

Paper-ID: VGI_199002



Ein Weg zum Zentimeter-Geoid in Österreich

Gottfried Gerstbach ¹

¹ *Technische Universität Wien, Institut für Höhere Geodäsie und Geophysik, Abteilung Höhere Geodäsie, Gußhausstraße 27-29, A-1040 Wien*

Österreichische Zeitschrift für Vermessungswesen und Photogrammetrie **78** (1), S. 14–38

1990

Bib_TE_X:

```
@ARTICLE{Gerstbach_VGI_199002,  
Title = {Ein Weg zum Zentimeter-Geoid in {"0}sterreich},  
Author = {Gerstbach, Gottfried},  
Journal = {"0}sterreichische Zeitschrift f{"u}r Vermessungswesen und  
Photogrammetrie},  
Pages = {14--38},  
Number = {1},  
Year = {1990},  
Volume = {78}  
}
```



Ein Weg zum Zentimeter-Geoid in Österreich

Wie GPS und „Astro-geologisches Geoid“ das Nivellement ersetzen können

G. Gerstbach, Wien

Zusammenfassung

GPS-Phasenmessungen erreichen auf Strecken über 50 km bereits Genauigkeiten bis 10^{-7} (1 cm auf 100 km), die aber bei der Transformation ins Landessystem noch verlorengehen. Zur Umwandlung in orthometrische (Gebrauchs-)Höhen und für geophysikalische Aufgabenstellungen wäre ein dichtes Nivellement- und Schwerenetz (mindestens 20 km- bzw. 2 km-Raster) oder ein cm-Astrogeoid erforderlich. Im Gebirge ist der zweite Weg einfacher und etwa 20mal rascher (bis etwa 1995) durchführbar, wie die Erfahrungen aus der „Geoidstudie Wien“ und in Oberösterreich zeigen.

Die beachtliche Genauigkeit des österreichischen Geoids 1983/87 ($\pm 3-8$ cm/100 km) ließe sich zunächst durch einfache 3D-Modelle der Gesteinsdichte (Neigung geologischer Schichten) und etwa 50 GPS-Punkte verdoppeln. Um $\pm 1-2$ cm zu erreichen, wäre fast eine Verdoppelung der 700 Lotabweichungspunkte und daher eine neuerliche Zusammenarbeit der Hochschulen und des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (BEV) nötig. Ab 1995 könnte das aufwendige Präzisionsnivellement entfallen oder rein geodynamischen Untersuchungen dienen. Zu allen wichtigen Aspekten hiezu sind Vorarbeiten im Gange bzw. abgeschlossen; die 3 Testgebiete umfassen 20% der Fläche Österreichs. Eine großräumige GPS-Kampagne zur Bestätigung des cm-Geoids in Niederösterreich findet in diesem Frühjahr statt.

Summary

GPS phase observations nowadays can give accuracies of 10^{-7} (1 cm at 100 km point distance), but this long-range accuracy is lost by transformation into a national datum. Geodetic or geophysical use of GPS and computation of orthometric heights demand a very dense levelling and gravity network (at least 20 km resp. 2 km grid) or a 1 cm-astrogeoid. In the mountains the second method is easier and about 20 times faster (until approx. 1995), as shown by the experiences of the "Geoid Project Vienna" and in Upper Austria.

The present accuracy of the Austrian Geoid 1983/87 ($\pm 3-8$ cm/100 km) is remarkable, but can be doubled by simple 3D-models of rock density (inclination of geological layers) and by about 50 GPS stations. To get $\pm 1-2$ cm, 500 vertical deflection points should be added to the 700 points observed 1975-1986. Therefore again a cooperation between the Technical Universities (TU Vienna, Graz and Innsbruck) and the Federal Office for Metrology and Surveying (BEV) is necessary. After 1995 the expensive precise levelling can be discontinued or used for geodynamical investigations only. All important aspects of the "cm-Geoid" are presently investigated at the TU Vienna or are clarified already; the 3 test areas cover 20% of Austria. A great GPS campaign with about 25 stations over 8000 km² will take place in spring 1990, and should verify the concept described in this paper.

1. Methoden der Geoidbestimmung

Das Geoid ist als Niveaufläche in der Höhe des mittleren Meeresspiegel die wichtigste Höhenbezugsfläche der Geodäsie. Wegen der Etablierung satellitengestützter Höhensysteme hat seine genaue Festlegung, die lokale und regionale Geoidbestimmung, im letzten Jahrzehnt eine starke Bedeutung erlangt. Weitere Gründe hierfür liegen in Genauigkeitssteigerungen der terrestrischen und Satellitengeodäsie, supranationalen Netzverbindungen, geophysikalischen Fragestellungen, Automatisierung und Verdichtung astrogeodätischer und gravimetrischer Messungen sowie den modernen Hilfsmitteln von Mathematik und EDV (Kollokation, Fast Fourier Transform, Datenbanken ...).

In nächster Zukunft erreicht das Globale Positionierungssystem GPS im mittleren Entfernungsbereich durch die Zwei-Frequenz-Phasenmessung Relativgenauigkeiten von 10^{-7} (1 cm auf 100 km Punktentfernung). Großräumig werden sogar einige 10^{-8} (cm/1000 km) erzielt (Beutler und Blewitt et al. 1988). Daher weckt GPS einen weltweiten Bedarf an „cm-Geoid“-Bestimmungen (Denker et al. 1988, Erker 1987, Höggerl et al. 1987). Denn um aus rein geometrischen, dreidimensionalen Koordinatendifferenzen terrestrisch brauchbare Höhen zu erhalten, sind ellipsoidische Höhen h mittels Geoidundulationen N in orthometrische Höhen H umzuwandeln (Abb. 1).

$$H = h - N \tag{1}$$

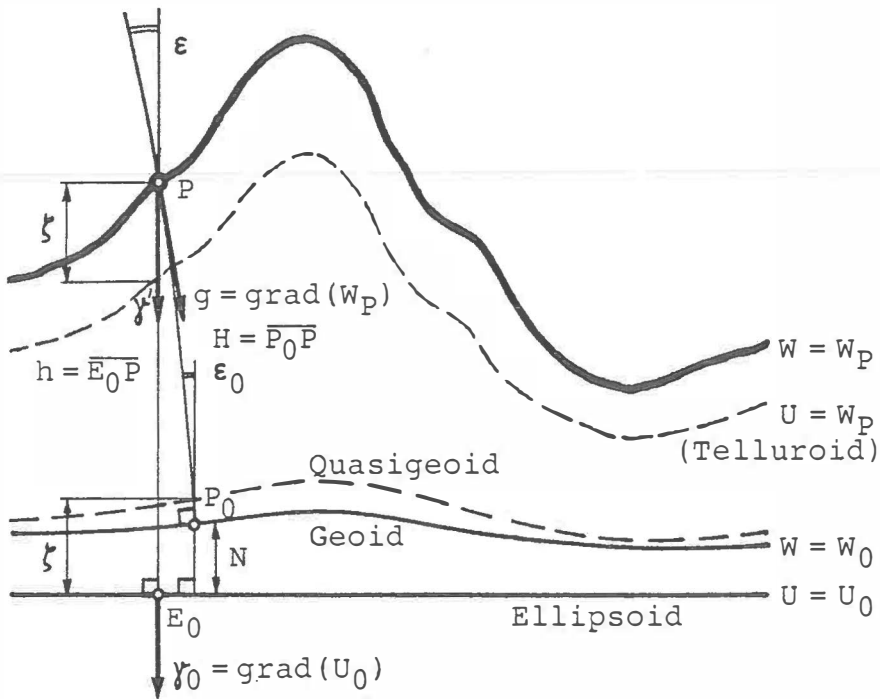


Abbildung 1: Höhen, Geoid, Lotabweichung und Schwerepotentiale

Der globale Geoidverlauf (Mittelwert von $|N|$ etwa 30 m, Österreich 44.9–54.1 m) ist durch Satellitenmethoden auf ± 1 m bekannt. Lokale Verfeinerungen werden durch astrogeodätische oder gravimetrische Geoidbestimmung (aus Lotabweichungen oder Schweremessungen) ermittelt. So ergibt sich der Geoidanstieg zwischen zwei Punkten P_1 und P_2 aus dem Wegintegral der Lotabweichung ϵ_0 am Geoid,

$$\Delta N_{12} = N_2 - N_1 = -\int_1^2 \epsilon_0 ds = -\int_1^2 \epsilon ds + \int_1^2 (\epsilon - \epsilon_0) ds \tag{2}$$

welches durch Interpolationsverfahren angenähert wird. Der letzte Term (Lotkrümmung) ist im Flachland vernachlässigbar und wird im Gebirge aus dem Geländeeinfluß oder der „orthometrischen Korrektur“ des Nivellements berechnet (Heiskanen/Moritz = He/Mo 1967). Abweichungen der Gesteinsdichte vom angenommenen Wert können Höhenfehler von einigen mm pro km verursachen, die aber in (1) bei Verwendung derselben Dichte für N herausfallen, siehe (To 1977).

Hievon sind die in Osteuropa verwendeten „Normalhöhen“ H^n frei, welche mit dem (physikalisch jedoch bedeutungslosen) „Quasigeoid“ (ζ) zusammenhängen.

$$H^n = h - \zeta, \quad \Delta\zeta_{12} = -\int_1^2 \varepsilon \, ds + \text{Normalkorrektion.} \quad (3)$$

Hier wird die an der Erdoberfläche bestimmte Lotabweichung ε integriert. Ihre in das Profilazimut α fallenden Beträge folgen aus den nördlichen und östlichen Komponenten,

$$\varepsilon = \xi \cos \alpha + \eta \sin \alpha \quad (4)$$

die ihrerseits aus der Differenz astronomisch gemessener und geodätisch berechneter (ellipsoidischer) Breiten und Längen folgen.

Die Wegintegrale dieser „Astro-geodätischen Geoidbestimmung“ (2, 3) können bei dichten Messungen (Punktabstände < 10 km) durch lineare Interpolation

$$\Delta\zeta_{12} \approx -\int_1^2 (\varepsilon_1 + \frac{\varepsilon_2 - \varepsilon_1}{s_{12}} s) \, ds = -\frac{1}{2} (\varepsilon_1 + \varepsilon_2) s_{12} \quad (3a)$$

gelöst und in einem flächenhaften Höhennetz ausgeglichen werden, dessen Relativgenauigkeit etwa mit der Wurzel der überbrückten Distanz S_{ik} abnimmt.

$$\sigma(\zeta_i - \zeta_k) \approx \pm c \sqrt{S_{ik}(\text{km})}. \quad (3b)$$

Die Konstante beträgt z. B. auf Basis der norddeutschen TP-Punkte 1. Ordnung (Lotabweichungen alle 20–30 km) nach (To/Bä 1985) 6 mm, im Wiener Becken bei 5 km engem Quadratraster (Br/Ge 1983) aber nur 1.5 mm. Geoidbestimmungen im Gebirge oder Genauigkeitsansprüche über 10^{-6} erfordern Interpolationen in einem geglätteten Schwerefeld – siehe Kapitel 4 – mit Geoidflächenpolynomen (Ge 1988) oder Methoden wie Splines, Prädiktion nach kleinsten Quadraten (Mo 1980), gravimetrische Lotabweichungsinterpolation (He/Mo 1967) oder Fast-Fourier-Transform (We 1989). Durch die modernen EDV-Hilfsmittel ist die Glättung der Lotabweichungen in einem dreistufigen Remove-Restore-Prozeß (Mo 1980), (Sü 1987) üblich geworden:

- Reduktion wegen Topografie (bzw. auch Isostasie, geolog. Einflüsse),
- Interpolation im geglätteten Feld und Berechnung des zugehörigen Cogeoids
- Restitution (Wiederaufsetzen) der Reduktionsmassen und Übergang zum (Quasi-)Geoid.

