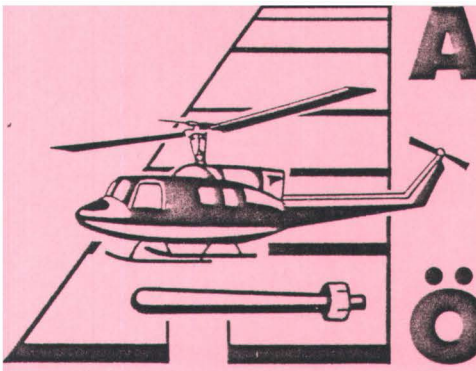


AERO-GEOPHYSIK ÖSTERREICH

Aerogeophysikalische Vermessung

im Raum

ROSSATZ

(Auftragsforschungsprojekt NC-6f/81)

GEOL.B.-A./BIBLIOTHEK-Wiss.Archiv:Berichtsblatt/Version 1990

ADV-Eingabe	020 Eingabedatum	030 Archiv Inventar NR. Standort Ordnungszahl
1992-01-10	1992-01-03	A 08081 - R

040 Sprache	060 Auswerter	065 Bearbeiter	070 Empfänger
GER	G	C	LIT

080 Dok.Typ	090 Berichtsart	091 Projektcode	092
E	R	N-C-006f/81	M 7616 -E

Seiberl, Wolfgang;Heinz, Herbert

130 Verfasser

135 Verfasser mit Funktionen

Österreichische Akademie der Wissenschaften

140 Körperschaften

Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Rossatz <Auftragsforschungsprojekt NC-6f/81>

160 Sachtitel

170 Sachtitel Übersetzungen

180 Fassung	190 Maßstab	200 Topographie

210 Ort **Wien**

225 Erstellungsdatum **1985-10**

240		250 Illustr.	260 Format
37	Bl.	7 Abb.;7 Beil.	29,5 cm

271 In:Gesamttitel

290 Gesamttitel **Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006f/81**

291 Hochschulschrift

292 Standortnachweis **Bibl.Geol.Bundesanst./Wiss.Archiv Nr. A 08081-R**

293 Weitere Angaben

300 Sprachen der Zusammenfassung **GER**

Bearbeitungsvermerk	BGLÖ	GEOKART	Kopie an Redaktion
100	erl.	EDV:	

Endkontrolle	Mikrofilm	Vertraulichkeit	Exemplare
O.M.	Neuv.	3	1

37

330 ÖK-Blätter

~~Waldviertel~~ ; Rossatz ; Dunkelsteinerwald ; Donau

335 Geographika

Aeropeophysik ; Gföhler Gneis ; Bunte Serie ; Granulit ; Störung (tekton.) ; Gammastrahlenspektrometrie ; Kalium ; Elektromagnetik ; Magnetische Totalintensität ; Uran ; Böhmische Masse ; Thorium

340 Schlagworte

350 Koordinaten	351 Koordinaten
352 Koordinaten	353 Koordinaten
360 Bundesländer **N**	365 Staaten **AUT**

370 Sachgruppen GEOP ; SURF ; ADVI ; CART ; METH

s. S.

Im Bereich der Gföhler Gneise konnten einige Widerstandsminima identifiziert werden, die teils als Schwächezonen, teils als junge Bedeckungen zu interpretieren sind. Zum Teil gilt dies auch für die lithologischen Äquivalente der "Bunten Serie" südlich der Donau. Die Interpretation der Isolinienkarte der Totalintensität verstärkt diese Auffassung, speziell die der Existenz auch NW-SE gerichteter Störungen (etwa rechtwinkelig zur Diendorfer Störung). Die Gammastrahlenspektrometrie erfaßt in allen Meßbereichen die Grenzen Gföhler Gneis/Äquivalente der "Bunten Serie" und Gföhler Gneis/Granulit, wobei der Gföhler Gneis sehr deutlich erhöhte Zählraten aufweist.

380 Abstrakt

AEROGEOPHYSIKALISCHE VERMESSUNG

im Raum

ROSSATZ

(Auftragsforschungsprojekt NC-6f/81)

von
Wolfgang Seiberl
und
Herbert Heinz

Wien, Oktober 1985

Österreichische Akademie der Wissenschaften

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung 1

1. Projektziel und Ablauf des Projekts 2

2. Planung und Durchführung der Vermessung 3
2.1. Meßausrüstung 3
2.2. Fluglinien 5
2.3. Durchführung der Messungen 5
2.4. Personal 8

3. Datenverarbeitung und Kartenherstellung 9
3.1. Aufgabe der ADV 9
3.2. Datenkontrolle 10
3.3. Flugwegdaten 10
3.4. Elektromagnetische Widerstandskartierung 10
3.4.1. Auswertung der EM—Daten 10
3.4.2. Bedeutung der Ergebnisparameter ρ_a und d_a 12
3.5. Kartierung der anomalen magnetischen Totalintensität (ΔT) 13
3.6. Radiometrische Kartierung 14
3.6.1. Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung 14
3.6.2. Korrekturen der Meßdaten 15
3.6.3. Herstellung der Isolinienpläne 18

4. Geologie des Meßgebietes 19

5. Ergebnisse 19
5.1. Widerstandskartierung 19
5.2. Isoanomalien der Totalintensität ΔT 20
5.3. Gammastrahlenspektrometrie 21
5.3.1. Gesamtstrahlung (Total count); Anlage 4 21
5.3.2 Kalium (K^{40}); Anlage 5 21
5.3.3. Uran (Bi^{214}); Anlage 6 22
5.3.4. Thorium (Tl^{208}); Anlage 7 22

6. Empfehlungen 22

7. Literatur 23

8. Verzeichnis der Anlagen 23

9. Anhang 24

A. Einfluß der Hangneigung auf elektromagnetische Messungen aus der Luft 24

B. Einfluß der Topographie auf die Anomalien der magnetischen Totalintensität (ΔT) 34

Zusammenfassung

Im Bereich der Gföhler Gneise konnten einige Widerstandsminima identifiziert werden, die teils als Schwächezonen, teils als junge Bedeckungen zu interpretieren sind. Zum Teil gilt dies auch für die lithologischen Äquivalente der "Bunten Serie" südlich der Donau. Die Interpretation der Isolinienkarte der Totalintensität verstärkt diese Auffassung, speziell die der Existenz auch NW-SE gerichteter Störungen (etwa rechtwinkelig zur Diendorfer Störung). Die Gammastrahlenspektrometrie erfaßt in allen Meßbereichen die Grenzen Gföhler Gneis/Äquivalente der "Bunten Serie" und Gföhler Gneis/Granulit, wobei der Gföhler Gneis sehr deutlich erhöhte Zählraten aufweist.

1. Projektziel und Ablauf des Projekts

Entsprechend dem Projektantrag wurde als Projektziel definiert, daß mit Hilfe von aerogeophysikalischen Messungen im Raum SW von Rossatz (Abb.1) etwaige nutzbare Rohstoffvorkommen gesucht werden sollten. Insbesondere war dabei die hier auftretende sogenannte "Bunte Serie" auf mögliche Graphitanreicherungen zu untersuchen.

Ursprünglich sollten die Meßflüge bei Rossatz im Juli 1981 durchgeführt werden. Durch die verspätete Gerätebestellung und die Verzögerung bei der Bereitstellung des Meßhubschraubers konnte mit den Testflügen — im Raum Dunkelsteinerwald — nicht vor September 1982 begonnen werden. Daher war es erst nach Einschulung der Projektmitarbeiter möglich, das Projektgebiet, dessen Lage der Abbildung 1 entnommen werden kann, im Herbst 1982 zu befliegen. Dabei wurde der Hubschrauberlandeplatz der Bundesheerkaserne in Mautern als Projektstützpunkt benutzt.

Eine weitere Verzögerung in der Projektabwicklung trat dadurch auf, daß ein vollkommen neues Softwarepaket zur Auswertung und Darstellung der Meßdaten zu entwickeln war. Zusätzlich mußte während dieser Arbeiten wegen diverser Hardwareprobleme an der Rechenanlage der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik auf jene des interuniversitären Rechenzentrums gewechselt werden.

Mit der Herstellung erster Ergebniskarten konnte im Herbst 1984 begonnen werden. Die Fertigstellung letzterer wurde im Dezember 1984 abgeschlossen.

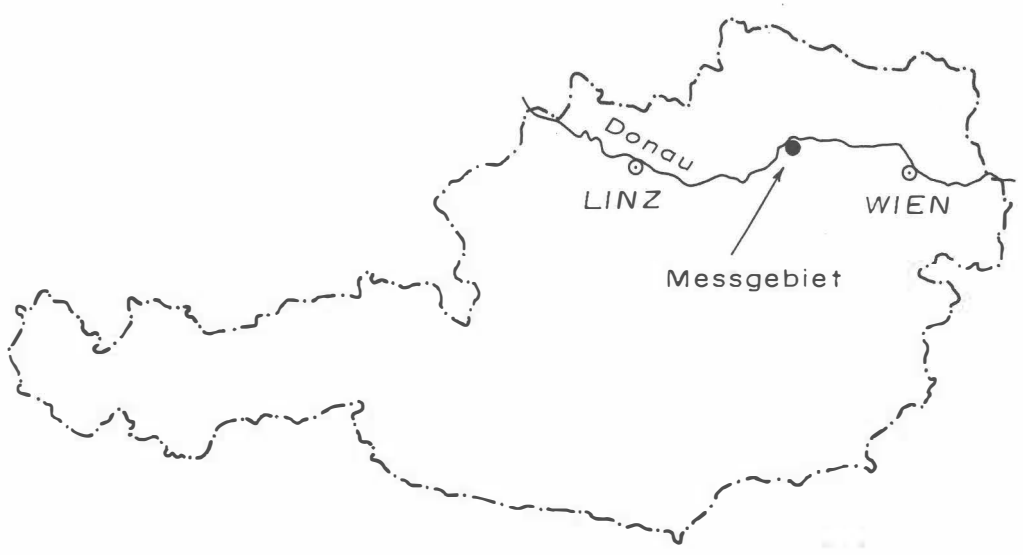


Abb 1: Lage des Messgebietes in Österreich

2. Planung und Durchführung der Vermessung

2.1. Meßausrüstung

Die aerogeophysikalischen Messungen wurden mit einem Hubschrauber des Bundesheeres vom Typ Agusta-Bell 212 (mit Doppelturbine), Kennzeichen 5D-HU, durchgeführt.

Die Meßausrüstung hat folgende Komponenten:

1) Ein elektromagnetisches Mehrfachspulensystem vom Typ DIGHEM-II. Das System induziert elektrische Ströme im Untergrund, deren Magnetfeld (= sekundäres Feld) gemessen wird. Die beiden Sender (mit vertikaler bzw. horizontaler Spulenachse) arbeiten mit zwei unterschiedlichen Frequenzen, 900 Hz (T1R1) und 3600 Hz (T2R2). Das sekundäre Magnetfeld wird mit zwei Empfangsspulen aufgenommen, die die gleiche Lage wie die Sendespulen haben ("maximale Kopplung") und 7,98m von diesen entfernt sind. Sender und Empfänger sind in einer etwa 10m langen Flugsonde ("bird") untergebracht, die an einem 30m langen Kabel unter dem Hubschrauber hängt. Die aufgenommenen Signale werden in zwei zeitliche Komponenten ("inphase" und "quadrature") relativ zur Phase des Sendesignales aufgespalten. Die Meßrate beträgt 4 Meßdaten pro Sekunde, es fallen also 16 Meßdaten pro Sekunde für das Elektromagnetiksystem an.

2) Ein Gammastrahlenspektrometer (Geometrics GR-800B) mit zwei Natrium-Jodid Kristallen mit einem Gesamtvolumen von 33,6 l. Dieses Gerät mißt die Intensität der Gammastrahlung in 256 Energiekanälen, wobei derzeit nur 5 Energiesummenbereiche, nämlich für die Gesamtstrahlung (0,4–3,0 MeV), für Uran-weit (1,041 – 1,207 MeV, 1,66 – 2.41 MeV), Kalium (K^{40}; 1,36 – 1,56 MeV), Uran (Bi^{214}; 1,67 – 1,87 MeV) und Thorium (Tl^{208}; 2,42 – 2,83 MeV), digital auf Magnetband aufgezeichnet werden. Die Integrationszeit beträgt 1 Sekunde für alle Energiesummenbereiche.

3) Ein Protonen-Präzessions-Magnetometer vom Typ Geometrics G-801/3. Es mißt die Totalintensität des erdmagnetischen Feldes mit einer Anzeigegenauigkeit von $\frac{1}{2}$ nT. Die Meßrate beträgt 1 Meßwert pro Sekunde. Der Sensor hängt an einem Kabel etwa 20m unter dem Hubschrauber.

4) Zur Messung der Flughöhe über Grund dient ein Radarhöhenmesser Sperry AA-220.

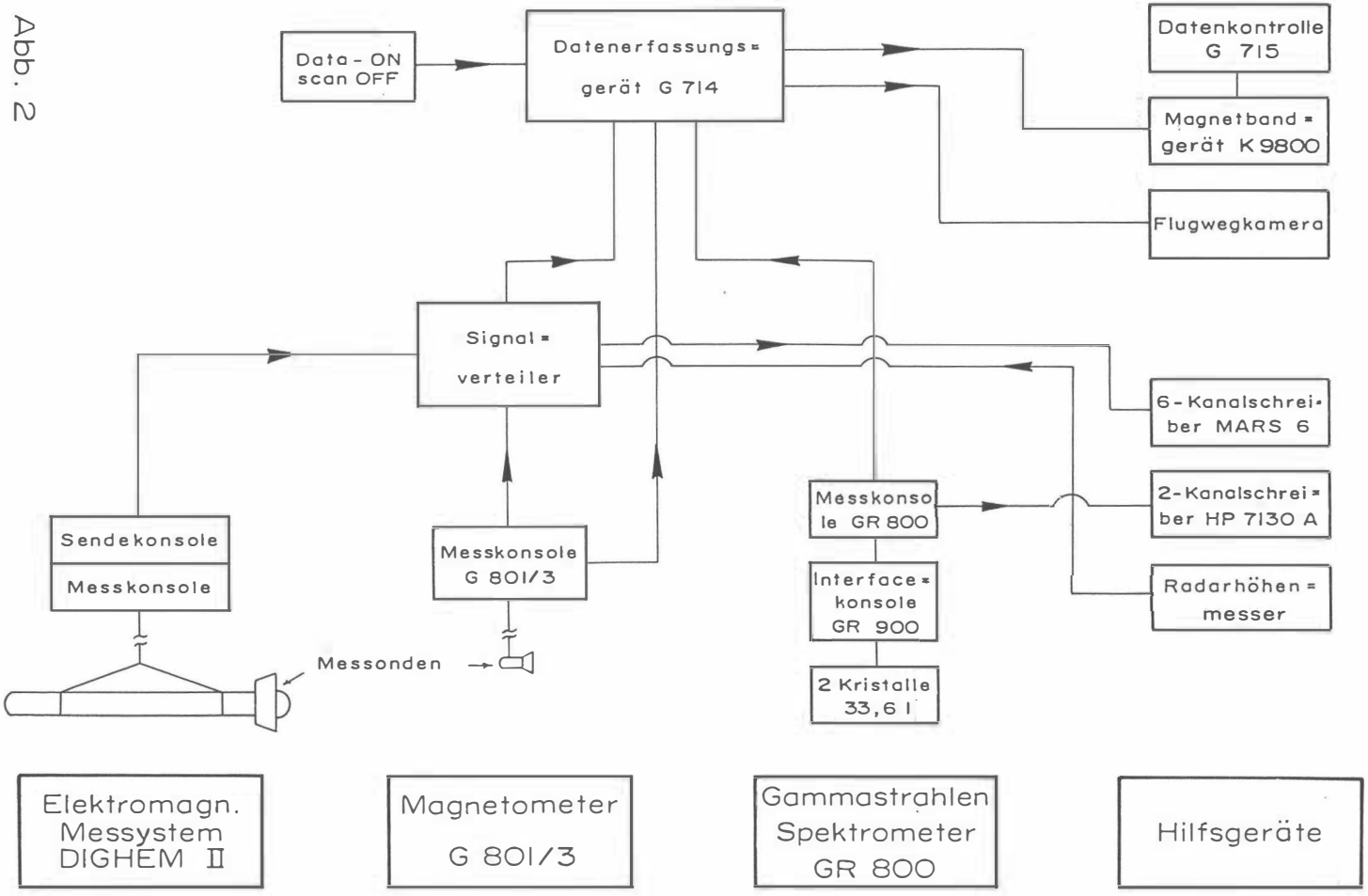
5) Der Flugweg wird auf einer Breite von ± 100m durch eine Flugwegkamera (Automax GS 2) auf 35mm-Film aufgezeichnet.

6) Ein Magnetbandgerät (Kennedy 9800) registriert Signale von 13 Kanälen in digitaler Form. Ein Sechs- und ein Zweikanal-Analogschreiber dienen v.a. als Monitor für die geophysikalischen Meßwerte. Zusätzlich können die digital registrierten Daten mit Hilfe eines Mikrorechners (Modell G-715) während der Aufzeichnung auf einem Bildschirm kontrolliert werden.

7) Das ganze Meßsystem wird von einem Datenerfassungssystem vom Typ Geometrics G-714 gesteuert.

