Vermessung eines eigens zu diesem Zweck errichteten Schwereprofiles in Wien (WEL) in 5 verschiedenen Skalenwertbereichen des LCR D-9 konnte die Nichtlinearität der Instrumentenanzeige nachgewiesen werden. Unter Verwendung einer linearen Ausgleichung wurde folgende Eichfunktion bestimmt /2/:

$$\begin{aligned} F_{77}(M) &= S (1+bM)^{-1}M = f_{77}(M)M \\ b &= 6.3595 \cdot 10^{-9} \text{ Sk}^{-1} \\ M &\text{ Skalenwertablesung (Sk)} \\ S &\text{ Skalenfaktor } (\mu\text{gal/Sk}) \end{aligned} \tag{1}$$

$f_{77}(M)$ ist die Funktion, die den von M abhängigen Skalenfaktor und damit die Nichtlinearität der Skala beschreibt. Dabei gilt:

$$S = \lim_{M \rightarrow 0} f(M) \tag{2}$$

Die zeitliche Konstanz der Nichtlinearität wurde im Herbst 1979 überprüft. Dabei wurde die WEL zusätzlich im oberen und unteren Grenzbereich der 200000 Sk umfassenden Gravimeterskala vermessen. In den oberen Skalenbereichen ergaben sich signifikante Abweichungen von der 1977 ermittelten Regressionsgeraden, die durch

in diesem Bereich durchgeführte Wiederholungsmessungen bestätigt wurden. Fig. 1 zeigt den Vergleich der neuen Meßergebnisse mit den Werten von 1977. Es werden die Funktionen $C_{77}/\Delta M(\bar{M})$ bzw. $C_{79}/\Delta M(\bar{M})$ dargestellt, die sich unmittelbar aus den gemessenen Skalenwertdifferenzen ΔM ableiten lassen. \bar{M} ist der Mittelwert der Skalenablesungen an den Endpunkten der WEL. Die Konstanten C wurden so gewählt, daß die im unteren Bereich gültigen Regressionsgeraden für beide Meßreihen den Funktionswert $C/\Delta M(0) = 1$ ergeben. Wegen der zeitlichen Veränderung des Skalenfaktors sind die Konstanten nicht identisch.

Die Nichtlinearität ist gemäß Fig. 1 offenbar ein zeitunabhängiger durch Meßspindelfehler verursachter Effekt. Die Abweichungen im oberen Skalenwertbereich sind bei den Messungen 1977 nicht erkannt worden, da keine Information aus dem oberen Grenzbereich vorlag. Die neue Eichfunktion wurde in der folgenden Weise bestimmt: Wie Fig. 1 zeigt, wird die Funktion $C/\Delta M$ abschnittsweise durch Anwendung der Methode der kleinsten Quadrate approximiert und durch die folgende Gleichung dargestellt:

$$C/\Delta M = k \Delta g/\Delta M = \hat{a}(\bar{M}) + \hat{b}(\bar{M})\bar{M} \quad (3)$$

$$\Delta M = |M_1 - M_2|$$

$$\bar{M} = (M_1 + M_2)/2$$

;

$$\Delta g \quad \text{Schweredifferenz der WEL}$$

Die Zahl der Parameter zur Beschreibung der Nichtlinearität bleibt durch diese Anpassung niedrig. Beim Übergang vom Differenzenquotienten zum Differentialquotienten folgt wegen

$$\lim_{\Delta M \rightarrow 0} \bar{M} = \lim_{M_2 \rightarrow M_1} \bar{M} = M_2 = M$$

$$k \, dg = (\hat{a}(M) + \hat{b}(M)M) \, dM \quad (4)$$

Aus Gl. (4) ergibt sich durch Integration direkt die Eichfunktion:

$$F_{79}(M) = g(M) = k^{-1} \int_0^M (\hat{a}(M') + \hat{b}(M')M') \, dM' \quad (5)$$

Die Konstante k kann durch Vermessung einer bekannten Schweredifferenz eindeutig bestimmt werden.

Die neue Eichfunktion ist damit durch ein Polynom 2.ten Grades gegeben:

$$F_{79}(M) = a(M)M + b(M)M^2 + c(M) = f_{79}(M)M \quad (6)$$

Die Polynomkoeffizienten sind für jeden der 3 Skalenwertbereiche konstant.

In Fig. 2 werden die Abweichungen dargestellt, die bei Verwendung einer linearen Skale gegenüber den Eichfunktionen $F_{79}(M)$ bzw. $F_{77}(M)$ (strichliert) auftreten. Im mittleren Skalenwertbereich erreichen sie Werte von über 50 μgal . Fig. 2 zeigt erwartungsgemäß, daß die Unterschiede zwischen F_{77} und F_{79} nur im oberen Skalenbereich auftreten. Die Nichtlinearität der Instrumentenanzeige ist für präzise Schweremessungen unbedingt zu berücksichtigen. Für die Schweredifferenz auf der WEL ergibt sich bei Anwendung von Gl. (6) als Mittelwert über die in 7 Skalenwertbereichen durchgeführten Messungen

$$g_{\text{WEL}} = (41.557 \pm 0.002) \text{ mgal}$$

Die Standardabweichung der Einzelmessung beträgt $\pm 7 \mu\text{gal}$.

3. Bestimmung des Skalenfaktors

Als die die Empfindlichkeit des Gravimeters charakterisierende Größe wird der Skalenfaktor angegeben. Bei Vorliegen der oben beschriebenen Nichtlinearität ist er als Grenzwert der Skalenfaktorfunktion $f(M)$ für $M \rightarrow 0$ definiert und wird gleichzeitig mit der Konstanten k in Gl. (3) bis Gl.(5) auf einer Eichstrecke mit bekanntem Schwereunterschied bestimmt. Das LCR D-9 wurde seit Beginn seiner Verwendung jährlich auf dem österreichischen Abschnitt der European Calibration Line (ECL) zwischen Kufstein und Stafflach geeicht. Nach der Ausgleichung von Marzahn /3/ beträgt die Schweredifferenz auf diesem Abschnitt $g_{\text{ECL}} = 224.71 \text{ mgal}$, nachdem eine durch Höhenänderung der beiden Endpunkte (neuer Straßenbelag) notwendig gewordene Korrektur angebracht wurde. Aufgrund der Fehlerangaben für die Schwereangaben im ISGN₇₁-Netz /4/ kann der mittlere Fehler mit $\pm 0.03 \text{ mgal}$ abgeschätzt werden und liegt somit in der gleichen Größenordnung wie

der bei der Schweremessung zu erwartende Fehler. Der Skalenfaktor kann somit mit einer Genauigkeit von etwa 0.2 o/oo bestimmt werden. Die Messungen auf der ECL werden jeweils nach dem gleichen Meßschema durchgeführt. Die Schweredifferenz zwischen ihren Endpunkten kann nur durch einmalige Skalenbereichsverstellung überdeckt werden. Der Teilabschnitt Strass-Innsbruck Süd wird daher in zwei verschiedenen Bereichen vermessen.

Fig. 3 zeigt die Meßergebnisse für die einzelnen Teilabschnitte der Eichlinie. Die Ablesungen sind bezüglich der Nichtlinearität korrigiert. Auffallend ist die negative Korrelation des zeitlichen Verlaufes der Meßergebnisse auf benachbarten Teilabschnitten, die durch die Elimination der Drift verursacht wird.

Fig. 4 stellt den zeitlichen Verlauf der gesamten Skalenwertdifferenz und des dadurch definierten Skalenfaktors dar. Auch unter Berücksichtigung des oben angeführten Fehlers ist die zeitliche Abnahme des Skalenfaktors signifikant. Dies zeigt die Wichtigkeit von jährlich zu wiederholenden Eichmessungen.

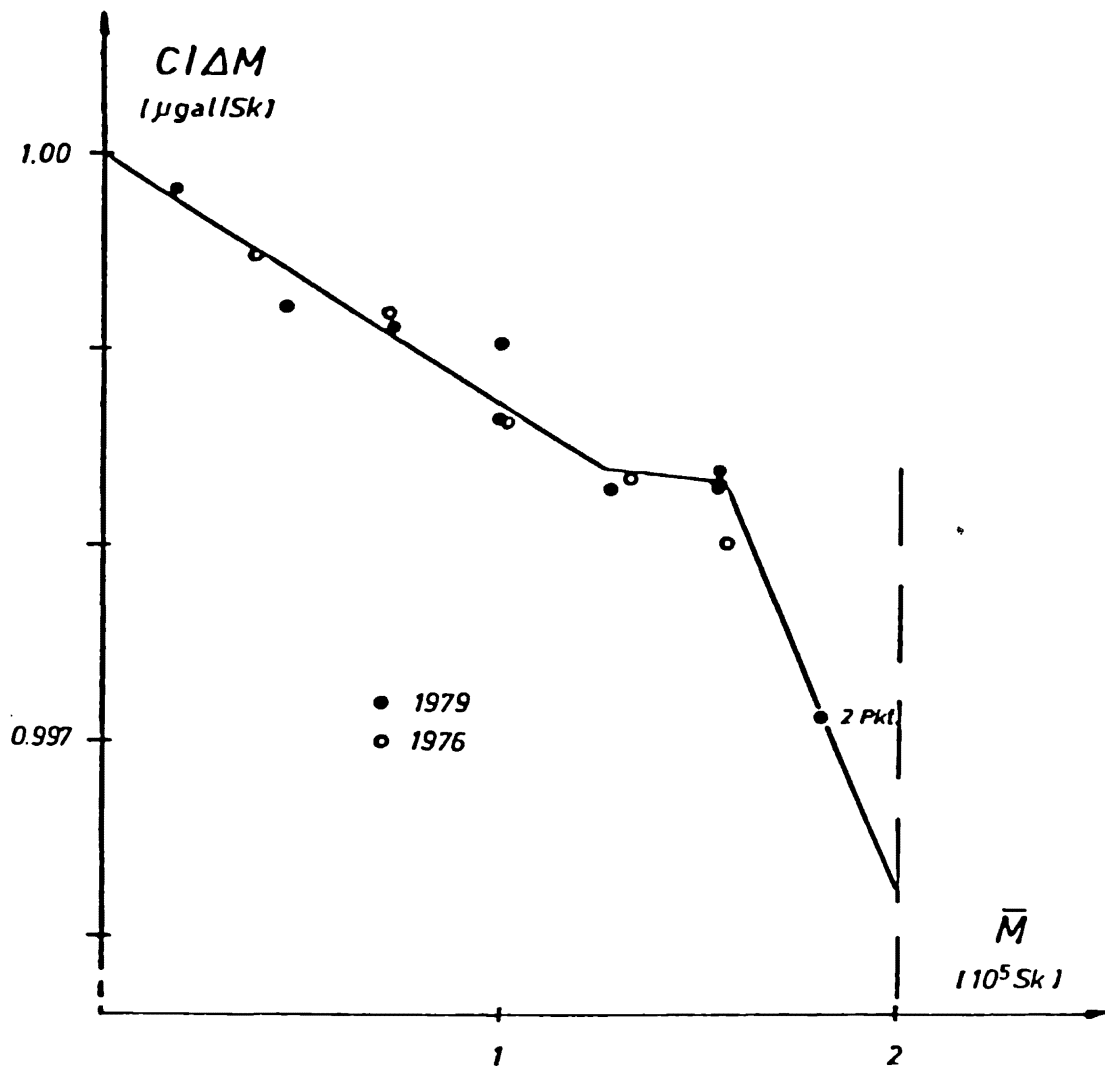


Fig. 1: Vergleich der Meßergebnisse auf der WEL 1977 und 1979

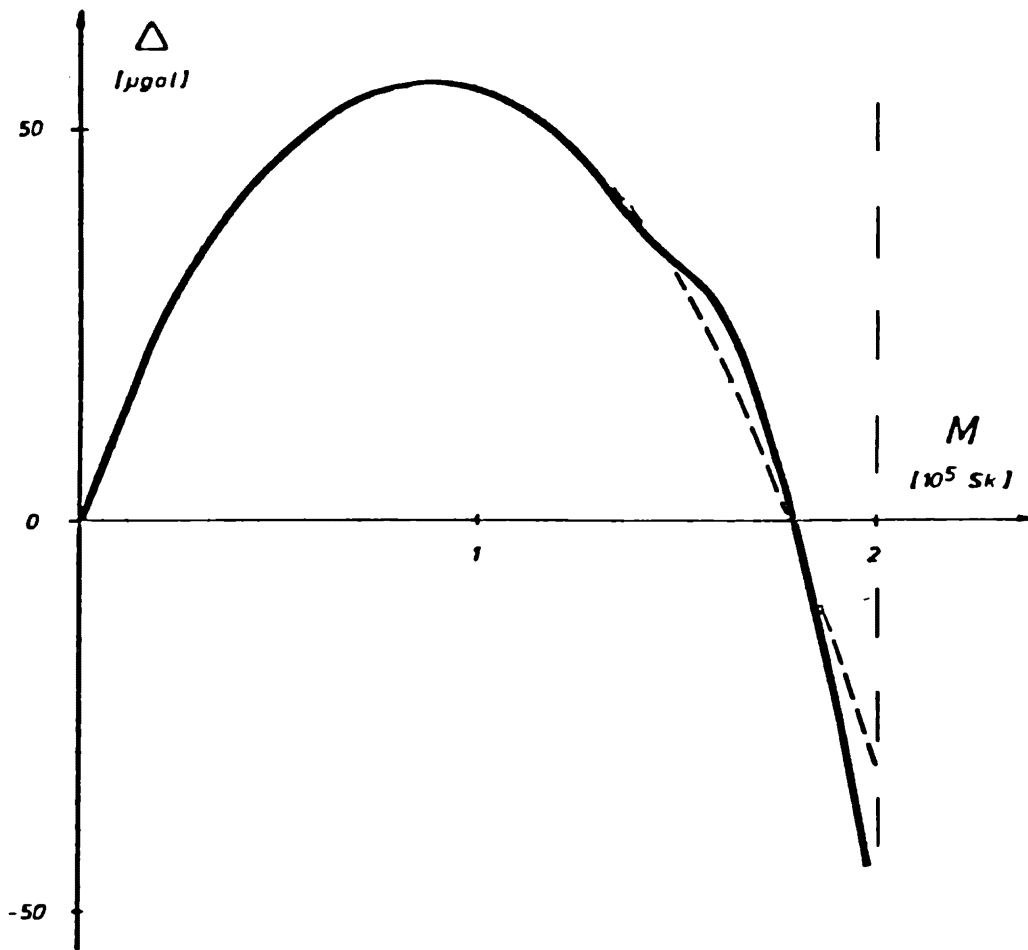


Fig. 2: Abweichungen der Schwerewerte bei Verwendung einer linearen Eichfunktion gegenüber F_{79} (—) und F_{77} (- - -)