Diese 3 Schritte lassen sich in einem zusammenfassen, wenn die speziellen Eigenschaften des Schwerepotentials auf Berghängen zu einer nichtlinearen Lotabweichungsintegration benutzt werden (siehe spätere Formel 12). Dadurch kann die Genauigkeit von (3a, b) auch im Hochgebirge auf 10^{-6} gesteigert werden (Ge 1984, Ge 1988).

Wieweit die Berücksichtigung geologischer Einflüsse (unterirdische Änderungen der Gesteinsdichte) nützlich ist, wird im Kapitel 4 und 5 dieser Arbeit untersucht. Im Hochgebirge dürften oft Untergrundstrukturen von 2–5 km Größe auftreten, da die Kovarianz-Halbwertsbreite alpiner Schwerereprofile etwa 3–4 km beträgt.

Die gravimetrische Geoidbestimmung umfaßt eine zweite Gruppe von Methoden, denen Schweremessungen in flächenhafter Verteilung zugrundeliegen. Durch Vergleich der Meßwerte g mit der theoretischen Schwere γ (jeweilige Schwere γ_0 am Erdellipsoid minus Freiluftgradient mal Punkthöhe) erhält man Schwereanomalien,

$$\Delta g = g - \gamma = g - (\gamma_0 - 0.3086 H) \quad (5)$$

wobei Δg (bzw. der Gradient) in Milligal (pro Meter) gelten, $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$. Die „Freiluftanomalien“ Δg können etwa 150 mGal (0.015% der Schwere) erreichen und korrelieren lokal mit der Punkthöhe (bei topografischer Reduktion über den „Bouguergradienten“

Leistungen, die Grenzen sprengen



ware

So lösen Sie jedes Ihrer Meßprobleme

Freie Stationierung, Koordinatenbestimmung, Absteckung nach Koordinaten, Spannmaßbestimmung...

Bietet Ihr Tachymeter für jedes Meßproblem die maßgeschneiderte Lösung?

Wenn für Sie beim Kauf eines elektronischen Tachymeters die Leistungsfähigkeit der Software das entscheidende Kriterium ist, dann führt an den Elta der Baureihe E von Carl Zeiss kein Weg vorbei. Die integrierte praxisgerechte Soft-

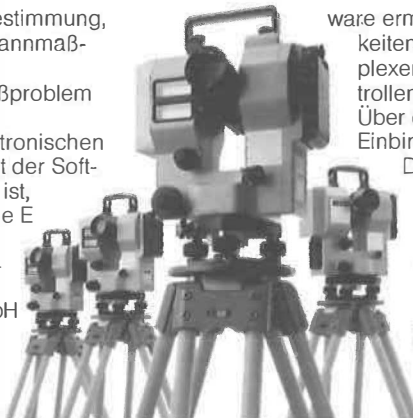
ware ermöglicht universelle Einsatzmöglichkeiten, hohe Flexibilität auch bei komplexen Meßaufgaben und Ergebniskontrollen bereits am Meßort.

Über die Schnittstelle RS 232 C ist die Einbindung in DV-Systeme gewährleistet.

Damit ist ein elektronisches Tachymeter Elta von Carl Zeiss die wirtschaftliche Lösung. Und auch, weil Sie mit ihm sofort messen können...



Zeiss Österreich GmbH
Rooseveltplatz 2
1096 Wien
Tel. 02 22-42 36 01
FAX 02 22-43 44 24



BAU-REIHE E
Zukunftswesende
Elektronik im
Vermessungswesen

Übersichtliche Vierfach-LC-Displays

Praxisgerechte Anwenderprogramme

Geringes Gewicht

3 großflächige Bedientasten

Schlankes Hochleistungsfernrohr

0.112 mGal/m). Sie hängen über eine Differentialgleichung mit dem Störpotential der Erdkrustenstruktur zusammen, woraus sich nach einer Reihenentwicklung das Molodenskij-Integral für die Quasigeoidhöhe

$$\zeta_i = \frac{R}{4\pi\gamma_m} \iint (\Delta g(\psi, \alpha) - \frac{\partial \Delta g}{\partial H}(H-H_i)) S(\psi) d\sigma \quad (6)$$

ergibt. Es ist über die ganze Erde (Abstand Ψ bis 180°) zu erstrecken, sodaß die Δg auch für entfernte Bereiche nötig sind, zumindest als $1 \times 1^\circ$ Mittelwerte.

Weil die Stokes-Funktion $S(\Psi)$ für $\Psi \rightarrow 0$ gegen ∞ geht (Abb. 2), sind die Berechnungspunkte P_i von zahlreichen Meßpunkten zu umgeben, etwa 20–100 pro 100 km^2 (He/Mo 1967), (De 1989).

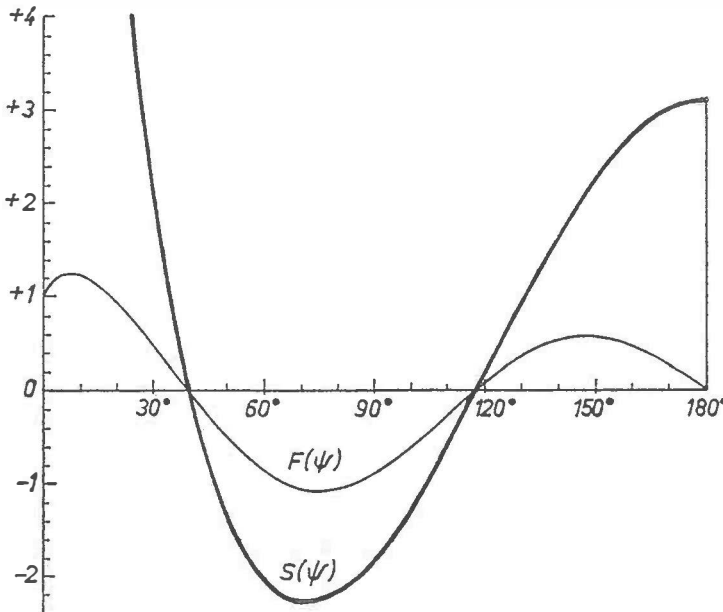


Abbildung 2: Stokes-Funktion $S(\Psi)$ und $F(\Psi) = 1/2 S(\Psi) \sin \Psi$

Die Umrechnung von ζ auf Geoidhöhen N kann mit digitalen Gelände- bzw. Dichtemodellen oder genähert mit der Bouguer-Schwereanomalie Δg_B erfolgen,

$$\zeta - N \doteq - \Delta g_B \sqrt{\bar{H} \cdot H_i} \approx 0.08 \sqrt{\bar{H}^3 \cdot H_i} \quad (7)$$

wobei \bar{H} die mittlere Geländeöhe in jenem Umkreis ist, der dem mittleren Abstand zwischen Haupttal und Gebirgskamm entspricht (Ge 1988). In den Zentralalpen besitzt (7) Genauigkeiten von rund 2 cm pro km Höhe. Entlang des Hauptnivelements leitet Bretterbauer für (7) eine Parabelfunktion ähnlicher Genauigkeit ab; orthometrische Höhen (1) lassen sich über seine „natürlichen Höhen“ sogar auf $\pm 2 \text{ mm/km}^2$ approximieren (Br 1987).

Zur direkten Berechnung von N kann das „Stokes-Integral“ dienen, welches denselben Aufbau wie (6) ohne den zweiten Term besitzt. Statt der Schwereanomalien Δg an der Erdoberfläche (5) sind solche am Geoid (Δg_0) zu berechnen, wobei der Einfluß der topografischen Reduktion (rechnerische Geländebeseitigung) anschließend als „indirekter Effekt“ wieder aufzusetzen ist.

Für praktische Geoidbestimmungen wurde (6) verschiedenartig modifiziert, u. a. zum „gravimetrischen Nivellement“ zwecks Erreichung hoher Relativgenauigkeiten im lokalen Bereich (To 1977), zur Residual-Gravity-Methode (Kl et al. 1987), oder in Hinblick auf Datenauswahl und Filterung (De et al. 1988).

Eine kombinierte Geoidbestimmung aus Lotabweichungs- und Schweremessungen ist durch Kollokation nach kleinsten Quadraten möglich (Sü 1987). Beide Datentypen hängen ja mit der Ableitung des Störpotentials $T = W - U$ (Abb. 1) nach den geografischen Koordinaten (B, L) bzw. in der Vertikalen (r) zusammen,

$$\xi = -\frac{1}{\gamma r} \frac{\partial T}{\partial B}, \quad \eta = -\frac{1}{\gamma r \cos B} \frac{\partial T}{\partial L}, \quad \Delta g = -\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{2T}{r} \quad (8)$$

sodaß sich durch Inversion der Verlauf von T ermitteln läßt. Wegen der Meß- und Modellfehler ist eine empirische Kovarianzfunktion der Δg notwendig. Sie hängt stark vom Arbeitsgebiet ab und ist sorgfältig zu bestimmen, denn globale Modelle unterschätzen die lokalen Gebirgseinflüsse um das zehnfache! Bei 2 km Wellenlänge summieren sich einige cm, im Gegensatz zu den in (De et al. 1988) genannten 3 mm.

Wie im folgenden Kapitel gezeigt wird, ist die Einbeziehung von Schweredaten in eine Kombinationslösung nach (8) nur dann sinnvoll, wenn mindestens zehnmals mehr Gravimeter- als Lotabweichungspunkte vorliegen. Andernfalls steht dem erhöhten numerischen Aufwand kein merklicher Genauigkeitsgewinn gegenüber.

GPS-Messungen entlang von Nivellementlinien können durch Umkehrung von (1) wesentlich zur Geoidbestimmung beitragen (De 1989), (Hö 1987). Wegen der hohen Genauigkeit eignen sie sich (nach Klärung gewisser Trendeffekte) sogar als Fixpunkte von Geoidnetzen – siehe Kapitel 6. In Küsten- und Meeresgebieten sind Kombinationen der o.a. Methoden mit Satelliten-Altmetrie (Radarhöhenmessung) günstig. In naher Zukunft werden solche Messungen auch über Inlandeis möglich sein.

2. Astro-geodätisches oder gravimetrisches Geoid?

Um das Nivellement mittelfristig durch GPS und Geoid ersetzen zu können (1), muß

a) das Meßprogramm zur Geoidbestimmung ökonomisch oder schon abgeschlossen sein,

b) das Geoid flächendeckend bestimmbar und

c) entlang der Täler und Siedlungsgebiete etwa 1 cm/50 km genau sein.

Die Eigenschaften der beiden konkurrierenden Methoden sind sehr verschieden:

Eigenschaft	Astrogeoid (Lotabw.)	Grav. Geoid (Schweremess.)
Messung, Dauer	(noch) aufwendig ($3/4-1$ St.)	relativ einfach (ca. 15 Min.)
Nötige Punktzahl	gering	hoch
Randeffekt (Landesgrenze)	kaum	merklich
Instrument	Astrolab; Zenitkamera	Relativgravimeter
Meßgenauigkeit	$\pm 0.1-0.5''$ (10^{-6})	± 0.01 mGal (10^{-8})
Einschränkungen	klare Nacht; Festpunkt	Nivellement-Anschluß
Gebirgseinflüsse	gut eliminierbar (DGM oder Hangformel 12)	genaueste Geländemodelle nötig
Einfluß geolog. Schichten	mittelgroß und quasizufällig (bis $\pm 3''$)	groß und systematisch (bis 20 mGal)

Tabelle 1: Astrogeodätische und gravimetrische Geoidbestimmung

Hinsichtlich Anschlußmessungen (Referenz- bzw. Hauptschwerpunkt zur Vermeidung systematischer Fehler) sowie der Transportierbarkeit im Gebirge sind die Verfahren gleichwertig. Die automatische Registrierung der Meßdaten ist gegeben. Die aufwendige astro-visuelle Messung (Astrolab ca. 1 Stunde; Komparator einige Stunden) wird ab etwa 1995 durch CCD-Technik bzw. digitale Bildverarbeitung automatisierbar sein – für das in Kapitel 7 vorgeschlagene Projekt zwar zu spät, doch übersteigen ohnehin die Wegzeiten den Zeitaufwand am Meßpunkt, besonders in der Gravimetrie.

