

FREIBERGER  
FORSCHUNGSHEFTE

C 35

GEOPHYSIK

HANS RISCHÉ

**Dichtebestimmungen im Gesteinsverband  
durch Gravimeter- und Drehwaagemessungen  
unter Tage**

1957

FFH  
C 35  
b

AKADEMIE-VERLAG · BERLIN



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK  
FREIBERG



XVI

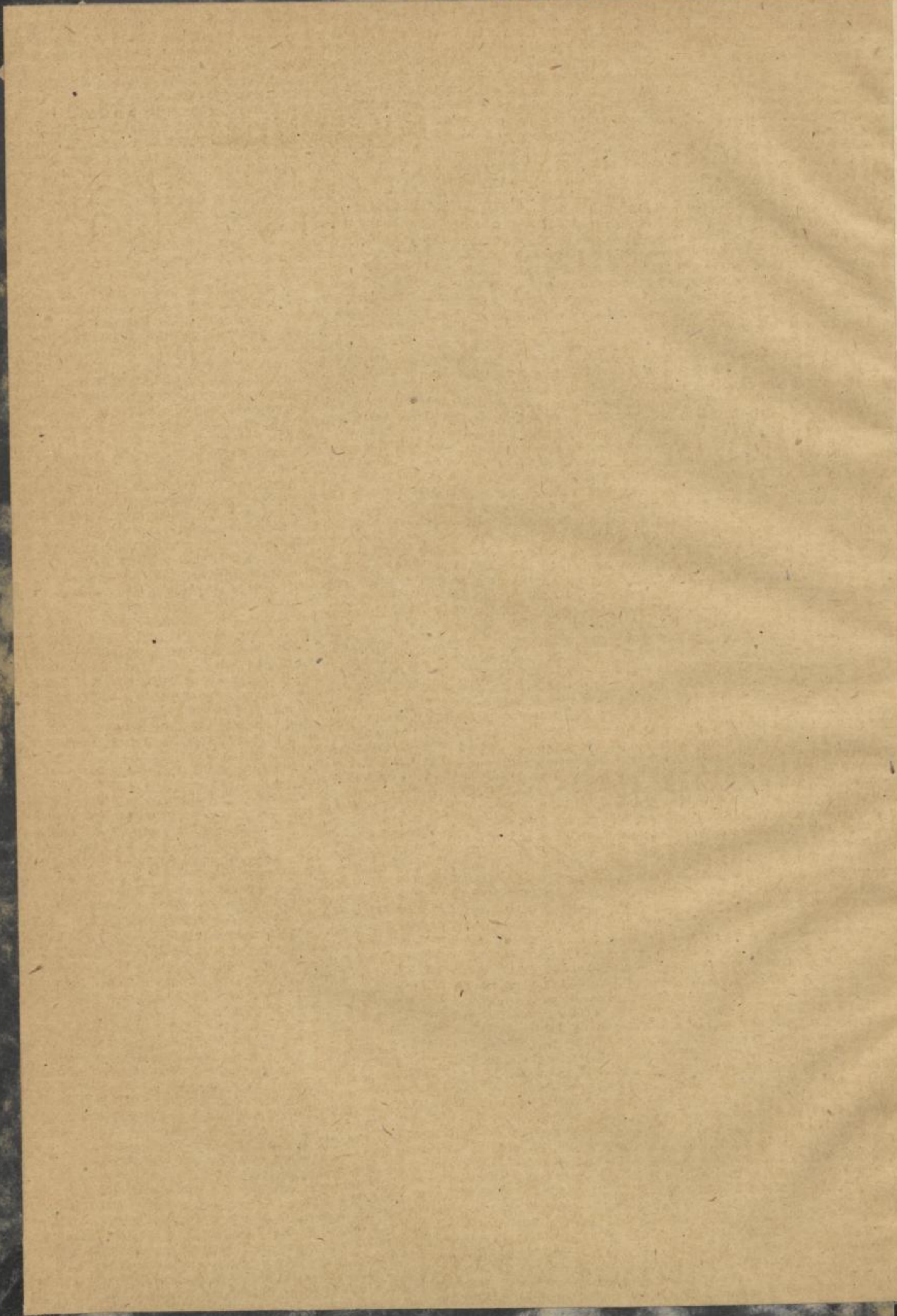
1142 C 35



TU BERGAKADEMIE FREIBERG

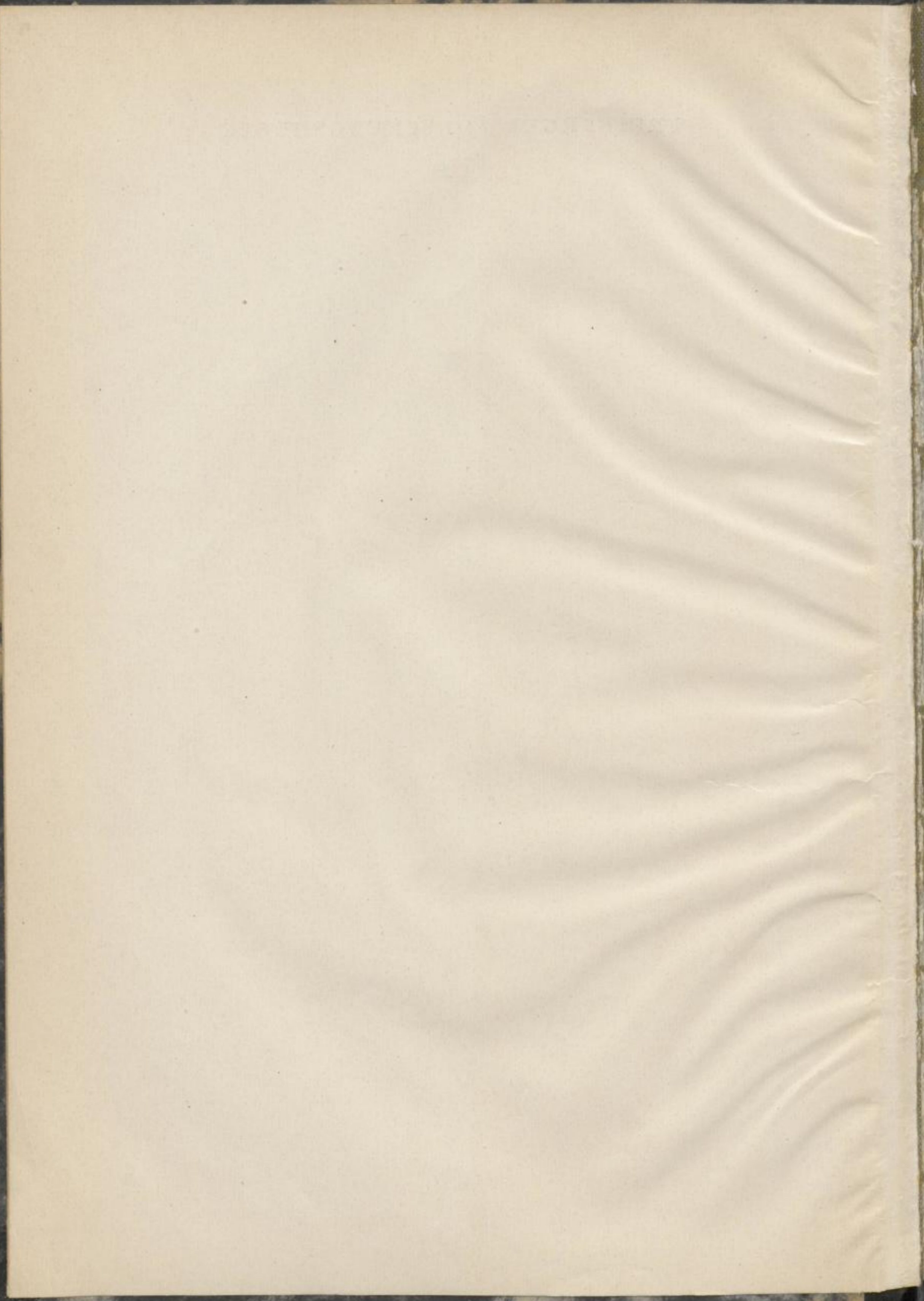


XVI 1142 . C35B 5



FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

C 35



# FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Herausgegeben vom Rektor der Bergakademie Freiberg

C 35

219/13

(URde)

GEOPHYSIK

## DICHTEBESTIMMUNGEN IM GESTEINSVERBAND DURCH GRAVIMETER- UND DREHWAAGEMESSUNGEN UNTER TAGE

Von

HANS RISCHE

1957

Akademie-Verlag · Berlin

Freib. Forsch.-H.

C 35

S. 1—84

50 Bilder

9 Tab.

Berlin, Febr. 1957

Veröffentlichung Nr. 33  
des Instituts für Angewandte Geophysik  
der Bergakademie Freiberg  
Direktor: Prof. Dr. O. Meißer

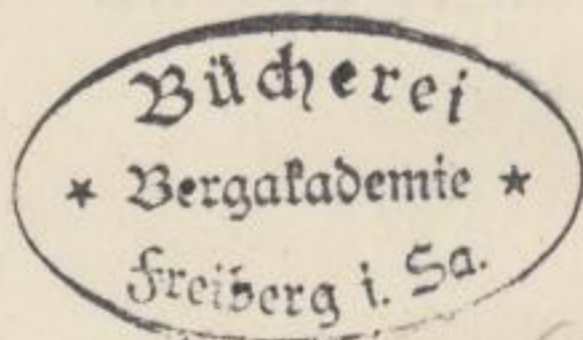
Bei der Bergakademie Freiberg vorgelegte und am 9. Mai 1956  
genehmigte Dissertation zur Erlangung der Würde eines Dr. rer. nat.

Ref.: Prof. Dr. phil. O. Meißer

Korref.: Prof. Dr. phil. W. Buchheim

Prof. Dr.-Ing. O. Oelsner

Auszugsweise vorgetragen auf der 10. Tagung der European Asso-  
ciation of Exploration Geophysicists (E.A.E.G.) in Hamburg am  
18. Mai 1956



XVI 1142 (C35) b

„Freiberger Forschungshefte“, Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften. Herausgeber: Der Rektor der Bergakademie Freiberg, Prof. Dr. phil. Otto Meißer. — Chefredakteur: Dipl.-Ing. Rolf Wendler, Freiberg, August-Bebel-Straße 5 (Fernruf 24 97) — Verlag: Akademie-Verlag, GmbH, Berlin W8, Mohrenstr. 39 (Fernruf 20 03 86), Postscheckkonto 350 21. — Die Freiberger Forschungshefte erscheinen in zwangloser Folge in den Reihen A, B, C und D. Preis dieses Heftes: 5,— DM. Bestell- und Verlags-Nr. 2062/128/C 35. Vertrieb: Für das Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik durch den Buchhandel; für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland durch die Buchhandlung Kunst und Wissen, Inhaber Erich Bieber, Stuttgart-N., Hospitalstraße 33 a; für das gesamte Ausland über den Buchhandel bei der Deutschen Buch-Export und -Import GmbH, Leipzig C1, Leninstraße 16. Herstellung: (V-14-7) Buchdruckerei F. Mitzlaff KG., Rudolstadt i. Thür. (860) — L 147/56 — Lizenznummer 202•100/260/57 — Printed in Germany. Alle Rechte vorbehalten. — Kartengenehmigungs-Nr. Mdl K 11/2854

(57, 547)



## VORWORT

Die vorliegende Arbeit von HANS RISCHE, „Dichtebestimmungen im Gesteinsverband durch Gravimeter- und Drehwaagemessungen unter Tage“, behandelt ein für die gravimetrische Reduktion grundlegendes Problem, um die benötigten Dichtewerte experimentell im Anstehenden zu erhalten.

Das an und für sich bekannte Verfahren der vertikalen Schweresondierung — hier als „Schachtmessungen“ grundsätzlich ausgeführt — wird allseitig brauchbar entwickelt und an einem umfassenden Meßmaterial in 65 Schächten Mitteldeutschlands durchgeführt. Dabei wird erstmalig eine experimentell gewonnene Dichtekarte gegeben, und es werden auch gemessene Tiefen-Dichtefunktionen beschrieben.

Weiterhin wird ein neues Verfahren nach MEISSER für untertägige Dichtebestimmung im Gesteinsverband aus Drehwaagemessungen behandelt und erprobt.

Die vorliegende Arbeit kann in theoretischer und praktischer Hinsicht als Standarddarstellung für die experimentelle Dichtebestimmung zur Darstellung von Dichtekarten angesprochen werden.

O. MEISSER

Faint, illegible text at the top of the page, possibly a title or header.

### INHALT

The following table of contents is provided for the reader's convenience. It lists the chapters and their respective page numbers. The text is extremely faint and difficult to read, but the structure is clear.

Einleitung	1
Erste Abtheilung	10
Zweite Abtheilung	25
Dritte Abtheilung	40
Viertes Buch	55
Fünftes Buch	70
Sechstes Buch	85
Siebentes Buch	100
Achtes Buch	115
Nunfünftes Buch	130
Sechszehntes Buch	145
Sechszehntes Buch	160
Sechszehntes Buch	175
Sechszehntes Buch	190
Sechszehntes Buch	205
Sechszehntes Buch	220
Sechszehntes Buch	235
Sechszehntes Buch	250
Sechszehntes Buch	265
Sechszehntes Buch	280
Sechszehntes Buch	295
Sechszehntes Buch	310
Sechszehntes Buch	325
Sechszehntes Buch	340
Sechszehntes Buch	355
Sechszehntes Buch	370
Sechszehntes Buch	385
Sechszehntes Buch	400
Sechszehntes Buch	415
Sechszehntes Buch	430
Sechszehntes Buch	445
Sechszehntes Buch	460
Sechszehntes Buch	475
Sechszehntes Buch	490
Sechszehntes Buch	505
Sechszehntes Buch	520
Sechszehntes Buch	535
Sechszehntes Buch	550
Sechszehntes Buch	565
Sechszehntes Buch	580
Sechszehntes Buch	595
Sechszehntes Buch	610
Sechszehntes Buch	625
Sechszehntes Buch	640
Sechszehntes Buch	655
Sechszehntes Buch	670
Sechszehntes Buch	685
Sechszehntes Buch	700
Sechszehntes Buch	715
Sechszehntes Buch	730
Sechszehntes Buch	745
Sechszehntes Buch	760
Sechszehntes Buch	775
Sechszehntes Buch	790
Sechszehntes Buch	805
Sechszehntes Buch	820
Sechszehntes Buch	835
Sechszehntes Buch	850
Sechszehntes Buch	865
Sechszehntes Buch	880
Sechszehntes Buch	895
Sechszehntes Buch	910
Sechszehntes Buch	925
Sechszehntes Buch	940
Sechszehntes Buch	955
Sechszehntes Buch	970
Sechszehntes Buch	985
Sechszehntes Buch	1000



Faint, illegible text at the bottom of the page, possibly a footer or concluding remarks.

## INHALT

1	Problematik der Dichtebestimmung . . . . .	9
2	Vertikale Schwereprofile . . . . .	11
2.1	Übersicht, Historisches . . . . .	11
2.2	Theorie . . . . .	13
2.3	Durchführung der Messungen . . . . .	15
2.31	Schweremessungen . . . . .	15
2.32	Tiefenbestimmungen . . . . .	16
2.4	Auswertung der Meßergebnisse . . . . .	18
2.41	Topographische Korrektur . . . . .	18
2.411	Berücksichtigung der Erdkrümmung . . . . .	19
2.412	Verschiedene Tiefenlage der Meßpunkte zum Einebnungs- niveau . . . . .	19
2.413	Wahl der Zylinderringe . . . . .	22
2.414	Bestimmung der mittleren Geländehöhe . . . . .	40
2.42	Untertagekorrektur . . . . .	42
2.421	Schachtkorrektur . . . . .	42
2.422	Streckenkorrektur . . . . .	45
2.43	Normalschwerewerte . . . . .	47
2.431	Freiluftgradient . . . . .	47
2.432	Gravitationskonstante . . . . .	48
2.44	Vertikaler Störgradient . . . . .	48
2.45	Eichwert des Gravimeters . . . . .	50
2.5	Ausgeführte Messungen und Ergebnisse . . . . .	50
2.51	Allgemeine Übersicht . . . . .	50
2.52	Meß- und Berechnungsbeispiel . . . . .	51
2.53	Erzbergbaugebiet Sachsen-Thüringen . . . . .	52
2.531	Meßgebiet Freiberg . . . . .	52
2.532	Meßgebiet Ehrenfriedersdorf . . . . .	54
2.533	Meßgebiet Altenberg . . . . .	55
2.534	Meßgebiet Pechtelsgrün . . . . .	56
2.535	Meßgebiet Oberböhmisdorf . . . . .	56
2.536	Meßgebiet Schmiedefeld . . . . .	57
2.54	Westsächsisches Steinkohlenrevier . . . . .	57
2.55	Mansfelder Kupferschiefergebiet . . . . .	59
2.56	Mitteldeutsches Salzbergbaugebiet . . . . .	60
2.561	Meßgebiet Staßfurt . . . . .	61
2.562	Meßgebiet Bernburg . . . . .	62
2.563	Meßgebiet Schierstedt . . . . .	64
2.564	Meßgebiet Teutschenthal . . . . .	65
2.565	Meßgebiet Roßleben . . . . .	65
2.566	Zusammenfassung der Ergebnisse im mitteldeutschen Salz- bergbaugebiet . . . . .	66
2.57	Experimentelle Bestimmung von $W_{50}$ . . . . .	67
2.58	Zusammenfassung der Meßergebnisse . . . . .	69

3 Drehwaagemessungen unter Tage . . . . .	70
3.1 Prinzip der Dichtebestimmung . . . . .	70
3.2 Genauigkeit der berechneten Dichte . . . . .	73
3.3 Durchgeführte Messungen und Ergebnisse . . . . .	75
3.4 Grenzen des Einsatzes von Drehwaagen unter Tage . . . . .	76
4 Zusammenfassung . . . . .	78
4.1 Vergleich der Methoden . . . . .	78
4.2 Reduktionsverfahren und Meßergebnisse . . . . .	79
4.3 Einsatzmöglichkeiten von Gravimeter und Drehwaage unter Tage . . . . .	80
Literatur . . . . .	82

*[Faint, illegible text from the reverse side of the page is visible through the paper.]*

Zur Reduktion gemessener Schwerewerte und zur Berechnung der Schwere-  
wirkung gegebener Massenheterogenitäten wird die Dichte des anstehenden Ge-  
steins benötigt. Da die Meßgenauigkeit moderner Feldgravimeter  $0,01 \text{ mgal}$  ( $10^{-8}$ )  
beträgt, wird von Korrekturen, die an den Meßergebnissen angebracht werden,  
eine noch höhere Genauigkeit gefordert.

Die Dichte geht in die entsprechenden Reduktionen (topographische Korrektur,  
Bouguerreduktion, isostatische Reduktion) direkt proportional ein, so daß der  
prozentuale Dichtefehler dem Reduktionsfehler entspricht. Nach BARNITZKE [5]  
schwanken z. B. die Angaben über die Dichte des Untergrundes in Norddeutsch-  
land zwischen  $1,9$  und  $2,2 \text{ gcm}^{-3}$ . Dieser Unterschied von  $0,3 \text{ gcm}^{-3}$  bringt in die  
Bouguerreduktion bei  $100 \text{ m}$  Höhenunterschied bereits einen Fehler von  $1,25 \text{ mgal}$ .

Eine hohe Dichtegenauigkeit wird ebenfalls für die quantitative Deutung der  
Bouguerstörwerte gefordert. Da die auftretenden Dichteunterschiede  $0,4 \text{ gcm}^{-3}$   
selten übersteigen, bringt ein Fehler von  $0,1 \text{ gcm}^{-3}$  bereits eine Unsicherheit von  
 $25\%$ . Bei Berechnung von Strukturen werden somit Tiefe und Form falsch an-  
gegeben.

Die auftretenden Unsicherheiten auf Grund ungenauer Dichteangaben über-  
steigen demnach die Meßgenauigkeit der Gravimeter um ein Mehrfaches. Ihre  
Beseitigung stellt eines der dringendsten Probleme der Gravimetrie dar.

Bevor auf die einzelnen Meßmethoden eingegangen wird, muß der Begriff Dichte  
geklärt werden. Nach BREYER [10] kann man drei gravimetrisch wirksame Kon-  
stanten unterscheiden:

- Dichte (natürliches Raumgewicht des anstehenden Gesteins mit Bergfeuchte),
- Raumgewicht (die Poren werden mit Luft gefüllt betrachtet),
- spezifisches Gewicht (bezieht sich nur auf die feste Substanz der Gesteine,  
das Porenvolumen gehört nicht zum Gesteinsvolumen).

Bei Schwerereduktionen wird das natürliche Raumgewicht des anstehenden Ge-  
steins mit Bergfeuchte benötigt. In der vorliegenden Arbeit wird es, dem all-  
gemeinen Gebrauch folgend, mit Dichte bezeichnet.

Der Erfassung genauer Dichtewerte stellen sich zwei Hemmnisse entgegen.  
Einmal sind physikalische Gesteinsdaten nicht mit denen technisch genormter  
Werkstoffe zu vergleichen, d. h. für Gesteine gleicher petrographischer Bezeichnung  
gilt kein einheitlicher Dichtewert. Er hängt ab von den Entstehungs-, Verfestigungs-  
und Verwitterungsbedingungen. Die auftretenden Unterschiede sind durch vier  
Faktoren bedingt:

- Petrographische Ausbildung (Mineralbestand),
- Porenvolumen in Abhängigkeit vom Hangenddruck,
- lokaler Gebirgsdruck,
- Bergfeuchte.

Bergakademie  
- Buchverlag  
Freiberg i. Sa.

Diese lokal verschiedenen Faktoren führen zum zweiten Hemmnis der Dichtebestimmung. Wird dem Gesteinsverband eine Probe entnommen, so werden damit ihre physikalischen und chemischen Zustandsbedingungen geändert. Es tritt Druckentlastung ein, der Feuchtigkeitsgehalt ändert sich, und bei Proben von der Erdoberfläche kann die Verwitterung bereits erhebliche Verfälschungen hervorrufen. Ein Raungewichtswert, erhalten aus Bestimmungen mit den üblichen Labormethoden, wird demnach im Mittel eine systematische Abweichung vom Dichtewert aufweisen. Jedoch sind in der Gravimetrie diese Abweichungen besonders wichtig, da sie an Sedimenten recht groß sein können und Schwermessungen in erster Linie in der Erdölerkundung eingesetzt werden.

Deshalb laufen seit etwa 20 Jahren Versuche, um mit neuen Methoden eine Dichte im anstehenden Gestein zu bestimmen. Dabei können drei Verfahren unterschieden werden:

Nettletonverfahren  
Vertikale Schwereprofile  
Drehwaagemessungen unter Tage

Das NETTLETON-Verfahren [31] und seine mathematischen Weiterentwicklungen beruhen auf dem Prinzip, daß bei Schwermessungen in verschiedenen Höhen an der Erdoberfläche unter bestimmten Annahmen über die Bouguer-anomalie die Dichte aus der Korrelation von Schwere und Höhe berechnet werden kann. Dieser Methode sind folgende Grenzen gesetzt:

1. Es können Dichtewerte nur für Gesteinsschichten über dem tiefsten Meßpunkt erhalten werden.
2. Die unbekannte Bouguerstörung muß durch einen entsprechenden willkürlichen Ansatz versuchsweise eliminiert werden.
3. Die Profile müssen über stark kuperem Gelände verlaufen. Dabei darf keine horizontale Dichteänderung auftreten.

Wegen der drei beschriebenen Grenzen brachte das Nettletonverfahren nicht den erwarteten Erfolg. Man konnte weder Anhaltspunkte für den Verlauf der Dichte mit der Tiefe noch über die Dichte in Tiefen unter NN erhalten. Die erreichte Genauigkeit beträgt im Durchschnitt nicht mehr als  $0,05 \text{ gcm}^{-3}$  oder etwa 2%.

Die Methode der vertikalen Schwereprofile entwickelte sich aus den Bestimmungen der mittleren Erddichte durch Schwermessungen in zwei verschiedenen Höhen. Durchführung, Reduktion, Genauigkeit und Ergebnisse werden in der vorliegenden Arbeit behandelt. YARAMANCI [50] faßte 1952 das Nettletonverfahren und die vertikalen Schwereprofile zu einer allgemeinen Methode zusammen, die jedoch keine Genauigkeitssteigerung bringen konnte.

Die Methode der Dichtebestimmung durch Drehwaagemessungen unter Tage wurde von O. MEISSER vorgeschlagen und wird hier erstmalig beschrieben.

**Bergakademie**  
- Bücherei -  
**Freiberg i. Sa.**

Nach der Bouguerformel für die Anziehung einer homogenen Platte der Dicke  $h$ , der Dichte  $\sigma$  und unendlicher horizontaler Erstreckung

$$\Delta g_b = 2\pi k\sigma h \quad (k = \text{Gravitationskonstante})$$

besteht prinzipiell die Möglichkeit, die Dichte dieser Platte zu bestimmen. Sie ergibt sich aus der Schweredifferenz zweier an den Begrenzungsflächen dieser Platte liegender Meßpunkte. In die geologische Wirklichkeit übertragen heißt das, daß die mittlere Dichte einer Gesteinsschicht (Schicht nicht im geologischen, sondern im geometrischen Sinne) bestimmt werden kann, falls eine Schweremessung unter Tage durchführbar ist. Die Möglichkeit dazu bieten Grubenbetriebsanlagen und Bohrungen. In ersteren stößt die Aufstellung eines Pendelapparates bzw. eines Gravimeters auf keine Schwierigkeiten, bei Bohrungen treten räumliche und statische Komplikationen auf, an deren Überwindung gearbeitet wird. GILBERT [21] entwickelte 1949 ein Gravimeter, bei dem die Eigenfrequenz eines durch eine frei hängende Masse gespannten Fadens als Maß für die Schwere benutzt wird. Der wahrscheinliche Fehler einer Beobachtung wird mit 1,5 mgal angegeben. Der gleiche Autor beschrieb 1952 [20] Versuchsmessungen mit einem nach dem gleichen Prinzip konstruierten Gravimeter in Bohrungen, die einen Fehler der Einzelbeobachtung von 0,7 mgal ergaben.

Entsprechend der meßtechnischen Entwicklung in der Geophysik wurden die ersten Dichtebestimmungen im anstehenden Gestein mit Pendelapparaten ausgeführt. Die veröffentlichten Ergebnisse sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Bei diesen Messungen handelte es sich meist um Bestimmungen der mittleren Erddichte  $\theta$ , die wegen des Freiluftgradienten in die Meßwerte eingeht. Die Dichte der durchteuften Gesteine wurde dabei aus Proben bestimmt. Setzt man jedoch die mittlere Erddichte als bekannt voraus, so kann die Dichte der anstehenden Gesteinsschichten bestimmt werden. Dieses Problem war jedoch beim damaligen Stand der Gravimetrie noch nicht so brennend wie heute, wo die Dichte für die Gravimeterreduktion benötigt wird. Hierin liegt auch der Grund für die geringe Zahl dieser Messungen, die rein prinzipiellen Charakter trugen.

In neuerer Zeit wurde das Meßverfahren aus verschiedenen Gründen wieder aufgegriffen. Einmal soll die genaue Bouguerichte  $\sigma$  ermittelt werden, zum anderen wird von der Bohrlochschwere ein weiterer Beitrag zur Interpretation der Bohrlochgeologie erwartet. Außerdem wurden Untersuchungen des vertikalen Schweregradienten für geodätische Zwecke vorgenommen.

Die veröffentlichten Gravimetermessungen unter Tage sind in Tabelle 2 zusammengestellt. Während die Arbeiten von JUNG und HAMMER die Problematik

Tabelle 1  
Pendelmessungen unter Tage

Jahr	Beobachter	Grube	Ergebnis für $\theta$	Lit.
1826/28	AIRY	Dolwath copper mine, Cornwall	1)	[2]
1854/55	AIRY	Harton coal-pit, Sunderland	6,566	[1, 2]
1871	ALBRECHT	Abrahamschacht, Freiberg	2)	[37]
1882	STERNECK	Adalbertschacht, Příbram	5,01 6,28	[44]
1883	STERNECK	Adalbertschacht, Příbram	5,77	[45]
1885	STERNECK	Abrahamschacht, Freiberg	6,77	[46]
1890	ROSÉN	Grube Sala, Schweden	6,08	[37]
1898/99	STERNECK	Wernerschacht, Joachimsthal	5,28	[47]
1898/99	STERNECK	Adalbertschacht, Příbram	5,56	[47]
1898/99	STERNECK	Greiferschacht, Kuttenberg	5,30	[47]
1898/99	STERNECK	Franzschacht, Idria	5,35	[47]
1902	HAYFORD	North Tamarack Mine, Michigan	3)	[25]

- 1) Messungen fehlgeschlagen.
- 2) Ergebnis nicht veröffentlicht.
- 3) Bestimmung der Dichte des anstehenden Gesteins.

Tabelle 2  
Gravimetermessungen unter Tage

Jahr	Beobachter	Zahl der Schächte	Gegend	Ziel der Mess.	Lit.
1939	JUNG	1	Clausthal, Deutschland	$\sigma$	[28]
1946	BEHOUNEK, STANEK	1	Březové Hory, CSR	$\sigma$	[34]
1950	HAMMER	1	Ohio, USA	$\sigma$	[25]
1950	BOAGA u. a.	1	Grotte, Castellana, Italien	$\theta$	[8]
1951	FALCON, TARRANT	2	Kent, Großbritannien	$\sigma$	[18]
1951	BOAGA, TRIBALTO	1	Grotte, Castellana, Italien	$\theta$	[7]
1952	COOK, THIRLAWAY	3	Bristol, Großbritannien	$\sigma$	[11]
1952	GILBERT	1	Bohrung	1)	[20]
1952	PICHA, CHUDOBA	1	Březové Hory, CSR	$W_{zz}, \sigma$	[33]
1952	PICHA	1	Tunnel, Spicág, CSR	$W_{zz}$	[33]
1952	ROGERS	1	Arizona, USA	2)	[36]
1952	YARAMANCI	1	Dettenbergtunnel, Schweiz	$\sigma$	[50]
1953	FACSINAY, HAÁZNÉ	1	Nagymányok, Ungarn	$\sigma$	[17]
1953	MILLER, INNES	7	Noranda, Kanada	2)	[30]
1954	DOMZALSKI	1	Kent, Großbritannien	$\sigma$	[13]
1954	BODEMÜLLER	6	Niedersachsen, Deutschland	$W_{zz}$	[9]
1955	DOMZALSKI	2	Cumberland, Großbritannien	2)	[14]
1955	DOMZALSKI	2	Cumberland, Großbritannien	$\theta$	[15]

- 1) Gravimetererprobung.
- 2) Geologische Erkundung.



des Verfahrens veranschaulichen, dienen die letzten Messungen [DOMZALSKI 1955] bereits zur Klärung der geologischen Situation. Geodätische Fragen werden von BODEMÜLLER behandelt.

Sämtliche Messungen haben jedoch nur prinzipiellen Wert, da keiner der Autoren die erforderlichen Korrekturverfahren entwickelt. Außerdem wurden nur Beispiele zur Dichtebestimmung vorgelegt, keine systematischen Bestimmungen in verschiedenen Tiefenintervallen und über größere Gebiete.

## 2.2

## Theorie

Die Schwerkraft  $g$  an der Erdoberfläche hängt bei Annahme konzentrischer Dichteverteilung in einer kugelförmigen Erde von der Anziehungswirkung einer äußeren Kugelschale der Dicke  $T$  und Dichte  $\sigma$ , der inneren Restkugel mit dem Radius  $R - T$  ( $R = \text{Erdradius}$ ) und der Dichte  $\Theta$  und von der Zentrifugalbeschleunigung ab ( $\omega = \text{Winkelgeschwindigkeit der Erde}$ ,  $\varphi = \text{geographische Breite}$ ):

$$g = \frac{4\pi k}{3} \sigma \frac{R^3 - (R - T)^3}{R^2} + \frac{4\pi k}{3} \Theta \frac{(R - T)^3}{R^2} - \omega^2 R \cdot \cos \varphi \quad (1)$$

Für einen Meßpunkt unter der Kugelschale in der Tiefe  $T$  unter der Erdoberfläche ergibt sich:

$$g_T = \frac{4\pi k}{3} \Theta (R - T) - \omega^2 (R - T) \cdot \cos \varphi \quad (2)$$

Als Schweredifferenz  $g_T - g$  erhält man

$$\Delta g = \frac{2g_0 T}{R} - 4\pi k \sigma T - 4\pi k (\Theta - \sigma) \left( \frac{T^2}{R} - \frac{T^3}{R^2} \right) + \omega^2 T \cdot \cos \varphi$$

( $g_0 = \text{Normalschwere}$ ).

Die letzten beiden Terme ergeben für  $T = 1000$  m jeweils 0,01 mgal ( $\varphi = 0$ ), so daß ihre Vernachlässigung gerechtfertigt ist:

$$\Delta g = \frac{2g_0 T}{R} - 4\pi k \sigma T \quad (3)$$

Das gleiche Ergebnis folgt, wenn von der Poissonschen Gleichung für die Attraktionskräfte ausgegangen wird:

$$\begin{aligned} \Delta W &= -4\pi k \sigma \\ W_{xx} + W_{yy} &= -W_{zz} - 4\pi k \sigma \end{aligned} \quad (4)$$

Nach Einführung der mittleren Krümmung

$$\begin{aligned} m &= \frac{1}{2} \left( \frac{1}{\varrho_1} + \frac{1}{\varrho_2} \right) = \frac{W_{xx} + W_{yy}}{-2g_0} \\ \frac{1}{\varrho_1} + \frac{1}{\varrho_2} &= \frac{2}{R} \end{aligned}$$

folgt:

$$-\frac{2g_0}{R} = -W_{zz} - 4\pi k\sigma$$

$$\frac{\partial g}{\partial z} = \frac{2g_0}{R} - 4\pi k\sigma$$

oder

$$\Delta g = \frac{2g_0 T}{R} - 4\pi k\sigma T$$

entsprechend Gl. (3).

Die Dichte  $\sigma$  der durchteuften Kugelschale kann berechnet werden aus

$$\sigma = \frac{\frac{2g_0}{R} - \frac{\Delta g}{T}}{4\pi k} \quad (5)$$

Werden die entsprechenden numerischen Werte und für die idealisierte Erdoberfläche die Differenz der Gelände- und Schachtkorrekturen zwischen den Meßpunkten in den Tiefen  $T$  und  $0$  m  $\Delta g_{t+s}(T) - \Delta g_{t+s}(0) = \delta \Delta g_{t+s}$  eingesetzt, so folgt

$$\sigma = \frac{0,3086 - \frac{\Delta g + \delta \Delta g_{t+s}}{\Delta T}}{0,0838} \quad (6)$$

( $\Delta g$  in mgal,  $\Delta T$  in Meter)

Das gleiche gilt, wenn der obere Meßpunkt nicht an der Erdoberfläche liegt und wenn mehrere Schichten mit den Dicken  $T_i$  und den Dichten  $\sigma_i$  durchteuft werden:

$$\sigma = \frac{\sum \sigma_i T_i}{\sum T_i} = \frac{0,3086 - \frac{\Delta g + \delta \Delta g_{t+s}}{\sum T_i}}{0,0838} \quad (7)$$

Zur Bestimmung der mittleren Dichte einer Gesteinsplatte zwischen zwei Meßpunkten ist demnach die Kenntnis der Schwereänderung  $\Delta g$  im Tiefenintervall  $\Delta T$ , der Änderung der Geländekorrektur  $\delta \Delta g_{t+s}$  und des Tiefenintervalls  $\Delta T$  erforderlich.

Unter der Annahme, daß der vertikale Gradient nicht gestört ist, zeigt die Schweredifferenz pro Längeneinheit in der Vertikalen nur eine Abhängigkeit von der Dichte der umgebenden Gesteinsschichten (Bild 1). Bei entsprechender Dichte ( $\sigma = 3,68 \text{ gcm}^{-3}$ ) wäre demnach eine konstante Schwerkraft zu beobachten, bei  $\sigma > 3,68 \text{ gcm}^{-3}$  eine Abnahme der Schwere mit der Tiefe. Dieser Fall tritt jedoch in der obersten Erdkruste nur selten auf, da Mineralien solch hoher Dichte nicht zu den gesteinsbildenden gehören. Nur ein kompakter Erzkörper verwirklicht diesen Extremfall.

Im allgemeinen erfolgt eine Zunahme der Schwerkraft mit der Tiefe, in Bild 1 mit der Dichte  $2,5 \text{ gcm}^{-3}$  dargestellt.

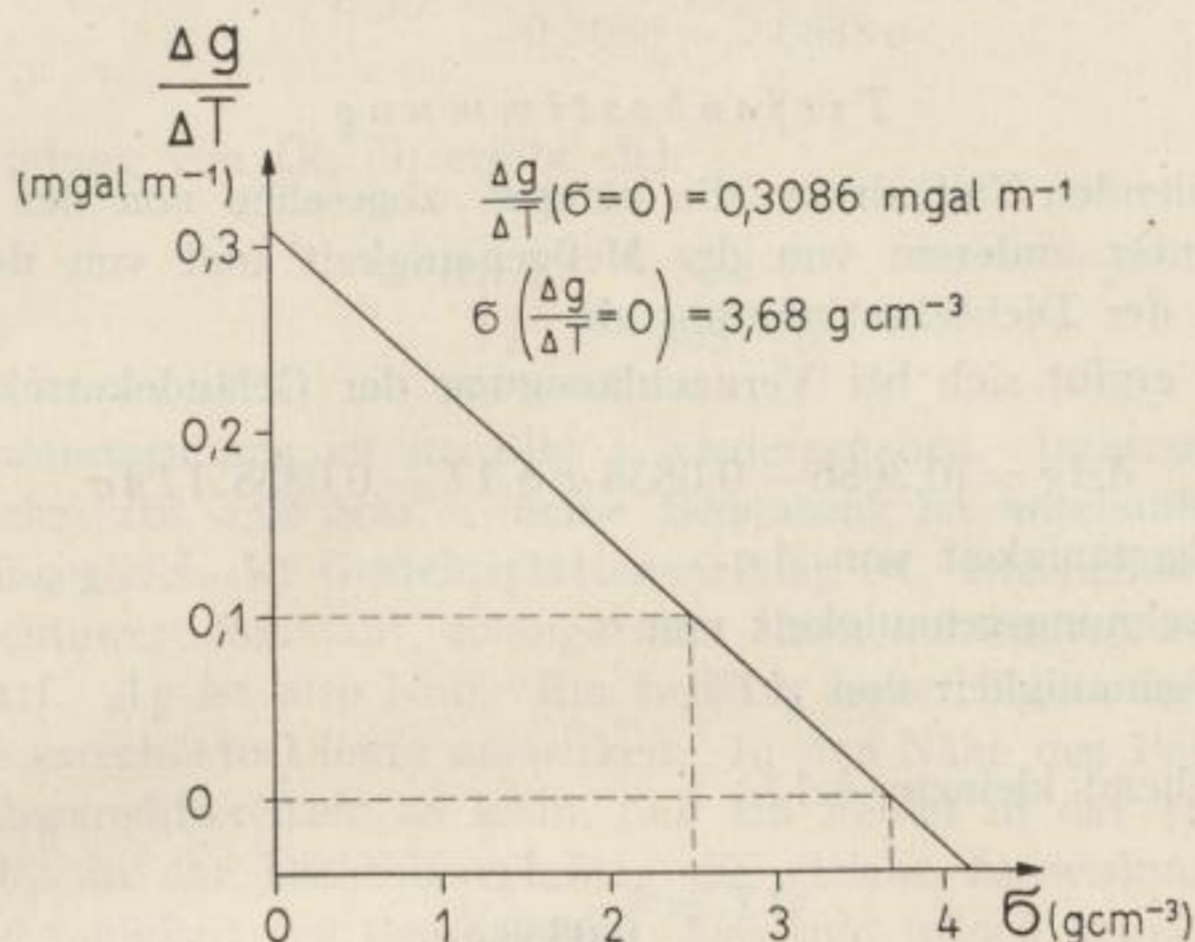


Bild 1. Änderung der Schwere in einem vertikalen Profil im Gestein der Dichte  $\sigma$

## 2.3 Durchführung der Messungen

### 2.3.1 Schwermessungen

Obwohl beim jetzigen technischen Stand der Geophysik Schwermessungen im Bohrloch erst im Versuchsstadium durchgeführt werden, will man nicht auf experimentelle Methoden zur Dichtebestimmung im anstehenden Gestein verzichten. Da das Nettletonverfahren regional nicht den erhofften Erfolg gebracht hat, werden immer mehr Schächte gravimetrisch vermessen, um so Blockdichtewerte zu erhalten.

Gegenüber den Messungen im Bohrloch sind die in Schächten mit einigen Hindernissen bzw. Einschränkungen verbunden: Schwierigkeiten in der Wahl der Meßpunkte und zusätzliche Korrekturen durch das Grubengebäude.

Prinzipiell besteht die Möglichkeit, das Meßgerät im Förderkorb aufzustellen. Das bedeutet, daß die Wahl der einzelnen Tiefenintervalle zwischen den Meßpunkten nicht von den räumlichen Gegebenheiten der Grubenbetriebsanlagen beeinflusst wird. Jedoch wirken fast alle Gravimeter als Seismometer, das heißt, sie sind äußerst empfindlich für Erschütterungen und Neigungsänderungen. Ein Förderkorb wird deshalb nur in Ausnahmefällen [ROGERS, 36] die erforderliche Standfestigkeit geben. Als Meßstellen mit festen Untergrundverhältnissen eignen sich die Füllörter der einzelnen Sohlen und die Wasserörter, da hier der Transport des Gerätes weder zeitraubend noch schwierig ist und die vertikale Anordnung

der Meßpunkte gut eingehalten werden kann. In letzter Zeit ist es möglich geworden, das Gravimeter (Wordengravimeter) vom Förderkorb aus auf dem Ausbau der Schachtröhre aufzustellen.