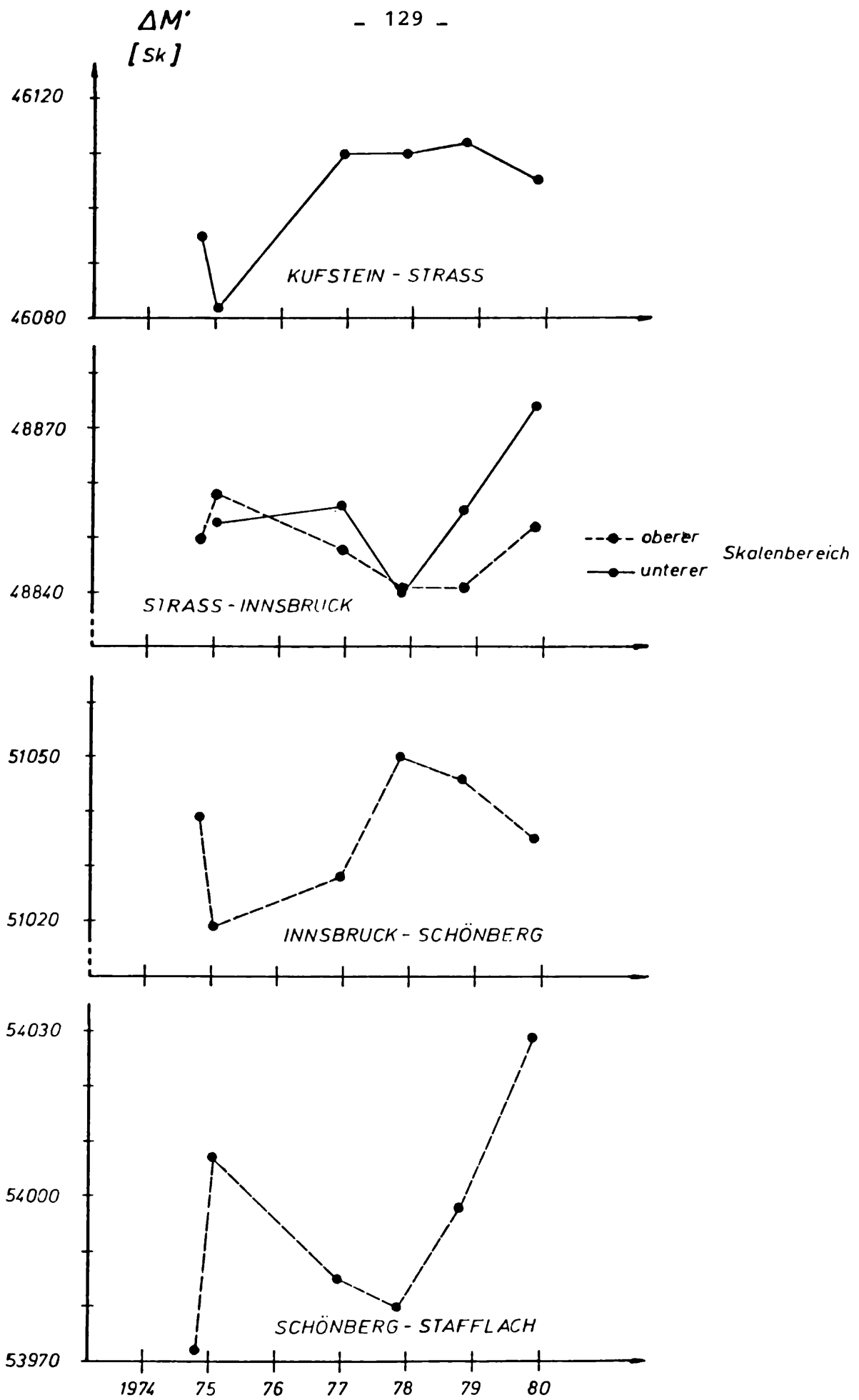


Fig. 3

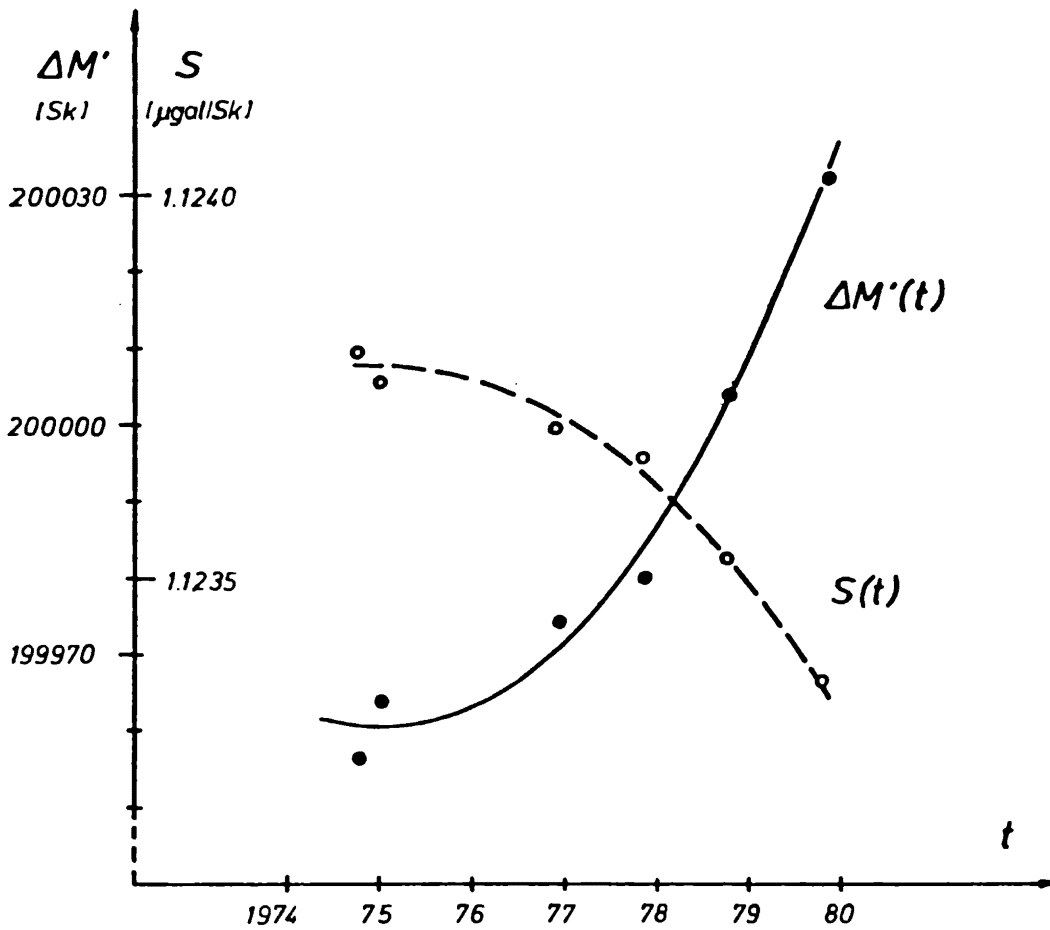


Fig. 4

Literatur:

- /1/ Instructions for La Coste & Romberg, Inc.
- /2/ Steinhauser, P.: Zur Präzisionskalibrierung des LCR Gravimeters Modell D. Journal of Geoph., 44, 4, 1978.
- /3/ Marzahn, K.: Schwerewerte im Europäischen Gravimetereichsystem 1962 für die Linie Kopenhagen-Catania. Bayer. Akad.d.Wiss., NF Nr. 115, München 1964.
- /4/ The International Gravity Standardization Net 1971. Bureau Central de l'Association Internationale de Geodesie Publ. speciale no. 4.

Ein Modul zur vollautomatischen Darstellung des Erdschwerefeldes

H. Sünkel

TU Graz

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschreibt in Kürze ein intelligentes Computer-Programmsystem, welches für Zwecke der automatischen Bestimmung und Darstellung von Schwerefeldflächen (wie Geoid, Schwereanomalienfeld, Lotabweichungsfeld in vorgegebenem Niveau, etc.) entwickelt wurde. Das System verarbeitet Erdschwerefeldinformation in Form eines (im allgemeinen mit Meßfehlern behafteten) heterogenen Satzes linearer Funktionale des anomalen Gravitationspotentials und liefert Schwerefeldflächen in Form von Profilen, Isoliniendarstellungen oder 3-dimensionalen Darstellungen.

Das der Verarbeitung zugrunde liegende mathematische Modell ist Kollokation nach kleinsten Quadraten. Prädiziert wird ein regelmäßiges Rechteckgitter von Funktionswerten der entsprechenden Fläche. Die Darstellung der Flächen erfolgt glatt durch Verwendung bikubischer Spline-Funktionen, welche die Interpolationsaufgabe im Rechteckgitter übernehmen.

GSPP besitzt als integrierten Bestandteil eine Kontrolleinheit, welche alle erforderlichen Entscheidungsprozesse (z.B. die Wahl und/oder Überprüfung von ca. 150 Eingabeparametern, etc.) übernimmt, sodaß die Denkleistung des Anwenders auf ein absolutes Minimum reduziert werden kann.

Das System wurde zwar für geodätische Zwecke entwickelt, aber wegen seiner Vielseitigkeit und Flexibilität ist eine Anwendung auf anderen Gebieten nicht nur denkbar, sondern bietet sich geradezu an.

1. EINFÜHRUNG

Die Entwicklung neuer Meßtechniken besonders während des letzten Jahrzehnts, welche in kurzen Zeiträumen halbautomatisch bis automatisch eine sehr große Menge an Schwerefelddaten liefern, haben die physikalische Geodäsie vor neue Probleme gestellt :

- a) der optimalen Kombination aller verfügbaren Daten und
- b) der globalen bis lokalen Darstellung des Erdschwerefeldes.

Es ist ein Irrglaube anzunehmen, daß diese beiden Probleme bereits zur vollsten Zufriedenheit gelöst sind. Zwar erlaubt das von Krarup (1969) und Moritz (1970) entwickelte Modell der Kollokation nach kleinsten Quadraten die Kombination aller linearer Funktionale des Schwerepotentials und die optimale Vorhersage von (nicht gemessenen) Schwerefeldgrößen; die praktische Realisierung muß allerdings von der mathematischen Klarheit notgedrungen einige Abstriche machen : die uns zur Zeit zur Verfügung stehenden Schwerefelddaten haben die Millionengrenze längst überschritten. Eine optimale Kombination all dieser Daten würde theoretisch eine Inversion einer Matrix mit Dimension = Anzahl der Daten erfordern -- ein illusorisches Unterfangen. In der Praxis heißt dies : zur Vorhersage einer Schwerefeldgröße werden nur bestimmte Datengruppen herangezogen (z.B. nur "lokale" Daten in der Umgebung des Prädiktionspunktes). Dieser Selektionsprozess folgt zur Zeit noch eher Erfahrungswerten als theoretischen Überlegungen.

Das zweite Problem, die Darstellung des Erdschwerefeldes, gewinnt zunehmend an Bedeutung, zumal die für die nächste Dekade geplanten Schwerefeldsensoren (z.B. Inertialnavigationssysteme, etc.) ein bereits recht verfeinertes Modell des Erdschwerefeldes als Input benötigen. Theoretisch ist auch dieses Problem so gut wie gelöst : Da das anomale Gravitationspotential im Außenraum bezüglich der Erdoberfläche der Laplace'schen Differentialgleichung genügt, diese wiederum räumliche Kugelfunktionen als Lösung besitzt, läßt sich theoretisch jede Schwerefeldgröße durch eine Linearkombination einer unendlichen

Anzahl an Kugelfunktionen darstellen. Mehrere Tatsachen schließen aber diese Möglichkeit aus : erstens stehen dem unendlichen Satz an Unbekannten (Kugelfunktionskoeffizienten) ein endlicher, wenn auch großer, Datensatz gegenüber; eine optimale Lösung dieses "improperly posed problem" mündet wiederum in die Kollokation nach kleinsten Quadraten (Moritz, 1978); zweitens sind Kugelfunktionen wegen ihrer nicht-lokalen Eigenschaften völlig ungeeignet zur Darstellung lokaler Formen; und drittens sind Kugelfunktionsentwicklungen sehr hohen Grades numerisch nicht vertretbar, da die Berechnung Legendre'scher Funktionen extrem zeitaufwendig ist und darüberhinaus nicht unerhebliche Stabilitätsprobleme aufwirft. Im Klartext heißt dies : man wird vermutlich gezwungen sein, zumindest für die Zwecke der lokalen Darstellung des Erdschwerefeldes, sich von streng harmonischen Funktionen zu lösen und sogenannte schwache Lösungen zu finden, welche zwar für das entsprechende Variationsproblem zugelassen sind, aber dennoch nicht harmonisch sind.

GSPP, das geodätische Flächen-Prädiktions- und Plotsystem, bietet in gewisser Weise eine hybride Lösung an ; es prädiziert a) lokal unter Heranziehung eines lokal beschränkten Datensatzes Schwerefeldflächen in Form von Funktionswerten auf einem regelmäßigen Rechteckgitter nach dem Modell der Kollokation nach kleinsten Quadraten, liefert also suboptimale Lösungen, und stellt b) die Schwerefeldflächen glatt durch die nicht-harmonische Interpolationsfunktion des bikubischen Spline dar. Die numerische Darstellung, welche für die weitere Verarbeitung von Bedeutung ist, ist also eine matrizielle; die Interpretation von Ergebnissen aber erfordert mehr : Interpretation und Schlußfolgerungen basieren meist auf graphischen Darstellungen. Um diesen Bedürfnissen Rechnung zu tragen, liefert GSPP 1-, 2- und 3-dimensionale Darstellungen von Erdschwerefeldflächen in Form von Profilen (1-D), Isoliniendarstellungen (2-D) und räumlichen Darstellungen (3-D).

Ein System, welches imstande sein soll, all diese (und noch viele andere hier nicht erwähnte) Probleme in geschlossener Form zu lösen, verfügt natürlich über eine sehr große Anzahl an Frei-

heitsgraden (Parametern), welche vom Anwender kaum noch zu überblicken sind : zumindest 6 Parameter der Kovarianzfunktion, 4 Parameter des normalen Schwerefeldes, etwa 10 Parameter für die Datenorganisation, ca. 10 Prädiktions- und Regressionsparameter, ca. 10 Flächendarstellungsparameter, ca. 30 Profilparameter, ca. 50 Isolinienparameter, ca. 30 3-D-Parameter.

Es bestand daher die - wenn auch hochgesteckte - aber dennoch berechnete Forderung, die Parameterwahl dem System zu überlassen. GSPP erfüllt diese Forderung zur Gänze. Logische menschliche Entscheidungsprozesse wurden im Aufbau und Ablauf analysiert und in FORTRAN übersetzt. Vom Anwender definierte Parameter passieren eine Kontrolleinheit, in welcher nicht definierte Parameter möglichst sinnvoll definiert, und vorgegebene Parameter auf Konsistenz überprüft und bei Bedarf korrigiert werden.

Danach folgt (im allgemeinen) die globale Organisation der vorliegenden Daten nach ihrer räumlichen Lage. An den Prädiktionsprozess schließt der Flächendarstellungsteil. Dann spaltet sich der Weg auf in drei Teile : den Profilteil, welcher die Fläche in Form von Profilen darstellt, den Isolinienteil, und den 3-D-Teil, der räumliche Darstellungen erzeugt.

In den folgenden Abschnitten wird skizzenhaft auf diese hier angedeuteten Prozesse eingegangen.

2. DATENORGANISATION

Aus im Vorhergehenden erwähnten Gründen werden kaum jemals alle zur Verfügung stehenden Daten gleichzeitig zur Prädiktion einer einzelnen Schwerefeldgröße herangezogen. Im allgemeinen wird eine lokal beschränkte Datenmenge zur Prädiktion ausreichend sein. (Daten, welche auf den hochfrequenten Spektralbereich des Erdschwerefeldes ansprechen, haben lokalen

Charakter und tragen daher nur lokal zur Vorhersage bei; Daten, welche auf den niedrigfrequenten Spektralbereich des Erdschwerefeldes ansprechen, sind blind bezüglich lokaler Formen -- solche Daten werden meist vom überwiegenden Satz des mittel- und hochfrequenten Bereiches abgespalten und die zugehörige Fläche durch globale harmonische Funktionen repräsentiert.)