Der Datenfluß im Hubschrauber-Meßsystem ist in Abb. 2 vereinfacht dargestellt.

Abb. 2


Data - ON scan OFF
Datenerfassungs= gerät G 714
Datenkontrolle G 715
Magnetband = gerät K 9800
Flugwegkamera
Signal = verteiler
6 - Kanalschrei- ber MARS 6
2 - Kanalschrei = ber HP 7130 A
Radarhöhen = messer
Messkonso le GR 800
Interface = konsole GR 900
2 Kristalle 33,6 l
Sendekonsole
Messkonsole
Messkonsole G 801/3
Messonden
Elektromagn. Messystem DIGHEM II
Magnetometer G 801/3
Gammastrahlen Spektrometer GR 800
Hilfsgeräte

2.2. Fluglinien

Flugrichtung: Folgende Richtungen wurden für die Fluglinien gewählt:

Meßprofile···	$135^0 \rightarrow 315^0$
Kontrollprofile···	$0^0 \rightarrow 360^0$
	$45^0 \rightarrow 225^0$

Für die später folgende Datenverarbeitung wurden drei Kontrollprofile vermessen, die die Meßprofile möglichst im rechten Winkel schneiden sollten.

Abstand: Der Soll-Abstand der Meßprofile beträgt 200m.

Flugprofilkennung: Die Fluglinien haben eine achtstellige alphanumerische Bezeichnung, worin eine zweistellige Buchstabenkennung für das Meßgebiet beinhaltet ist.

2.3. Durchführung der Messungen

Navigationsunterlagen: Als Navigationsunterlage diente die Österreichische Luftbildkarte im Maßstab 1:10.000, auf der die Sollagen der Meßprofile eingetragen wurden.

Kontrolle der Geräte: Vor jedem Meßflug wurde eine Eichung des Gammastrahlenspektrometers sowohl mit einer Cäsium- (Cs^{137}) als auch mit einer Thoriumquelle (Tl^{208}) durchgeführt. Bei der ersten Eichung wird die Trennung der einzelnen Kanäle abgestimmt (siehe Abb. 3), während beim zweiten Eichvorgang die richtige Lage des für das Thorium charakteristischen Energiesummenfensters (2,42–2,83 MeV) überprüft wird (Abb. 4). Ebenso wurde die Phaseneinstellung des elektromagnetischen Meßsystems mit Hilfe eines Ferritstabes jeweils vor Flugbeginn kontrolliert und gegebenenfalls justiert.

Meßflüge: Wegen der topographischen Schwierigkeiten stellte die Befliegung des Gebietes SW von Rossatz erhebliche Anforderungen sowohl an das Hubschrauberpersonal als auch an das eingesetzte Gerät. Während der Messungen auf den Profilen wurde eine Sollflughöhe des Hubschraubers von 80m angestrebt. Das entspricht folgenden Meßhöhen über Grund für die Sensoren der geophysikalischen Geräte:

— EM-Sonde:	50m
— Magnetometer-Sonde:	60m
— Detektoren des Gammastrahlenspektrometers:	80m

Bei der Morphologie im Meßgebiet war es nur selten möglich, diese Sollflughöhe einzuhalten.

Die Fluggeschwindigkeit betrug über leicht welligem Gelände ca. 125 km/h, an steilen Hängen entsprechend weniger. Die durchschnittliche Meßflugdauer lag bei etwa $1\frac{1}{2}$ h (inkl. An- und Abflug zum und vom Meßgebiet).

Abb. 3

GR - 800 Gammastrahlenspektrometer
(Kristall 1)
Spektralregistrierung (10. 6. 1983)

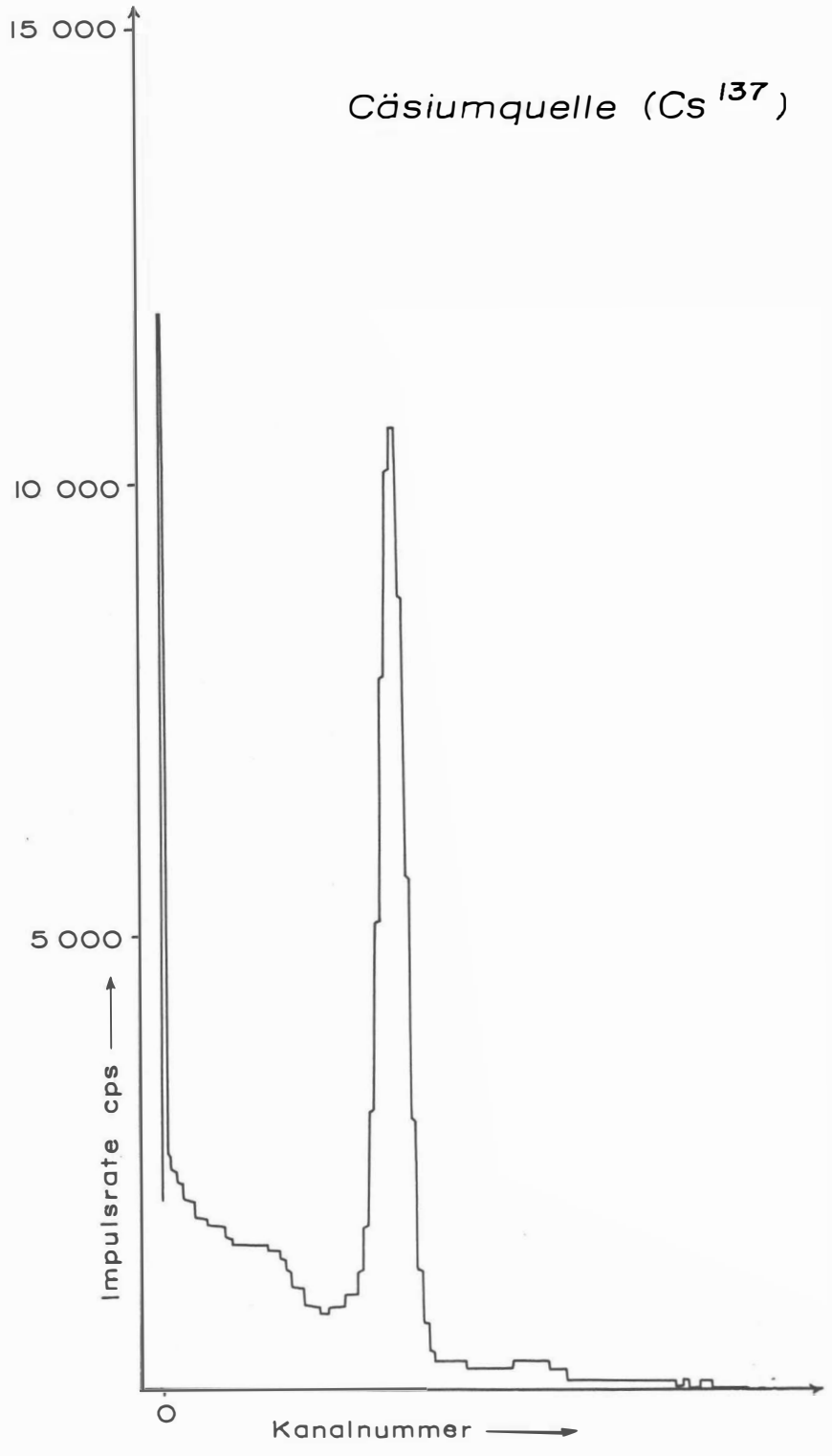
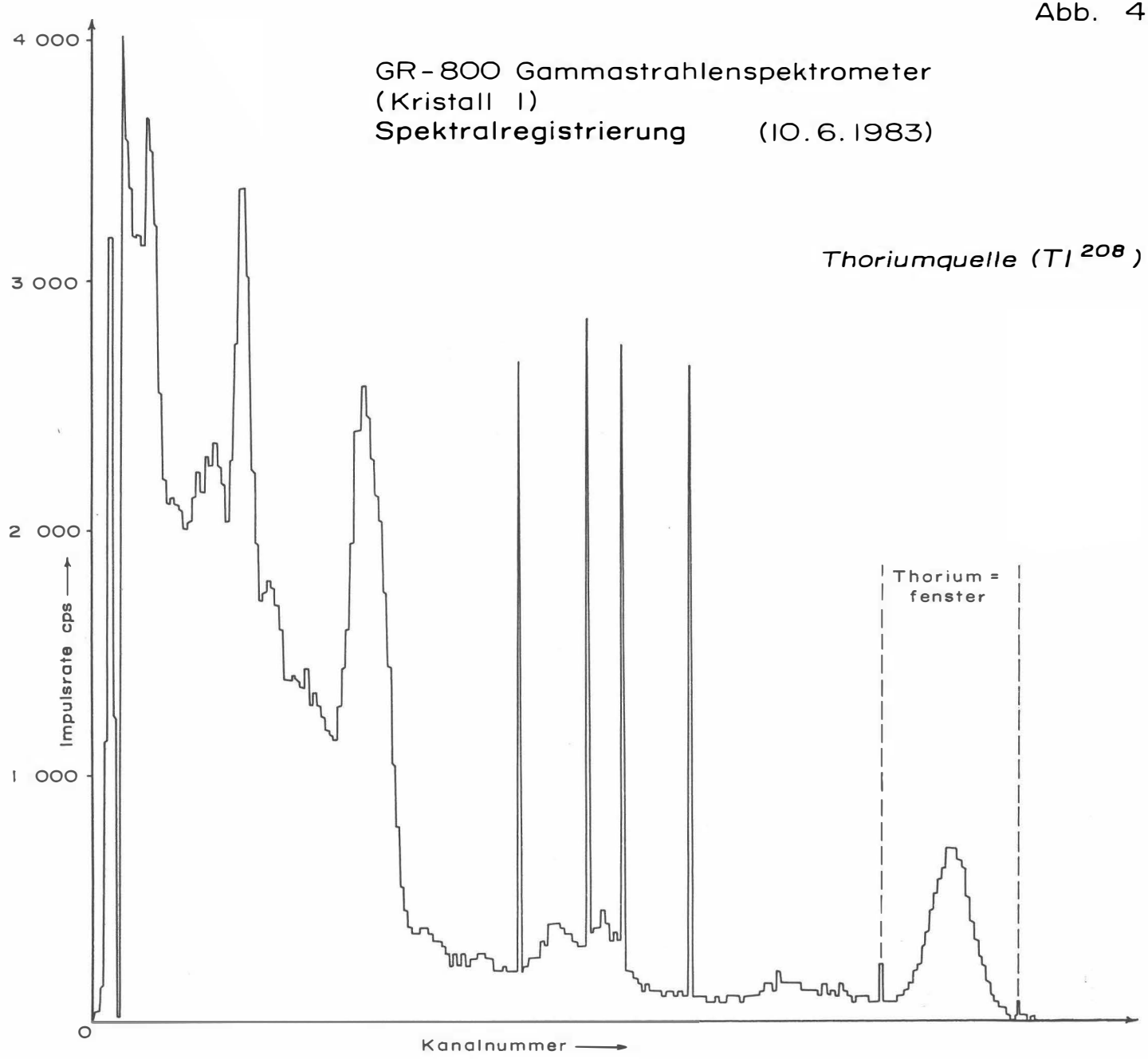


Abb. 4


GR-800 Gammastrahlenspektrometer
(Kristall 1)
Spektralregistrierung (10.6.1983)
Thoriumquelle (Tl^{208})
4 000
3 000
2 000
1 000
0
Impulsrate cps
Kanalnummer
Thorium = fenster

In den Wenden zwischen den Meßprofilen ist es notwendig, die Flughöhen für jeweils ca. 1 min auf etwa 350m zu erhöhen. In dieser Höhe läßt sich das absolute Nullniveau für die elektromagnetischen Meßsignale bestimmen. Dies ist vor und nach jedem Profil erforderlich, da das Nullniveau durch Temperatureffekte an der EM-Sonde driftet.

Insgesamt wurden 6 Meßflüge absolviert, wobei ein sogenannter "Steigflug", bei dem die Höhenabhängigkeit der Gammastrahlenenergie im Meßgebiet bestimmt wird, beinhaltet ist.

2.4. Personal

Bei der Durchführung der aerogeophysikalischen Arbeiten im Raum Rossatz waren folgende Personen beteiligt:

Geologische Bundesanstalt/Universität Wien:
Univ.Prof. Dr.Wolfgang Seiberl

Geologische Bundesanstalt:
Dr.Herbert Heinz
Franz Strauß

Österreichische Akademie der Wissenschaften:
Dr.Udo Strauß
Maria Loibnegger
Horst Eichberger
Anton Radman †
Michael Herdy

Bundesministerium für Landesverteidigung:
Dieter Hirschmann
Peter Lang
Harald Rosa
Robert Staudinger
Rainer Wehrle
Harald Gramang
Oskar Schabus

Die administrative Abwicklung des Projekts erfolgte durch die Österreichische Akademie der Wissenschaften.

3. Datenverarbeitung und Kartenherstellung

3.1. Aufgabe der ADV

Die Verarbeitung der Meßdaten des Untersuchungsgebietes Rossatz fand in Wien statt, wobei die Rechenanlage des interuniversitären Rechenzentrums (Cyber 720) benutzt wurde.

Die Datenverarbeitung hat im wesentlichen drei Aufgaben:

1) Entfernung aller von nicht-geologischen Quellen stammenden Störsignale aus den Meßdaten bzw. die Durchführung bestimmter Meßwertkorrekturen.

2) Transformation der Meßdaten in Parameter, die einer geologischen Interpretation möglichst zugänglich sind.

3) Übergang von der eindimensionalen Vermessung entlang der Fluglinien zu zweidimensionalen Ergebniskarten (Isolinienpläne).

Zur Lösung dieser Aufgaben müssen folgende Eingabedaten für die ADV bereitgestellt werden:

1) Die geophysikalischen Meßdaten (mit Zeitmarken) und die Flughöhe vom Magnetband,

2) die georteten Paßpunkte der Flugwegrekonstruktion,

3) die Registrierdaten des magnetischen Observatoriums Wien-Kobenzl (magnetischer Tagesgang),

4) eine Reihe von Gerätekonstanten und Eichgrößen, die z.T. für jeden Meßflug neu bestimmt werden müssen,

5) Flugberichte mit Angaben über Flugnummer, Fluglinien und Abweichungen von der Norm (z.B. Unterbrechung von Fluglinien, besondere Störungen),

6) topographische Unterlagen für die Ergebniskarten.

Die nachfolgende Beschreibung der wesentlichen Schritte bei der Verarbeitung der Daten hat zum Ziel, den physikalischen Gehalt der in den Ergebniskarten dargestellten Parameter aufzuzeigen.

3.2. Datenkontrolle

Nach jedem Meßflug wurden vom verantwortlichen Flugmeßingenieur die Analogaufzeichnungen der Meßdaten gesichtet und gegebenenfalls die Beseitigung von Geräte- oder Bedienungsfehlern veranlaßt.

Die auf Magnetband aufgezeichneten digitalen Daten wurden in Wien auf der Rechenanlage des interuniversitären Rechenzentrums abgespielt und diversen Fehlerkontrollen unterzogen.

Die Meß- und Datenerfassungssysteme sind im Hubschrauber großen mechanischen Belastungen ausgestetzt. So können sich Datenverluste ergeben, die sich zwar nur im Promille-Bereich der gesamten Daten bewegen, die aber trotzdem korrigiert werden müssen. Weiters werden am Beginn der Auswertung die Meßdaten auf Plausibilität und sogenannte statistische Ausreisser ("spike") überprüft. Das alles wird von Computerprogrammen vollautomatisch durchgeführt.

Die Flugwegfilme wurden in Wien entwickelt, überprüft und für eine weitere Verwendung archiviert.

3.3. Flugwegdaten

Die Flugwege (Anlage 1) sämtlicher Profile wurden mit Hilfe des Flugwegfilmes an jeweils mehreren Paßpunkten rekonstruiert. An Hand dieser georteten Paßpunkte wurden die übrigen Koordinaten der Meßpunkte entlang der Profile über ein Interpolationsprogramm bestimmt. Dabei können an Hand eines Fluggeschwindigkeitstests etwaige Ortungsfehler ausgeschieden werden.

3.4. Elektromagnetische Widerstandskartierung

3.4.1. Auswertung der EM—Daten

Mit dem DIGHEM-II-System werden

Inphase (Real)	Komponente R
und	
Quadrature (Imaginär)	Komponente Q

des Magnetfeldes der im Untergrund induzierten Ströme für beide Sendefrequenzen gemessen. Jeweils nach 8 – 12 m Wegstrecke (d.h. alle 0,25 sec) werden die Daten abgefragt und auf Magnetband registriert. Einen größeren Aufwand erforderte die Behandlung der Elektromagnetik-Meßdaten. Diese waren im Meßgebiet — zum Teil durch die Besiedlung bedingt — durch Stromleitungen und durch künstliche Leiter gestört. Die EM-Daten einiger Meßflüge enthalten zudem Störimpulse durch "sferics", d.h. durch elektromagnetische Impulse aufgrund von luftelektrischen Entladungen, insbesondere Gewittern.

Es gibt zwei Kriterien für die Erkennung der durch Fremdfelder gestörten Registrierungen:

1) irreguläre Form der Anomalien

2) Aufzeichnung von Fremdfeldern mit Frequenzanteilen nahe der Meßfrequenz in den sogenannten "sferics-Kanälen".

