

# AERO-GEOPHYSIK

# ÖSTERREICH

Aerogeophysikalische Vermessung

im Bereich der

KREMSEER BUCHT

(Auftragsforschungsprojekt NC - 6 d / 81)

1. Eingangsdatum 1986-09-28	2. Berichtsart Forschungsbericht	3. ARCHIV - Nr. A 06334
4. Titel des Berichtes Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich der Kremser Bucht.		5. Standort TEXT R KARTE/BEIL.
		6. Ordnungszahl
		7. A.Z.
11. Verfasser Seiberl, Wolfgang Heinz, Herbert		8. VERTRAULICHKEIT : 3
		9. Abschlußdatum Wien, 1986-05
		10. Veröffentlichungsdatum
12. Durchführende Institution (Name, Anschrift)		13. Ber.-Nr. Auftragnehmer
		14. Projekt - Code N-C-006d/81
		15. Seitenzahlen 42
		16. Literaturangaben
17. Fördernde Institution (Name, Anschrift) Österreichische Akademie der Wissenschaften		18. Abbildungen 12
		19. Tabellen
20. Projekttitlel		21. Beilagen 7 Kt.
		22. Tafeln
23. Vorgelegt bei (Titel, Ort, Datum)		
ÖK - Bl. - Nr. 37;38		
Schlagwörter Tullnerfeld; Kremser Bucht; Aerogeophysik Waldviertel 2 3		
Sachbearbeiter 105	BGL Ört 105	EDV. GEOKART Hans den
Kopie an Redaktion /	Katalog 105	Mikrofilm JF Wöll
Sicherheitsfilm M. 1069. - E		

**AEROGEOPHYSIKALISCHE VERMESSUNG**  
im Bereich der  
**KREMSENER BUCHT**

(Auftragsforschungsprojekt NC-6d/81)

von  
Wolfgang Seiberl  
und  
Herbert Heinz

Wien, Mai 1986

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 $\rho_a$ und $d_a$ . . . . .	12
3.5. Kartierung der anomalen magnetischen Totalintensität ( $\Delta T$ ) . . . . .	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 . . . . .	20
5.1. Widerstandskartierung (Anlage 2) . . . . .	20
5.2. Isoanomalien der Totalintensität $\Delta T$ ; Anlage 3 . . . . .	22
5.3. Gammastrahlenspektrometrie . . . . .	23
5.3.1. Gesamtstrahlung (Total count); Anlage 4 . . . . .	23
5.3.2. Kalium ( $K^{40}$ ); Anlage 5 . . . . .	24
5.3.3. Uran ( $Bi^{214}$ ); Anlage 6 . . . . .	24
5.3.4. Thorium ( $Pb^{208}$ ); Anlage 7 . . . . .	25
6. Empfehlungen . . . . .	26
7. Literatur . . . . .	26
8. Verzeichnis der Anlagen . . . . .	28
9. Anhang . . . . .	29
A. Einfluß der Hangneigung auf elektromagnetische Messungen aus der Luft . . . . .	29
B. Einfluß der Topographie auf die Anomalien der magnetischen Totalintensität ( $\Delta T$ ) . . . . .	34

## Zusammenfassung

In der kristallinen Umrahmung der Kremser Bucht wurden in den Rehberger Amphiboliten Zonen weiterhin untersuchungswürdiger, guter elektrischer Leiter festgestellt. Neben graphitreichen Zonen in Paragneisen (gleichfalls mit niedrigen elektrischen Widerständen) konnten die Syenitgneise über die Ergebnisse der Radiometrie als für Folgeuntersuchungen empfehlenswert erkannt werden.

Auf den Gföhler Gneisen dürften häufig lokale Anreicherungen mit höherer natürlicher  $\gamma$ -Strahlung liegen; eine intensive pegmatitische Durchtränkung der Gföhler Gneise scheint mit der Aeroradiometrie besser erfaßbar zu sein als mit Mitteln der Feldgeologie. Auch diese Bereiche werden zur weiteren Untersuchung empfohlen.

Mit der Magnetik konnten die basalen Ultrabasite der Rehberger Amphibolite gut herausgearbeitet werden.

Erhöhte Zählraten in Sedimenten der eigentlichen Kremser Bucht zeigen deren unmittelbare Herkunft aus stärker strahlenden Komplexen der südlichen Böhmisches Masse.

In den jungen Sedimenten ist auch unter Umständen auf Kaolin zu hoffen.

## 1. Projektziel und Ablauf des Projekts

Entsprechend dem Projektantrag wurde als Projektziel definiert, daß mit Hilfe von aerogeophysikalischen Messungen im Raum der Kremser Bucht (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 in der Kremser Bucht im Juli 1981 durchgeführt werden. Durch die verspätete Gerätebestellung und die Verzögerung bei der Bereitstellung des Meßhubschraubers konnte mit den Testflügen — im Raum Kremser Bucht — 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 Frühjahr 1983 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 Rechanlage der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik auf jene des interuniversitären Rechenzentrums gewechselt werden.

Mit der Herstellung erster Ergebniskarten konnte im Herbst 1985 begonnen werden. Die Fertigstellung letzterer wurde im Dezember 1985 abgeschlossen.



Abb 1 : Lage des Messgebietes in Österreich

## 2. Planung und Durchführung der Vermessung

### 2.1. Meßausrüstung

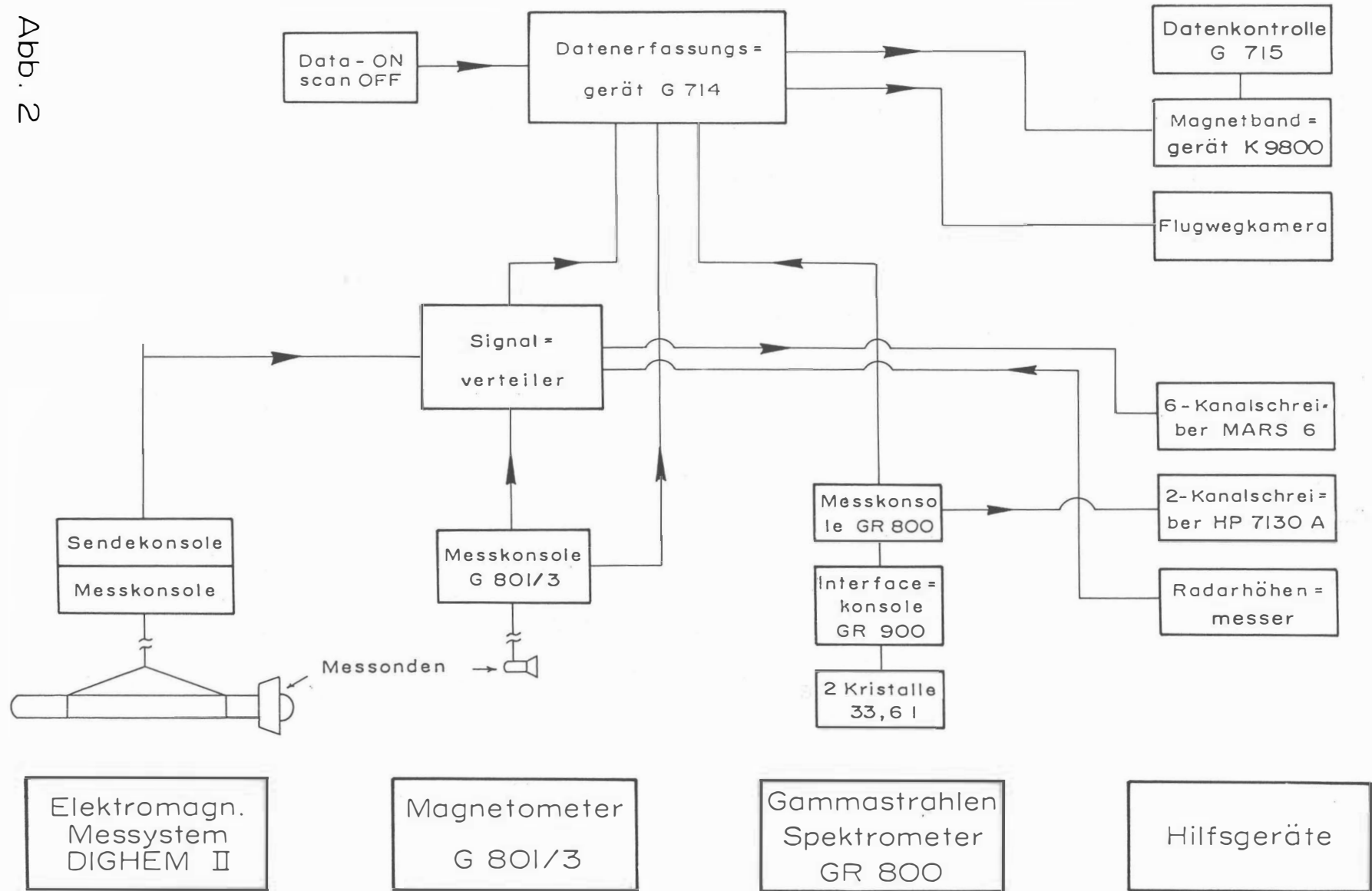
Die aerogeophysikalischen Messungen wurden mit einem Hubschrauber des Bundesheeres vom Typ Agusta-Bell 212 (mit Doppelturbine), Kennzeichen 5-DHU, durchgeführt.

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 Spulenchse) 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 ( $Pb^{208}$ ; 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  $\pm 100$ m 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





## 2.2. Fluglinien

Flugrichtung: Folgende Richtung wurde für die Fluglinien gewählt:

$$\text{Meßprofile} \dots 135^{\circ} \rightarrow 315^{\circ}$$

Für die später folgende Datenverarbeitung wurden 16 Kontrollprofile vermessen, die die Meßprofile möglichst im rechten Winkel schneiden sollten.

Abstand: Der Soll-Abstand der Meßprofile wurde mit 200m festgelegt.

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- ( $\text{Cs}^{137}$ ) als auch mit einer Thoriumquelle ( $\text{Th}^{232}$ ) 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.

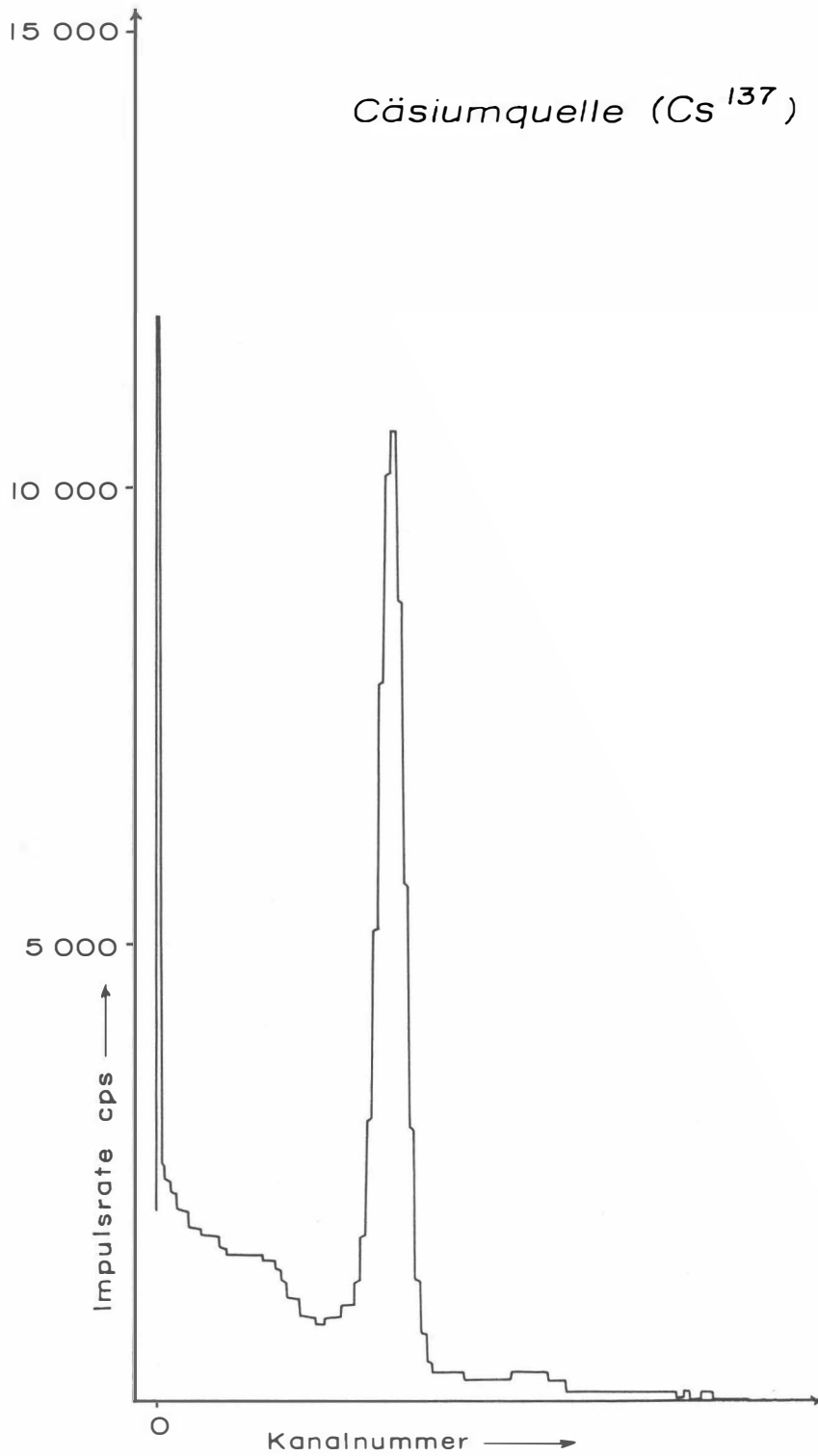
*Meßflüge:* Wegen der topographischen Schwierigkeiten stellte die Befliegung der Kremser Bucht erhebliche Anforderungen sowohl an das Hubschrauberpersonal als auch an das eingesetzte Gerät. Während der Messungen auf den Profilen wurde eine Sollflughöhe des Hubschraubers von 80m angestrebt. Das entspricht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