Der größte Unterschied zwischen Astro- und gravimetrischen Geoidlösungen liegt im Einfluß von Gebirge und geologischer Schichtung (Kapitel 5). Lotabweichungen können einfach (Ge 1988) und relativ genau reduziert werden, weil sich viele Wirkungen kompensieren. Der systematische Einfluß von Schichtneigungen wird durch die Integration (2, 3) gut erfaßt. Ihre Schwerewirkungen sind hingegen auf bestenfalls ± 1 mGal berechenbar (Hö 1987), (To 1977), ferner wirken systematische Dichtefehler im Tal und am Berg mit verschiedenem Vorzeichen und mit Beträgen bis 20 mGal (Kl et al. 1987), (Me/St/Zy 1989). Insgesamt bleibt die Astro-Meßgenauigkeit fast erhalten, während jene der Gravimetrie von 100fachen Reduktionsfehlern überlagert wird. Daher liegen beide Verfahren lokal bei 10^{-6} , können aber wegen (3b) in weiträumigen Netzen 10^{-7} erreichen.

Ein direkter Genauigkeitsvergleich ist dem Verfasser nur vom Testnetz Westthar (To 1977) bekannt. Das Astrogeoid erreichte bei 18 km mittlerem Punktabstand ± 7 cm (bei 9 km ± 2 cm), die Gravimetrie bei etwa 5 km ± 14 cm. Daraus läßt sich idente Genauigkeit bei einem Punktverhältnis von 1:20 bis 1:40 vermuten – für ein „nicht-geologisches cm-Geoid“ über 1000 km² wären etwa 25 Lotabweichungen, aber 500–1000 Schweremessungen nötig.¹⁾ Letztere bedeuten einschließlich der Höhenbestimmung einen etwa 20fachen Zeitaufwand, der im Flachland (To/Bä 1985) auf das 10fache sinken dürfte.

In zwei neueren Astrogeoid-Projekten wird festgestellt, daß die Kombination mit fünf- bzw. zehnfach dichteren Schweredaten keine Verbesserung bringt (Sü 1987), (To/Bä 1985). Trotz dieser und vieler anderer Effekte spricht eine neuere Untersuchung (De et al. 1988) von Gleichwertigkeit zwischen Lotabweichungen und Gravimetrie sowie von Schwereanomalien der Genauigkeit 0.1 mGal! Obwohl die Studie für ganz Europa angelegt ist, dürften die Autoren nur flache Gebiete im Auge haben.

Das neue gravimetrische Quasigeoid Deutschlands (De 1989) weist bei Punktabständen von 2–3 km Genauigkeiten von ± 2 –10 cm pro 100 km auf. Im flachen Norden wäre daher mit GPS-Versteifung in 50 km-Abständen (Kapitel 6) das cm-Geoid fast erreichbar, im Mittelgebirge nur etwa ± 4 cm, überlagert von noch ungeklärten systematischen Effekten. Im Hochgebirge (österreichische Grenze) wären nach Beseitigung der Randeffekte ± 5 –10 cm möglich.

Das österreichische Astro-Geoid 1987 (Abb. 3) erreicht aus mittleren Punktabständen um 12 km etwa ± 5 cm/100 km (Sü 1987). Eine günstige Genauigkeitssteigerung bestünde in GPS-Punkten an den Knoten der Hauptnivellementslinien (ca. alle 50 km, siehe Kapitel 6), doch reicht die gegenwärtige Punktdichte (meist 5–10 Lotabweichungen pro 1000 km²) ohne 3D-Dichtemodelle dennoch „nur“ für ein 3 cm-Geoid.

Ein Vergleich letztgenannter Geoide (Abb. 3) an der deutsch-österreichischen Grenze ist durch die in (Sü 1987) publizierten Werte ζ -N möglich. Entlang der Gebirgs- und Innengrenze zeigen sich mittlere Differenzen von 208 ± 37 cm, die nach Abzug eines dreiparametrischen NNW-Trends auf ± 17 cm sinken. Die wahren Genauigkeiten dürften demnach an der Gebirgsgrenze ± 18 cm (D) und ± 6 cm (Ö) betragen, im Flachland die Hälfte davon. In den beiden „Halbinseln“ Berchtesgaden und Kleinwalsertal sind die Differenzen wegen gravimetrischer Randeffekte etwas größer.

¹⁾ Diese Aussage wird durch eine Detailstudie im tyrrhenischen Apennin bestätigt (Kl et al. 1987). Trotz Verwendung abgestufter Dichtemodelle erweist sich der gravimetrische Raster von $\bar{s} \approx 1.9$ km für ein genaues Geoid als etwas zu weitmächtig.

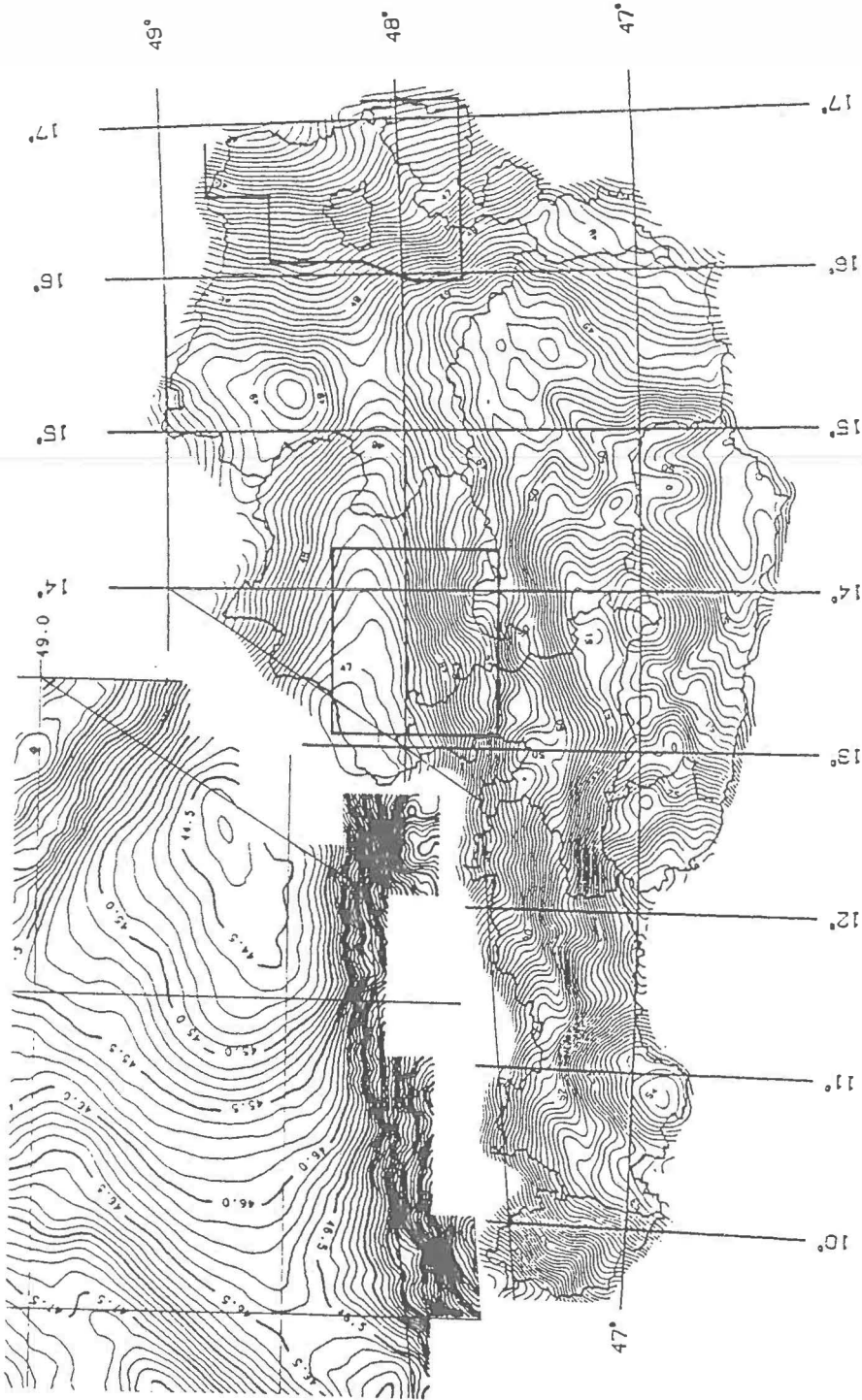


Abbildung 3: Österreichisches Geoid 1987 im System GRS 80, Äquidistanz 10 cm, basierend auf 683 Lotabweichungen im Bundesgebiet. Osten und Mitte: Testgebiete der geologischen Reduktion von Kapitel 4 und 5 (Geoidstudie Wien/Niederösterreich bzw. Salzkammergut/Attergau). Im Nordwesten gravimetrisches Quasigeoid Deutschlands (gleichmaßstäbiger Ausschnitt aus [Denker 1989]) und Vergleichslinie beider Geoiden an der Staatsgrenze (Kapitel 2).

Insgesamt erweisen sich Astrogeoiden als wirtschaftlicher, doch geben die in vielen Ländern bereits existierenden Schwerenetze aus geophysikalischen Projekten auch der Gravimetrie große Bedeutung. Für Gebirgsländer sind freilich Punktabstände von 1–2 km unerreichbar, während Astropunkte alle 7–10 km den Tälern folgen können. Damit ist das in Österreich und der Schweiz verfolgte Astrogeoid beispielgebend für mindestens ein Drittel aller Staaten.

3. Das österreichische Geoid 1983/1987

Grundlage der Geoidbestimmung sind 683 Lotabweichungen aus Arbeiten des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (BEV), der TU Wien (je etwa 40%) und der TU Graz. Die meisten Messungen erfolgten – mit kleineren Unterbrechungen – zwischen 1976 und 1986 und besitzen Genauigkeiten um $\pm 0.3''$. Der mittlere Punktabstand beträgt 12 km, ist aber nicht ganz einheitlich.

Das Geoid wurde auf zwei unabhängigen Wegen berechnet, die nach Transformation (Er 1987) auf ± 9 cm übereinstimmen: klassisch (2) von E. Erker (BEV) und mittels Kollokation (8) von H. Sünkel (TU Graz). Die folgenden Untersuchungen beruhen auf der zweiten Lösung (Sü et al. 1987), Abbildung 3.

Zur Glättung des Schwerefeldes durch den „Remove-Restore-Prozess“ (Kapitel 1) wurde ein digitales Geländemodell im Raster $11.25'' \times 18.75''$ (350×390 m) verwendet und auch die isostatische Kompensation der Erdkruste berücksichtigt. Statt der üblichen Gesteinsdichte $\bar{\rho} = 2.67$ g/cm³ wurde erstmals ein digitales Oberflächen-Dichtemodell im Raster $1.5' \times 2.5'$ verwendet. Es wurde 1984–1987 aus Gesteinsproben, gravimetrischen und Bohrloch-Daten erstellt und gliedert 62 geologisch-tektonische Einheiten in 12 Dichtestufen $2.0 \leq \rho \leq 2.85$ mit Genauigkeiten um ± 0.1 g/cm³ (Wa 1987).