Mit diesen Kriterien wurden stark gestörte und damit für die geophysikalische Auswertung unbrauchbare Intervalle aus den Registrierungen ausgeschieden und bei der weiteren Datenverarbeitung nicht berücksichtigt.

EM-Anomalien von künstlichen Leitern, wie z.B. Blechdächern, wurden nicht beseitigt, da die gemessenen Anomlien künstlicher Leiter oft nicht eindeutig von denen geologischer Leiter zu unterscheiden sind. Eine Identifizierung künstlicher Leiter muß einer späteren Befahrung vorbehalten bleiben.

Die Datenverarbeitung beginnt mit einer digitalen Filterung, wodurch die Rohdaten von hochfrequenten Störsignalen befreit werden. Die nächsten Schritte sind:

— Bestimmung des absoluten Nullniveaus für R und Q (an sogenannten Stützstellen) in den Registrierungen bei großer Flughöhe vor und nach jedem Meßprofil,

— Bestimmung der eingestellten Empfindlichkeit (für jeden einzelnen Meßflug) durch ein Kalibrierungsprogramm,

— Umrechnung der Meßsignale auf das Nullniveau,

  — Transformation der Werte R und Q in zwei Ergebnisparameter, nämlich

  — den scheinbaren spezifischen Widerstand ρ_a,

  — die scheinbare Tiefe d_a (eines äquivalenten Halbraumes, bezogen auf die Erdoberfläche).

Bei kleinen Signalamplituden (z.B. über Gesteinen mit hohem spezifischen Widerstand) war eine deutliche, zum Teil nichtlineare Drift des Nullniveaus in den EM-Kanälen zu erkennen. Diese Drift wird vermutlich durch Temperatureffekte auf die Flugsonde verursacht, bedingt durch die Höhenunterschiede längs der Fluglinien. Deshalb waren die beiden Stützstellen für das Nullniveau vor und nach einem Profil nicht immer ausreichend. Besonders bei längeren Meßprofilen war es nötig, zusätzliche Stützstellen auf dem Profil einzuführen. Hierbei wurde ausgenutzt, daß tiefere Täler oft nur in größeren Flughöhen überflogen werden konnten, wobei die Amplitude des Sekundärfeldes nahe Null war.

In der Folge wurden die so gewonnenen ρ_a-Werte mit Hilfe eines Trommelplotters in Form von Profilplänen im Maßstab 1:25.000 geplottet. Anschließend wurde durch eine händische Konturierung ein Isolinienplan des scheinbaren Widerstandes (ρ_a) hergestellt, wobei Zonen geringer ρ_a-Werte schraffiert wiedergegeben wurden (Anlage 2). Die Isolinien für ρ_a wurden mit einem konstanten Abstand von 25 Ωm gezeichnet, z.B. ρ_a = 25; 50; 75; 100; Ωm usw.

Für hohe spezifische Widerstände der Gesteine bzw. auch bei großen Flughöhen liegen die gemessenen Amplituden von R und Q in der Größenordnung der Driftfehler. Es wurden

daher nur jene ρ_a-Werte geplottet, für die $\rho_a \leq 2000\Omega m$ gilt. Dabei wurden aber nur solche Amplituden von R und Q berücksichtigt, für die die Schwellwerte ≥ 5 ppm waren.

Auf die Herstellung von Tiefenlinienplänen der scheinbaren Tiefe d_a wurde in diesem Bericht verzichtet. Der Grund dafür ist darin zu suchen, daß auch "negative Tiefen" auftreten. Letztere kommen dort vor, wo eine besser leitende Deckschicht einen schlechten Leiter überlagert (siehe Abschnitt 3.4.2.). Streng genommen dürfte in diesem Fall das Modell des homogenen Halbraumes bei der Auswertung nicht benutzt werden.

Die gemessenen Werte des koaxialen Spulensystems T1R1 mit der Frequenz 900 Hz wurden für die Konturierung nicht verwendet. Ihre Qualität ist gegenüber den Daten des koplanaren Spulensystems im allgemeinen schlechter, und zwar aus folgenden Gründen:

1) Temperatureffekte am EM-bird haben sich besonders ungünstig auf T1R1 ausgewirkt und führten zu einer, oft starken, nichtlinearen Drift des Nullniveaus.

2) Das Magnetfeld der "sferics" ist überwiegend horizontal gerichtet und macht sich daher hauptsächlich in den Daten von T1R1 bemerkbar. Auch technische Störungen beeinflussen T1R1 wesentlich stärker als T2R2.

Wie im Anhang A quantitativ abgeleitet wird, sind bei den Messungen über geneigter Erdoberfläche bestimmte Verfälschungen der Ergebnisparameter zu erwarten. Bei Verwendung eines horizontalen Spulensystems ist für Hangneigungen $> 30^0$ mit einer Erhöhung der Werte für ρ_a und d_a zu rechnen. Bei bekannter Hangneigung lassen sich derartige Verfälschungen mit den im Anhang angebenen Formeln korrigieren.

3.4.2. Bedeutung der Ergebnisparameter ρ_a und d_a

Die Parameter ρ_a und d_a können für das Interpretationsmodell "homogener Halbraum" aus jedem Meßwertepaar R und Q berechnet werden (z.B. nach *Mundry, 1984*). Die Werte ρ_a und d_a stimmen annähernd mit dem wahren spezifischen Widerstand ρ und der wahren Tiefe d eines verborgenen Leiters überein, wenn dieser

1) eine bestimmte Mindestausdehnung (Größenordnung 100m) und eine Mindestdicke hat,

2) sich in schlechtleitender Umgebung befindet.

Dies trifft für viele sulfidische Vererzungen, aber auch für viele graphitische und tonige Schichten häufig zu.

Ist Bedingung 1) nicht erfüllt, d.h. der Körper ist zu klein, so ist im allgemeinen $\rho_a > \rho$ und $d_a > d$. Ist Bedingung 2) nicht erfüllt, insbesondere z.B. wegen einer leitenden Überdeckung, so wird ebenfalls $\rho_a > \rho$, aber $d_a < d$.

Der Tiefenwert d_a kann größer, kleiner oder gleich Null sein. Bezogen auf einen Zweischichtenfall, d.h. eine Deckschicht mit einem Widerstand ρ_1 und einer Dicke d_1 sowie einem (unendlich dicken) Substratum mit dem Widerstand ρ_2, gelten folgende Zusammenhänge (*Fraser, 1978*):

$d_a > 0$: $\rho_1 > \rho_2$, d.h. das Substratum ist besser leitend als die Deckschicht,

$d_a \approx 0$: $\rho_1 \approx \rho_2$, d.h. im Bereich der Erkundungstiefe (siehe unten) ist kein guter Leiter vorhanden,

$d_a < 0$: $\rho_1 < \rho_2$, d.h. eine besser leitende Deckschicht (z.B. Verwitterungsschicht) liegt über einem schlechtleitenden Untergrund.

Durch das Vorzeichen von d_a können also qualitative Aussagen über die vertikale Leitfähigkeitsverteilung gemacht werden. Die Erkundungstiefe ist die Maximaltiefe, bis zu der ein guter Leiter im Untergrund durch die Meßmethode erfaßt werden kann. Bei schlechtleitender Deckschicht und großen Zielkörpern sind mit dem DIGHEM-II-System Erkundungstiefen von 100–150m zu erreichen.

3.5. Kartierung der anomalen magnetischen Totalintensität (ΔT)

In der Anlage 3 wird der Isolinienplan der magnetischen Totalintensität (ΔT) gebracht. Diese Anomalien stellen die Feldabweichungen vom globalen Erdmagnetfeld dar, wobei letzteres durch das "Internationale Geomagnetische Referenzfeld" (IGRF) definiert wird. Da das Magnetfeld auch zeitlich veränderlich ist, stellt sich der anomale Feldbeitrag (ΔT), der von den unterschiedlich magnetisierbaren Gesteinen herrührt, wie folgt dar:

$$\Delta T(x, y, z) = T(x, y, z, t) - T(t) - T_{int} - \delta T$$

mit

$T(x, y, z, t)$	... Meßwert am Flugprofil
$T(t)$	... zeitliche Variation des Magnetfeldes
T_{int}	... magnetisches Hauptfeld
δT	... Restfehler (Feldwirkungen des Hubschraubers etc.)

Die zeitlichen Variationen $T(t)$ werden durch ortsfeste Stationen beobachtet, wobei in Österreich das Observatorium Wien-Kobenzl verwendet wird. Der Verlauf des Hauptfeldes T_{int} kann für kleine Meßgebiete, wie z.B. Österreich, gut durch eine Ebene angenähert werden, sodaß nur die beiden Gradienten des IGRF (zur Epoche 1977,7)

$$\frac{\partial T}{\partial \varphi} = 2.67\text{nT/km Richtung N},$$

sowie

$$\frac{\partial T}{\partial \lambda} = 0.75\text{nT/km Richtung O}$$

und eine Konstante (T_c = 47.241 nT) zu seiner Darstellung notwendig sind.

Die Restfehler (δT) beinhalten vor allem die Störungen des Hubschraubers am Ort des Sensors, die in beiden Flugrichtungen relativ zum Erdmagnetfeld unterschiedlich sein können (= heading error). Diese Fehler können mit Hilfe der Daten von Kontrollprofilen weitgehend eliminiert werden. Dazu werden die Meßwertdifferenzen an den Kreuzungspunkten von Meß- und Kontrollprofilen bestimmt. Aus den Differenzen an vielen Kreuzungspunkten werden unter Anwendung statistischer Verfahren Korrekturwerte ermittelt und die Restfehler damit zum Großteil beseitigt.

Ein etwaiges hochfrequentes Rauschen in den gemessenen Werten $T(x, y, z)$ wird bereits zu Beginn der Verarbeitung der magnetischen Daten durch Anwendung von sorgfältig angepaßten digitalen Filtern minimiert.

Nach Bestimmung der Werte $T_{int}, T(t)$ und δT kann nach obiger Gleichung der anomale Anteil $\Delta T(x, y, z)$ der Totalintensität für jeden Meßpunkt $P(x, y, z)$ berechnet werden. Die Anomlien der Totalintensität werden in Form von Isolinienplänen flächenhaft dargestellt, wie in Kap. 3.4.1. näher erläutert. Wegen der starken Dynamik des anomalen Magnetfeldes sind die Isolinien mit verschiedenen Strichstärken dargestellt, nämlich:

— dünne Linien im Abstand von 10nT

— mittelstarke Linien im Abstand von 25nT

— starke Linien im Abstand von 100nT

— Nullinien strichliert.

Bei der Bearbeitung von magnetischen Anomalien, die in topographisch schwierigem Gelände gemessen wurden, muß der Einfluß der Geländeform bedacht werden. So machen sich z.B. unterschiedliche Hangneigungen, Bergkämme usw. erheblich im Anomalienmuster bemerkbar (*Seren, 1980*). In diesem Zusammenhang sei auf die Ausführungen im Anhang B verwiesen.

3.6. Radiometrische Kartierung

3.6.1. Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung

Die Gammastrahlung der Gesteine und der aus ihnen entstandenen Böden stammt im wesentlichen von drei Quellen: den radioaktiven Elementen Thorium und Uran mit einer Reihe von strahlenden Tochterprodukten, sowie von Kalium mit dem radioaktiven Isotop K^{40}.

Aus dem gesamten Energiespektrum der Gammastrahlung werden die für diese Elemente charakteristischen Energieintervalle (Fenster) verwendet — die Bereiche der Photopeaks von K^{40} (bei 1,46 MeV), des U-Tochterprodukts Bi^{214} (1,76 MeV) und des Th-Tochterprodukts Tl^{208} (2,62 MeV):

Kalium - Kanal: 1,36–1,56 MeV

Uran - Kanal: 1,67–1,87 MeV

Thorium - Kanal: 2,42–2,83 MeV

Außerdem wird die gesamte Energie der Gammastrahlung von 0,4–3,0 MeV gemessen.

3.6.2. Korrekturen der Meßdaten

Die mit dem Zerfall der radioaktiven Isotope verbundene Emission von Gammaquanten ist ein statistischer Prozeß. Die mit einem ruhenden Gerät gemessene Zählrate N streut in Form einer Poisson-Verteilung um einen Mittelwert. Die Standardabweichung σ ergibt sich aus

$$\sigma = \sqrt{N}$$

Bei hohen Zählraten ist also die relative Streuung $\frac{\sigma}{N} = \frac{1}{\sqrt{N}}$ kleiner als bei kleinen Zählraten. Bei der Messung während des Fluges erhält man z.B. die in Abb. 5a gezeigten Zählraten in cps — hier für Uran und Thorium — mit der natürlichen statistischen Streuung. Durch entsprechend angepaßte digitale Filter wird das hochfrequente Rauschen in den Rohdaten weitgehend eliminiert, ohne daß das längerwellige Nutzsignal (d.h. die Variationen der Zählrate, die durch wechselnde Gehalte der strahlenden Elemente im Gestein verursacht werden) verändert wird.

Das Ergebnis dieser Filterung zeigt Abb. 5b. Das Ziel der nun folgenden Korrekturschritte, die in Abb. 5c – Abb. 5e dargestellt sind, ist, die geglätteten Meßdaten noch von unerwünschten Anteilen zu befreien:

— Reduktion des "Backgrounds": Die von nicht-geologischen Quellen stammende Strahlung, nämlich die Strahlung des die Detektor-Kristalle umgebenden Materials und die kosmische Strahlung, werden abgezogen (Abb. 5c). Der Background in den einzelnen Kanälen wird durch entsprechende Steigflüge über Wasserflächen gewonnen.

— Reduktion des Comptoneffektes: Beim Durchgang durch Materie wird die Gammastrahlung unter Energieverlust gestreut. Dies hat zur Folge, daß z.B. ein bestimmter Anteil der Strahlung ("stripping ratio") von Th-Quellen in den Uran- und Kaliumkanal sowie von U-Quellen in den K-Kanal fällt (zur Definition des stripping ratios siehe z.B. (*IAEA,1979*)). Die stripping ratios haben für die beschriebene Meßkonfiguration und die vorne angegebenen Fenstereinstellungen folgende Werte:

Compton-Streuungskoeffizienten:

S_{UTh} (Th in den U-Kanal): 0,27

S_{ThU} (U in den Th-Kanal): 0,065

S_{KTh} (Th in den K-Kanal): 0,17

S_{KU} (U in den K-Kanal): 0,82

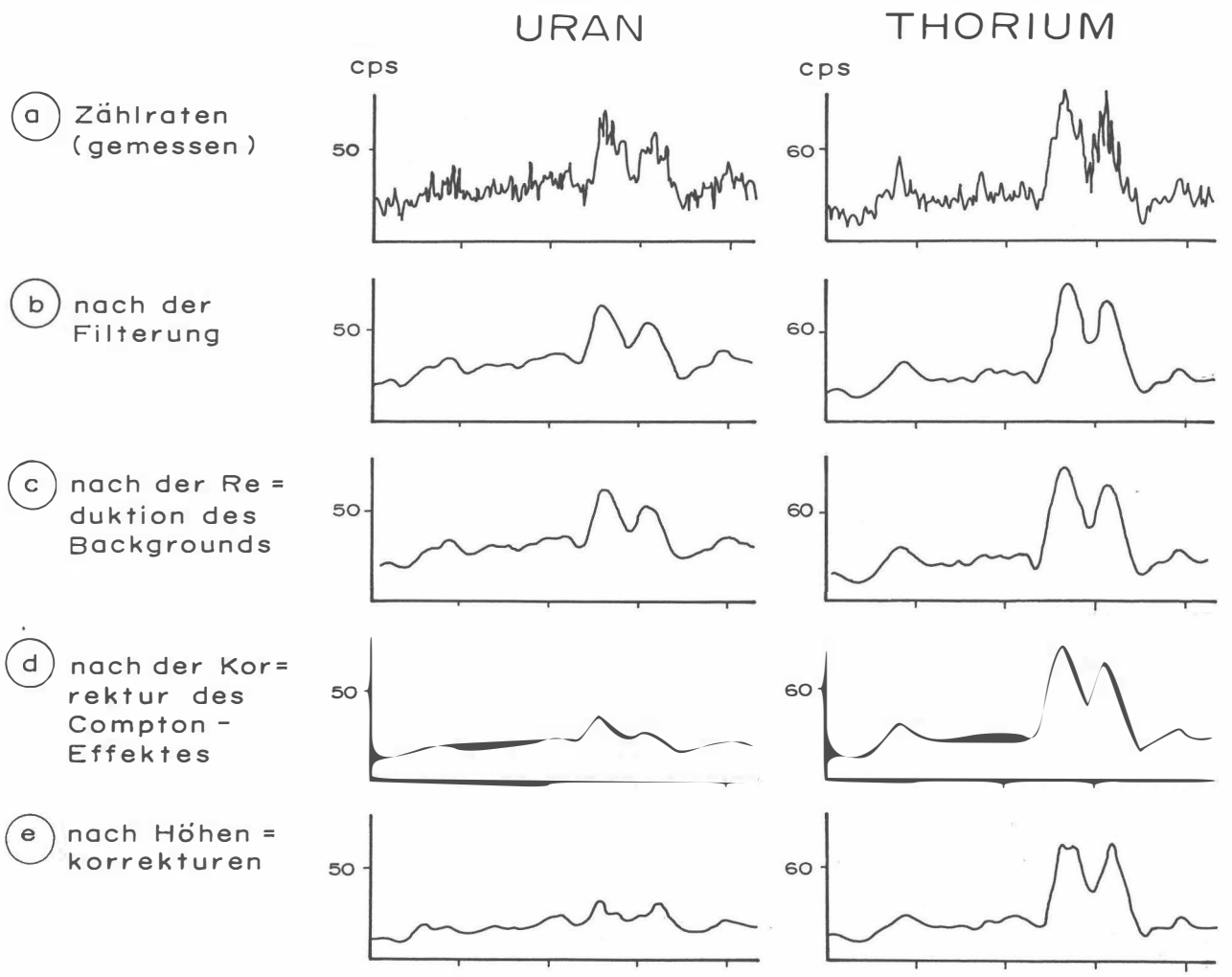


Abb. 5 a - e : Darstellung der Korrekturschritte in der Gammastrah= lenspektrometrie .