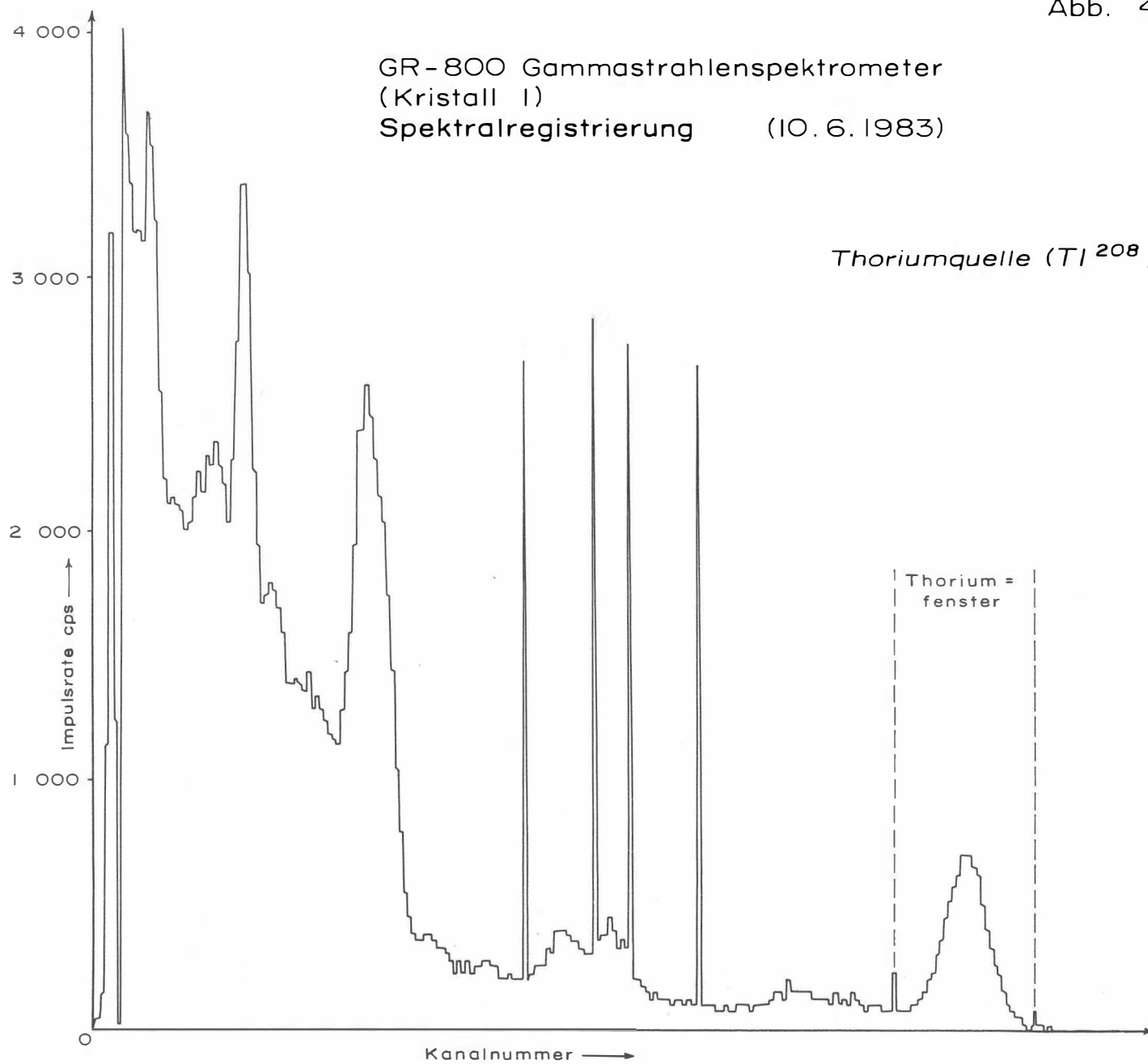
— EM-Sonde:	50m
— Magnetometer-Sonde:	60m
— Detektoren des Gammastrahlenspektrometers:	80m

Bei der Morphologie im Meßgebiet war es nur teilweise 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).

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





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 18 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 in der Kremser Bucht 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 Kremser Bucht 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 Rechanlage des interuniversitären Rechenzentrums abgespielt und diversen Fehlerkontrollen unterzogen.

Die Meß- und Datenerfassungssysteme sind im Hubschrauber großen mechanischen Belastungen ausgesetzt. 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 die Sendefrequenzen von 900 Hz und 3600 Hz 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 Anomalien 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  $\rho_a$ ,
  - 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  $\rho_a$ -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 ( $\rho_a$ ) hergestellt, wobei Zonen geringer  $\rho_a$ -Werte schraffiert wiedergegeben wurden (Anlage 2). Die Isolinien für  $\rho_a$  wurden mit einem konstanten Abstand von 25  $\Omega m$  gezeichnet, z.B.  $\rho_a = 25; 50; 75; 100; 125; 150; 175; 200; 225; 250; 275; 300; 325; 350; 375; 400; 425; 450; 475; 500; 525; 550; 575; 600; 625; 650; 675; 700; 725; 750; 775; 800; 825; 850; 875; 900; 925; 950; 975; 1000$  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  $\rho_a$ -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  $\geq 5$  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 koplaren 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  $> 30^\circ$  mit einer Erhöhung der Werte für  $\rho_a$  und  $d_a$  zu rechnen. Bei bekannter Hangneigung lassen sich derartige Verfälschungen mit den im Anhang angegebenen Formeln korrigieren.

### 3.4.2. Bedeutung der Ergebnisparameter $\rho_a$ und $d_a$

Die Parameter  $\rho_a$  und  $d_a$  können für das Interpretationsmodell "homogener Halbraum" aus jedem Meßwertepaar  $R$  und  $Q$  berechnet werden (z.B. nach *Mundry, 1984*). Die Werte  $\rho_a$  und  $d_a$  stimmen annähernd mit dem wahren spezifischen Widerstand  $\rho$  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  $\rho_1$  und einer Dicke  $d_1$  sowie einem (unendlich dicken) Substratum mit dem Widerstand  $\rho_2$ , 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 ( $\Delta T$ )

In der Anlage 3 wird der Isolinienplan der magnetischen Totalintensität ( $\Delta T$ ) 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 ( $\Delta T$ ), 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
$\delta T$	... 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 ( $T_c = 47.241 \text{ nT}$ ) zu seiner Darstellung notwendig sind.

Die Restfehler ( $\delta T$ ) 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  $\delta T$  kann nach obiger Gleichung der anomale Anteil  $\Delta T(x, y, z)$  der Totalintensität für jeden Meßpunkt  $P(x, y, z)$  berechnet werden. Die Anomalien 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 5nT
- mittelstarke Linien im Abstand von 10nT
- starke Linien im Abstand von 100nT
- Nulllinien 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  $\sigma$  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-Streukoeffizienten:

$S_{UTh}$  (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

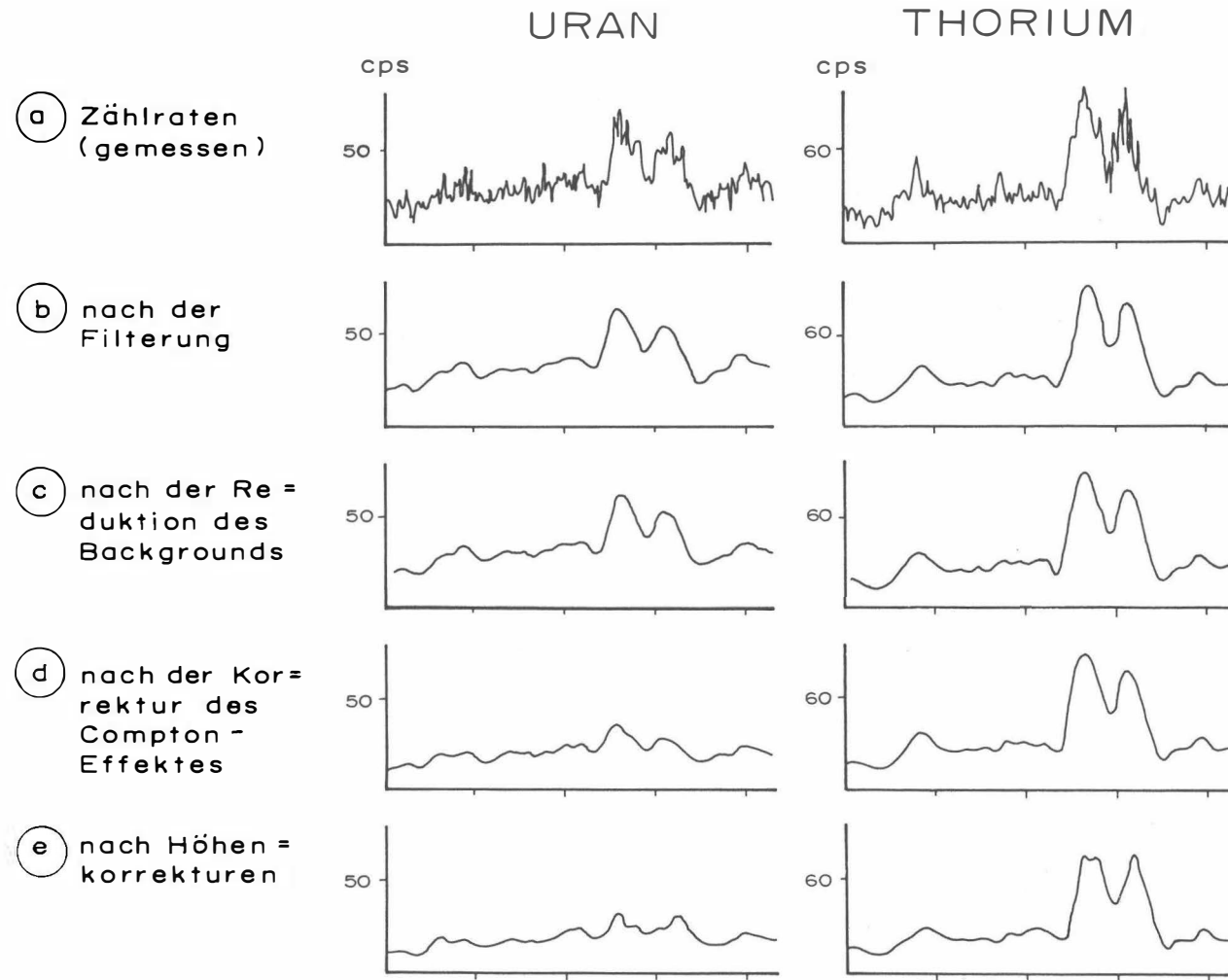


Abb. 5 a - e : Darstellung der Korrekturschritte in der Gammastrahlenspektrometrie .

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

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

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 unbekanntem Gehalt der Luft an Radon<sup>222</sup> 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  $\mu$  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  $\mu$  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 Eichrichtungen (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 Zählerdifferenzen 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.,  $\rho_a$ ) wurden in der Folge die reduzierten Energiewerte der Gammastrahlung entlang der Flugprofile geplottet und händisch konturiert. Dabei wurden folgende Isolinienintervalle gewählt:

Gesamtstrahlung (Anlage 4)	... 250 cps (cps=counts/s)
Kalium (Anlage 5)	... 20 cps
Uran (Anlage 6)	... 10 cps
Thorium (Anlage 7)	... 20 cps.

Eine zusätzliche Problematik von Gammastrahlenmessungen in topographisch schwierigem Gelände stellt die Abweichung von einer horizontalen Meßebeine ( $2\pi$ -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  $2\pi$ ) eine niedrigere Zählrate (Killeen, 1979).

## 4. Geologie des Meßgebietes

Umgrenzung des beflogenen Gebietes: die Südgrenze bildet die Donau; hier existiert ein Zusammenhang zwischen dem angrenzenden Meßgebiet Rossatz (SEIBERL & HEINZ, 1985a) und dem Meßgebiet Dunkelsteiner Wald (SEIBERL & HEINZ, 1985b). Im Osten und Nordosten verläuft die Begrenzung willkürlich, etwa 5 km östlich bzw. nordöstlich von Hadersdorf am Kamp. Die Nordgrenze wird etwa durch den Blattschnitt der Ö.K. 1:50000, Blatt 21, Horn und Blatt 38, Krens gebildet. Im Westen verläuft der Rand des Meßgebietes im nordöstlichsten Teil des Ö.K.-Blattes 1:50000, Blatt 37, Mautern.

Der größte Teil des Meßgebietes "Kremser Bucht" ist von jungen Bildungen, vor allem von jungen Taulauen und Löß bedeckt (FUCHS, W., GRILL, R. et al., 1984). An den Rändern der Kremser Bucht liegen Reste tertiärer Sedimente (Molasse), vorwiegend Schotter und Konglomerate wie etwa der Hollabrunner Schotterkegel und das Hollenburg - Karlstettener Konglomerat (Unterbaden): untergeordnet treten auch sandige (z.T. kaolinreiche!) und mergelige Sedimente auf.

Der nordöstliche Grenzstreifen umfaßt auch noch Teile des Perms von Zöbing, während der westliche und nördliche Grenzbereich von kristallinen Gesteinen der Böhmisches Masse eingenommen wird.