Ein lokaler Bereich wiederum wird als kreisförmiges (oder rechteckiges) Gebiet mit dem Mittelpunkt im Berechnungspunkt (Prädiktionspunkt) verstanden. Um zu bestimmen, ob ein Datenpunkt innerhalb oder außerhalb eines derartigen Prädiktionsgebietes liegt oder nicht, ist es erforderlich, dessen Abstand vom Prädiktionspunkt zu bestimmen. Entfernungsberechnungen beinhalten Subtraktionen, Multiplikationen und trigonometrische Funktionen. Da die Anzahl dieser Operationen sowohl linear mit der Gesamtzahl der Daten als auch linear mit der (meist sehr großen) Anzahl der Prädiktionspunkte (=Funktionswerte der Schwerefeldfläche an den Gitterpunkten) steigt, würde bereits in relativ kleinem Rahmen viel unnötige Rechenzeit vergeudet, nur um überhaupt festzustellen, welche Daten zur Prädiktion nicht herangezogen werden sollen.

Um dies zu vermeiden, werden die Daten vor ihrer Verarbeitung durch das System organisiert : der gesamte Datenbereich wird in kleine Teilrechtecke unterteilt; parallel zu den Daten werden a) Zeiger generiert, welche für jedes Teilrechteck zu den entsprechenden Daten innerhalb dieses Teilrechteckes zeigen, und b) Zähler, welche die Anzahl der Daten innerhalb eines jeden Teilrechteckes zählen. Die Daten werden also nicht physikalisch sortiert -- es wird lediglich Zusatzinformation in Form von Zeigern und Zählern generiert, ein Prozess, welcher nur minimale Rechenleistung erfordert und daher extrem schnell abläuft: GSPP organisiert 100 000 Daten innerhalb von 1.5 sec . (Diese Zeitangabe bezieht sich so wie alle anderen in dieser Arbeit auf eine AMDAHL 470 Rechenanlage der Ohio State University, Columbus, Ohio.)

3. PRÄDIKTION

Der allgemeinste Fall der Kollokation nach kleinsten Quadraten sieht die geschlossene Verarbeitung eines mit Meßfehlern behafteten heterogenen Datensatzes vor. In manchen Anwendungen wird aber lediglich mit (nahezu fehlerfreien) homogenen Daten gearbeitet (z.B. Prädiktion von Schwereanomalien, etc.). Für derartige Ausnahmefälle sieht GSPP neben der optimalen Methode der Kollokation nach kleinsten Quadraten auch noch eine inversionsfreie und daher sehr schnelle Methode der Interpolation auf Grund gewichteter Entfernungen zwischen Daten- und Prädiktionspunkt vor. Ein prädizierter Wert ist demnach das gewichtete Mittel von Funktionswerten aus der Nachbarschaft,

$$f_P = \frac{\sum w_i f_i}{\sum w_i}$$

mit f_i ... Daten (homogener fehlerfreier Satz),
 w_i ... Gewichte.

Als Gewichtsfunktion fungiert im wesentlichen die Potenz q der Entfernung s_{pi} ; je höher die Potenz q , umso stärker das Gewicht. Es läßt sich auf Grund theoretischer Überlegungen zeigen, daß q in den Grenzen $1 \leq q < \infty$ liegen muß. ($q=1$ reproduziert einerseits die Daten und versucht andererseits eine horizontale Fläche mit Funktionswert=(ungewichteter) Mittelwert aller Daten zwischen den Datenpunkten herzustellen; $q \rightarrow \infty$ "interpoliert" als Treppenfunktion zwischen den Daten, wobei die Daten jeweils die Treppenmitte bilden.) Ein guter Erfahrungswert spricht für $3 \leq q \leq 4$ und liefert (optisch) ansprechende, numerisch aber schwach gesicherte Ergebnisse. Daher kann diese Art von Interpolation nur für sehr glatte Flächen empfohlen werden, welche durch dichtes Datenmaterial hinlänglich gut beschrieben werden (z.B. Interpolation von Satelliten-Altimeterdaten).

Ungleich aufwendiger ist die Lösung nach der Methode der Kollokation nach kleinsten Quadraten. Kurz zum Prinzip :
Das anomale Gravitationspotential ist Element eines Hilbert-

Raumes mit reproduzierendem Kern. Da das Potential im Außenraum bezüglich der Erdoberfläche harmonisch ist, ist auch der reproduzierende Kern harmonisch. Wenn der reproduzierende Kern gleichzeitig Kovarianzfunktion des Potentials ist, so ist die darauf aufbauende Prädiktion optimal bezüglich der Varianz des Prädiktionsfehlers (Moritz, 1978). Bezeichnet man diese Kovarianzfunktion (Kern) mit $K(P,Q)$, wobei P und Q Punkte im Definitionsbereich von K bezeichnen, so gilt

$$\begin{aligned} K(P,Q) &= K(Q,P) && \text{(Symmetrie)} \\ K(\cdot,Q) &= K(P,\cdot) = 0 && \text{(Harmonizität)}. \end{aligned}$$

K muß darüberhinaus positiv definit sein. Die gebräuchlichste Form von K ist gegeben durch

$$K(P,Q) = \sum_{n=2}^{\infty} k_n \left(\frac{R_B^2}{r_P r_Q} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi_{PQ})$$

mit $k_n \dots$ nicht-negative Koeffizienten (garantieren die positive Semidefinitheit),
 $r_P, r_Q \dots$ Moduli der Radiusvektoren der Punkte P und Q ,
 $\psi_{PQ} \dots$ sphärische Distanz zwischen P und Q ,
 $P_n \dots$ Legendre'sches Polynom vom Grad n ,
 $R_B \dots$ Radius der Bjerhammar-Kugel (einwenig kleiner als die mittlere Erdkugel).

Die Symmetrie ist unmittelbar durch einerseits das Produkt der Moduli der Radiusvektoren $r_P r_Q$ und andererseits durch die Symmetrie des Cosinus der sphärischen Distanz ersichtlich. Die Gradvarianzen k_n stehen in direkter Beziehung zu den Kugelfunktionskoeffizienten des Störpotentials und gehen als möglichst realitätsbezogenes Modell in K ein. Unbedingte Forderung an $\{k_n\}$ muß sein, daß die damit definierte unendliche Reihe in geschlossener Form darstellbar ist. Somit ist die Kovarianz des Störpotentials zwischen zwei Punkten P und Q , $K(P,Q)$, lediglich von zwei Größen abhängig, dem

Produkt der Moduli der Radiusvektoren $r_P r_Q$ und der sphärischen Distanz zwischen P und Q , ψ_{PQ} .

Bezeichnet man nun mit L und M Vektoren linearer Funktionale, so lassen sich die wesentlichen Formeln der Kollokation nach kleinsten Quadraten wie folgt darstellen :

$$Mf = ML^T K(\cdot, \cdot) [LL^T K(\cdot, \cdot) + D]^{-1} l ,$$

$$E_{SS} = MM^T K(\cdot, \cdot) - ML^T K(\cdot, \cdot) [LL^T K(\cdot, \cdot) + D]^{-1} LM^T K(\cdot, \cdot)$$

In diesem Zusammenhang bedeuten

- l ... Daten (lineare Funktionale des Störpotentials),
- D ... a priori Fehlerkovarianzmatrix der Daten (im allgemeinen diagonal),
- f ... Störpotential,
- Mf ... =s, prädiziertes lineares Funktional des Störpotential,
- E_{SS} ... geschätzte Kovarianzmatrix der Prädiktionsfehler (Diagonale = Varianzen der Prädiktionsfehler).

Die linearen Funktionale $\{L_i\}$, $\{M_i\}$ bestehen aus Operationsvorschriften wie : Entwicklung von K an einem bestimmten Punkt P_i oder Differentiation von K an einem bestimmten Punkt P_i oder Integration von K über ein bestimmtes Linienelement oder eine bestimmte Fläche bezüglich P . L bezieht sich in diesem Zusammenhang immer auf die Meßgröße, M auf die zu prädizierende Größe.

Das wesentliche Problem ist nun zweifacher Natur : erstens ist für eine optimale Prädiktion theoretisch eine Inversion einer Matrix $[LL^T K(\cdot, \cdot) + D]$ erforderlich, deren Dimension der des Datenvektors entspricht. Und zweitens - was sehr oft nicht beachtet wird - ist die Berechnung der Kovarianzen $LL^T K(\cdot, \cdot)$ sowie $ML^T K(\cdot, \cdot)$, $MM^T K(\cdot, \cdot)$ recht zeitraubend.

Den ersten Gegner, die Inversion einer im allgemeinen sehr großen Matrix, versucht man sich meist dadurch vom Hals zu schaffen, daß man jeweils nur ein lokales "sample" des gesamten Datensatzes bei der Prädiktion berücksichtigt. Eine derartige lokale Prädiktion arbeitet im allgemeinen mit ca. 100 Daten. Dies mag billig sein für eine kleine Anzahl an Prädiktionen. Im Falle einer Prädiktion einer ganzen Fläche, welche durch ein sehr dichtes Gitter an Funktionswerten repräsentiert wird, ist selbst eine derartige lokale Lösung mit enorm hohem Zeitaufwand verbunden. (Pro Gitterpunkt ist eine Inversion einer Matrix in der Größenordnung von 100×100 erforderlich.) Um diesen Nachteil aus dem Weg zu räumen, wurde eine Methode der "gleitenden Inversen" entwickelt (Sünkel, 1980a), welche auf folgendem Prinzip beruht: Da Gitterpunkte stets dicht liegen (um die Fläche hinlänglich gut zu repräsentieren), unterscheiden sich die Kovarianzmatrizen zweier benachbarter Gitterpunkte bei halbwegs homogener Datenverteilung nur insofern, als einige Daten (und damit Kovarianzen) im einen Punkt durch einige andere Daten (und damit Kovarianzen) im anderen Punkt ersetzt werden; der Großteil des verwendeten Datensatzes (und damit Kovarianzen) ist jedoch für beide Punkte identisch und bildet sozusagen den Kern der Kovarianzmatrix. Wenn die Inverse dieses Kerns bekannt ist, so bedarf es nur der Inversion einer kleinen Matrix mit Dimension = Anzahl der verwendeten Daten minus Dimension des Kerns - zusammen mit einigen wenigen Matrizenprodukten - , um die Änderung der Inversen der Kovarianzmatrix vom einen Gitterpunkt zum nächsten zu bestimmen. Zusammen mit einem optimalen Matrizen-Umordnungsalgorithmus ist dieses Verfahren äußerst effizient und zeitsparend. Es ist ein wesentlicher Bestandteil von GSPP.

Dennoch verbleiben noch als Handicap die relativ aufwendigen Kovarianzberechnungen. Theoretische Untersuchungen zur Möglichkeit der Approximation der Kovarianzfunktion durch nicht-positiv definite Funktionen (Sünkel, 1978) sowie die programmtechnische Realisierung (Sünkel, 1979) reduzieren nun-

mehr den bisherigen Rechenaufwand für Kovarianzen auf etwa 1/10; (die Berechnung einer Kovarianz zwischen zwei Größen des Störfeldes dauert jetzt etwa 10^{-4} sec.) GSPP bietet zweierlei Möglichkeiten an : die strenge (und teure) (Tscherning, 1976) sowie die genäherte (und schnelle, dafür aber speicherintensive) Berechnung der Kovarianzen (Sünkel, 1979).

Die Auffindung der zur Prädiktion zu verwendenden Daten erfolgt mit Hilfe der während der Datenorganisation generierten Zeiger und Zähler. GSPP prädiziert danach ein regelmäßiges Gitter von Funktionswerten, welches in Verbindung mit einem entsprechenden Interpolationsalgorithmus die Fläche repräsentiert. Die Art und das Niveau der Schwerefeldfläche müssen vom Anwender festgelegt werden.

4. GLATTE DARSTELLUNG VON FLÄCHEN

Um Isolinien oder 3-dimensionale Darstellungen von einer Fläche ableiten zu können, welche in Form einer Matrix (funktionswerten an den Gitterpunkten) gegeben ist, muß eine geeignete Interpolationsfunktion gewählt werden. Die Interpolationsfunktion soll *einfach*, *glatt* und *lokal* sein. Einfach, um das Auffinden von Isolinien so leicht wie möglich zu machen, *glatt*, um womöglich Stetigkeit von Gradienten zu gewährleisten, und *lokal*, um die Anpassungsfähigkeit an die zu erwartenden Unregelmäßigkeiten der Fläche zu sichern. Die einfachste stetige Interpolationsfunktion ist die bilineare Funktion : sie ist stetig und hat streng lokalen Charakter, aber sie ist nicht *glatt*. Ein biquadratisches Element ist stetig in den Gradienten, hat aber einige Nachteile, welche seine Anwendung erschweren (Sünkel, 1980b). Ein bikubisches Element ist besonders geeignet, wenn es als Teil einer bikubischen Spline-Funktion betrachtet wird : es ist noch relativ einfach, relativ lokal und zweimal stetig differenzierbar nach beiden unabhängigen Veränderlichen.

Elemente höherer als dritter Ordnung sind zwar noch glatter, dafür aber mit zunehmender Ordnung komplizierter und weniger lokal - sie nehmen mehr und mehr das Verhalten einziger Polynome an. Aus diesen Gründen wurde ein bikubischer Spline als Interpolationsfunktion zwischen dem regelmäßigen Gitter von Funktionswerten gewählt. Eine solche Funktion ist eindeutig, wenn bestimmte Randbedingungen vorliegen (Ableitung entlang der Normalen zu den Rändern des Gebietes). Im allgemeinen kennt man derartige Randwerte nicht; daher nimmt man verschwindende Krümmung entlang des gesamten Randes an. Dies geschieht auch in GSPP.

Jeder interpolierte Funktionswert kann dann durch

$$f(x,y) = \underline{x}^T \underline{A} \underline{y}$$

erhalten werden, wobei

\underline{A} ... eine 4×4 Koeffizientenmatrix, und
 \underline{x} , \underline{y} ... 4×1 Vektoren bedeuten, welche die Koordinateninformation des Punktes $P(x,y)$ tragen.

Da die Interpolationsfunktion zweimal stetig differenzierbar ist (über den gesamten Definitionsbereich), liefert eine solche Darstellung auch Werte für Ableitungen von f (Ableitungen der Fläche)

$$D^\alpha f = D^{\alpha_1}(\underline{x}^T) \underline{A} D^{\alpha_2}(\underline{y})$$

mit $\alpha = (\alpha_1, \alpha_2)$; $\alpha_1, \alpha_2 \leq 2$.

Sehr effiziente Algorithmen wurden für den Spline-Darstellungsprozess sowie für den Interpolations/Differentiationsvorgang entwickelt (Späth, 1973; Sünkel, 1980a) : die Berechnung der Spline-Definitionswerte dauert für ein Feld der Größe 100×100 weniger als 1 sec; der Interpolations/Differentiationsvorgang benötigt etwa 10^{-4} sec pro Punkt.

5. ISOLINIENBERECHNUNG UND ISOLINIENDARSTELLUNG

Das Auffinden von Isolinien besteht aus dem Schneiden einer Fläche mit horizontalen Ebenen. Das bikubische Element als Interpolationsfunktion erlaubt keinen einfachen direkten Weg der Isolinienberechnung. Das einzige Element, welches eine einfache Lösung zuläßt, ist das bilineare Element (Sünkel, 1977). Daher approximiert GSPP für die Zwecke der Schichtenlinienberechnung und Berechnung der dreidimensionalen Darstellung der Fläche das bikubische Polynom durch ein sehr dichtes Netz interpolierender bilinearer Elemente. Die Schnittlinien zwischen den bilinearen Elementen und den horizontalen Ebenen werden dann als Approximationen der tatsächlichen Isolinien betrachtet. Die Dichte der bilinearen Elemente wird von GSPP so gewählt, daß approximierten Isolinien von exakten optisch nicht zu unterscheiden sind. Darüberhinaus werden die Isolinien von GSPP unter Verwendung eines kubischen stückweisen Parameter-Spline geglättet.