## 2.32

*Tiefenbestimmung*

Die zu wählenden Tiefenintervalle hängen, abgesehen von den örtlichen Gegebenheiten, unter anderem von der Meßgenauigkeit und von der geforderten Genauigkeit in der Dichtebestimmung ab.

Aus Gl. (3) ergibt sich bei Vernachlässigung der Geländekorrektur

$$\delta \Delta g = (0,3086 - 0,0838 \sigma) \delta \Delta T - 0,0838 \Delta T \delta \sigma \quad (8)$$

( $\delta \Delta g$  = Meßgenauigkeit von  $\Delta g$ )

$\delta \sigma$  = Berechnungsgenauigkeit von  $\sigma$

$\delta \Delta T$  = Meßgenauigkeit von  $\Delta T$ )

und bei hinreichend kleinem  $\delta \Delta T$ :

$$\Delta T = \frac{\delta \Delta g}{0,0838 \delta \sigma} \quad (9)$$

In Bild 2 sind die Werte von  $\Delta T$  in Abhängigkeit von den Genauigkeiten in  $\sigma$  und  $\Delta g$  dargestellt.

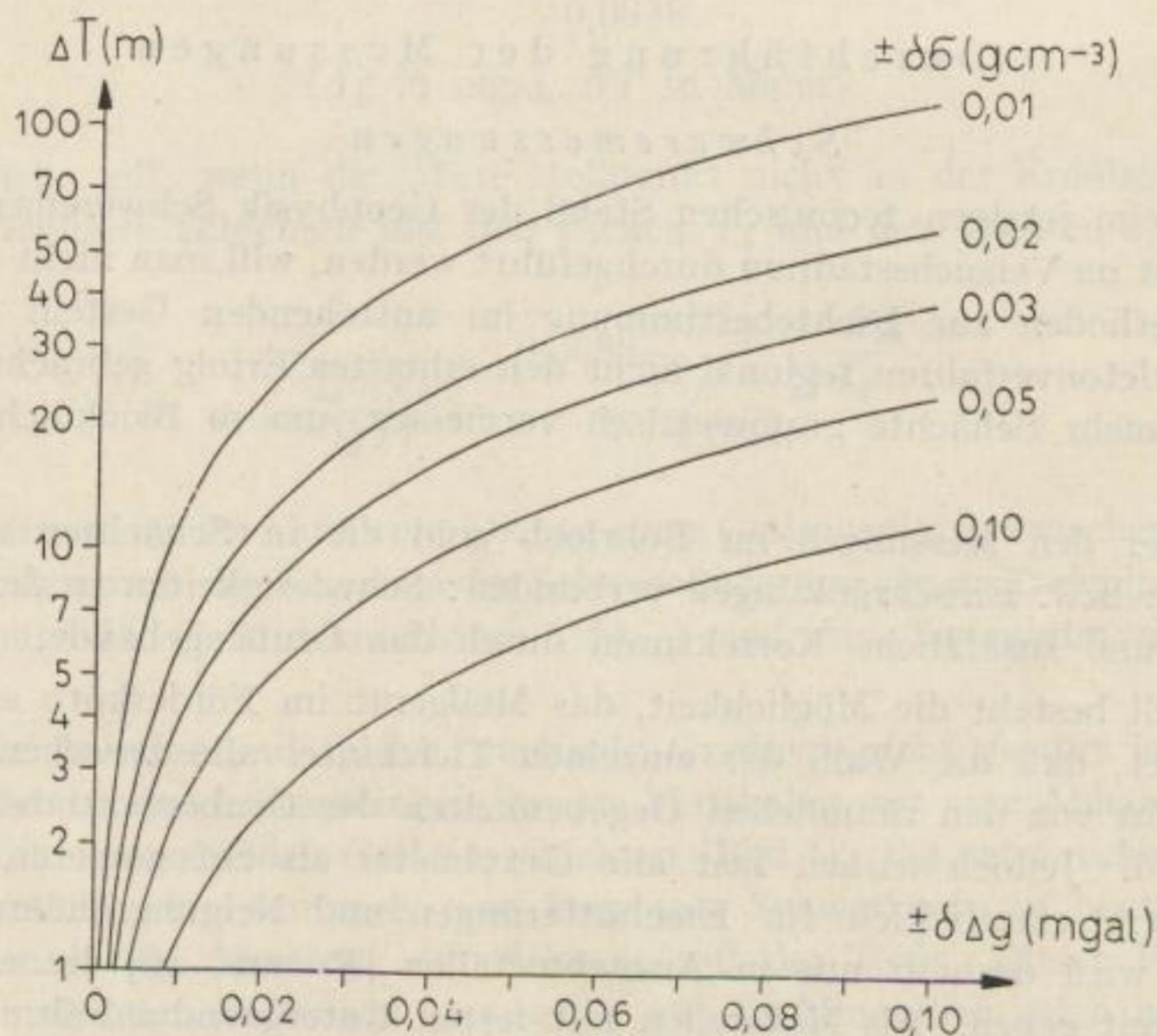


Bild 2. Tiefenintervall  $\Delta T$  in Abhängigkeit von den Genauigkeiten in  $\Delta g$  und  $\sigma$

Die erforderliche Genauigkeit in  $\Delta T$  ist nach Gl. (8) eine Funktion von  $\sigma$  und  $\delta \Delta g$ :

$$\delta \Delta T = \frac{\delta \Delta g}{0,3086 - 0,0838 \sigma} \quad (10)$$

Unter Verwendung von Gl. (9) ergibt sich

$$\frac{\delta \Delta T}{\Delta T} = \frac{\delta \sigma}{3,68 - \sigma} \quad (11)$$

Dieser Zusammenhang ist in Bild 3 wiedergegeben. Interessant ist der Pol der Kurvenschar für  $3,68 \text{ g cm}^{-3}$ . Seine Bedeutung ist anschaulich, da hier die Freiluftwirkung gleich der Gesteinsplattenwirkung ist. Die Schwere ist für diesen speziellen Dichtewert konstant, solange man einen konstanten Freiluftgradienten annehmen darf.  $\Delta g$  ist also Null. Ein beliebig hoher Fehler in  $\Delta T$  würde sich nicht auf die errechnete Dichte auswirken. In der Nähe des Poles sind die auftretenden Schweredifferenzen so klein, daß ein Fehler in der Tiefenbestimmung von etwa 10% in der Dichteberechnung die gleiche Auswirkung zeigen würde wie die Meßgenauigkeit des Gravimeters. Das sind jedoch kaum auftretende Extremfälle. Für ein gebräuchliches Beispiel mit  $\sigma = 2,5 \text{ g cm}^{-3}$ ,  $\delta \sigma = \pm 0,01 \text{ g cm}^{-3}$

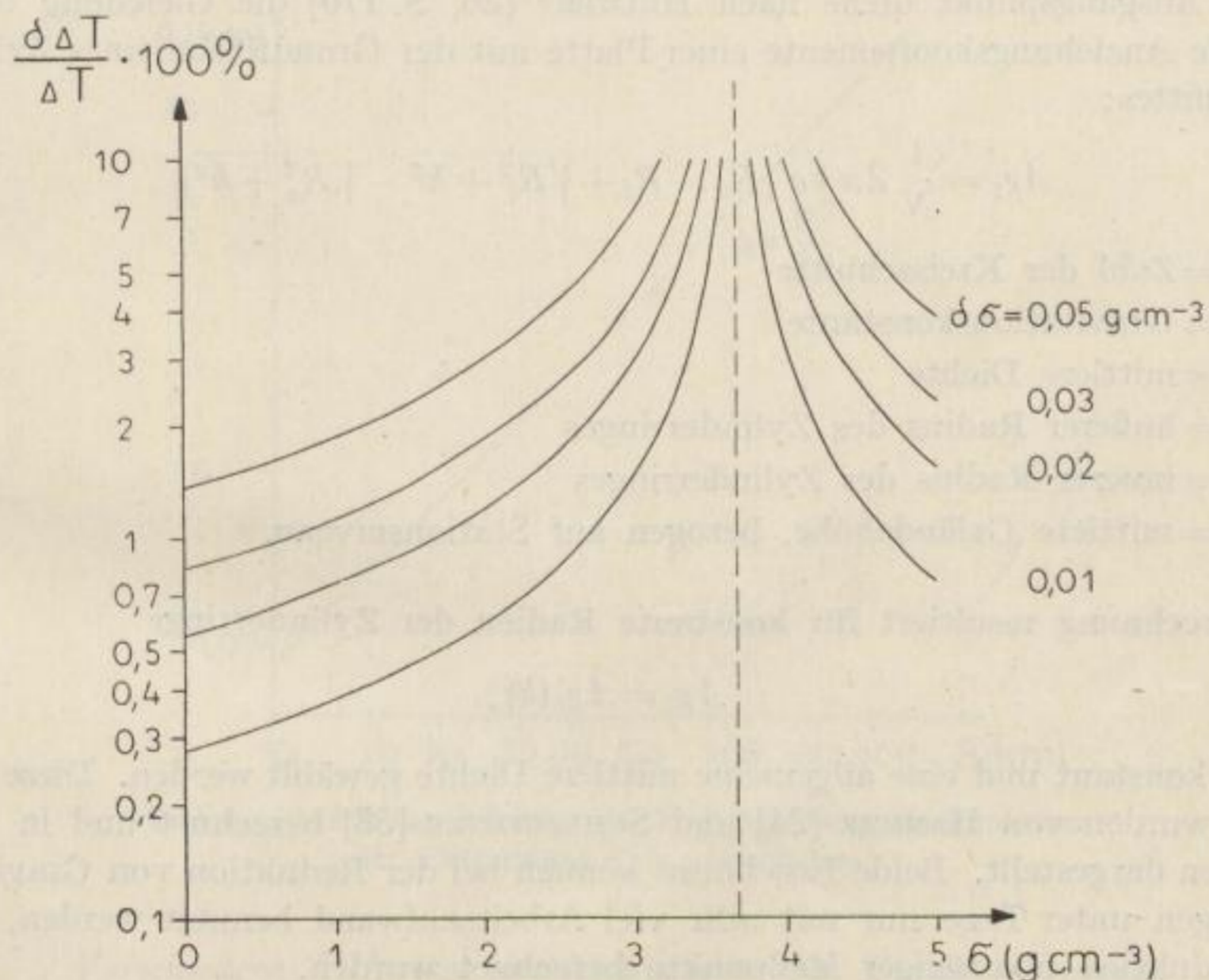


Bild 3. Relativer Fehler in  $\Delta T$  in Abhängigkeit von der Dichte und ihrer Genauigkeit

und  $\delta \Delta g = \pm 0,02$  mgal ergibt sich  $\delta \Delta T / \Delta T = 0,84\%$ . Aus Bild 2 folgt  $\Delta T = 24$  m und demnach  $\delta \Delta T = \pm 0,2$  m.

Die Tiefenbestimmung selbst wird kaum auf Schwierigkeiten stoßen, da in Grubenbetriebsanlagen meist gute markscheiderische Unterlagen vorhanden sind, die den Anforderungen in der Genauigkeit genügen.

#### 2.4 Auswertung der Meßergebnisse Geländekorrektur

Die auftretenden Abweichungen der Topographie von der idealisierten sphärischen Bouguerplatte bedingen bei vertikalen Schwereprofilen eine Korrektur, die die an Oberflächenmessungen anzubringende wesentlich übersteigen kann. Aus der Anschauung heraus lassen sich die rechnerisch zu beseitigenden Unebenheiten in zwei Gruppen teilen:

Topographie der Erdoberfläche  
Schachtröhre und Grubenbaue.

Ihre unterschiedliche geometrische Beschaffenheit macht eine getrennte Behandlung erforderlich.

##### 2.41 *Topographische Korrektur*

Als Ausgangspunkt diene nach HELMERT [26, S. 170] die Gleichung für die vertikale Anziehungskomponente einer Platte mit der Grundfläche eines Zylinderschnittes:

$$\Delta g_t = \frac{1}{N} 2\pi k \sigma (R_a - R_i + \sqrt{R_i^2 + h^2} - \sqrt{R_a^2 + h^2}) \quad (12)$$

$N$  = Zahl der Kreisschnitte

$k$  = Gravitationskonstante

$\sigma$  = mittlere Dichte

$R_a$  = äußerer Radius des Zylinderringes

$R_i$  = innerer Radius des Zylinderringes

$h$  = mittlere Geländehöhe, bezogen auf Stationsniveau.

Bei Berechnung resultiert für konstante Radien der Zylinderringe

$$\Delta g_t = \Delta g_t(h),$$

falls  $N$  konstant und eine allgemeine mittlere Dichte gewählt werden. Diese Funktionen wurden von HAMMER [24] und SCHLEUSENER [38] berechnet und in Nomoogrammen dargestellt. Beide Ergebnisse können bei der Reduktion von Gravimetermessungen unter Tage nur mit sehr viel Arbeitsaufwand benutzt werden, da sie zur Reduktion übertägiger Meßpunkte berechnet wurden.

Die bei vertikaler Anordnung der Meßpunkte auftretenden neuen Gesichtspunkte sollen im folgenden dargestellt werden.

2.411

*Berücksichtigung der Erdkrümmung*

SCHLEUSENER [38] weist bereits darauf hin, daß bei großen Entfernungen durch die Absenkung der Niveaulfläche unter die Tangentialebene durch den Meßpunkt an der Erdoberfläche die Geländekorrektur wesentlich beeinflußt werden kann. Bei einer ungefähr horizontalen Anordnung der Meßpunkte bei Erkundungsarbeiten werden jedoch diese Entfernungen selten von Bedeutung sein, da die Schwere-wirkung von sehr weit entfernten Massen auf jeden Punkt praktisch die gleiche ist. Bei vertikalen Schwereprofilen ändert sich jedoch die relative Höhenlage der wirkenden Masse zum Meßpunkt und damit die Wirkung selbst in zum Teil erheblichem Maße.

Zur Vereinfachung werden die Wurzeln der Gl. (12) in Reihen entwickelt, es folgt

$$\Delta g_t = \frac{1}{N} k \pi \sigma h^2 \left( \frac{1}{R_i} - \frac{1}{R_a} \right) \quad \text{für } h \ll R \quad (13)$$

Dann gilt für konstante Zylinderringe:

$$\Delta g_t \text{ (Absenkung nicht berücksichtigt)} \sim \text{konst.} \cdot h^2$$

$$\Delta g_t \text{ (Absenkung berücksichtigt)} \sim \text{konst.} \cdot (2Ah - h^2)$$

Bild 4 zeigt die Absenkung infolge der Erdkrümmung in Abhängigkeit von der Entfernung.

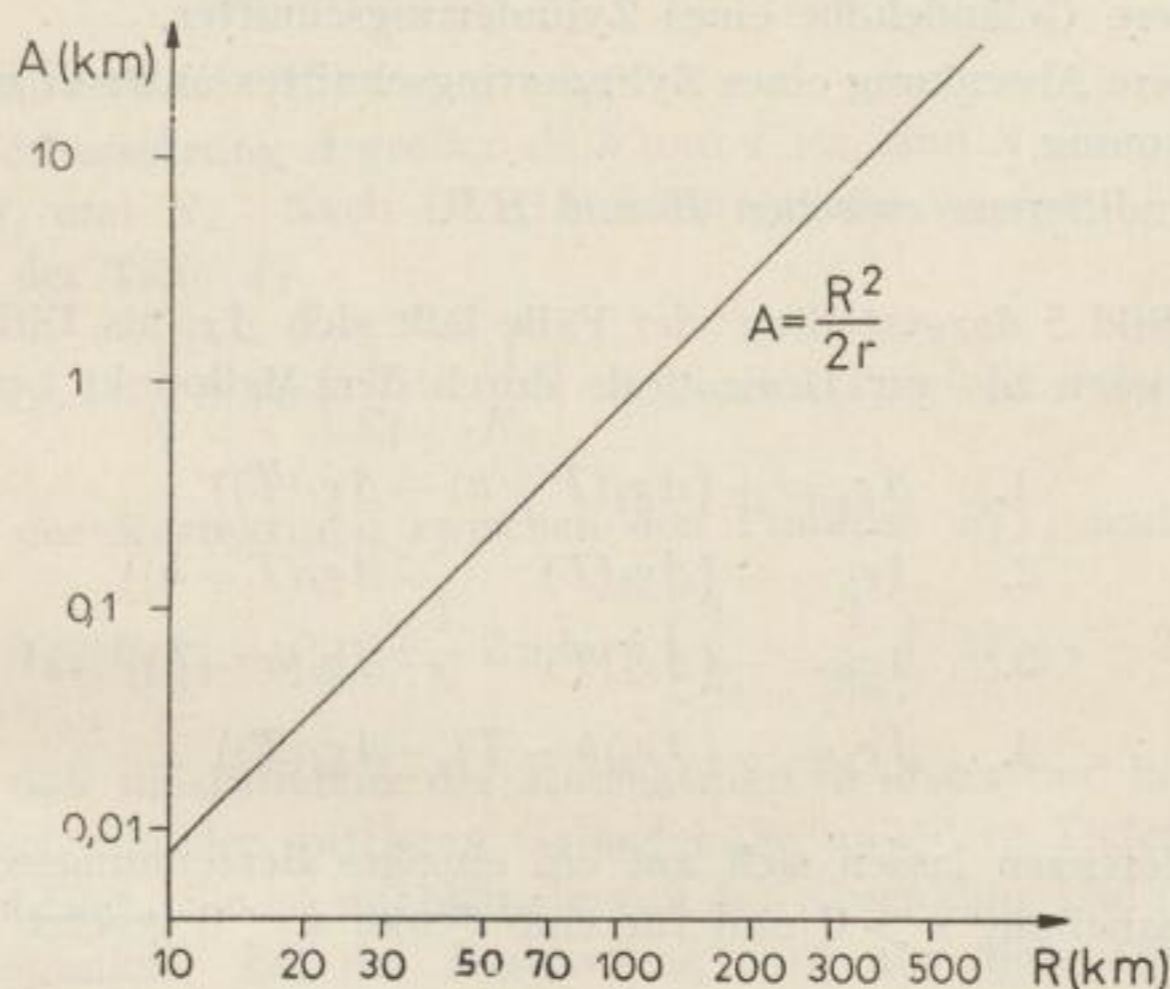


Bild 4. Absenkung  $A$  infolge der Erdkrümmung als Funktion der Entfernung  $R$  ( $r = \text{Erdradius}$ )

2.412 *Verschiedene Tiefenlage der Meßpunkte zum Einebnungsniveau*

Der Einfluß eines Massenelementes auf die Schwere im Punkte  $P$  hängt von der horizontalen und vertikalen Entfernung ab. Bei vertikaler Anordnung der

2\*

Meßpunkte können zwei Grundtypen von Massenarrangements unterschieden werden:

Erhebungen und Senken für  $A \ll h, T$ .

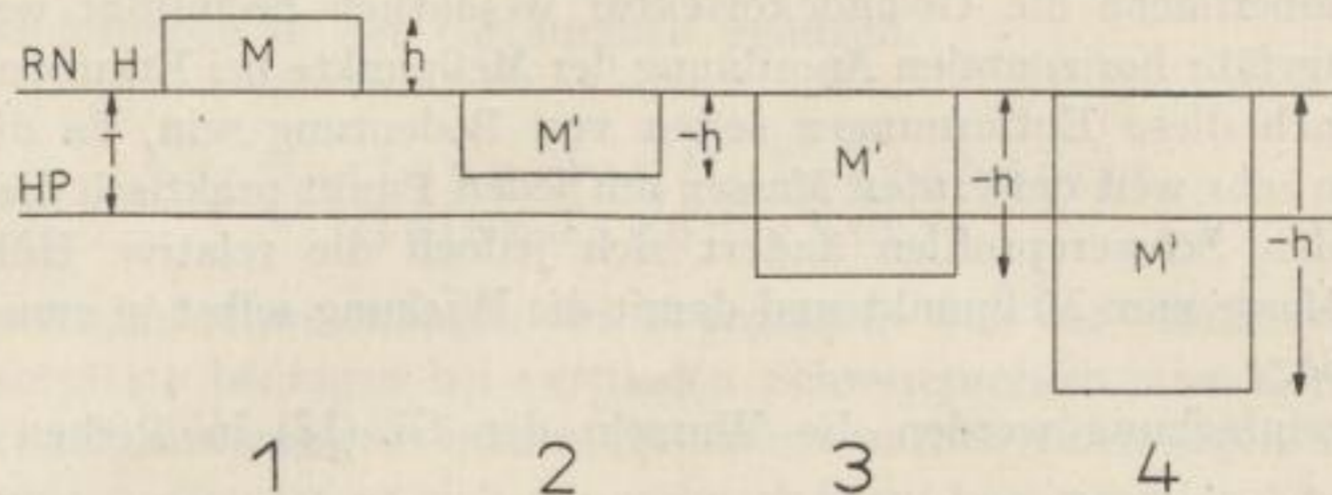


Bild 5. Massenarrangements für  $A \ll h, T$ .  $M$  = Massenüberschuß,  $M'$  = Massendefizit

Bezeichnungen:

$RN$  = Reduktionsniveau = Niveauläche durch den Punkt des Vertikalprofils, der an der Erdoberfläche liegt,

$H$  = Horizontale durch diesen Punkt,

$HP$  = Horizontale durch den Meßpunkt,

$h$  = mittlere Geländehöhe eines Zylinderringeschnittes,

$A$  = mittlere Absenkung eines Zylinderringeschnittes unter  $H$  infolge der Erdkrümmung,

$T$  = Tiefendifferenz zwischen  $H$  und  $HP$ .

Für die in Bild 5 dargestellten vier Fälle läßt sich  $\Delta g_t$  als Differenz der Wirkung zweier Massen bis zur Horizontale durch den Meßpunkt berechnen:

$$1. \quad \Delta g_t = + (\Delta g_t(T+h) - \Delta g_t(T)) \quad (14a)$$

$$2. \quad \Delta g_t = - (\Delta g_t(T) - \Delta g_t(T-h)) \quad (14b)$$

$$3. \quad \Delta g_t = - (\Delta g_t(T) - \Delta g_t(h-T)) \quad (14c)$$

$$4. \quad \Delta g_t = + (\Delta g_t(h-T) - \Delta g_t(T)) \quad (14d)$$

Diese vier Differenzen lassen sich auf ein einziges Berechnungsschema bringen, falls für eine Erhebung  $h > 0$  und für eine Senke  $h < 0$  gesetzt wird:

$$\Delta g_t = \Delta g_t(T+h) - \Delta g_t(T) \quad (15)$$

oder allgemein

$$\Delta g_t = \Delta g_t(T, h)$$

Dies ist möglich, da  $\Delta g_t(h) = \Delta g_t(-h)$ .

Erhebungen und Senken für  $A > T, h$ .



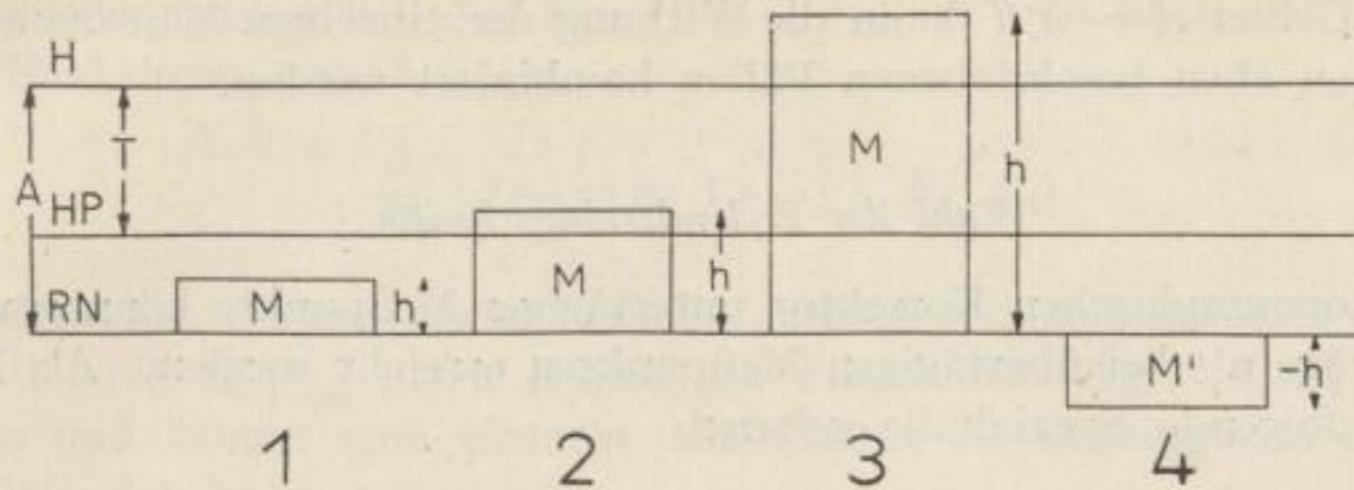


Bild 6. Massenarrangements für  $A > h, T$ .  $M$  = Massenüberschuß,  $M'$  = Massendefizit

Auch diese vier Möglichkeiten lassen sich als Differenzen berechnen:

$$1. \quad \Delta g_t = -(\Delta g_t(A - T) - \Delta g_t(A - T - h)) \quad (16a)$$

$$2. \quad \Delta g_t = -(\Delta g_t(A - T) - \Delta g_t(T + h - A)) \quad (16b)$$

$$3. \quad \Delta g_t = +(\Delta g_t(h - A + T) - \Delta g_t(A - T)) \quad (16c)$$

$$4. \quad \Delta g_t = +(\Delta g_t(A - T + h) - \Delta g_t(A - T)) \quad (16d)$$

Als Berechnungsschema ergibt sich

$$\Delta g_t = \Delta g_t(A - h - T) - \Delta g_t(A - T) \quad (17)$$

Für  $A = 0$  resultiert Gl. (15).

Da nach Voraussetzung  $A$  größer als  $h$  und  $T$  ist, sind  $A$ ,  $T$  und  $h$  nach Bild 4 klein gegen  $R_i$  und  $R_a$ . Nach Gl. (13) kann gesetzt werden:

Für  $P_i$  in der Tiefe  $T_i$

$$\Delta g_t = \frac{1}{N} k \pi \sigma \left( \frac{1}{R_i} - \frac{1}{R_a} \right) \cdot ((A - h - T_i)^2 - (A - T_i)^2) \quad (18)$$

Die Differenz der Korrekturen zwischen den Punkten  $P_{i+1}$  und  $P_i$  ergibt

$$\delta \Delta g_t(P_{i+1} - P_i) = \frac{1}{N} 2\pi k \sigma h \left( \frac{1}{R_i} - \frac{1}{R_a} \right) \cdot (T_{i+1} - T_i) \quad (19)$$

Das bedeutet, daß die Differenz der Korrekturen in erster und hier ausreichender Näherung linear von der mittleren Geländehöhe und dem Tiefenunterschied der Meßpunkte abhängt. Sie ist unabhängig von der Absenkung und der tatsächlichen Tiefe der Meßpunkte. Bei der Auswertung wird nur diese Differenz benötigt. In der Berechnung der Funktionen für die topographische Korrektur und in der Auswertung ist so eine wesentliche Vereinfachung erzielt worden. Sämtliche Kurven entarten zu Geraden. Durch die Differenzbildung ist ein anschauliches Kriterium dafür gegeben, bis zu welcher Entfernung die Topographie berücksichtigt werden muß. Gleichzeitig entfällt die Beachtung der Erdkrümmung, da durch die Differenzbildung die Absenkung der Niveaulfläche unter die Tangentialebene  $A$  aufgehoben wird.

Für das Gebiet  $A \sim h, T$  kann die Wirkung der einzelnen Massenordnungen leicht aus den eben beschriebenen Fällen kombiniert werden.

2.413

*Wahl der Zylinderringsschnitte*

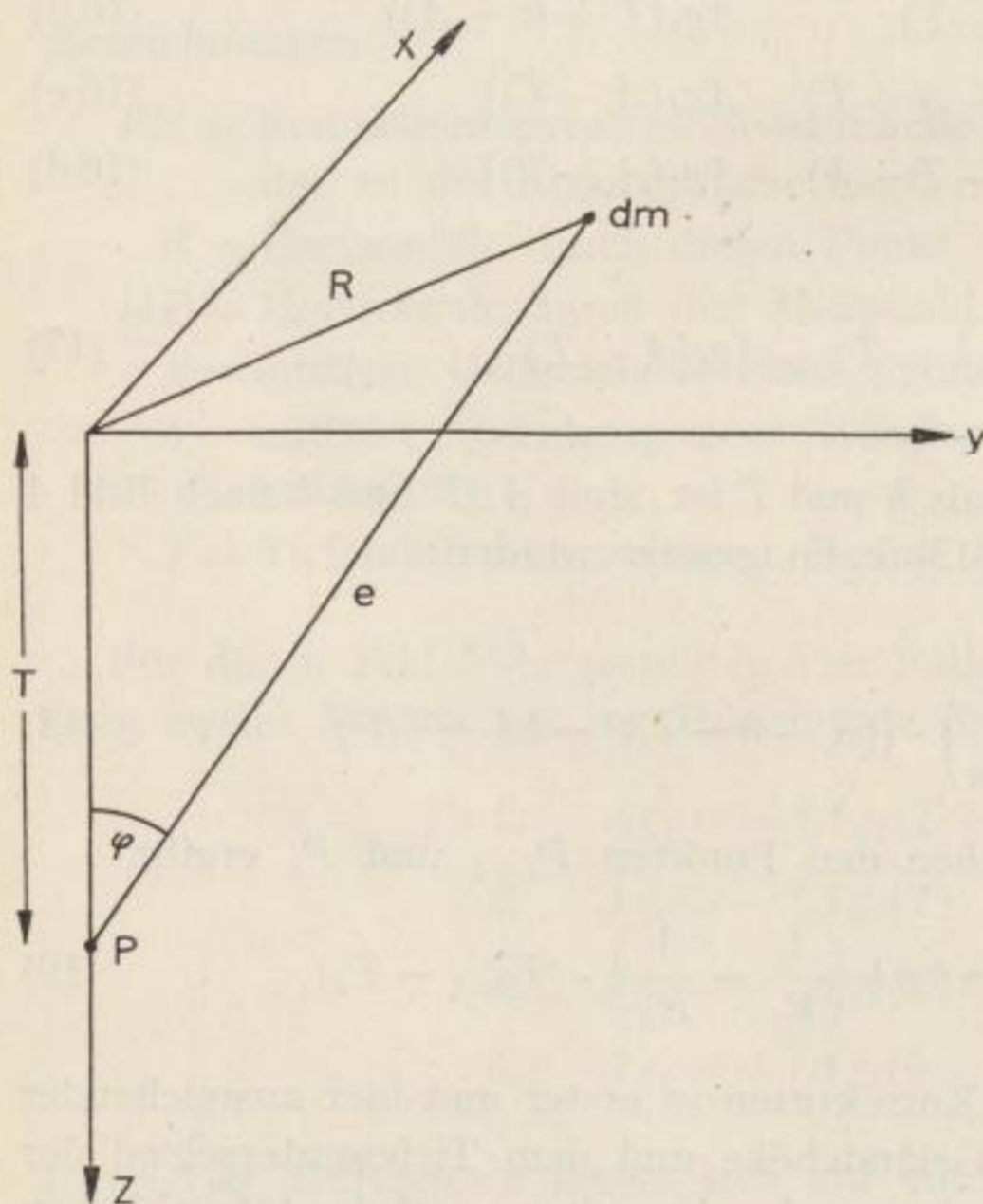
Bei der topographischen Korrektur untertägiger Meßpunkte können wesentlich größere Beträge als bei übertägigen Meßpunkten erreicht werden. Als Kriterium dafür sollen folgende Spezialfälle gelten:

$$\Delta g_t \text{ für } P \text{ in } T = 0 \text{ m}$$

$$\Delta g_t \text{ für } P \text{ in } T = R \cdot \operatorname{tg} \varphi_{\max} \text{ (nach Bild 7)}$$

$$\delta \Delta g_t \text{ für } \Delta T = 1000 \text{ m}$$

d. h.  $\Delta g_t(P_2) - \Delta g_t(P_1)$  für  $P_1$  in  $T_1 = 0 \text{ m}$  und  $P_2$  in  $T_2 = 1000 \text{ m}$ .



$\varphi_{\max}$ , der Winkel maximaler Wirkung einer Masse  $dm$  im Abstände  $e = \sqrt{T^2 + R^2}$  auf  $P$ , kann berechnet werden aus

$$\begin{aligned} \Delta g_t &= k \frac{dm}{e^2} \cdot \cos \varphi \\ &= k \frac{dm}{R^2} \cdot \sin^2 \varphi \cos \varphi \end{aligned} \quad (20)$$

Bild 7. Definition des Winkels  $\varphi$

$$\frac{\partial \Delta g_t}{\partial \varphi} = k \frac{dm}{R^2} (2 \sin \varphi \cos^2 \varphi - \sin^3 \varphi) = 0!$$

$$\operatorname{tg} \varphi_{\max} = \sqrt{2} \quad (21)$$

$$\varphi_{\max} = 54^\circ 44' = 60^g 82^c = 0,9553$$

Genauigkeitsangaben bei  $\Delta g_t$  für  $P$  in  $T=0$  m sind nach den Bildern 10 a bis 10 n Funktionen von  $h$ :

$$\frac{\partial}{\partial h} (\Delta g_t) = \text{tg } \Delta g_t(h, T, R_i, R_a)$$

Die erforderlichen Genauigkeiten nehmen anfangs mit steigendem  $h$  zu. Bei  $\Delta g_t$  für  $P$  in  $T = R \cdot \text{tg } \varphi_{\max}$  arten jedoch die Funktionen  $\Delta g_t(h, T, R_i, R_a)$  zu Geraden aus und bieten eine einfache Möglichkeit zu Genauigkeitsbetrachtungen für die Geländehöhe  $h$ :

$$\frac{\partial}{\partial h} (\Delta g_t) = \text{konstant}$$

Der Betrag von  $\delta \Delta g_t$  für  $\Delta T = 1000$  m in Abhängigkeit von  $h$  ist ein Genauigkeitskriterium für  $h$  in den Fällen, wo auf Grund der begrenzten Tiefe eines Schachtes bei größeren Entfernungen ( $R_i > 2$  km) der Winkel  $\varphi_{\max}$  (nach Bild 7) nicht erreicht wird.

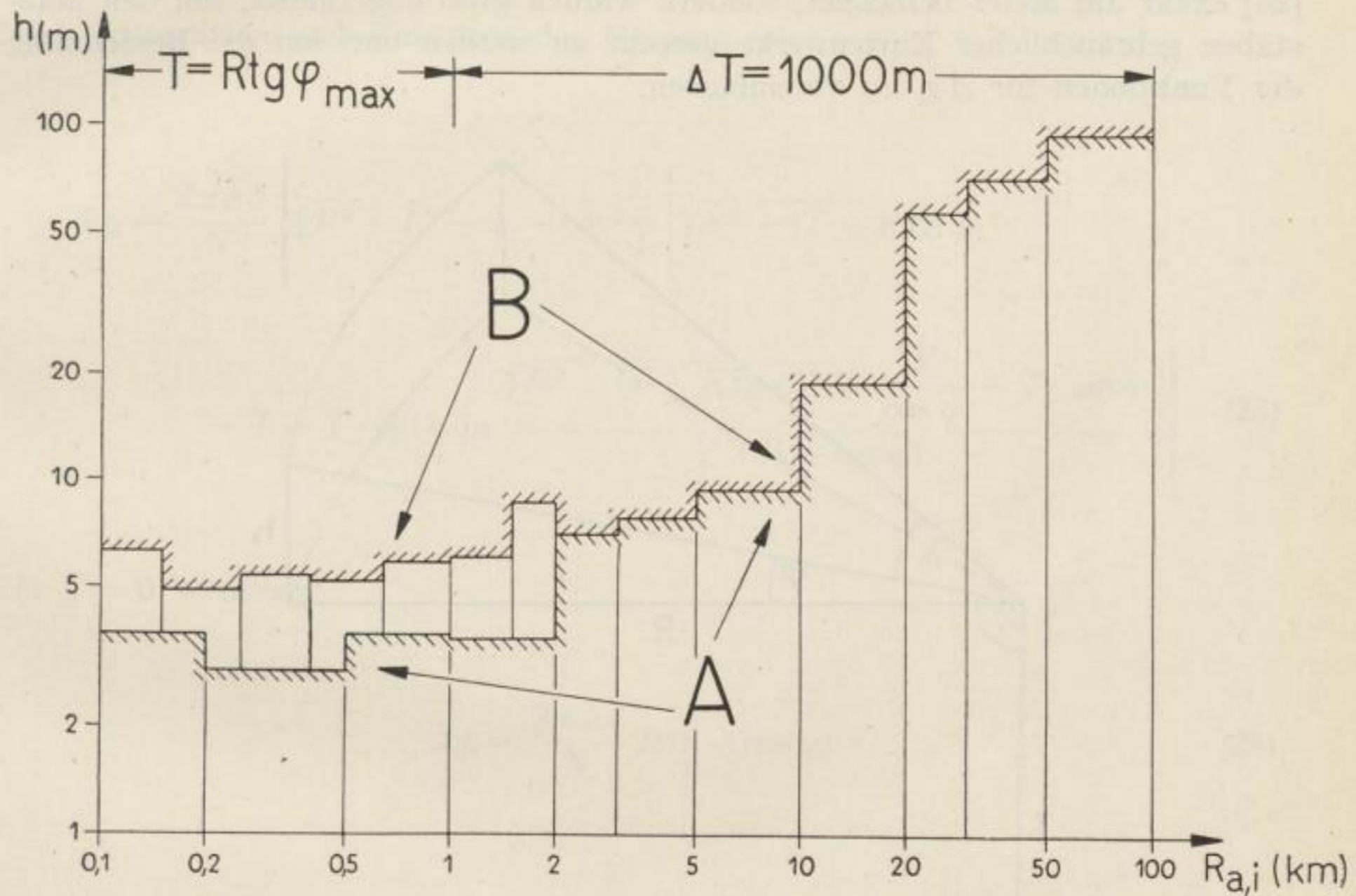


Bild 8. Mittlere Geländehöhe  $h$  für  $\Delta g_t = 0,01$  mgal

Bild 8 zeigt die mittlere Geländehöhe  $h$  eines Zylinderringschnittes ( $n = 8$ ) mit einer topographischen Wirkung  $\Delta g_t$  bzw.  $\delta \Delta g_t = 0,01$  mgal für

$$P \text{ in } T = R \text{tg } \varphi_{\max}$$

$$\Delta T = 1000 \text{ m}$$

In Teil A wurden die von SCHLEUSENER [38] angegebenen Ringe verwendet, in Teil B die auf Grund der erhöhten Genauigkeitsansprüche neu festgelegten und in Tabelle 3 aufgeführten Werte. Sie lehnen sich der Ringteilung von Schleusener

Tabelle 3

Neu festgelegte Ringteilung für die Geländekorrektur

$R_{i,a} = 0,$	100,	150,	250,	400,	650,	1000 m				
	1,	1,5,	2,	3,	5,	10,	20,	30,	50,	100 km

an und wurden so verändert, daß die Genauigkeit in der Bestimmung der mittleren Geländehöhe bis 1000 m Entfernung nicht kleiner als  $\pm 5$  m wird, wenn eine Korrektionsgenauigkeit von 0,01 mgal gefordert wird. Die Verdichtung, die dabei auftritt, macht sich notwendig, um die Korrektionsgenauigkeit in jedem Falle zu gewährleisten. Die neu festgelegten Ringe wurden nicht wie bei HAMMER [24] exakt auf Meter berechnet, sondern wurden grob abgerundet, um den Maßstäben gebräuchlicher Kartenwerke gerecht zu werden und um die Berechnung der Funktionen für  $\Delta g_t$  zu vereinfachen.