### — Postglazial, Pleistozän

Diese Sedimente bauen zusammen mit der Lößlehmbedeckung den weitaus größten Teil des Meßgebietes auf. Ein breiter Streifen an der Donau wird durch den jungen Talboden gebildet. Nördlich davon, durch Geländestufen markiert, liegen die älteren (höheren) Fluren der jungen Anteile der heutigen Talböden. Es handelt sich dabei zum Großteil wohl um Sedimente des Kampflusses und nur untergeordnet um solche der Donau (vgl. Kapitel 5.3. ff.). Noch weiter nördlich, und im Westen z.T. isoliert auf den Gesteinen der Böhmisches Masse liegend, erstreckt sich das ausgedehnte Löß-, Lößlehmareal von Krens. Der Löß ummantelt mehrere Aufragungen von Molassesedimenten (s.u.); vereinzelt sind auch ältere Terrassensedimente kartiert worden, auf die hier nicht eingegangen werden soll; siehe hierzu FUCHS et al. (1984).

### — Molassesedimente.

Ihre Hauptverbreitung liegt am Westrand der Kremser Bucht (isolierte Vorkommen von Resten des Hollabrunner Schotterkegels, z.T. angelagert an Gesteine der Böhmisches Masse; Sande, Tonmergel und Schotter des Unterbaden etc.). Die von Löß ummantelten Tertiärvorkommen sind meist Hollenburg - Karlstettener Konglomerate.

Südlich von Droß treten auch Pielacher Tegel auf, die z.T. auch abgebaut wurden.

### — Perm von Zöbing

Es sind dies hauptsächlich Arkosen mit groben Konglomeratlagen und untergeordnet Silt- und Sandsteine mit karbonatischen Lagen.

### — Kristalline Gesteine der Böhmisches Masse

Der Gföhler Gneis - Komplex bildet hier die Fortsetzung der Gföhler Gneise südlich der Donau. Nordwestlich von Dürnstein wurde noch ein Teil des Komplexes erfaßt, der im Meßgebiet "Rossatz" als lithologische "Äquivalente der Bunten Serie" bezeichnet wurde. Es sind dies Paragneise mit Migmatitamphiboliten, Dioritgneisen und vereinzelt Marmorzügen. Östlich der Gföhler Gneise schließen Paragneise an, die an der Grenze zum Gföhler Gneis migmatisch erscheinen. Sie sind durch Amphibolite (besonders Anorthositamphibolite, charakterisiert durch plagioklas/hornblendereiche Lagen) von den Gföhler Gneisen getrennt (MATURA et al., 1983). Neben Syenitgneisen, Augengneisen und Dioritgneisen treten hier auch die Rehberger Amphibolite auf (gebänderte Orthoamphibolitzüge), in deren Verband auch Ultrabasite, z.T. serpentinisiert, beobachtet werden können. Die Serie ist hier pegmatoid durchtränkt; vor allem westlich von Lengenfeld fällt eine Häufung von graphitreichen Zonen in diesen Paragneisen auf (HEINZ, 1979, MATURA et al., 1983, HEINZ & SCHERMANN, 1984).

Nordwestlich und nördlich von Langenlois bietet sich ein ähnliches Bild; in die hier sehr mächtigen und weitverbreiteten Amphibolite vom Typ Rehberg sind Orthogneislagen eingeschaltet; auch die graphitreichen Zonen fehlen hier nicht. Untergeordnet kommen Marmore und Glimmerschiefer (westnordwestlich von Langenlois) vor, wobei letztere örtlich Stauolith führen (FUCHS, GRILL et al., 1984).

Im äußersten Norden des beflügten Gebietes wurden noch zum Teil kataklastische Granulite erfaßt.

Der Untergrund und seine Strukturen sind im Bereich der Ö.K. 1:50000, Blatt Krems, durch Bohrungen recht gut bekannt (Bohrungen auf Kohle, Bohrungen der ÖMV). Demnach sackt die Kristallinoberkante von Norden bzw. Nordwesten nach Südosten deutlich ab, wohl z.T. an Brüchen (Diendorfer Störung). So ist das Kristallin z.B. bei Weinzierl (Ortsgebiet von Krems) in 102 m Tiefe, bei Unterrohrendorf und Neuweidling (etwa 3 km östlich von Krems) in etwa 250 m, bei Hadersdorf am Kamp in 265 m und bei Jettsdorf (etwa 6 km südlich von Hadersdorf und 5 km südlich der südlichsten Vorkommen von Gföhler Gneis an der Oberfläche) in etwas mehr als 600 m Tiefe angetroffen worden.

## 5. Ergebnisse

### 5.1. Widerstandskartierung (Anlage 2)

Aus der Anlage 2 sind Maxima und Minima des scheinbaren Widerstandes ersichtlich. Der Isolinienplan verdeutlicht schon auf einen ersten Blick die geologische Situation des Meßgebietes, nämlich die Zweiteilung in quartär/tertiäre Sedimente und die sie umrahmenden Gesteine der südöstlichen Böhmisches Masse (inklusive Teilen des Perms von Zöbing).



Die scheinbaren Widerstände bewegen sich in den Gebieten mit quartär/tertiärer Auflagerung zwischen weniger als 25  $\Omega m$  und (vereinzelt) 250  $\Omega m$ . Ausnahmen bilden die Schotter des Saubühel (Altestpleistozäne Schotter, vgl. FUCHS et al., 1983) mit bis über 750  $\Omega m$ , und die durch niedrigere Widerstände ausgezeichneten gleichartigen Schotter des Gobelsberges. Markant erscheinen weiters auch die nordwest - südost - streichenden Zonen (relative Maxima und Minima) zwischen Hadersdorf und Theiß.

Die Anomalien W3 bis W9 sind an die durch Rehberger Amphibolite beherrschte Zone innerhalb der Paragneise nordwestlich von Langenlois gebunden; die Paragesteine sind, wie erwähnt, durch Graphitzüge gekennzeichnet (Graphitschiefer, Graphitquarzite; MATURA, 1973). Die Minima W3, W5, W10 und W20 koinzidieren mit magnetischen Anomalien (Serpentinite, Gabbroamphibolite vom Typ "Rehberg", vgl. wiederum MATURA, 1973 und auch Kapitel 5.2.). Die guten Leitfähigkeiten gewisser Abschnitte der Rehberger Amphibolite lassen eine genauere Untersuchung dieser im Hinblick auf Magnetkiesführung und Buntmetallvorkommen (disseminated copper) als empfehlenswert erscheinen (s. Kapitel 6).

An die Graphitquarzite in den Paragneisen westlich und nördlich von Lengenfeld gebunden sind die Minima W1, W2 und W17 bis W19, wobei W2 und W19 wiederum mit magnetischen Anomalien gepaart sind. Dies gilt auch für das relative Minimum W11 (graphitische Zonen in den Paragneisen). Als Ursache der magnetischen Anomalien ist höchstwahrscheinlich mit seichtliegenden (nicht aufgeschlossenen) Amphibolitkörpern mit (serpentinisierten) Ultrabasiten, wie sie aus der engeren Umgebung bekannt sind, zu rechnen.

Für die gutleitenden Zonen W13 bis W16 gibt es unterschiedliche Interpretationsmöglichkeiten.

Das Minimum W13 liegt in der Überlagerung (Kamptalalluvionen); es ist am ehesten mit dem benachbarten, gutleitenden Komplex W11 in Verbindung zu bringen.

Das relative Minimum W14, welches in der Überlagerung des Perms von Zöbing liegt, das hier an die Diendorfer Störung grenzt, kann durch

- a) Schmierzonen an der Diendorfer Störung
- b) kaolinreiche Sedimente (die aus der näheren Umgebung bekannt sind, GRILL, 1959, VASICEK, 1977),

oder

- c) topographische Effekte

erklärt werden. Letzteres gilt möglicherweise auch zumindest teilweise für W13.

Die relativen Minima W15 und W16 liegen wieder in den schon mehrmals erwähnten graphitischen Zonen in den Paragneisen.

In der Gegend westlich von Krems liegen einige Minima (unter 100 bis unter 500  $\Omega m$ ), die an die Rehberger Amphibolite gebunden sind (W21, 22 und 24 vgl. W3 bis 9). W23

könnte auch mit den mächtigen Lößüberlagerungen erklärt werden. Auch der Einfluß der graphitischen Einlagerungen in den Paragneisen dürfte sich hier bemerkbar machen.

W21 und W24 fallen mit magnetischen Anomalien zusammen (Ultrabasite an der Basis der Amphibolite, vgl. MATURA et al., 1983).

Das relative Minimum W25 liegt über Gföhler Gneisen. Seine Ursache kann entweder in jungen sedimentären Auflagerungen oder in einer lokalen Auflockerungszone gesucht werden. Solche Erscheinungen sind von den benachbarten Meßgebieten "Rossatz" und "Dunkelsteiner Wald" aus den Gföhler Gneisen und auch aus den Granuliten bekannt (SEIBERL & HEINZ 1985 a, 1985 b).

Die Anomalie W26 ist an die Grenze Migmatitamphibolite/Gföhler Gneise gebunden; es handelt sich hier offensichtlich um den schon aus dem Meßgebiet "Rossatz" bekannten tektonischen Kontakt Bunte Serie (und deren Äquivalente)/Gföhler Gneis (SEIBERL & HEINZ, 1985). Die Migmatitamphibolite aus diesem Bereich wären jedenfalls auch einer prospektiven Untersuchung zu unterziehen (siehe Kapitel 6).

Die Minima am Nordostrand des Meßgebietes (W27 bis W29) sind am ehesten durch topographische Effekte bzw. anthropogene Einflüsse erklärbar.

## 5.2. Isoanomalien der Totalintensität $\Delta T$ ; Anlage 3

Beherrschende Elemente der Isoanomalienkarte (Anlage 3) sind Nord – Süd bis Nordost – Südwest streichende Anomalienzüge, die den Verlauf der Rehberger Amphibolite bzw. der Migmatitamphibolite markieren. Oft sind die Anomalien mit gutleitenden Horizonten verbunden (vgl. Kapitel 5.1.); dieses Zusammentreffen paßt gut zur Geologie der Rehberger Amphibolite, die an ihrer Basis oft Ultrabasite führen und besonders in der Gegend von Lengendorf von Paragneisen mit graphitischen Einlagerungen umhüllt sind. Der markanteste Anomalienzug M1 zeigt eine Verbindung der Amphibolite westlich von Krems (Typlokalität Rehberger Amphibolite) mit jenen im Bereich nördlich von Lengendorf; zwischen Lengendorf und Krems sind diese Grungesteine unter den jüngeren Auflagerungen begraben.

Nordwestlich dieser Zone wurde auch der durch Amphibolite im Paragneis markierte Grenzbereich zum Gföhler Gneis erfaßt (M4). Auch hier fallen Widerstandsminima und magnetische Anomalien teilweise zusammen; es soll daher hier nochmals auf die daraus resultierende Notwendigkeit detaillierter mineralogischer, erzmineralogischer, geochemischer und lagerstättenkundlicher Untersuchungen dieser Grungesteine hingewiesen werden.

Die Anomalien M2 und M5 hängen mit den Rehberger Amphiboliten und den mit ihnen assoziierten Ultrabasiten nördlich von Langenlois zusammen.

Von den jungen Sedimenten bedeckte Grungesteinskomplexe dürften in den Bereichen von M3 bzw. M6 vorliegen. M3 ist ein offensichtlich seichtliegender Körper, der mit den Amphiboliten in den Paragneisen östlich der Diendorfer Störung, hier den Gföhler Gneisen benachbart, in Zusammenhang gebracht werden kann.

M6 repräsentiert wahrscheinlich einen tieferliegenden Komplex gleicher Art.

Mehrere künstlich verursachte Anomalien wurden westlich von Krems und in der Umgebung von Theiß lokalisiert (Symbol "K").

### 5.3. Gammastrahlenspektrometrie

#### 5.3.1. Gesamtstrahlung (Total count); Anlage 4

Maxima:                               über 3000 cps  
Mimima:                               unter 500 cps.

Die höchsten Zählraten wurden westlich von Lengsfeld über den Syenitgneiszügen (Typ "Wolfshofer Granit" bzw. "- Granitgneis", vgl. G. FUCHS & MATURA 1976) gemessen (über 3000 cps). Diese Syenitgneise werden als langgestreckte, konkordant in die Paragneise und Amphibolite eingelagerte Gesteinszüge beschrieben, die meist in der Nähe von Gföhler Gneisen bzw. Granuliten auftreten. Es sind alkalifeldspatreiche, plagioklas- und quarzarme Gesteine mit relativ hohem (akzessorischem) Rutil- und Zirkongehalt. Die im Westen anschließenden Gföhler Gneise haben hier etwas niedrigere Zählraten (allerdings wurde nur ein kleiner Streifen von Gföhler Gneisen überflogen); vergleicht man die Werte der Syenitgneise und der Gföhler Gneise hier mit jenen der Gföhler Gneise aus angrenzenden Meßgebieten, z.B. dem Meßgebiet "Rossatz" (SEIBERL & HEINZ, 1985), fällt auf, daß erstere deutlich niedrigere Zählraten aufweisen (Gföhler Gneise im Meßgebiet "Rossatz": maximal über 4000 cps, hier: um 2250 cps (Gföhler Gneise im Gebiet Rossatz: maximal über 4000 cps, hier: um 2250 cps, Syenitgneise um 3000 cps). Gleiches gilt auch für die Gföhler Gneise zwischen Dürnstein und Krems; ihre Begrenzung nach Westen wird durch die migmatitischen Amphibolite gebildet (MATURA et al., 1983), die etwas höhere Werte zeigen (über 2500 cps). Sie verhalten sich etwa gleich wie jene aus dem Meßgebiet "Rossatz" und "Dunkelsteiner Wald" (SEIBERL & HEINZ 1985 a,b); die Gföhler Gneise dürften also bezüglich Gesamtstrahlung ziemlich inhomogen sein.