Durch diese topografische Reduktion sinkt die mittlere Varianz der 2×683 Lotabweichungskomponenten von $30''^2$ auf $5''^2$, sodaß die Kollokation ein recht genaues Co-geoid ergibt. Durch Wiederanbringen der Reduktionsmassen folgen Geoid bzw. Quasi-geoid, deren Unterschiede (-2 cm bis $+56$ cm) mit der Kontrollformel (7) befriedigend übereinstimmen. Um das Geoid in möglichst absolute Lage zu bringen, wurden 24 Satelliten-Dopplerpunkte in Österreich und ein globales Schwerefeldmodell des Grades 180 (ca. 100 km Auflösung) mitverwendet.

Die mittlere Relativgenauigkeit der Geoidhöhen (Abb. 3) beträgt ± 5 mm $\sqrt{S_{km}}$, also ± 5 cm/100 km, jene von prädierten Lotabweichungen $\pm 0.8''$. Im Hochgebirge dürften die Fehler um etwa 50% größer, im Flachland etwas kleiner sein (Sü 1987).

Einen unabhängigen Genauigkeitstest erlaubt die gemeinsame GPS-Kampagne 1987 der TU Wien, der TU Graz und des BEV (Hö 1987). Von den 13 Punkten eines Testnetzes in den Kärntner Südalpen (Höhen 500 - 2200 m) sind 10 ans Nivellement und 2 trigonometrisch angeschlossen, sodaß über (1) ein Vergleich orthometrischer und GPS-Höhen möglich ist. Nach lokaler Transformation streuen die Differenzen um

$$\sigma_{\Delta H} = \pm 41 \text{ mm} = \sqrt{\sigma_h^2 + \sigma_H^2 + \sigma_N^2}, \quad \Delta H = H + N - h, \quad (9)$$

sodaß mit σ_h (GPS) = ± 25 mm und σ_H (Niv.) $\approx \pm 19$ mm ein Geoidfehler $m_N \approx \pm 26$ mm übrigbleibt. Die Fehlerabschätzung der Kollokation, die nach (3b) bei einem Netzdurchmesser von 30 km $\sigma_N \approx \pm 5$ mm $\sqrt{15} = \pm 19$ mm erwarten läßt, ist daher plausibel.

Künftig kann das Geoid Österreichs noch auf 3 Wegen verbessert werden: durch weitere Verdichtung der Lotabweichungspunkte, mit GPS nach (1) und vor allem durch dreidimensionale Gesteinsdichtemodelle. Der 400 m-Geländehöhenraster ist hingegen ausreichend, wenn die topografische Reduktion mit Schrägprismen, mit der „Zweipunkt-methode“ oder über FFT erfolgt (Ge 1984, S. 91), (We 1989).

Die Zukunft im Auge



NEU
TOPCON GTS-4



TOTAL-
STATIONEN
THEODOLITE
NIVELLIERE
LASER

GENERALVERTRETER:

İPECAD

Ges.m.b.H. & CoKG

Czerningasse 27

A-1020 Wien

Tel. 0222/24 75 71-0 Fax 0222/24363622 Telex 136790

HARDWARE
SOFTWARE
CAD

Bringing future into focus



4. Präzisionsgeoid durch geologische Reduktion

Die Verwendung des Oberflächen-Dichtemodells (Sü 1987), (Wa 1987) bei der Geländereduktion erhöhte die Genauigkeit des österreichischen Geoids um etwa ein Drittel. Dies ergab sich aus Testrechnungen mit reduzierten Lotabweichungen, die H. Sünkel dem Verfasser 1986 zur Verfügung stellte und die Änderungen bis 3" aufwies. Auch die gravimetrische Untersuchung der oberen Erdkruste gewinnt durch lokale Dichtemodelle an Aussagekraft, wie Beispiele aus Vorarlberg (G. Walach in [Ge 1989a] S. 70) und den niederösterreichischen Kalkalpen (Me/St/Zy 1989) belegen.

Weitere Genauigkeitssteigerungen sind mit 3D-Dichtemodellen zu erwarten, also mit Informationen über den Verlauf der Gesteinsdichte im Erdinneren. Zwar werden solche Daten immer lückenhaft und teilweise hypothetisch sein, doch wäre bereits die Kenntnis der zwei größten Dichtesprünge bis 10 km Tiefe (meist zwischen tertiären und älteren Gesteinen sowie zum Kristallin der Böhmisches Masse) ein großer Vorteil. Sie können aus Bohrungen interpoliert, aus geologischen Beobachtungen erschlossen oder gravimetrisch berechnet werden. Die Basisdaten sind in Österreich schon großteils vorhanden (Ge 1989a, S. 273–287).

Als Testgebiet dient die „Geoidstudie Wien“ am Alpenostrand, wo seit 1981 geologische Daten in Projekte des Verfassers und seiner Diplomanden einfließen, sowie die Oberösterreichischen Kalkalpen, wo der Dichtesprung zu bzw. unter der Molasse genähert bekannt ist (Br/Ge 1983), (Du 1986), (Be/Ma 1980). Da in den nächsten Jahren österreichweit keine allzu detaillierten geologischen Analysen möglich erscheinen, beschränken sich die tabellierten Beispiele auf jeweils einen Dichtesprung. In den Testgebieten 1 und 2 ist es der Übergang von den Sedimenten des Wiener Beckens auf den Kalk- und Flyschuntergrund ($\Delta\rho \approx 0.4 \text{ g/cm}^3$) in 1–6 km Tiefe. Die topografische Reduktion erfolgte im Raster 350 x 390 m bis $r = 25 \text{ km}$, die geologische im 1.5 km-Raster bis durchschnittlich 15 km. Die Dichte der Sedimente wurde mit 2.0 bzw. ab 2 km Tiefe mit 2.2 g/cm^3 angesetzt, jene der Basis (Flysch, Kalk, Kristallin) mit 2.5–2.75 (Ge 1989 b). Die Lotabweichungen wurden je zur Hälfte vom Verfasser ($\pm 0.2''$) und von Diplomanden ($\pm 0.3''$) gemessen. Ihre (manchmal angezweifelte) hohe Genauigkeit beruht auf exakten Fehlermodellen und Elimination halbsystematischer Längen- und Temperatureffekte (Br/Ge 1983), (Fr 1989).

Wegen der hohen Punktdichte konnte ein einfacher Rechengang gewählt werden, der die Interpretation erleichtert: das Quasigeoid bzw. Cogeoid der jeweiligen Reduktionsstufe wurde nach Formel (3a) und anschließend Höhen-Netzausgleich berechnet, die Höhenlage durch eine Bedingung für die mittlere Höhe vierer Punkte fixiert. Der Verfasser adaptierte hierfür sein PC-Programm GEOID (Ge 1988) auf mehrere Reduktions- und Netzversionen. Die 6 tabellierten Netze unterscheiden sich durch die Auswahl aus jeweils 25 Punkten im 5 $\frac{1}{2}$ km-Raster. Der Gewichtseinheitsfehler $\bar{\sigma}$ gilt für den mittleren Punktabstand \bar{s} (5–11 km), σ_{ξ} für die mittlere Punktgenauigkeit. Die letzten zwei Spalten der Tabelle werden später (bei Formel 10) erläutert.

Die wichtigsten Schlußfolgerungen aus Tabelle 2 und 3 sind:

- einfache geologische Daten verbessern die topografische Reduktion um 30–50%.
- Bei Punktabständen unter 10 km wird dieser Effekt geringer; im Flach- und Hügelland wird das Geoid hierbei genauer als 5 mm.
- Punktabstände unter 8 km sind Vergeudung, außer bei unbekannter oder zu erforschender Geologie.
- Punktabstände unter 10 km bewahren auch bei linearer Lotabweichungsinterpolation (3a) die Meßgenauigkeit, da $\bar{\sigma} / \bar{s} \approx \pm 10^{-6} = \pm 0.2''$.

Tabelle 2: Geoidteil Südwest (Höhe 155–360 m) mit 9 Punkten (A), 13 (B), 25 (C)

\bar{s} (km) σ_{Netz} (mm)	11.1	8.1	5.4	11.1	8.1	5.4	25 Punkte 5.4 km (C) Polynom	
	$\bar{\sigma}_A$	$\bar{\sigma}_B$	$\bar{\sigma}_C$	$\sigma_{\zeta A}$	$\sigma_{\zeta B}$	$\sigma_{\zeta C}$	Grad 4	Grad 5
beob. Lotabweichung	±24.2	11.8	6.0	±13.2	6.8	4.1	±0.63"	0.47"
topogr. reduziert	±19.9	9.7	5.4	±10.8	5.6	3.6	±0.55"	0.36"
geolog. reduziert	± 9.1	6.3	5.1	± 5.0	3.6	3.5	±0.37"	0.36"

Tabelle 3: Geoidteil Nordost (Höhe 145–400 m) mit 10 Punkten (A, B), bzw. 25 (C)

\bar{s} (km) σ_{Netz} (mm)	10.6	10.5	5.8	10.6	10.5	5.8	25 Punkte 5.8 km (C) Polynom	
	$\bar{\sigma}_A$	$\bar{\sigma}_B$	$\bar{\sigma}_C$	$\sigma_{\zeta A}$	$\sigma_{\zeta B}$	$\sigma_{\zeta C}$	Grad 4	Grad 5
beob. Lotabweichung	±17.1	16.7	4.9	±11.0	10.7	4.1	±0.58"	0.51"
topogr. reduziert	±14.9	14.5	4.7	± 9.6	9.3	3.9	±0.50"	0.40"
geolog. reduziert	±11.9	11.6	4.5	± 7.6	7.4	3.7	±0.48"	0.40"

Tabelle 2 und 3: Genauigkeitsmaße in Testgebieten der Geoidstudie Wien/Niederösterreich der TU Wien mit verschiedenen Netzvarianten (9-25 Punkte) und Reduktionen. Lotabweichungen aus (Br/Ge 1983) und (Du 1986).

Das nächste Kapitel enthält weitere Testrechnungen im Mittel- und Hochgebirge, wo gesteinsbezogene geologische Tiefeninformation wie im Wr. Becken meist nicht vorliegt. Als Datenbasis dient das Lotabweichungsfile der österr. Geoidbestimmung 1987 (683 Punkte im durchschnittlichen Abstand von 10–15 km). Als Testgebiet werden 7000 km² im Salzkammergut gewählt, wo die Kalkalpen um 1000–2000 m steil ins Alpenvorland abfallen.

Bei Punktabständen über 10 km ist die einfache Vorgangsweise der Tabelle 2 und 3 nicht mehr zielführend, da die Lotabweichung im Gebirge von nichtlinearen Effekten dominiert wird. Daher wird das Geoid durch ein zweidimensionales Polynom $Z(x, y)$ approximiert, wobei x, y der nördliche und östliche Abstand vom Schwerpunkt des Gebiets sind und die Ableitungen $dZ/dx, dZ/dy$ den Lotabweichungen entsprechen. Für Grad 3 ergibt sich z.B.

$$Z = A_{00} + A_{10}x + A_{01}y + A_{20}x^2 + A_{11}xy + A_{02}y^2 + A_{30}x^3 + A_{21}x^2y + A_{12}xy^2 + A_{03}y^3 \quad (10)$$

$$\frac{dZ}{dx} = -\xi = A_{10} + 2A_{20}x + A_{11}y + 3A_{30}x^2 + 2A_{21}xy + A_{12}y^2 \quad (11a)$$

$$\frac{dZ}{dy} = -\eta = A_{01} + A_{11}x + 2A_{02}y + A_{21}x^2 + 2A_{12}xy + 3A_{03}y^2 \quad (11b)$$

Mit den gemessenen bzw. reduzierten ξ, η ergibt (11) die Bestimmungsgleichungen für die Koeffizienten A_{ik} des Niveauflächenpolynoms (10), welche mit Überbestimmung >50% nach kleinsten Quadraten zu berechnen sind. Das wechselseitige Auftreten gemischter Koeffizienten in (11a) und (11b) ist Ausdruck der aus (8) folgenden Bedingung

$d\ddot{x}/dy = d\eta/dx$ (He/Mo 1967) und versteift die Lösung merklich. Die rechten Spalten der Tabellen 2 und 3 zeigen die Gewichtseinheitsfehler bei Polynomen des Grades 4 (14 Koeffizienten) und 5 (20 Koeffizienten) mit 72 bzw. 60% Überbestimmung (25 Punkte = 50 Gleichungen). Sie bestätigen die Schlußfolgerungen der linken Tabellenteile.