Eine sehr große Anzahl von Optionen steht zur Verfügung; im folgenden sollen nur einige wesentliche aufgezählt werden.

a) Transformation $x' = x'(x,y)$, $y' = y'(x,y)$

Im allgemeinen werden die Koordinaten der Datenpunkte als kartesische Koordinaten interpretiert; der Maßstabsfaktor ist weder orts- noch richtungsabhängig. In vielen geodätischen Anwendungen sind die Koordinaten aber krummlinig und eine bestimmte Abbildung ist oft gefordert. Offenbar gibt es eine unendliche Zahl von Abbildungen; daher wurde GSPP so konzipiert, daß der Anwender die von ihm gewünschte Abbildung in Form einer Abbildungsgleichung über ein Unterprogramm festlegt; die Isolinien werden dann nach diesen Abbildungsgleichungen transformiert. (Fig. 5.1).

b) Beschränkung der Isolinien auf vorgegebene Gebiete

Der einfachste Fall besteht in der Beschränkung der Isolinienzeichnung auf ein rechteckiges Fenster, welches parallel zu den Koordinatenlinien verläuft. Der allgemeine (und

programmtechnisch äußerst anspruchsvolle) Fall der Beschränkung der Isolinienzzeichnung auf eine beliebige Anzahl von beliebig geformten Gebieten wurde in GSPP ebenfalls verwirklicht (Fig. 5.2).

c) Isolinen der differenzierten Fläche können bis zur höchstmöglichen Ableitung $D_x^2 D_y^2 f$ erhalten werden.

d) Andere Optionen

Überlagerung verschiedener Arten von Datenzeichnungen (mit und ohne Abbildung),

Überlagerung von Gitterzeichnungen verschiedenster Art (mit und ohne Abbildung) mit Skalenmarken, Skalierung, Beschriftung, etc.

Eine weitere angenehme Möglichkeit ist die automatische Titel- und Beschriftungszeichnung mit automatischer Zentrierung oder links- sowie rechtsbündiger Ausgabe mit automatischer Reduktion der Schriftgröße, falls der Titel die Länge der Zeichnung überschreitet.

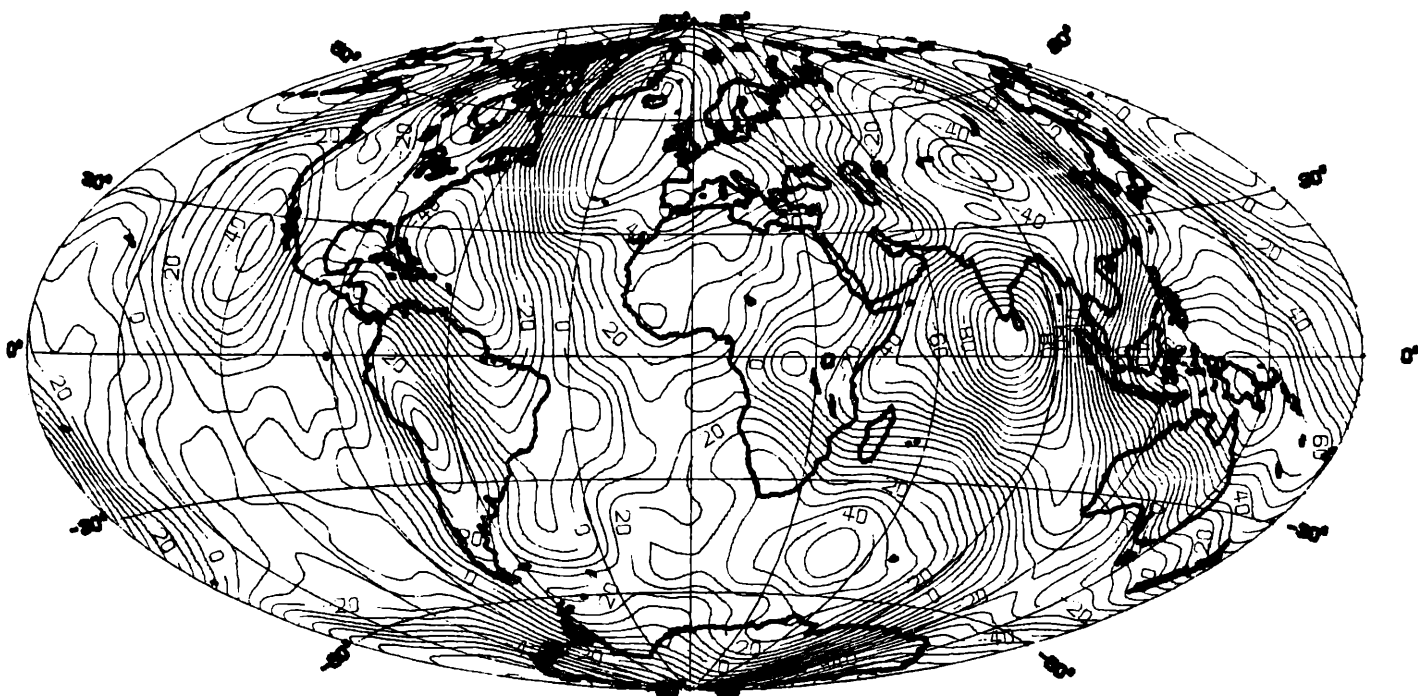


Fig. 5.1 Goddard Earth Model GEM 10 in Hammer-Projektion

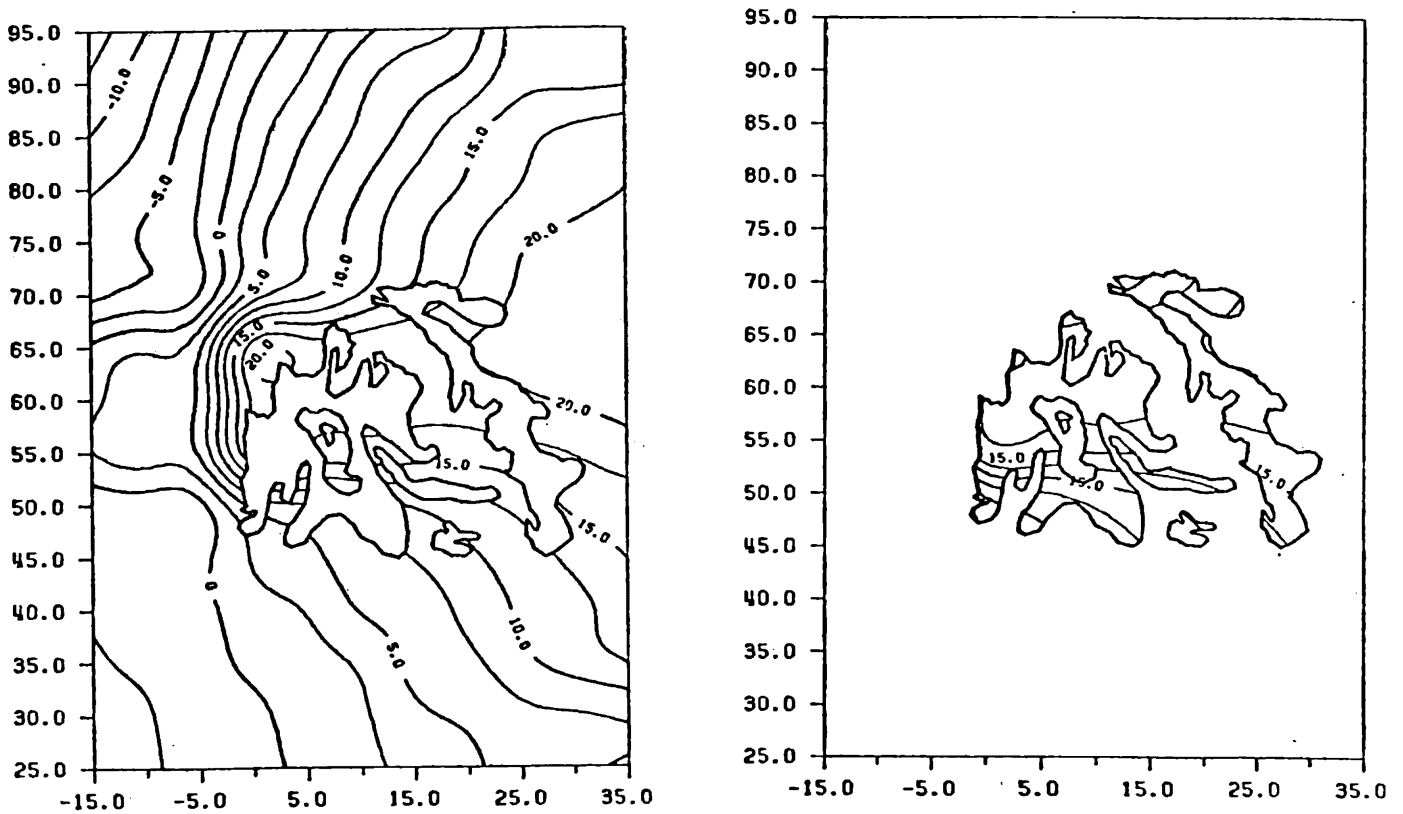


Fig. 5.2 Beschränkung der Isolinienzeichnung auf beliebige Gebiete

6. 3-DIMENSIONALE DARSTELLUNGEN

Eine dreidimensionale Darstellung einer Fläche wird als eine Projektion einer zweidimensionalen Fläche auf eine Ebene verstanden. Die Ebene kann im Raum beliebig orientiert sein. Die Fläche kann entweder explizit durch die Funktionswerte an den Gitterpunkten oder implizit durch einen heterogenen Datensatz unregelmäßig verteilter und im allgemeinen mit Meßfehlern behafteten Schwerefelddaten gegeben sein. Im letzten

Fall passieren die Daten zunächst den Prädiktionsteil.

Wie im Fall der Isoliniendarstellung wird auch hier die Fläche als bikubischer Spline dargestellt, welcher durch die (prädizierten) Funktionswerte an den Gitterpunkten gegeben ist. Die Spline-Fläche wird sodann durch ein dichtes Netz bilinearer Elemente approximiert.

Bis zu diesem Schritt unterscheidet sich die 3-D Prozedur nicht von der im vorhergehenden Abschnitt beschriebenen Isolinen-Prozedur. Im Falle der Isoliniendarstellung wurden die bilinearen Elemente mit einer Schar horizontaler Ebenen zum Schnitt gebracht, in der 3-dimensionalen Darstellung werden die bilinearen Elemente auf eine im Raum beliebig orientierte Ebene projiziert. Die von GSPP zur Verfügung gestellte Basisprojektion ist eine axonometrische; es ist jedoch so ähnlich wie im Fall der Abbildung von Isolinen möglich, eine beliebige andere Projektion (wie zum Beispiel eine Zentralprojektion) durch Vorgabe der entsprechenden Projektionsgleichungen festzulegen.

GSPP ordnet automatisch möglichst vernünftige Werte den Maßstabs-, Verschiebungs- und Orientierungsparametern zu (es sei denn, daß diese Aufgabe der Anwender selbst übernimmt) und verwendet einen Algorithmus zur Unterdrückung unsichtbarer Linien.

Die Projektionsinformation (Blickrichtung) wird automatisch ausgegeben; die Titeloptionen sind mit denen im Abschnitt 5 beschriebenen identisch.

Fig. 6.1 zeigt ein Beispiel einer 3-D Darstellung einer Fläche, welche von einem heterogenen Satz unregelmäßig verteilter Schwerefelddaten automatisch abgeleitet wurde.

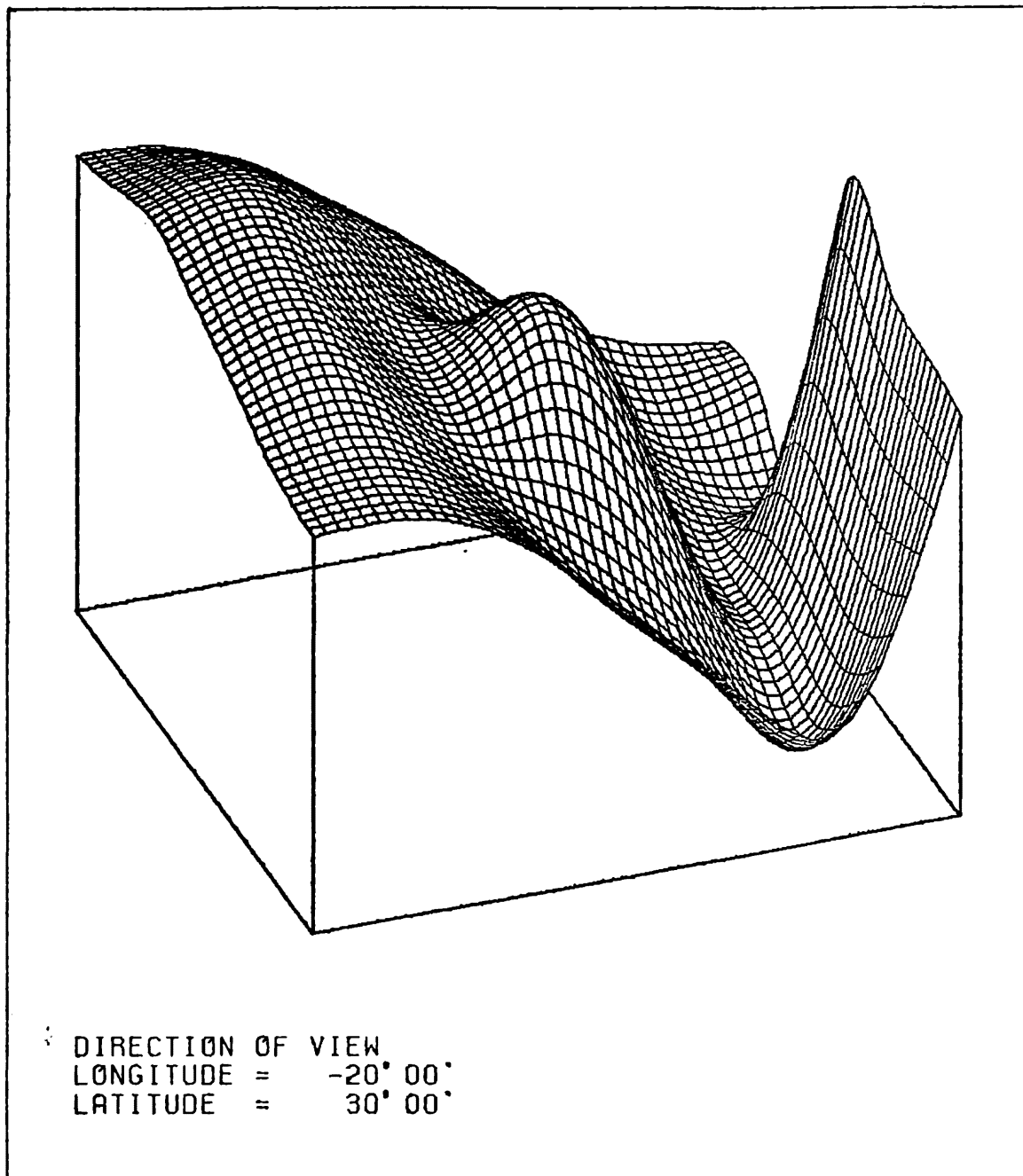


Fig. 6.1 3-dimensionale Darstellung einer Fläche

7. PROFILDARSTELLUNGEN

Der Begriff "Profil" wird im allgemeinen als eine Kurve verstanden, welche aus dem Schnitt einer beliebigen Fläche mit einer vertikalen Ebene hervorgeht. GSPP versteht unter einem Profil nicht unbedingt eine Schnittkurve. Ist eine Kurve gegeben durch ein Vektorpaar (x, y) mit $y_i = y(x_i) \dots$ Funktionswerte an der

Stelle x_i , so sprechen wir über ein "explizit" definiertes Profil. Wenn ein Profil über eine Fläche definiert ist (oder Daten, welche die Fläche in bestimmter Weise repräsentieren), zusammen mit Start- und Endpunkt des Profils, so sprechen wir über ein "implizit" definiertes Profil. Wenn sich mehrere explizite Profile überlagern, so sprechen wir über ein "Vielfachprofil".