Diese Inhomogenität kommt aller Wahrscheinlichkeit nach durch das Auftreten folgender Phänomene zustande:

a) Auf den Gföhler Gneisen sind Zonen junger Bedeckungen bekannt (z.T. in situ - Verwitterungsbildungen darstellend, z.T. etwas umgelagert), die durch Anreicherungen von Zirkon, Monazit etc. ausgezeichnet sein können.

b) Intensive pegmatitische Durchtränkung der Gföhler Gneise in manchen Bereichen (vgl. z.B. HEINZ 1979 und HEINZ & SCHERMANN 1984), die sich dann durch Reichtum an strahlenden Mineralphasen auszeichnen.

Bemerkenswert ist das Maximum südlich von Hadersdorf, bei dem in einem ziemlich ausgedehnten Bereich bis über 2750 cps registriert wurden. Das Gebiet ist ausschließlich durch quartäre Sedimente bedeckt ("Höhere und ältere Fluren des Jüngeren Anteiles der heutigen Talböden an der Donau (postglazial)", MATURA, et al. 1983); die hohe Gesamtstrahlung ist wohl durch Einschwemmung aus dem Bereich der südöstlichen Böhmisches

Masse - vor allem durch den Kamp und seine tributären Gerinne - erklärbar. Bis auf wenige Ausnahmen gilt dies für die gesamte Kremser Bucht im engeren Sinn (um 1750 cps), die somit zum größten Teil mit direkt aus der Böhmisches Masse stammenden Sedimenten gefüllt sein dürfte. Der junge Talboden unmittelbar an der Donau bildet hinsichtlich der Gesamtstrahlung einen deutlichen Kontrast (erheblich niedrigere Zählraten).

Die Maxima nordöstlich von Langenlois werden teilweise aus der jungen Bedeckung (siehe oben), teilweise aus dem Perm von Zöbing zu beziehen sein, das hier aus Arkosen, Sandsteinen und Siltsteinen aufgebaut ist (VASICEK, 1974, 1975).

Die Amphibolite vom Typ "Rehberg" zeichnen sich durch ziemlich niedrige Werte aus (nordöstlich von Lengenfeld: unter 750 cps, an der Typlokalität, westlich von Krems: bis etwa 1250 cps).

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

Maxima: über 300 cps  
Minima: unter 40 cps.

Der Grenzbereich Gföhler Gneise/Paragneise mit Graphitquarziten, Amphiboliten und Syenitgneisen ist durchwegs durch höhere Zählraten ausgezeichnet (über 200 bis über 300 cps); dies betrifft den gesamten Westrand des Meßgebietes. Im Gföhler Gneis selbst wurden wiederum unterschiedliche Zählraten beobachtet (über 260 bis unter 80 cps, nördlich von Dürnstein; vgl. hierzu Kapitel 5.3.1).

Die Arkosen des Perms von Zöbing weisen Zählraten von bis über 240 cps auf und heben sich so deutlich von den umliegenden jüngeren Sedimenten ab (nordöstlich von Langenlois).

Auch südlich von Hadersdorf wurde ein ziemlich großes Areal mit erhöhten Zählraten erfaßt (bis über 200 cps). Es entspricht jenem im Kapitel 5.3.1 bereits beschriebenen, und die Ursachen dafür wurden dort bereits angeführt. Südlich davon sind - analog zu den Verhältnissen beim Total count - niedrigere Zählraten typisch.

Die Aufschlüsse von Gföhler Gneisen an der Geländestufe des Wagram (südöstlich von Hadersdorf, über 200 cps) und die Gföhler Gneis - Vorkommen innerhalb der Sedimente des Hollabrunner Schotterkegels östlich von Hadersdorf (über 180 cps) wurden deutlich erfaßt.

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

Maxima: über 50 cps;  
Minima: unter 10 cps.

Westlich von Lengenfeld liegt der nord-süd-streichende Syenitgneiszug ("Wolfshofer Granit" bzw. "- Granitgneis"), über dem mehr als 50 cps gemessen wurden. Bemerkenswert ist, daß gleich hohe Werte über dem Sedimentgebiet südlich von Hadersdorf (siehe vorangegangene Kapitel) zu beobachten sind; dies unterstützt die Vermutung, daß diese Sedimente

ausschließlich aus den Kristallingebieten der südöstlichen Böhmisches Masse – ohne weiten Transportweg – stammen.

Viele Stellen in den mit Löß bedeckten älteren Terrassen zeigen erhöhte Strahlung (über 40 cps); südwestlich von Langenlois wurden über dem Löß sogar über 50 cps gemessen. Hier sollte eine bodenradiometrisch/geologische Detailuntersuchung helfen, die Frage der Herkunft der Strahlung zu beantworten.

Die nun schon bekannte Inhomogenität der Gföhler Gneise bezüglich der Gammastrahlenspektrometrie zeigt sich auch im Urkanal.

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

Maxima: über 160 cps;

Minima: unter 20 cps.

Über den Syenitgneiszügen (“Wolfshofer Granit” bzw. “- Granitgneis”) westlich von Lengenfeld wurden die höchsten Werte gemessen (über 160 cps).

Nordöstlich und östlich von Lengenfeld, über den Kamptalalluvionen zwischen Langenlois und Hadersdorf, wurden Zählraten um über das Vierfache des Backgrounds gemessen (über 80 cps). Das fächerförmige Gebiet südlich und südöstlich von Hadersdorf - gleichfalls aus Kampsedimenten bestehend - ist auch hier deutlich ausgeprägt erkennbar (bis über 120 cps).

Über den lößbedeckten Arealen wurde nur geringfügig erhöhte Strahlung (bis 60 cps) gemessen; das gleiche gilt für die Gföhler Gneise (40 - 60 cps) und das Perm von Zöbing (Arkosen; 40 - 60 cps).

## 6. Empfehlungen

Weiterführende Untersuchungen werden nun an folgenden Gesteinen und in folgenden Gebieten vorgeschlagen:

- Die abschnittsweise gutleitenden Züge von Rehberger Amphiboliten mit potentieller Führung von Magnetkies, Buntmetallvererzungen, disseminated copper; Untersuchungsmethoden: Boden-EM und Induzierte Polarisation; Mineralogie, speziell Erzmineralogie, Geochemie; geologische Detailaufnahme.
- Graphitzüge in den Paragneisen (gutleitende Zonen); Untersuchungsmethoden: Boden-EM; geologische Detailaufnahme.
- In der Umgebung von Langenlois, speziell nördlich und nordöstlich davon (gutleitende Bereiche); Untersuchung auf kaolinführende Sedimente mittels geologischer Detailaufnahme, Flachbohrungen, tonmineralogischen Methoden.
- Verfolgung der seichtliegenden magnetischen Anomalien, die mit gutleitenden Zonen gepaart sind (Ultrabasite als potentielle Erzträger und Amphibolite, s.o.).
- Die Grenze Bunte Serie/Gföhler Gneise (geringe Widerstände), vor allem die Migmatitamphibolite.
- Detaillierte geochemische, geologische und mineralogische Untersuchung der Syenitgneise westlich von Lengenfeld.
- Unter Umständen gleiche Untersuchungen an den Arkosen des Perms von Zöbing.
- Anreicherungen (Seifen) in den jungen Sedimenten südlich von Hadersdorf.
- Verwitterungsbildungen und Umlagerungen mit geringen Transportweiten (Anreicherungen von strahlenden Mineralphasen) auf den Gföhler Gneisen.

## 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 Böhmisches Masse. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse 1:200.000. Geol.B.-A., Wien 1976

GRILL, R.: Aufnahmen 1958 auf Blatt Krems an der Donau (38). Verh. Geol.B.-A., 1959, Wien 1959

- HEINZ, H.: Geologische Aufnahme der WAG-Künette zwischen Waldhausen und Droß. - Unveröff. Ber., Archiv GBA, Nr. A06083R, Wien 1979
- HEINZ, H., SCHERMANN, O.: Dokumentation der Aufschlüsse in der WAG-Künette zwischen Waldhausen 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.: Bericht 1972 über Aufnahmen auf Blatt Krems (38). Verh. Geol. B.-A., 1973, Wien 1973
- MATURA, A., FUCHS, W., GRILL, R., VASICEK, W.: 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 Vermessung im Raum Rossatz. Ber., Projekt NC-6f, ÖAW, Wien 1985a
- SEIBERL, W., HEINZ, H.: Aerogeophysikalische Untersuchungen von Teilen des Dunkelsteiner Waldes. Ber., Projekt NA-6c, ÖAW, Wien 1985b
- SENGPIEL, K.P.: Hubschrauber-geophysik in der westlichen Grauwackenzone Österreichs. Ber. BGR und GBA, Hannover-Wien 1985
- SEREN, S.: Geophysikalische Untersuchung des Kraubather Serpentin. Unveröff. Diss., Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1980
- VASICEK, W.: Bericht 1973 über Aufnahmen im Perm von Zöbing auf den Kartenblättern Horn (21) und Krems (38). Verh. Geol. B.-A., 1974, Wien 1974
- VASICEK, W.: Blatt 21 Horn. Geologische Aufnahme (Paläozoikum): Werner Vasicek. Verh. Geol. B.-A., 1975, Wien 1975
- VASICEK, W.: Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Perm von Zöbing auf den Blättern 21, Horn und 38, Krems. Verh. Geol. B.-A., 1977, Wien 1977

## 8. Verzeichnis der Anlagen

1. Lageplan der Flugprofile
2. Isolinienplan scheinbarer Widerstand  $\rho_a$
3. Isolinienplan Totalintensität  $\Delta T$
4. Gammastrahlenspektrometrie: Gesamtstrahlung
5. Gammastrahlenspektrometrie: Kalium ( $K^{40}$ )
6. Gammastrahlenspektrometrie: Uran ( $Bi^{214}$ )
7. Gammastrahlenspektrometrie: Thorium ( $Pb^{208}$ )



## 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  $\alpha$  ( $-90^\circ \leq \alpha \leq +90^\circ$ ) das gemessene Sekundärfeld bzw. die daraus abgeleiteten Ergebnisparameter spezifischer Widerstand  $\rho$  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

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

b) paralleles Sekundärfeld bei parallelem (=horizontalem) Sendedipol

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

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

$$P_Z = -\frac{Z_M}{s^3} \quad (2a)$$

$$P_X = 2\frac{X_M}{s^3}. \quad (2b)$$

$Z_M$  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

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

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

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

$$P_V = -\frac{V_M}{s^3} \quad (4)$$

gemessen.

## 2.1. Veränderung der gemessenen Amplitude

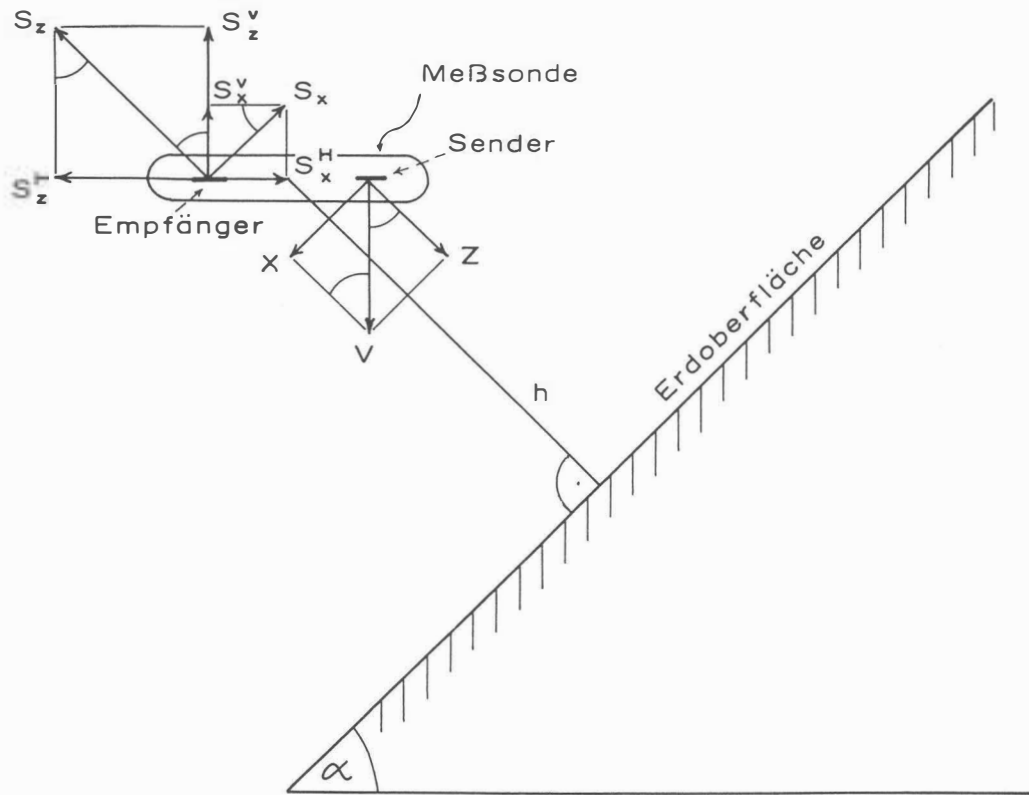


Abb. A 1

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:

$$Z = V_M \cos \alpha \quad (5a)$$

$$X = V_M \sin \alpha \quad (5b)$$

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

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

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

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

$$S^V = S_Z^V + S_X^V = S_Z \cos \alpha + S_X \sin \alpha \quad (7)$$

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

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

oder mit Gl. (1a)

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

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  $\alpha$ .