Ein zu (10) analoger Ansatz eignet sich übrigens hervorragend zur regionalen Interpolation von Netzklaffungen, wie sie in Zukunft vermehrt zwischen GPS, Gebrauchsnetz und Digitalkataster zu bearbeiten sind (Er 1989). Gegenüber herkömmlichen, an Operatsgrenzen un stetigen „Mascheninterpolationen“ oder Transformationen ist er wesentlich genauer bzw. flexibler. Eine Untersuchung hierüber ist in Vorbereitung.

5. Präzisionsgeoid mittels geologischer Übersichtskarte

Als Beispiel eines „geologischen Geoids“ auf Basis leicht zugänglicher Information soll das Gebiet Salzkammergut/Attergau zwischen den Breiten 47°36' und 48°18' und den Längen 13°05' und 14°15' dienen. Dieses 6800 km² große Rechteck zwischen Salzburg und Kremsmünster, dem Höllen- und dem Toten Gebirge enthält 36 Lotabweichungspunkte im durchschnittlichen Abstand von 14 km. Die Kalkalpen (Gipfelhöhen 1600–2500 m) fallen hier innerhalb von rund 5 km in die Täler des Molassevorlandes (250–500 m) ab.

Tabelle 4 zeigt die Genauigkeit der Polynomapproximation in diesem Testgebiet. Die fortschreitenden Reduktionsstufen bedeuten: Lotabweichungen gemessen; topografisch reduziert bis 10 bzw. 50 km Radius; bis 50 km incl. digitalem Dichtemodell; geologisch reduziert 40% bzw. 100% der Punkte (siehe später). Die Reduktion benützt einen Geländehöhenraster von 11.25 x 18.75" (ca. 350 x 390 m). Ab 18 km Radius bzw. für das DDM (Oberflächendichte der Gesteine zwischen 2.0 und 2.7 g/cm³, südlich des Testgebietes bis 2.85 g/cm³) dient ein gröberes Raster von 1.5' x 2.5' oder 2.8 x 3.1 km². Die Tabelle führt die mittlere Genauigkeit der Polynomapproximation (10) für jede Reduktionsstufe in verschiedenen Graden an, um die Wechselwirkung von Detailschärfe und Überbestimmung zu demonstrieren.

Grad des Polynoms Anzahl der Koeff. Überbestimmung	3	4	5	6	7	8	(Grad 1)			
	9	14	20	27	35	44	Mittel ± Std. Abw.	ξ	η	σ
gemessene Lotabw.			± 2.43"	2.24	2.26	2.21	+ 4.90	- 3.98	± 4.45"	
topogr. red. (10 km)		± 0.95"	0.82	0.72	0.65	0.61	+ 3.94	- 3.59	± 3.58"	
topogr. red. (50 mk)*)	± 0.93"	0.75	0.67	0.63	0.55		- 0.70	- 3.37	± 2.05"	
„ m. Dichtemod.*)	± 0.79"	0.70	0.64	0.63			- 1.15	- 3.23	± 1.74"	
geolog. red. 15 Pte. **)	± 0.66"	0.58	0.50	0.49			- 1.38	- 3.23	± 1.61"	
„ 36 Pte. **)	± 0.57"	0.51	0.44	0.44			- 1.30	- 3.26	± 1.47"	

Tabelle 4: Genauigkeitsmaße der Cogeoid-Approximation im Testgebiet „Salzkammergut“, 36 Punkte auf 6800 km²

*) Reduktion nach Sünkel/Kühtreiber (TU Graz Jänner 1990) bzw.

***) Reduktion vom Autor mittels Geolog. Karte 1:1 500 000 (Be/Ma 1980).

Während die wahre (gemessene) Lotrichtung wegen der lokalen Gebirgsinflüsse auch durch hohe Polynomgrade nicht genau darstellbar ist, verbessert die Reduktion der Lotabweichungen ihre Approximierbarkeit merklich: das Schwerefeld wird mit steigendem Modellradius immer glatter und läßt sich gut interpolieren. Zur Extrapolation eignen sich Polynome freilich weniger, da sie am Rand des Stützpunktgebietes zum Überschwingen

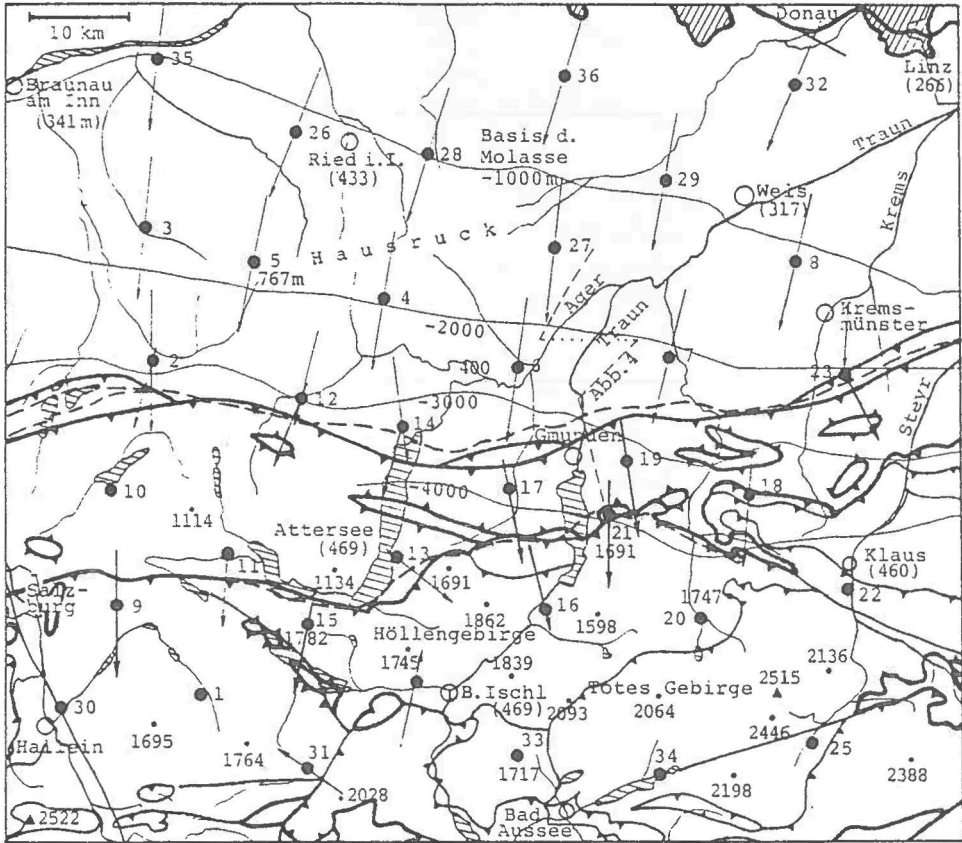


Abbildung 5: Ausschnittskizze der Geologischen Karte 1:1 500 000 [Be/Ma 1980] zwischen Salzburg und Linz ($47^{\circ}30' - 48^{\circ}20'$, $13^{\circ}02' - 14^{\circ}18'$) mit 36 Lotabweichungspunkten und deren Untergrund-Neigungsvektoren (Formel 14, dick = $\Delta z > 2$ km). Enge Zahlen = Höhe über NN, dünne Linien = Gewässernetz, Seen schraffiert. Dicke Linien = Gesteinsgrenzen (v. a. Molasse, Flysch, Kalk; Kristallin schraffiert), meist auch Überschiebung. Mitteldicke = sonstige Überschiebungs- und Störungslinien; strichliert = Flyschgrenzen nach [Ko/Ma 1980 Tafel VI], mittlere Differenz ca. 1 km.



Geodimeter 400 CD « Digital Memory »

NEU

Bisher waren Sie beim Kauf eines Vermessungsinstrumentes zu Kompromissen gezwungen. Vorschriften und Traditionen verschiedener Länder stellten an Meßsysteme unterschiedliche Anforderungen. Mit dem Geodimeter System 400 CD wurde auch dieses Problem gelöst. Diese marktangepaßte und meßwirtschaftlich optimale Lösung entstand durch die Kontakte zu Ingenieuren, die unsere weltweit arbeitenden Tochtergesellschaften hergestellt haben. Mit dem Geodimeter System 400 CD bieten wir ein Meßsystem an, das auf die länderspezifischen Besonderheiten abgestimmt ist. Sie bezahlen also nicht mehr als Sie müssen. Wenn Sie das Geodimeter System 400 CD gleich vor Ort prüfen möchten, schreiben Sie oder rufen Sie einfach an.

Bitte senden Sie mir weitere Informationen:

Name: _____

Anschrift: _____

Tel.: _____

Bitte ausschneiden und an Geodimeter senden.



neigen. Die im Randstreifen von 6 km liegenden 7 Punkte ließen sich aus den inneren 29 Punkten auf $\pm 4''$ (gemessene ξ , η) bzw. auf 1–1.5" (Reduktion 50 km) extrapolieren, aber nur mit Polynomgraden 2 bis 4.

Wie Tabelle 4 zeigt, wird die topografische Reduktion durch Berücksichtigung der oberflächennahen Gesteinsdichte um 5–10% verbessert (in anderen Testgebieten nach Mitteilung H. Sünkels 1988 sogar bis über 50%), obwohl die Dichte tieferliegender Schichten davon stark abweichen kann. Über den Tiefbau der Alpen liegen erst wenige sichere Daten vor, weil seismische Vermessungen von Dichte und E-Modul aller durchschallten Gesteine beeinflusst werden. Daher wurde das Testgebiet an jenem Rand eines Hochgebirges gewählt, wo die Erdölexploration die Neigung der vom Gebirge überschobenen Vorlandsschichten erforschen konnte (Abb. 4). Die geologische Übersichtskarte 1:1,5 Millionen (Be/Ma 1980), die es in ähnlichem Maßstab in vielen Staaten gibt*), zeigt diese Neigung durch die Tiefenlinien 1, 2, 3 und 4 km der Molasse-Kristallin-Grenze unter dem Alpenvorland. In die Ausschnittsskizze dieser Karte (Abb. 5) wurden die 36 Meßpunkte sowie einige tektonische Linien einer ÖMV-Studie (Ko/Ma 1980) hochgezeichnet, um Generalisierung und mögliche Kartenfehler abschätzen zu können. Im Mittel betragen sie 1 km, doch auch die Maxima (2 km) wirken sich in der Reduktionsformel (14) kaum aus.

Die Wirkung einer geologischen Schichtneigung läßt sich wie eine (verdeckte) topografische Reduktion behandeln. Die von einem langgestreckten, glatten Hang verursachte Lotstörung hängt von 3 Größen ab: relative Hanghöhe, Geländeverlauf jenseits des Tals bzw. Kamms, und Gesteinsdichte – siehe Abbildung 6. Befindet sich eine Erhebung bzw. eine Stufe im Untergrund, ist die Lotstörung geringer und flacher, weil nur die Dichtedifferenz $\Delta\rho$ wirkt und die Störmassen vom Beobachter weiter entfernt sind.