Diese Werte gelten für den Abstand 0 zwischen Detektor und einer unendlich ausgedehnten Strahlungsquelle. Zu ihnen ist noch der Beitrag des Comptoneffekts in der Luft, d.h. ein höhenabhängiger Term, zu addieren, was aber nur für den Streuungskoeffizienten S_{UTh} in der Form

$$S_{UTh} = (S_{UTh})_0 + 0.0076h \quad , h \quad \text{in Fuß}$$

geschieht.

Wie Abb. 5d zeigt, bleibt nach der Compton-Reduktion von einer großen Anomalie im U-Kanal unter Umständen kaum noch etwas übrig. Für Meßwerte im Total-Kanal entfällt die Compton-Reduktion.

— Höhenkorrektur: Die Intensität der vom Boden kommenden Gammastrahlung nimmt mit der Höhe über Grund ab. Die Höhenabhängigkeit läßt sich grundsätzlich berechnen. In den theoretischen Wert gehen u.a. die Dichte und Feuchtigkeit der Luft ein. Außerdem wird die Zählrate für Uran und Kalium durch den unbekannten Gehalt der Luft an Radon^{222} verfälscht. Es werden daher standardmäßig Steigflüge im Meßgebiet durchführt, um die in diesem charakteristische Höhenänderung der Gammastrahlung zu ermitteln.

Die gemessene Höhenabhängigkeit der Strahlungsintensität I läßt sich in begrenzten Höhenintervallen in guter Näherung durch die Formel

$$I(h) = I_0 e^{-\mu h}$$

beschreiben. Für die Absorptionskonstante μ ergaben sich im Meßgebiet im Höhenbereich von 30m bis 300m über Grund folgende Mittelwerte:

$$\begin{aligned} \mu(\text{Total}) &= 0{,}001276 \\ \mu(\text{Kalium}) &= 0{,}001781 \\ \mu(\text{Uran}) &= 0{,}000947 \\ \mu(\text{Thorium}) &= 0{,}001326 \end{aligned}$$

Mit den angegebenen Werten für μ und den mit dem Radarhöhenmesser gemessenen Werten für die Flughöhe h werden die Strahlungsintensitäten nach der Formel

$$I(240ft) = I(h) e^{+\mu(h-240ft)}$$

auf die Normalhöhe $h = 240ft$ umgerechnet. Abb. 5e zeigt die Wirkung dieser Höhenkorrektur.

— Übergang zu Radioelementkonzentrationen: Die "International Atomic Energy Agency" (*IAEA,1979*) empfiehlt die Umrechnung der Zählraten in Äquivalent - Konzentrationen der drei strahlenden Elemente. Dies hat u.a. den Vorteil, daß die Ergebnisse von

Messungen mit verschiedenen Instrumenten, insbesondere mit verschiedenem Kristallvolumen, untereinander vergleichbar werden. Da bis heute aber keine geeigneten Eicheinrichtungen (Testflächen) für Gammastrahlenspektrometer in Österreich vorhanden sind, können im Rahmen dieser Untersuchungen des Raumes Rossatz keine Berechnungen der Radioelementkonzentrationen durchgeführt werden.

3.6.3. Herstellung der Isolinienpläne

Es ist bekannt, daß die Strahlungsintensitäten zeitlichen Schwankungen unterliegen. Sie stehen meist im Zusammenhang mit dem Wettergeschehen (z.B. Erhöhung der Absorption im Boden durch Regenwasser, Zufuhr von Radon aus der Bodenluft). Die an verschiedenen Tagen gemessenen Zählraten können also etwas unterschiedliche Mittelwerte ergeben, was eine Isoliniendarstellung beeinträchtigen würde. Um dies zu vermeiden, werden an den Kreuzungspunkten der Meß- und Kontrollprofile die zugehörigen Zählraten ermittelt. Über ein zweidimensionales Fehlerausgleichsprogramm werden die an den Kreuzungspunkten bestimmten Zähldifferenzen über dem gesamten Meßbereich ausgeglichen. Trotzdem war es nicht immer möglich, alle klimatischen Einflüsse zu beseitigen.

Ähnlich wie bei der Darstellung der elektromagnetischen Daten (siehe Abschnitt 3.4.1.,ρ_a) wurden in der Folge die reduzierten Energiewerte der Gammastrahlung entlang der Flugprofile geplottet und händisch konturiert. Dabei wurden folgende Isolinienintervalle gewählt:

Gesamtstrahlung (Anlage 4)	... 500 cps (cps=counts/s)
Kalium (Anlage 5)	... 10 cps
Uran (Anlage 6)	... 25 cps
Thorium (Anlage 7)	... 25 cps.

Eine zusätzliche Problematik von Gammastrahlenmessungen in topographisch schwierigem Gelände stellt die Abweichung von einer horizontalen Meßebene (2π-Geometrie) dar, weil bei den Meßflügen mit möglichst konstanter Höhe über dem Gelände geflogen werden soll. So z.B. tragen vor allem Hangflächen zur Verstärkung der Gammastrahlung bei. Bei homogener Strahlungsdichte an der Erdoberfläche und gleicher Meßhöhe über Grund resultiert in Tälern eine höhere Zählrate als in der Ebene, umgekehrt über Bergkämmen (geometrische Konstellation kleiner 2π) eine niedrigere Zählrate (*Killeen, 1979*).

4. Geologie des Meßgebietes

Das Meßgebiet "Rossatz" wird im Norden bzw. Nordwesten von der Donaustrecke zwischen Aggsbach-Dorf und Rossatz begrenzt. Der Verlauf der Diendorfer Störung bildet die ungefähre Süd- bzw. Südostgrenze. Weit über die Hälfte des Gebietes wird vom Südteil der Gföhlergneismasse eingenommen; einen geringeren Anteil stellen lithologische Äquivalente der "Bunten Serie" dar (*Matura et al,1983*).

Die Diendorfer Störung trennt das Granulitmassiv des Dunkelsteinerwaldes (im Südosten) von den Gföhler Gneisen (im Nordwesten). Die Störungszone wird von zahlreichen, mächtigen Mylonitzügen, Schollen von Paragneisen mit Graphitlagen und einzelnen Granulitschollen begleitet; der Bewegungssinn dieser Störung ist bekannt (die Südscholle –also der Granulit– ist um etwa 25km nach Nordosten verschoben, vgl. *Fuchs Matura, 1976*).

Als Gföhler Gneis werden im allgemeinen fein- bis mittelkörnige Orthogneise mit granitischer Zusammensetzung (Alkalifeldspat/ Oligoklas, Biotit, Quarz und untergeordnet Hellglimmer, Granat, Sillimanit) bezeichnet. Im Westen grenzen die Gföhler Gneise an Paragneise mit Amphiboliten, Marmoren, Diorit- und Migmatitgneislagen. Ein markanter Amphibolitzug ("Migmatitamphibolit") trennt hier Gföhler Gneise und Paragneise. Im Süden und Südosten wurden auch Teile des Granulits des Dunkelsteiner Waldes beflogen. Erwähnenswert sind hier die Ultrabasit- bzw. Serpentinitvorkommen (s. Kapitel 5.2.).

Die junge Bedeckung bilden hauptsächlich verschiedene Terrassen der Donau, Lößlehm und Löß. Bei Mitterarnsdorf wurden Molassesedimente (Obere Lagenidenzone, Unterbaden) gefunden (*Fuchs* und *Grill*, in: *Matura et al,1983*).

5. Ergebnisse

5.1. Widerstandskartierung

Aus der Anlage 2 sind die Minima des scheinbaren Widerstandes ersichtlich.

Nördlich bzw. nordnordöstlich von Aggsbach-Dorf beginnt eine markante Zone aneinandergereihter Minima, die sich bis Mitterarnsdorf an der Donau weiterverfolgen läßt. Besonders deutlich erhöhte Leitfähigkeit wurde im Bereich nördlich von Aggsbach-Dorf, an der "Roten Wand" (südöstlich von Oberarnsdorf) und bei Mitterarnsdorf gemessen ($< 25\ \Omega m$ bzw. $< 50\ \Omega m$). Diese Minima liegen sowohl östlich als auch westlich der im Kapitel 4 beschriebenen Grenze Paragneise/Gföhler Gneis. Lediglich das im äußersten Norden dieser Zone gemessene Minimum ist eindeutig als in Donausedimenten bzw. im Löß gelegen identifizierbar. Gleiches gilt auch für das Minimum südlich von Aggsbach-Dorf (unter 250 Ωm, Löß).

Es bieten sich drei Interpretationsmöglichkeiten für diese Zone erhöhter Leitfähigkeit an:

1) Es handelt sich um eine Auflockerungszone beiderseits der erwähnten Grenze "Bunte Serie-Äquivalente"/Gföhler Gneis, was unter Umständen auf den tektonischen Charakter der Grenze hinwiese; dies ist aus den geologischen Befunden allerdings nicht ersichtlich.

2) Neueren, nach der Drucklegung der Karte 1:50.000, Blatt 37, Mautern (*Matura et al, 1983*), gewonnenen Erkenntnissen zufolge, die auf einer ersten Auswertung der hubschraubergeophysikalischen Daten beruhen, konnten einige Minima als über jungen Decksedimenten (meist Tonen) liegend identifiziert werden, die auf der Karte nicht ausgeschieden wurden. Unter diesem Gesichtspunkt sollte die Zone nördlich von Aggsbach-Dorf nochmals geologisch/bodengeophysikalisch untersucht werden.

3) Schließlich ist aber auch auf das in der südlichen Böhmischen Masse weitverbreitete Phänomen der "Verlehmung" bzw. das Vorkommen von "Gesteinsmehlzonen" hinzuweisen *(Heinz & Schermann 1980, Heinz & Schermann 1984)*; in solchen Zonen sind durchaus niedrige Widerstände zu erwarten.

Nordwestlich von Gansbach wurden zwei Minima geortet ($< 25\ \Omega m$ bzw. $< 100\ \Omega m$). Beide liegen im Grenzbereich Gföhler Gneis/Granulit, also an der Diendorfer Störung und sind wohl mit deren hier sehr mächtigen Myloniten in Zusammenhang zu bringen. Eine südost-nordwest gerichtete Schwächezone nordwestlich von Gansbach ist nicht gänzlich auszuschließen, obwohl die niedrigsten gemessenen Werte im Nordwesten und Südosten anderen Ursachen (wie beschrieben) zuordenbar, und die dazwischenliegenden Werte deutlich höher sind, wenn sie auch relative Minima darstellen (zwischen 500 und 1000 Ωm); vgl. hiezu aber auch Kap. 5.2.

Etwa 3km SSW von Rossatz wurde ein relativ isolierter Bereich geringerer Widerstände ($< 100\ \Omega m$) festgestellt. Es könnte sich hier um eine — wie schon oben erwähnt — verlehmte Zone im Gföhler Gneis handeln. Diese Anomalie sollte wegen ihres interessanten Erscheinungsbildes trotzdem durch eine geologische Begehung überprüft werden.

Wie schon angedeutet, ist die Diendorfer Störung, nördlich von Gansbach beginnend bis zum Meßgebietende im Nordwesten, durch deutliche Minima gekennzeichnet (zwischen 250 Ωm und 500 Ωm, z.T. noch niedrigere Werte). Vor allem gilt dies für ihren nordöstlichen Abschnitt im beflogenen Gebiet. Eine geologische Begehung der Zonen mit den niedrigsten Widerständen könnte unter Umständen Hinweise auf mögliche Graphitanreicherungen erbringen.

5.2. Isoanomalien der Totalintensität ΔT

Das Anomalienmuster (Anlage 3) spiegelt lediglich die Ultrabasitkörper in den Granuliten des Dunkelsteiner Waldes wider (s. Kapitel 4), die offensichtlich größere Ausdehnung in die Tiefe haben, als an der Oberfläche zu vermuten ist.

Der Gföhler Gneis und auch die Gesteine der Äquivalente der "Bunten Serie" sind magnetisch steril. Auffallend ist, daß die in Kapitel 5.1. beschriebene Zone nordwestlich

von Gansbach auch hier durch positive Anomalien (+50nT bzw. +10nT) markiert ist. Die in Kapitel 5.1. angegebene Deutungsmöglichkeit einer südost-nordwest gerichteten Schwächezone sollte auch unter diesem Gesichtspunkt betrachtet werden; im südlich anschließenden Meßgebiet *Dunkelsteiner Wald* zeigt die Isoliniendarstellung der Totalintensität nämlich eine parallel dazu verlaufende Anomalienkette, die an der Diendorfer Störung westlich der Zone von Gansbach ansetzt und gleichmäßig nach Südosten verläuft *(Seiberl & Heinz 1985)*. Somit kann durchaus auf das Vorhandensein von südost-nordwest gerichteten, also rechtwinkelig zur Diendorfer Störung liegenden Begleitstörungen geschlossen werden.

Die Anomalie südlich Aggsbach-Dorf schließlich ist mit der südlich der Diendorfer Störung parallel zu ihr verlaufenden Linie in Verbindung zu bringen (s. Geologische Karte 1:50.000, Blatt 37, Mautern, *Matura et al, 1983)*.

5.3. Gammastrahlenspektrometrie

5.3.1. Gesamtstrahlung (Total count); Anlage 4

Maxima:	über 4000 cps
Mimima:	unter 1500 cps.

Die Diendorfer Störung folgt der Isolinie von 2500 cps; südlich bzw. südöstlich davon, also im Granulitgebiet, sind deutlich niedrigere Zählraten als im Gföhler Gneis-Areal gemessen worden. Die 2500 cps Linie markiert auch die Grenze der "Bunte Serie-Äquivalente" (niedrigere Zählraten) zu den Gföhler Gneisen.

5.3.2 Kalium (K^{40}); Anlage 5

Maxima:	über 50 cps
Minima:	unter 10 cps.

Die Äquivalente der "Bunten Serie" und der Granulit des Dunkelsteiner Waldes zeichnen sich —analog den Verhältnissen bei der Gesamtstrahlung— durch niedrige Zählraten aus (maximal 30 cps, meist unter 10 cps). Erhöhte Werte lassen sich außer im Gföhler Gneis (zahlreiche Maxima zwischen 50 und 60 cps) auch in den Mylonitzonen der Diendorfer Störung feststellen (um 50 cps). Die erhöhte Kaliumstrahlung in weiten Bereichen der Gföhler-Gneis-Masse ist auf deren Orthogesteinsnatur zurückzuführen. In diesem Zusammenhang ist allerdings nochmals auf das im Kap. 5.1. Gesagte hinzuweisen, da in jungen Bedeckungen gleichfalls erhöhte Zählraten durchaus nicht selten sind; dies gilt sinngemäß auch für die im Anschluß behandelten Uran- (Bi^{214}) und Thorium (Tl^{208})-Werte.

5.3.3. Uran (Bi^{214}); Anlage 6

Maxima:	über 150 cps;
Minima:	unter 50 cps.

Auch hier liegt das gleiche Bild vor, wie es bereits in den Kapiteln 5.3.1. bzw. 5.3.2. beschrieben worden ist: Die Gesteine westlich und südlich bzw. südöstlich des Gföhler Gneises sind durch deutlich niedrigere Werte gekennzeichnet. Beide Grenzen sind durch die 75 cps-Isolinie deutlich markiert. SSW von Oberbergern liegen deutliche Maxima (> 150 cps), die über Myloniten der Diendorfer Störung einerseits, und über den Alluvionen des Halterbaches andererseits liegen.

5.3.4. Thorium (Tl^{208}); Anlage 7

Maxima:	über 150 cps;
Minima:	unter 25 cps.

Die 75 cps-Linie markiert wieder die Grenzen Gföhler Gneis/"Bunte Serie Äquivalente" bzw. Granulit. Im Granulit sind vereinzelt höhere Werte zu finden (über 100 cps), die Zählraten im Gföhler Gneis sind aber auch hier im Durchschnitt deutlich erhöht.

6. Empfehlungen

Für Folgeuntersuchungen (Bodengeophysik, Geochemie, geologische Detailkartierung, unterstützt durch Flachbohrungen, können folgende Bereiche des Meßgebiets "Rossatz" empfohlen werden:

Die Widerstandsanomalie 3km SSW von Rossatz.

Die Zone geringen Widerstands (Graphit?)
im Bereich der Diendorfer Störung.

Die Verifizierung einer allfälligen Schwächezone
(bzw. junger Bedeckungen) nordwestlich von
Gansbach (Elektromagnetik, Geologie).

Die koinzidierenden Maxima der K-, U- und Th-Strahlung
im Gföhler Gneis (Radiometrie am Boden, Geochemie,
mineralogische Detailuntersuchung).