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

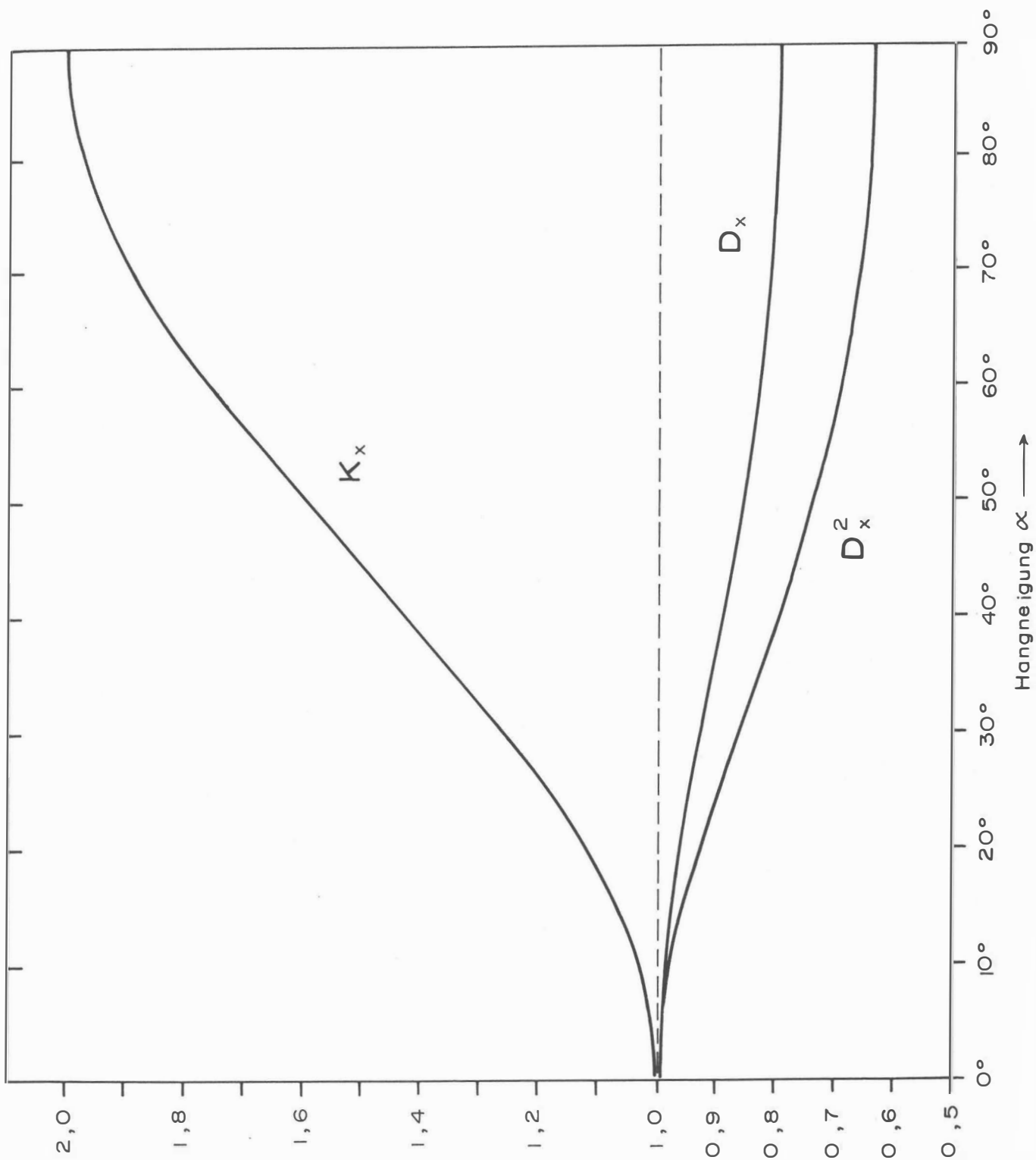


Abb. A3

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

## 2.2. Verfälschung der Ergebnisparameter

Es soll nun untersucht werden, wie die eingangs genannten Ergebnisparameter  $\rho$  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  $\epsilon$  unabhängig von  $\alpha$  ist, gilt dies auch für  $A^*$ . Nach Gl.(15) der zitierten Arbeit wird der Abstand  $d$  aus

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

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

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

$d'$  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  $\alpha$  aufgetragen; es variiert zwischen 1 und 1,26.

Die Bestimmung des spezifischen Widerstands  $\rho$  erfolgt mit Hilfe der Beziehung

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

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

$$p = 503.3 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (12)$$

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

$$p' = \frac{d'}{g} = \frac{Dd}{g} = D\rho \quad (13)$$

bzw. ein verfälschter Widerstand  $\rho'$

$$\rho' = D^2 \rho. \quad (14)$$

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 ( $\alpha = 0^\circ$ ) bis maximal 1.59 ( $\alpha = 90^\circ$ ).

Für Hangneigungen bis  $30^\circ$  bleiben die Fehler in  $d$  und  $\rho$  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:

$$Z = H_M \sin \alpha \quad (15a)$$

$$X = H_M \cos \alpha \quad (15b)$$

– Horizontale Komponenten des Sekundärfeldes::

$$S_Z^H = S_Z \sin \alpha \quad (16a)$$

$$S_X^H = S_H \cos \alpha \quad (16b)$$

mit

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

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

– Primärfeld  $Z_H$  am Ort des Empfängers:

$$P_H = 2 \frac{H_M}{s^3} \quad (18)$$

– Summe der horizontalen Sekundärfeldkomponenten normiert auf  $P_H$ :

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

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)

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

oder

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

mit

$$K_X(\alpha) = 1 + \sin^2 \alpha. \quad (20c)$$

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  $\alpha$  aufgetragen.

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



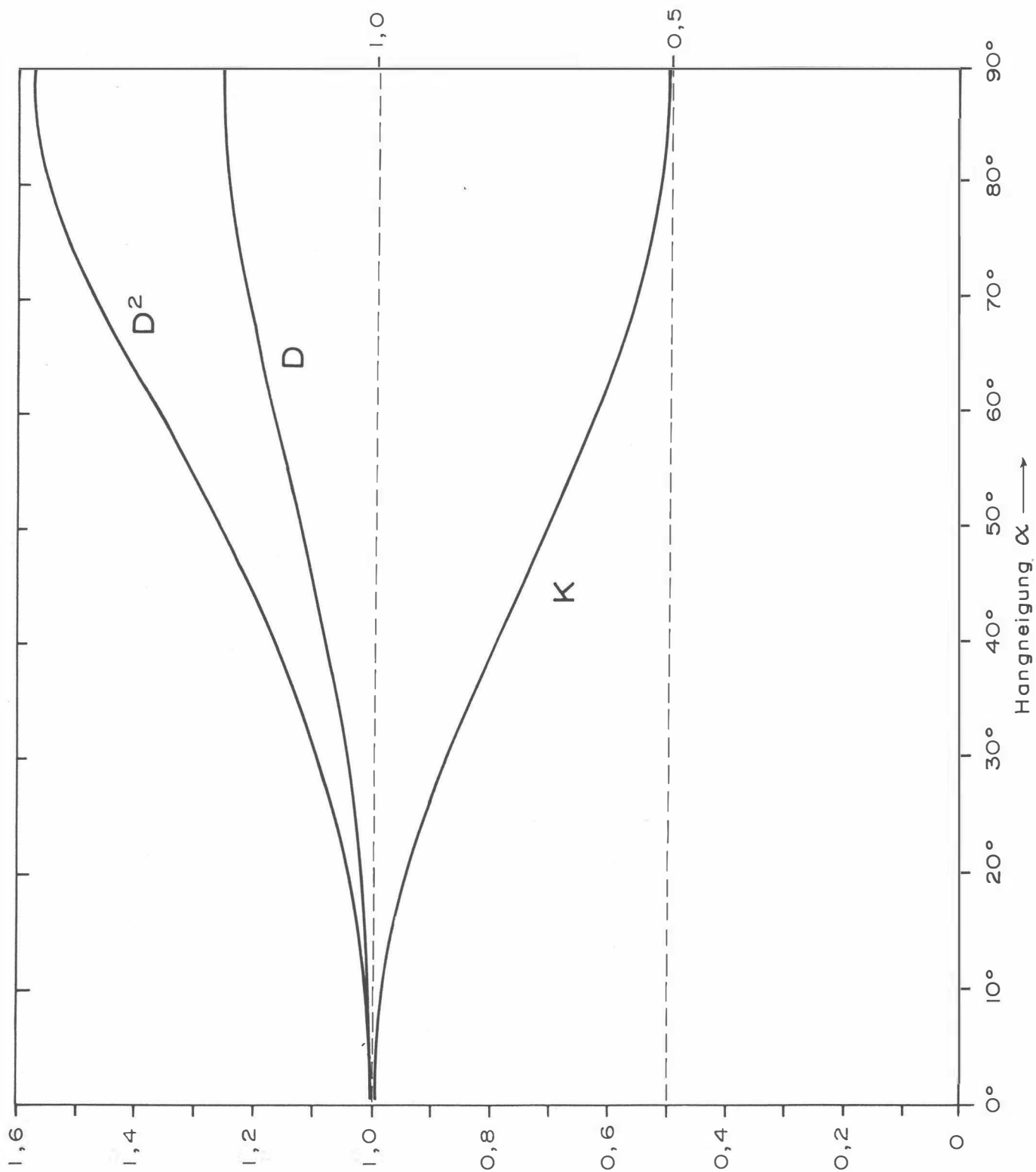


Abb. A2

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

### 3.2 Verfälschung der Ergebnisparameter

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

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

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

mit

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

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  $\alpha$  dargestellt; es variiert zwischen 1 und 0,794.

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

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

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  $\rho'$  ist u.U. deutlich kleiner als der wahre Widerstand  $\rho$  des geneigten Halbraumes.

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

## B. Einfluß der Topographie auf die Anomalien der magnetischen Totalintensität ( $\Delta T$ )

Bis heute beruhen fast alle Auswerteverfahren für geomagnetische Anomalien auf der Annahme, daß die Meßergebnisse auf einer horizontalen Ebene gewonnen wurden ( $2\pi$ -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.

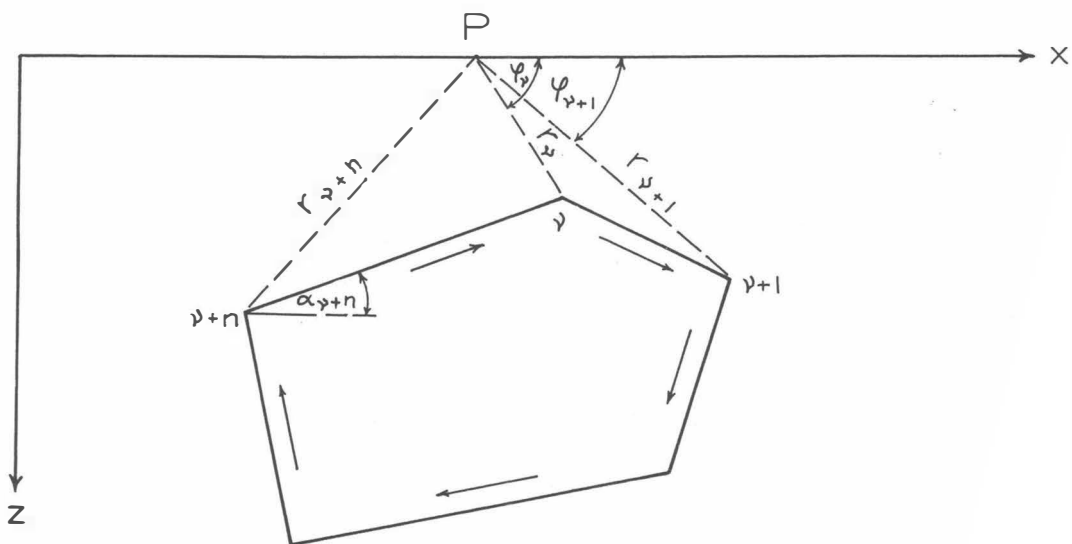


Abb. B1 : Die Berechnung von magnetischen Störkörper = anomalien mit Hilfe eines Polygonzuges.

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 Berggrenzung in sehr große Tiefen, so ist ihr Beitrag zur  $\Delta T$ -Anomalie zu vernachlässigen. Weiters sollen homogene und isotrope Magnetisierungsverhältnisse vorliegen. Unter diesen Voraussetzungen ergibt sich die  $\Delta T$ -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
$\beta$	... Richtung einer eventuellen remanenten Magnetisierung
$\alpha_0$	... Hangneigung

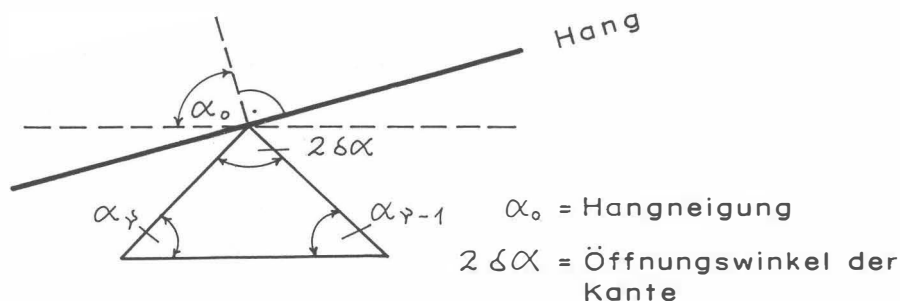


Abb. B2: Modellannahme zur Berechnung von magnetischen Anomalien eines Bergkammes.