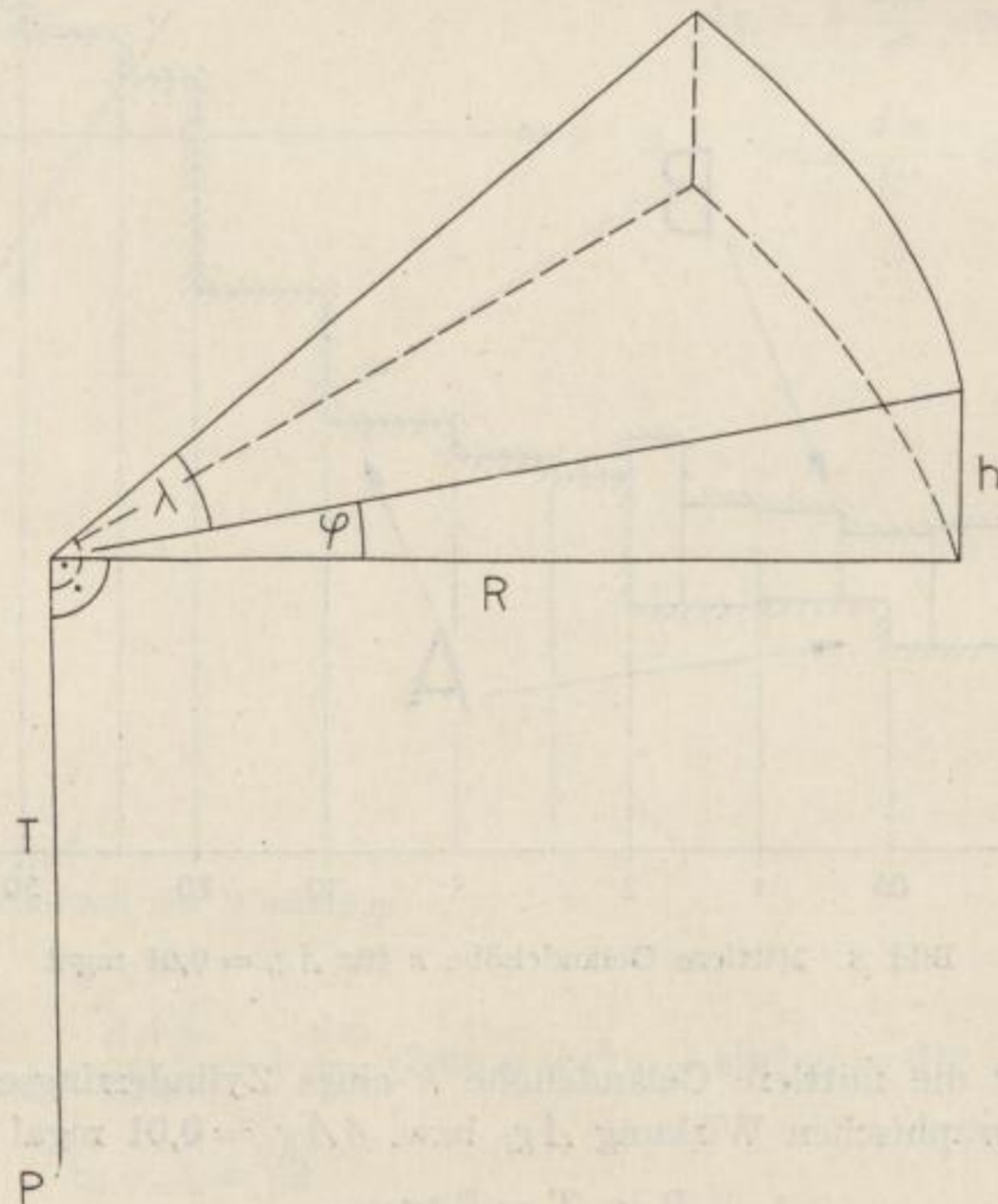


Bild 9. Massenordnung für den inneren Ring:  $R_i = 0$

Für das Gebiet 0 bis 100 m wurde wie schon bei GRETENER [19] und YARAMANCI [50] von der bisher gebräuchlichen Form der Feinteilung abgegangen und die Wirkung eines Kreissektors mit gleichmäßigem Anstieg berechnet. Das Prinzip der schiefen Ebene wurde nicht angewendet, da es sich bei Grubenbetriebsanlagen nie um eine gleichmäßige Neigung des Geländes in der unmittelbaren Nähe des Schachtes handelt.

Für die Massenanordnung nach Bild 9 ergibt sich als Geländewirkung

$$\Delta g_t = k\sigma \int_0^R r dr \int_T^{T+r \operatorname{tg} \varphi} z dz \int_0^{\frac{2\pi}{N}} d\lambda \frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}^3} \quad (22)$$

Nach Integration und Einsetzen der Grenzen folgt

$$\Delta g_t = \frac{2\pi k\sigma}{N} \left\{ \sqrt{R^2 + T^2} - T - \cos^2 \varphi \left[ \sqrt{R^2 + (T + R \operatorname{tg} \varphi)^2} \right. \right. \\ \left. \left. - T - T \cdot \sin \varphi \ln \frac{\sqrt{R^2 + (T + R \operatorname{tg} \varphi)^2} + \frac{R}{\cos \varphi} + T \cdot \sin \varphi}{T(1 - \sin \varphi)} \right] \right\} \quad (23)$$

Für  $T = 0$  resultiert

$$\Delta g_t = \frac{2\pi k\sigma}{N} R(1 - \cos \varphi) \quad (24)$$

In den Bildern 10 a bis 10 n ist die Schwerewirkung der durch die Zylinder-ringschnitte und die mittleren Geländehöhen schematisierten Topographie bis zu einer Entfernung von 5 km für verschiedene Tiefen  $T$  als Funktion von  $h$  dargestellt.  $T$  wurde bis zu 1000 m angenommen, die maximale Höhe  $h$  resultiert aus Erfahrungswerten mit einem Aufschlag von 50% für mögliche Extremverhältnisse. Die direkte Ablesegenauigkeit beträgt  $5 \mu\text{gal}$ ,  $1 \mu\text{gal}$  kann geschätzt werden.

In Tabelle 4 ist die Änderung der topographischen Korrektur  $\delta\Delta g_t$  in  $\mu\text{gal}$  für verschiedene Tiefenintervalle  $\Delta T$  für eine Geländehöhe  $h=100$  m im Entfernungsbereich 5–100 km wiedergegeben. Eine graphische Darstellung erübrigt sich, da hier die Anwendung des Rechenschiebers wegen der Linearität der Werte in  $h$  und  $\Delta T$  den besten Erfolg bringt.

Tabelle 4

Änderung der topographischen Korrektur  $\delta\Delta g_t$  in  $\mu\text{gal}$  für  $W_2$  für verschiedene Tiefenintervalle  $\Delta T$

$$n = 8, \quad \sigma = 2 \text{ gcm}^{-3}, \quad h = 100 \text{ m}$$

$$\delta\Delta g_t \geq 0 \text{ für } h \geq 0$$

$\Delta T$ (m)	$R_a$ (km): 10 $R_t$ (km): 5	20 10	30 20	50 30	100 50
50	5	3	1	1	1
100	10	5	2	1	1
150	16	8	3	2	2
200	21	10	3	3	2
250	26	13	4	3	3
300	31	16	5	4	3
350	37	18	6	5	4
400	42	21	7	6	4
450	47	24	8	6	5
500	52	26	9	7	5
550	58	29	10	8	6
600	63	31	10	8	6
650	68	34	11	9	7
700	73	37	12	10	7
750	79	39	13	10	8
800	84	42	14	11	8
850	89	44	15	12	9
900	94	47	16	13	9
950	99	50	17	13	10
1000	105	52	17	14	10

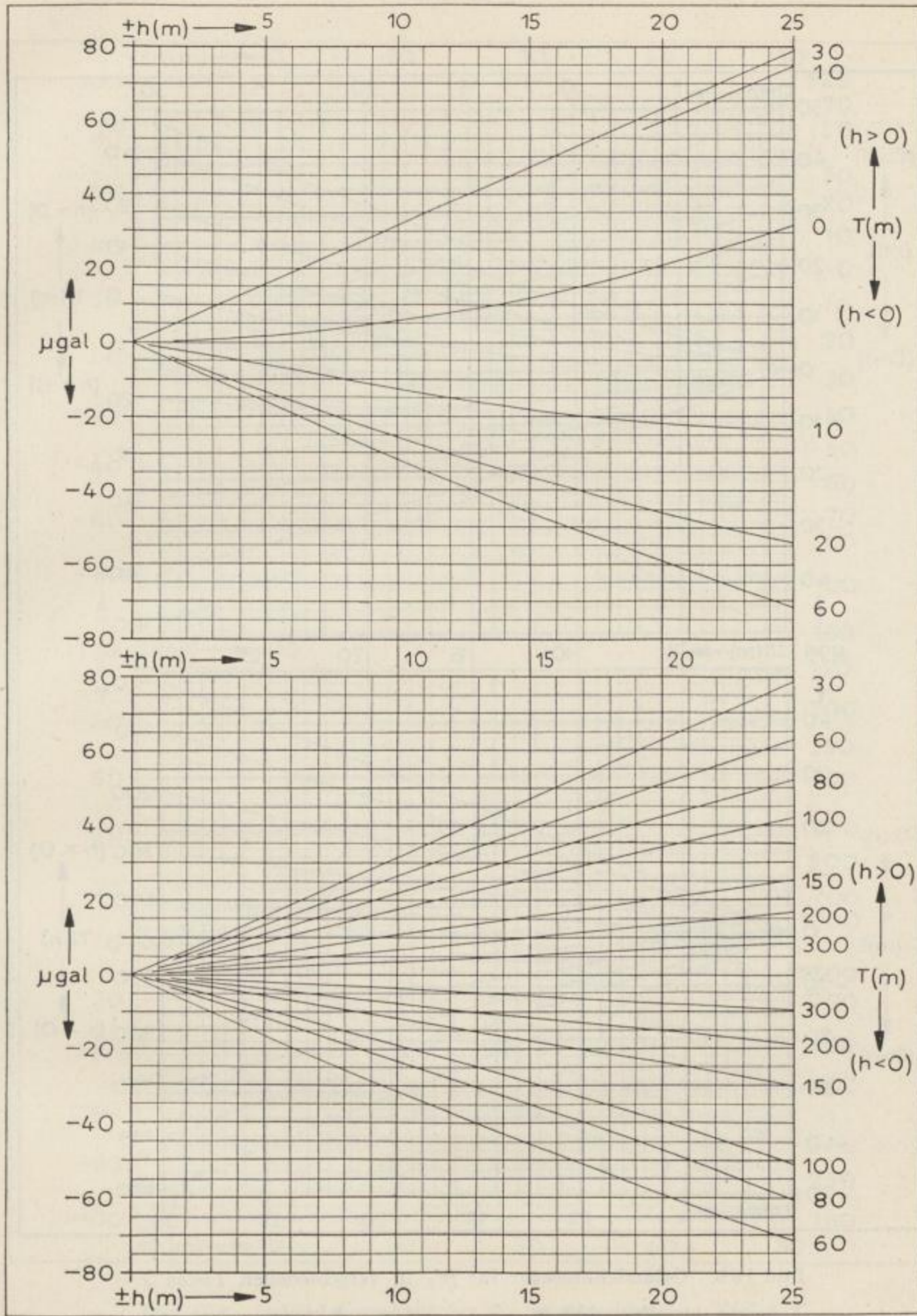
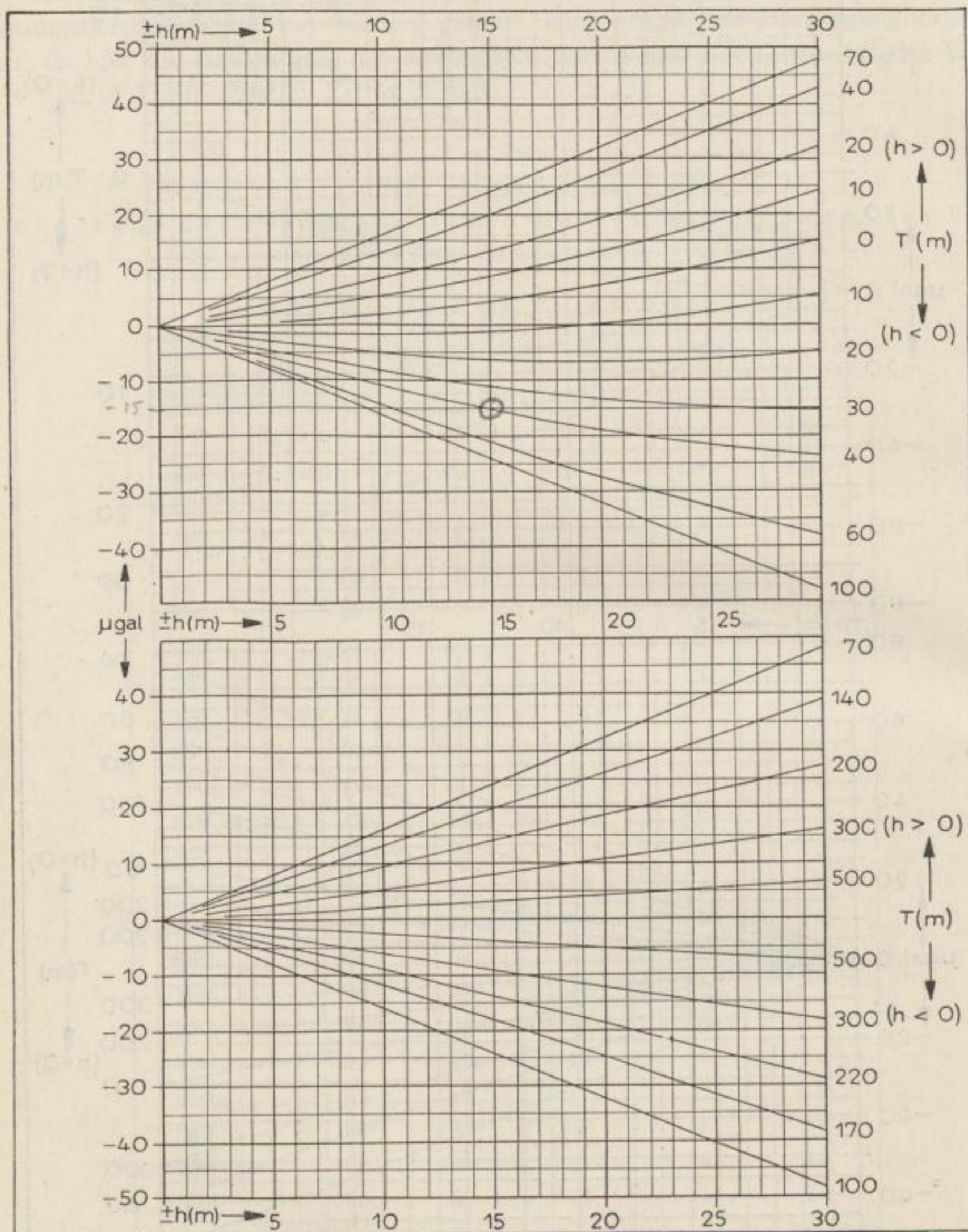


Bild 10 a. Geländekorrektur für  $W_z$  in verschiedenen Tiefen  $T$

$R_a = 100 \text{ m}$                        $n = 8$   
 $R_i = 0 \text{ m}$                                $\sigma = 2 \text{ gcm}^{-3}$

Bild 10b. Geländekorrektur für  $W_2$  in verschiedenen Tiefen  $T$ 

$$R_a = 150 \text{ m}$$

$$n = 8$$

$$R_i = 100 \text{ m}$$

$$\sigma = 2 \text{ gcm}^{-3}$$



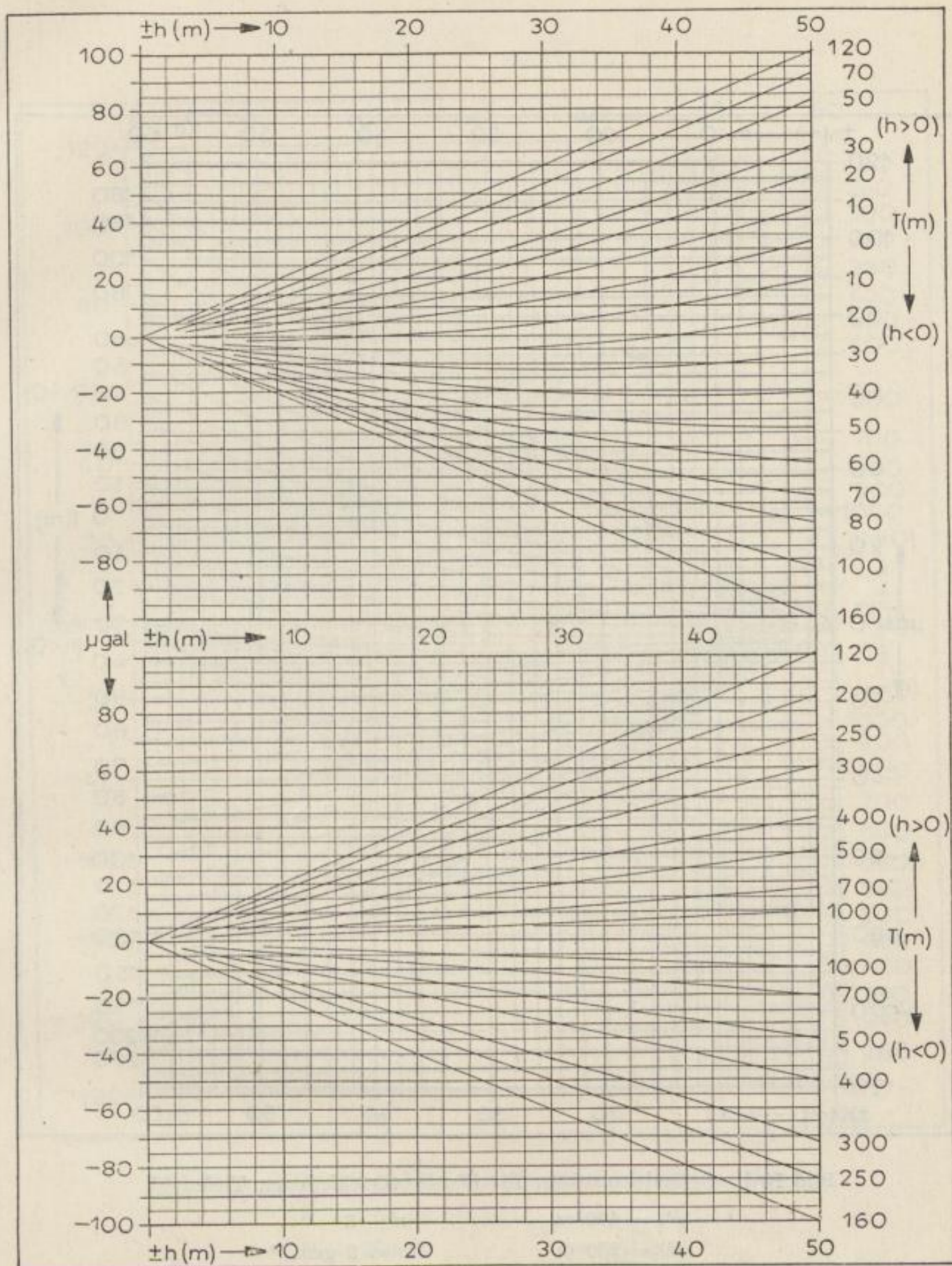
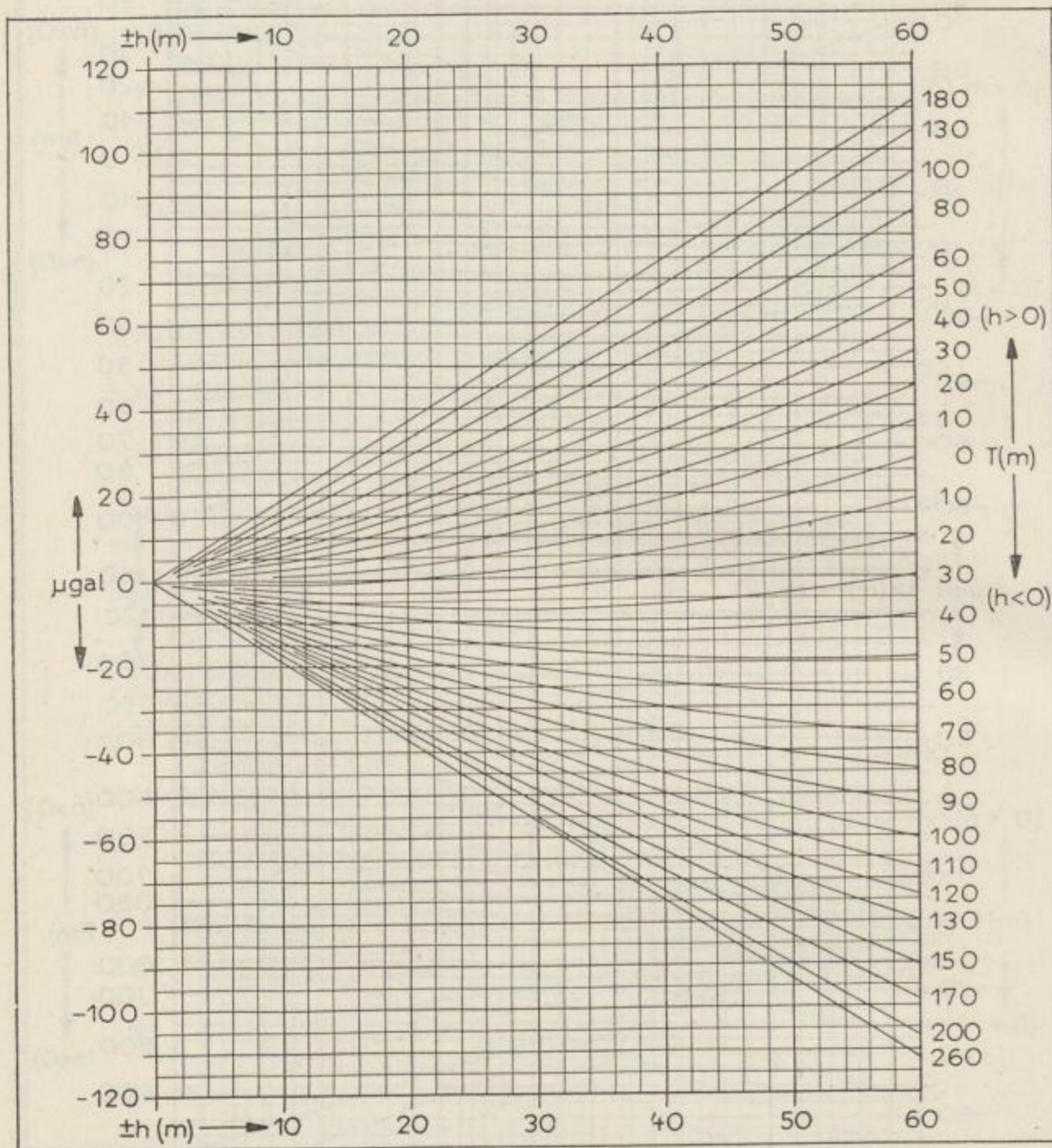


Bild 10 c. Geländekorrektur für  $W_2$  in verschiedenen Tiefen  $T$

$R_a = 250 \text{ m}$	$n = 8$
$R_i = 150 \text{ m}$	$\sigma = 2 \text{ gcm}^{-3}$

Bergakademie  
Freiberg i. Sa.

Bild 10d. Geländekorrektur für  $W_s$  in verschiedenen Tiefen  $T$ 

$$R_a = 400 \text{ m}$$

$$n = 8$$

$$R_i = 250 \text{ m}$$

$$\sigma = 2 \text{ gcm}^{-3}$$

Bergakademie  
- Bücherei -  
Freiberg i. Sa.

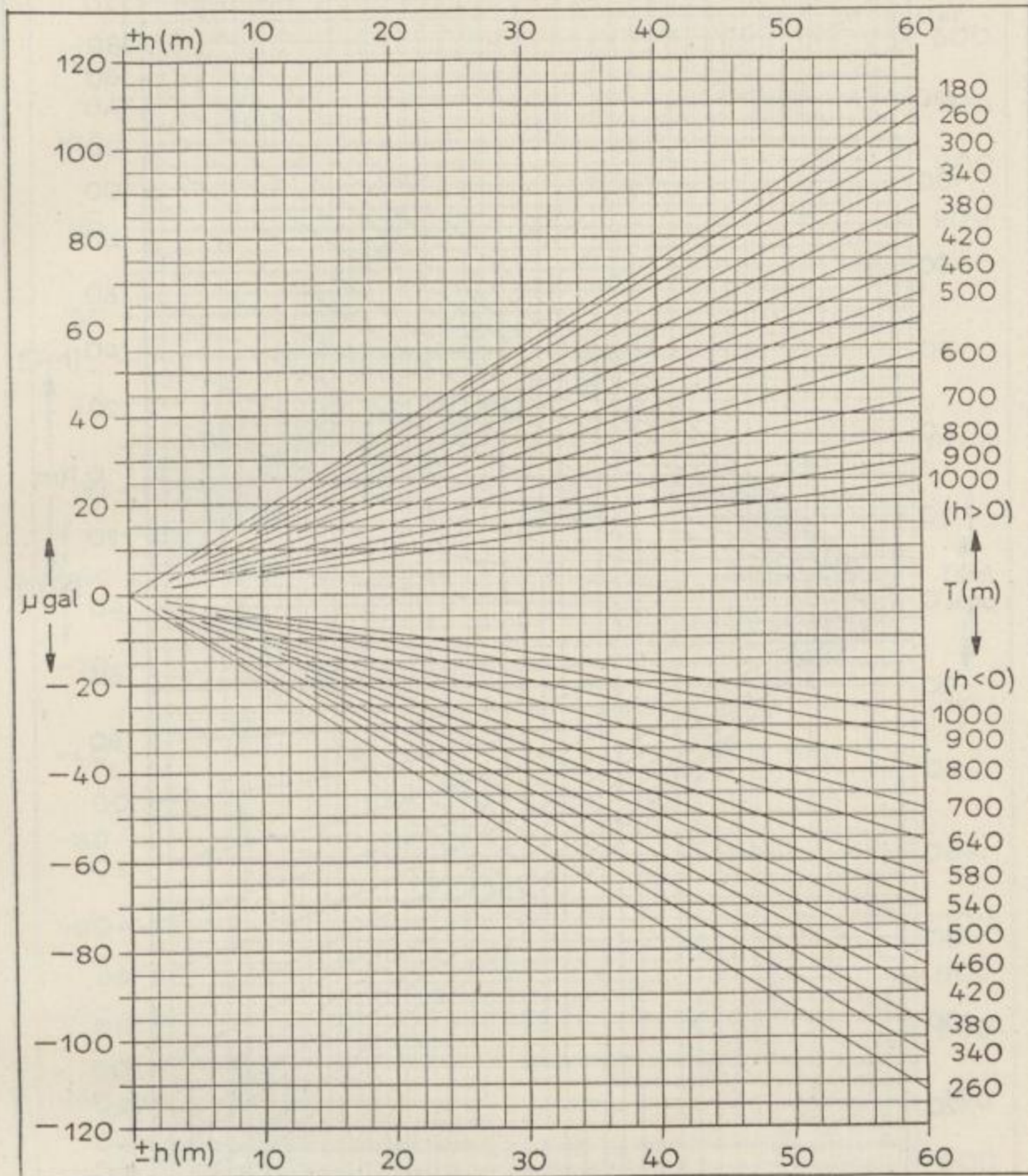


Bild 10e. Geländekorrektur für  $W_2$  in verschiedenen Tiefen  $T$

$R_a = 400 \text{ m}$

$n = 8$

$R_l = 250 \text{ m}$

$\sigma = 2 \text{ gcm}^{-3}$

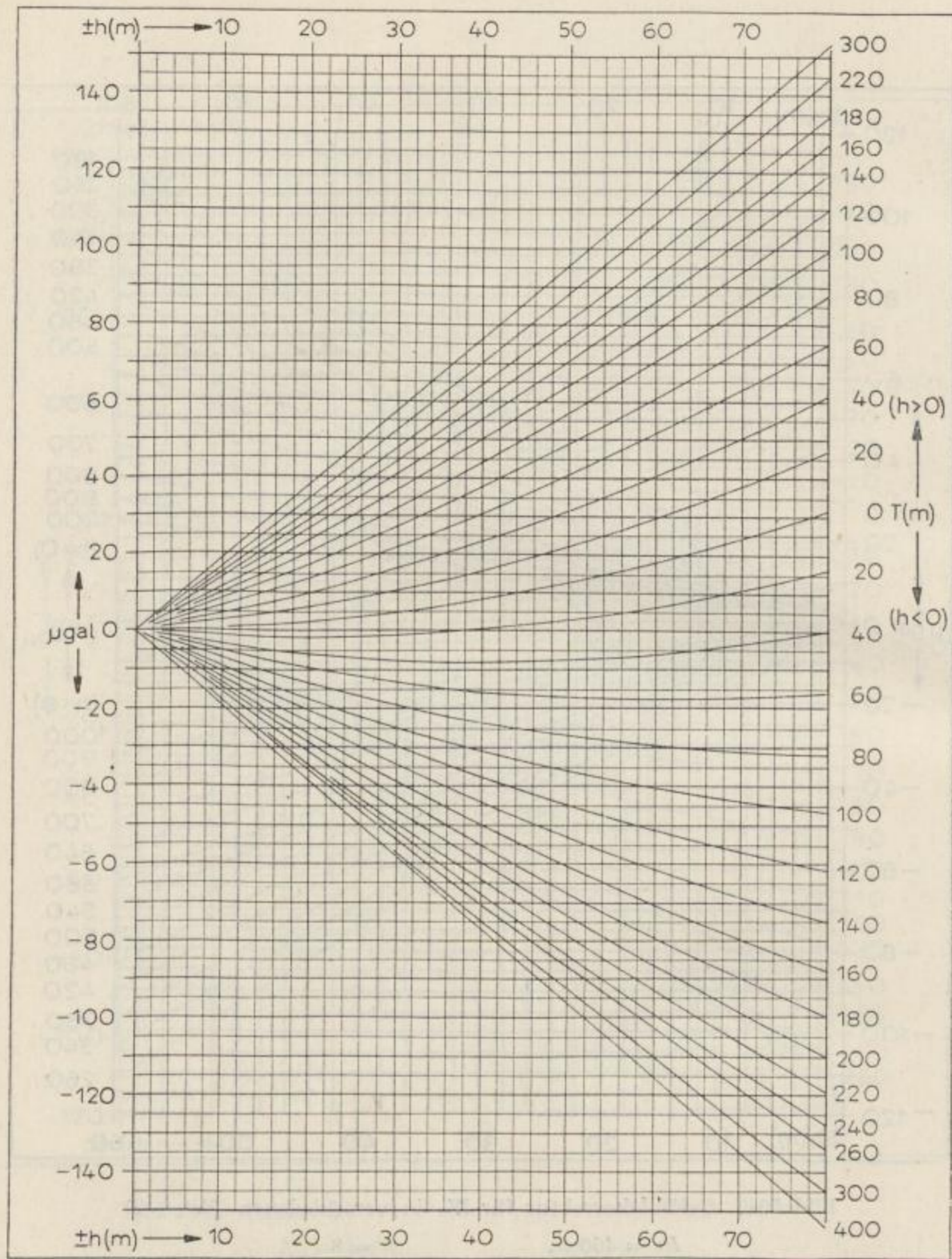


Bild 10f. Geländekorrektur für  $W_z$  in verschiedenen Tiefen  $T$

$$R_a = 650 \text{ m}$$

$$n = 8$$

$$R_i = 400 \text{ m}$$

$$\sigma = 2 \text{ gcm}^{-3}$$

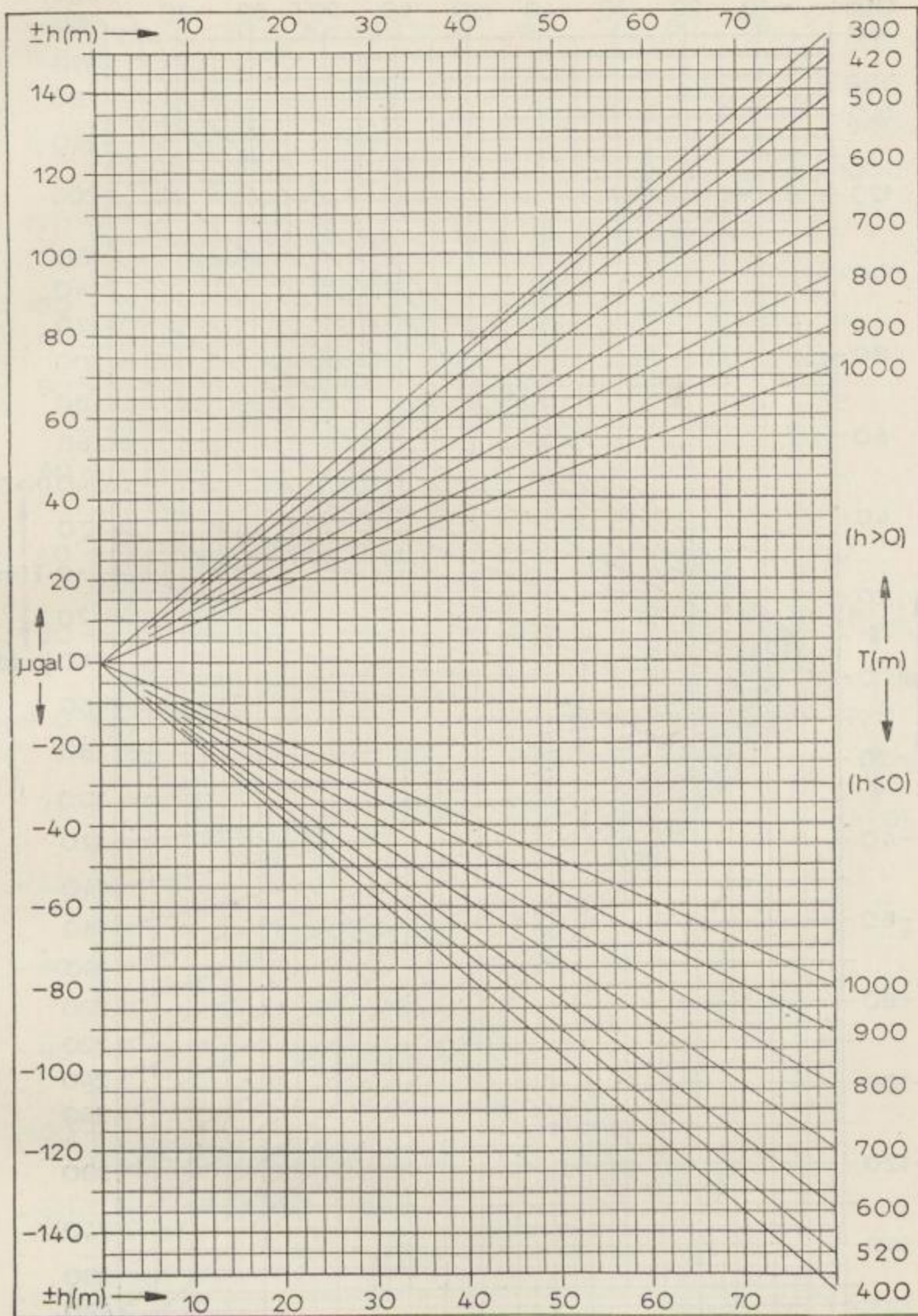


Bild 10g. Geländekorrektur für  $W_z$  in verschiedenen Tiefen  $T$

$R_a = 650 \text{ m}$

$n = 8$

$R_i = 400 \text{ m}$

$\sigma = 2 \text{ gcm}^{-3}$

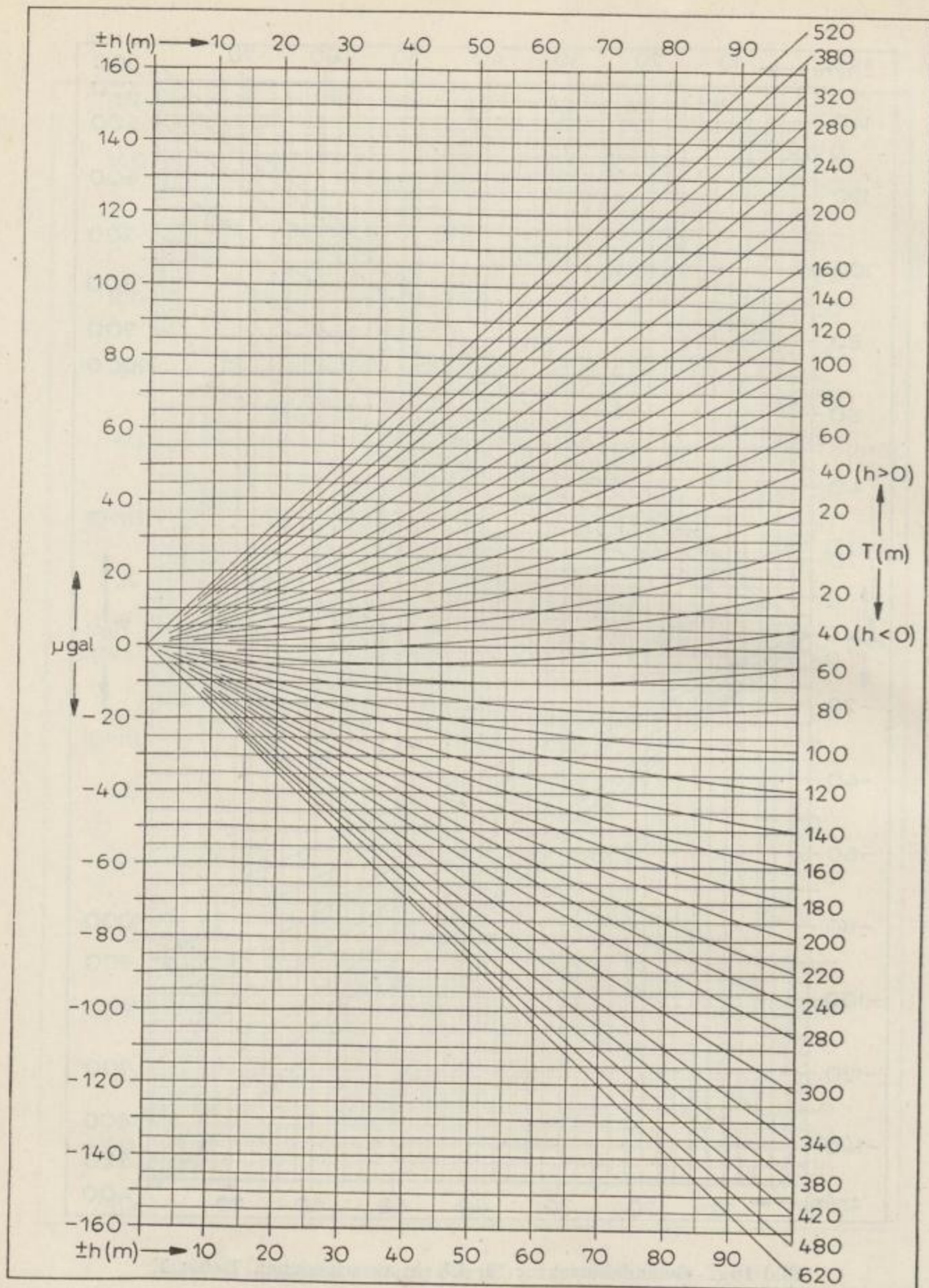


Bild 10h. Geländekorrektur für  $W_s$  in verschiedenen Tiefen  $T$

$$R_a = 1000 \text{ m}$$

$$n = 8$$

$$R_i = 650 \text{ m}$$

$$\sigma = 2 \text{ gcm}^{-3}$$

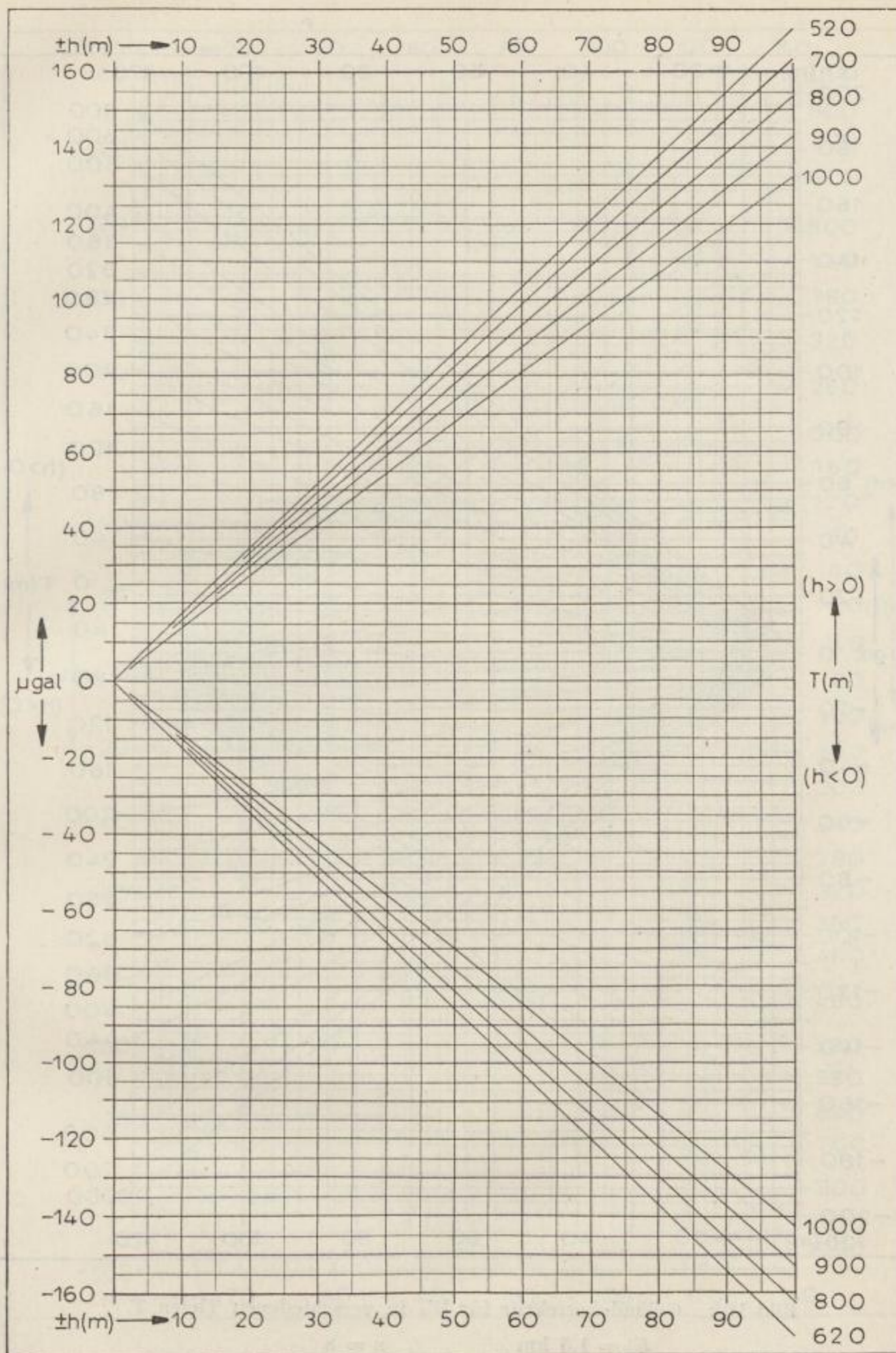
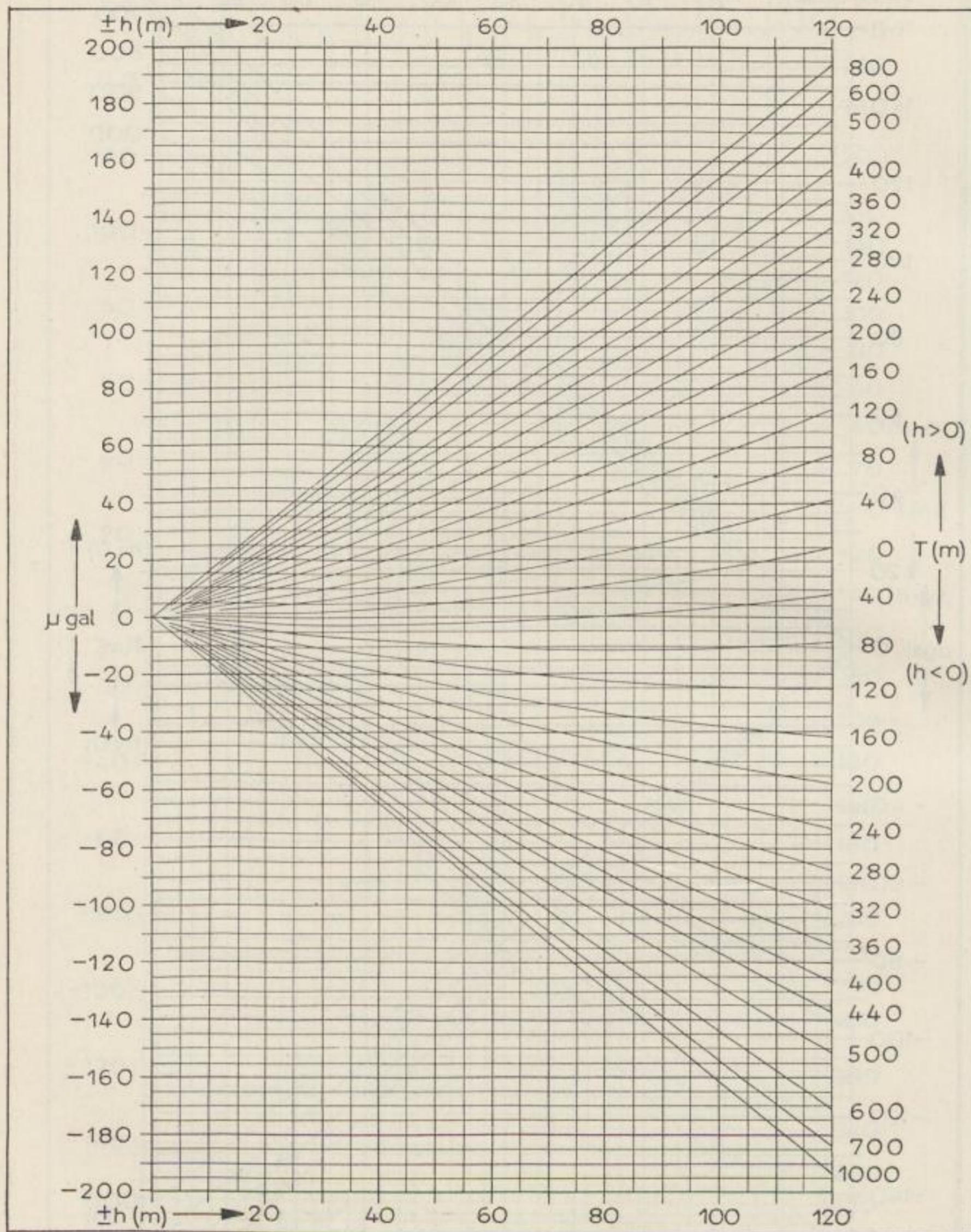