7. Literatur

FRASER, D.C.: Resistivity mapping with an airborne multicoil electromagnetic system. Geoph.,**43**, Tulsa 1978

FUCHS,G.,MATURA,A.: Zur Geologie des Kristallins der Böhmischen Masse. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse 1:200.000. Geol.B.-A., Wien 1976

HEINZ,H.,SCHERMANN,O.: Geologische Aufnahme der WAG- Künette zwischen Waldhausen und Droß. Unveröff.Ber., Archiv Geol.B.-A., Wien 1980

HEINZ,H.,SCHERMANN,O.: Dokumentation der Aufschlüsse in der "WAG"-Künette zwischen Waldhausen bei Zwettl und Droß. Jb.Geol.B.-A., **127**,H.3, Wien 1984

International Atomic Energy Agency (IAEA): Gamma Ray Surveys in Uranium Exploration. Techn.Rep.Series No.**186**, Vienna 1979

KILLEEN, P.G.: Gamma ray spectrometric methods in Uranium exploration — application and interpretation. Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores. Geol. Surv.Can., Econ.Geol.Rep., **31**, Ottawa 1979

MATURA,A., FUCHS,W., GRILL,R.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 37 Mautern — Geol.B. — A., Wien 1983

MUNDRY, E.: On the interpretation of airborne electromagnetic data for the two-layer case. Geophys. prosp., **32**, Den Haag 1984

SEIBERL,W.,HEINZ,H.: Aerogeophysikalische Untersuchungen von Teilen des Dunkelsteiner Waldes. Unveröff. Ber., Projekt NC 6/c. ÖAW, Wien 1985

SENGPIEL, K.P.: Hubschraubergeophysik in der westlichen Grauwackenzone Österreichs. Ber.BGR und GBA, Hannover-Wien 1985

SEREN, S.: Geophysikalische Untersuchung des Kraubather Serpentins. Unveröff. Diss., Phil.Fak.Univ.Wien, Wien 1980

8. Verzeichnis der Anlagen

1. Lageplan der Flugprofile
2. Isolinienplan scheinbarer Widerstand ρ_a
3. Isolinienplan Totalintensität ΔT
4. Gammastrahlenspektrometrie: Gesamtstrahlung
5. Gammastrahlenspektrometrie: Kalium (K^{40})
6. Gammastrahlenspektrometrie: Uran (Bi^{214})
7. Gammastrahlenspektrometie: Thorium (Tl^{208})

9. Anhang

A. Einfluß der Hangneigung auf elektromagnetische Messungen aus der Luft

(nach Dr. K.-P. Sengpiel, Bundesamt f. Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover)

1. Einleitung

Geophysikalische Messungen vom Hubschrauber aus finden häufig in Gebieten mit starkem topographischem Relief statt. Für EM-Systeme, bei welchen Sende- und Empfängerspulen fest in einem Flugkörper installiert sind, wie z.B. beim Dighem-System, kann man davon ausgehen, daß der Flugkörper beim Steigen und Sinken entlang von Berghängen seine horizontale Fluglage beibehält. Dann steht jedoch z.B. ein vertikaler Sendedipol (V) nicht mehr senkrecht auf der Erdoberfläche, wie in der Theorie angenommen. Die folgende Untersuchung soll zeigen, wie die Hangneigung α ($-90^o \leq \alpha \leq +90^o$) das gemessene Sekundärfeld bzw. die daraus abgeleiteten Ergebnisparameter spezifischer Widerstand ρ eines Halbraumes und Abstand d zwischen seiner Oberfläche und dem Meßsystem beeinflußt. Dabei wird angenommen, daß

(1) der Hang in der Umgebung des Meßsystems eine hinreichende Ausdehnung (ca.200m) und eine ebene Oberfläche hat,

(2) der Untergrund bezüglich der Leitfähigkeit homogen ist,

(3) der Abstand vom Mittelpunkt des Meßsystemes zur Erdoberfläche (=Flughöhe h) die Bedingung $h \geq 3s$ (s = Spulenabstand) annähernd erfüllt und damit auch die Abstände von Sender- und Empfängerspule von der Erdoberfläche $\approx h$ sind.

Die letzte Annahme trifft für viele aerogeophysikalische EM-Systeme zu (Dighem, Geonics, Geotech) und vereinfacht die folgenden Ableitungen. Diese stützen sich zum Teil auf Ergebnisse von *Mundry (1984)*, die ebenfalls unter obiger Voraussetzung (3) und unter der üblichen Annahme einer horizontalen Erdoberfläche gewonnen wurden.

Das sekundäre Magnetfeld S der im Untergrund induzierten Ströme wird in Relation zu Stärke und Richtung des primären Feldes P des induzierenden Dipols am Ort des Empfängers gemessen. Es läßt sich für homogenen Untergrund z.B. nach *Mundry (1984, Gl.6)* bezüglich seiner Richtung zur Erdoberfläche folgendermaßen angeben:

a) orthogonales Sekundärfeld bei orthogonalem (=vertikalem) Sendedipol

$$\frac{S_Z}{P_Z} = \left(\frac{s}{h}\right)^3 F_1, \qquad (1a)$$

b) paralleles Sekundärfeld bei parallelem (=horizontalem) Sendedipol

$$\frac{S_X}{P_X} = -\frac{1}{4}\left(\frac{s}{h}\right)^3 F_1, \tag{1b}$$

wobei F_1 eine komplexe Größe ist, deren Betrag proportional der Amplitude und deren Argument gleich der Phase des relativen Sekundärfeldes ist.

Für die Primärfelder am Ort der Empfänger gilt

$$P_Z = -\frac{Z_M}{s^3} \tag{2a}$$

$$P_X = 2\frac{X_M}{s^3}. \tag{2b}$$

Z_M und X_M sind die Dipolmomente der beiden Sender (einschließlich des Faktors $\frac{1}{4\pi}$).

Statt der relativen Sekundärfelder werden im folgenden die nicht-normierten Felder benötigt, nämlich

$$S_Z = -\left(\frac{1}{h}\right)^3 F_1 Z_M, \tag{3a}$$

$$S_X = -\frac{1}{2}\left(\frac{1}{h}\right)^3 F_1 X_M, \tag{3b}$$

die antiparallel zur Richtung des erzeugenden Dipols sind.

2. Horizontal-Koplanares Spulensystem über geneigter Erdoberfläche

Bei diesem System ist der Sendedipol V vertikal nach unten gerichtet, aber nicht orthogonal zur Erdoberfläche (Abb. A1). Vom Sekundärfeld wird nur die Vertikalkomponente, normiert auf

$$P_V = -\frac{V_M}{s^3} \tag{4}$$

gemessen.

2.1. Veränderung der gemessenen Amplitude

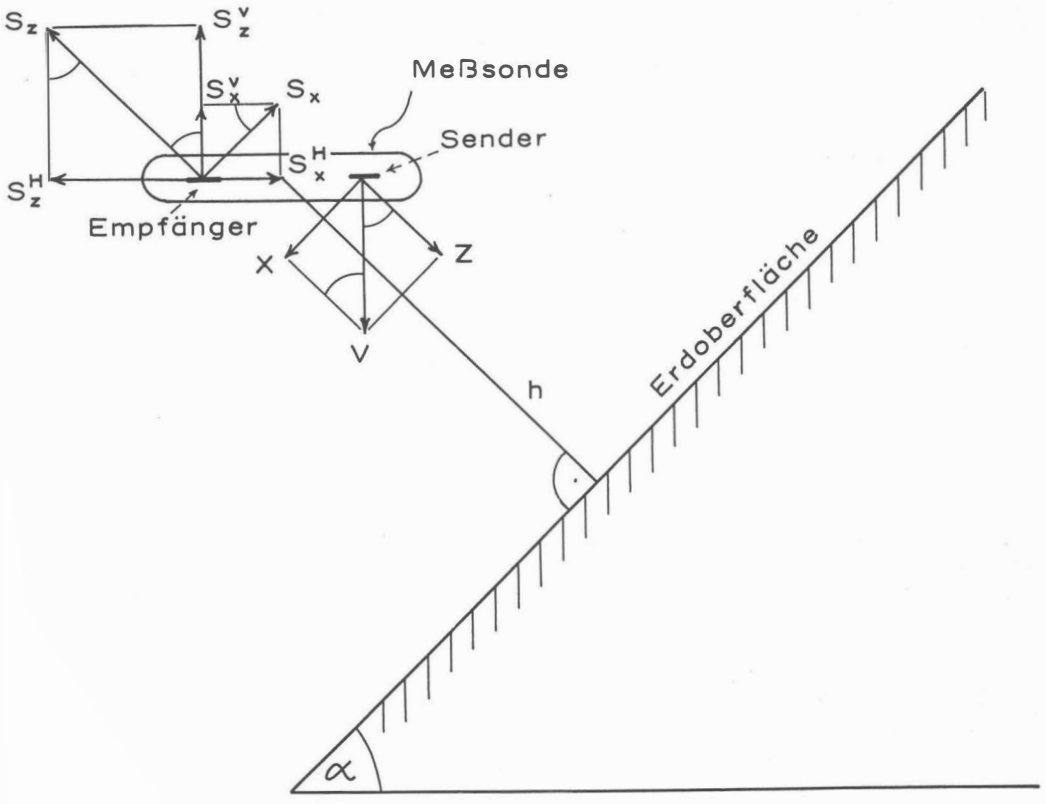


Abb. A 1

Zerlegung des primären Dipolfeldes (V) und des sekundären Magnetfeldes (S) in Komponenten;
h = Abstand der Flugsonde von der Erdoberfläche

Gemäß Abb. A1 ist das vertikale Dipolmoment V_M in eine hangparallele Komponente X und eine orthogonale Komponente Z zu zerlegen:

$$Z = V_M \cos\alpha \tag{5a}$$

$$X = V_M \sin\alpha \tag{5b}$$

Diese Dipolmomente sind maßgebend für die Sekundärfelder lt. Gl. (3a, 3b):

$$S_Z = -\left(\frac{1}{h}\right)^3 F_1 V_M \cos\alpha \tag{6a}$$

$$S_X = -\frac{1}{2}\left(\frac{1}{h}\right)^3 F_1 V_M \sin\alpha \tag{6b}$$

Durch die horizontale Empfängerspule wird nur die Summe der (phasengleichen) vertikalen Sekundärfeldkomponenten

$$S^V = S_Z^V + S_X^V = S_Z \cos\alpha + S_X \sin\alpha \tag{7}$$

gemessen. Unter Beachtung der Normierung auf P_V (Gl.4) ergibt sich also

$$S_{(V)} = \frac{S^V}{P_V} = \left(\frac{s}{h}\right)^3 F_1 (\cos^2\alpha + \frac{1}{2}\sin^2\alpha) \tag{8a}$$

oder mit Gl. (1a)

$$S_{(V)} = \frac{S_Z}{P_Z}(1 - \frac{1}{2}\sin^2\alpha) = \frac{S_Z}{P_Z}K(\alpha). \tag{8b}$$

Da $\frac{S_Z}{P_Z}$ das Normalfeld bei horizontaler Erdoberfläche darstellt, beschreibt $K(\alpha) \leq 1$ die Abschwächung der Amplitude $\left|\frac{S_Z}{P_Z}\right|$ durch die Hangneigung α.

In Abb. A2 ist $K(\alpha) = 1 - \frac{1}{2}\sin^2\alpha = \frac{1}{4}(3 + \cos 2\alpha)$ als Funktion des Winkels α dargestellt. Beim Entlangfliegen an Steilwänden erhält man im Extremfall $\alpha = 90^o$ nur noch die halbe Amplitude des Sekundärfeldes (Sendedipol parallel zur Erdoberfläche). Die Phase wird durch die Hangneigung nicht verändert.

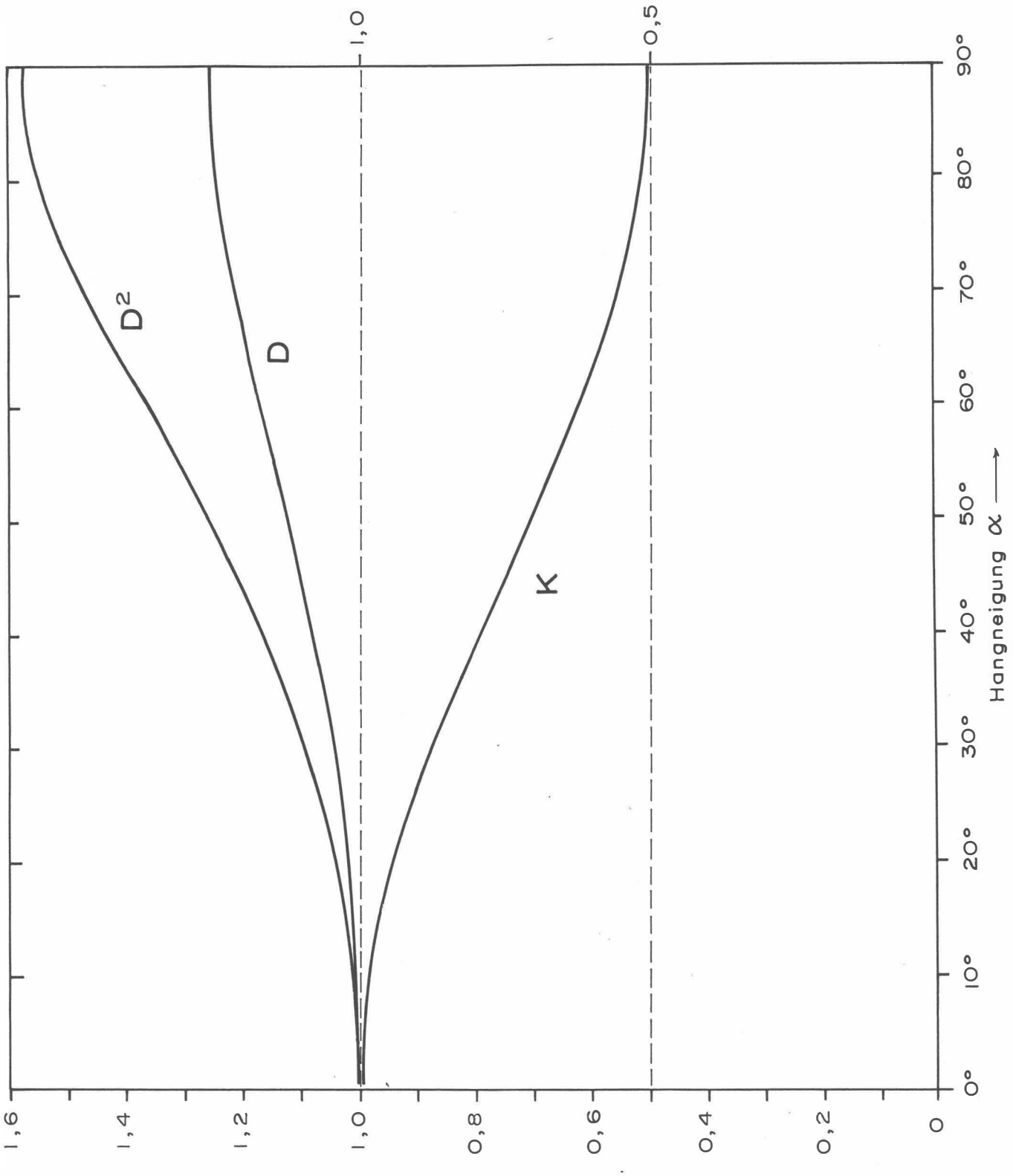


Abb. A2

Verfälschungsfaktoren K , D und D^2 in Abhängigkeit vom Neigungswinkel α der Erdoberfläche für ein koplanares EM-System mit vertikalem Sendedipol.

2.2. Verfälschung der Ergebnisparameter

Es soll nun untersucht werden, wie die eingangs genannten Ergebnisparameter ρ und d bei geneigter Erdoberfläche verfälscht werden. Dazu muß der Rechengang bei der Inversion der Meßdaten in die obigen Parameter für das Modell eines homogenen Halbraumes herangezogen werden; der z.B. bei *Mundry (1984)* beschrieben ist.

Zunächst wird das Komponentenverhältnis $\epsilon = \frac{Q}{R}$

mit Q = Quadrature-Komponente von $S_{(V)}$

R = Inphase-Komponente von $S_{(V)}$,

benützt, um eine Größe A^* zu bestimmen. Da ϵ unabhängig von α ist, gilt dies auch für A^*. Nach Gl.(15) der zitierten Arbeit wird der Abstand d aus

$$d = \left(\frac{A^*}{A}\right)^{\frac{1}{3}} s \tag{9}$$

berechnet. A ist die Amplitude von $S_{(V)}$ im Falle $\alpha = 0$. Bei $\alpha \neq 0$ wird eine Amplitude $A' = AK$ gemessen, die zu einem verfälschten Abstand d' führt, nämlich

$$d' = \left(\frac{A^*}{A'}\right)^{\frac{1}{3}} s = \left(\frac{1}{K}\right)^{\frac{1}{3}} \left(\frac{A^*}{A}\right)^{\frac{1}{3}} s = Dd; \tag{10}$$

d' ist um den Faktor $d = \sqrt[3]{\frac{1}{K}} \geq 1$ größer als der wahre Abstand d des Meßsystems von der Erdoberfläche. D ist in Abb. A2 als Funktion von α aufgetragen; es variiert zwischen 1 und 1,26.