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

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

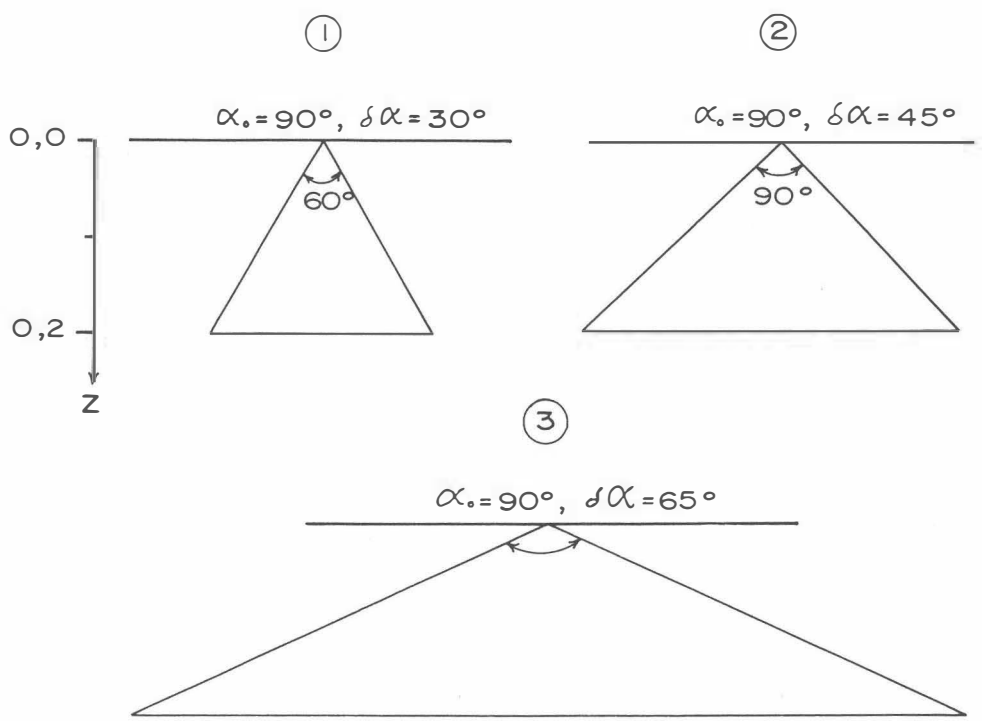
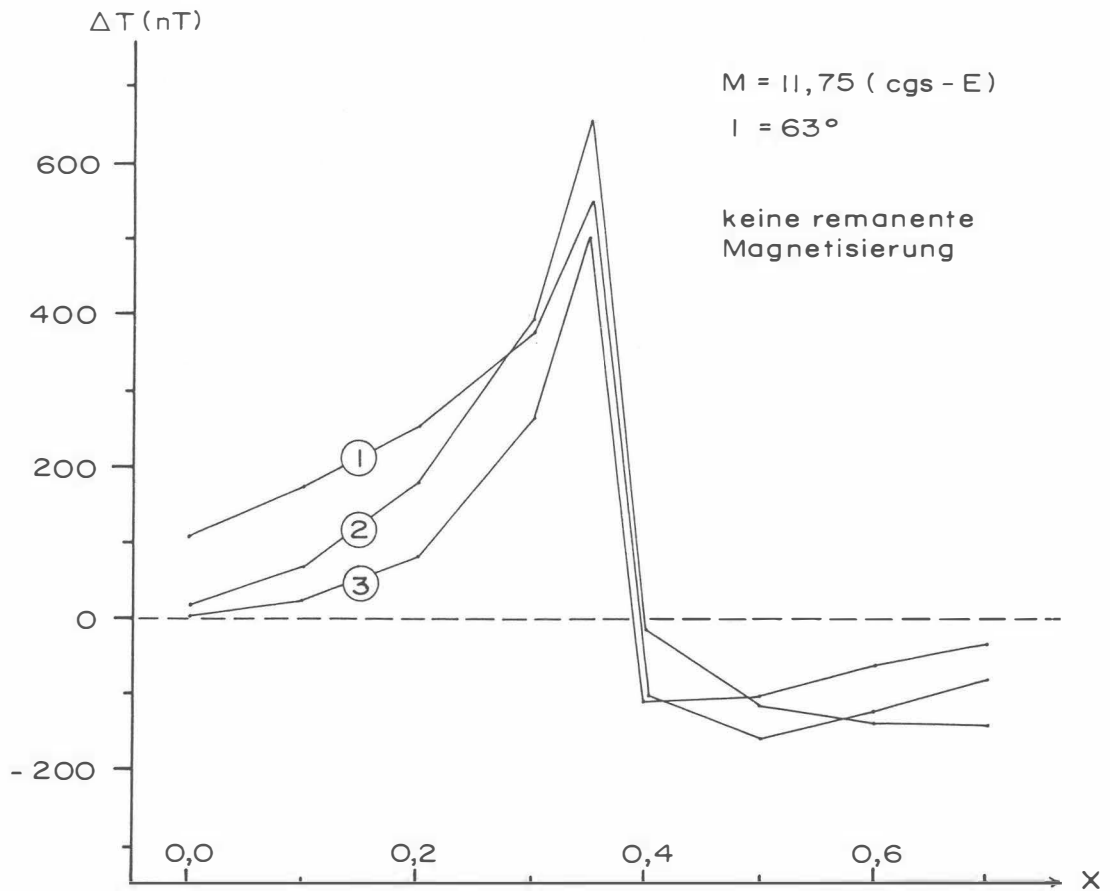


Abb. B 3: Der Einfluss des komplementären Öffnungswinkels ( $2\delta\alpha$ ) einer Kante auf die  $\Delta T$ -Anomalie,  $\alpha_0 = 90^\circ$ .

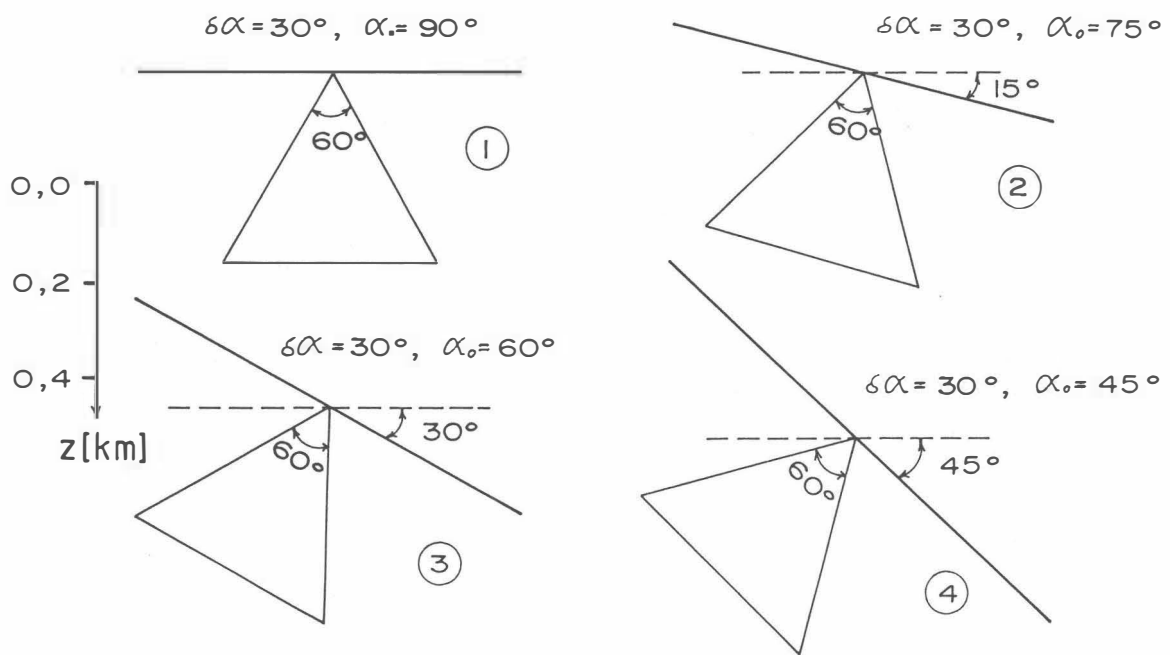
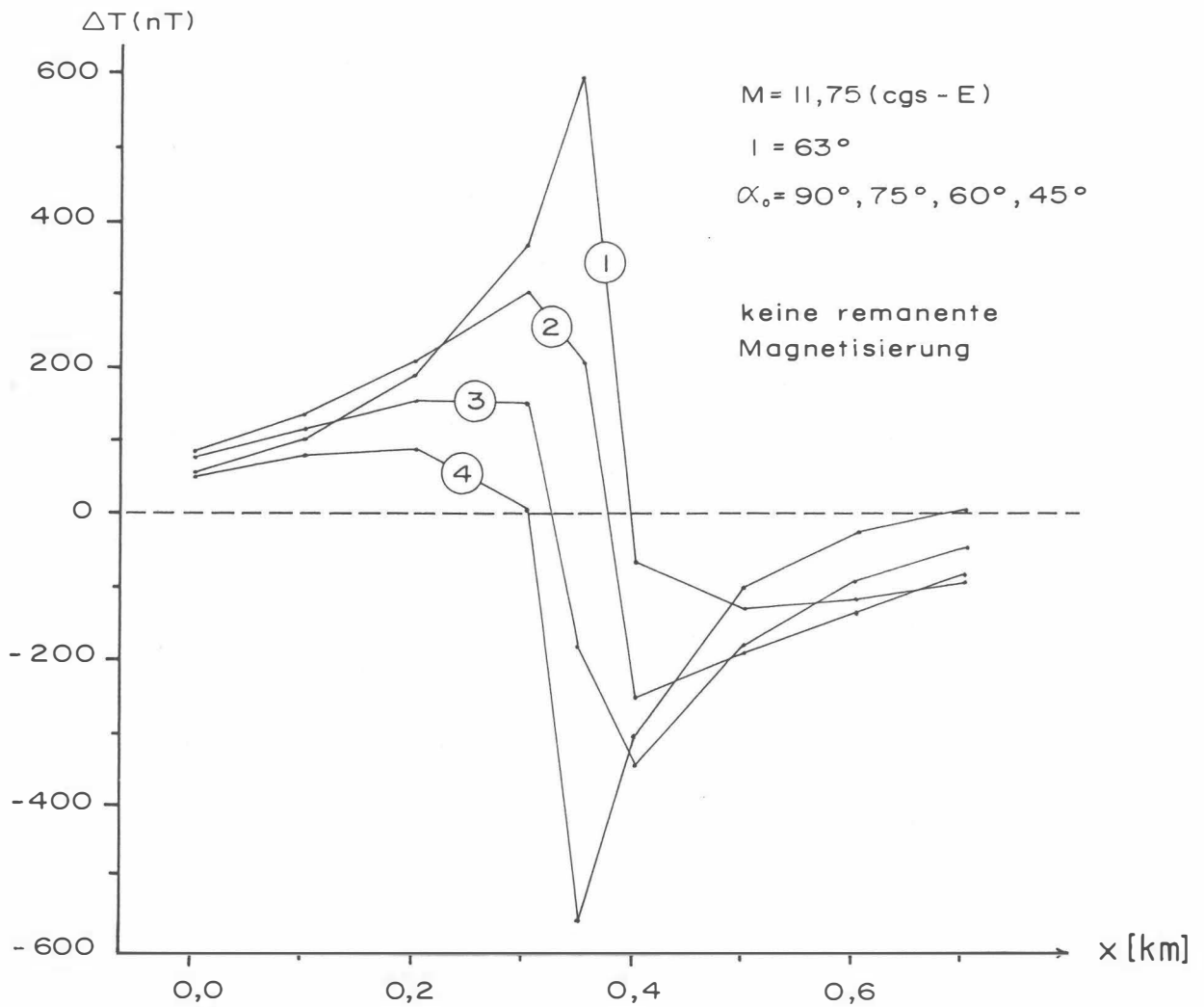
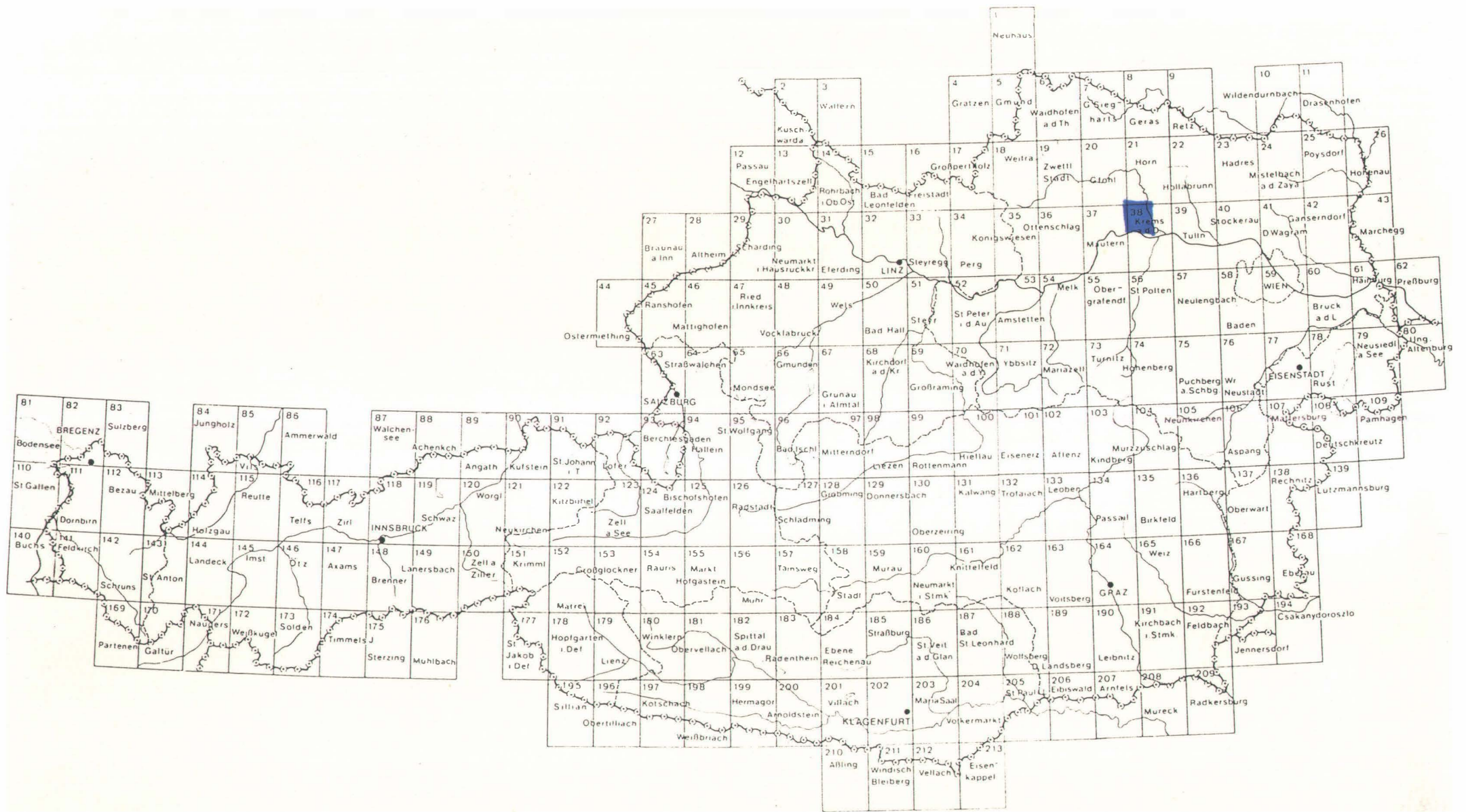
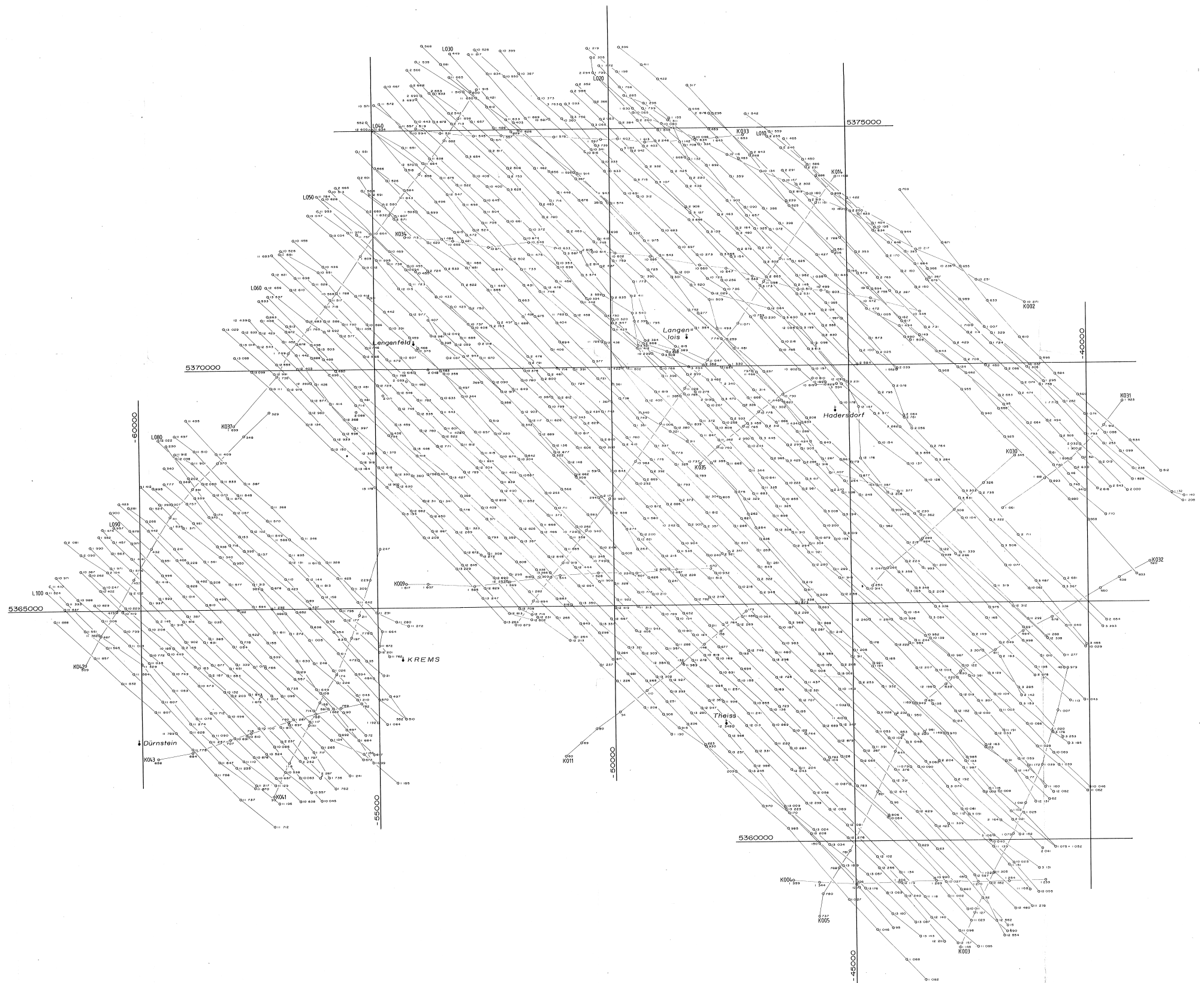