Bild 10i. Geländekorrektur für  $W_z$  in verschiedenen Tiefen  $T$

$R_a = 1000 \text{ m}$        $n = 8$   
 $R_i = 650 \text{ m}$        $\sigma = 2 \text{ gcm}^{-3}$

3\*

Bild 10k. Geländekorrektur für  $W_z$  in verschiedenen Tiefen  $T$ 

$$R_a = 1,5 \text{ km}$$

$$n = 8$$

$$R_i = 1,0 \text{ km}$$

$$\sigma = 2 \text{ gcm}^{-3}$$



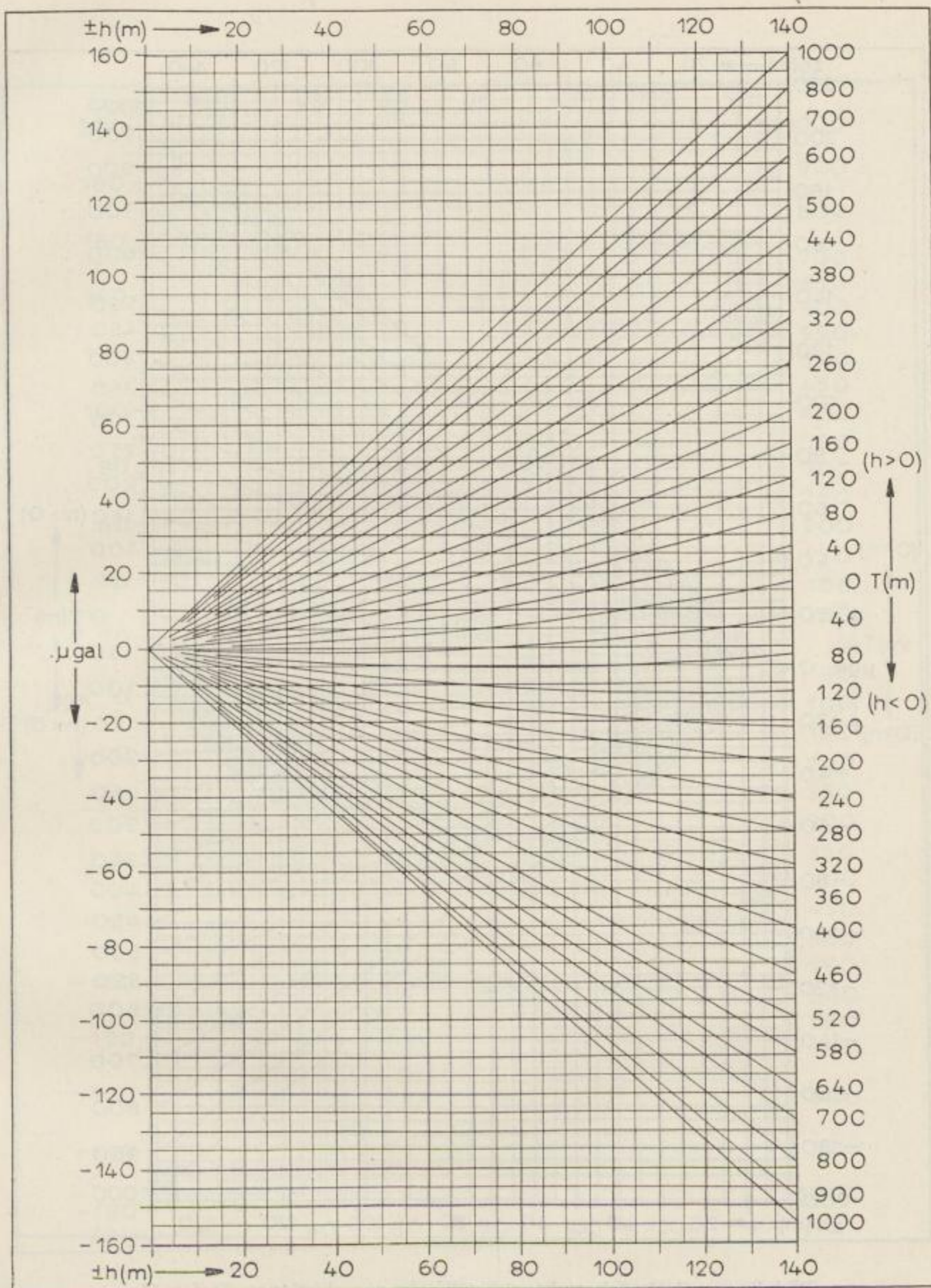


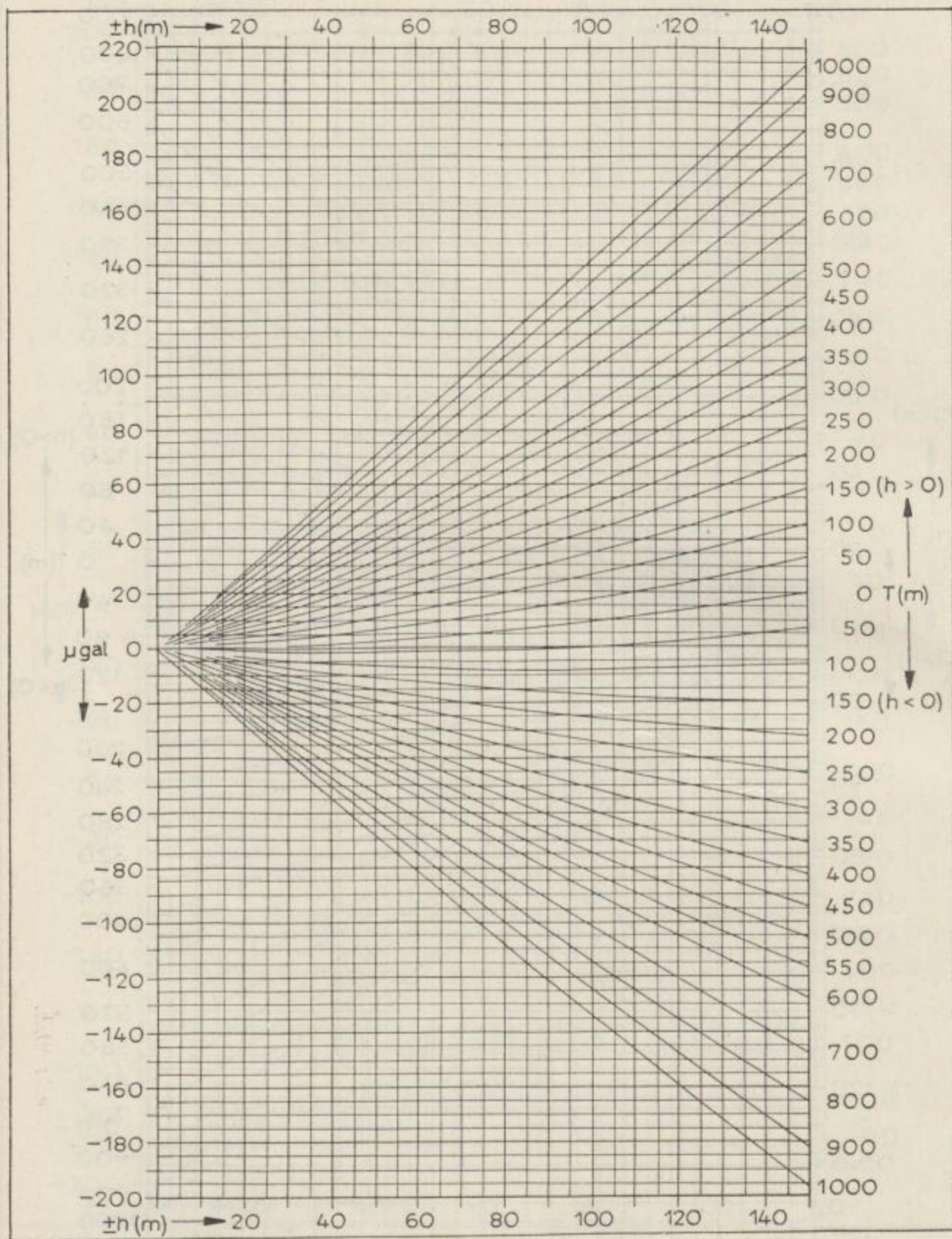
Bild 101. Geländekorrektur für  $W_s$  in verschiedenen Tiefen  $T$

$R_a = 2,0 \text{ km}$

$n = 8$

$R_t = 1,5 \text{ km}$

$\sigma = 2 \text{ gcm}^{-3}$

Bild 10 m. Geländekorrektur für  $W_z$  in verschiedenen Tiefen  $T$ 

$$R_a = 3 \text{ km}$$

$$n = 8$$

$$R_i = 2 \text{ km}$$

$$\sigma = 2 \text{ gcm}^{-3}$$

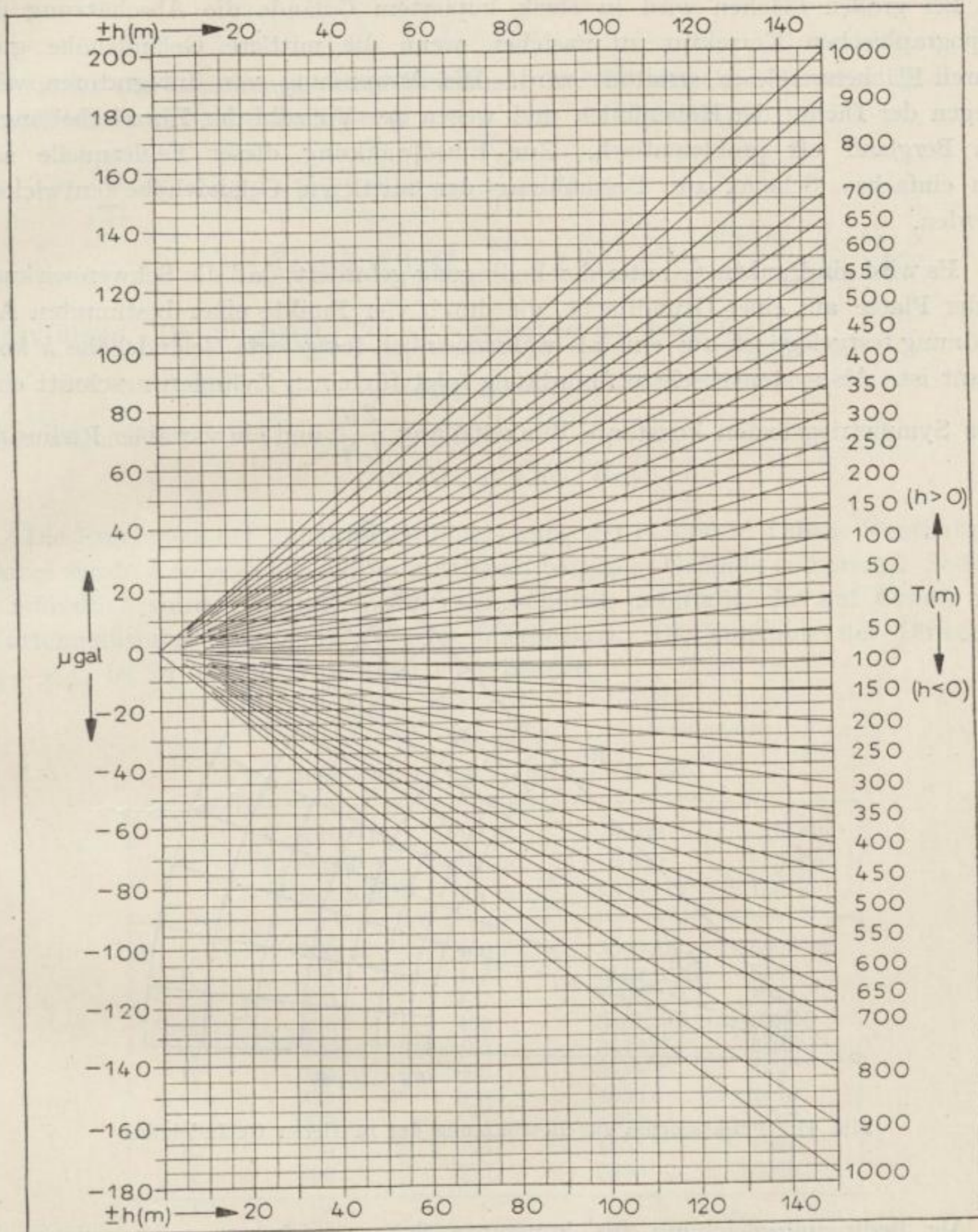


Bild 10n. Geländekorrektur für  $W_z$  in verschiedenen Tiefen  $T$

$R_a = 5 \text{ km}$

$n = 8$

$R_i = 3 \text{ km}$

$\sigma = 2 \text{ g cm}^{-3}$

## 2.414

*Bestimmung der mittleren Geländehöhe*

Bei großen Flächen wird in stark kuperem Gelände die Abschätzung der topographischen Korrektur zu unsicher, wenn die mittlere Geländehöhe grob durch Flächenvergleich ermittelt wird. Die Anwendung von Integratoren wird wegen der Dichte der Höhenlinien und wegen der Vielzahl der Einzelerhebungen im Bergland oft problematisch. Zur Einschränkung dieser Fehlerquelle soll ein einfaches Schema zur Bestimmung der mittleren Geländehöhe entwickelt werden.

Es wird ein Punktnetz unter der Bedingung gefordert, daß die Schwerewirkung jeder Platte auf einer Grundfläche, die durch vier Punkte einer bestimmten Anordnung festgelegt ist, für eine als wahrscheinlich festgelegte Geländehöhe  $h$  konstant ist. Als systematischste Anordnung folgt für einen Zylinderringschnitt eine aus Symmetriegründen konstante Winkelteilung  $\frac{2\pi}{LN}$  und ein variabler Radius  $r_k$ .

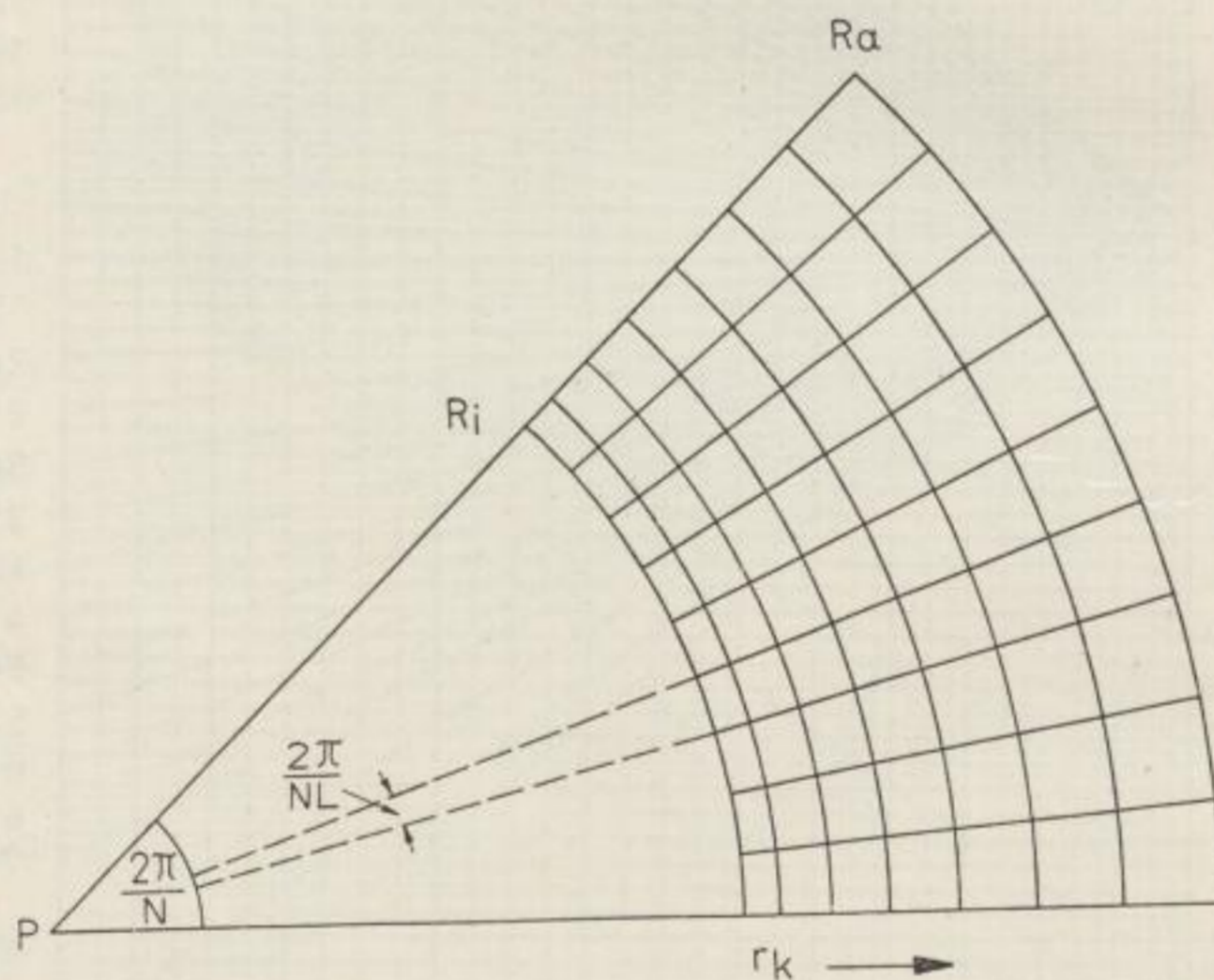


Bild 11. Punktschema zur Bestimmung der mittleren Geländehöhe

Als Bedingungsgleichung für konstante Schwerewirkung ergibt sich nach Gl. (12):

$$r_k - r_{k-1} + \sqrt{r_{k-1}^2 + h^2} - \sqrt{r_k^2 + h^2} = \frac{1}{LK} (R_a - R_i + \sqrt{R_i^2 + h^2} - \sqrt{R_a^2 + h^2})$$

$$(1 \leq k \leq K) \quad (25)$$

Bergakademie  
-Bücherei-  
Freiberg i. Sa.

Für  $r_0$  und  $r_k$  gelten

$$r_0 = R_i \quad (26)$$

$$r_k = R_a \quad (27)$$

Damit ist das Gleichungssystem bestimmt. Zur numerischen Berechnung der  $r_k$  empfiehlt es sich, die Bedingung

$$\begin{aligned} L \sum_{k=1}^K (r_k - r_{k-1} + \sqrt{r_{k-1}^2 + h^2} - \sqrt{r_k^2 + h^2}) = \\ = R_a - R_i + \sqrt{R_i^2 + h^2} - \sqrt{R_a^2 + h^2} = \frac{\Delta g_l(R_a, R_i, h) \cdot N}{2\pi k \sigma} \end{aligned}$$

einzuführen. Da durch Gl. (26)  $r_0$  vorgegeben ist, folgt für  $r_1$

$$r_1 = f(r_0, h, R_a, R_i)$$

oder allgemein

$$r_k = f(r_{k-1}, h, R_a, R_i).$$

Die Ergebnisse der numerischen Berechnung der  $r_k$  sind in Tabelle 5 enthalten. Dabei wurde  $h$  so gewählt, daß es mittlerem bergigem Gelände entspricht. Selbstverständlich wurden nur die Zylinderringschnitte unterteilt, die auf Grund des Kartenmaßstabes eine große Fläche überdecken. Die Zunahme der Differenz  $r_k - r_{k-1}$  ist in Tabelle 5 deutlich zu erkennen.

Tabelle 5  
Berechnete  $r_k$  nach Gl. (25)

$r_k$	$R_a = 400 \text{ m}$ $R_i = 250 \text{ m}$ $h = 20 \text{ m}$	650 m 400 m 20 m	5 km 3 km 80 m	10 km 5 km 100 m
$r_0$	250 m	400 m	3000 m	5000 m
$r_1$	261	418	3141	5291
$r_2$	273	437	3291	5618
$r_3$	286	459	3461	5989
$r_4$	300	482	3648	6409
$r_5$	316	509	3858	6897
$r_6$	333	538	4093	7470
$r_7$	353	571	4357	8157
$r_8$	375	608	4657	8984
$r_9$	400	650	5000	10000

#### Gewicht der einzelnen Punkte

Da die Voraussetzung gemacht wurde, daß die Punkte Gebiete gleicher Schwerewirkung (für vorgegebenes  $h$ ) festlegen, muß die mittlere Höhe jedes durch vier Punkte begrenzten Zylinderringschnittes bestimmt werden. Man erhält sie durch Mittelung der Höhen an den Eckpunkten.

Daraus folgt das Gewicht der Punkte  $P_{kl}$ , da sie je nach ihrer Lage bei der Summation über die Teilflächen verschieden oft auftreten:

Eckpunkte des Zylinderringschnittes . . . . .	Gewicht 1
Randpunkte des Zylinderringschnittes (außer Eckpunkten)	Gewicht 2
Alle übrigen Punkte . . . . .	Gewicht 4

Selbstverständlich wird aus der so ermittelten Geländehöhe nicht die wahre Schwerewirkung resultieren, da stets Erhebungen und Senken ausgeglichen werden. Dabei handelt es sich jedoch in den meisten Fällen wegen der Kreissegmentteilung um lokale Änderungen der Topographie. Die großen Züge werden kaum verfälscht.

Diese Methode soll vor allem das häufig zu beobachtende „Überschätzen“ der Geländehöhe auf Grund herausfallender Extremwerte vermeiden. Sie soll eine gewisse Sicherheit geben, daß die Korrektionsgenauigkeit tatsächlich in der Größenordnung von 0,01 mgal liegt.

#### 2.42 Untertagekorrektur

Bei vertikalen Schwereprofilen müssen neben der Topographie der Umgebung die Massendefizite, verursacht durch Grubenbetriebsanlagen, berücksichtigt werden. Die Größenordnung dieser Korrektur ist kleiner als die der topographischen, übersteigt aber die Meßgenauigkeit moderner Gravimeter, so daß eine entsprechende Berechnung notwendig ist.

#### 2.421 Schachtkorrektur

Um einen Überblick über die Größenordnung und damit über gegebenenfalls zu vernachlässigende Werte zu erhalten, sei die Schwerewirkung eines senkrechten Zylinders auf einen Punkt seiner Achse dargestellt. Mit  $T_s$  = Gesamtlänge des Schachtes,  $T$  = Tiefe des Meßpunktes unter der Erdoberfläche und  $R$  = Radius des Zylinders gilt für die Korrektur  $\Delta g_s$

$$\Delta g_s = 2\pi k\sigma((T_s - 2T) + \sqrt{R^2 + T^2} - \sqrt{R^2 + (T_s - T)^2})$$

Für  $T = 0$  bzw.  $T = T_s$  resultiert maximale Wirkung. Sie ergibt sich numerisch mit  $R = 3$  m und  $\sigma = 2,5$  gcm<sup>-3</sup> zu

$$\begin{aligned}\Delta g_s(T_s = 10 \text{ m}) &= 0,268 \text{ mgal} \\ \Delta g_s(T_s = 100 \text{ m}) &= 0,309 \text{ „} \\ \Delta g_s(T_s = 1000 \text{ m}) &= 0,314 \text{ „}\end{aligned}$$

Die Abhängigkeit von  $T_s$  kann demnach bei einer Korrektionsgenauigkeit von 0,01 mgal vernachlässigt werden. Praktisch haben nur die ersten 20 m des Schachtes über oder unter dem Meßniveau einen Einfluß auf die Schwerkraft.

Mit horizontaler Entfernung des Meßpunktes von der Schachtachse wächst zwar dieser Entfernungsbereich nach der Tiefe, gleichzeitig nimmt jedoch die Wirkung ab. Demnach genügt eine Korrektur der Schwerewerte, die man aus Messungen an der Erdoberfläche ( $T=0$ ) oder am Schachtsumpf ( $T=T_s$ ) erhält.

#### Schacht als Parallelepiped

Für die vertikale Anziehungskomponente des in Bild 12 schematisierten Schachtes gilt:

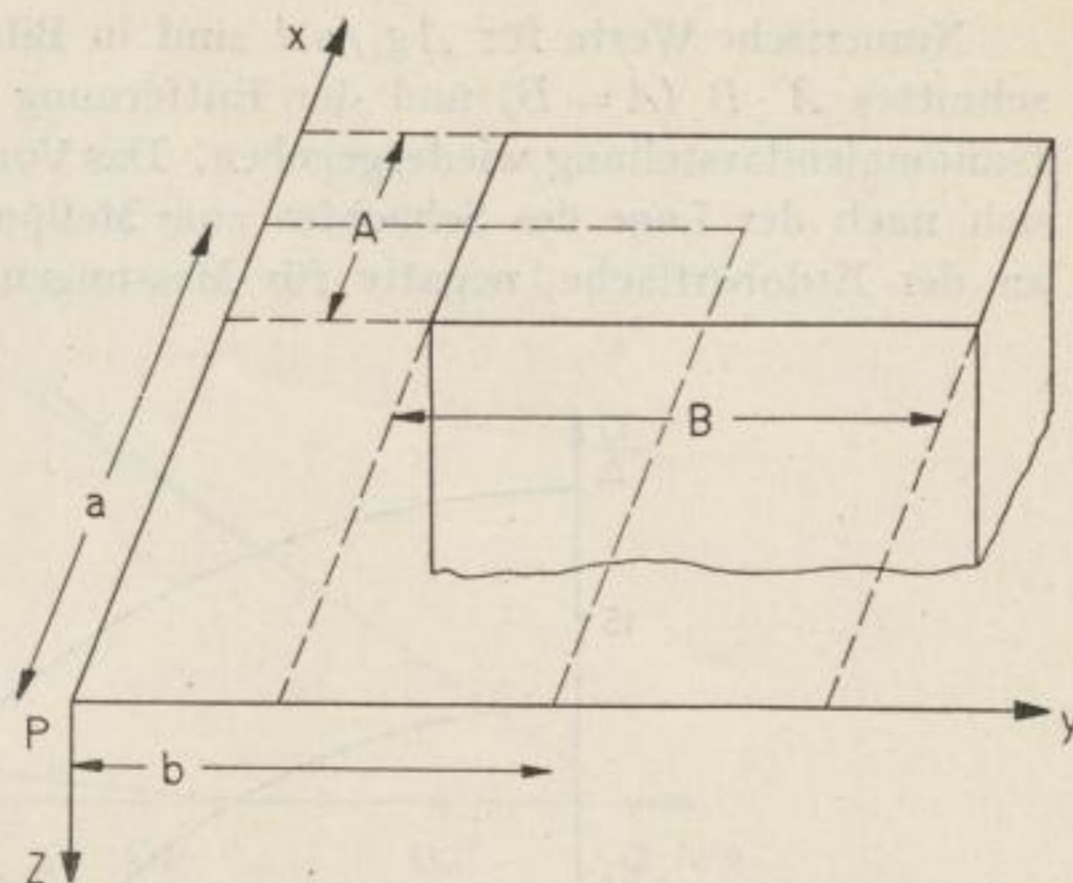


Bild 12. Schacht als Parallelepiped, schematisiert

$$\Delta g_s = k\sigma \int_{a-\frac{A}{2}}^{a+\frac{A}{2}} dx \int_{b-\frac{B}{2}}^{b+\frac{B}{2}} dy \int_0^{\infty} \frac{z dz}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}^3} \quad (28)$$

Nach Integration folgt:

$$\Delta g_s = k\sigma \left[ x \cdot \ln(y + \sqrt{x^2 + y^2}) + y \cdot \ln(x + \sqrt{x^2 + y^2}) - x \right]$$

und nach Einsetzen der Grenzen:

$$\begin{aligned} \Delta g_s = k\sigma & \left\{ \left( a + \frac{A}{2} \right) \cdot \ln \frac{b + \frac{B}{2} + \sqrt{\left( a + \frac{A}{2} \right)^2 + \left( b + \frac{B}{2} \right)^2}}{b - \frac{B}{2} + \sqrt{\left( a + \frac{A}{2} \right)^2 + \left( b - \frac{B}{2} \right)^2}} \right. \\ & - \left( a - \frac{A}{2} \right) \cdot \ln \frac{b + \frac{B}{2} + \sqrt{\left( a - \frac{A}{2} \right)^2 + \left( b + \frac{B}{2} \right)^2}}{b - \frac{B}{2} + \sqrt{\left( a - \frac{A}{2} \right)^2 + \left( b - \frac{B}{2} \right)^2}} \\ & + \left( b + \frac{B}{2} \right) \cdot \ln \frac{a + \frac{A}{2} + \sqrt{\left( a + \frac{A}{2} \right)^2 + \left( b + \frac{B}{2} \right)^2}}{a - \frac{A}{2} + \sqrt{\left( a - \frac{A}{2} \right)^2 + \left( b + \frac{B}{2} \right)^2}} \\ & \left. - \left( b - \frac{B}{2} \right) \cdot \ln \frac{a + \frac{A}{2} + \sqrt{\left( a + \frac{A}{2} \right)^2 + \left( b - \frac{B}{2} \right)^2}}{a - \frac{A}{2} + \sqrt{\left( a - \frac{A}{2} \right)^2 + \left( b - \frac{B}{2} \right)^2}} \right\} \quad (29) \end{aligned}$$

Numerische Werte für  $\Delta g_s / \sigma A$  sind in Bild 13 als Funktion des Schachtquerschnittes  $A \cdot B$  ( $A = B$ ) und der Entfernung des Meßpunktes vom Schacht als Isanomalendarstellung wiedergegeben. Das Vorzeichen des Korrekturwertes richtet sich nach der Lage des Schachtes zum Meßpunkt. Es ist positiv für Meßpunkte an der Erdoberfläche, negativ für Messungen am Schachtsumpf.

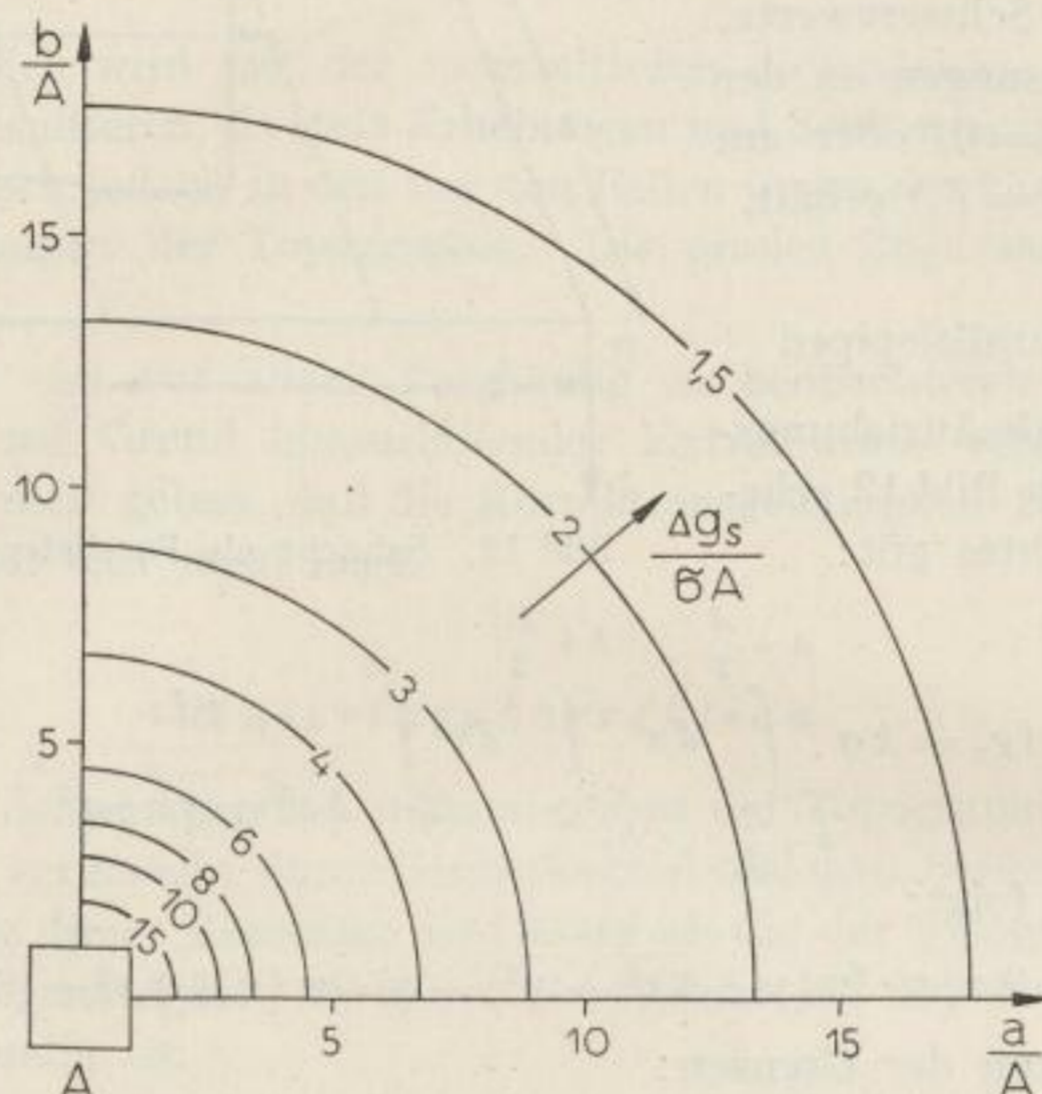


Bild 13. Schachtkorrektur in  $\mu\text{gal pro } \text{gcm}^{-3}$  und m für quadratischen Schachtquerschnitt

Die Linien  $\Delta g_s = \text{konstant}$  arten bereits in geringer Entfernung vom Schacht zu Kreisen aus, die für

$$a, b > A, B$$

einem Massefaden der Flächendichte  $AB\sigma$  entsprechen:

$$\Delta g_s = \frac{k\sigma AB}{R} \quad (30)$$

In Bild 14 wurden deshalb für ein Parallelepiped mit quadratischem Querschnitt  $A^2$  die Werte

$\Delta g_s / \sigma A$  exakt nach Gl. (29) (Kurve A) und

$\Delta g_s / \sigma A$  angenähert nach Gl. (30) (Kurve B)

als Funktion der Entfernung  $R/A$  in  $\mu\text{gal pro } \text{gcm}^{-3}$  und m aufgetragen. Die Differenz der beiden Kurven ist in der Kurve C wiedergegeben. Bereits für  $A/R = 1$



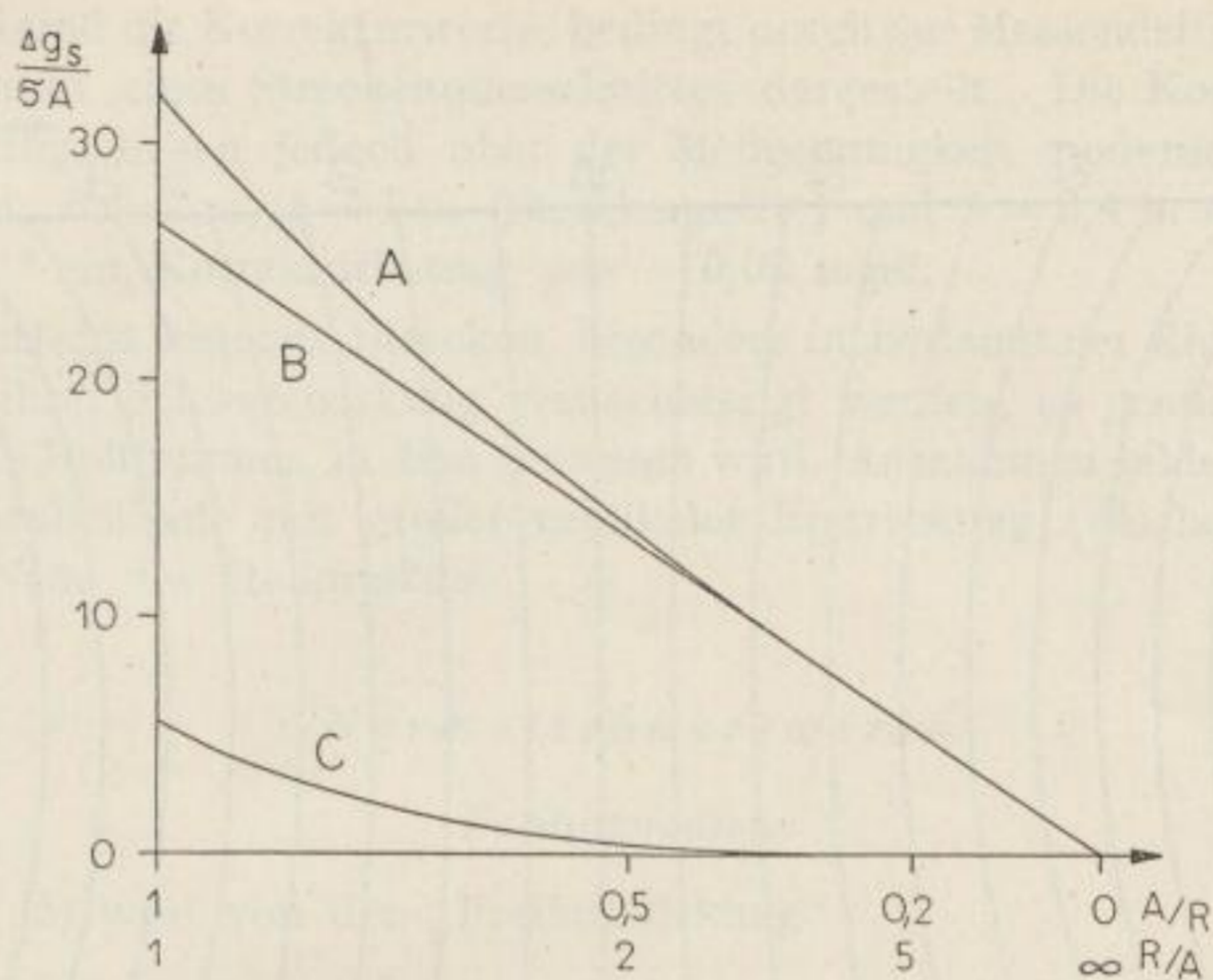


Bild 14. Schachtkorrektur nach Gl. (29), Gl. (30) und deren Differenz für rechteckigen Schachtquerschnitt

tritt bei Anwendung der Näherungsformel (Gl. 30) nur ein Fehler von  $5 \mu\text{gal}$  auf, für  $R/A = 2$  ist er auf weniger als  $1 \mu\text{gal}$  pro  $\text{gcm}^{-3}$  und m abgesunken. Für  $A = 4 \text{ m}$  und eine Dichte von  $2,5 \text{ gcm}^{-3}$  wird demnach in 2 m Entfernung vom Schachtrand ein Fehler von  $0,01 \text{ mgal}$  begangen, wenn die Näherungsformel angewandt wird. Diese geringfügige Vernachlässigung wird in den meisten Fällen gerechtfertigt sein.