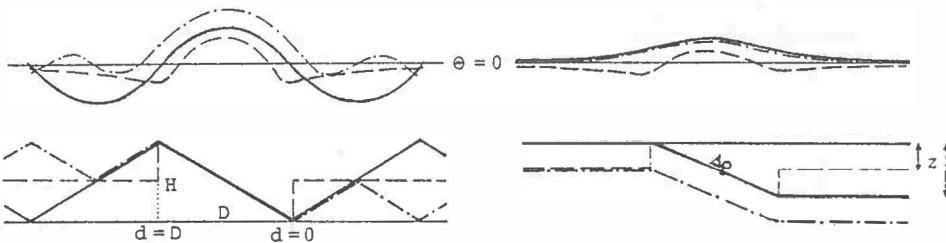


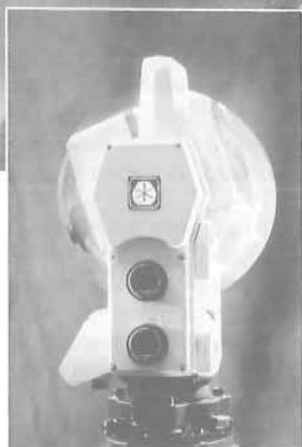
Abbildung 6a, b: Lotstörung an verschiedenen Hangformen und über geologischen Stufen im Untergrund (nicht maßstäblich).

Für Hänge hat der Verfasser in (Ge 1984 und 1988) einfache Formeln entwickelt, die den lokaltopografischen Lotstörungsverlauf quer über regelmäßige Täler oder Bergkämme durch eine Parabel annähern (volle Linie in Abb. 6a).

$$\Theta \approx 13'' \cdot \rho \cdot H_{\text{km}} \left(\frac{d}{D} - \frac{d^2}{D^2} \right) \approx 35'' \cdot H_{\text{km}} \left(\frac{d}{D} - \frac{d^2}{D^2} \right), \quad (12)$$

$$\langle \xi_t \rangle = \Theta \left\langle \frac{\cos F}{\sin F} \right\rangle, \quad F = \text{Azimut der Falllinie.}$$

*) In Entwicklungsländern und schwer zugänglichen Gebirgsregionen werden geologische Karten teilweise aus Satellitenaufnahmen (Multispektralscanner, Thematic Mapper etc.) hergestellt. Sie zeigen tektonische Störungen – welche die meisten Dichteanomalien verursachen – oft deutlicher als terrestrische Kartierungen. Besonders aufschlußreich sind Kombinationen von Licht- und Infrarotmessungen (Be/Zw 1988), (EOSAT 1990).



Wir bringen Bewegung ins Spiel

Bewegung! Das ist es, was noch fehlte. Jetzt kommt sie! Von Geodimeter. Denn das Geodimeter 460 positioniert sich von allein. Entsprechend Ihren Vorgaben von Servomotoren gesteuert. Dabei stehen Ihnen verschiedene Möglichkeiten zur Verfügung, die zu erfassenden Punkte anzuvisieren. Aber welche Sie auch wählen, das Geodimeter 460 nimmt Ihnen einige Arbeit ab. Informationen und Vorführung "frei Haus".

Geodimeter Ges.m.b.H.
Vivenotgasse 48
A-1120 Wien
Tel. (0222) 813 08 50
Fax: 813 08 49

**Weltweit
bewährte**



Vermessungstechnik aus Schweden.

Auf einem glatten Berghang von 1 km Relativhöhe in den Alpen ($2.5 < \rho < 2.9 \text{ g/cm}^3$) erreicht die Lotstörung ihr Maximum von 8–10" in Hangmitte. Befindet sich der „Hang“ im Untergrund, verringert sich Θ um einen Exponentialterm und proportional zum Dichtesprung der Gesteinsgrenzen (meist $\Delta\rho < 0.5 \text{ g/cm}^3$), also auf höchstens 2" pro km. Dies ist aber immerhin die 10fache Meßgenauigkeit, sodaß die Geologie zum Erreichen des cm-Geoids entscheidend sein kann. Sind die unterirdischen Strukturen breiter als die mittleren Abstände der Lotabweichungspunkte, läßt sich ihre Wirkung teilweise durch den Polynomansatz (10) erfassen.

Eine einzelne Schrägstufe inmitten einer Ebene (in Abb. 6a strichliert) bzw. eine lokal abweichende Hangneigung (Fallinie F_1 , Erstreckung L) hat in ihrer Mitte die Wirkung

$$\Theta_i \approx 2.3'' \varrho \cdot H_i \text{ bzw. } \left\langle \frac{\Delta\xi_{si}}{\Delta\eta_i} \right\rangle \approx 6'' (H_i \left\langle \frac{\cos F_1}{\sin F_1} \right\rangle - H \frac{L}{D} \left\langle \frac{\cos F}{\sin F} \right\rangle). \quad (13)$$

Diese Formeln (Ge 1988) lassen sich durch Modellrechnungen mit einer exponentiellen Tiefenfunktion auf geologische Stufen des Dichtesprungs $\Delta\rho$ verallgemeinern,

$$\left\langle \frac{\Delta\xi_g}{\Delta\eta_g} \right\rangle \approx 2.3'' \Delta\rho \cdot \Delta z_{km} \cdot e^{-3.7 \frac{z}{s}} \left\langle \frac{\cos F_g}{\sin F_g} \right\rangle \quad (14)$$

wobei Δz der Tiefenunterschied der Dichtentrennfläche ($\Delta\rho$) innerhalb eines Quadrats der Seitenlänge s in der Tiefe z unter dem Meßpunkt ist. Da entfernte Wirkungen vom Polynom (10) erfaßt werden, ist s auf die mittlere Punktdistanz zu beschränken. Für gleichmäßige Stufen (Abb. 6b) ist (14) recht genau. Steilbrüche (strichliert) verursachen aber zusätzliche Wendepunkte der Lotabweichung.

Die größten wirksamen Dichtesprünge sind jene zwischen Molasse und Kristallin ($\Delta\rho \approx 0.3 \text{ g/cm}^3$) sowie zwischen Flysch und knapp überschobener Molasse ($\Delta\rho \approx -0.2$, siehe Abb. 4 rechts). Sie wurden aus einer ÖMV-Studie (Ko/Ma 1980) und den Erfahrungen im Wiener Becken (Ge 1989b) ermittelt. Die Überschiebung der Kalkalpen auf die Flyschzone wird mit $\Delta\rho \approx -0.2$ angesetzt, die 4 Punkte beim Wolfgangsee deuten allerdings auf lokal geringere Dichtesprünge von 0.1–0.15 g/cm^3 . Die subalpine Molasse verursacht kaum Lotstörungen, da sie gemäß Abbildung 4 fast parallel ausgewalzt ist; ihre beiden Grenzen ($\Delta\rho_1 \approx -0.2$ bzw. $\Delta\rho_2 \approx +0.3$) heben sich in (14) wegen unterschiedlicher Tiefe $z_1 : z_2 \approx 3:4$ nahezu auf.

In der vorletzten Zeile von Tabelle 4 sind zunächst nur jene 15 Punkte mittels (14) geologisch reduziert, welche nahe der Überschiebung Kalk/Flysch bzw. Flysch/Molasse liegen. Abbildung 5 zeigt ihre geologischen Falllinien F_g , starke Vektoren bedeuten $\Delta z > 2 \text{ km}$ bzw. $\Delta\xi > 1''$. Obwohl 21 Punkte (Molasse bzw. Kalkalpen) noch unreduziert sind, sinkt $\sigma(\xi, \eta)$ aller Punkte um 15–25%. Die Residuen der 15 Reduktionspunkte sinken bei Grad 5 von $\pm 0.70''$ auf $\pm 0.46''$, was nur mehr knapp über der Meßgenauigkeit ($\pm 0.4''$) liegt und die Näherungsmethode (14) eindrucksvoll bestätigt.

Werden auch die 16 Molassepunkte reduziert (letzte Tabellenzeile; Tiefe 1–3 km in Abbildung 5), sinkt der Gesamtfehler nur beim Grad 3 und 4 merklich, denn die höheren Grade haben die langwellige Untergrundneigung schon zuvor erfaßt. Beim Grad 5 treten von 13 Residuen $> 0.5''$ (18% der $\delta\xi$ oder $\Delta\eta$, max. 1.2") nun 7 an jenen Punkten zutage, die in einer Störungzone ohne Dichteinformation liegen. Diese 6 Punkte (24, 25 und 30 bis 33) gehen daher in die letzte Tabellenzeile mit halben Gewicht ein – die meisten dieser Störungen sind im Sattelitenbild 1:200 000 erkennbar (Be/Zw 1988), was in Entwicklungsländern dieselbe Vorgangsweise zuläßt. Die verbleibenden 6 „Großresiduen“ ($|\delta\xi| > 0.5''$) sind zwar durch sehr nahe Gesteinsgrenzen (Punkte 2, 9 und 11) bzw. durch Staffelbrüche und Eröfalten (Punkte 6 und 27, siehe Abbildung 4 links) erklärbar, in Tabelle 4 aber mit vollem Gewicht enthalten. Im Punkt 22 (Steyrtal) dürften sich zwei Störungen kompensieren.

Diese Analyse bestätigt drei Tatsachen, von denen der Verfasser schon seit längerem überzeugt ist (Br/Ge 1983, Ge 1989b):

- Im Gebirge und in tertiären Sedimentbecken ist ein cm-Geoid nur durch geologische Reduktion oder durch sehr viele Meßpunkte erreichbar.
- Lotabweichungen sind auf Lokaleffekte relativ unempfindlich, aber durch ihre Vektornatur bestens geeignet, gravimetrisch oder seismisch erforschte geologische Strukturen um Neigungsinformation zu ergänzen.
- Die mittleren Dichtesprünge an tektonischen Störungen sind auf mindestens 0.1 g/cm³ bestimmbar – genauer als durch Gravimetrie (He/He 1988), (Kl et al. 1987).

Da eine Lotabweichungsapproximation auf ±0.4" bei Punktdistanzen von 10–15 km gemäß (3b) und Tabelle 2–3 Geoidbestimmungen auf ±1 cm zuläßt, können für Österreich zwei erfreuliche Schlüsse gezogen werden:

- *Die vorliegende Punktdichte reicht für das 1 cm-Geoid in flachen bzw. geologisch gut erforschten Gebieten nahezu aus, besonders wenn die Näherungsmethode (14) durch ein echtes Neigungsmodell ersetzt wird;*
- *Im Hochgebirge, in Bruchzonen und breiten Alpentälern (Einfluß der Tektonik bzw. Sedimentfüllung 1–3", siehe Ge 1989b und Me/St/Zy 1989) ist die Punktdichte um etwa 50% auf 10 km-Abstände zu verdichten.*

Obige Aussage trifft auch für das norddeutsche Flachland zu, welches zahlreiche Salzstöcke mit Dichteunterschieden $\Delta\rho > 0.2 \text{ g/cm}^3$ verbirgt. ein gravimetrisches cm-Geoid (De 1989) würde hier Schweremessungen im 1–2 km-Raster benötigen – siehe Kapitel 2.

Für drei seismische Horizonte der Alpenregion leiteten (He/He 1988) einfache 3 D-Dichtemodelle aus 2060 Schwereanomalien 6×10^4 und dem österreichischen Oberflächen-Dichtemodell (Wa 1987) ab. die Ergebnisse (in 5 Stufen à 0.15 g/cm³) werden von den Autoren als „geophysikalisch nicht sehr realistisch“ bezeichnet, geben aber die Dichte an der Sedimentbasis des Testgebietes (Tabelle 4) und in den Zentralalpen auf ±0.1–0.2 g/cm³ wieder. Da genauere Analysen für 1990 vorgesehen sind, könnte die „Integrierte Methode“ für das österreichische cm-Geoid nutzbar sein.