Abb. B 4 : Der Einfluss der mittleren Boden­neigung ( $\alpha_0$ ) auf die  $\Delta T$ -Anomalie;  $\delta\alpha$  = komplementäre Öffnungswinkel, Z = Tiefe ( km )





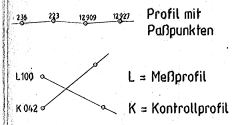


**AERO-GEOPHYSIK**  
**ÖSTERREICH**

Meßgebiet:  
**KREMSEB BUCHT**

Projekt-Nr.:  
**NC - 6/81**

Lageplan der Flugprofile



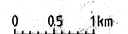
Anlagen-Nr.:  
**1**

Maßstab:  
**1 : 25 000**

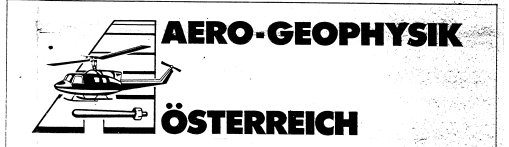
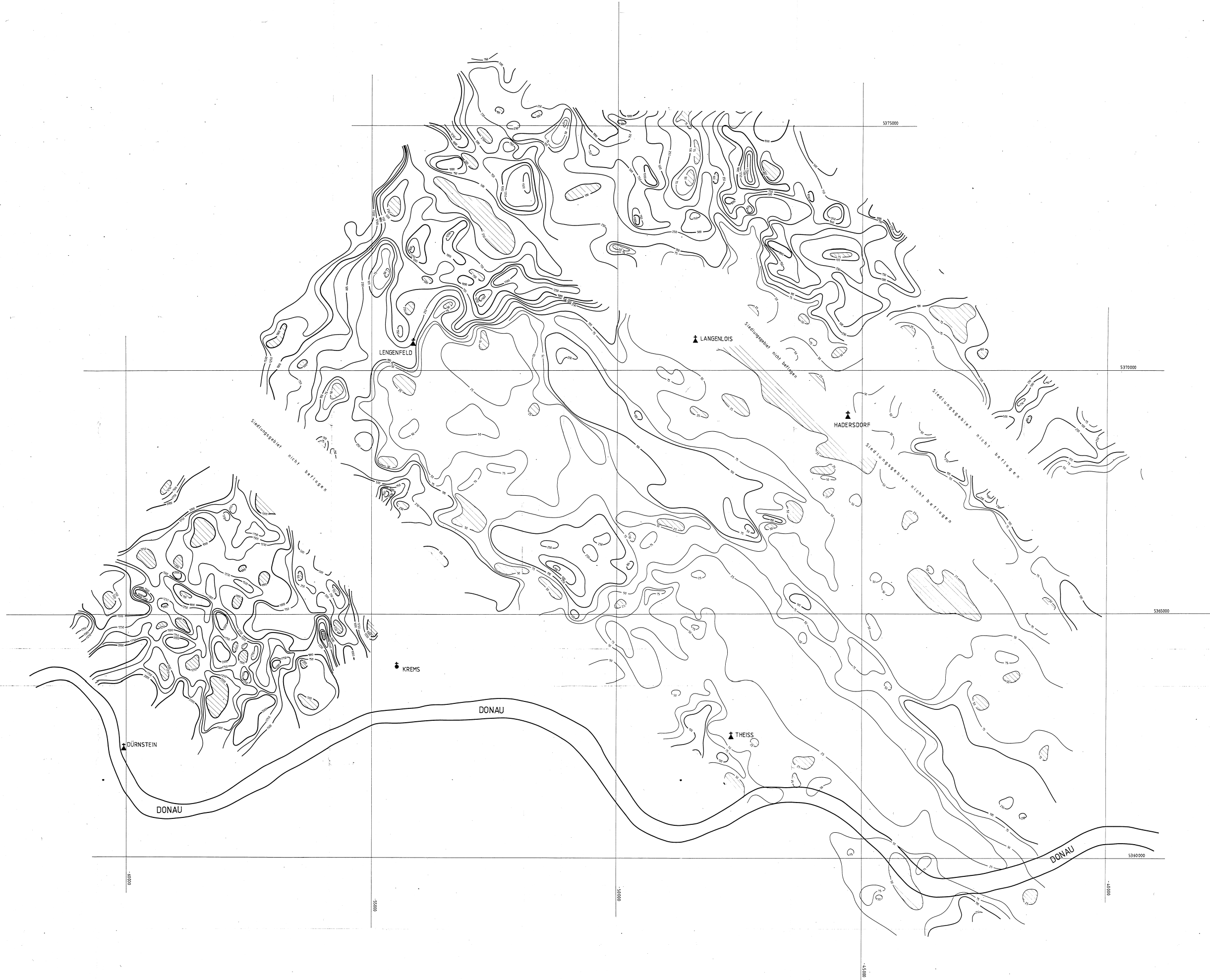
Koordinaten-System:  
Gauß - Krüger  
der österreichischen  
Luftbildkarte (Bezugs-  
meridian M 34)

Bearbeiter:  
Scherer, Strauß, Lechner,  
Hofstatter, Schindler,  
Rosa, Schindler, Lang,  
Schöberl, Grünig, Retz

0 0,5 1 km







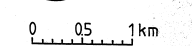
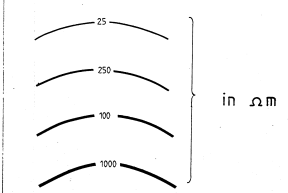
Meßgebiet: **KREMSER BUCHT** Projekt-Nr.: **NC-6d/81**

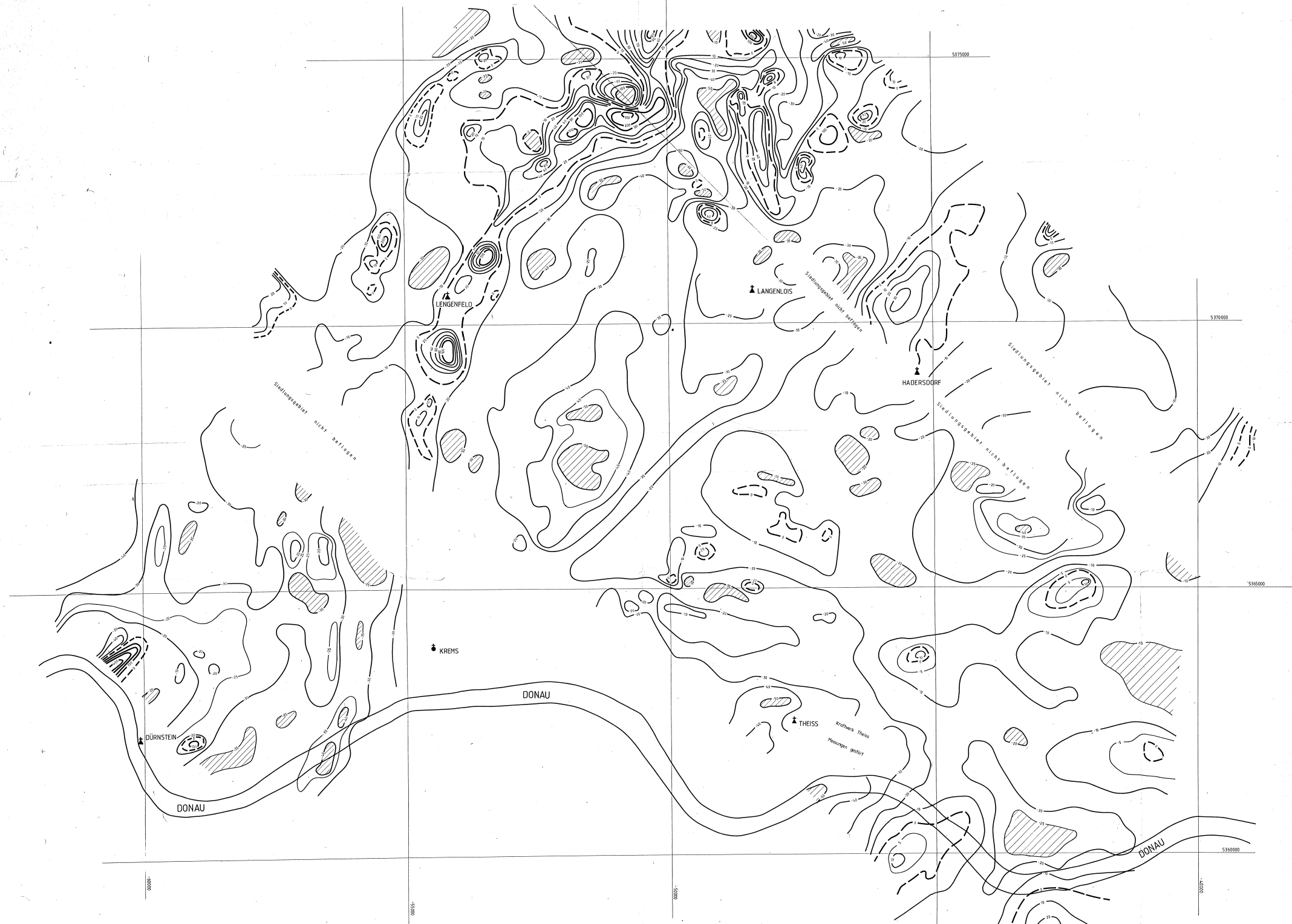
Isolinienplan **SCHEINBARER WIDERSTAND** Anlagen-Nr.: **2**