2.422

#### Streckenkorrektur

Es wird rechteckiger Querschnitt und unendliche gerade Erstreckung nach Bild 15 angenommen. Dann gilt für  $g_s$  wegen des logarithmischen Potentials

$$\Delta g_s = 2k\sigma \int_{-b}^{B-b} dx \int_{-h}^{H-h} \frac{z dz}{x^2 + z^2} \quad (31)$$

Die Integrationsgrenzen  $-b$  und  $B-b$  sind die Abstände des Meßpunktes von den Stößen,  $H-h$  und  $-h$  die vertikale Begrenzung des wirkenden Massendefizites.

Integration der Gl. (31) ergibt

$$\Delta g_s = 2k\sigma \left[ (B-b) \cdot \ln \frac{r_1}{r_2} + b \cdot \ln \frac{r_4}{r_3} + (H-h) (\varphi_1 + \varphi_4) - h (\varphi_2 + \varphi_3) \right] \quad (32)$$

Da im Normalfalle das Gravimeter auf der Streckensohle aufgestellt wird, ist  $h$  die Höhe des Gerätes und bei allen Messungen konstant.

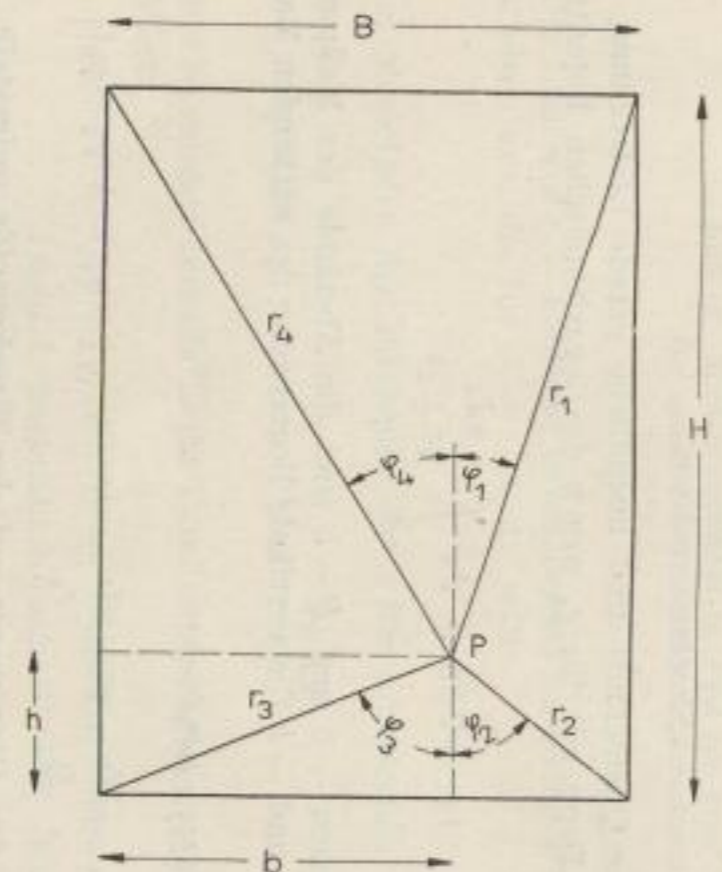


Bild 15. Lage des Meßpunktes im Streckenquerschnitt

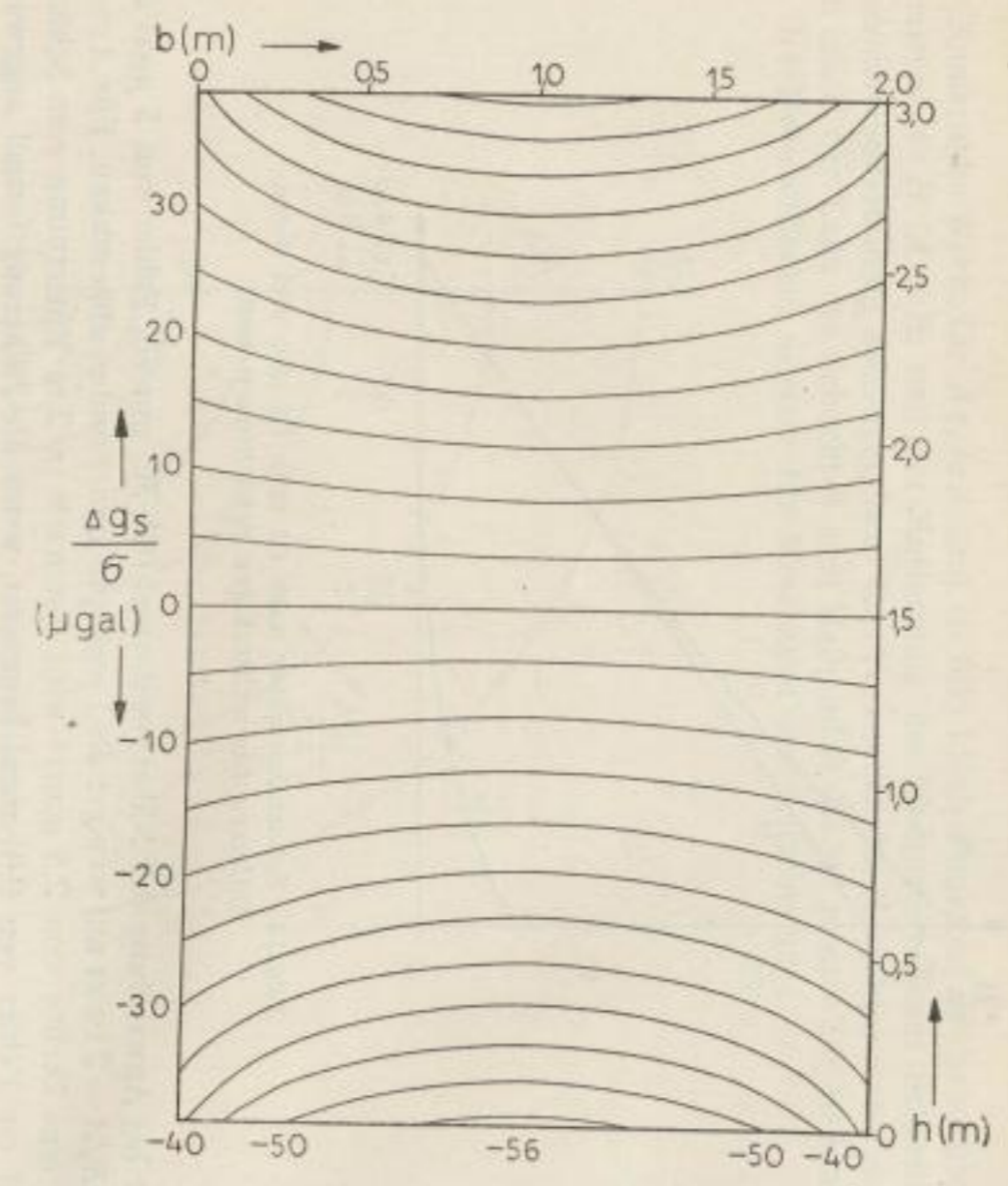


Bild 16. Streckenkorrektur  $\Delta g_s$  für  $H = 3$  m,  $B = 2$  m →

Vertikale Schwerprofile

In Bild 16 sind die Korrekturwerte, bedingt durch das Massendefizit der Strecke, für jeden Punkt eines Streckenquerschnittes dargestellt. Die Korrekturen sind demnach gering, liegen jedoch über der Meßgenauigkeit moderner Gravimeter. Für  $H=3$  m,  $B=2$  m,  $b=1$  m (Streckenmitte) und  $h=0,4$  m ergibt sich mit  $\sigma=2,5$  gcm<sup>-3</sup> ein Korrekturbetrag von  $-0,09$  mgal.

Weiter entfernt liegende Strecken, besonders in horizontaler Richtung, können demnach in ihrer Schwerewirkung vernachlässigt werden, es genügt die Berücksichtigung des Hohlraumes, in dem gemessen wird. Ausnahmen bilden die Schachtröhre und Grubenbaue mit großer vertikaler Erstreckung (Salzbergbau) in unmittelbarer Nähe des Meßpunktes.

#### 2.43 *Normalschwerewerte*

#### 2.431 *Freiluftgradient*

Nach Gl. (5) wird von der „Freiluftwirkung“

$$\frac{2gh}{R}$$

die gleiche Genauigkeit wie von der Schweredifferenz  $\Delta g$  gefordert:

$$\frac{2g}{R} \delta \Delta T + \Delta T \delta \left( \frac{2g}{R} \right) = 0,1 \text{ bis } 0,01 \text{ mgal!}$$

Die Genauigkeit in  $h$  wurde bereits besprochen und in Bild 3 dargestellt. Die erforderliche Sicherheit im numerischen Wert des Freiluftgradienten hängt von der Wahl des Tiefenintervalles ab, das wiederum eine Funktion von  $\delta\sigma$  und  $\delta\Delta g$  ist. Mit  $\delta\sigma=0,01$  gcm<sup>-3</sup> wird mit  $\delta\Delta g=0,1$  mgal und  $0,01$  mgal

$$\delta \left( \frac{2g}{R} \right) = \frac{0,01 \text{ mgal}}{10 \text{ m}} = \frac{0,1 \text{ mgal}}{100 \text{ m}} = 10^{-3} \text{ mgal/m} = 10 \text{ E.E.}$$

Mit  $2g/R=0,3086$  mgal/m wird die notwendige relative Genauigkeit  $0,3\%$ . Diese Forderung ist nach heutigen Erkenntnissen erfüllt (vgl. Abschnitt 2.44: Vertikaler Störgradient).

Die Abhängigkeit des Freiluftgradienten von der geographischen Breite

$$2g/R_{(h=0)} = -0,30857 - 0,00022 \cdot \cos 2\varphi \quad (\text{mgal/m})$$

kann ohne weiteres berücksichtigt werden, eine Vernachlässigung bringt jedoch nur einen systematischen Fehler in die berechnete Dichte, der unterhalb der Berechnungsgenauigkeit liegt. Die maximale Abweichung ist  $4,4$  E. E. Die Abhängigkeit des Freiluftgradienten von der Höhe

$$2g/R_{\left(\varphi=\frac{\pi}{4}\right)} = -0,30857 - 0,014 \cdot 10^{-7} h_{(m)} \quad (\text{mgal/m})$$

ruft eine noch wesentlich kleinere Unsicherheit von 0,14 E. E. bei einem Höhenunterschied von 1000 m hervor. Eine Vernachlässigung dieses Korrekturgliedes ist jederzeit gerechtfertigt.

2.432

*Gravitationskonstante*

Der Faktor  $4\pi k$  geht umgekehrt proportional in die Dichtebestimmung ein. Als Genauigkeit für die Gravitationskonstante werden wiederum 0,3% gefordert. Nach SCHLEUSENER [40] muß mit einem Fehler in  $k$  von  $0,15 \cdot 10^{-9}$  oder etwa 0,2% gerechnet werden, so daß die durch die Gravitationskonstante hervorgerufene Unsicherheit größer als die vom Freiluftgradienten verursachte wäre. Eine nähere Betrachtung zeigt jedoch, daß die Gravitationskonstante im Endeffekt keinen Einfluß auf das Gesamtergebnis hat. In der Literatur wurden bisher nur die berechneten Dichten betrachtet. Da diese aber zur Reduktion und Deutung benutzt werden, entfällt die Gravitationskonstante. Für die Bouguer-Reduktion (als Beispiel) gilt

$$\begin{aligned} \Delta g_B &= 2\pi k \sigma h \\ &= 2\pi k h \frac{\frac{2g_0}{R} - \frac{\Delta g}{T}}{4\pi k}, \end{aligned}$$

wenn eine gravimetrisch bestimmte Blockdichte verwendet wird. Die Gravitationskonstante hebt sich heraus. Ebenfalls fällt  $k$  bei der Geländekorrektur und bei der Berechnung der Schwerewirkung gegebener Masseneinhomogenitäten weg.

2.44

*Vertikaler Störgradient*

Der Freiluftgradient, berechnet aus theoretischen Ableitungen über die Massenverteilung in der Erde, bedeutet eine normale Änderung der Schwere mit der Höhe. Die Annahmen, die für diese Berechnung notwendig waren, besitzen jedoch für die spezielle Massenverteilung in der obersten Erdkruste nur im Mittel Gültigkeit. Das Schwerfeld ist durch Dichteinhomogenitäten hier gestört, so daß der berechnete Wert des Freiluftgradienten im allgemeinen zwar als gesichert betrachtet werden kann, an fast allen Punkten der Erdoberfläche oder des obersten Teiles der Erdkruste, der speziell interessiert, jedoch mehr oder weniger starke Abweichungen aufweist.

Versuche zur experimentellen Bestimmung des Freiluftgradienten außerhalb des Erdhalbraumes ( $\sigma = 0$ ) durch Schweremessungen in verschiedenen Höhen wurden von mehreren Autoren [Lit. 23, 3] beschrieben. Die Ergebnisse sind in Tabelle 6 zusammengefaßt. Die Gravimetermessungen von HAMMER wurden vor allem angesetzt, um die in den früher gemessenen Werten auftretenden systematischen Abweichungen vom berechneten Normalwert zu prüfen. Aus den Ergebnissen folgt, daß einmal die Meßgenauigkeit höher als die Einwirkung des Störgradienten ist und daß zum anderen sowohl positive als auch negative Abweichungen

auftreten; ein systematischer Effekt konnte nicht beobachtet werden. Die recht großen Störgradienten von BALAVADZE und ŠENGEĽAJA (die Messungen wurden an der Küste des Schwarzen Meeres ausgeführt) konnten bei einer Profildarstellung mit der oberflächennahen Geologie korreliert werden. Leider fehlen in der Veröffentlichung [3] die dazu notwendigen Angaben.

HAMMER konnte aus dem Isogammenbild um das Vertikalprofil das Vorzeichen des vertikalen Störgradienten mit dem des gemessenen vergleichen und fand Übereinstimmung.

Bereits aus den wenigen Ergebnissen der Tabelle 6 folgt, daß vertikale Störgradienten von 100 E.E. durchaus auftreten. Als maximaler Wert wurde 381 E.E. gemessen. Die geforderte Genauigkeit beträgt jedoch entsprechend dem Freiluftgradienten 10 E.E. Da die für die Messungen erforderlichen Schächte oder Boh-

Tabelle 6

## Experimentelle Bestimmungen des Freiluftgradienten

Autor	Jahr	Höhenintervall (m)	Gemessener Gradient (mgal/m)	Abweichung vom Normalwert
JOLLY	1881	21,005	0,295	— 4,5%
THIESEN	1890	11,479	0,272	
			0,303	— 2%
SHEEL und DIESELHORST	1895	29,731		
		14,055	0,289	— 6,5%
		7,599		
RICHARZ und KRIGAR-MENZEL	1898	2,2628	0,285	— 7,5%
HAMMER	1938	137,8	0,3060 ± 0,0004	— (0,8 ± 0,1)%
		158,3	0,3048 ± 0,0006	— (1,2 ± 0,2)%
		152,2	0,3128 ± 0,0011	(1,4 ± 0,4)%
			0,3115 ± 0,0017	(0,9 ± 0,5)%
		290,6	0,3128 ± 0,0003	(1,4 ± 0,1)%
BALAVADZE, ŠENGEĽAJA	1954	15,43	0,3422 ± 0,0019	0,0336
		15,49	0,3305 ± 0,0035	0,0219
		14,24	0,3119 ± 0,0021	0,0033
		40,45	0,2925 ± 0,0005	— 0,0161
		30,46	0,2940 ± 0,0018	— 0,0146
		43,26	0,3054 ± 0,0007	— 0,0032
		15,47	0,3154 ± 0,0013	0,0068
		15,54	0,3269 ± 0,0045	0,0183
		14,13	0,3319 ± 0,0039	0,0233
		15,38	0,3251 ± 0,0033	0,0155
		15,34	0,3290 ± 0,0033	0,0204
		14,36	0,3467 ± 0,0063	0,0381
		43,96	0,3278 ± 0,0011	0,0192
		41,04	0,3258 ± 0,0018	0,0172
		40,34	0,3113 ± 0,0005	0,0027
		41,00	0,3259 ± 0,0020	0,0173
		20,44	0,3234 ± 0,0039	0,0148
		41,58	0,2957 ± 0,0034	— 0,0129
		20,71	0,2982 ± 0,0019	— 0,0104

rungen oft in Gebieten mit gestörtem Schwerefeld stehen, bildet der vertikale Störgradient die Hauptfehlerquelle bei der gravimetrischen Dichtebestimmung. Falls Gravimetermessungen von der näheren Umgebung des Vertikalprofils vorliegen, ist es ratsam, nach den von EVJEN [16] oder von BARANOV [4] entwickelten Verfahren den vertikalen Störgradienten zu berechnen. Da die so erhaltenen Werte nur für die Oberfläche gelten, kann praktisch nur qualitativ auf die Dichteverfälschung geschlossen werden. Beim Durchteufen von Störkörpern kann sogar eine Umkehr des Störeffektes eintreten.

Bei Vorliegen von Drehwaagemeßergebnissen kann nach einem von HAALCK [22] beschriebenen Verfahren ebenfalls der vertikale Störgradient berechnet werden.

## 2.45

*Eichwert des Gravimeters*

Die notwendige relative Genauigkeit der Schweredifferenz ergibt sich nach Gl. (3) zu

$$\delta\sigma = \frac{\Delta\delta g}{0,0838 \Delta T},$$

für  $\delta\Delta T$  hinreichend klein.

$$\frac{\delta\sigma}{\sigma} = \frac{\delta\Delta g}{0,3086 \Delta T - \Delta g}$$

$$\frac{\delta\Delta g}{\Delta g} = \frac{\delta\sigma}{\sigma} \left( \frac{0,3086 \Delta T}{\Delta g} - 1 \right)$$

$$\frac{\delta\Delta g}{\Delta g} = \frac{\delta\sigma}{\sigma} \left( \frac{1}{\frac{0,3086}{0,0838 \sigma} - 1} \right) \quad (33)$$

Die erforderliche relative Genauigkeit hängt demnach von der Schwere- und Tiefendifferenz und damit von der Dichte des anstehenden Gesteins ab. Sie beträgt für  $\sigma = 2,5 \text{ gcm}^{-3}$

$$\frac{\delta\Delta g}{\Delta g} (\sigma = 2,5 \text{ gcm}^{-3}) = 2,1 \frac{\delta\sigma}{\sigma}$$

oder für  $\delta\sigma = 0,01 \text{ gcm}^{-3} = 0,84\%$ , eine Genauigkeit, die von jedem modernen Gravimeter erfüllt wird.

## 2.5

## Ausgeführte Messungen und Ergebnisse

## 2.51

*Allgemeine Übersicht*

In den Jahren 1954 und 1955 wurden vom VEB Geophysik Leipzig unter Leitung des Institutes für angewandte Geophysik der Bergakademie Freiberg 65 Schächte des mitteldeutschen Erz-, Salz- und Steinkohlenbergbaues gravimetrisch vermessen, um für die einzelnen Gebiete gesicherte Dichtewerte für die Bouguer-

**Bergakademie**  
- Bücherei -  
**Freiberg i. Sa.**

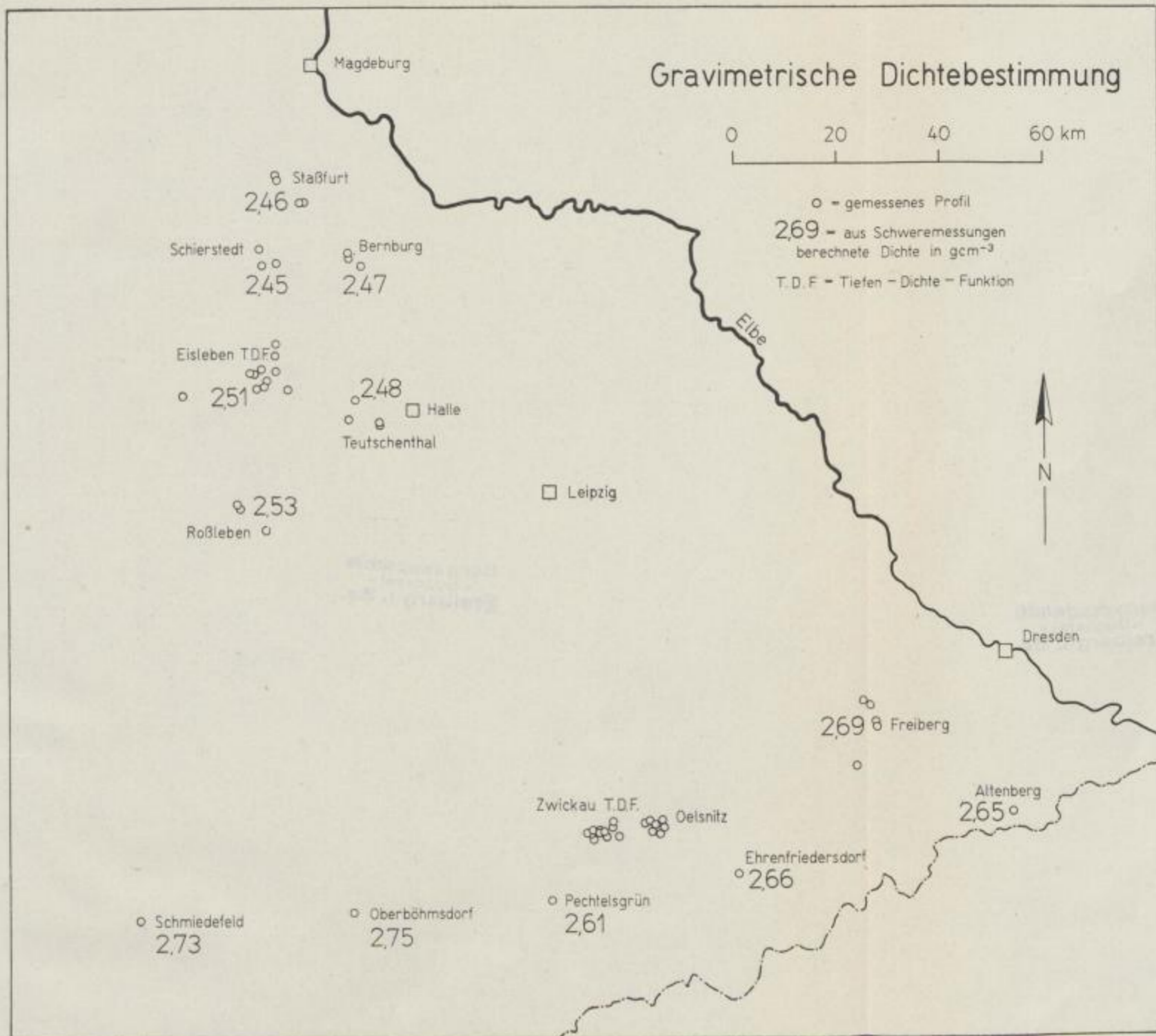


Bild 17. Lage der vermessenen Schächte und Dichteergebnisse

Bergakademie  
- Bücherei -  
Freiberg i. Sa.

Bergakademie  
- Bücherei -  
Freiberg i. Sa.



reduktion zu erhalten. Außerdem sollten die entwickelten Korrektionsverfahren auf ihre Brauchbarkeit untersucht werden.

In Bild 17 ist zur Übersicht die Lage der vermessenen Schächte eingetragen. Geologische Angaben wurden aus Gründen des Maßstabes unterlassen. Sie sind bei der Diskussion der einzelnen Meßgebiete mit dargestellt.

Für die Messungen stand das Nörsgaard-Gravimeter 1454 mit einer Genauigkeit im Skalenwert  $< 0,6\%$  zur Verfügung. Bei der ersten Meßreihe im Januar/Februar 1954 mußte mit Thermostat gearbeitet werden, da Temperaturdifferenzen zwischen einzelnen Meßpunkten bis zu  $30^\circ\text{C}$  auftraten. Die zweite Meßreihe im September/Okttober 1955 fand unter wesentlich günstigeren Temperaturbedingungen statt. Die einzelnen Meßpunkte wurden in möglichst vertikaler Anordnung an der Rasensohle und in den Wasser- und Füllrörtern an der Schachtröhre angesetzt und bei kleinem und verhältnismäßig ruhigem Gang zweimal, sonst dreimal vermessen. Als Bezugspunkt diente der jeweilige Meßpunkt an der Rasensohle. Das Gravimeter wurde stets mit dem Förderkorb transportiert, so daß zwischen den einzelnen Meßpunkten etwa gleiche Zeitintervalle und gleiche mechanische Beanspruchungen des Gravimeters lagen.

#### 2.52 Meß- und Berechnungsbeispiel

Die Gl. (6)

$$\sigma = \frac{0,3086 \frac{\Delta g + \delta \Delta g_{t+s}}{\Delta T}}{0,0838}$$

ergibt die Dichte im Meßintervall. Um gleichzeitig die Bougueranomalie für das Tiefenintervall zu erhalten, wird die „Normalschwereänderung mit der Tiefe“ eingeführt:

$$\Delta g_0 = (0,3086 - 0,0838 \sigma_0) \Delta T \quad (34)$$

Die Bougueranomalie

$$\Delta B = \Delta g + \delta \Delta g_{t+s} - \Delta g_0 \quad (35)$$

wird in Gl. (6) eingesetzt:

$$\sigma - \sigma_0 = \Delta \sigma = \frac{-\Delta B}{0,0838 \Delta T} \quad (36)$$

Es wird demnach die Bougueranomalie  $\Delta B$  (Gl. 35) berechnet und daraus die Abweichung der Dichte  $\sigma$  gegenüber der „Normaldichte“  $\sigma_0$ .

Als Beispiel wird in Tabelle 7 die Berechnung der Dichte im Profil 5 (Meßgebiet Freiberg) vorgelegt. In Spalte 1 ist die Tiefe des Meßpunktes, bezogen auf Rasensohle, in Spalte 2 die entsprechende Schwere eingetragen. Die Spalten 3 und 4 ergeben die jeweiligen Differenzen zwischen zwei Meßpunkten. In Spalte 5 ist die berechnete Normalschwereänderung nach Gl. (34) dargestellt, in Spalte 6 die Änderung der topographischen und der Untertagekorrektur zwischen zwei Punkten.

Die topographische Korrektur wurde für Entfernungen bis 100 km berechnet, da das Tiefenintervall direkt proportional eingeht und damit in Extremfällen Korrektionswerte für den Ring von 50 km bis 100 km bis 60  $\mu\text{gal}$  auftraten. Es wurde folgendes Kartenmaterial benutzt:

bis maximal	1 km	Entfernung	1 :	1 000
bis maximal	2 km	„	1 :	5 000
	bis 10 km	„	1 :	25 000
	bis 50 km	„	1 :	200 000
	bis 100 km	„	1 :	1 000 000

Spalte 7 ergibt als Summe der Spalten (4—5+6) die Bougueranomale. In Spalte 8 ist der Wert  $0,0838 \Delta T$  berechnet, Spalte 9 ergibt nach Gl. (36) die Dichtedifferenz gegenüber der angenommenen Normaldichte, Spalte 10 die Gesamtdichte.

Tabelle 7. Berechnung der Dichte  $\sigma$ Profil 5:  $\sigma_0 = 2,60 \text{ (gcm}^{-3}\text{)}$ 

P	T (m)	g (mgal)	$\Delta T$	$\Delta g$	$\Delta g_s$	$\delta \Delta g_{t+s}$	4—5+6	C $\Delta T$	$\Delta \sigma$	$\sigma$
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	0,00	0,00	63,17	5,94	5,75	- 0,61	- 0,42	5,29	0,079	2,679
2	63,17	5,94	72,05	6,19	6,56	- 0,24	- 0,61	6,03	0,101	2,701
3	135,22	12,13	86,71	6,92	7,89	- 0,14	- 1,11	7,26	0,153	2,753
4	221,93	19,05	72,85	6,01	6,63	- 0,04	- 0,66	6,10	0,108	2,708
5	294,78	25,06	66,85	5,83	6,08	- 0,04	- 0,29	5,60	0,052	2,652
6	361,63	30,89	55,01	4,38	5,01	- 0,03	- 0,66	4,60	0,143	2,743
7	416,64	35,27	65,60	5,23	5,97	- 0,03	- 0,77	5,49	0,140	2,740
8	482,24	40,50	120,00	10,04	10,92	- 0,07	- 0,95	10,04	0,095	2,695
9	602,24	50,54								
1	0,00	0,00	602,24	50,54	54,80	- 1,21	- 5,47	50,41	0,108	2,708
9	602,24	50,54								

2.53 *Erzbergbaugebiet Sachsen—Thüringen*2.531 *Meßgebiet Freiberg*

Es wurden in fünf Schächten, die durchweg im grauen Gneis der Freiburger Gneiskuppel stehen, 26 Tiefenintervalle zwischen 38 m und 373 m vermessen. Das größte Gesamtintervall betrug 612 m, Teufe unter NN maximal 185 m.

Die Ergebnisse der Dichteberechnung sind in Bild 18 dargestellt: Dichte  $\sigma$  als Funktion der Tiefe  $T$ . Die einzelnen Dichtewerte gelten für je ein Meßintervall und sind in dessen Mitte aufgetragen. Außerdem wurden die unterschiedlichen Größen der vermessenen Tiefenintervalle in der Darstellungsart hervorgehoben.

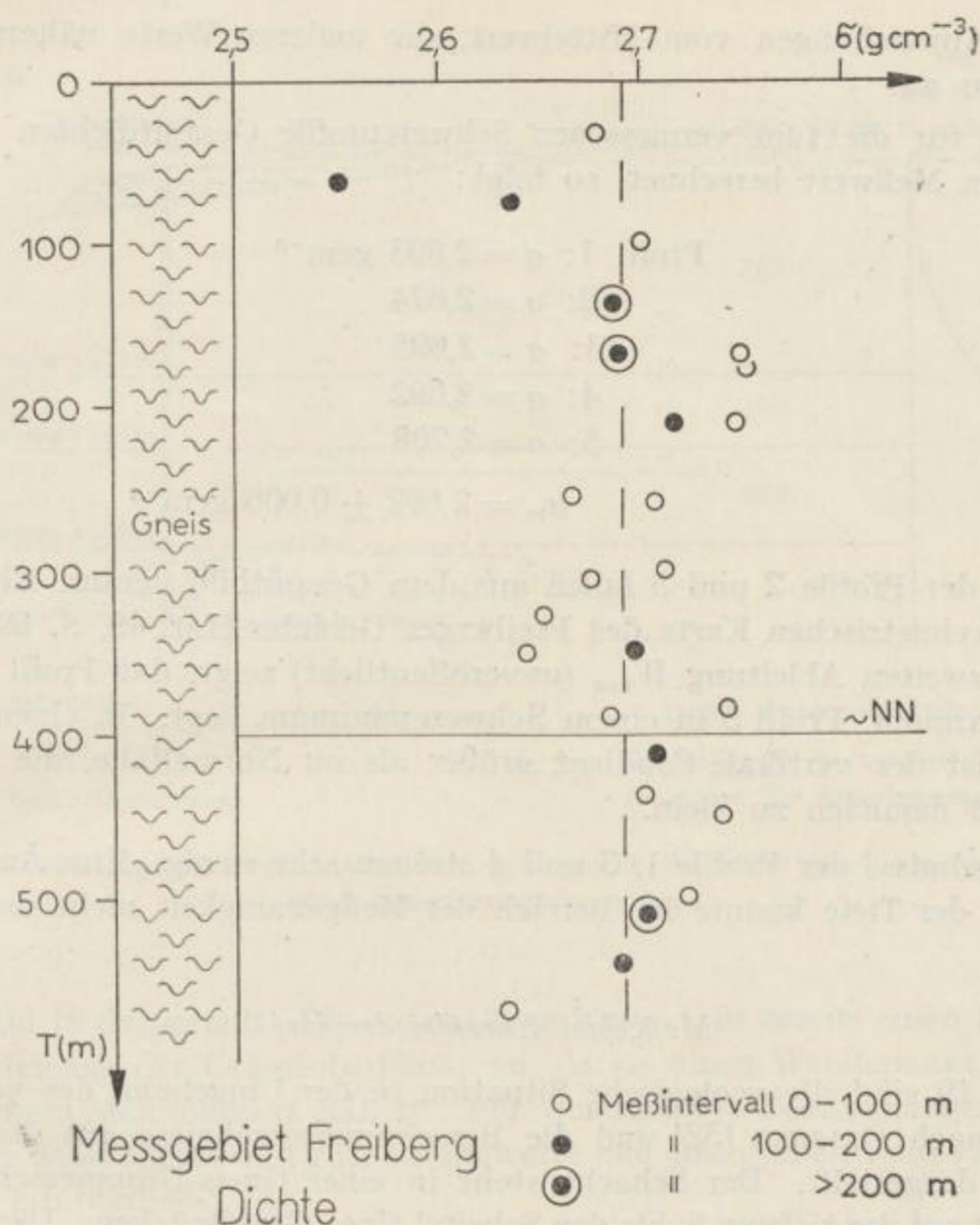


Bild 18. Dichte als Funktion der Tiefe im Meßgebiet Freiberg

Als Mittelwert der 26 Einzelbestimmungen der Dichte ergibt sich

$$\sigma = 2,692 \pm 0,009 \text{ g cm}^{-3},$$

in Bild 18 durch die unterbrochene Linie dargestellt. Die Dichtewerte streuen von  $2,552 \text{ g cm}^{-3}$  bis  $2,753 \text{ g cm}^{-3}$ . Dieser Effekt ist einmal durch die kleinen Tiefendifferenzen ( $\Delta T_{\text{min.}} = 38 \text{ m}$ ), zum anderen durch recht hohe Temperaturunterschiede zwischen der Ackersohle und den Meßpunkten unter Tage ( $\Delta \text{Temp.}$  bis  $30^\circ \text{ C}$ ), die beim Nörsgaard-Gravimeter von großem Einfluß sind, bedingt. Auf Temperatureinflüsse sind die Werte  $2,552 \text{ g cm}^{-3}$  und  $2,637 \text{ g cm}^{-3}$  zurückzuführen, die zum jeweils ersten Meßintervall zweier Profile gehören. Der Einfluß des Tiefenintervalls ist aus den übrigen Dichtewerten zu erkennen. Nach Bild 2 ist bei einer Meßgenauigkeit der Schwereunterschiede von  $\pm 0,1 \text{ mgal}$  und einer Dichtegenauigkeit von  $\pm 0,01 \text{ g cm}^{-3}$  ein Tiefenintervall von 120 m erforderlich. Tatsächlich zeigen auch die Dichtewerte, die aus Tiefenintervallen  $< 100 \text{ m}$  resultieren, die

stärksten Abweichungen vom Mittelwert, die anderen Werte nähern sich ihm immer mehr an.

Werden für die fünf vermessenen Schwereprofile Gesamtdichten aus erstem und letztem Meßwert berechnet, so folgt:

Profil 1:	$\sigma = 2,693$	$\text{gcm}^{-3}$
„ 2:	$\sigma = 2,674$	„
„ 3:	$\sigma = 2,695$	„
„ 4:	$\sigma = 2,692$	„
„ 5:	$\sigma = 2,708$	„
$\sigma_m = 2,692 \pm 0,006 \text{ gcm}^{-3}$		

Die Werte der Profile 2 und 5 fallen aus dem Gesamtbild heraus. Ein Vergleich mit der gravimetrischen Karte des Freiburger Gebietes [Lit. 49, S. 695] und der Karte der zweiten Ableitung  $W_{zzz}$  (unveröffentlicht) zeigt, daß Profil 2 in einem Schweremaximum, Profil 5 in einem Schwereminimum liegt. In einem Schweremaximum ist der vertikale Gradient größer als im Normalfalle, die berechnete Dichte wird demnach zu klein.

Die Ergebnisse der Profile 1, 3 und 4 streuen sehr wenig. Eine Änderung der Dichte mit der Tiefe konnte im Bereich der Meßgenauigkeit nicht nachgewiesen werden.

2.532

#### *Meßgebiet Ehrenfriedersdorf*

In Bild 19 sind die geologische Situation in der Umgebung des vermessenen Schachtes nach OELSNER [32] und die Berechnungsergebnisse aus den Schwere-messungen dargestellt. Der Schacht steht in einer Gneis-Glimmerschiefer-Linse und erreicht auf der tiefsten Sohle den Scheitel eines Granitrückens. Dieser streicht etwa WSW–ENE. Die Schwere-messungen konnten nur außerhalb des Granits durchgeführt werden. Die berechneten Dichtewerte zeigen, obwohl sie in einem recht homogenen Gestein erhalten wurden, eine systematische Tendenz. Mit zunehmender Tiefe werden sie größer und weichen vom obersten Wert bis zu 5,8% ab. Der Grund dafür muß – das Gebiet wurde gravimetrisch noch nicht vermessen – in einem zu erwartenden Schwereminimum, bedingt durch die leichteren Massen des Granitrückens, gesucht werden. Ein negativer vertikaler Störgradient verkleinert die Schweredifferenz zwischen zwei Meßpunkten. Damit wird in der Berechnung eine höhere Dichte vorgetäuscht. Die hier erhaltenen Dichtewerte sind deshalb praktisch wertlos.

Die beschriebenen Meßergebnisse bieten jedoch ein gutes Beispiel dafür, daß in Gebieten mit so großen vertikalen Störgradienten, daß eine genaue Dichtebestimmung unmöglich wird, die Berechnung des vertikalen Störgradienten in Verbindung mit labormäßig bestimmten Dichtewerten für direkte Erkundungsarbeiten mit Erfolg eingesetzt werden kann. Zu diesem Zwecke wurden die Anomalien im Vertikalgradienten für die drei Meßintervalle berechnet und im rechten

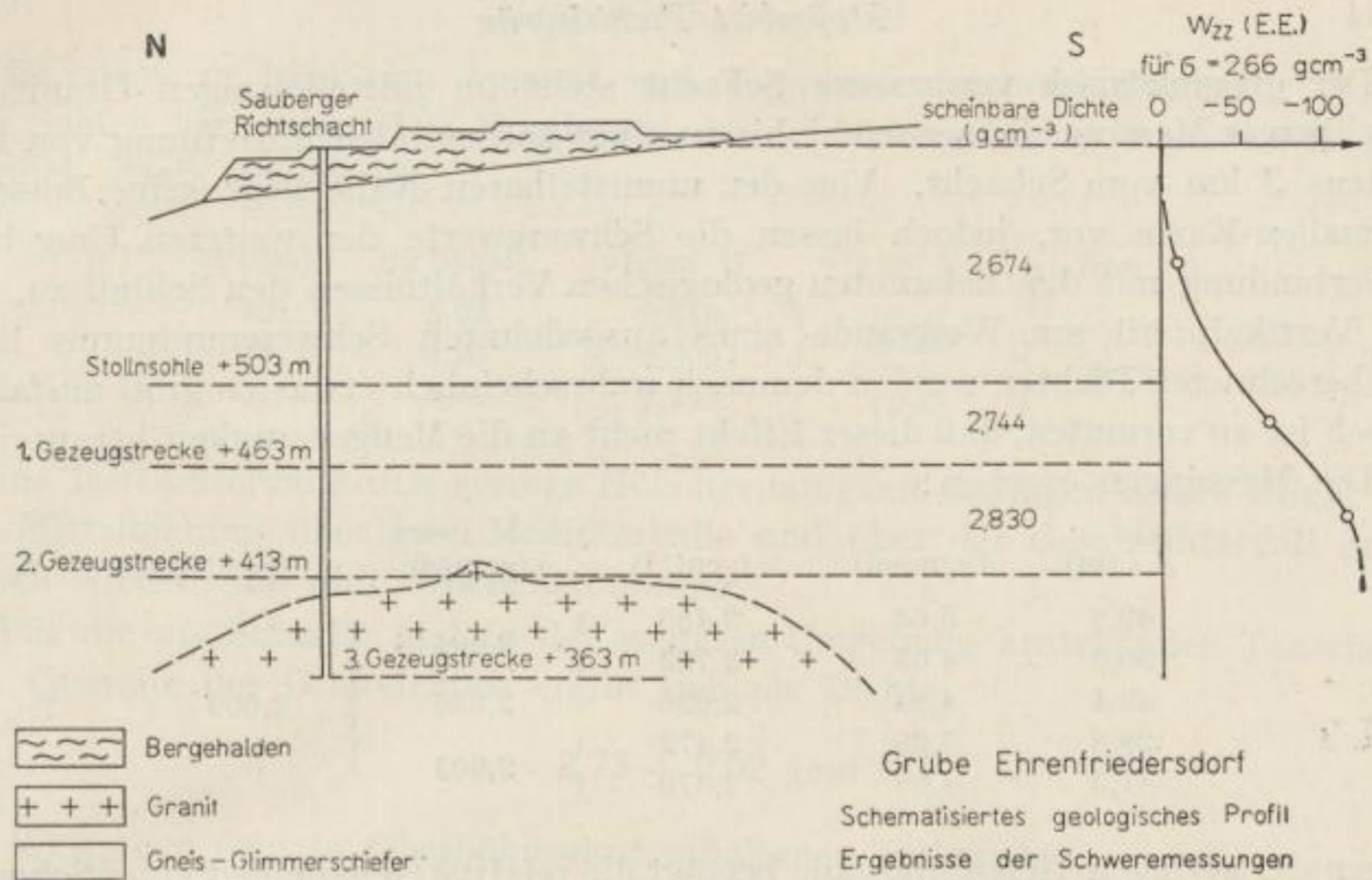


Bild 19. Vertikalprofil Ehrenfriedersdorf, geologische Situation (nach OELSNER [32]) und Berechnungsergebnisse

Teil von Bild 19 dargestellt. Die so erhaltene Kurve läßt bereits einen Rückschluß auf die Tiefenlage der Granitoberfläche zu, da sie einen Wendepunkt durchläuft und sich ihrem Maximalwert nähert. Für quantitative Bestimmungen der Ausdehnung des Störkörpers sind gute Dichtewerte und eine größere Zahl von Schweremessungen erforderlich.