GSPP kann diese drei Arten verbunden mit einer großen Zahl an Optionen liefern.

Was explizite Profile anlangt, so werden drei verschiedene Profildarstellungen von GSPP angeboten : eine einfache Profildaten-Zeichnung, eine stückweis lineare Zeichnung und eine glatte Darstellung in Form eines kubischen Spline.

Ableitungen der Profile können bis zur zweiten Ableitung angefordert werden; sie werden stets von der Spline-Darstellung abgeleitet.

Die Zeichnung des Profils erfolgt in einem Fenster, welches vom Anwender festgelegt werden kann; die Kurve wird automatisch abgeschnitten, sobald sie das Zeichenfenster verläßt.

In Analogie zum überlagerten Koordinatengitter in der Isolinienzeichnung können kleine Kreuze an den Schnittpunkten der Gitterlinien unterhalb des Profils ausgegeben werden. Die Zeichnung einer Nulllinie ist ebenfalls vorgesehen.

Um die Identifizierung der verschiedenen Kurven in einem Vielfachplot zu erleichtern, sind zwei weitere Eigenschaften eingebaut : die Profile können durch zentrierte Symbole gekennzeichnet werden, jedes Profil durch ein spezifisches Symbol. Am rechten Ende des Profils wird eine Legende ausgegeben, die jedes Symbol (und damit Profil) mit der Reihenfolge der Eingabe identifiziert. Fig. 7.1 zeigt ein Beispiel eines Profil-Vielfachplots.

Implizit definierte Profile werden von einer Flächen-darstellung in Form eines bikubischen Spline abgeleitet. Neben der Zeichnung von Flächenprofilen können auch Profile jeder Flächenableitung $D_x^{\alpha_1} D_y^{\alpha_2} f$ mit $\alpha_1, \alpha_2 \leq 2$ und ebenso Pro-

file $D_S^\alpha f$, $\alpha \leq 2$, wobei D_S die Ableitung entlang der Profil-

```
COVARIANCE FUNCTION OF FREE AIR GRAVITY ANOMALIES, MODEL T2
A-607.0
S-0.998444
#1 ... N= 2 DEGREE VARIANCES SUBTRACTED
#2 ... N= 36 DEGREE VARIANCES SUBTRACTED
#3 ... N= 72 DEGREE VARIANCES SUBTRACTED
#4 ... N=180 DEGREE VARIANCES SUBTRACTED
```

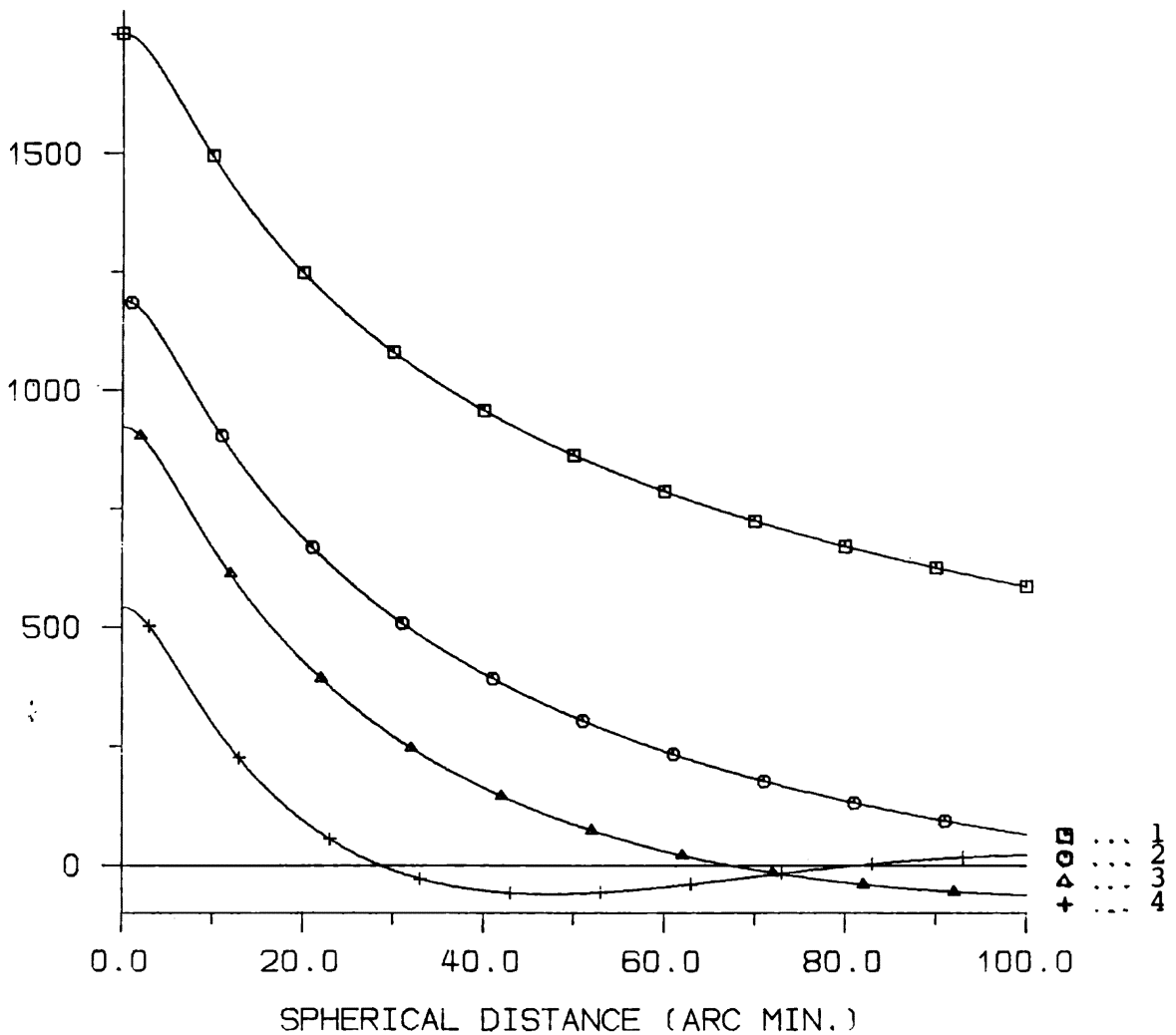


Fig. 7.1 Profil-Vielfachplot mit Identifizierung

Einige Eigenschaften beziehen sich ausschließlich auf Zeichnungen implizit gegebener Profile : da GSPP den Plot von bis zu 100 Profilen mit einem einzigen Aufruf vorsieht, ist es unbedingt notwendig, die verschiedenen Profile voneinander

unterscheiden zu können. Dies erfolgt automatisch durch Ausgabe der Start- und Endpunkt-Information unterhalb des jeweiligen Profils (siehe Fig. 7.2).

Wir erinnern uns, daß im Fall der Isoliniendarstellung einer Fläche ein rechteckiges Zeichenfenster gewählt werden kann (siehe Abschnitt 5). Wenn ein solches Fenster definiert wurde und das Flächenprofil innerhalb dieses Fensters verläuft, werden Kreuze an den Schnittpunkten der Gitterlinien gezeichnet. An jenen Stellen, an welchen das Profil das Fenster verläßt, erscheinen im Profilplot vertikale Balken; außerhalb des Fensters, aber innerhalb des Definitionsbereichs der Fläche, werden an den Schnittpunkten der Gitterlinien Punkte gezeichnet (siehe Fig. 7.2).

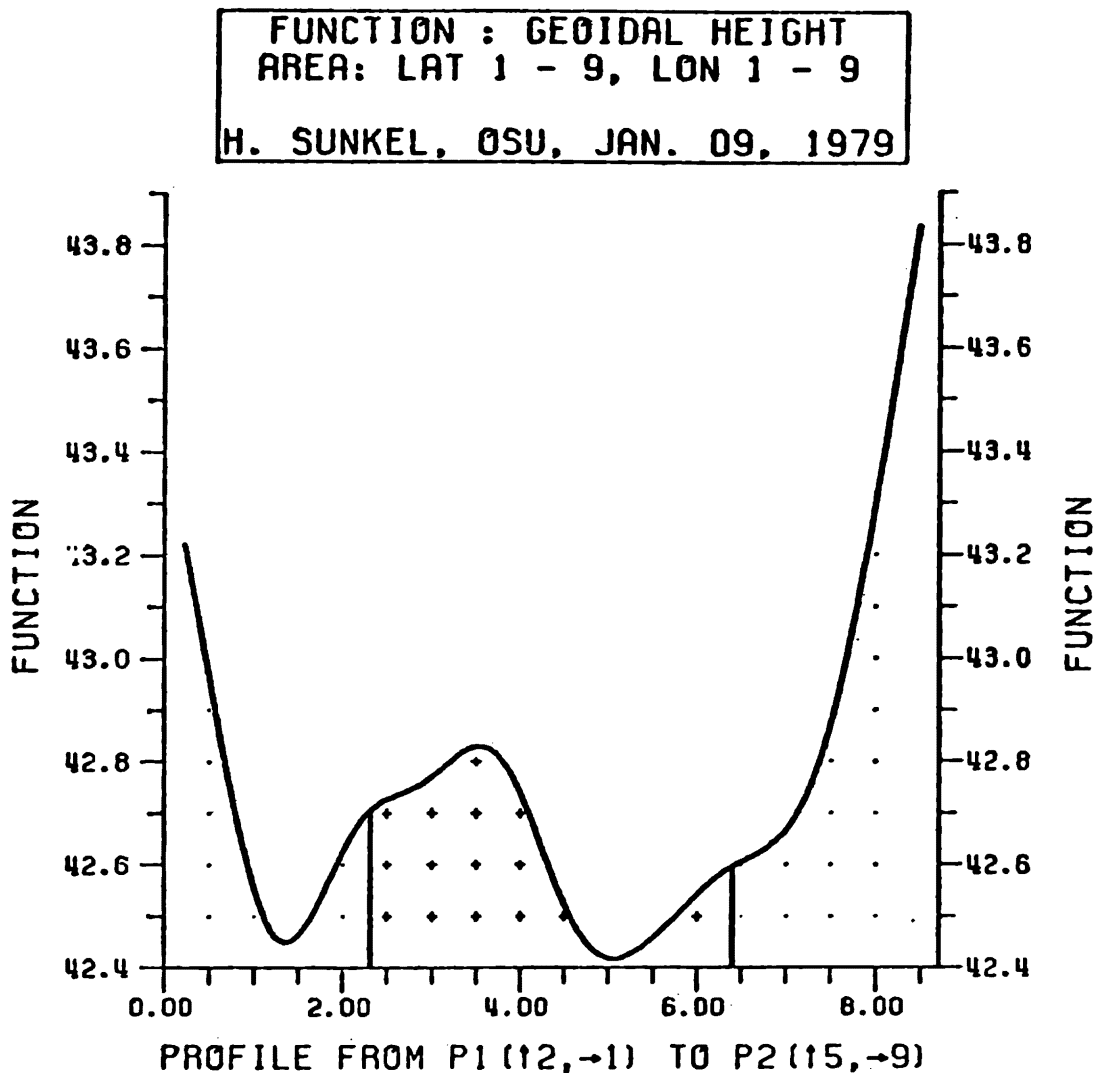


Fig. 7.2 Implizit gegebenes Profil mit Zeichenfenster

8. DIE SYSTEM-KONTROLLEINHEIT

Ein integriertes System dieser Größe, welches eine derartige Vielfalt verschiedener Probleme zu lösen imstande ist - nur die wirklich wesentlichen wurden in dieser Arbeit beschrieben - ist von Natur aus recht komplex. Es verfügt über eine große Zahl an Parametern. All diese Parameter richtig zu wählen, ist für den Anwender ein echtes Problem. Daher war es ein erklärtes Ziel, das System GSPP so intelligent zu gestalten, daß es fähig ist, von sich aus allen Parametern die geeignetsten Werte zuzuweisen, vom Anwender festgelegte Parameterwerte auf Konsistenz zu überprüfen und gegebenenfalls zu korrigieren. Solch ein System wird aus guten Gründen für intelligent erklärt : viele Prozesse, die mit der Wahl von Parameterwerten zusammenhängen, sind nichts anderes als Übersetzungen menschlicher Entscheidungsprozesse in eine Computersprache - ein Vorhaben, dessen Realisierung in so manchen Fällen über recht steile und steinige Wege führte.

Um Information über anwenderdefinierte und programmdefinierte (oder programm-korrigierte) Parameterwerte zu erhalten, verfügt GSPP über einen ausführlichen Dokumentations- teil, welcher im allgemeinen über den Bildschirm oder jede beliebige andere Ausgabeeinheit ausgegeben wird. Dieser Dokumentationsteil besteht aus drei Teilen, dem Input-, Informations- und Outputteil. Der Inputteil listet alle wesentlichen Parameter zusammen mit den vom Anwender zugewiesenen Werten; unter dem Informationsteil berichtet GSPP über etwaige Änderungen oder wichtige Informationen, welche während des Rechenablaufs notwendig sind (z.B. Änderung eines Maßstabsfaktors bei errechneter Überschreitung des Zeichenblattes, Änderung des Grads der Kugelfunktionsentwicklung bei festgestelltem Fehlen von Koeffizienten, etc.). Der Outputteil listet in gleicher Weise wie der Inputteil alle Parameter zusammen mit den aktuellen vom System verwendeten Werten; jede Parameteränderung bezüglich des Input wird durch ein Symbol markiert.

Die Kontrolleinheit von GSPP erwies sich als sehr brauchbar und hilfreich nicht nur für Anfänger, die mit dem System vertraut werden wollen, sondern auch für Anwender, die schnelle Antwort auf ihre Probleme erwarten. Es stellte sich heraus, daß in den meisten Fällen der Anwender mit den vom System gewählten Parameterwerten einverstanden ist. Der mit GSPP vertraute Anwender wird es als große Hilfe empfinden, daß alle seine Entscheidungen überprüft und notfalls korrigiert werden. Sehr selbstsichere Anwender haben natürlich die Möglichkeit, die Kontrolleinheit abzuschalten.

Neben den bisher besprochenen Problemlösungen, welche im Ablauf von GSPP vollintegriert sind, besteht auch die Möglichkeit verschiedene Probleme in isolierter Form zu lösen (z.B. : Datenorganisation, Prädiktion, Berechnung von Prädiktionsfehlern, Berechnung der Datenreproduktionsfehler, Berechnung von Regressionspolynomen etwa zur Trendabspaltung, Datenplot, glatte Flächendarstellung, Zeichnung von Gebietsrändern, etwa der Weltküstenlinien, Zeichnen von Legenden, vollständige Koordinatenlinienzeichnung mit und ohne Abbildung mit und ohne Skalierung und , und, und ...).