6. GPS und das Zentimeter-Geoid

Da geologisch reduzierte Lotabweichungen (14) auf $\sigma_g \approx \pm 0.4''$ interpolierbar sind, können aus den Daten der Tabellen 2 bis 4 analog (3b) folgende Näherungsformeln abgeleitet werden:

$$\sigma(\Delta\zeta) = \sigma(\zeta_i - \zeta_k) \approx \pm \bar{c} \cdot \sqrt{S_{ik} \cdot \bar{s}}, \quad \sigma(\zeta) \approx 0.6 \bar{\sigma}(\Delta\zeta) \tag{15}$$

$$\bar{c} = 9 \cdot 10^{-7} \approx \frac{1}{2} \sigma_g \cdot \sin 1'', \quad \bar{s} = \text{mittlerer Meßpunktabstand.} \tag{16}$$

Der Faktor 1/2 in (16) ist halb durch die Mittelung je zweier Lotabweichungen (3a), halb durch günstige Netzeinflüsse zu erklären.

In Österreich wäre das Geoid zwischen benachbarten Meßpunkten ($S_{ik} = \bar{s} \approx 10$ bis 15 km) auf ±1–1.5 cm bestimmbar. Ohne geologische Tiefeninformation verdoppeln sich die Fehler (±0.8" nach Sünkel 1987), im Hochgebirge verdreifachen sie sich.

Für das künftige Geoid sind ±1 cm/100 km wünschenswert – siehe Kapitel 1 – wegen (15) für $S_{ik} = 100 \text{ km}$ nur ±3 cm liefert. Daher wären GPS-Stützpunkte hoher Genauigkeit in 50 km-Abständen notwendig, was ein wirksames $\bar{S}_{ik} \approx 50/2\sqrt{2} = 18 \text{ km}$ und somit ±1.4 cm ergäbe.

Um diese Abschätzung zu überprüfen und die Auswirkung verschiedener Netzvarianten und Genauigkeiten festzulegen, wurden Computersimulationen durchgeführt. Da erste Berechnungen mit dem HP 71-Programm GEOID (Ge 1988) an gewisse Grenzen stießen, wurden die Simulationen am PC-Programm ANAG von H. Stanek (Tu Wien, Abt. Landesvermessung) weitergeführt. Tabelle 5 zeigt die Ergebnisse der wichtigsten Varianten eines freien Höhennetz-Ausgleichs mit $\bar{s} = 14$ km, wobei die Lotabweichungen $\sigma_g = \pm 0.5''$ besitzen, um auch Teilgebieten ohne Dichteinformation Rechnung zu tragen. Das Präzisionsnivellement kann mit ± 0.5 mm $\sqrt{\text{km}} \approx \pm 4$ mm (Hö 1987) als fehlerfrei gelten. Die GPS-Messungen zwischen den Nivellementknoten ($S_{\text{GPS}} = 30-48$ km) werden mit Relativgenauigkeiten von ± 10 mm bzw. ± 25 mm/48 km angesetzt. Der erste Wert entspricht den mit 2 Frequenzen erreichbaren Resultaten der Literatur (Be und Bl et al. 1988, Hö et al. 1987, Sh et al. 1990), während ± 25 mm den halben (vorsichtigen) Fehlergrenzen von ± 2 mm ± 0.5 ppm des WM 102 (Ma 1989) entsprechen.

17	15	13	13	13	15	17
15	13	12	12	12	13	15
14	12	11	<u>7</u>	11	12	14
14	12	11	11	11	12	14
12	<u>6</u>	10	10	10	<u>6</u>	12
11	<u>6</u>	10	9	10	<u>6</u>	11
13	11	10	10	10	11	13
12	10	10	10	10	10	12
8	9	9	7	9	9	8
-	-	-	-	-	-	-
13	11	10	10	10	11	13
13	11	10	10	10	11	13
12	10	10	10	10	10	12
14	12	11	11	11	12	14
13	<u>10</u>	11	10	11	<u>10</u>	13
13	<u>9</u>	10	10	10	<u>9</u>	13
17	15	13	13	13	15	17
16	14	13	13	13	14	16
16	13	12	<u>10</u>	12	13	16



Tabelle 5: Simulation eines Astrogeoids mit 12–16 km Punktabstand (72 x 80 km) und ± 17 mm auf 14 km. Geoidfehler in mm aus freiem Netz ohne/mit 4/mit 9 GPS-Stützpunkten.

GPS-Genauigkeit ± 10 mm auf 48 km (obere Hälfte der Tabelle) bzw. ± 25 mm/48 km (untere Hälfte).



Die Simulation läßt folgende Schlüsse zu:

- GPS verbessert das Geoid wohl am Standpunkt (Knoten des Präzisionsnivellements), aber kaum in seiner Umgebung.
- Die großräumige Stützwirkung von 1 cm/100 km – sie wird in Tabelle 5 durch Randeefekte etwas verschleiert – erfüllt GPS nur mit Zweifrequenz-Empfängern ab 0.2 ppm Genauigkeit (± 10 mm/ 48 km). Absolut und flächendeckend resultiert das Geoid auf $\pm 1-2$ cm.
- GPS-Punktabstände unter 40 km (untere Zahlen in Tabelle 5) sind unökonomisch und derzeit nur in Sonderfällen zu empfehlen – etwa bei zuwenig Lotabweichungspunkten oder unbekannter Geologie.
- Eine Geoidstützung auf ± 2 cm/100 km ist auch mit GPS-Genauigkeiten von 0.5 ppm flächendeckend möglich.

Zweifrequenzmessungen auf ± 0.2 ppm dürften nach neueren Berichten demnächst erreichbar sein. Die Kärntner WM 101-Kampagne 1987 ergab intern $\pm 0.2-0.3$ ppm auf 10–15 km (Hö et al. 1987), und (Ma 1989) spricht von Fehlerhalbierung beim WM 102. Die äußere Genauigkeit (speziell in Höhe) kann 2–4 mal schlechter sein, bessert sich aber mit dem Start jedes neuen Satelliten und mit optimierten Beobachtungsplänen. Ein 305 km-Test Anfang 1989 ergab aus 1–2 stündigen Messungen 0.17 ppm (Ma 1989).

Mit TI 4100-Empfängern wurden 1986 bei Hannover ± 0.5 ppm auf 21 km mittlere Punktdistanz erzielt (De et al. 1988). Für die Optimaldistanz von 50 km (Tabelle 5) dürfte die Genauigkeit inzwischen zu verdoppeln sein, wie erste Ergebnisse des österreichischen Geodynamikprojekts AGEDEN andeuten (Ri et al. 1988). Nach (Be et al. 1988) ergeben sich auf 50 km Punktentfernung sogar ± 8 mm, wenn der Netzausgleich zusätzliche Parameter enthält. Schließlich erwarten (Bl et al. 1988) in naher Zukunft Genauigkeiten besser als 0.1 ppm, wenn Phasenmehrdeutigkeiten, Satellitenbahnen und troposphärische Effekte besser modellierbar sind.

Seitens des Präzisionsnivellements bieten sich in Österreich ebenfalls GPS-Stützpunkte alle 45–50 km an, da auf 84.000 km² etwa 40 geeignete Knotenpunkte 1. oder 2. Ordnung entfallen. Das Netz 1. und 2. Ordnung ist 5.400 km lang und gliedert sich in Linien von 30–60 km Abstand (Austr. 1983/87). Eine Neuausgleichung ist in Arbeit; sie wird das bisherige Gebrauchsnetz in ein modernes orthometrisches Höhensystem wandeln und vom Adriapegel auf NN übergehen (Er 1989). Die Genauigkeiten sind mit etwa ± 0.5 mm $\sqrt{\text{km}}$ dreimal höher als jene des künftigen GPS-Rasters, sodaß die Grundgleichung (1) von den GPS- und Geoidfehlern dominiert wird.

7. Was ist die wirtschaftlichste Lösung des Höhenproblems?

Die Betrachtung der Wirtschaftlichkeit geht davon aus, daß GPS weiter an Bedeutung zunehmen und in alle Vermessungsbereiche eindringen wird. Die terrestrische Lage- und Höhenmessung wird teilweise zu 3D-Methoden vereint und zumindest für Bereiche ab einigen km Umkreis durch GPS ersetzt werden. Gleichzeitig gewinnen globale Koordinatensysteme und geodynamische Untersuchungen an Bedeutung (Erker 1989), (Rinner et al. 1988). Koordinaten werden eine Funktion der Zeit und können sich jährlich um mehrere mm verändern, in tektonisch aktiveren Ländern auch zehnmals rascher.

Unter diesen Umständen ist das Präzisionsnivellement – außer für geodynamische Aufgabenstellungen – zu aufwendig geworden, weil seine technische Weiterentwicklung an enge Grenzen stößt. Vollständige Messungen des Nivellements 1. Ordnung (3.900 km) erfolgten 1948–1962 sowie 1966–1983, dauern also rund 15 Jahre (Austr. 1983/87). Angesichts neuer Aufgaben und Datenbanken des BEV – siehe die GeoLIS II-Referate in (Ge 1989 a, S. 10–42) – dürfte an eine Ausweitung klassischer Vermessungen kaum zu denken sein. Daher wird künftig ein Großteil des Nivellements gemäß (1) durch GPS und Geoidbestimmung zu ersetzen und letztere der Genauigkeitsforderung von ± 1 cm/100 km anzupassen sein.

Die Untersuchungen der Kapitel 2 bis 5 ergaben, daß ein gravimetrisches cm-Geoid in Gebirgsländern unerreichbar ist und das österreichische Astrogeoid (Sünkel et al. 1987) von ± 5 cm/100 km das Potential zu 3–5facher Genauigkeit besitzt. Dieses Ziel könnte in nur 5 Jahren erreicht werden, wenn

(a) die 700 Lotabweichungspunkte Österreichs auf Basis vorhandener Daten geologisch reduziert werden, was $\pm 2-3$ cm/100 km ergäbe (Kapitel 5), sowie

(b) etwa 50 GPS-Punkte höchster Genauigkeit an Knoten des jetzigen Präzisionsnivellements placiert werden (Kapitel 6) und

(c) auf 100-500 Festpunkten neue Lotabweichungen gemessen werden – 100 zur Homogenisierung und der Rest zur eventuellen Steigerung von ± 1.5 cm auf ± 1 cm/100 km.

Mit einem österreichweiten cm-Geoid können dann sämtliche Höhenmessungen mittels GPS erfolgen und ins künftige System streng orthometrischer Höhen umgewandelt werden. Demgegenüber ist die geeignete Transformation von Lagekoordinaten kein ökonomisch-meßtechnisches, sondern ein mathematisches Problem.

Eine Alternative für (b) und (c) bestünde in der Messung von 200–800 GPS-Punkten und deren Anschluß ans Präzisionsnivellement. Der Schritt (a) ist allerdings für Genauigkeiten besser als ± 2 cm unerläßlich. Beide Alternativen sind bis 1995 durchführbar, ihr Aufwand (ohne a) beträgt etwa:

Variante A

50 GPS-Punkte (± 1 cm/50 km):
ca. 25 Meßtage mit je 4 Empfängern,
4–8 Personen und ca. 20.000 km.
300 Lotabweichungspunkte ($\pm 0.3''$):
ca. 100 Meßnächte (Astrolab oder
Zenitkamera, Registrierautomatik),
150–200 Manntage und 15.000 km
+ ca. 50% Schlechtwetter-Zuschlag.