2.533

*Meßgebiet Altenberg*

Die Schwerewerte des hier vermessenen Vertikalprofils werden von Quarzporphyr, Granitporphyr und Granit beeinflusst. Dieser Granit hat nach OELSNER [32] die Form einer steilen Kuppe. In der Scheitelregion, in der gemessen wurde, ist ein vergreister Granit (Zwitter) eingebettet.

Die berechneten Dichtewerte betragen für

$\Delta T = 133 \text{ m}$	$\sigma = 2,655 \text{ gcm}^{-3}$
$\Delta T = 60 \text{ m}$	$\sigma = 2,664 \text{ „}$
$\Delta T = 40 \text{ m}$	$\sigma = 2,603 \text{ „}$

Sie liegen höher als die üblichen Werte für Granit mit Ausnahme des dritten Wertes. Dieser wird von der Zwitterbruchmasse beeinflusst, die naturgemäß eine geringere Blockdichte aufweist. Als Mittelwert wird angegeben:

$$\sigma = 2,65 \pm 0,01 \text{ gcm}^{-3}$$

2.534

*Meßgebiet Pechtelsgrün*

Der gravimetrisch vermessene Schacht steht im mittelkörnigen Granit des Kirchberger Massivs. Dieser reicht bis zu einer horizontalen Entfernung von mindestens 3 km vom Schacht. Von der unmittelbaren Nähe liegt keine Bouguer-anomalien-Karte vor, jedoch lassen die Schwerewerte der weiteren Umgebung in Verbindung mit den bekannten geologischen Verhältnissen den Schluß zu, daß das Vertikalprofil am Westrande eines ausgedehnten Schwereminimums liegt. Die berechneten Dichten werden demnach wahrscheinlich etwas zu groß ausfallen, jedoch ist zu vermuten, daß dieser Effekt nicht an die Meßgenauigkeit heranreicht.

Die Messungen ergeben:

$\Delta T$ (m)	$\Delta g$ (mgal)	$\sigma$ (gcm <sup>-3</sup> )	$\bar{\sigma}$ (gcm <sup>-3</sup> )	$\sigma_m$ (gcm <sup>-3</sup> )
49,8	5,64	2,485	2,604	2,609
50,0	4,63	2,722		
49,4	4,84	2,636	2,636	
29,8	3,29	2,472	2,603	
51,3	4,69	2,679		

Wegen der geringen Tiefenintervalle beträgt die relative Genauigkeit einer Schweredifferenz nur etwa 5%, das bedeutet eine Unsicherheit in der berechneten Dichte von  $\pm 0,13$  gcm<sup>-3</sup>. Diese Streuung ist tatsächlich auch in den angegebenen Werten vorhanden. Werden die Ergebnisse zweier Meßintervalle zusammengefaßt und ausgewertet, so ergibt sich gute Übereinstimmung ( $\bar{\sigma}$ ) zwischen 2,603 gcm<sup>-3</sup> und 2,636 gcm<sup>-3</sup>. Als Ergebnis für das gesamte Intervall folgt:

Dichte Granit Kirchberg:  $\sigma = 2,61 \pm 0,01$  gcm<sup>-3</sup>

Die Genauigkeitsangabe wurde aus der Genauigkeit der Schweredifferenzen aus der Mittelbildung hergeleitet.

2.535

*Meßgebiet Oberböhmisdorf*

Der Schacht steht in Tonschiefer des oberen Ordoviziums. Für die einzelnen Tiefenintervalle wurden folgende Dichten berechnet:

$\Delta T = 70$ m	$\sigma = 2,698$ gcm <sup>-3</sup>
$\Delta T = 31$ m	$\sigma = 2,766$ „
$\Delta T = 39$ m	$\sigma = 2,752$ „
$\Delta T = 40$ m	$\sigma = 2,766$ „
$\Delta T = 179$ m	$\sigma_m = 2,736$ gcm <sup>-3</sup>

Auf Grund der geringen Tiefenintervalle kann die Abweichung des ersten Wertes von den anderen nicht genügend sicher gedeutet werden. Die drei anderen Werte streuen nur um 0,5%, als Mittelwert kann für die anstehenden Tonschiefer des jüngeren Ordoviziums

$$\sigma = 2,74 - 2,76 \text{ gcm}^{-3}$$

angegeben werden.

2.536

*Meßgebiet Schmiedefeld*

In einem in bankigem Quarzit und Tonschiefer stehenden Schacht wurden drei Sohlen vermessen. Die Ergebnisse der Dichteberechnung streuen wiederum ziemlich stark, bis zu 3%:

$\Delta T$ (m)	$\Delta g$ (mgal)	$\sigma$ (gcm <sup>-3</sup> )	$\bar{\sigma}$ (gcm <sup>-3</sup> )	$\sigma_m$ (gcm <sup>-3</sup> )
49	5,24	2,649	} 2,729	} 2,730
49	4,25	2,809		
51	4,57	2,733		

Kleine Tiefenintervalle und geringe Höhengenaugigkeit bedingen diesen Effekt mit. Die Mittelbildung über zwei Meßintervalle und über das Gesamtintervall ergibt jedoch wieder eine gute Übereinstimmung.

Für die am Schacht und in der weiteren Umgebung anstehenden Tonschiefer und Quarzite des Ordoviziums ergibt sich als Dichte:

$$\sigma = 2,73 \pm 0,02 \text{ gcm}^{-3},$$

ein Wert, der dem in Oberböhmisdorf erhaltenen entspricht.

2.54

*Westsächsisches Steinkohlenrevier*

In 14 Schächten des Zwickauer und in 13 Schächten des Ölsnitzer Steinkohlenreviers wurden Schweremessungen durchgeführt, wobei als maximale Tiefe 1171 m vermessen werden konnten. Die maximale Tiefe unter NN betrug 725 m.

In den Schächten wurden folgende Schichten durchteuft:

- Rotliegendes (91–897 m): Schieferletten, Sandsteine, Konglomerate, Melaphyr- und Porphyrgüsse, Porphyrtuff
- Karbon (bis 249 m): Schiefertone, Sandsteine, Konglomerate
- Präkarbon (bis 268 m): Phyllit

Obwohl Schichten verschiedener petrographischer Ausbildung die Schwerewerte beeinflussen, wurden dennoch für beide Meßgebiete, Zwickau und Ölsnitz, die berechneten Dichtewerte in ihrer Gesamtheit dargestellt (Bild 20). In diesem Tiefen-Dichte-Diagramm wurden die Dichtewerte für die Tiefe aufgetragen, die dem unteren Meßpunkt entspricht. Es ist also nicht die Lokaldichte, sondern die Blockdichte zwischen Erdoberfläche und unterem Meßpunkt aufgetragen. In der Darstellungsart wurden die Zwickauer und Ölsnitzer Schächte unterschieden, außerdem wurden die Schächte des Ölsnitzer Gebietes, die präkarbonische Gesteine erreichen, besonders hervorgehoben.

Die Dichtewerte zeigen eine systematische Zunahme mit der Tiefe, so daß eine Kurve der Dichtezunahme gezeichnet werden konnte. Einzelne Werte zeigen Abweichungen von dieser Kurve bis zu 1,5%, abgesehen von den Dichten in geringerer Tiefe, die stärker streuen. Sie lassen jedoch eine Tendenz zu kleineren Werten erkennen.

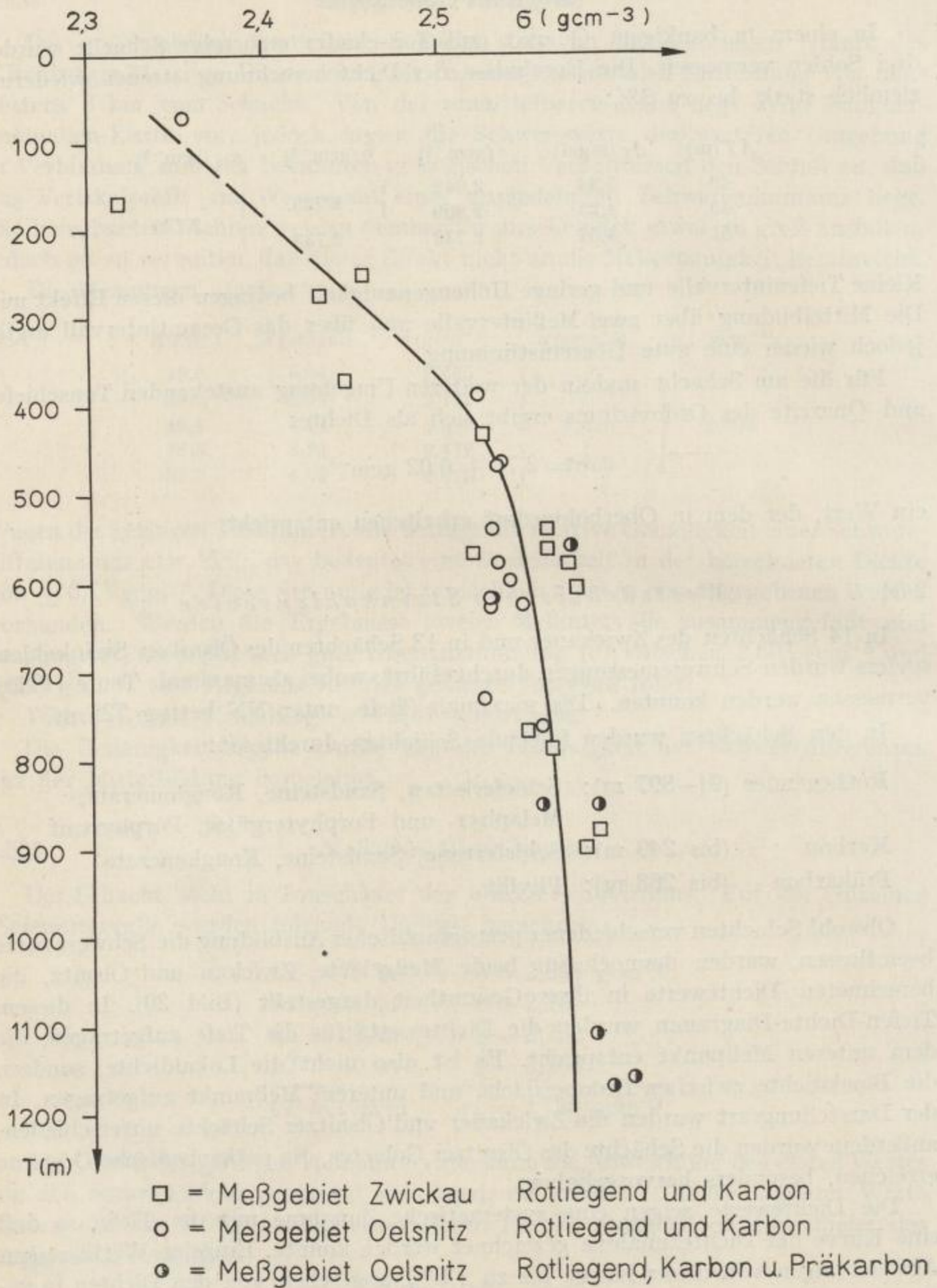


Bild 20. Dichte als Funktion der Tiefe im westsächsischen Steinkohlenrevier



Zu beachten ist noch, daß Dichtewerte, die für zwei dicht beieinander liegende Schächte erhalten wurden, im Durchschnitt nur um 0,1% streuen, woraus folgt, daß größere Abweichungen über größere Entfernungen geologisch bedingt sein müssen. Diese Feinstrukturen werden sich im Isogammenbild zeigen. Aufgabe der Dichtebestimmung ist es, einen gesicherten mittleren Wert zur Reduktion vorzulegen.

Dichtewerte, die aus Messungen bis ins Präkarbon erhalten wurden, zeigen nach Bild 20 eine Tendenz zu höheren Werten. Dieser Effekt ist durch die schwereren Schichten des Phyllits ( $\sigma \sim 2,75 \text{ gcm}^{-3}$ ) bedingt.

Die Tiefen-Dichte-Kurve ist für kleine Tiefen stark geneigt, ein exakter Anfangswert für  $T = 0$  kann nicht ermittelt werden. Sie durchläuft ihre stärkste Krümmung bei 400–500 m und nähert sich einem Grenzwert von etwa  $2,57 \text{ gcm}^{-3}$  für Rotliegendes und Karbon.

## 2.55

*Mansfelder Kupferschiefergebiet*

Es wurden in 11 Schächten Schweremessungen durchgeführt, wobei jedoch wenige Sohlen, meist nur eine, zur Verfügung standen.

Die Schächte durchteufen folgende Schichten:

- |               |             |  |
|---------------|-------------|--|
| Buntsandstein | (0–452 m):  | Letten, Sandsteine, Rogensteinbänke, Gips                    |
| Zechstein     | (85–389 m): | Salzton, Anhydrit, Steinsalz, Carnallit, Gips,<br>Stinkstein |
| Rotliegendes  | (0–270 m):  | Sandsteine, Konglomerate, Melaphyr                           |

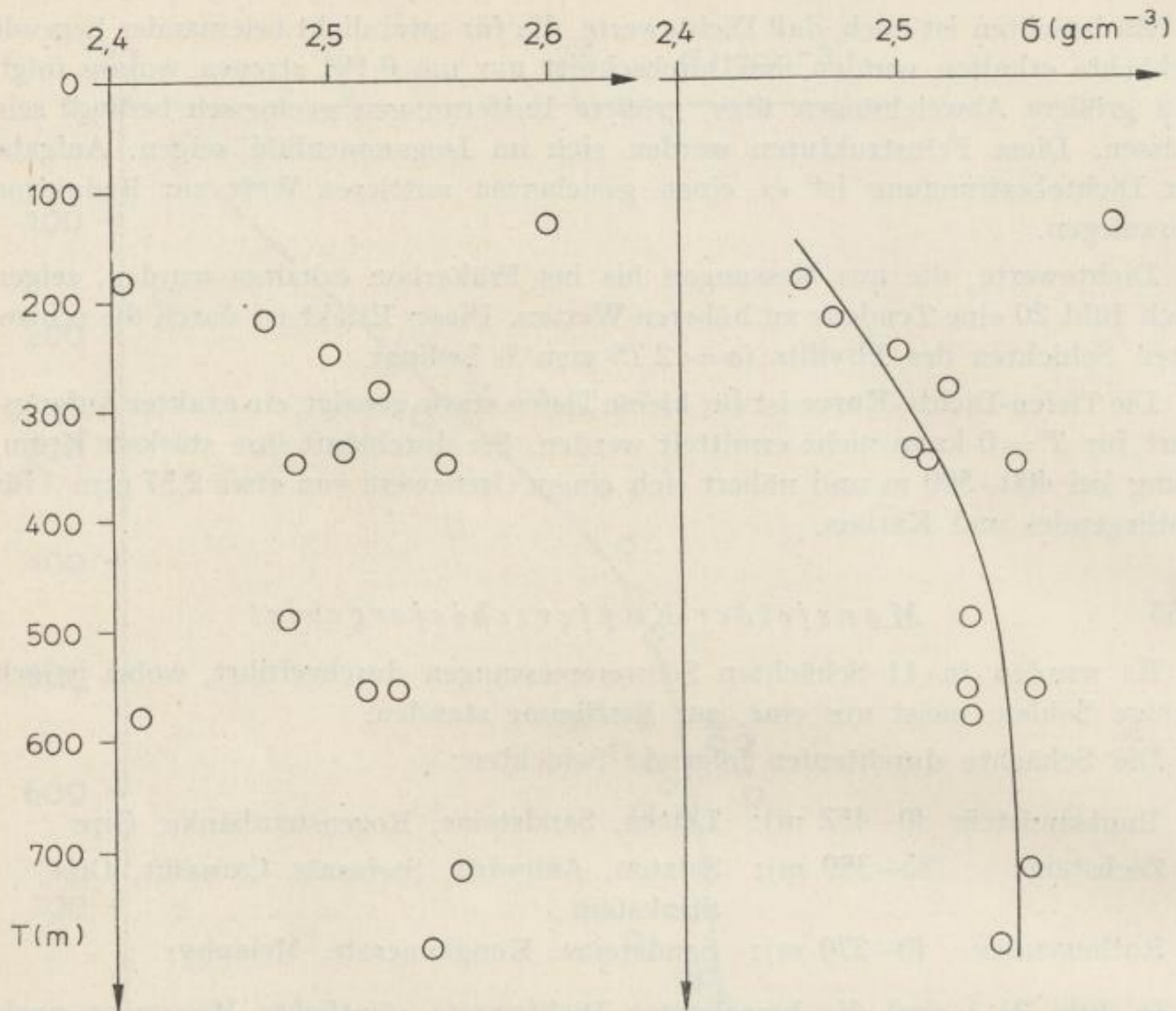
In Bild 21 A sind die berechneten Dichtewerte sämtlicher Messungen nach der Tiefe aufgetragen, und zwar so, daß die entsprechende Eintragung den unteren Meßpunkt bezeichnet. Die Gesamtstreuung der Werte liegt zwischen  $2,405 \text{ gcm}^{-3}$  und  $2,600 \text{ gcm}^{-3}$  und beträgt etwa 8% des Mittelwertes.

Im allgemeinen ist eine geringe Zunahme der Blockdichte von  $2,45 \text{ gcm}^{-3}$  (?) auf  $2,55 \text{ gcm}^{-3}$  für 800 m Tiefenintervall zu verzeichnen. Drei Werte fallen dabei jedoch besonders heraus. Die Schächte mit den geringsten Dichten  $2,405 \text{ gcm}^{-3}$  für 184 m und  $2,412 \text{ gcm}^{-3}$  für 580 m Tiefenintervall durchteufen mehr oder weniger mächtige Steinsalz- und Carnallitlager, während bei  $2,600 \text{ gcm}^{-3}$  nur der untere Zechstein und oberes Rotliegendes erfaßt wurden.

Auf Grund der vorkommenden Steinsalzlager wurden die berechneten Dichten so reduziert, daß die Normalschwereänderung mit der Tiefe für die entsprechende Mächtigkeit mit  $2,2 \text{ gcm}^{-3}$  berechnet wurde. Im Ergebnis dürften sich jetzt diese dichtemindernden Effekte nicht mehr bemerkbar machen.

Tatsächlich liegen in Bild 21 B die einzelnen Dichtewerte so, daß eine Kurve der Dichteänderung mit der Tiefe gezeichnet werden kann. Unterschiede wegen der verschiedenen Mächtigkeiten einzelner Schichten deuten sich nicht an. Die Kurve beginnt bei etwa  $2,40 \text{ gcm}^{-3}$  für  $T = 0$  m und nähert sich einem Grenzwert  $2,55 \text{ gcm}^{-3}$ . Die Abweichungen der Meßwerte von der gemittelten Kurve betragen

Bergakademie  
Freiberg  
1928



## Mansfelder Gebiet

A berechnete Dichte

B reduzierte Dichte

Bild 21. Dichte als Funktion der Tiefe im Mansfelder Gebiet

maximal 1,5%. Die Kurve hat ihre stärkste Krümmung in 400 m Tiefe, also etwa wie im westsächsischen Steinkohlengebiet.

## 2.56

*Mitteld deutsches Salzbergbaug ebiet*

Bei diesen Messungen wurde der Versuch unternommen, in Gebieten mit sehr stark gestörten Vertikalgradienten gravimetrische Dichtebestimmungen durchzuführen. Bereits die ersten Ergebnisse zeigten, daß Fehler bis zu 10% in den berechneten Dichtewerten auftraten. Trotzdem wurden insgesamt 17 Schächte vermessen, da einerseits die tektonischen Verhältnisse sehr unterschiedlich sind, man zum anderen nicht aus wenigen Ergebnissen verallgemeinernde Schlüsse ziehen kann. Bild 22 stellt die Erklärung der geologischen Zeichen im Salzbergbau dar, die in den folgenden Bildern angewendet werden.

Bergakademie  
-Bücherei-  
Freiberg i. Sa.

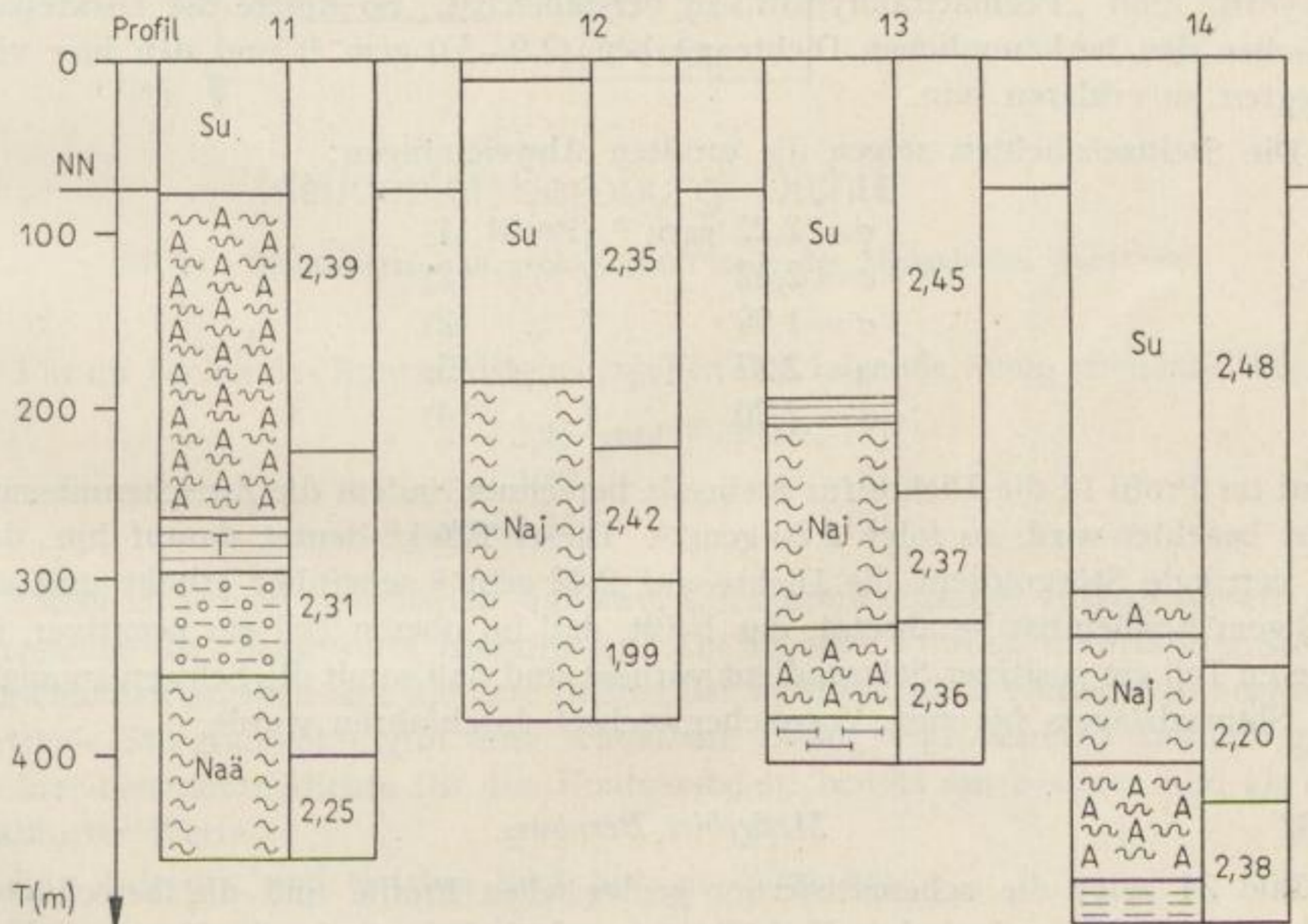
	Tertiär		obere Zechsteinletten
	Buntsandstein		jüngeres Steinsalz
	mittlerer Buntsandstein		älteres Steinsalz
	unterer Buntsandstein		Carnallit
	Anhydrit		Kalisalz
	Salzton		Hartsalz
	Gravimetrisch bestimmter Blockdichtewert in $\text{g cm}^{-3}$		

Bild 22. Erklärung der geologischen Zeichen im Salzbergbau

2.561

Meßgebiet Staßfurt

Die berechneten Dichtewerte und die geologischen Profile der gemessenen Schächte sind in Bild 23 dargestellt. Es handelt sich um Kali- und Steinsalzlager mit Hutgesteinen, die von unterem Buntsandstein überlagert werden. Es liegen



Meßgebiet Staßfurt: Dichte

Bild 23. Dichtewerte und geologische Profile des Meßgebietes Staßfurt

also Gesteine vor, die erhebliche Dichteunterschiede (bis 20%) gegeneinander aufweisen, bei gestörter Lagerung demnach starke Schwereanomalien hervorrufen.

Die Dichtewerte für den Buntsandstein zeigen bereits erhebliche Abweichungen:

Dichte des unteren Buntsandsteines:	2,35	gcm <sup>-3</sup>	(Profil 12)
	2,45	„	( „ 13)
	2,48	„	( „ 14)

Eine Mittelbildung ist nicht möglich, da stets noch andere Schichten erfaßt wurden. In Profil 12 wurde Steinsalz mit erfaßt, ebenfalls in Profil 13. Der höchste Wert von 2,48 gcm<sup>-3</sup> (Profil 14) entspricht wahrscheinlich dem wahren Wert am besten, da es sich um ein Tiefenintervall von mehr als 300 m handelt. Für den Anhydrit als Hauptvertreter der Hutgesteine resultieren die Dichtewerte:

$\sigma = 2,39$	gcm <sup>-3</sup>	(Profil 11)
$\sigma = 2,36$	„	( „ 13)
$\sigma = 2,38$	„	( „ 14)
<hr/>		
$\sigma_m = 2,38$	gcm <sup>-3</sup>	

Sie streuen sehr wenig, jedoch genügen diese drei Bestimmungen noch nicht, um einen sicheren Mittelwert zu geben. Es muß bemerkt werden, daß unter Anhydrit die Summe von „Anhydrit mit Gips“, „Anhydrit, rote und blaue Letten“, „Hauptanhydrit“ und „Pegmatitanhydrit“ zu verstehen ist. So dürfte die Diskrepanz zwischen den herkömmlichen Dichteangaben (2,9–3,0 gcm<sup>-3</sup>) und den hier vorgelegten zu erklären sein.

Die Steinsalzdichten zeigen die größten Abweichungen:

$\sigma = 2,25$	gcm <sup>-3</sup>	(Profil 11)
$\sigma = 2,42$	„	( „ 12)
$\sigma = 1,99$	„	( „ 12)
$\sigma = 2,37$	„	( „ 13)
$\sigma = 2,20$	„	( „ 14)

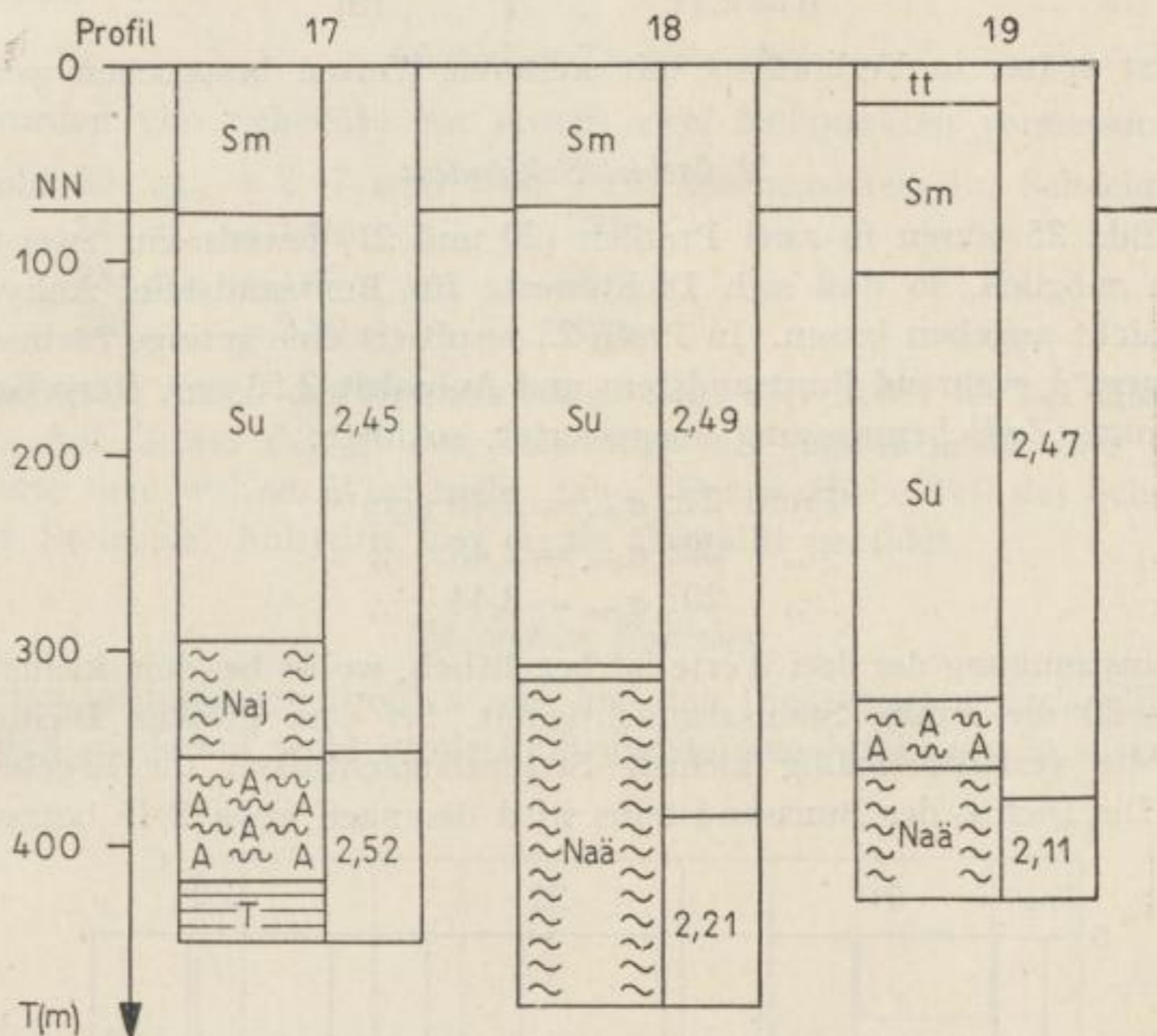
Wird im Profil 12 die Dichte für Steinsalz berechnet, indem die Zwischenmessung nicht beachtet wird, so folgt 2,20 gcm<sup>-3</sup>. Dieser Effekt deutet darauf hin, daß der vertikale Störgradient die Dichte auf 2,42 gcm<sup>-3</sup> scheinbar erhöht und auf 1,99 gcm<sup>-3</sup> scheinbar herabsetzt, das heißt, daß im oberen Teil ein negativer, im unteren Teil ein positiver Störgradient vorliegt und daß somit die Schwereanomalie des Steinsalzlagers bis zum Vorzeichenwechsel durchfahren wurde.

2.562

#### *Meßgebiet Bernburg*

Bild 24 zeigt die schematisierten geologischen Profile und die berechneten Dichtewerte. Die geologischen Verhältnisse sind ähnlich wie im Staßfurter Gebiet, allerdings sind die Deckschichten des Zechsteins, also Buntsandstein und wenig Tertiär, hier fast durchweg mächtiger und erreichen über 300 m Mächtigkeit.

Demnach wurden, da etwa die gleichen Tiefenintervalle vermessen wurden, weniger Hut- und Salzgesteine erfaßt.



### Meßgebiet Bernburg: Dichte

Bil 24. Dichtewerte und geologische Profile des Meßgebietes Bernburg

Für die Dichte des Buntsandsteins ergeben sich folgende wenig streuende Werte:

$$\begin{aligned} \sigma &= 2,45 \text{ gcm}^{-3} \text{ (Profil 17)} \\ \sigma &= 2,49 \text{ „ ( „ 18)} \\ \sigma &= 2,47 \text{ „ ( „ 19)} \end{aligned}$$

Dabei ist jedoch zu beachten, daß zwei Effekte mit einander entgegengesetztem Vorzeichen die Dichtewerte beeinflussen. Die in allen Profilen miterfaßten Steinsalzschichten ergeben eine kleinere Dichte, der wahrscheinlich vorliegende negative vertikale Störgradient ergibt eine scheinbare Dichtevergrößerung. Deshalb gibt die hier bestimmte Dichte für den Buntsandstein bereits ein besseres Bild als die Staßfurter Werte.

Für Anhydrit und Salzton liegt nur ein Wert vor:

$$\sigma = 2,52 \text{ gcm}^{-3}$$

Er ist wesentlich höher als der im Staßfurter Gebiet ermittelte (Profil 17).

Die Ergebnisse für die Steinsalzdichte:

$$\sigma = 2,21 \text{ gcm}^{-3} \text{ (Profil 18)}$$

$$\sigma = 2,11 \text{ „ ( „ 19)}$$

können erst später in Verbindung mit weiteren Werten besprochen werden.

2.563

*Meßgebiet Schierstedt*

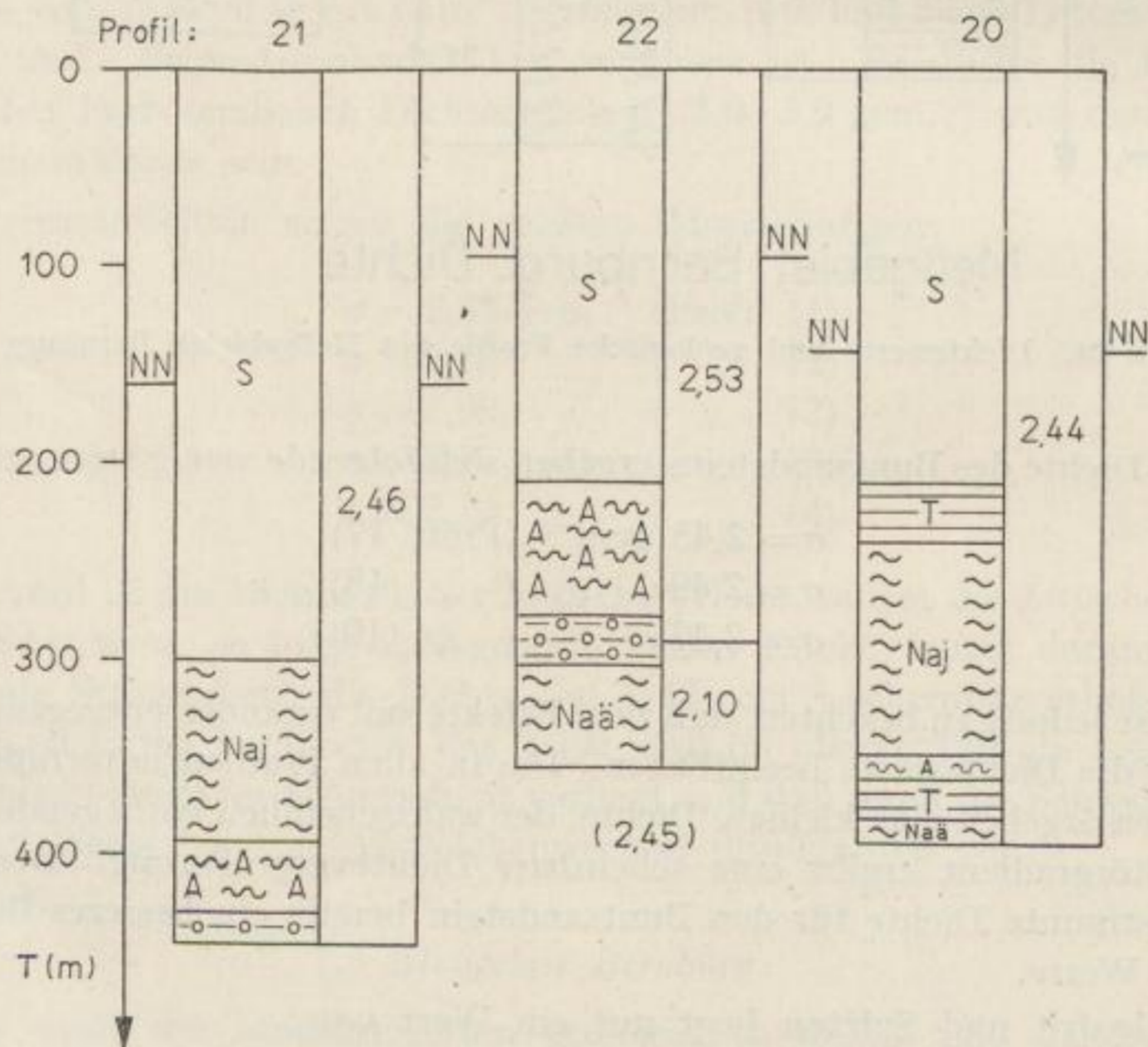
Nach Bild 25 waren in zwei Profilen (20 und 21) jeweils nur zwei Schwere-messungen möglich, so daß sich Dichtewerte für Buntsandstein, Anhydrit und Steinsalz nicht angeben lassen. In Profil 22 resultiert eine geringe Steinsalzdichte von  $2,10 \text{ gcm}^{-3}$ , während Buntsandstein und Anhydrit  $2,53 \text{ gcm}^{-3}$  ergeben. Wird Profil 22 ohne Zwischenmessung ausgewertet, so folgt:

$$\text{Profil 21: } \sigma_{\text{ges.}} = 2,46 \text{ gcm}^{-3}$$

$$\text{„ 22: } \sigma_{\text{ges.}} = 2,45 \text{ „}$$

$$\text{„ 20: } \sigma_{\text{ges.}} = 2,44 \text{ „}$$

Die Übereinstimmung der drei Werte ist beachtlich, wobei bei dem kleinsten Wert des Profils 20 die größte Steinsalzmächtigkeit, bei dem größten Dichtewert in Profil 21 die verhältnismäßig kleinste Steinsalzmächtigkeit die Ergebnisse beeinflusst. Die Dichte des Buntsandsteins wird demnach etwa 2,45 betragen. Da



Messgebiet Schierstedt: Dichte

Bild 25. Dichtewerte und geologische Profile des Meßgebietes Schierstedt

negative vertikale Störgradienten zu erwarten sind, die eine scheinbar höhere Dichte ergeben, wird der Einfluß des Steinsalzes, zumindest größenordnungsmäßig, kompensiert.

2.564

*Meßgebiet Teutschenthal*

Es wurden vier Schächte mit jeweils zwei Meßpunkten vermessen:

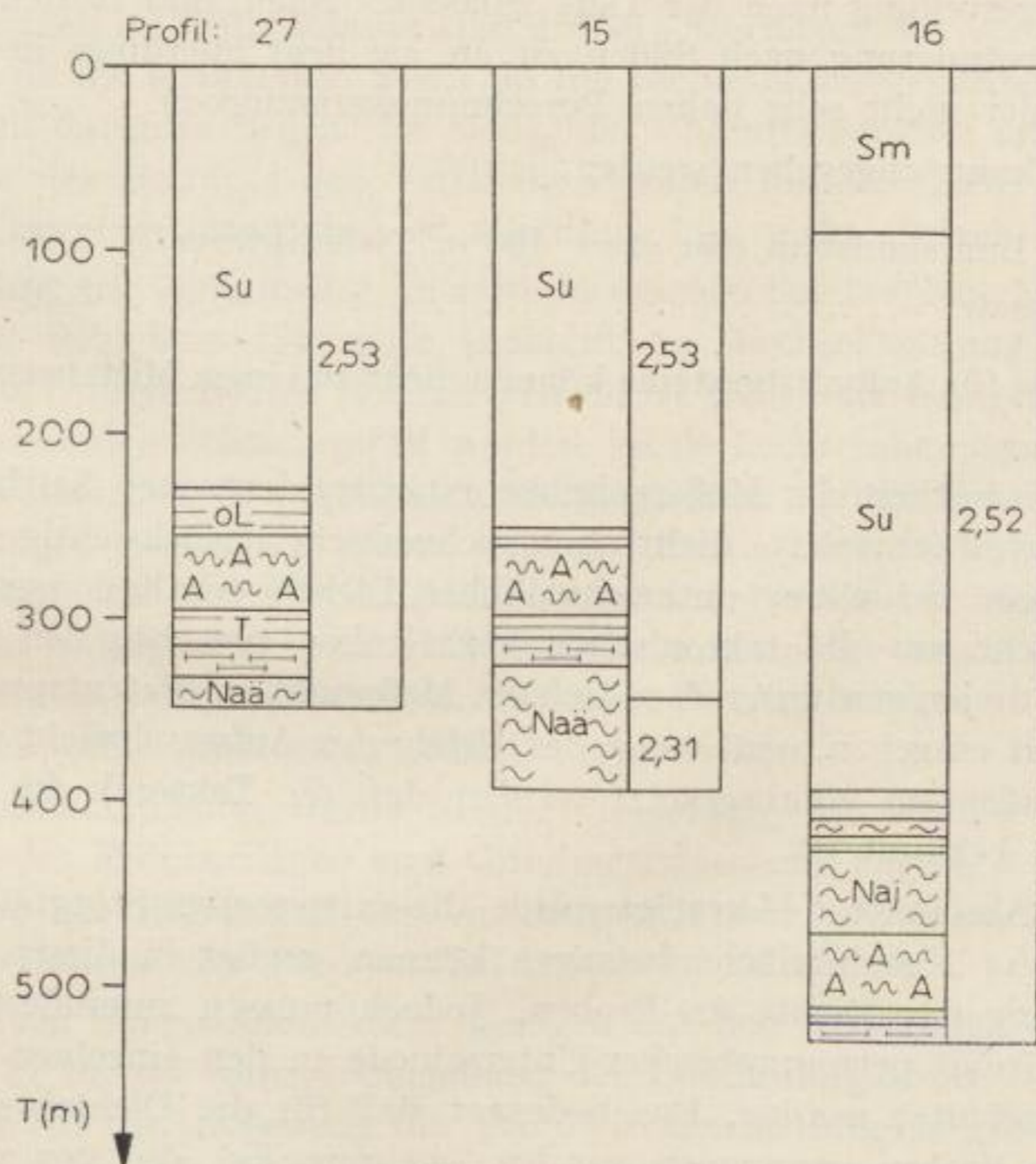
Profil 23:	$\sigma_{ges.} = 2,47$	$gcm^{-3}$	bei 70%	Buntsandstein	im Schachtprofil
„ 24:	$\sigma_{ges.} = 2,49$	„	„ 77%	„	„
„ 25:	$\sigma_{ges.} = 2,49$	„	„ 68%	„	„
„ 26:	$\sigma_{ges.} = 2,50$	„	„ 89%	„	„

Der prozentuale Anteil des Buntsandsteins liegt hier höher als bei allen anderen Profilen. Auf Grund der großen Tiefenintervalle kommen die hier erhaltenen Dichtewerte dem wahren Wert recht nahe. Der restliche Teil des Schachtprofils wird von Steinsalz, Anhydrit und wenig Carnallit gebildet.