9. TECHNISCHE DETAILS

Das System GSPP ist in FORTRAN V geschrieben; es besteht aus ca. 60 Unterprogrammen mit insgesamt ca. 15000 Statements; der minimal erforderliche Speicherplatz (Kernspeicher) beträgt ca. 150 kbytes.

Zur Zeit existieren zwei Versionen : eine Version für eine Großanlage AMDAHL 470 mit VERSATEC und CALCOMP - Plotter an der Ohio State University, Columbus, Ohio; eine zweite Version läuft auf einer UNIVAC 1100/81 - Anlage mit BENSON - Plotter an der Technischen Universität Graz (Forschungszentrum).

Literatur : H. Sünkel (1980) : A general surface representation module designed for geodesy. Report No. 291, Department of Geodetic Science, The Ohio State University, Columbus, Ohio.

Der Großteil der Arbeit wurde durch Air Force Geophysics Laboratories, Massachusetts, unterstützt. Computerzeit wurde vom Instruction and Research Computer Center der Ohio State University sowie vom Forschungszentrum Graz zur Verfügung gestellt.

LITERATURVERZEICHNIS

- Krarrup, T. (1969) : A contribution to the mathematical foundation of physical geodesy. Publ. No. 44, Danish Geodetic Institute, Copenhagen.
- Moritz, H. (1970) : Least-squares estimation in physical geodesy. Report No. 130, Department of Geodetic Science, The Ohio State University, Columbus, Ohio.
- Moritz, H. (1978) : The operational approach to physical geodesy. Report No. 277, Department of Geodetic Science, The Ohio State University, Columbus, Ohio.
- Moritz, H. and H. Sünkel (1978), eds. : Approximation Methods in Geodesy. Herbert Wichmann Verlag, Karlsruhe.
- Späth, H. (1973) : Spline - Algorithmen zur Konstruktion glatter Kurven und Flächen. Oldenbourg-Verlag, München.
- Sünkel, H. (1977) : A FORTRAN IV program to calculate and plot isolines. In : Numerical studies and programs for interpolation and collocation. J. Kryński, H. Noë, K.P. Schwarz, H. Sünkel. Folge 26, Mitteilungen der geodätischen Institute der Technischen Universität Graz.
- Sünkel, H. (1978) : Approximation of covariance functions by non-positive definite functions. Report No. 271, Department of Geodetic Science, The Ohio State University, Columbus, Ohio.

- Sünkel, H. (1979) : A covariance approximation procedure. Report No. 286, Department of Geodetic Science, The Ohio State University, Columbus, Ohio.
- Sünkel, H. (1980a) : A general surface representation module designed for geodesy. Report No. 291, Department of Geodetic Science, The Ohio State University, Columbus, Ohio.
- Sünkel, H. (1980b) : Cardinal interpolation. Report im Druck, Department of Geodetic Science, The Ohio State University, Columbus, Ohio.
- Tscherning, C.C. (1976) : Covariance expressions for second and lower order derivatives of the anomalous potential. Report No. 225, Department of Geodetic Science, The Ohio State University, Columbus, Ohio.

Über die Anwendung einiger numerischer Auswerteverfahren
H.-J. Götze TU Clausthal

Schlüsselwörter: Kubische Spline-Interpolation und Glättung, Isolinien-Zeichenprogramm - Vor- und Nachteile, Fehler einer kartenmäßigen Darstellung, Variogramm-Funktionen, dreidimensionale Modellrechnungen.

Publizierte Arbeiten:

Jentzsch, G., G. Lange, O. Rosenbach: Anwendung der Spline-Funktionen zur Bearbeitung geophysikalischer Meßreihen. Lecturer Notes in Mathematics, Vol. 501, Springer Verlag, 1976.

Mundry, E.: Zur automatischen Herstellung von Isolinienplänen. Beih.Geol.Jb., 98, 77-93, Hannover 1970.

Schmidt, S.: Dreidimensionale Schwerebearbeitung im Ostalpenraum und ihre Darstellung. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geophysik der TU Clausthal, März 1980.

Zusammenfassung

Es wird über die Anwendung von kubischen Spline-Funktionen für die Bearbeitung von gravimetrischen Meßdaten berichtet. Nachdem in den letzten Jahren eine Fülle von sehr brauchbaren (sprich: benutzerfreundlichen) Berechnungsalgorithmen bekannt geworden ist, soll hier die Anwendung im Vordergrund stehen. Gezeigt werden drei Beispiele, in denen Spline-Funktionen

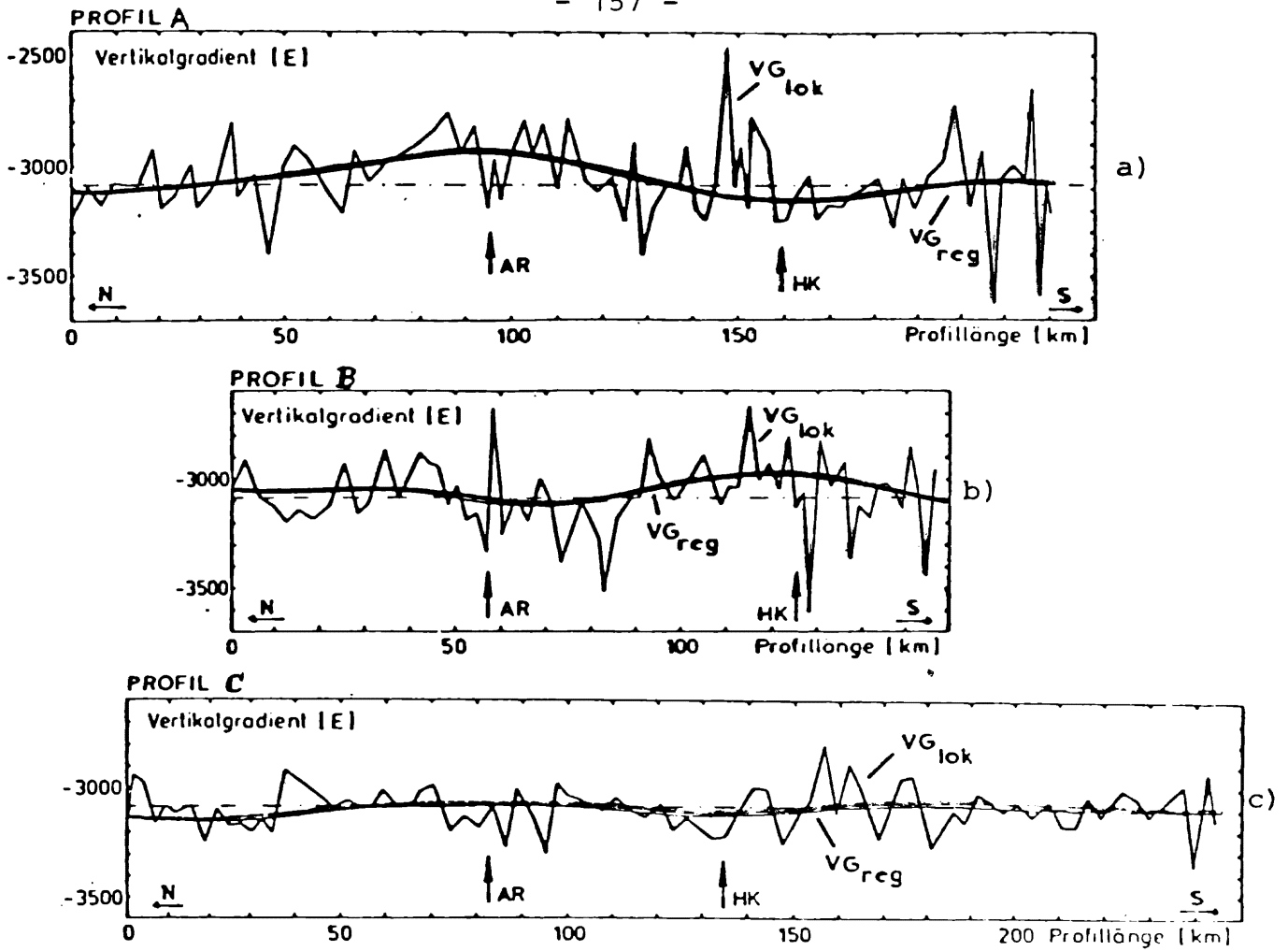
- zur Glättung von VG-Profilen
- zur Interpolation von Schwerewerten
- zur Untersuchung von Regionalfeldern

verwendet werden.

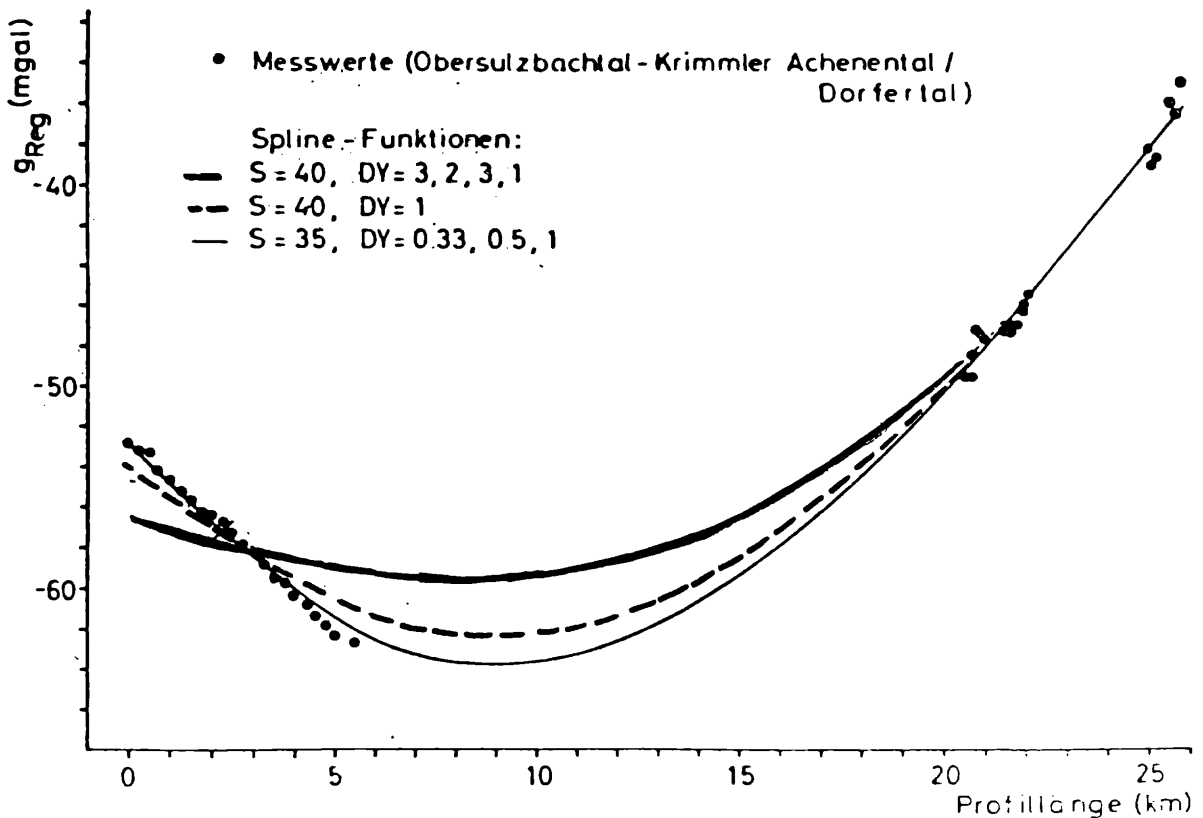
Als Grundlage für die kartenmäßige Darstellung der BA und VG-Meßergebnisse wird über die Problematik von automatischen Isolinienzeichenprogrammen berichtet. Das von unserer Arbeitsgruppe verwendete Zeichenprogramm ist von E. Mundry (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-3000 Hannover) entwickelt worden und von uns für die Benutzung im RZ der TU Clausthal bearbeitet worden.

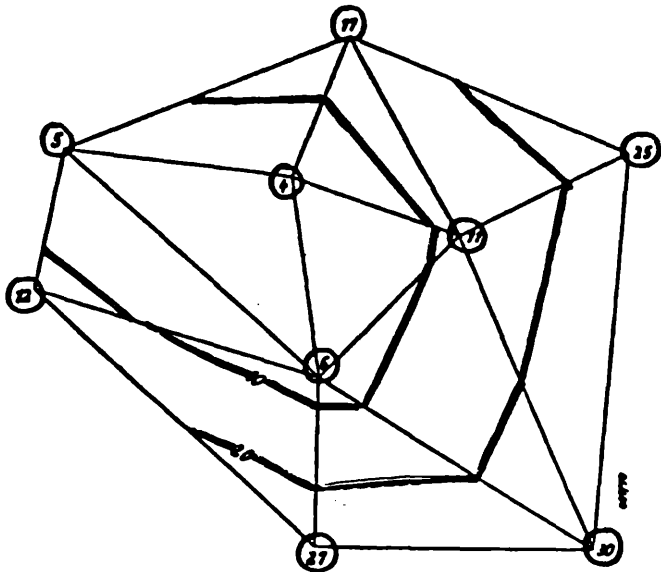
Ebenfalls im Zusammenhang mit der kartenmäßigen Darstellung von Meßgrößen stehen Überlegungen zur Genauigkeit der Darstellungen; sie ist abhängig von der verwendeten Meßpunktdichte, von den zu interpolierenden Zwischenpunkten aber auch von der "Gestalt" der darzustellenden Meßgröße. Überlegungen über die Zuhilfenahme von sogenannten Variogrammfunktionen, der Verwendung von regionalisierten Variablen werden zur Diskussion gestellt.

Über die Grundlage von dreidimensionalen Modellrechnungen unter Verwendung von Polyedern als Elementarkörper wird kurz berichtet; eine ausführliche Darstellung wurde bereits an gleicher Stelle 1977 gegeben.