Maßstab: **1:25 000**

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

Bearbeiter: **Selbert, Stranz, Leobinger, Herdy, Eichberger, Wirths, Rosa, Staudinger, Langen, Schabus, Grünberg**

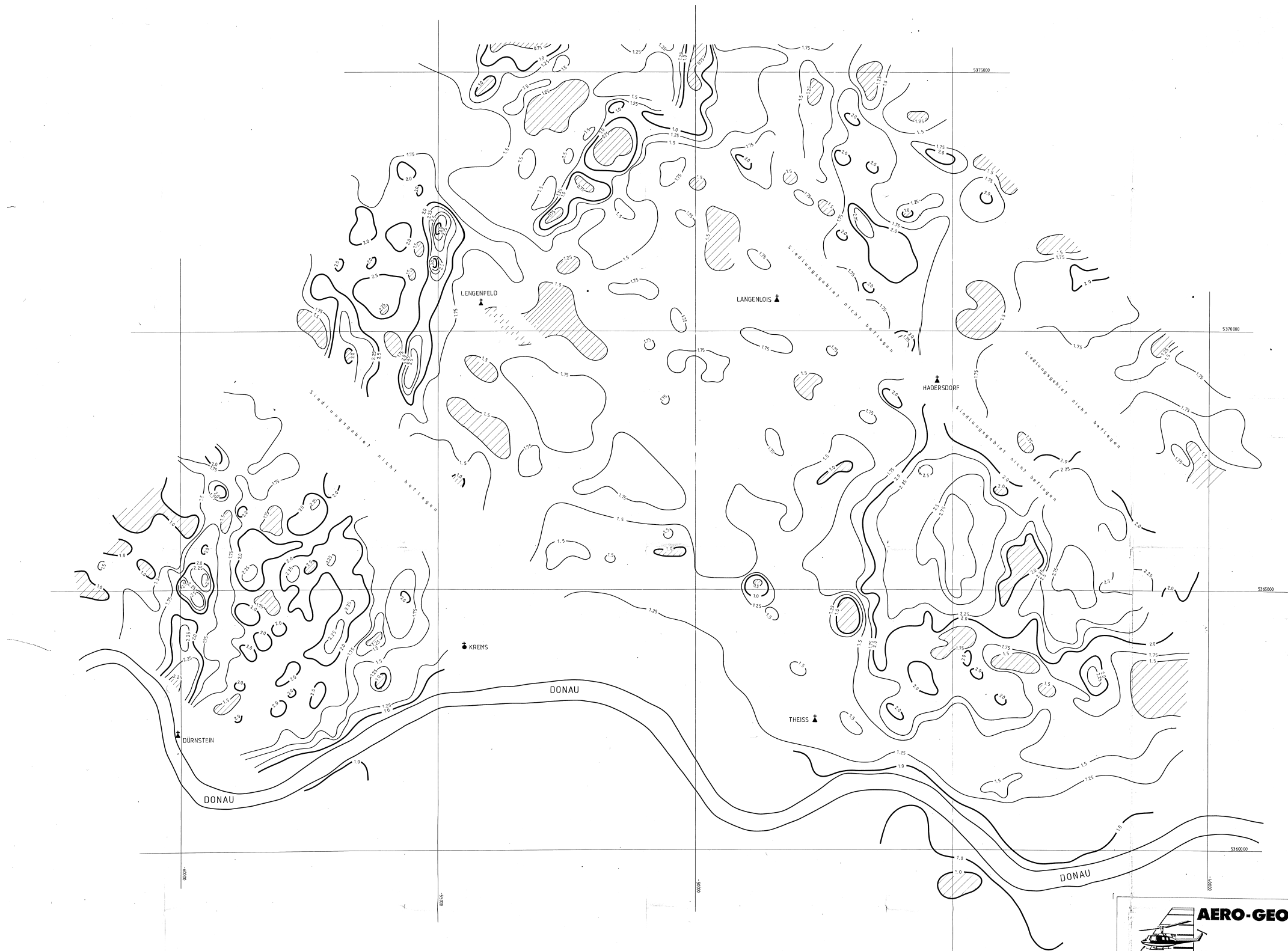



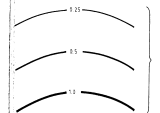

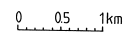


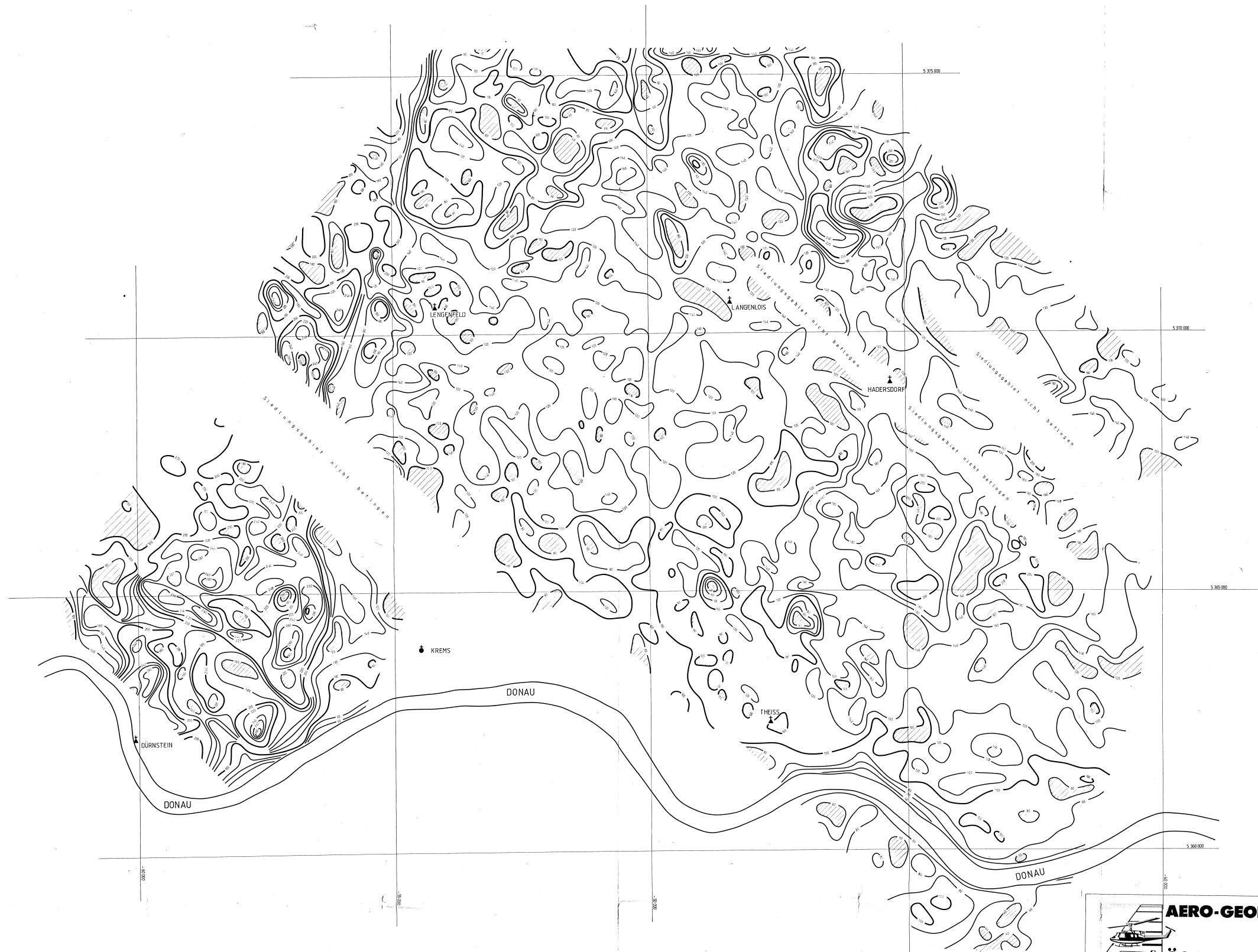


**AERO-GEOPHYSIK**  
**ÖSTERREICH**

Meßgebiet: <b>KREMSER BUCHT</b>	Projekt-Nr.: <b>NC-6d/81</b>
Isolinienplan <b>TOTALINTENSITÄT</b>	Anlagen-Nr.: <b>3</b>
<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 10px;"> <p>— 0 —</p> <p>— 5 —</p> <p>— 10 —</p> <p>— 100 —</p> </div> <div style="margin-right: 10px;"> <p>} in nT</p> </div> <div style="margin-right: 10px;"> <p>Minimum</p> </div> </div>	Maßstab: <b>1:25000</b>
<div style="text-align: center;"> <p>0 0.5 1 km</p> </div>	Koordinaten-System: Gauß-Krüger der österreichischen Luftbildkarte (Bezugsmeridian M34)
	Bearbeiter: Seiberl, Strauß, Lohmeyer, Herzig, Köchberger, Jelinek, Ross, Staudinger, Lang, Schabus, Gramann



 <b>AERO-GEOPHYSIK ÖSTERREICH</b>	
Meßgebiet: <b>KREMSER BUCHT</b>	Projekt-Nr.: NC - 6d/81
Isolinienplan Gammastrahlenspektrometrie (0.4 - 30 MeV) GESAMTSTRAHLUNG	Anlagen-Nr.: 4
	Maßstab: 1: 25 000
	Koordinaten-System: Gauß-Krüger der österreichischen Luftbildkarte (Bezugs- meridian M34)
	Bearbeiter: Seiberl, Strauß, Lebzagger, Hendy, Kuchberger, Wehrli, Rosa, Staudinger, Langner, Schubert, Grenngang, Reifaj



**AERO-GEOPHYSIK**  
**ÖSTERREICH**

Meßgebiet: **KREMSER BUCHT** Projekt-Nr.: **NC-6d/81**

Isolinienplan  
 Gammastrahlenspektrometrie  
 (1.36 - 1.56 MeV)  
 KALIUM (<sup>40</sup>K)

Anlagen-Nr.: **5**

Maßstab: **1 : 25 000**

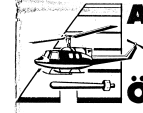
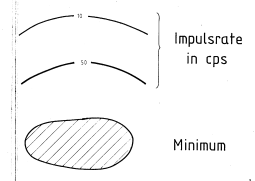
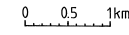
Koordinaten-System:  
 Gauß-Krüger  
 der österreichischen Luftbildkarte (Bezugsmeridian M 34)

Bearbeiter:  
 Seibel, Strauß, Lebrunner,  
 Herdy, Fuchsberger, Lang, Röss,  
 Wallek, Stadlger, Drömer,  
 Schöber, Scherzer, Hahj


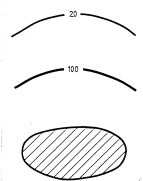
Impulsrate in cps  
 Minimum

0 0.5 1km



 <b>AERO-GEOPHYSIK ÖSTERREICH</b>	
Meßgebiet: <b>KREMSER BUCHT</b>	Projekt-Nr.: NC - 6d/81
Isoliniendiagramm Gammastrahlenspektrometrie (1.67 - 1.87 MeV) URAN ( <sup>214</sup> Bi)	Anlagen-Nr.: 6
	Maßstab: 1: 25 000
	Koordinaten-System: Gauß-Krüger der österreichischen Luftbildkarte (Bezugs- meridian M 34)
Bearbeiter: Seiberl, Strauß, Leinberger, Herzig, Köhlerberger, Wehrle, Resch, Staudinger, Langer, Schabus, Grönmang, Ratzl	



 <b>AERO-GEOPHYSIK</b> <b>ÖSTERREICH</b>	
Meßgebiet: <b>KREMSER BUCHT</b>	Projekt-Nr.: NC - 6d/81
Isolinienplan Gammastrahlenspektrometrie (2.42 - 2.83 MeV) THORIUM ( <sup>232</sup> Th)	Anlagen-Nr.: 7
	Maßstab: 1: 25 000
Impulsrate in cps	Koordinaten-System: Gauß - Krüger der österreichischen Luftbildkarte (Bezugs- meridian M 34)
Minimum	Bearbeiter: Seiber, Strauß, Leinberger, Herdy, Eitberger, Wehrle, Ross, Staufinger, Langer, Schabus, Gramng