2.565

*Meßgebiet Roßleben*

Aus den geologischen Profilen und aus den Dichtewerten nach Bild 26 geht hervor, daß wiederum recht große Buntsandsteinmächtigkeiten in ihrer Schwere-



Meßgebiet Roßleben: Dichte

Bild 26. Dichtewerte und geologische Profile des Meßgebietes Roßleben

wirkung erfaßt wurden. Der Anteil der leichten Steinsalzsichten am Gesamtergebnis ist gering. Hinzu kommt, daß im Gegensatz zum Staßfurter Gebiet die drei Roßlebener Profile in einer sehr flachen Schweremulde liegen, so daß kaum ein nennenswerter Störgradient zu erwarten ist. Die Dichtewerte des Buntsandsteins sind:

$$\begin{aligned}\sigma &= 2,53 \text{ gcm}^{-3} \text{ (Profil 27)} \\ \sigma &= 2,53 \text{ „ ( „ 15)} \\ \sigma &= 2,52 \text{ „ ( „ 16)}\end{aligned}$$

Der Wert  $2,31 \text{ gcm}^{-3}$  für Steinsalz deutet im Vergleich zu den Ergebnissen anderer Meßgebiete, wo im Durchschnitt kleinere Werte auftraten, auf einen negativen vertikalen Störgradienten in der Nähe und im obersten Teil der Steinsalzsichten hin.

#### 2.566 Zusammenfassung der Ergebnisse im mitteldeutschen Salzbergbauggebiet

Wegen der geringen Meßpunktzahl pro Profil kann keine Aussage über eine Tiefen-Dichte-Funktion des Buntsandsteins gemacht werden. Daß sie vorhanden ist, ist aus den Ergebnissen im Mansfelder Kupferschiefergebiet zu schließen. Es können nur Werte für größere Tiefenintervalle vorgelegt werden, die keinen Schluß auf die Dichteverteilung nach der Tiefe zulassen. Nach Bild 17 deutet sich eine regionale Dichteänderung nach Süden zu an, sie liegt allerdings in der Größenordnung der hier nicht sehr hohen Berechnungsgenauigkeit.

Insgesamt kann angegeben werden:

Blockdichte Buntsandstein (für etwa 400 m Tiefenintervall)	2,46–2,52 $\text{gcm}^{-3}$
Dichte Steinsalz . . . . .	2,20–2,25 „

Die Dichtewerte für Anhydritgesteine können nicht zu einem Mittelwert zusammengefaßt werden.

Aus der Gesamtheit der Meßergebnisse im mitteldeutschen Salzbergbauggebiet folgt, daß exakte Dichtewerte nicht ohne rechnerische Berücksichtigung der Lagerungsformen von Schichten unterschiedlicher Dichte erhalten werden können. Da jedoch nicht nur die tektonischen Verhältnisse zwischen den Meßpunkten, sondern auch diejenigen unter dem tiefsten Meßpunkt in die entsprechenden Berechnungen mit eingehen, wird meist der Erfolg den Aufwand nicht rechtfertigen. Dabei muß außerdem vorausgesetzt werden, daß die Tektonik des Gebietes genügend genau bekannt ist.

Da, wie in Abschnitt 2.44 gezeigt wurde, die auftretenden Störgradienten einige 100 E.E. an der Erdoberfläche betragen können, genügt in diesen Gebieten oft die Bestimmung der Dichte an Proben. Jedoch müssen zumindest die Fehlerquellen auf Grund petrographischer Unterschiede in den einzelnen Proben weitgehend ausgeschaltet werden. Das bedeutet, daß für die Dichtebestimmung genügend große Proben genommen werden (mehrere kg), die von verschiedenen Fundstellen stammen. Erst dann läßt sich beurteilen, ob Dichtewerte einzelner Proben für ein größeres Gebiet verallgemeinert werden können.



Jedoch ist es hier möglich, Gravimetermessungen unter Tage zum Zwecke der Erkundung einzusetzen. Dabei müssen Dichtewerte genügen, die an Proben erhalten wurden. Werden in allen verfügbaren Strecken und an der Erdoberfläche Schweremessungen durchgeführt, so resultiert die „dreidimensionale“ Schwere- störung, die ein wesentlich besseres Bild der Masseninhomogenitäten vermittelt als die Ergebnisse einer Oberflächenvermessung. Berechnungen der Lage der Störkörper können mit größerer Sicherheit durchgeführt werden.

### 2.57 *Experimentelle Bestimmung von $W_{zz}$*

Die Arbeiten von HAMMER 1938 [23] hatten das Ziel, experimentell bestimmte Abweichungen vom theoretischen Freiluftgradienten (vgl. 2.44) mit aus Gravi- metermessungen berechneten vertikalen Störgradienten zu vergleichen. Es war insofern ein günstiges Resultat zu erwarten, da im Außenraum der Erde ( $\sigma = 0$ ) gemessen wurde und somit im Gegensatz zu den Schachtmessungen keine Dichte- inhomogenitäten im Meßintervall auftreten konnten. Trotzdem wurde nur eine qualitative Übereinstimmung der auf zwei verschiedenen Wegen bestimmten Vertikalgradienten erreicht. HAMMER führt diesen Effekt in erster Linie auf die Genauigkeit der Gravimetermessungen zurück.

Bei Messungen im Erdhalbraum sind größere Störungen des Vertikalgradienten zu erwarten, da die Meßpunkte näher an die Dichteinhomogenitäten heranrücken bzw. zum Teil darunter liegen. Im Meßgebiet Ehrenfriedersdorf ist sehr deutlich die Zunahme des Betrages des Vertikalgradienten mit der Tiefe zu sehen. Die Dichteverteilung im Untergrund ist allerdings hier recht einfach.

Anders sind die Verhältnisse im mitteldeutschen Salzbergbauggebiet. Es liegen relativ leichte Schichten (Steinsalz, Carnallit) in Wechsellagerung mit Gesteinen höherer Dichte (Anhydrit), der Schichtverband ist mehr oder weniger stark gestört. Bei einem vertikalen Schwereprofil werden lokale Dichteinhomogenitäten durch- fahren, das Vorzeichen des vertikalen Störgradienten ändert sich, und regionale Schwerestörungen überlagern diesen lokalen Effekt. Eine für die Erdoberfläche berechnete Anomalie im Vertikalgradienten wird bereits für ein Meßintervall von 100 m nur bedingt gelten, für größere Tiefen kann nicht einmal das Vorzeichen des Störgradienten bestimmt werden, da lokale Dichtestörungen in unmittelbarer Nähe des Meßprofils großräumige Effekte überdecken.

Zur Veranschaulichung wurde in der Umgebung des Profils 12 (Meßgebiet Staßfurt) an der Erdoberfläche eine Gravimetermessung angesetzt mit dem Ziel, zum Vergleich der Ergebnisse des Vertikalprofils den vertikalen Störgradienten nach dem Verfahren von BARANOV [4] berechnen zu können.

Die relativen Bougueranomalien, bezogen auf den Basispunkt des Profils 12, sind in Bild 27 für die nähere Umgebung des Profils dargestellt. Die benötigten Schwerewerte für die Umgebung des Profils in einem Umkreis größer als 1,5 km wurden der „Schwerekarte der DDR“ von SIEMENS im Maßstabe 1 : 200 000 [41] entnommen. Das Profil 12 liegt an der NE-Flanke eines NW streichenden Schwere- minimums.

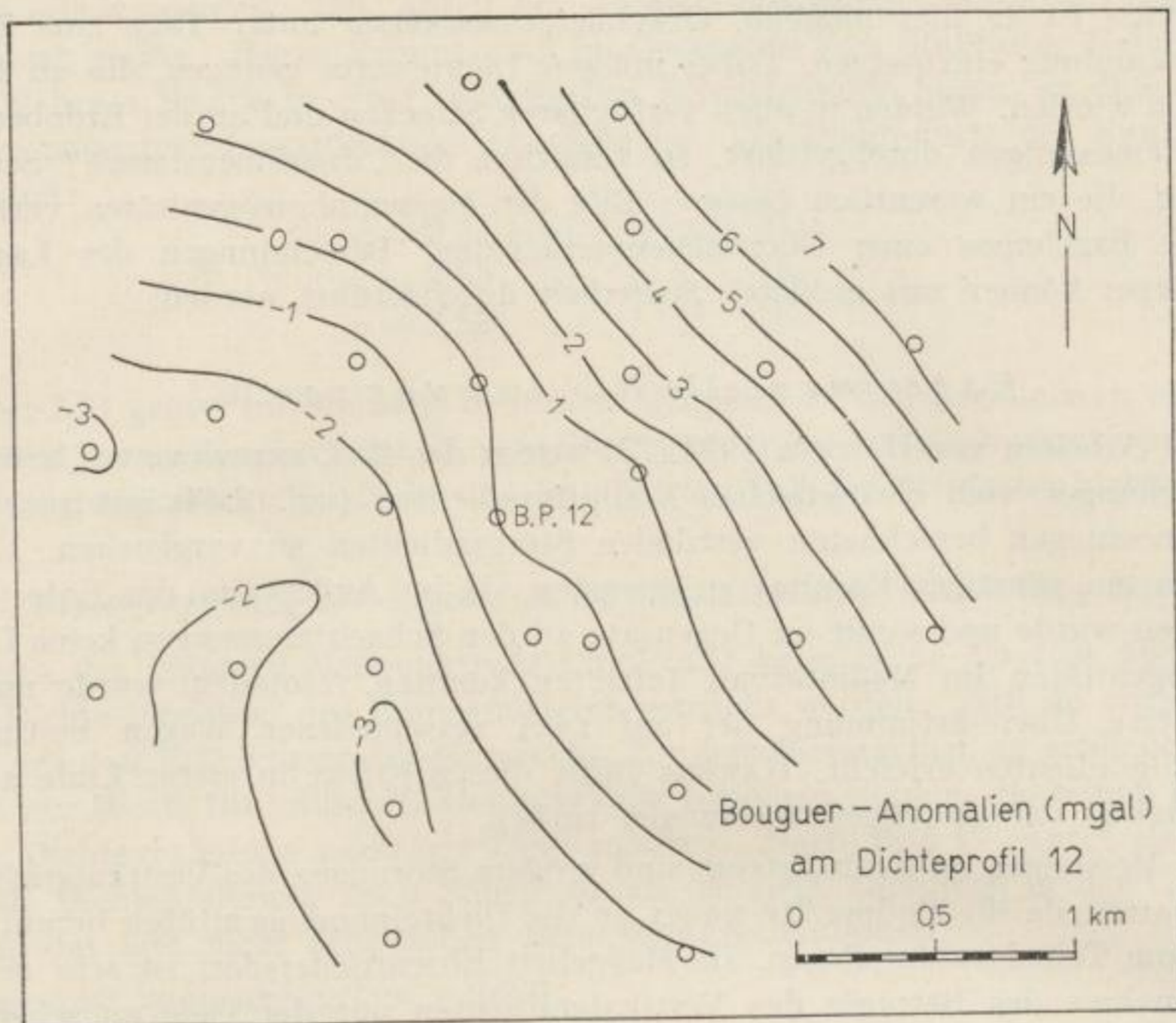


Bild 27. Bougueranomalien (mgal) in der Umgebung des Dichteprofiles 12

Die vertikalen Störgradienten wurden nach dem BARANOVSKEN Schema bei Berücksichtigung bis  $s \cdot \sqrt{40}$  berechnet. Als Ergebnis folgt für den Basispunkt des Profils 12:

$$W_{zz} = + 8 \text{ E.E. bei } s = 0,5 \text{ km}$$

$$W_{zz} = - 30 \text{ E.E. bei } s = 1,0 \text{ km}$$

Als Vergleich dazu ergeben die Daten des Vertikalprofils:

Tiefe (m)	Tiefenintervall (m)	$W_{zz}$ (E.E.)
0	223	+ 14
223	76	- 203
299	80	+ 155
379		

Für die Bouguerreduktion wurden die Dichten

Steinsalz . . . . .	$\sigma = 2,20 \text{ gcm}^{-3}$
Buntsandstein . . . . .	$\sigma = 2,40 \text{ gcm}^{-3}$

verwendet.

Es ergibt sich folgendes Gesamtbild: Ein regionaler Störgradient von etwa  $- 30 \text{ E.E.}$  liegt an der Erdoberfläche vor. Ihm überlagert sich nahe der Erdober-

fläche eine lokale Anomalie mit positivem Vorzeichen. In einer Tiefe von 220 bis 300 m bewirkt das jüngere Steinsalzlager einen Vertikalgradienten von ungefähr  $-200$  E.E., von 300–380 m von etwa  $+150$  E.E. Da sich das Vorzeichen des Vertikalgradienten im Steinsalzlager ändert, ist zu vermuten, daß der Hauptanteil des Lagers bereits durchteuft ist, wobei natürlich nicht ausgeschlossen ist, daß in Schichten höherer Dichte der umgekehrte Effekt sich wiederholt bzw. der gleiche Effekt noch einmal tiefer auftritt.

Zusammenfassend muß demnach festgestellt werden, daß in tektonisch stark gestörten Gebieten mit großen Dichteunterschieden Anomalien im Vertikalgradienten von über 200 E.E. auftreten können, die eine exakte gravimetrische Dichtebestimmung sehr erschweren (vgl. Abschnitt 2.566). Es ist in solchen Gebieten unbedingt erforderlich, möglichst viele Schächte zu vermessen, um aus der Kombination der Ergebnisse die wahrscheinlichsten Dichtewerte zu erhalten.

Tabelle 8  
Berechnete Dichtewerte

Gestein	Gebiet	Dichte ( $\text{gcm}^{-3}$ )
Grauer Gneis . . . . .	Freiberg	$2,692 \pm 0,006$
Gneis-Glimmerschiefer .	Ehrenfriedersdorf	$2,66 \pm 0,02$
Quarz- u. Granitporphyr	Altenberg	$2,65 \pm 0,01$
Granit . . . . .	Kirchberg	$2,61 \pm 0,01$
Tonschiefer . . . . .	Oberböhmisdorf	$2,75 \pm 0,01$
Tonschiefer . . . . .	Schmiedefeld	$2,73 \pm 0,02$

## 2.58

*Zusammenfassung der Meßergebnisse*

Aus den hier vorgelegten Ergebnissen können die in Tabelle 8 zusammengefaßten Dichtewerte angegeben werden. Für Sedimente bis einschließlich Karbon ist eine Zunahme der Dichte mit der Tiefe zu beobachten. Für das Gebiet bis etwa 350 m Tiefe unter der Erdoberfläche wurde ein Gradient bis zu  $0,5 \text{ gcm}^{-3}/\text{km}$  gefunden, der lokal verschieden ist. Zwischen 400 und 500 m Tiefe nimmt dieser Gradient sehr stark ab, die Kurve nähert sich einem Grenzwert.

Bei Drehwaagemessungen unter Tage tritt zur topographischen Korrektur eine Verbesserung, die von den Dimensionen des Hohlraumes, in dem die Messung stattfindet, abhängt. Unter der Annahme einer geraden, unendlich langen Strecke mit gleichmäßig rechteckigem Querschnitt gilt mit den Bezeichnungen des Bildes 28 nach

O. MEISSER und F. WOLF [29]:

$$W_{xz} = 2k\sigma \ln \frac{r_2 \cdot r_4}{r_1 \cdot r_3} \quad (37)$$

$$W_{yz} = 0$$

$$W_{xy} = 0$$

$$W_A = 2k\sigma(a + \beta) \quad (38)$$

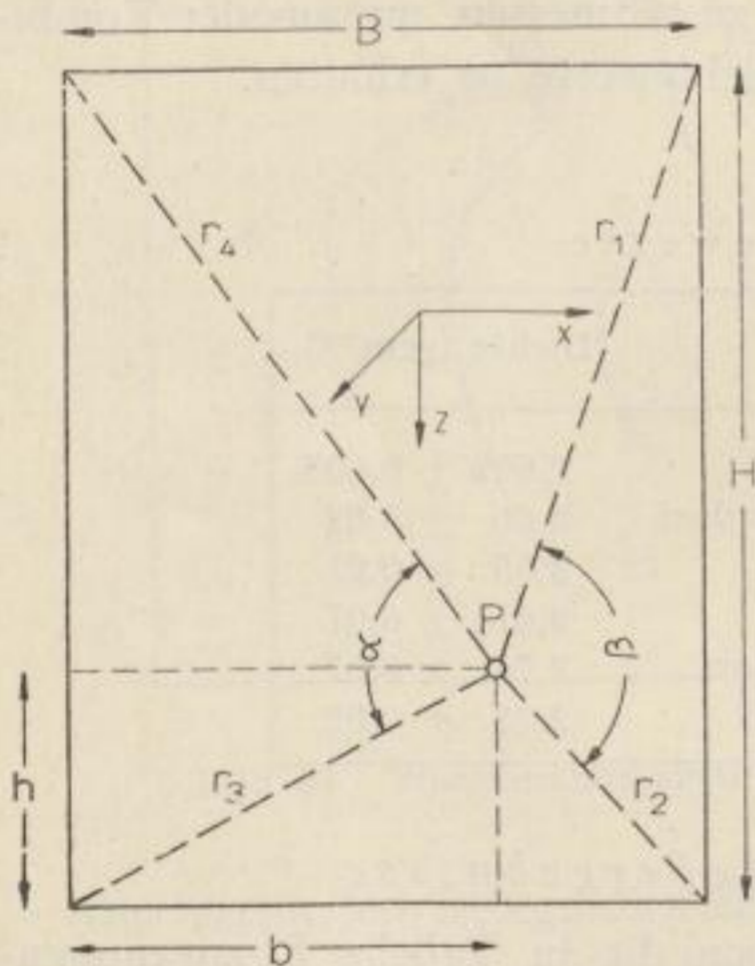


Bild 28. Lage des Meßpunktes im Streckenquerschnitt

Die Kurven  $W_{xz} = \text{const.}$  und  $W_A = \text{const.}$  sind in den Bildern 29 bis 33 für bestimmte Streckenquerschnitte dargestellt. Die Symmetrie des Gradientenbetrages um die beiden Mittelsenkrechten ergibt in der Nähe der Profilmittte wenig von Null abweichende Werte, während  $W_A$  hier einen Sattelpunkt hat. Der Korrekturbetrag bei  $W_A$  ist demnach in den meisten Fällen größer als der zu

messende Störbetrag. Für den Gradienten sind die Werte  $H, h$  mit  $B, b$  vertauschbar, so daß sich für  $H/B = 0,5$  das um  $\pi/2$  gedrehte Bild von  $H/B = 2$  ergibt (Bild 33).

Ergebnisse von Drehwaagemessungen unter Tage sind von O. MEISSER und F. WOLF [29], A. BIRNBAUM [6] und Z. ZAGORAC [51] veröffentlicht worden.

Liegt der Meßpunkt (Gehängeschwerpunkt) in der Mitte des Streckenprofils, so werden

$$W_{xz} = 0$$

$$W_A = 8k\sigma \arctg \frac{H}{B} \quad (39)$$

Bei quadratischem Streckenquerschnitt tritt infolge des Massendefizites der Strecke je nach der Dichte ein Wert in  $W_A$  von über 1000 E.E. auf. Falls keine geologisch bedingten lokalen Störungen des Schwerfeldes vorhanden sind, kann aus  $W_A$

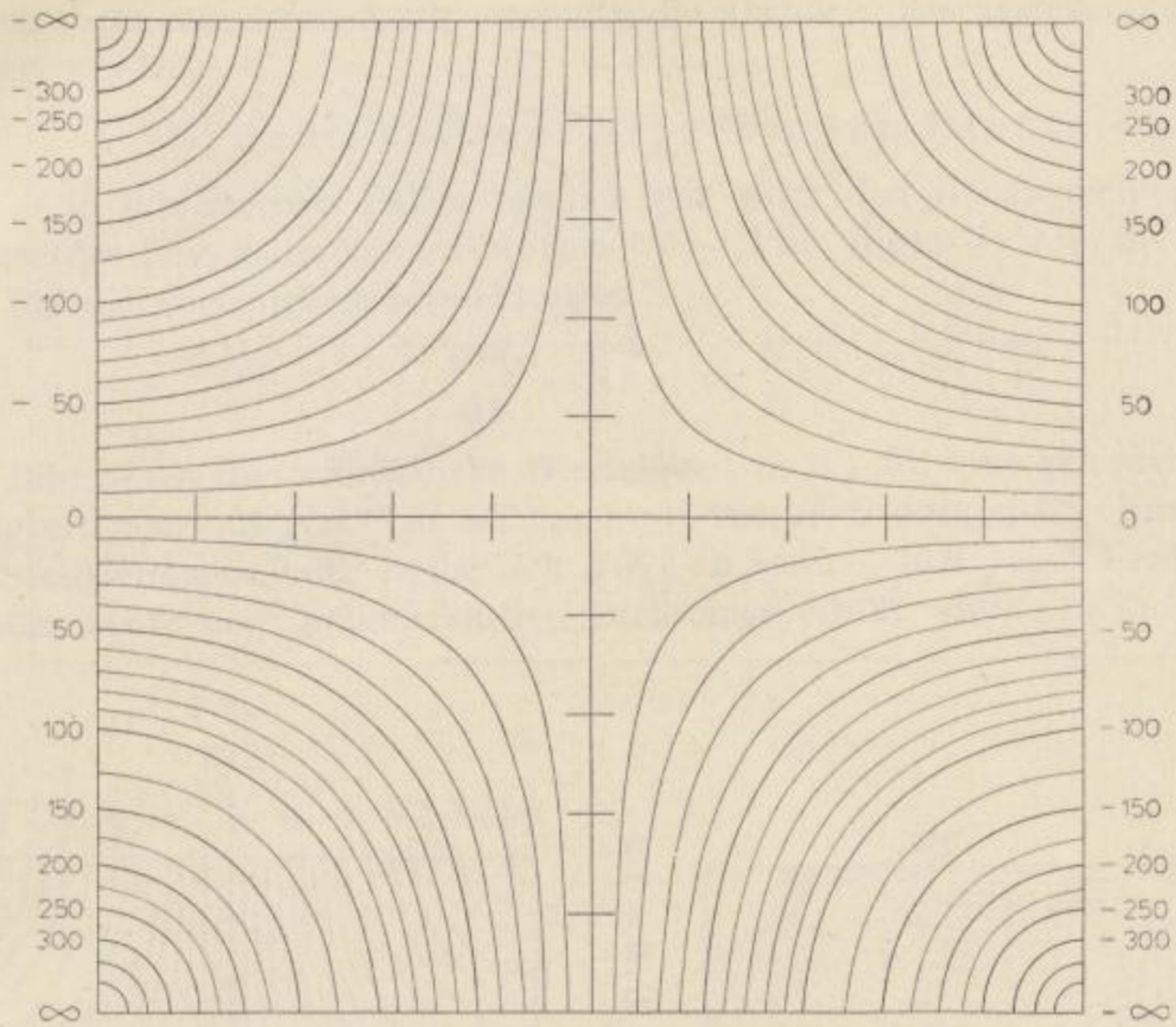


Bild 29. Kurven gleicher Werte  $W_{xz}/\sigma$  für quadratischen Streckenquerschnitt

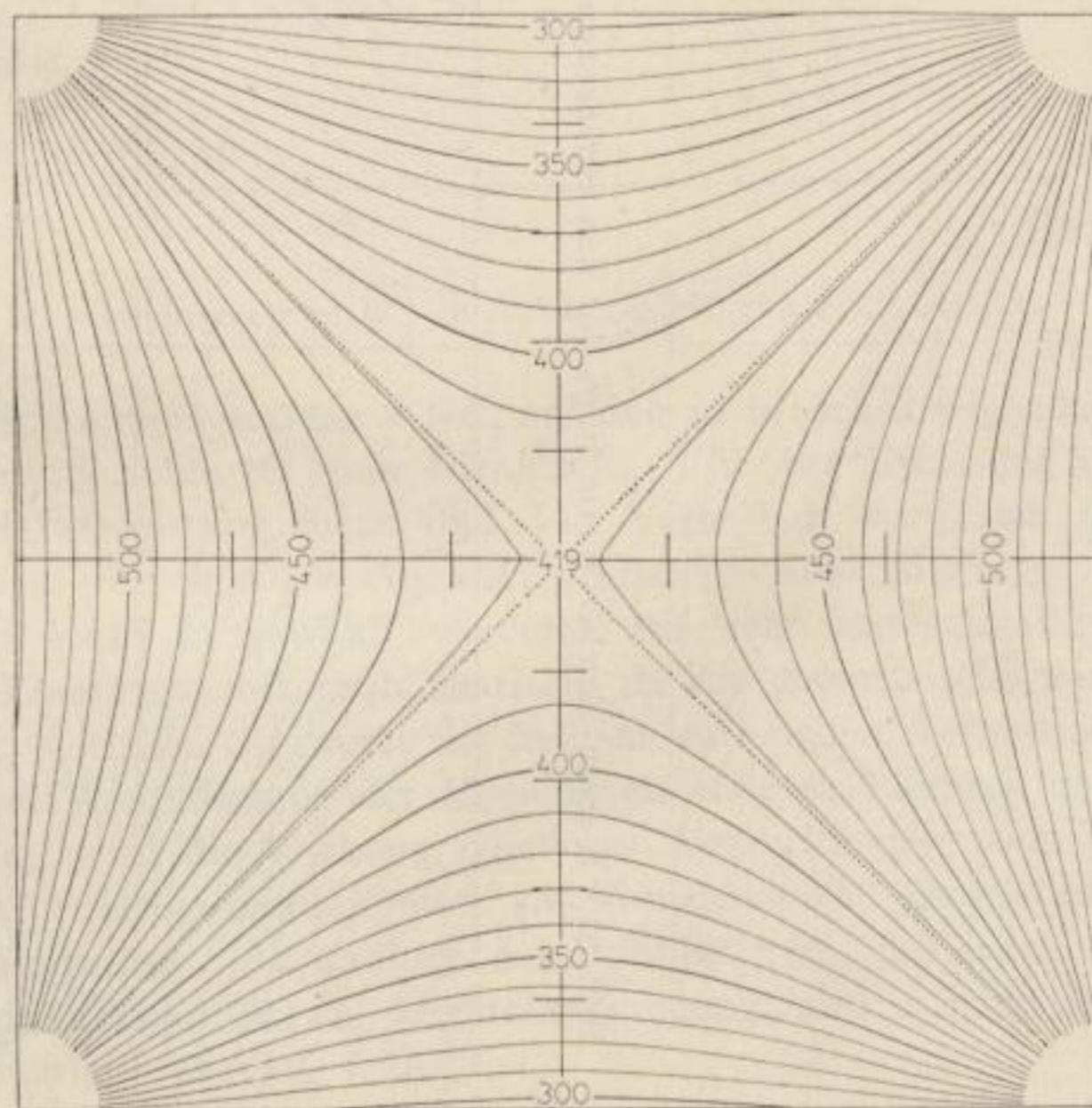
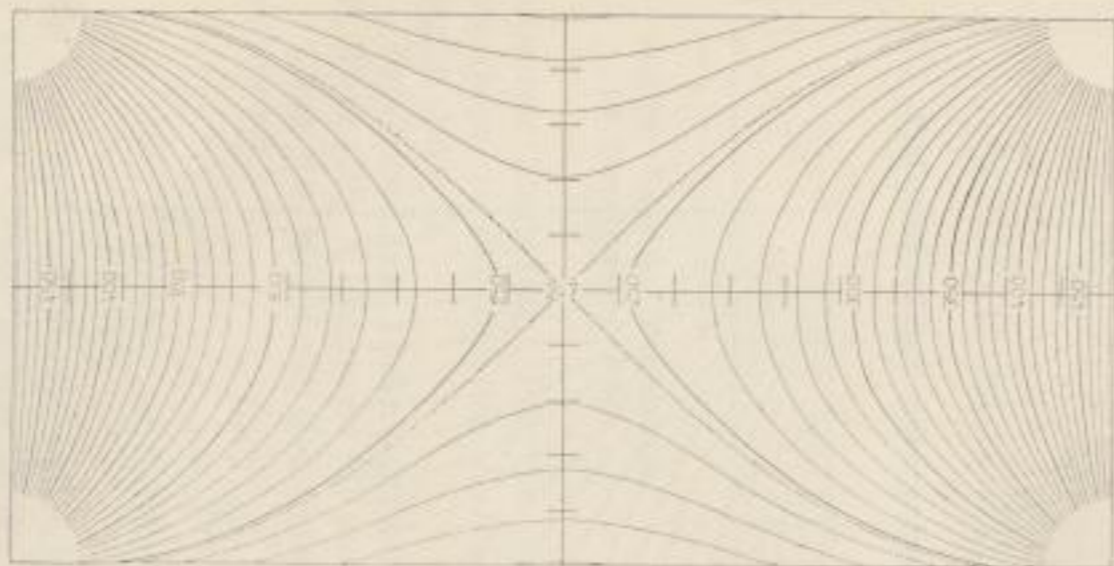
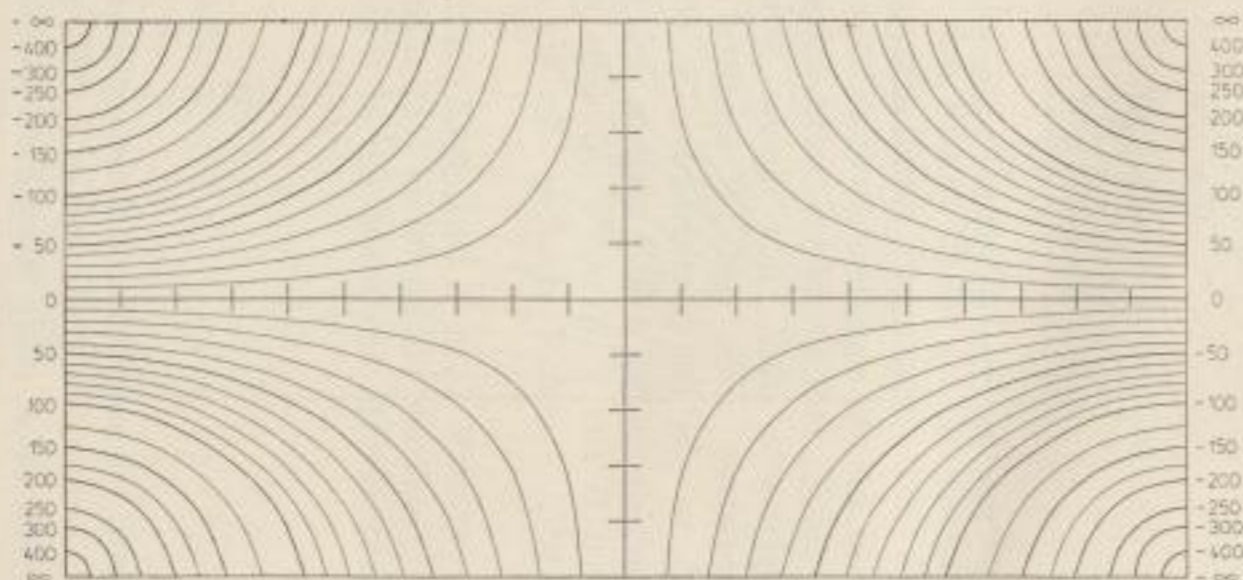
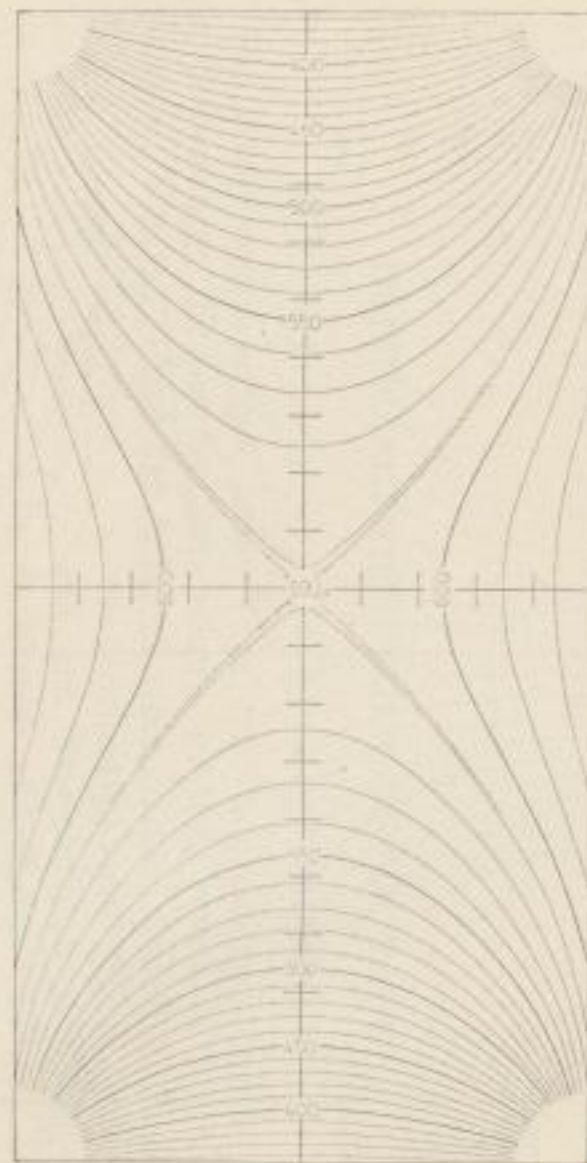


Bild 30. Kurven gleicher Werte  $W_{\Delta}/\sigma$  für quadratischen Streckenquerschnitt

Bild 31. Kurven gleicher Werte  $W_{1/\sigma}$  für den Streckenquerschnitt  $H/B = 1/2$ Bild 32. Kurven gleicher Werte  $W_{xz/\sigma}$  für den Streckenquerschnitt  $H/B = 1/2$ Bild 33. Kurven gleicher Werte  $W_{1/\sigma}$  für den Streckenquerschnitt  $H/B = 2$

und dem bekannten Streckenquerschnitt die Dichte  $\sigma$  des anstehenden Gesteins bestimmt werden.

### 3.2 Genauigkeit der berechneten Dichte

Da es in den meisten Fällen möglich sein wird, den Gehängeschwerpunkt in die Mitte des Streckenprofils zu bringen ( $H \sim 2$  m), diene Gl. (39) als Ausgangspunkt für die Genauigkeitsbetrachtungen

$$\frac{\partial W_{\Delta}}{\partial \sigma} = 8k \operatorname{arctg} \frac{H}{B}$$

In Bild 34 ist die erforderliche Genauigkeit in  $W_{\Delta}$  für eine geforderte Dichtegenauigkeit von  $0,01 \text{ gcm}^{-3}$  in Abhängigkeit von  $H/B$  dargestellt. Für quadratischen Streckenquerschnitt ergibt sich  $\delta W_{\Delta}$  zu etwa 4 E.E., eine Forderung, die von jeder heute noch gebräuchlichen Drehwaage erfüllt wird.

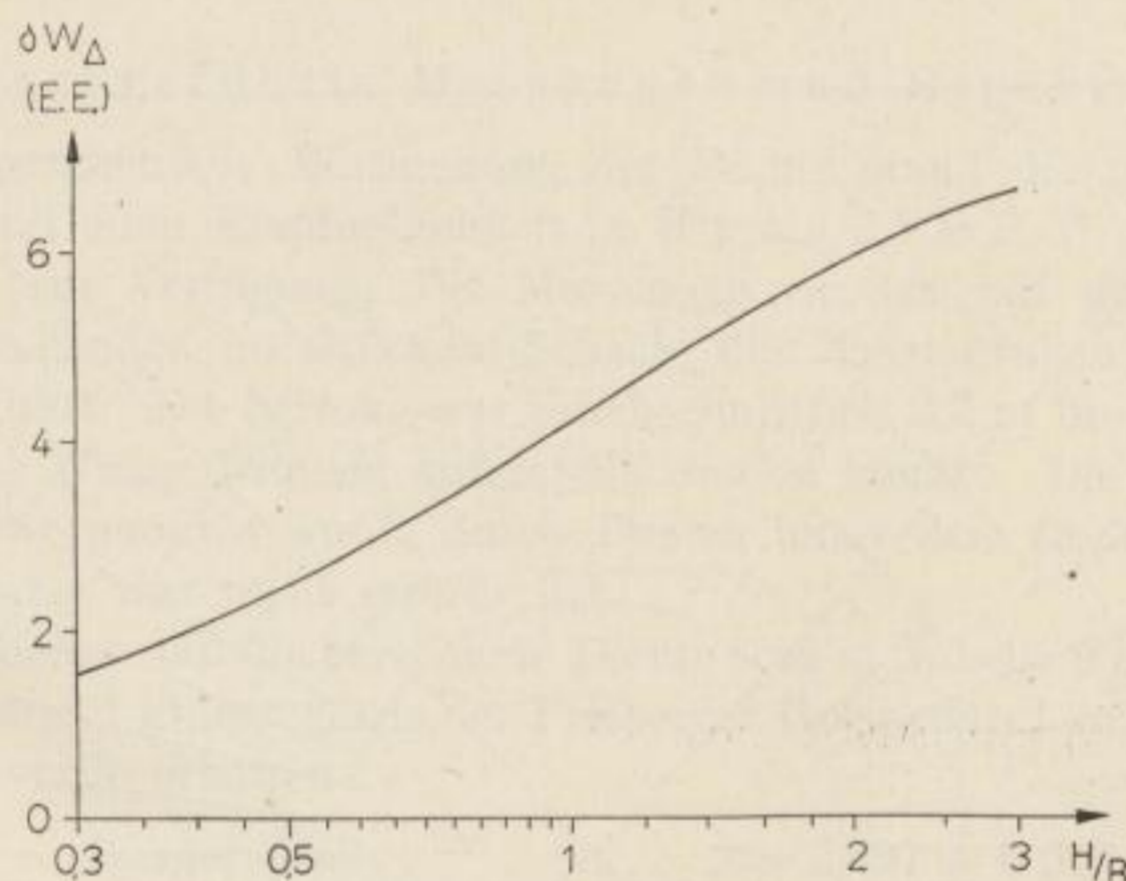


Bild 34. Genauigkeit in  $W_{\Delta}$  in Abhängigkeit von  $H/B$  bei  $\delta\sigma = 0,01 \text{ gcm}^{-3}$

Wesentlich anders verhält es sich mit den zu berücksichtigenden Abweichungen des Streckenquerschnittes vom Idealprofil. Für ihre Erfassung gilt ebenfalls die Genauigkeitsbetrachtung nach Bild 34. Vorteilhaft wird sich meist auswirken, daß genügend Strecken zur Auswahl vorhanden sind; diejenige mit günstigstem Querschnitt kann ausgewählt werden. Bei sehr unregelmäßigem Querschnitt wird eine Korrektur oft problematisch, da die geometrische Aufnahme und die Berechnung der  $W_{\Delta}$ -Störwerte in keinem rationellen Verhältnis zum Ergebnis stehen. Eine Wiederholung der Messung an anderen Punkten und entsprechende Mittelbildung wird die Wirkung regelloser Abweichungen vom idealen Streckenprofil meist genügend eliminieren. „Zweidimensionale“ Querschnittsabweichungen (z. B. Wassergraben, Abrundung der Profilkanten, Schienen) dagegen bringen systematische Fehler in die Dichtebestimmung und müssen in ihrer Wirkung rechnerisch erfaßt werden.