Die Bestimmung des spezifischen Widerstands ρ erfolgt mit Hilfe der Beziehung

$$\frac{d}{p} = g(\epsilon) \tag{11}$$

(*Mundry 1984*, Gl.13). Die Eindringtiefe p

$$p = 503.3\sqrt{\frac{\rho}{f}} \tag{12}$$

enthält den spezifischen Widerstand ρ des Halbraums und die Meßfrequenz f. Die erwähnte Unabhängigkeit der Phase von α gilt auch für den Quotienten g. Wird in (11) der verfälschte Abstand $d' = D.d$ eingesetzt, so ergibt sich eine verfälschte Eindringtiefe p'

$$p' = \frac{d'}{g} = \frac{Dd}{g} = D\rho \tag{13}$$

bzw. ein verfälschter Widerstand ρ'

$$\rho' = D^2 \rho. \tag{14}$$

Der aus den Meßdaten des V-Systems über geneigter Erdoberfläche bestimmte Widerstand wird also um den Faktor D^2 größer als der wahre Widerstand. Gemäß Abb. A2 wächst D^2 von 1 ($\alpha = 0^o$) bis maximal 1.59 ($\alpha = 90^o$).

Für Hangneigungen bis 30^o bleiben die Fehler in d und ρ unter 5 bzw. 10% . Bei steileren Hängen ist es ratsam, die Ergebnisparameter mittels $D(\alpha)$ bzw. $D^2(\alpha)$ zu korrigieren.

3. Vertikal-Koaxiales Spulensystem über geneigter Erdoberfläche

Bei diesem System ist der Sendedipol horizontal und zeigt in Flugrichtung. Von den Sekundärfeldern wird nur die horizontale Komponente gemessen, wiederum normiert auf die Feldstärke des Senders (H) am Ort des Empfängers, die hier doppelt so groß wie beim vertikalen Dipol ist.

3.1. Änderung der gemessenen Amplitude

Die Ableitung der Formeln ist weitgehend analog zu derjenigen für den vertikalen Dipol, so daß hier nur die Ergebnisse angegeben werden.

- Zerlegung des horizontalen Primärfeldes:

$$Z = H_M \sin\alpha \tag{15a}$$

$$X = H_M \cos\alpha \tag{15b}$$

- Horizontale Komponenten des Sekundärfeldes::

$$S_Z^H = S_Z \sin\alpha \tag{16a}$$

$$S_X^H = S_H \cos\alpha \tag{16b}$$

mit

$$S_Z = -\left(\frac{1}{h}\right)^3 F_1 H_M \sin\alpha, \tag{17a}$$

$$S_H = -\frac{1}{2}\left(\frac{1}{h}\right)^3 F_1 H_M \cos\alpha. \tag{17b}$$

– Primärfeld Z_H am Ort des Empfängers:

$$P_H = 2\frac{H_M}{s^3} \tag{18}$$

– Summe der horizontalen Sekundärfeldkomponenten normiert

auf P_H:

$$S_{(H)} = \frac{S_Z^H + S_X^H}{P_H} = -\frac{1}{2}\left(\frac{s}{h}\right)^3 F_1[\sin^2\alpha + \frac{1}{2}\cos^2\alpha]. \tag{19}$$

Da nach Gl.(1b) das Normalfeld eines koaxialen Spulensystems

$$\frac{S_X}{P_X} = -\frac{1}{4}\left(\frac{s}{h}\right)^3 F_1$$

ist, ergibt sich aus Gl. (19)

$$S_{(H)} = \frac{S_X}{P_X}[1 + \sin^2\alpha] \tag{20a}$$

oder

$$S_{(H)} = \frac{S_X}{P_X} K_X(\alpha) \tag{20b}$$

mit

$$K_X(\alpha) = 1 + \sin^2\alpha. \tag{20c}$$

Der Faktor $K_X \geq 1$ beschreibt in diesem Fall die Vergrößerung der Meßamplitude bei geneigter Erdoberfläche. Er ist in Abb. A3 als Funktion von α aufgetragen.

Bei extremen Steilhängen ($\alpha = 90^o$) wird die Amplitude $|S_{(H)}|$ gegenüber der Normalamplitude bei $\alpha = 0^o$ verdoppelt.

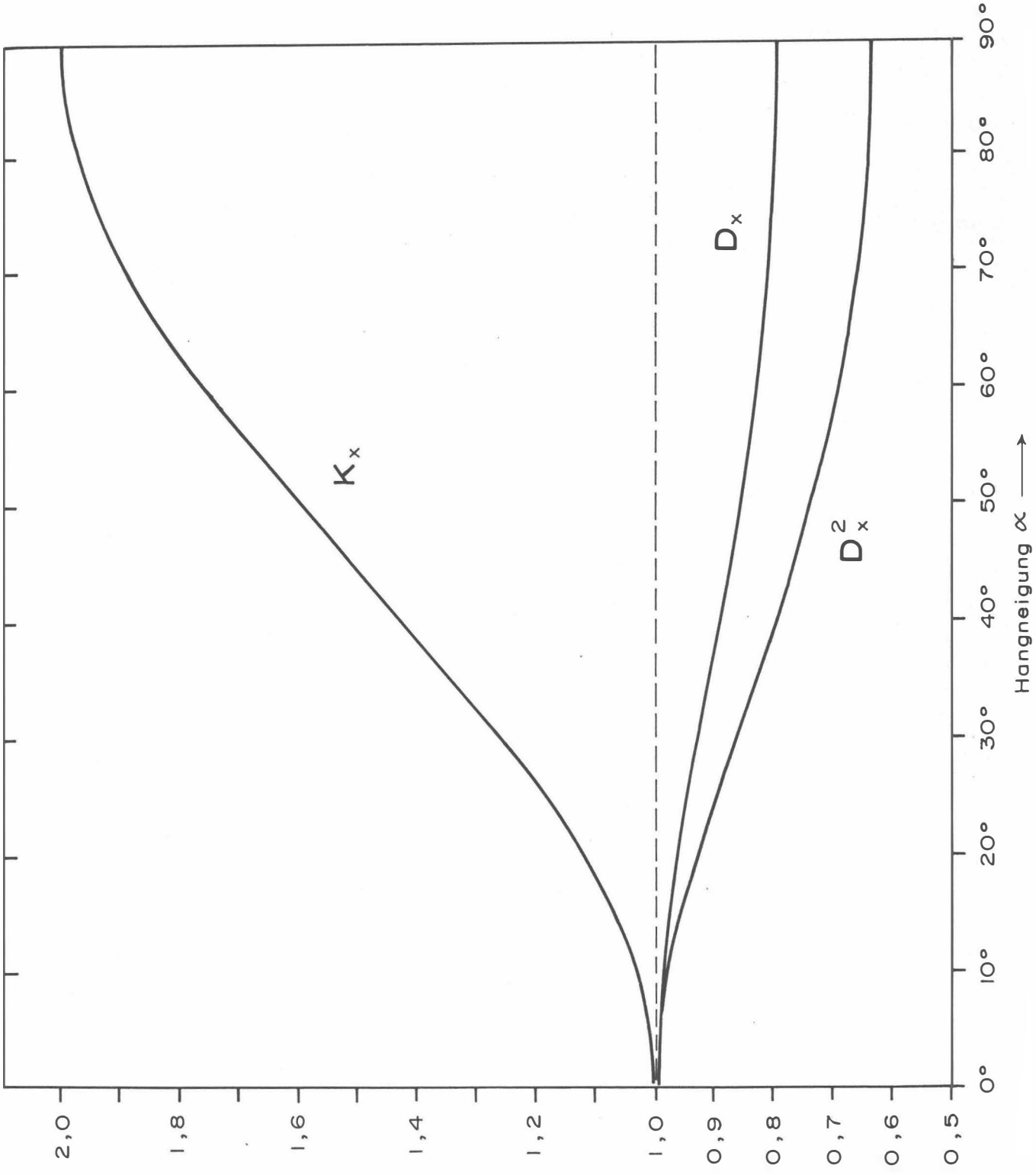


Abb. A3

Verfälschungsfaktoren K_x, D_x, D_x^2 als Funktion von α für ein koaxiales EM-System mit horizontalem Sendedipol.

3.2 Verfälschung der Ergebnisparameter

Auch im Falle des koaxialen Spulensystems wird die Phase des gemessenen Feldes durch $\alpha \neq 0^o$ nicht verändert.

Für dieses Spulensystem gilt nach *Mundry (1984)*,(Gl.15) mit der Meßamplitude $A' = K_X A$:

$$d' = \left(\frac{4A^*}{A'}\right)^{\frac{1}{3}} s = \left(\frac{1}{K_X}\right)^{\frac{1}{3}} \left(\frac{4A^*}{A}\right)^{\frac{1}{3}} s = D_X d \qquad (21a)$$

mit

$$D_X = \sqrt[3]{\frac{1}{K_X}}. \qquad (21b)$$

Das bedeutet, daß die berechneten Abstände d' um den Faktor $D_X \leq 1$ verkleinert werden. D_X ist in Abb. A3 über der Hangneigung α dargestellt; es variiert zwischen 1 und 0,794.

Wegen der unveränderten Phase gelten hier die Gleichungen (8) bis (11) entsprechend, so daß sich ρ' mit

$$\rho' = D_X^2 \rho \qquad (22)$$

ergibt. Wie aus Abb. A3 ersichtlich, liegen die Werte von D_X^2 zwischen 1 und 0,63, d.h. der mit dem koaxialen Meßsystem bestimmte spezifische Widerstand ρ' ist u.U. deutlich kleiner als der wahre Widerstand ρ des geneigten Halbraumes.

Bei bekannter Hangneigung α können auch hier die Ergebnisparameter mit Hilfe der obigen Formeln korrigiert werden.

B. Einfluß der Topographie auf die Anomalien der magnetischen Totalintensität (ΔT)

Bis heute beruhen fast alle Auswerteverfahren für geomagnetische Anomalien auf der Annahme, daß die Meßergebnisse auf einer horizontalen Ebene gewonnen wurden (2π-Geometrie). Da aber gerade hubschraubergeophysikalische Messungen häufig in Gebieten mit starkem Relief durchgeführt werden, ist es erforderlich, sich mit dem Einfluß von bestimmten Geländeformen auf die Meßwerte zu beschäftigen. Der Anschaulichkeit wegen ist es günstig, dabei nur einfache topographische Gegebenheiten, wie z.B. Hangneigung, Bergkämme etc., zu betrachten. Dabei kann auf die Ergebnisse einer Dissertation (*Seren, 1980*), die am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien vergeben wurde, zurückgegriffen werden.

Langgestreckte Störkörper mit beliebiger Form können auf zweidimensionale Modellkörper zurückgeführt werden, wobei ihre Querschnitte durch Polygonzüge (Abb. B1) angenähert werden.

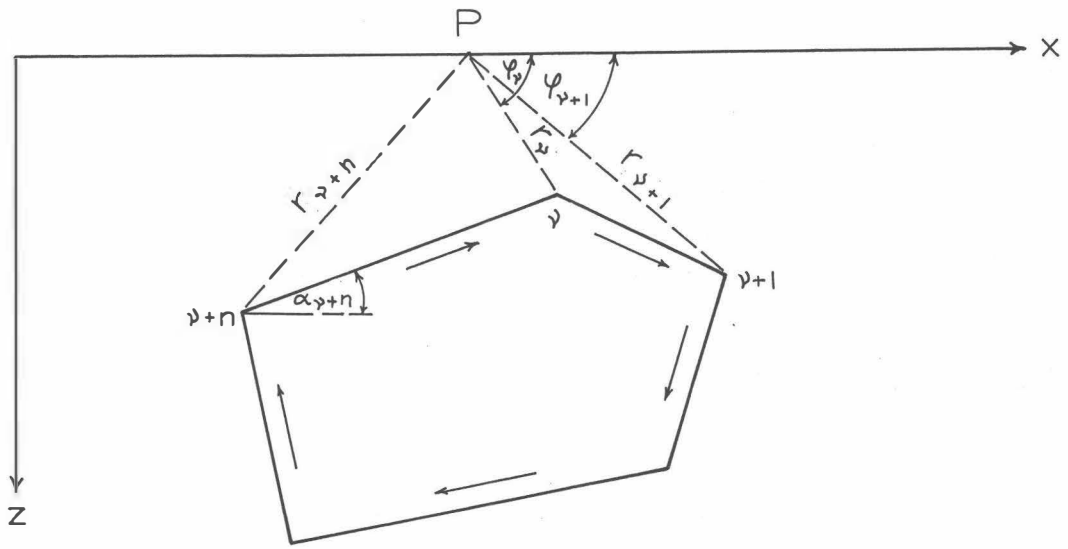


Abb. B1 : Die Berechnung von magnetischen Störkörper = anomalien mit Hilfe eines Polygonzuges.

Es läßt sich z.B. ein Bergkamm durch eine Kante (Abb. B2) vereinfacht darstellen. Um nun die magnetische Anomalie des in Abb. B2 gezeigten Störkörpers berechnen zu können, werden einige Vereinfachungen durchgeführt: Verlegt man die untere Bergrenzung in sehr große Tiefen, so ist ihr Beitrag zur ΔT-Anomalie zu vernachlässigen. Weiters sollen homogene und isotrope Magnetisierungsverhältnisse vorliegen. Unter diesen Voraussetzungen ergibt sich die ΔT-Anomalie einer Kante (Bergkamm) mit:

$$\Delta T \approx 2M \ln(r) \sin 2\delta\alpha (\sin I \sin(\beta + 2\alpha_0) - \cos I \cos(\beta + 2\alpha_0))$$

M	... Magnetisierung
r	... Abstand zwischen Meßpunkt und Kante
$2\delta\alpha$	... Öffnungswinkel der Kante
I	... Einfallswinkel des Globalfeldes
β	... Richtung einer eventuellen remanenten Magnetisierung
α_0	... Hangneigung

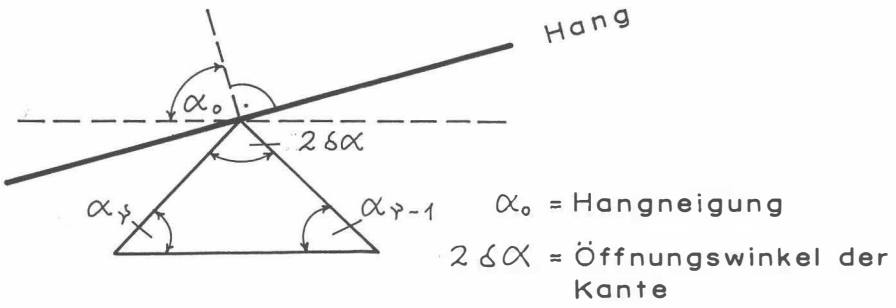


Abb. B2: Modellannahme zur Berechnung von magnetischen Anomalien eines Bergkammes.

Es wurden nun für 3 verschiedene Öffnungswinkel ($2\delta\alpha$) die zugehörigen ΔT-Anomalien berechnet (Abb. B3). Dabei zeigt sich, daß die ΔT-Anomalie beim horizontalen Überfliegen von Bergkämmen ($\alpha_0 = 90^0$) mit zunehmenden Öffnungswinkel kleiner wird. Für positive Öffnungswinkel (Bergkämme) ist die Anomalie positiv, für negative (Täler) negativ.

Weiters wurde auch der Einfluß der Hangneigung auf die ΔT-Anomalie einer Kante berechnet (Abb. B4). Die vier Modellkurven für $\alpha_0 = 90^0, 75^0, 60^0$ und 45^0 zeigen, daß mit zunehmender Steilheit des Hanges der positive Teil der ΔT-Anomalie mehr und mehr unterdrückt wird, während der negative Anteil stärker negativ wird.