Variante B

500 GPS-Punkte (± 1 cm/50 km):
ca. 250 Meßtage mit je 4 Empfängern,
je 4–8 Personen und ca. 150.000 km.
200 trig. oder Nivellementanschlüsse
(± 1 cm auf durchschnittlich 10–20 km):
2 Meßtrupps durch 1–3*) Jahre
oder 5–15 Mannjahre.
*) Zeitkalkul. 1/3 des Präz.-Niv.

Tabelle 6: Zwei Wege zum cm-Geoid auf Basis geologischer Reduktion

Der Zeit- und Kostenaufwand steht (unter Berücksichtigung von Geologie, astronomischer Einübung und Referenzmessungen) etwa im Verhältnis 3:18 Mannjahre. Er spricht daher eindeutig für Variante A, welche auch theoretisch und für ingenieurgeodätische Lotabweichungsprädiktionen vorzuziehen ist. In jedem Fall wäre (wie schon 1979 bis 1986) unter Federführung der ÖKIE eine Kooperation des BEV und der Hochschulen anzustreben.

Die Arbeiten zur geologischen Reduktion (a) dürften 3–6 Mannmonate benötigen, wovon etwa 80% durch angelehrte Hilfskräfte durchführbar sind. Als Basis dienen geologische Übersichtskarten, Profile und Bohrungen, deren Auswahl bei der Geologischen Bundesanstalt EDV-gestützt erfolgen kann – siehe Bericht von W. Schnabel in (Ge 1989a, S. 75–82). Statt (14) kann mit nur geringerem Mehraufwand ein echtes Neigungsmodell des jeweils größten Dichtesprungs erstellt werden.

Um in den Hauptsiedlungsgebieten die Zielvorgabe ± 1 cm/50 km von Kapitel 2 sicher zu erreichen, ist den Verdichtungsmessungen (c) hier Vorrang zu geben. In Tertiärbecken (Niederösterreich, Steiermark) und breiten Alpentälern ist die Verwendung von Neigungs- bzw. Talfüllungsmodellen der Sedimente empfehlenswert (Ge 1989b), (Me/St/Zy 1989). Hier könnten auch Vergleiche nivellierter und „natürlicher“ Höhen (Br 1987) Hinweise auf mittlere Gesteinsdichten geben.

Im Zuge des Geodynamik-Projektes AGEDEN und der Netzkontrolle BEV 2 wurden 1987 bereits etwa 50 GPS-Punkte in ganz Österreich mit 8 TI 4100-Empfängern gemessen (Ri et al. 1988). Ein Großteil der Punkte konzentriert sich um drei tektonische Störungszonen in Niederösterreich, Kärnten und dem Tauernnordrand, sodaß sie für Geoidzwecke nur bedingt geeignet sind. Nach 7-Parameter-Transformation zeigt sich immerhin, daß die Residuen des neuen, orthometrischen Höhennetzes gegenüber jenen des Gebrauchsnetzes um fast die Hälfte sinken (Er 1989). Offenbar besitzen sowohl GPS- wie Geoiddaten 1987 bereits großräumige Genauigkeiten von einigen 10^{-7} .

Im Frühjahr 1990 führen drei geodätische Abteilungen der TU Wien eine GPS-Kampagne im östlichen Niederösterreich durch, die auch 15–20 Kontrollpunkte der Geoidstudie Wien-Niederösterreich umfassen wird. Dadurch sollen die hier vorgeschlagenen Schritte zum „cm-Geoid“ endgültig verifiziert werden.

8. Abschluß und Dank

Mit der Geoidbestimmung 1983/87 hat Österreich einen großen Schritt in die geodätische Zukunft getan. Die hohe Genauigkeit dieses Astrogeoids kann aber noch auf $\pm 1-2$ cm pro 100 km verdreifacht werden, wenn vorhandene geologische Information verwendet und ein Netz von etwa 50 hochpräzisen GPS-Stützpunkten gemessen wird. Ab 1995 könnten dann aufwendige Feinnivellements durch GPS ersetzt werden oder rein geodynamischen Untersuchungen dienen.

Der vorgeschlagene Weg zum „cm-Geoid“ kann nur durch neuerliche Kooperation der Hochschulen und des BEV beschritten werden, was neben dem eigentlichen Ziel auch die Forschung und Ingenieurpraxis befruchten wird. Dadurch kann Österreich weiterhin im Spitzenfeld der internationalen Geoidforschung bleiben, diesbezügliche Entwicklungshilfe und interdisziplinäre Kontakte fördern und seine Ingenieurtradition um ein neues Kapitel bereichern.

Der Autor dankt Herrn Prof. K. Bretterbauer und seinen Kollegen R. Weber und H. Stanek (alle TU Wien) für viele anregende Gespräche und die unterstützende Kritik. Wichtige Daten und Informationen zu Schwerefeld und Grundlagenvermessung verdankt er Prof. H. Sünkel (TU Graz), Hofrat E. Erker und Oberrat N. Höggerl (BEV Wien), und weiteren Kollegen aus Geologie und Geophysik einige fachübergreifende Aspekte. Nicht zuletzt sei Prof. H. G. Wenzel (Univ. Karlsruhe) genannt, dem er aus zwei langen Diskussionen zusätzlichen Ansporn zu dieser Arbeit verdankt.

Literatur

- Austrian Geodetic Commission: IAG Reports to 18th and 19th Gen. Ass. IUGG Hamburg/Vancouver, Wien 1983/87.*
- Beckel L., F. Zwittkovits: Österreich-Satellitenbildatlas. 239 S., Druckhaus Nonntal, Salzburg 1988.*
- Beck-Managetta P., A. Matura: Geologische Karte von Österreich 1:1.5 Mill. Geolog. Bundesanstalt, Wien 1980.*
- Beutler G., I. Bauersima, W. Gurtner, M. Rothacher, T. Schildknecht: Static Positioning with the GPS: State of the Art. Hsg. Groten/Stauß, GPS-Techniques, Applied to Geodesy & Surveying, Lecture Notes in Earth Sciences Bd. 19, S. 363-380, Springer Verlag, Berlin 1988.*
- Blewitt G., W. Melbourne et al.: GPS-Geodesy with Centimeter Accuracy. Hsg. Groten/Strauß, GPS Techniques, Applied to Geodesy & Surveying, Lecture Notes in Earth Sciences Bd. 19, S. 30-40, Springer Verlag, Berlin 1988.*
- Bretterbauer K.: Approximative Meereshöhen. ÖZ 75/1, S.10-13, Wien 1987.*
- Bretterbauer K., G. Gerstbach: Die astro-geodätischen Arbeiten der TU Wien. ÖKIE Band III, Das Geoid in Österreich, S. 61-72, Graz 1983.*
- Denker H., D. Lelgemann, W. Torge, G. Weber, H. G. Wenzel: Strategies and Requirements for a New European Geoid Determination. Boll. Geod. e. Sc. Aff. 47, S. 3-16, Torino 1988.*
- Denker H.: A New Gravimetric Quasigeoid for the Federal Republic of Germany. DGK Heft B 291, 40 S., München 1989.*
- Duregger J.: Tiefenbestimmung im nördlichen Wiener Becken aus Lotabweichungen durch Variation von Mehrschichtmodellen. Diplomarbeit Abt. Theoret. Geodäsie, TU Wien, 1986.*
- EOSAT, Environm. Research Inst.: Engagement Calendar, Maryland/Michigan 1990.*
- Erker E.: Das österreichische Geoid – Die vollständige Lösung 1987. ÖZ 75/4, S. 202-206, Wien 1987.*
- Erker E.: GPS and Local Gravity Field Determination supporting National Control Survey. Pres. Paper, 13 S., Int. Symp. Grav. & GPS, Dubrovnik/Hvar, Oktober 1989.*
- Frotschnig H.: Weiterentwicklung und Erprobung des Programms „LAMAUS“ zur Ermittlung der persönlichen Gleichung aus astronomischen Längenbestimmungen. Diplomarbeit Abt. Theoret. Geodäsie, TU Wien, 1989.*

Gerstbach G.: Eine Schnellmethode zur Lotabweichungs-Reduktion im Gebirge. Festschrift Embacher, Geod. Inst. Mitt. Heft 7, S. 77–97, Univ. Innsbruck 1984.

Gerstbach G.: Precise Alpine Geoid Determination without Digital Terrain Models. Bulletin Géodésique **62**, S. 541–563, Paris 1988.

Gerstbach G. (Hsg.): Geowissenschaftliche/geotechnische Daten in Landinformationssystemen (GeoLIS II). Geowiss. Mitt. TU Wien, Band 33, 316 S., Wien 1989 (a).

Gerstbach G.: Untersuchungen des vertikalen Dichteverlaufs im Wiener Becken aus Lotabweichungen. Österr. Beitr. Meteorol. & Geophysik Heft 2, S. 201–211, Wien 1989 (b).

Hehl K., G. Hein: Computation of Density Anomalies within the Earth's Crust Using the Integrated Geodesy Approach. Pres. Paper, 19 S. Int. Symp. Sopron (Ungarn) Mai 1988.

Heiskanen W., H. Moritz: Physical Geodesy. 364 S., Freeman & Co., San Francisco/London 1967.

Höggerl N.: Die Bestimmung von Gebrauchshöhen aus GPS-Messungen. Aus N. Höggerl, H. Kahmen, J. Schwarz, G. Stangl, H. Sünkel, J. Zeger, Die WM 101 GPS-Kampagne 1987 in Österreich. ÖZ **75/4**, S. 167/193–201, Wien 1987.

Kling T., M. Becker, H. J. Euler, E. Groten: Studien zur detaillierten Geoidberechnung. DGK Heft B 285, 125 S., München 1987.

Kollmann K., O. Malzer: Die Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs. Erdöl & Erdgas Band 19, S. 179–201, ÖMV-AG, Wien 1980.

Maenpa J. E.: Dual Frequency Surveying with the WM 102. Magnavox-Wild-Information, 14 S., Torrance 1989.

Meurers B., P. Steinhauser, D. Zych: Berechnung von Bougueranomalien mit variablem Dichtensatz. Österr. Beitr. Meteorol. & Geophysik Heft 2 (5. Int. Alpengerav. Kolloq.) S. 213–228, Wien/Graz 1989.

Moritz H.: Advanced Physical Geodesy. 502 S., Wichmann-Verlag, Karlsruhe 1980.

Rinner K., P. Pesec, G. Stangl, D. Hofmann-W., H. Lichtenegger: AGEDEN – an Application of GPS for Geodynamic Investigations in Austria. Groten/Strauß (Hsg.) GPS-Techniques, Applied to Geodesy & Surveying, Lecture Notes in Earth Sciences Bd. 19, S. 79–92, Springer Verlag, Berlin 1988.

Shimada S. et. al.: Detection of a Volcanic Fracture Opening in Japan using GPS Measurements. Nature **343/6259**, S. 631–633, London 1990.

Sünkel H., N. Bartelme, H. Fuchs, M. Hanafy, W. D. Schuh, M. Wieser: The Gravity Field in Austria. ÖKIE Band IV, S. 47–77, Graz 1987.

Torge W.: Untersuchungen zur Höhen- und Geoidbestimmung im dreidimensionalen Testnetz Westharz. ZfV **102**, S. 173–186, Stuttgart 1977.

Torge W., M. Bäumker: Dreidimensionale Netze in der Landesvermessung – ein Experiment in Norddeutschland. Nachr. niedersächs. Verm. & Kat. Verw. Jg. 35, S. 175–190, Hannover 1985.

Walach G.: A Digital Model of Surface Rock Densities of Austria and the Alpine Realm. ÖKIE Band IV, S. 3–9, Graz 1987.

Weber R.: Lokale Schwerefeldmodellierung unter Berücksichtigung spektraler Methoden zur Geländereduktion. Diss. techn.-naturwiss. Fak., 106 S., TU Wien 1989.

Manuskript eingelangt im März 1990.