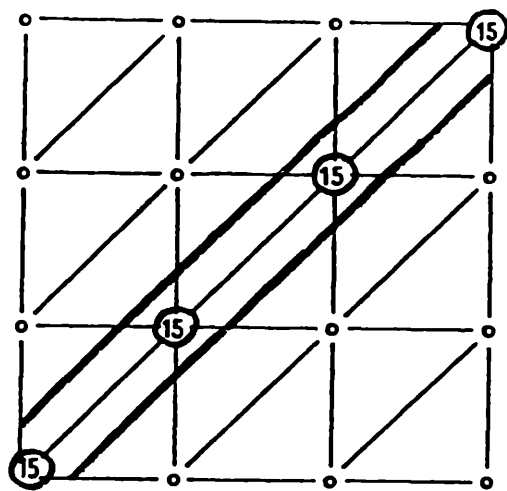
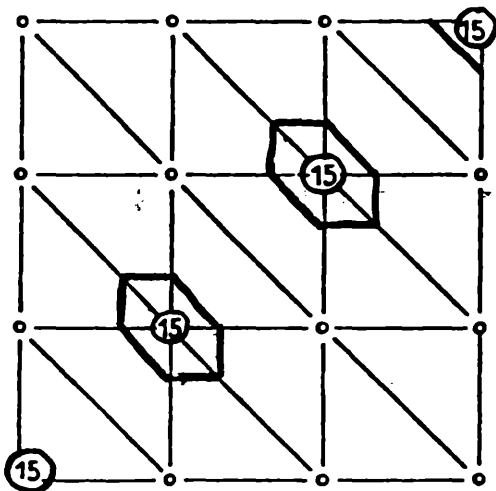


Gemessener (VG_{lok}) und regionaler (VG_{reg}) Vertikalgradient auf den Profilen A - C
 AR: Alpen-Rand; HK: Hauptkamm
 -.-: normaler VG (-3086 E)

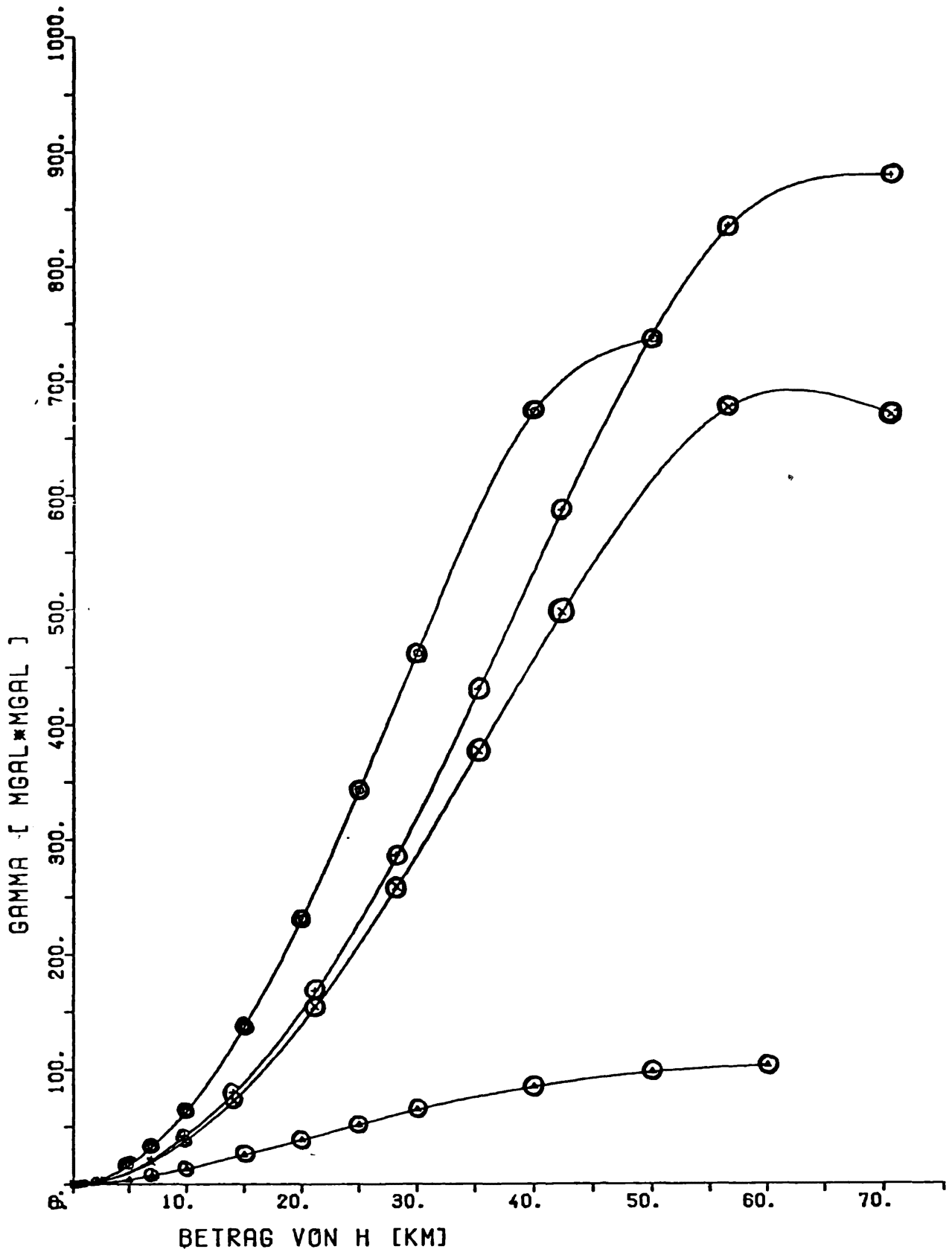




Konstruktion von Isolinien durch Zerlegung des Datenbereichs in Dreiecke.



Einfluß der Aufteilung eines Gebietes auf die Form der Isolinien :
links : Dreieckseiten senkrecht zur Anomalie
rechts : - " - parallel - " -



VARIOGRAMM GAMMA (H)

- ⊙ RICHTUNG: NORD - SUED
- △ RICHTUNG: OST - WEST
- ⊕ RICHTUNG: NORDWEST - SUEDOST
- ⊗ RICHTUNG: NORDOST - SUEDWEST

Zur Korrelation von gravimetrischen und magnetischen Meßergebnissen am Beispiel eines tertiären Vulkanits

P. Steinhauser, W. Seiberl und A. Biedermann

U Wien

1. Einleitung

Im Bereich des Paulibergeres und der Region Stoob-Oberpullendorf befinden sich Basaltvorkommen /1/, die ein Produkt der vulkanischen Aktivität während der alpinen Orogenese darstellen (Abb. 1). Da für Basalte hinsichtlich der Dichte und der Suszeptibilität ein kräftiger Kontrast zu den Umgebungsgesteinen zu erwarten ist, wurde das Basaltvorkommen Pauliberg mittels gravimetrischer und magnetischer Messungen untersucht.

Es ist allgemein bekannt, daß die Interpretation von Anomalien jedes Potentialverfahrens prinzipiell mehrdeutig sein muß, wobei diese Mehrdeutigkeit zwei verschiedene Ursachen hat. Einerseits können nämlich die Gesteinseigenschaften der zu untersuchenden Störkörper in einem breiten Bereich variieren und andererseits können Form und Lage dieser Störkörper verschiedenartigst verändert werden und trotzdem erhält man im Rahmen der Meßgenauigkeit immer die gleiche geophysikalische Anomalie als Ergebnis.

In dieser Untersuchung war beabsichtigt, durch Kombination der beiden Potentialverfahren die erwähnte Mehrdeutigkeit hinsichtlich der Gesteinseigenschaften möglichst einzuschränken. Dazu bietet sich die Anwendung des Poisson'schen Theorems an /2/, da das Verhältnis von Magnetisierungskontrast (Suszeptibilität und Remanenz) zu Dichtekontrast für einen Störkörper unabhängig

von seinen geometrischen Größen (Tiefenlage und Form) bestimmt werden kann.

Für die Anwendung des Poisson'schen Theorems in der von Eötvös angegebenen Form /3/ muß vorausgesetzt werden, daß die gravimetrische und magnetische Anomalie vom selben Störkörper verursacht werden und daß Dichte und Magnetisierung homogen verteilt sind.

Da der Basaltkörper des Paulibergeres an der Oberfläche ansteht, sollte diese Untersuchung nicht nur auf die gravimetrischen und magnetischen Feldmessungsergebnisse angewandt werden, sondern auch auf die Laboruntersuchung von Gesteinsproben ausgedehnt werden.

2. Gravimetrische und magnetische Feldmessungen

Im Zentralbereich des Untersuchungsgebietes wurde ein senkrecht zum Streichen des Basaltkörpers verlaufendes Schwereprofil untersucht. Es bestand aus 19 Schwerestationen mit je 50 m Punkt-
abstand und wurde mit dem La Coste & Romberg Mikrogalgravimeter D-9 vermessen (Abb. 1). An denselben Punkten wurde auch die magnetische Totalintensität mit einem Protonenmagnetometer und die Vertikalintensität mit einem Fluxgate-Magnetometer bestimmt. Außerdem wurden weitere Totalintensitätsmessungen an 350 Punkten durchgeführt, die in Profilen mit durchschnittlich 200 m Seitenabstand angeordnet waren.

Das Ergebnis der Gravimetermessungen ist in Abb. 2 als Bouguer-schwereprofil für die Standortdichte 2.67 g/cm^3 bei einem Reduktionsradius der topographischen Korrektur von 20 km wiedergegeben.

Die Beziehung des Poisson'schen Theorems kann durch die Reduktion der Totalintensität zum Pol vereinfacht werden /4/. In

diesem Fall verhält sich der Vertikalgradient der Bougueranomalie $\partial g/\partial z$ direkt proportional zu der auf den Pol reduzierten magnetischen Totalintensität T_{90} .

$$T_{90} = K \frac{\partial g}{\partial z} \quad (1)$$

mit

$$K = \frac{I}{f\Delta\rho} \quad (2)$$

Hiebei stellen I die Magnetisierung, f die Gravitationskonstante und $\Delta\rho$ den Dichtekontrast des Störkörpers zur Umgebung dar.

Die Berechnung des gravimetrischen Vertikalgradienten und der magnetischen Reduktion zum Pol erfolgte mit den von Baranov angegebenen numerischen Methoden /5/. Bei der Transformation zum Pol wurde die Richtung der remanenten Magnetisierung verwendet, die durch die Laboruntersuchungen (siehe Abschnitt 3) an orientierten Bohrkernen ermittelt worden ist. Abb. 3 zeigt die gute Korrelation der transformierten Daten entlang des Profils. Im Sinne der Beziehung (1) kann eine Ausgleichsgerade den funktionalen Zusammenhang zwischen Vertikalgradient und Totalintensität vermitteln (siehe Abb. 4). Mit $r = 0.96$ überschreitet der Regressionskoeffizient selbst das 99.9% Signifikanzniveau. Nach Gleichung (1) sollte aber die Ausgleichsgerade durch den Koordinatenursprung verlaufen, während nach Abb. 4 ein kleines konstantes Glied existiert; diese Konstante kann als die Auswirkung der nicht vollständig beseitigten Regionalfelder gedeutet werden. Die Berechnung ergibt für den Anstieg $K = 212.6 \text{ } \gamma\text{m}/\mu\text{gal}$.

3. Laboruntersuchungen

Gemäß Formel (2) kann der Anstieg K auch aus remanenter und induzierter Magnetisierung sowie aus der Dichte von Gesteinsproben berechnet werden. Hierzu wurden in dem in Profilnähe befindlichen Basaltbruch aus vier verschiedenen Aufschlüssen jeweils mehrere orientierte Bohrkerne entnommen.

Die natürliche remanente Magnetisierung NRM wurde mit dem Rotationsmagnetometer IR-3 mit durchschnittlich 294.4γ bestimmt, deren Orientierung durch die Deklination $D = 1.9^\circ$ und die Inklination $I = 44,9^\circ$ beschrieben wird.

Die Suszeptibilität der Bohrkerne wurde mit der Meßbrücke KLY-1 untersucht, wobei sich eine mittlere Suszeptibilität von $\kappa = 3317 \cdot 10^{-6}$ cgs ergab. Die dabei festgestellte geringfügige Anisotropie der Suszeptibilität ist im Zusammenhang mit dieser Untersuchung bedeutungslos.

Mit Hilfe der induzierten Magnetisierung ($\kappa = 3317 \cdot 10^{-6}$ cgs, $T = 47000\gamma$, $D = 0^\circ$, $I = 63^\circ$) und der remanenten Magnetisierung ($T_{\text{NRM}} = 294.4\gamma$, $D = 1.9^\circ$, $I = 44.9^\circ$) sowie eines Dichtekontrastes der Proben zum Umgebungsgestein von $\Delta\rho = 0.29 \text{ g/cm}^3$ ergibt sich nach Formel (2) ein Anstieg $K = 230.2 \text{ } \gamma\text{m}/\mu\text{gal}$.

4. Schlußfolgerungen

Der Vergleich der beiden nach unabhängigen Methoden ermittelten Zahlenwerte des Anstieges K ergibt eine gute Übereinstimmung, da der aus den Labormessungen ermittelte Wert nur um 8% über dem aus der Regressionsrechnung bestimmten Wert liegt. Da ein Bohrvorgang erfahrungsgemäß im Gestein zur Kluftbildung führt und dadurch eine Dichteabnahme bewirken kann, scheint dieses Ergebnis erklärbar, da bereits eine geringfügige Erhöhung des

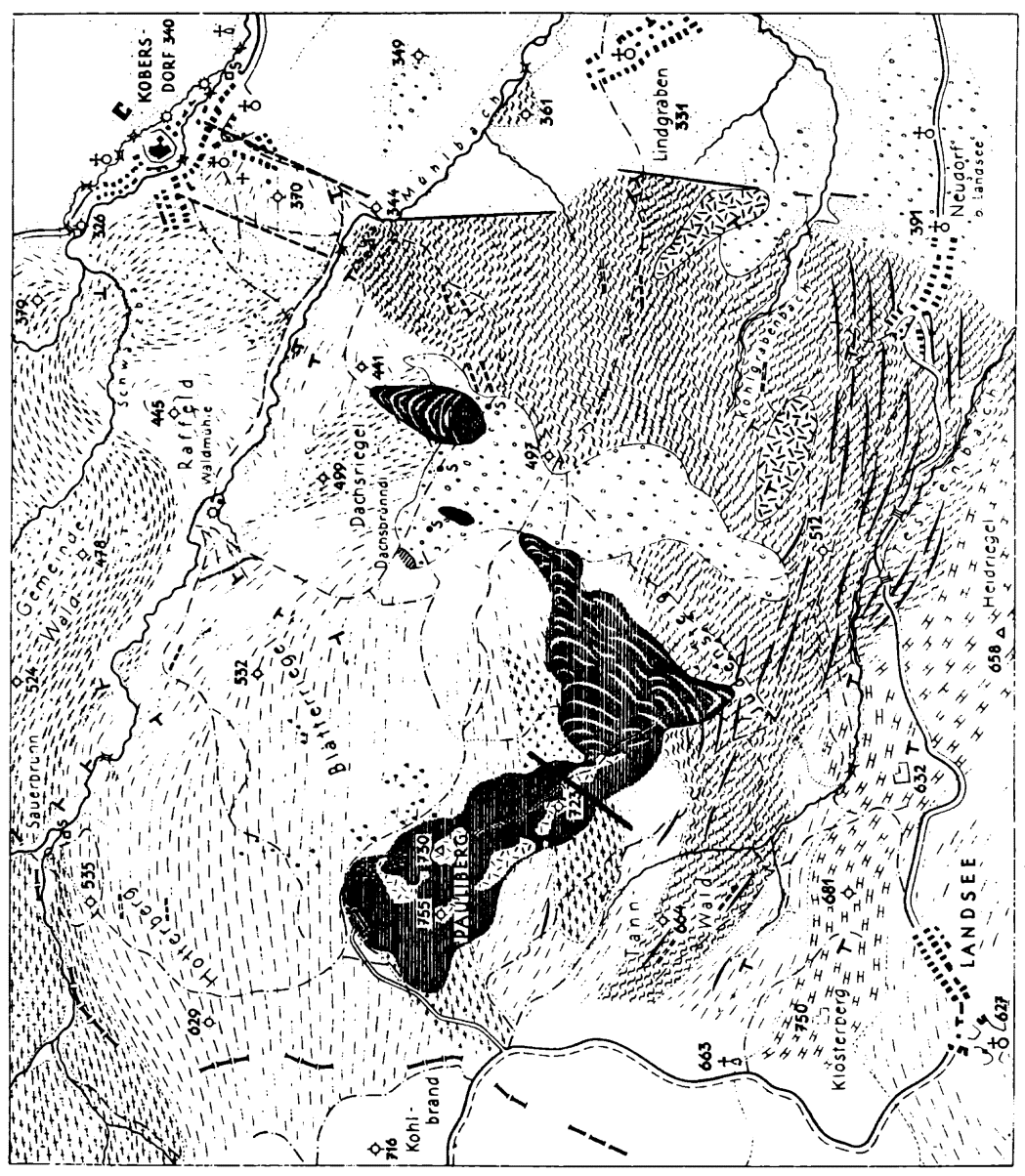
Dichtekontrastes auf $\Delta\rho = 0.31 \text{ g/cm}^3$ zu vollständiger Übereinstimmung führen würde.