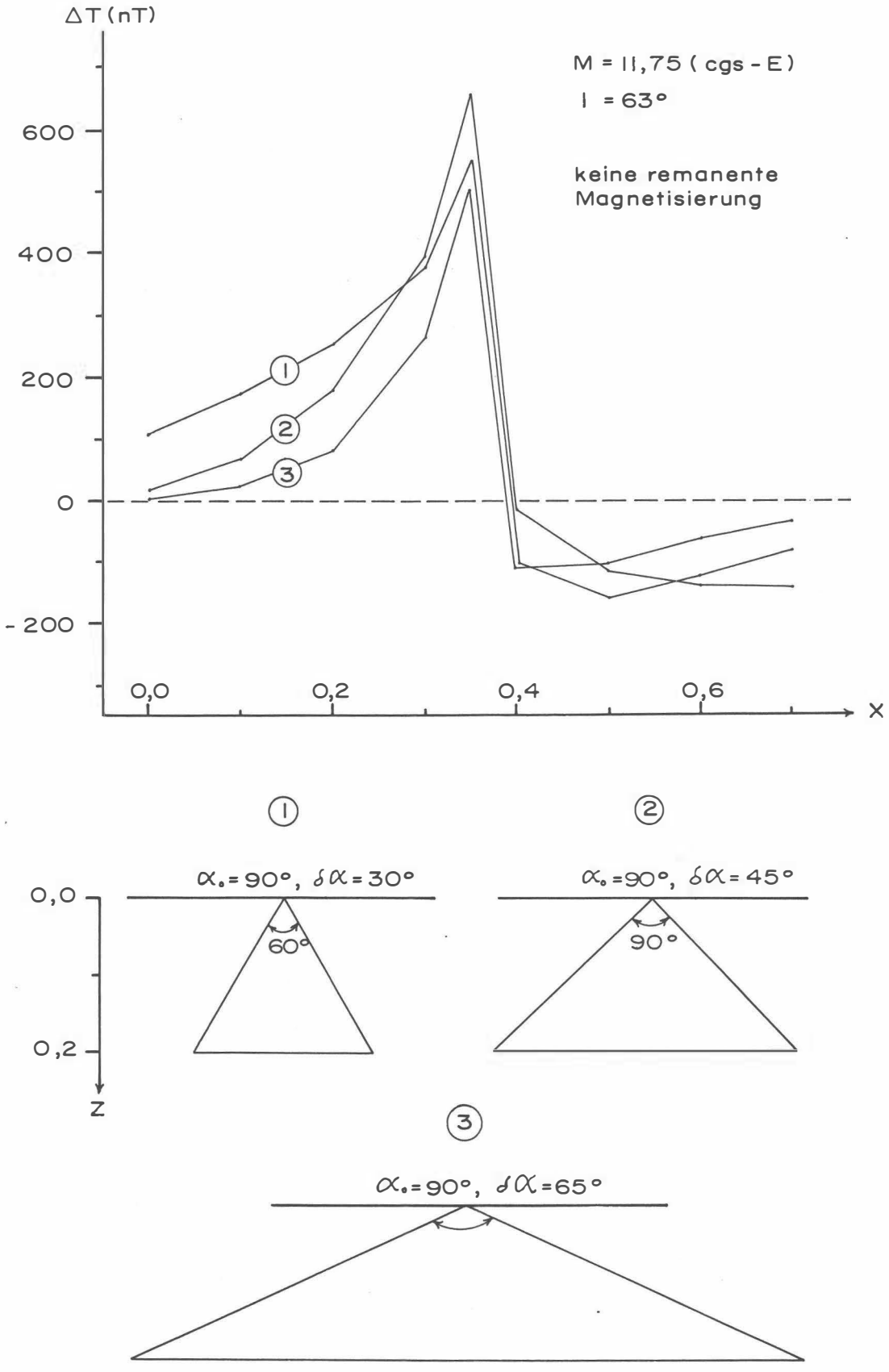


Abb. B3: Der Einfluss des komplementären Öffnungs = winkels ($2\delta\alpha$) einer Kante auf die ΔT - Anomalie, $\alpha_0 = 90°$.

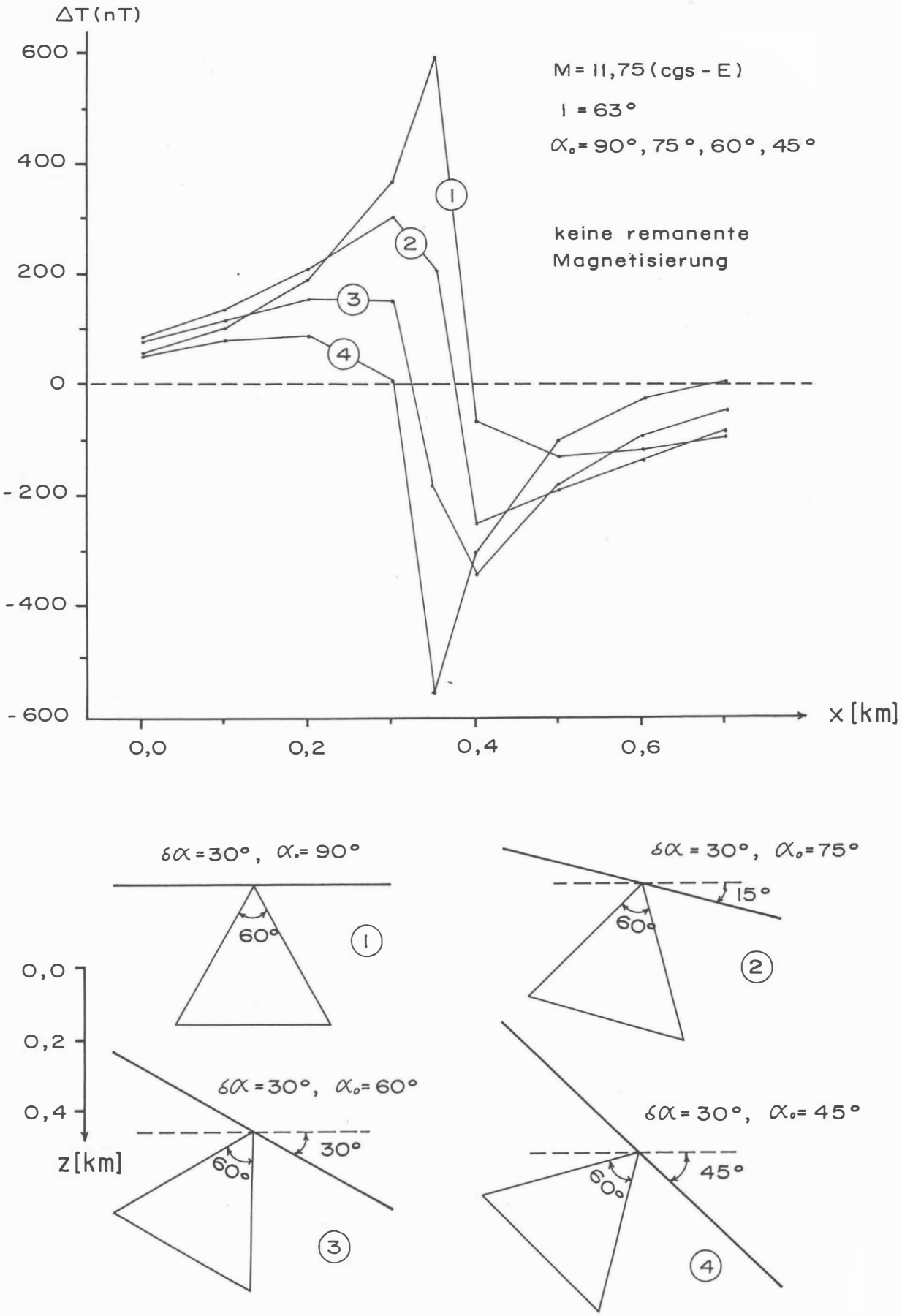
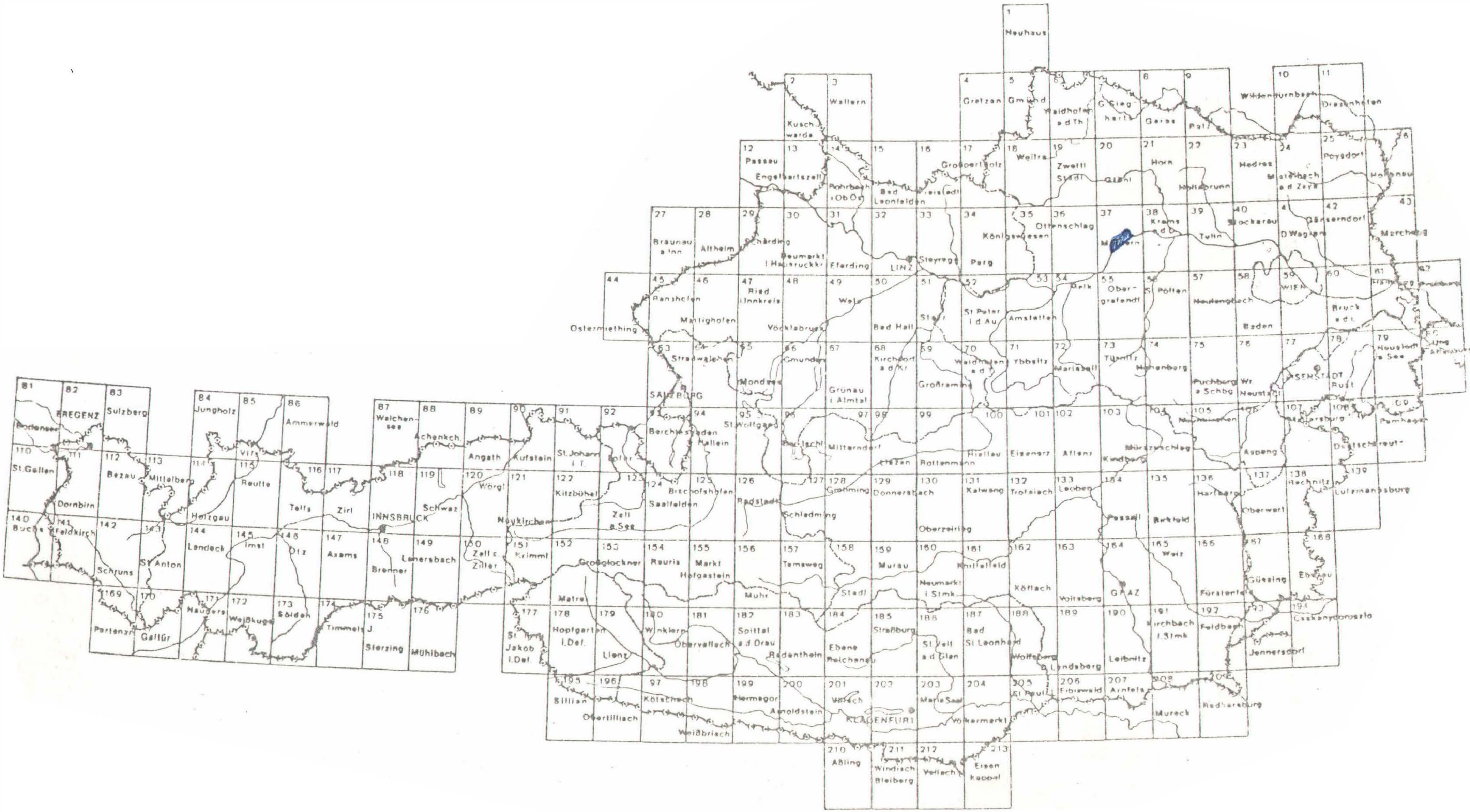
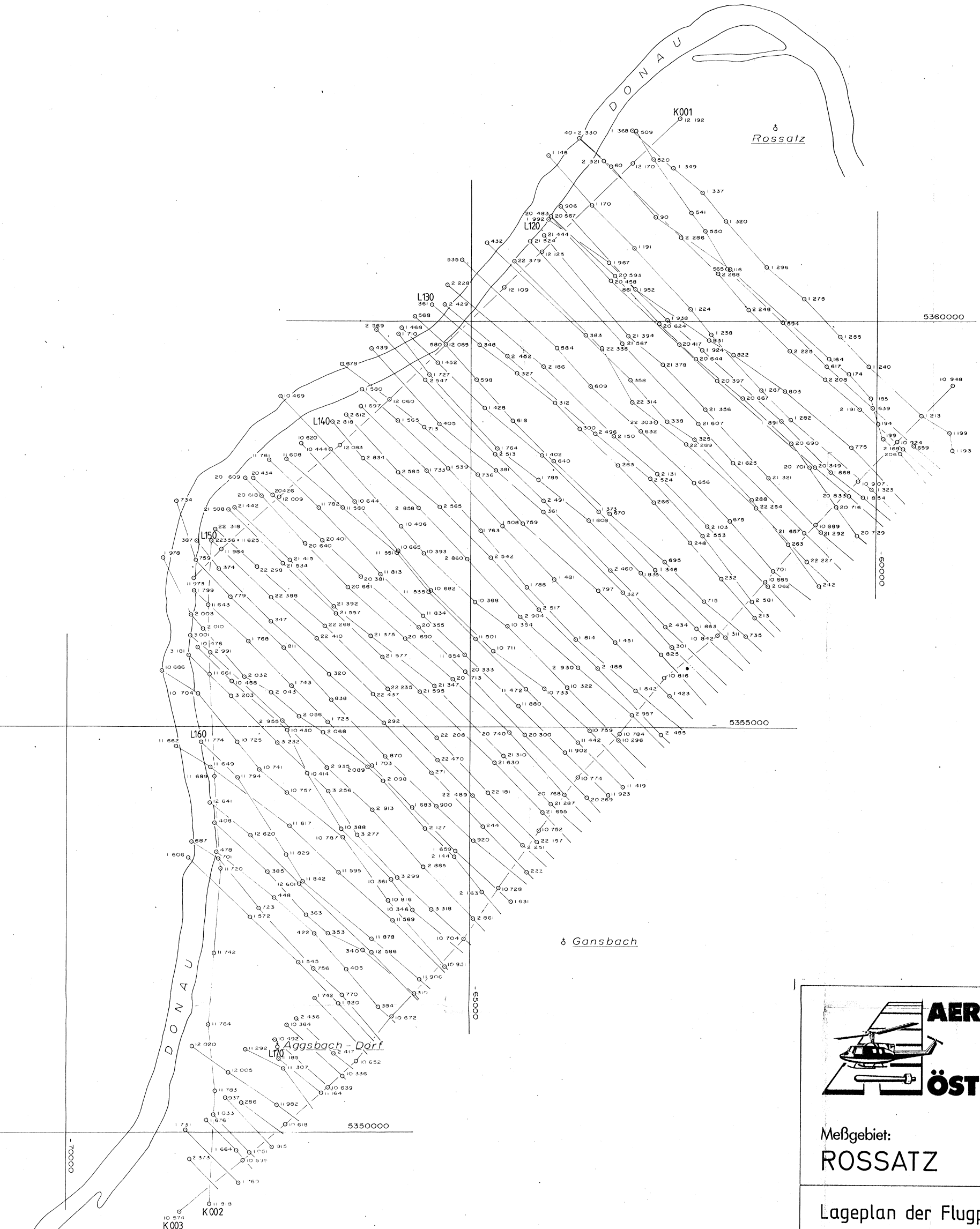


Abb. B4: Der Einfluss der mittleren Bodenneigung (α_o) auf die ΔT-Anomalie; $\delta\alpha$ = komplementäre Öffnungswinkel, Z = Tiefe (km)



1 Neuhaus
2 Kuschwarda
3 Wallern
4 Gretzan
5 Gmünd
Waidhofen a.d.Th.
Gr. Siegharts
8 Geras
9 Retz
10
11 Dreskirchen
12 Passau
13 Engelhartszell
15
16
17
18 Weitra
19 Zwettl Stadt
20
21 Horn
22
23 Hadres
24 Mistelbach a.d. Zaya
25 Poysdorf
26
Rohrbach i. Ob. Ö.
Bad Leonfelden
Freistadt
27 Braunau a. Inn
28 Altheim
29 Schärding
30 Neumarkt i. Hausruckkr.
31 Eferding
32 LINZ
33 Steyregg
34 Perg
35 Königswiesen
36 Ottenschlag
37
38 Krems a.d.D.
39 Tulln
40 Stockerau
42 Gänserndorf
43 Marchegg
44 Ostermiething
45 Ranshofen
46 Mattighofen
47 Ried i. Innkreis
48 Vöcklabruck
49 Wels
50 Bad Hall
51 Steyr
52 St. Peter i.d. Au
53 Amstetten
54 Melk
55 Ober-grafendorf
56 St. Pölten
57 Neulengbach
58 Baden
59 WIEN
60
61
62
Bruck a.d.L.
63 Straßwalchen
64
65 Mondsee
66 Gmunden
67 Grünau i. Almtal
68 Kirchdorf a.d. Kr.
69 Großraming
70 Waidhofen a.d. Y.
71 Ybbsitz
72 Mariazell
73 Türnitz
74 Hohenberg
75 Puchberg a. Schbg.
76 Wr. Neustadt
77 EISENSTADT
78 Rust
79 Neusiedl a. See
SALZBURG
81 Bodensee
82 BREGENZ
83 Sulzberg
84 Jungholz
85
86 Ammerwald
87 Walchensee
88 Achenkch.
89 Angath
90 Kufstein
91 St. Johann i. T.
92 Lofer
93 Berchtesgaden
94 Hallein
95 St. Wolfgang
96 Bad Ischl
97 Mitterndorf
98 Liezen
99 Rottenmann
100 Hieflau
101 Eisenerz
102 Aflenz
103 Kindberg
104 Mürzzuschlag
105 Neunkirchen
106 Aspang
107 Mattersburg
108 Deutschkreutz
109 Pamhagen
110 St. Gallen
111 Dornbirn
112 Bezau
113 Mittelberg
114 Holzgau
115 Reutte
116 Telfs
117 Zirl
118 INNSBRUCK
119 Schwaz
120 Wörgl
121 Neukirchen
122 Kitzbühel
123 Zell a. See
124 Saalfelden
125 Bischofshofen
126 Radstadt
127 Schladming
128 Gröbming
129 Donnersbach
130 Oberzeiring
131 Kalwang
132 Trofaiach
133 Leoben
134 Passail
135 Birkfeld
136 Hartberg
137 Oberwart
138 Rechnitz
139 Lutzmannsburg
140 Buchs
141 Feldkirch
142 Schruns
143 St. Anton
144 Landeck
145 Imst
146 Ötz
147 Axams
148 Brenner
149 Lanersbach
150 Zell a. Ziller
151 Krimml
152 Großglockner
153
154 Rauris
155 Markt Hofgastein
156 Muhr
157 Tamsweg
158 Stadl
159 Murau
160 Neumarkt i. Stmk.
161 Knittelfeld
162 Köflach
163 Voitsberg
164 GRAZ
165 Weiz
166 Fürstenfeld
167 Güssing
168 Eberau
169 Partenen
170 Galtür
171 Nauders
172 Weißkugel
173 Sölden
174 Timmelsj.
175 Sterzing
176 Mühlbach
177 St. Jakob i. Def.
178 Hopfgarten i. Def.
179 Lienz
180 Winklern
181 Obervellach
182 Spittal a.d. Drau
183 Radenthein
184 Ebene Reichenau
185 Straßburg
186 St. Veit a.d. Glan
187 Bad St. Leonhard
188 Wolfsberg
189 Deutschlandsberg
190 Leibnitz
191 Kirchbach i. Stmk.
192 Feldbach
193 Jennersdorf
194 Csakanydoroszlo
195 Sillian
196 Obertilliach
197 Kötschach
198 Weißbriach
199 Hermagor
200 Arnoldstein
201 Villach
202 KLAGENFURT
203 Maria Saal
204 Völkermarkt
205 St. Paul
206 Eibiswald
207 Arnfels
208 Mureck
209 Radkersburg
210 Aßling
211 Windisch Bleiberg
212 Vellach
213 Eisenkappel