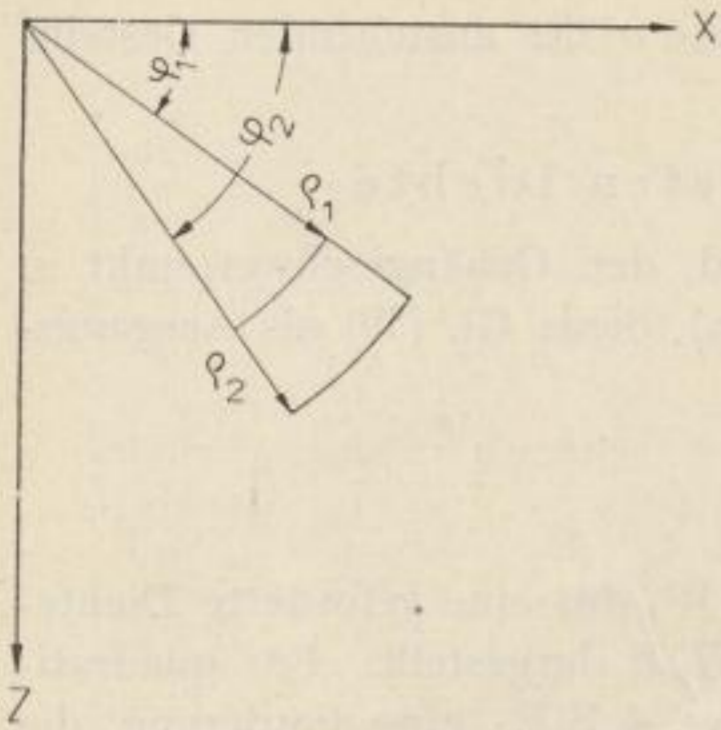


Bild 35

Lage der betrachteten zweidimensionalen Störmasse

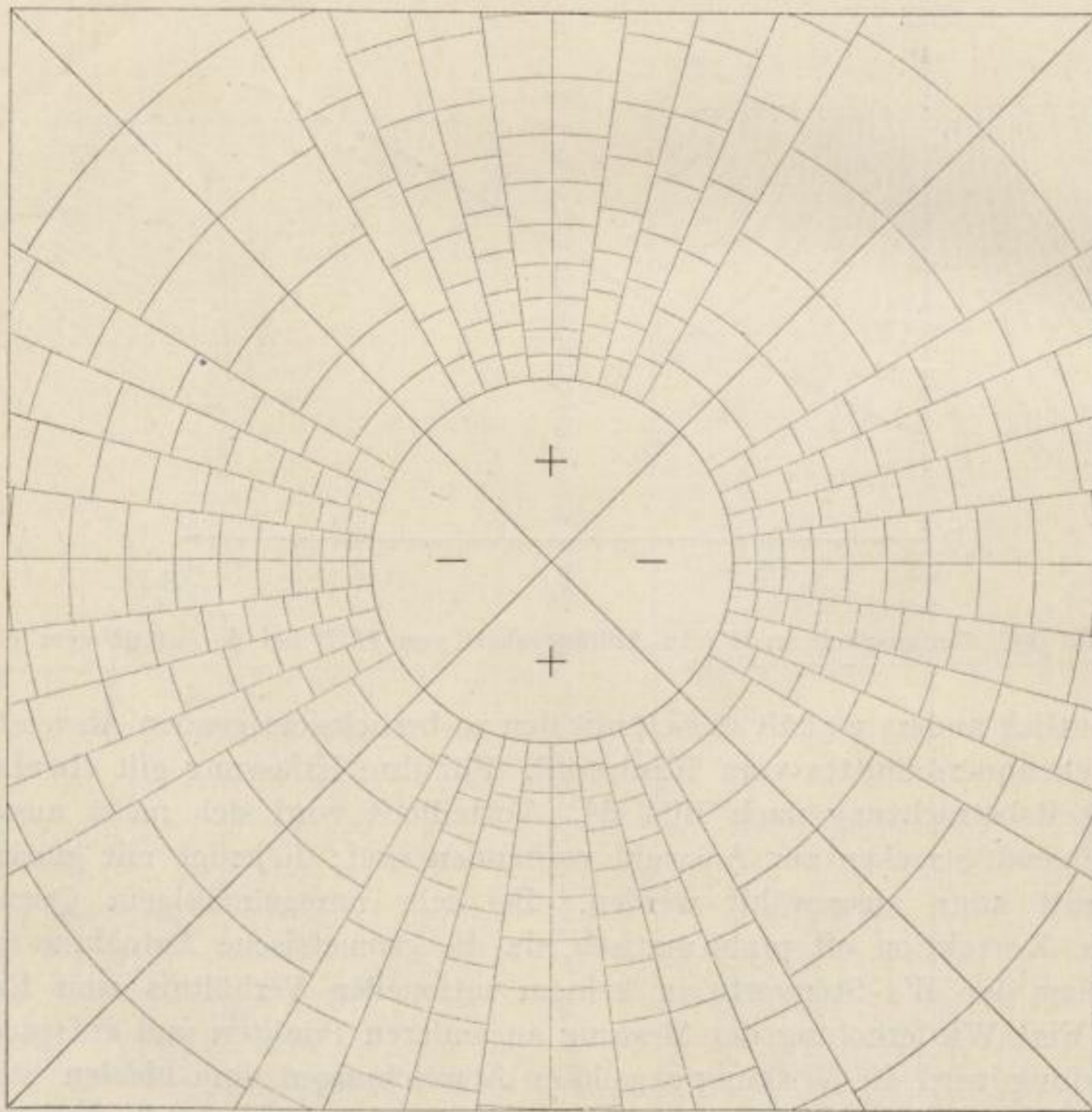


Bild 36. Auszählendiagramm für die Wirkung zweidimensionaler Massenabweichungen vom idealisierten Streckenquerschnitt auf  $W_A$ .  $\sigma = 2 \text{ gcm}^{-3}$ , jedes Feld entspricht 5 E.E. Die abgelesenen Korrekturwerte sind zu dem gemessenen Wert zu addieren



Mit den Bezeichnungen des Bildes 35 gilt

$$W_A = -2k\sigma \int dx \int dz \frac{x^2 - z^2}{(x^2 + z^2)^2} = -2k\sigma \iint \frac{\cos 2\varphi d\varphi d\varrho}{\varrho}$$

$$W_A = k\sigma \ln \frac{\varrho_2}{\varrho_1} (\sin 2\varphi_2 - \sin 2\varphi_1) \quad (40)$$

Dieses Ergebnis wird zur Berechnung eines Auszählendiagrammes benutzt. Es ist in Bild 36 dargestellt. Es wurde für die Dichte  $\sigma = 2,0 \text{ gcm}^{-3}$  berechnet, jedes Feld entspricht 5 E.E. Kleinere Einheiten würden bei den auftretenden geringen Entfernungen vom Meßpunkt nur eine höhere Genauigkeit vortäuschen, die jedoch wegen der geometrischen Aufnahme des Streckenprofils nicht erreicht wird. Das Vorzeichen wurde bereits so eingesetzt, daß der abgelesene Korrekturwert zu dem gemessenen Wert addiert wird.

### 3.3 Durchgeführte Messungen und Ergebnisse

Für die experimentelle Bestimmung der Dichte stand die große GEPEGE-Waage 25 112 mit einer Empfindlichkeit in  $W_A$  von 2,5 E.E. ( $1/10$  mm Ausschlag auf der Platte) zur Verfügung. Die Messungen wurden auf der  $1/2$  14. Sohle, Freies Leben Stehender, im Glückauf-Schacht der Bleierzgruben „Albert Funk“, Freiberg, ausgeführt. Die Strecke war durchschnittlich 2,2 m breit und etwa 2 m hoch, so daß die Waage bequem aufgestellt werden konnte. Die Mittelpunktage des Gehängeschwerpunktes wurde durch Bohlen unter dem Dreifuß erreicht, ein verstellbares Stativ war nicht erforderlich.

Die Meßergebnisse und die berechnete Dichte sind in Tabelle 9 zusammengefaßt. An der Strecke stand grauer Gneis der Freiburger Gneiskuppel an. Als Mittelwert für die Dichte wurde erhalten

$$\begin{aligned} \text{Dichte Freiburger Gneis} & \dots = 2,697 \pm 0,010 \text{ gcm}^{-3} \\ \text{mittlerer Fehler der Einzelbestimmung} & = \pm 0,05 \text{ gcm}^{-3} = 2\% \end{aligned}$$

Die verhältnismäßig geringe Genauigkeit des Drehwaageergebnisses liegt in erster Linie in dem kleinen Streckenquerschnitt begründet, da sich die Massenstörungen in etwa 1 m Entfernung vom Gehängeschwerpunkt befanden. Dichtebestimmungen nach der Drehwaagemethode werden demnach mit wenigen Messungen nur dann erfolgreich sein, wenn Strecken oder ganz allgemein Hohlräume zur Verfügung stehen, deren geometrische Abmessungen so erfaßt werden können, daß die nicht reduzierten Abweichungen vom Normalprofil im Verhältnis zur Entfernung vom Meßpunkt hinreichend klein sind. Diese Bedingung wird eingehalten, wenn in Hauptförderstrecken oder Abbaukammern gemessen wird, deren Querschnitte genügend groß sind. Im vorliegenden Falle war es wegen des Förderbetriebes nicht möglich.

Gleichzeitig wurden an Bohrkernen des Freiburger Gneises aus etwa 900 m Tiefe Dichtebestimmungen durchgeführt. Dazu wurde eine im Institut für angewandte Geophysik der Bergakademie Freiberg entwickelte Senkwaage nach dem

Bergakademie  
Freiberg

Tabelle 9

Ergebnisse der Drehwaagemessungen zur Dichtebestimmung  
im Freiburger Gneis

(Längen in cm, Meßgrößen in E.E.)

Pkt.	H	B	h	b	$W_{xz}$	$W_{yz}$	$2W_{xy}$	$W_A$	$W_{xz}$ ber.	$\delta W_{xz}$	$\sigma$ ( $\text{gcm}^{-3}$ )
1	175	210	107	95	-50	+18	-141	997	-15	-35	2,717
2	200	215	108	95	-42	-13	-197	1075	-6	-36	2,681
3	185	220	107	100	-49	+2	-4	999	-10	-39	2,693
4	160	215	108	100	-31	+24	-132	901	-16	-15	2,722
5	175	205	108	105	+4	-27	-150	1012	+4	0	2,713
6	195	200	105	95	-17	-12	-189	1096	-3	-14	2,660
7	200	205	108	95	-44	-9	-198	1111	-4	-40	2,697
8	205	220	107	100	-38	-14	-150	1078	-3	-35	2,688
9	180	205	106	95	-48	+7	+4	1040	-9	-39	2,730
10	185	220	106	95	-68	-15	-110	989	-14	-54	2,651
11	175	230	106	110	-19	+26	-57	928	-7	-12	2,778
12	190	210	106	95	-47	-10	+9	1048	-8	-39	2,673
13	190	235	106	110	-16	-10	-123	982	-5	-11	2,713
14	190	235	106	100	-46	-10	+35	977	-12	-34	2,677
16	180	210	96	95	-59	-3	-132	1017	-5	-44	2,683
17	185	200	96	100	-18	0	-123	1063	0	-18	2,671
19	165	220	96	110	-9	+12	-57	882	0	-9	2,589
21	195	220	96	110	-19	+5	+92	1066	0	-19	2,755
22	170	220	96	90	-40	-14	+53	966	-16	-24	2,784
23	180	210	96	105	+6	0	-88	1002	0	+6	2,658

Nicholson'schen Prinzip verwendet. Sie gestattet die Dichtebestimmung mit Gesteinsproben bis zu 2,5 kg bei einer Empfindlichkeit von 0,1 gr ( $4 \cdot 10^{-5}$ ). Aus 20 Bestimmungen folgt als Mittelwert:

$$\begin{aligned} \text{Dichte Freiburger Gneis} & \dots \dots \dots = 2,694 \pm 0,001 \text{ gcm}^{-3} \\ \text{mittlerer Fehler der Einzelbestimmung} & = \pm 0,006 \text{ gcm}^{-3} = 0,2\% \end{aligned}$$

Beide Werte decken sich innerhalb der Fehlergrenzen mit dem aus Gravimetermessungen erhaltenen Ergebnis

$$\begin{aligned} \text{Probenbestimmung} & \dots \dots \dots 2,694 \pm 0,001 \text{ gcm}^{-3} \\ \text{Aus Gravimetermessungen} & 2,692 \pm 0,006 \text{ gcm}^{-3} \\ \text{Aus Drehwaagemessungen} & 2,697 \pm 0,010 \text{ gcm}^{-3} \end{aligned}$$

### 3.4 Grenzen des Einsatzes von Drehwaagen unter Tage

Neben den Zwecken der geologischen Erkundung können nach dem hier beschriebenen Verfahren Drehwaagemessungen unter Tage zur Dichtebestimmung innerhalb gewisser Anwendungsgrenzen eingesetzt werden:

1. Es müssen Hohlräume unter Tage vorhanden sein, deren Abmessungen recht genau erfaßt werden können. Kriterien für die erforderliche Genauigkeit bieten die Kurve in Bild 34 und das Auszählendiagramm (Bild 36).
2. Es dürfen keine wesentlichen Störungen des Schwerfeldes durch geologisch bedingte Dichteinhomogenitäten auftreten. Eine Kontrolle dafür bieten

**Bergakademie**  
- Bücherei -  
**Freiberg i. Sa.**

die horizontalen Gradienten, deren theoretischer Wert berechnet werden kann und selten stark von Null abweicht.

Allerdings ist, wie von O. MEISSER und F. WOLF [29] gezeigt wurde, das Gradientenergebnis zweideutig. Liegt eine Störmasse mit Dichteüberschuß unterhalb des Gehängeschwerpunktes, dann werden die Gradienten in sie hineingezogen. Liegt sie jedoch darüber, so tritt eine Gradientenflucht auf und täuscht einen Störkörper mit Dichtedefizit unterhalb des Gehängeschwerpunktes vor.

Drehwaagemessungen zur Dichtebestimmung sind in erster Linie zur Auswertung und Deutung von Drehwaagemessungen unter Tage zur geologischen Erkundung erforderlich. Dies ist speziell in Sedimenten wichtig, da dort eine erhebliche Zunahme der Dichte mit der Tiefe auftritt.

## 4.1

## Vergleich der Methoden

Beide Meßverfahren beruhen auf dem Prinzip, daß die Wirkung bestimmter Massen auf Schwere oder Krümmungswert gemessen und gleichzeitig berechnet wird. Aus dem Vergleich von Messung und Berechnung folgt die Dichte des anstehenden Gesteins als Proportionalitätskonstante.

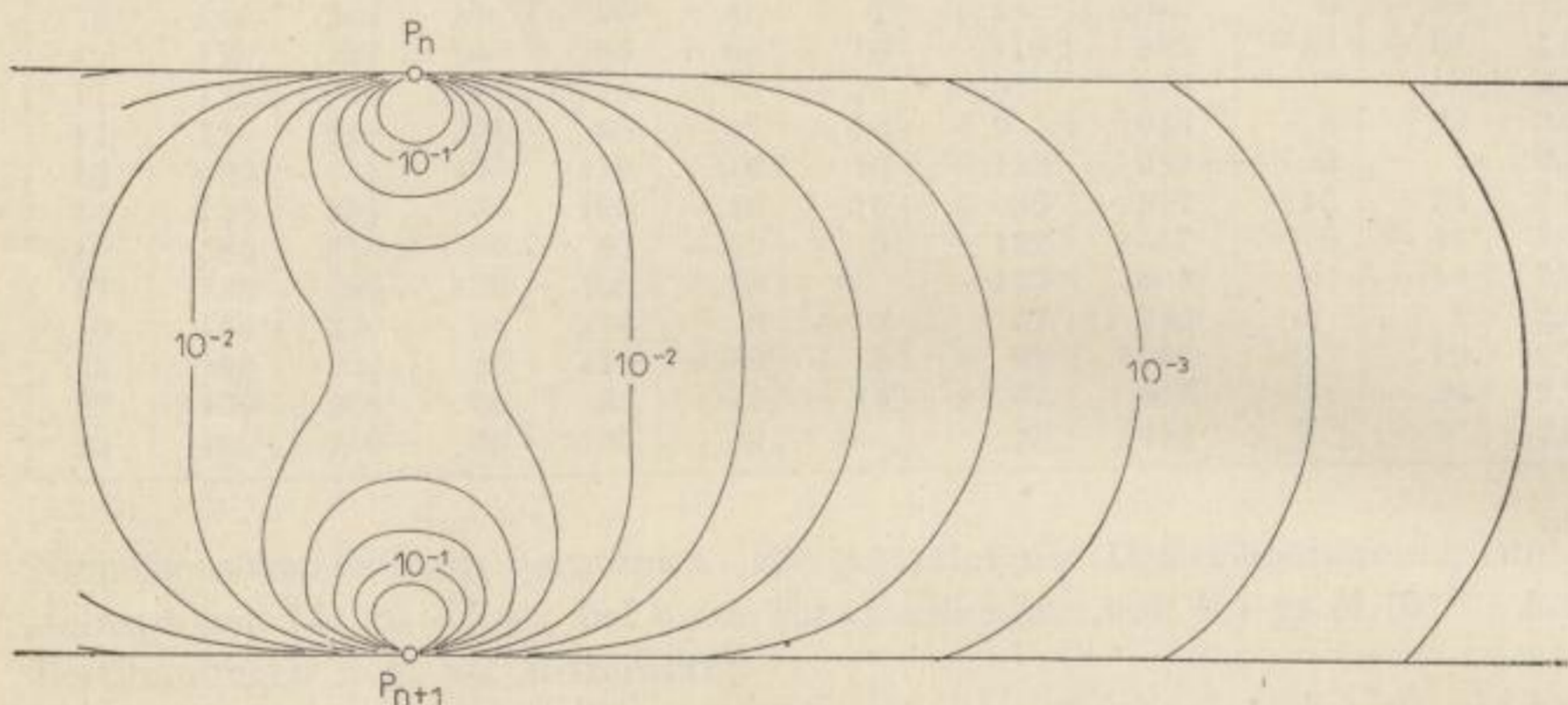


Bild 37

Linien gleicher Werte  $\frac{\Delta g}{k\sigma dV}$

Die Unterschiede sind neben dem Meßprinzip durch verschiedene Reichweite und Genauigkeit gegeben. In Bild 37 sind die Linien gleicher Werte

$$\frac{\Delta g}{k\sigma dV} = \frac{z}{\sqrt{x^2 + z^2}^3} + \frac{T - z}{\sqrt{x^2 + (T - z)^2}^3} \quad (41)$$

für die senkrechte Schnittebene  $y = 0$  dargestellt, in Bild 38 Isolinien von

$$\frac{W_1}{k\sigma dV} = 3 \cdot \frac{y^2 - x^2}{\sqrt{x^2 + y^2}^5} \quad (42)$$

für die horizontale Schnittebene  $z = 0$ .

Die Schwerewerte, erhalten aus Messungen in verschiedenen Teufen, werden demnach von den vertikal zu den Meßpunkten liegenden Massen am stärksten beeinflusst. Auf die Krümmungsgrößen dagegen wirkt nur ein Teil der Massen,

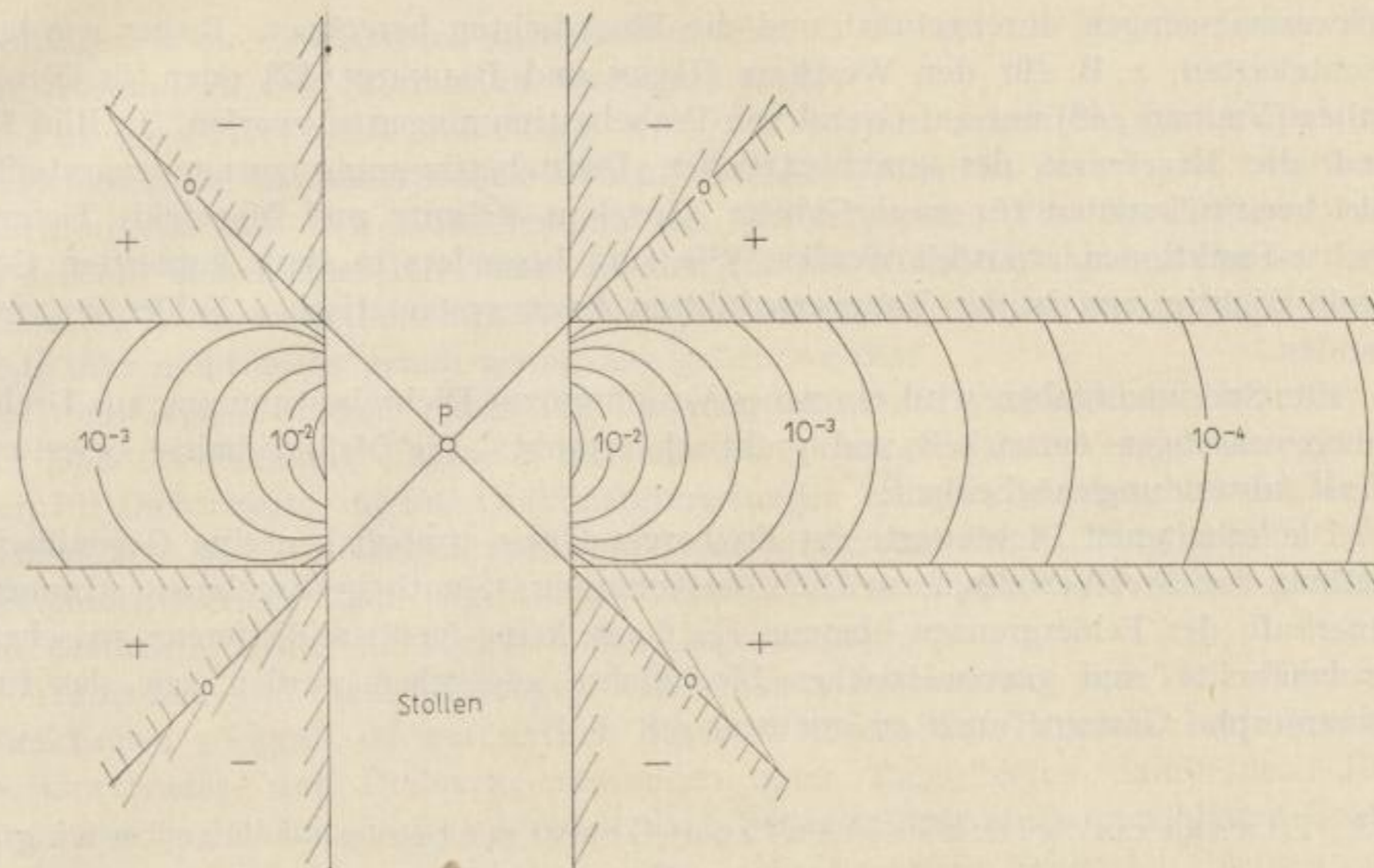


Bild 38

Linien gleicher Werte  $\frac{W_A}{k \sigma dV}$

der zwischen den horizontalen Ebenen durch Sohle und Firste des untertägigen Hohlräumes liegt. Diese „Gesteinsplatte“ der Dicke  $H$  (nach Bild 28) ist in Bild 38 in der Aufsicht gezeigt. Die schraffierten Teile heben sich in ihrer Wirkung auf  $W_A$  auf, einen Einfluß haben nur die Massen, die durch den als unendlich langes Parallelepiped schematisierten Stollen nicht kompensiert werden. Es wird also eine ausschließlich horizontale Dichteverteilung erfaßt.

Die Genauigkeit der berechneten Dichte liegt im allgemeinen bei Gravimetermessungen höher als bei Drehwaagemessungen. Den Gravimetermessungen sind Grenzen durch den vertikalen Störgradienten gesetzt, den Drehwaagemessungen durch die nicht erfaßbare Wirkung von Störmassen in unmittelbarer Nähe des Meßpunktes.

#### 4.2 Reduktionsverfahren und Meßergebnisse

Die bisherigen Veröffentlichungen über Dichtebestimmungen durch Gravimetermessungen unter Tage (Tabelle 2) befaßten sich mit den prinzipiellen Gesichtspunkten dieser Methode. Die notwendigen Korrekturverfahren wurden übergangen, die praktischen Messungen können nur als Anwendungsbeispiele betrachtet werden.

In dieser Arbeit werden die erforderlichen Korrekturen erschöpfend behandelt und graphisch so dargestellt, daß für praktische Zwecke die Korrekturwerte sofort abgegriffen werden können. Die Fehlerbetrachtungen werden systematisch zusammengefaßt. Erstmals wurden über ein größeres Gebiet in 65 Schächten

Schweremessungen durchgeführt und die Blockdichten berechnet. Bisher wurden Dichtekarten, z. B. für den Westharz [DAMM und BAUMANN, 12] oder für Norditalien [VECCHIA, 48] nur auf Grund von Probebestimmungen entworfen. In Bild 17 sind die Ergebnisse der gravimetrischen Dichtebestimmung zusammengestellt. Gleichzeitig konnten für zwei Gebiete (Zwickau—Ölsnitz und Mansfeld) Tiefen-Dichte-Funktionen ermittelt werden. Sie sind besonders in stark kupiertem Gelände wichtig, um in der Bouguerreduktion einen systematischen Fehler zu vermeiden.

Für Spezialaufgaben wird ein neues Verfahren zur Dichtebestimmung aus Drehwaagemessungen entwickelt und praktisch erprobt. Die Meßergebnisse beweisen seine Anwendungsmöglichkeit.

Die erhaltenen Dichtewerte im Freiburger Gneis ermöglichen eine Gegenüberstellung von drei Verfahren zur Dichtebestimmung. Sämtliche Ergebnisse stimmen innerhalb der Fehlergrenzen überein. Es kann keine meßbare Differenz zwischen Probendichte und gravimetrischer Blockdichte angegeben werden, wie das für metamorphe Gesteine auch zu erwarten ist.

#### 4.3 Einsatzmöglichkeiten von Gravimeter und Drehwaage unter Tage

Gravimetermessungen in Grubenbetriebsanlagen unter Tage und in Bohrungen können nicht nur zur Dichtebestimmung eingesetzt werden, sondern ganz allgemein zur gravimetrischen Erkundung. Vier Hauptgebiete treten dabei auf:

1. Bestimmung der gravimetrischen Blockdichte,
2. Messung der Bohrlochschwere,
3. Dreidimensionale gravimetrische Erkundung,
4. Bestimmung der Schwere im Erdinnern für geodätische Fragen.

Der Bestimmung der gravimetrischen Blockdichte widmet sich diese Arbeit. Die geophysikalische Geräteentwicklung wird in wenigen Jahren so weit sein, daß brauchbare Bohrlochgravimeter für den Feldeinsatz zur Verfügung stehen, deren Meßergebnisse sichere Unterlagen für Dichtekarten liefern. Die in Bild 17 vorgelegte Karte soll ein erster Beitrag für eine gravimetrische Dichtekarte sein.

Für Bohrungen ergibt sich damit eine weitere Anwendung, die Bohrlochschwere und ihr Vergleich mit den Ergebnissen anderer Bohrlochmeßverfahren. Ein Anwendungsbeispiel dafür geben die im Meßgebiet Ehrenfriedersdorf (Abschnitt 2.532) erhaltenen Schwerewerte, wo aus den Anomalien im Vertikalgradienten auf die Tiefenlage eines Granitrückens [ $\Delta\sigma = (-)$ ] geschlossen werden kann.

Die Korrelation des Schwereverlaufs mehrerer Bohrungen führt in Verbindung mit an der Erdoberfläche gewonnenen Schwerewerten zur dreidimensionalen Erkundung. Während bei Bohrungen nur gravimetrische „Leithorizonte“ verfolgt werden können, bieten Grubenbetriebsanlagen unter Tage die Möglichkeit, mit hoher Meßpunktdichte die Schwerewerte einzelner Niveaus bzw. in Vertikalschnitten zu bestimmen. Die so gewonnenen Isogammenkarten der Bouguer-

störungen können wesentlich instruktiver sein als die für die Erdoberfläche, da der Abstand zu den Störmassen verringert wird.

Für geodätische Zwecke wird der Schwereverlauf im Erdinnern zur Berechnung der orthometrischen Höhen benötigt. Dabei ist das Gebiet zwischen Meeresniveau und den Höhenfestpunkten von Interesse. Für Nivellements bis in größere Höhen über NN kann aus den für die Erdoberfläche aus Proben bestimmten Dichtewerten die mittlere Schwere entlang der Lotlinie durch den Höhenfestpunkt nicht mehr genau genug angegeben werden.

Drehwaagemessungen unter Tage können außer zur geologischen Erkundung zur Dichtebestimmung eingesetzt werden. Sie bieten eine gute Vergleichsmöglichkeit für Dichtewerte, die aus Gravimetermessungen erhalten wurden. Da die Meßgenauigkeit der Drehwaagen vollkommen ausreicht und die Eichung absolut vorgenommen werden kann, ergibt ein Vergleich beider Dichtewerte Anhaltspunkte für eventuelle Fehler im Eichwert des Gravimeters.

Außerdem sind diese Messungen zur genauen Bestimmung von Tiefen-Dichtefunktionen geeignet, da nur seitlich liegende Massen das Ergebnis beeinflussen.

Gravimeter- und Drehwaagemessungen unter Tage bieten damit neue Erkundungsmöglichkeiten, die vor allem nach Fertigstellung eines brauchbaren Bohrlochgravimeters bald verwirklicht werden. Messungen in Schächten bleiben zur Dichtebestimmung ein Behelf, für die Erforschung der lokalen Tiefen-Dichtefunktionen sind sie unentbehrlich.

---

Für die wissenschaftliche Anleitung und technische Unterstützung bei der Durchführung der vorliegenden Arbeit fühle ich mich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. O. MEISSER, zu aufrichtigem Dank verpflichtet.

Dank dem VEB Geophysik für die Bereitstellung eines Gravimetermeßtrupps und die fruchtbare Zusammenarbeit.

Dank den Werkleitungen der Bergbaubetriebe, in denen die Messungen durchgeführt wurden. Ich stieß überall auf viel Verständnis und Entgegenkommen.

## LITERATUR

- [1] AIRY, G. B.: Account of Pendulum Experiments undertaken in the Harton Colliery, for the purpose of determination the Mean Density of the Earth. *Phil. Trans. London* **146** (1856), 297—355.
- [2] AIRY, G. B.: Über die in der Kohlengrube von Harton zur Bestimmung der mittleren Dichte der Erde unternommenen Pendelbeobachtungen. *Poggend. Ann.* **97** (1856), 599 bis 605.
- [3] BALAVADZE, B. K., und ŠENGEĽAJA, G. S.: K voprosy ob eksperimental'nom opredelenii vertikal'nobo gradienta sily tjažesti. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* **95** (1954), 69—71.
- [4] BARANOV, V.: Calcul du gradient vertical du champ de gravité ou du champ magnétique mesuré à la surface du sol. *Geophys. Prosp.* **1** (1953), 171—191.
- [5] BARNITZKE, J. E.: Bestimmung der Bodendichte aus Gravimetermessungen. *Beitr. z. angew. Geophys.* **10** (1943), 85—95.
- [6] BIRNBAUM, A.: Drehwaagemessungen im Salzbergbau über und unter Tage. *Kali* **18** (1924), 144—147.
- [7] BOAGA, G., und TRIBALTO, G.: Determinazione della densità media della terra per mezzo di misure gravimetriche. *Accad. Naz. Linc. Atti, Cl. sci. fis., mat. e nat. Rend.* **11** (1951), 237—240.
- [8] BOAGA, G., TRIBALTO, G., und ZACCARA, G.: Misure gravimetriche nelle Grotte di Castellana. *Ann. Geof.* **3** (1950).
- [9] BODEMÜLLER, H.: Der Schwereunterschied in korrespondierenden Punkten über und unter Tage. *Ztschr. f. Verm. Wes.* **79** (1954), 263—268.
- [10] BREYER, F.: Dichtebestimmungen an Gesteinen aus deutschen Erdölgebieten. *Beitr. z. angew. Geophys.* **7** (1939), 245—259.
- [11] COOK, A. H., und THIRLAWAY, H. J. S.: A gravimeter survey in the Bristol and Somerset coalfields. *Quart. Journ.* **107** (1952), 255—286.
- [12] DAMM, B., und BAUMANN, A.: Dichteuntersuchungen an Gesteinen des Westharzes. *Geol. Jhrb.* **68** (1954), 161—168.
- [13] DOMZALSKI, W.: Gravity Measurements in a Vertical Shaft. *Bull. Inst. Min. Met.* **571** (1954), 429—446.
- [14] DOMZALSKI, W.: Three dimensional gravity survey. *Geophys. Prosp.* **3** (1955), 15—55.
- [15] DOMZALSKI, W.: Relative Determination of the Density of surface Rocks and the Mean Density of the Earth from Vertical Gravity Measurements. *Geophys. Prosp.* **3** (1955), 212—227.
- [16] EVJEN, H. M.: The Place of the Verticalgradient for Gravitational Interpretation. *Geophysics* **1** (1936), 127—136.
- [17] FACSINAY, L., und HAÁZNÉ, H.: Kozetsurusegmeghatározás a felszin alatt különbözo mélységekten végzett gravimétermérések alapján. *Mag. All. Eötv. Lor. Geof. Int., Geof. Közl.* **2**, **4**, 1—9.
- [18] FALCON, N. L., und TARRANT, L. H.: The gravitational and magnetic exploration of parts of the mesozoic covered area of south-central England. *Quart. Journ.* **106** (1951), 141—167.
- [19] GRETENER, P.: Schweremessungen nordwestlich von Zürich und ihre geologische Interpretation. *Eclogae geol. Helv.* **47** (1954), 173—222.
- [20] GILBERT, R. L. G.: Gravity Observations in a Borhole. *Nature* **170** (1954), 424—425.
- [21] GILBERT, R. L. G.: A Dynamic Gravimeter of Novel Design. *Proc. phys. soc.* **62**, **7**, 445 bis 454.
- [22] HAALCK, H.: Die vollständige Bestimmung örtlicher gravimetrischer Störungsfelder aus Drehwaagemessungen mit Berechnungsbeispiel. *Veröff. d. Geod. Inst. Potsdam* **4** (1950).
- [23] HAMMER, S.: Investigation of the Vertical Gradient of Gravity. *Trans. Am. Geoph. Un.* **1** (1938), 72—82.
- [24] HAMMER, S.: Terrain Corrections for Gravimeter Stations. *Geophysics* **4** (1939), 184—194.
- [25] HAMMER, S.: Density Determination by Underground Gravity Measurements. *Geophysics* **15** (1950), 637—652.



- [26] HELMERT, F.: Theorien der höheren Geodäsie. Band 2.
- [27] HELMERT, F.: Die Schwerkraft und die Massenverteilung der Erde. *Enz. d. math. Wiss.* **6**, 1 (1906), 94—98.
- [28] JUNG, H.: Dichtebestimmungen im anstehenden Gestein durch Messung der Schwerebeschleunigung in verschiedenen Tiefen unter Tage. *Ztschr. f. Geophys.* (1930), S. 56—65.
- [29] MEISSER, O., und WOLF, F.: Geophysikalische Messungen unter Tage. *Ztschr. f. Geophys.* **6** (1930), 13—21.
- [30] MILLER, A. H., und INNES, M. J. S.: Application of Gravimeter Observations to the Determination of the Mean Density of the Earth and of Rock Densities in Mines. *Publ. Dom. Obs. Ottawa* **16**, 3—17.
- [31] NETTLETON, L. L.: Determination of Density for Reduction of Gravimeter Observations. *Geophysics* **4** (1939), 176—183.
- [32] OELSNER, O.: Die pegmatitisch-pneumatolytischen Lagerstätten des Erzgebirges mit Ausnahme der Kontaktlagerstätten. *Freiberger Forschungsheft C* **4** (1952).
- [33] PICHA, J.: Report on Gravimetric Measurements carried out at Points of the Gravimetric Basis Network during 1948 and 1949 on the Territory of Czechoslovakia. *Czech. Journ. Phys.* **1** (1952), 24—26.
- [34] PICHA, J.: Tihové zrychlení pod povrchem zemským v dole „anna“ na brezových horách. *Práce geofys. Ust. Českosl. Akad. VED, Geofys. Sbornik* **9** (1953), 119—129.
- [35] POYNTING, J. H., und THOMSON, J. J.: A Textbook of Physics Properties of Matter. London 1924, S. 32—36.
- [36] ROGERS, G. R.: Subsurface Gravity Measurements. *Geophysics* **18** (1952), 365—377.
- [37] ROSÉN, G. P.: Untersuchungen über die Schwere in der Grube Sala im Jahre 1890. *Bih. Konkl. Svenska Vet. Akad.* **20**, 1, 7, 1—34.
- [38] SCHLEUSENER, A.: Nomogramme für Geländeverbesserungen von Gravimetermessungen der angewandten Geophysik. *Beitr. z. angew. Geophys.* **8** (1940), 415—430.
- [39] SCHLEUSENER, A.: Einige kritische Bemerkungen über die Bedeutung des vertikalen Gradienten für die Lagerstättengeophysik. *Beitr. z. angew. Geophys.* **9** (1942), 303—314.
- [40] SCHLEUSENER, A.: Genauigkeitsgrenzen bei der Bestimmung der mittleren Gesteinsdichte durch Gravimetermessungen. *Beitr. z. angew. Geophys.* **11** (1944), 44—54.
- [41] SIEMENS, G.: Die Schwerekarte der DDR. *Freiberger Forschungshefte C* **7** (1953), S. 21 bis 29.
- [42] SMITH, N. J.: The Case of Gravity Data from Boreholes. *Geophysics* **15** (1950), 605—636.
- [43] SOROKIN, L. V.: Gravimetrija i gravimetrieskaja razvedka. *Gostoptechizdat, Moskau-Leningrad* 1953, 3. Auflage.
- [44] STERNECK, R. v.: Untersuchungen über die Schwere im Innern der Erde. *Mith. mil. geogr. Inst. Wien* **2** (1882), 77—120.
- [45] STERNECK, R. v.: Untersuchungen über die Schwere im Innern der Erde. *Mith. mil. geogr. Inst. Wien* **3** (1883), 59—94.
- [46] STERNECK, R. v.: Untersuchungen über die Schwere im Innern der Erde. *Mith. mil. geogr. Inst. Wien* **6** (1886), 97—119.
- [47] STERNECK, R. v.: Untersuchungen über den Zusammenhang der Schwere unter der Erdoberfläche mit der Temperatur. *Wiener Berichte* **108** (1889), 697—766.
- [48] VECCHIA, O.: Carta della densità sino al livello del mare nell' Italia settentrionale. *Boll. geod. e sci. aff.* **11** (1952), 337—344.
- [49] WATZNAUER, A.: Die erzgebirgischen Granitintrusionen. *Geologie* **3** (1954), 688—706.
- [50] YARAMANCI, A.: Eine allgemeine Methode zur gravimetrischen Gesteinsdichtebestimmung. *Revue de la Faculté des Sciences d'Istanbul, Série A*, **18** (1952), 3.
- [51] ZAGORAC, Z.: Contribution to the Method of Torsions Balance Surveying in Underground. *Geophysics* **18** (1953), 448—458.

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE  
Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

Reihe C Geophysik

**C 6** WOLFGANG BUCHHEIM

**Beiträge zur Theorie der geoelektrischen Aufschlußmethoden**

Format DIN A 4 — 52 Seiten — 9 Bilder — DM 12,—

Wesen und Ziele der angewandten Geoelektrik. Die theoretischen Probleme der elektrischen Aufschlußmethoden. Allgemeine Theorie des erdmagnetischen Feldes in elektrisch und magnetisch inhomogenen, räumlich ausgedehnten Halbleitern. Ausblick auf Anwendungen auf spezielle Methoden. Anwendung auf einige Probleme der Potentialmethode. Das elektromagnetische Feld eines schwingenden magnetischen Dipols, der an der Oberfläche des homogenen und isotrop leitenden Erdhalbraumes liegt. Das magnetische Sekundärfeld zylindrischer Leiter bei Erregung durch ein transversal zur Achse gerichtetes magnetisches Primärfeld.

**C 13** WALTER NEUMANN

**Praktische Untersuchungen zur Isanomalen-Richtungsstatistik**

Format 17 × 24 cm — 84 Seiten — 45 Bilder — 20 Tabellen — DM 9,50

In dieser Arbeit wird eine von W. Buchheim und R. Lauterbach angegebene Methode, geophysikalische Isanomalkarten bzw. Pläne geophysikalischer Meßgrößen in bezug auf die Häufigkeit bevorzugter Streichrichtungen statistisch auszuwerten, nach der praktisch-methodischen und instrumentellen Seite hin ausgebaut und an Hand dreier geophysikalischer Wertekarten hinsichtlich Genauigkeit und Arbeitsaufwand erprobt. Die vorliegende Arbeit eröffnet praktisch eine neue quantitative, von subjektiven Einflüssen freie Arbeitsmethode für die Geophysik und Geologie, deren Anwendbarkeit von der regionalen Großtektonik bis zur magnetischen und elektrischen Feinanalyse kleinster „Testflächen“ reicht.

**C 15** HANS-GÜNTER REINHARDT

**Steinbruchsprengungen zur Erforschung des tieferen Untergrundes (Grundlagen, bisherige Ergebnisse und Ausführungsmöglichkeiten in der DDR)**

Format 17 × 24 cm — 92 Seiten — 19 Bilder — 18 Tabellen — DM 6,—  
(Zugleich Mitteilung des Deutschen Erdbebendienstes Heft 4)

Die neuzeitlichen Aufschlußverfahren der angewandten Seismik werden wirtschaftlich eingesetzt, um den Untergrund für bergbauliche Zwecke bis in etwa 5—6 km Tiefe zu erkunden.

Um auch den Aufbau des kristallinen tiefen Untergrundes wissenschaftlich für geologische Forschung, selbst über 10 km Tiefe hinaus, festzustellen, war man weitgehend auf die Ergebnisse der Nahbebenseismik angewiesen. In den letzten Jahrzehnten jedoch hat man systematisch „künstliche Beben“ zur Erforschung des tieferen Untergrundes herangezogen. Da hierbei die Herdlage und die Herdzeit bekannt sind, ist eine wesentlich größere Genauigkeit und größere geographische Systematik als bei Nahbebenuntersuchungen gewährleistet.

In der vorliegenden Arbeit sind grundlegend alle wesentlichen veröffentlichten seismischen Untersuchungen, bei denen „Steinbruch“-Sprengungen, militärische Großsprengungen und Explosionen bei refraktionsseismischen Messungen auf dem Lande und zur See als Energiequelle dienten, nach örtlichen Gesichtspunkten, unter eingehenden Angaben aller technischen Einzelheiten und in Verbindung mit den geologisch erzielten Ergebnissen, umfassend zusammengestellt.

A K A D E M I E - V E R L A G · B E R L I N



✓

✓  
Günter Seidter  
Buchbinderei  
Freiberg / Sa.  
Waldenhausstr. 8