Demnach reicht schon die Untersuchung von verhältnismäßig wenigen Gesteinsproben aus, um die vom Poisson'schen Theorem geforderten Zusammenhänge zu ermitteln und dadurch die potentialtheoretisch bedingte Vieldeutigkeit der Ergebnisse einzuengen. Außerdem kann die Erfüllung des Poisson'schen Theorems bei integrierten geophysikalischen Untersuchungen auch dazu verwendet werden, die Homogenität der betrachteten geologischen Körper zu überprüfen.

Literatur:

- /1/ Piso, E.: Zusammensetzung und Genese der Basalte des Pauliberges und von Stoob-Oberpullendorf (Burgenland): Tschermaks Miner.u.Petrogr.Mitt., 14, 103-139, 1970.
- /2/ Poisson, S.D.: Mémoire sur la Théorie du Magnetisme. Mémoires de l'Academie royale des Sciences de l'Institut du France, 5, 247-338, 1826.
- /3/ Eötvös, R.: Bestimmung der Gradienten der Schwerkraft und ihrer Niveauflächen mit Hilfe der Drehwaage. Abhandlungen d. XV. allg. Konf. d. Erdmessung; Budapest, 1, 59ff., 1907.
- /4/. Baranov, V.: A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. Geophysics, Vol. XXII, no. 2, 359-383, 1957.
- /5/ Baranov, V.: Potential fields and their transformations in applied geophysics. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1975.

Abb. 1


























Tafel V

Geologische Skizze der Umgebung des Pauliberger

nach F. KUMMEL 1936 mit Ergänzungen bis 1956
z. T. von H. KÜPPER

Maßstab 1 : 25.000



-  Aplittgneis
-  Muskowitgneis
-  Pegmatit- und Aplittlagen
-  Gabbro
-  Amphibolit
-  Glimmerschiefer
-  Biotitschiefergneis
-  Graphitquarzit und -schiefer
-  Semmeringquarzit
-  Basalt, Quellkuppen
-  Basalt, Lavaströme
-  Doleritschlieren im Basalt
-  Lavafumarolen
-  Sturzblöcke von Basalt
-  Brennbergsschichten
-  Sarmatkalk, Sarm. Unt. Sarm. Ton
-  Sarmat, Tegel und Sand
-  Terrassenschotter
-  Alluvium
-  Brüche
-  Falzzeichen
-  Sauerbrunnen
-  Meßprofil

Erläuterungen Blatt Wasserburg 1 : 50.000. — (Überr. Staatsdruckerei, K 332 57)

Abb. 2

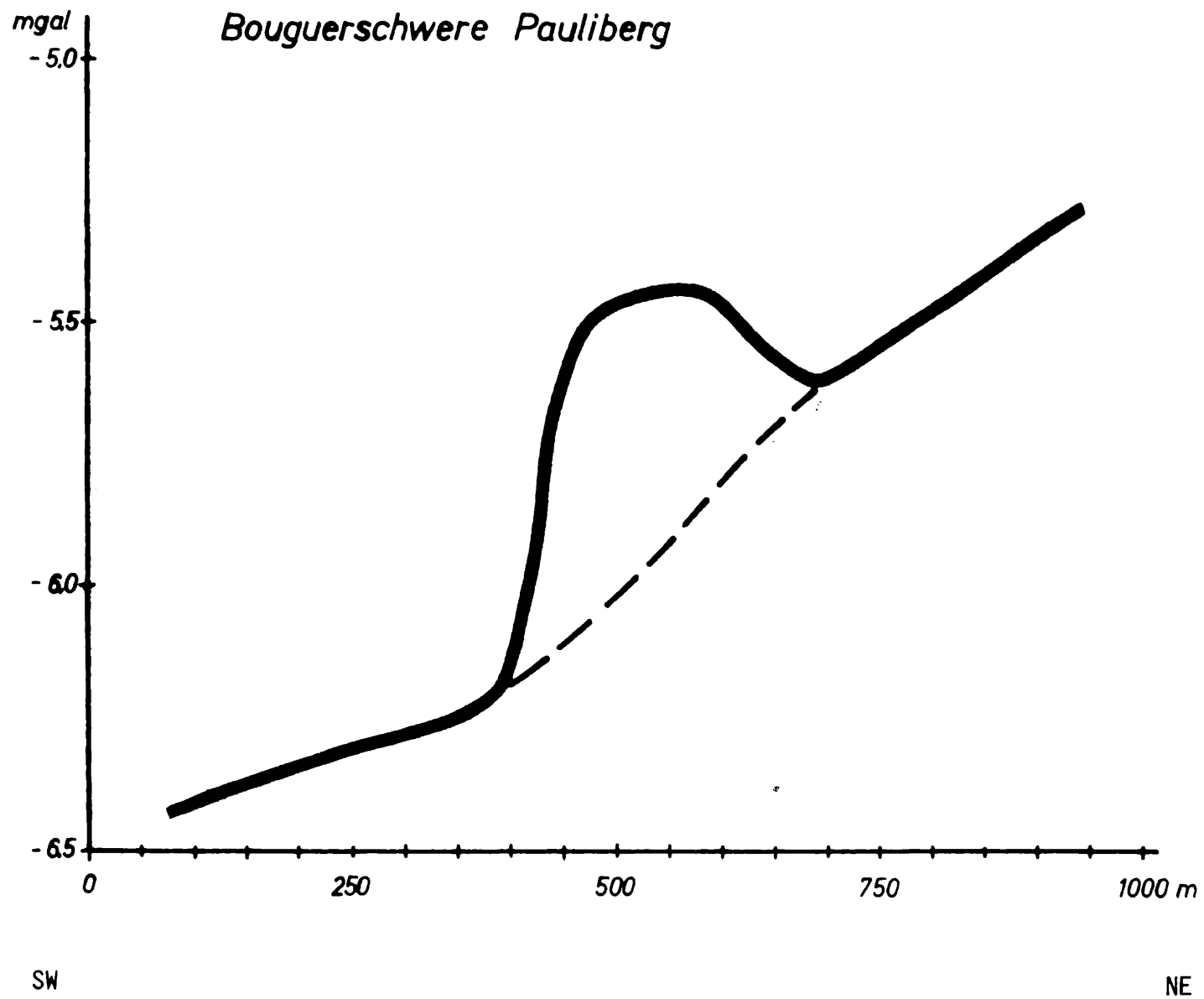
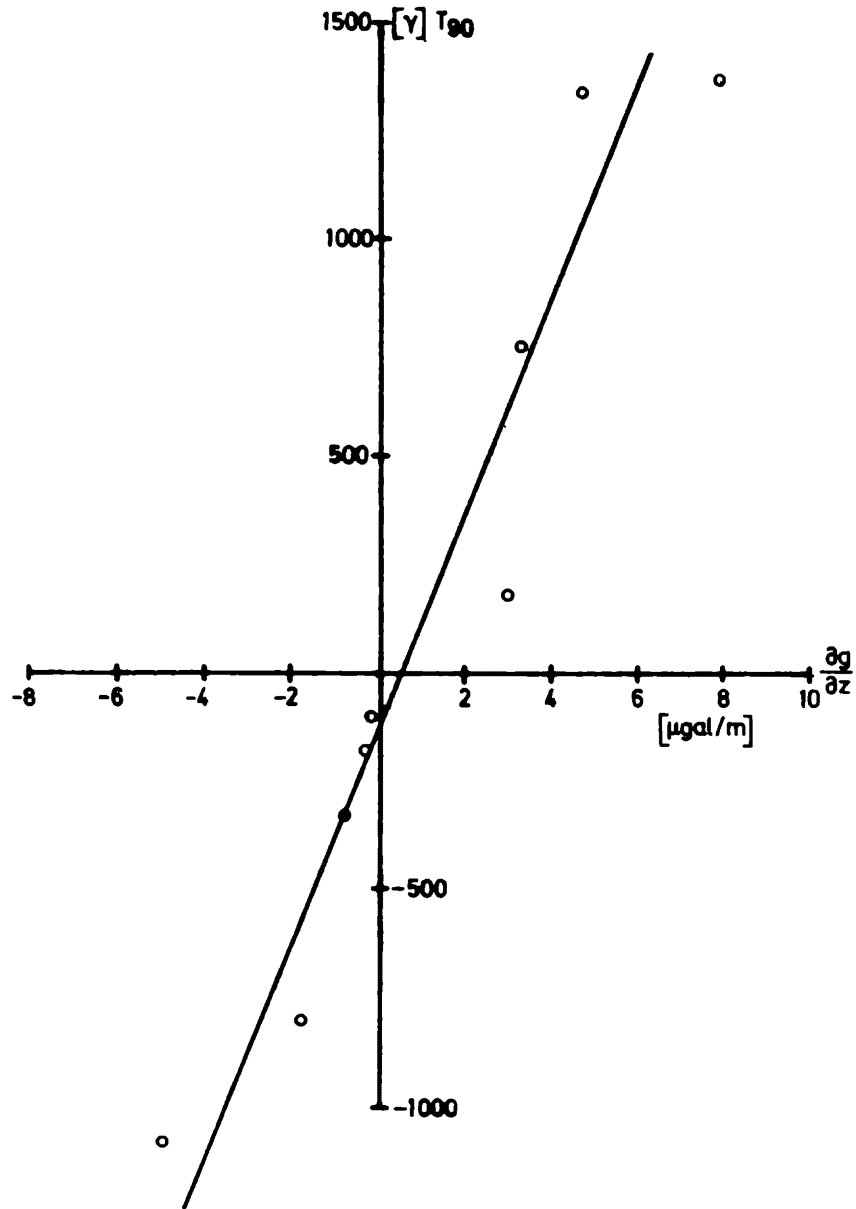
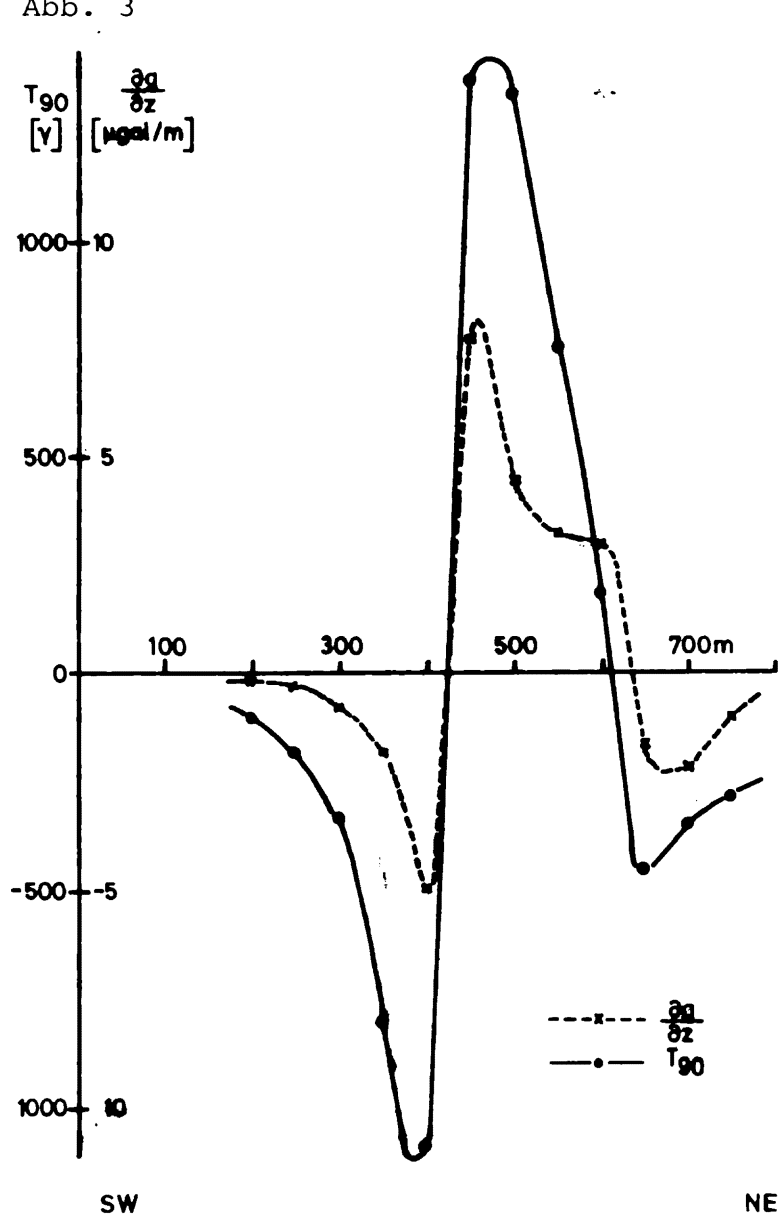


Abb. 3



BERICHTE ÜBER DEN TIEFBAU DER OSTALPEN

Herausgegeben von H.W. Flügel und P. Steinhauser

Heft	Publ.Nr.	Autor	Titel und Umfang	Preis öS
1			Jahresbericht 1973. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Jahrgang 1974, Heft 4, Seite A 138 - A 148.	
2			Jahresbericht 1974. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 21 Seiten, 5 Abbildungen, Wien 1975.	vergr.
3	212		Jahresbericht 1975. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 74 Seiten, 14 Abbildungen, Wien 1976.	115.--
4	215	WALACH G.:	Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordsporns der Zentralalpen I: Magnetische Traverse 1 (Neunkirchen - Hochwechsel - Pöllauer Bucht). Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 22 Seiten, 5 Abbildungen, 4 Beilagen.	40.--
5	221		Jahresbericht 1976. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 101 Seiten, 21 Abbildungen, Wien 1977.	130.--
6	230		Jahresbericht 1977, Teil 1. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 54 Seiten, 9 Abbildungen, Wien 1978.	85.--
7	240		Jahresbericht 1977, Teil 2. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 60 Seiten, 19 Abbildungen, Wien 1979.	90.--
8	244		Tagungsbericht über das 1. Alpengravimetrie Kolloquium - Wien 1977. Herausgegeben von Peter STEINHAUSER Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 129 Seiten, 35 Abbildungen, Wien 1980.	90.--
9	245	GÖTZE, H.J., O.ROSENBACH und P.STEINHAUSER:	Die Bestimmung der mittleren Geländehöhen im Hochgebirge für die topographische Reduktion von Schweremessungen. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 16 Seiten, 2 Tabellen, 5 Abbildungen, Wien 1980.	25.--
10-1	264	ROSENBACH, O., P.STEINHAUSER, W.EHRISMANN, H.J.GÖTZE, O.LETTAU, D.RUESS und W.SCHÖLER:	Tabellen der mittleren Geländehöhen der Ostalpen und ihrer Umgebung für Rasterelemente $\Delta\phi = 0.75'$, $\Delta\lambda = 1.25'$. 1. Lieferung. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 23 Seiten, 20 Tabellen, Wien 1982.	100.--

Heft	Publ.Nr.	Autor	Titel und Umfang	Preis öS
11	273		<p>Tagungsbericht über das 2. Alpengravimetrie Kolloquium - Wien 1980. Herausgegeben von P.STEINHAUSER und B. MEURERS Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 168 Seiten, 85 Abbildungen, Wien 1983.</p>	200.--