AERO-GEOPHYSIK ÖSTERREICH

Meßgebiet:
ROSSATZ

Projekt-Nr.:
NC - 6f/81

Lageplan der Flugprofile

838 870 22437 22470 — Profil mit Paßpunkten

L160 / K003 — L = Meßprofil, K = Kontrollprofil

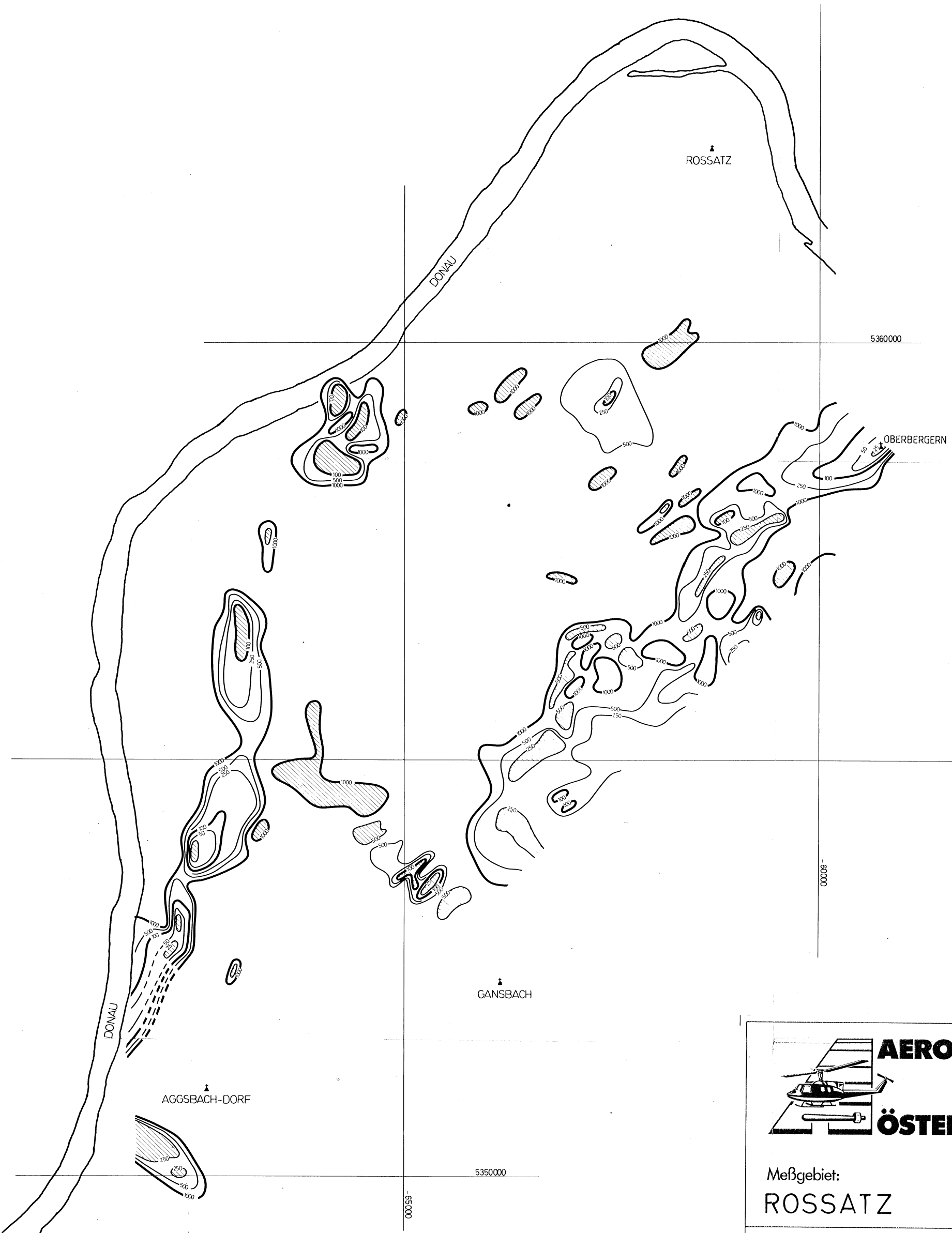
0 0.5 1km

Anlagen-Nr.: 1

Maßstab: 1 : 25000

Koordinaten-System: Gauß - Krüger der österreichischen Luftbildkarte (Bezugsmeridian M 34)

Bearbeiter:
Seibert, Strauß, Loibnegger, Radman, Herdy, Eichberger, Wehrle, Rosa, Staudinger, Lang, Schabus, Gramang, Rataj



AERO-GEOPHYSIK ÖSTERREICH

Meßgebiet:
ROSSATZ

Projekt-Nr.:
NC-6f/81

Isolinienplan

SCHEINBARER WIDERSTAND

Isolinien in Ωm

Minimum

0 0·5 1 km

Anlagen-Nr.:
2

Maßstab:
1:25000

Koordinaten-System:
Gauß-Krüger der österreichischen Luftbildkarte (Bezugsmeridian M 34)

Bearbeiter:
Seibert, Strauß, Loibnegger, Radman, Herdy, Eichberger, Wehrle, Rosa, Staudinger, Lang, Schabus, Gramang

AERO-GEOPHYSIK ÖSTERREICH

Meßgebiet:
ROSSATZ

Projekt-Nr.:
NC-6f/81

Isolinienplan
TOTALINTENSITÄT

bezogen auf Wien - Kobenzl,
Epoche 1980.0
Regionalfeld: IGRF, Epoche 1977.7

0
10
25
100
in nT

Minimum

0 0.5 1 km

Anlagen-Nr.:
3

Maßstab:
1 : 25000

Koordinaten-System:
Gauß - Krüger der österreichischen Luftbildkarte (Bezugsmeridian M34)

Bearbeiter:
Seibert, Strauß, Loibnegger, Radman, Herdy, Eichberger, Wehrle, Rosa, Staudinger, Lang, Schabus, Gramang

AERO-GEOPHYSIK ÖSTERREICH

Meßgebiet:
ROSSATZ

Projekt-Nr.:
NC-6f/81

Isolinienplan
Gammastrahlenspektrometrie
(0.4-3.0 MeV)
GESAMTSTRAHLUNG

3
1.5
Impulsrate in
1000 cps

Minimum

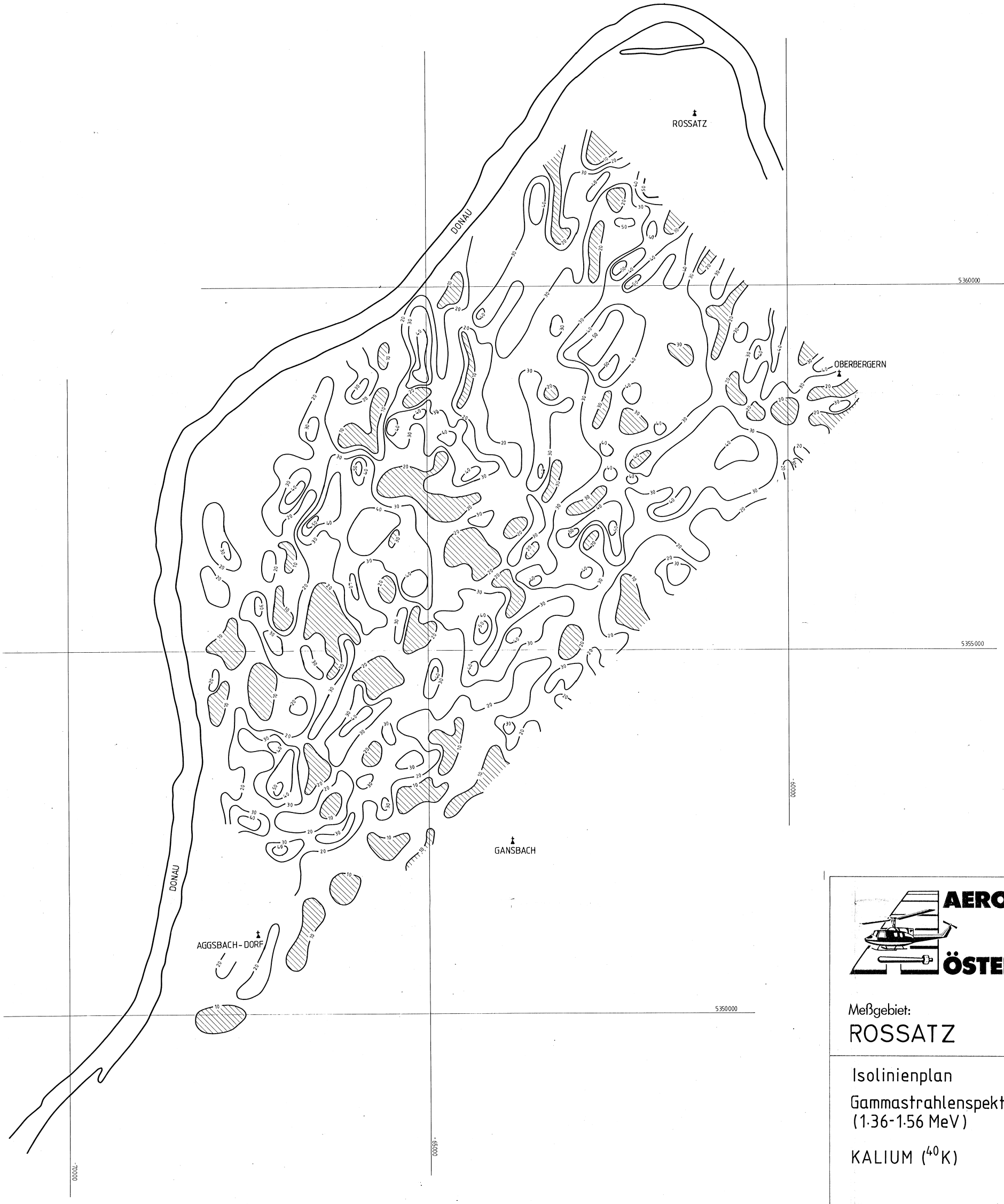
0 0.5 1 km

Anlagen-Nr.:
4

Maßstab:
1 : 25000

Koordinaten-System:
Gauß - Krüger der österreichischen Luftbildkarte (Bezugsmeridian M 34)

Bearbeiter:
Seibert, Strauß, Loibnegger, Radman, Herdy, Eichberger, Wehrle, Rosa, Staudinger, Lang, Schabus, Gramang



AERO-GEOPHYSIK ÖSTERREICH

Meßgebiet:
ROSSATZ

Projekt-Nr.:
NC-6f/81

Isolinienplan

Gammastrahlenspektrometrie (1.36-1.56 MeV)

KALIUM (^{40}K)

10 — Impulsrate in cps

Minimum

0 0.5 1 km

Anlagen-Nr.:
5

Maßstab:
1 : 25000

Koordinaten-System:
Gauß-Krüger der österreichischen Luftbildkarte (Bezugsmeridian M 34)

Bearbeiter:
Seibert, Strauß, Laibnegger, Radman, Herdy, Eichberger, Wehrle, Rosa, Staudinger, Lang, Schabus, Gramang

AERO-GEOPHYSIK ÖSTERREICH

Meßgebiet:
ROSSATZ

Projekt-Nr.:
NC-6f/81

Isolinienplan

Gammastrahlenspektrometrie (1.67-1.87 MeV)

URAN (^{214}Bi)

100 / 75 — Impulsrate in cps

Minimum

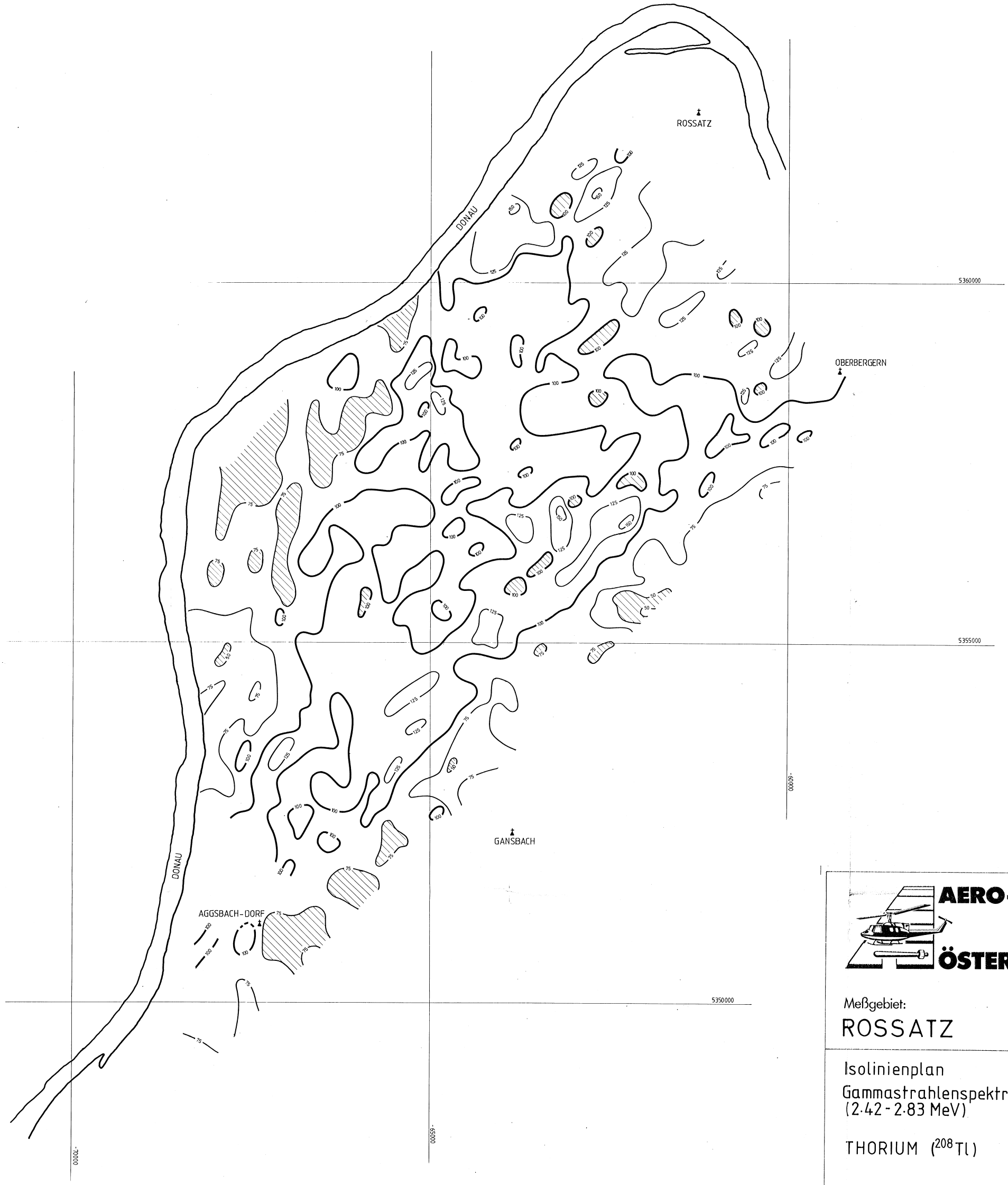
0 0.5 1 km

Anlagen-Nr.:
6

Maßstab:
1 : 25000

Koordinaten-System:
Gauß-Krüger der österreichischen Luftbildkarte (Bezugsmeridian M34)

Bearbeiter:
Seiberl, Strauß, Loibnegger, Radman, Herdy, Eichberger, Wehrle, Rosa, Staudinger, Lang, Schabus, Gramang



AERO-GEOPHYSIK

ÖSTERREICH

Meßgebiet:
ROSSATZ

Projekt-Nr.:
NC-6f/81

Isolinienplan
Gammastrahlenspektrometrie
(2·42 - 2·83 MeV)

THORIUM (^{208}Tl)

100 — 25 — Impulsrate in cps

Minimum

0 0·5 1 km

Anlagen-Nr.:
7

Maßstab:
1: 25000

Koordinaten-System:
Gauß - Krüger der österreichischen Luftbildkarte (Bezugsmeridian M34)

Bearbeiter:
Seiberl, Strauß, Loibnegger, Radman, Herdy, Eichberger Wehrle, Rosa, Staudinger, Lang, Schabus, Gramang.