

**Zeitschrift:** Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik : VPK = Mensuration, photogrammétrie, génie rural

**Herausgeber:** Schweizerischer Verein für Vermessung und Kulturtechnik (SVVK) = Société suisse des mensurations et améliorations foncières (SSMAF)

**Band:** 84 (1986)

**Heft:** 8: 125 Jahre Schweizerische Geodätische Kommission

**Artikel:** Räumlich-zeitliche Unregelmässigkeiten im Schwere- und Magnetfeld der Erde : ein gemeinsames Problem der Geodäsie und Geophysik

**Autor:** Müller, S.

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-233053>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 05.04.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

## Räumlich-zeitliche Unregelmässigkeiten im Schwere- und Magnetfeld der Erde –

ein gemeinsames Problem der Geodäsie und Geophysik

St. Müller

Radiale und laterale Dichteänderungen im Erdinnern führen zu räumlichen Unregelmässigkeiten im Schwerefeld der Erde. Im grossen Massstab äussert sich dies in Geoid-Undulationen, die von einer ungleichen Massenverteilung im Erdmantel verursacht werden, während mehr regionale Schwerefeld-Störungen von anomalen Krustenstrukturen, wie zum Beispiel dem «Ivrea-Körper» auf der Innenseite des Westalpenbogens, herrühren. Die durch den Einfluss von Sonne und Mond sich ändernde Radialkomponente der Erdgezeitenbeschleunigung kann als zeitlich variabler Anteil der Schwerebeschleunigung aufgefasst und vorausberechnet werden.

Das Magnetfeld der Erde ist zeitlichen Schwankungen unterworfen, die von einigen Sekunden bis zu Millionen von Jahren reichen. Kürzere Unregelmässigkeiten im Zeitverlauf werden als «Pulsationen» oder «Variationen» bezeichnet, die auf extraterrestrische Vorgänge – vornehmlich von der Sonne gesteuert – zurückgehen. Längere Feldschwankungen, die sogenannten «Säkularvariationen», haben ihre Ursachen im Inneren der Erde. Diese zeitlichen Unregelmässigkeiten beruhen auf dynamischen Prozessen an der Mantel-Kern-Grenze und in den oberen Bereichen des flüssigen äusseren Erdkerns. Räumliche Unregelmässigkeiten des Erdmagnetfeldes rühren von magnetisierten Teilen der Erdkruste her. Besonders markante Anomalien werden von Gesteinen der unteren Erdkruste und des obersten Erdmantels erzeugt, die durch tektonische Vorgänge in die Nähe oder ganz an die Erdoberfläche gebracht wurden, so wie dies bei dem «magnetischen Ivrea-Körper» der Fall gewesen sein muss.

*Les variations radiales et latérales de densité à l'intérieur de la terre conduisent à des irrégularités spatiales du champ de pesanteur terrestre; qui se manifestent, à grande échelle, par des ondulations du géoïde. La cause de ces ondulations doit être recherchée dans une distribution irrégulière des densités dans le manteau, alors que les anomalies régionales du champ de pesanteur sont provoquées par des anomalies structurales de la croûte terrestre; comme par exemple le corps d'Ivree à la bordure interne des Alpes. La composante radiale de l'accélération des marées terrestres, dues à l'influence variable de la lune et du soleil, peut être prise comme la partie temporellement variable de la pesanteur terrestre et calculée par avance. Le champ magnétique terrestre est soumis à des variations temporelles dont les périodes s'étalent de quelques secondes à quelques millions d'années. Les irrégularités temporelles de courtes durées, qui sont aussi appelées variations ou pulsations, sont dues à des événements extraterrestres; principalement solaires. Les variations à long terme, plus connues sous le nom de variations séculaires, ont leur origine à l'intérieur de la terre. Ces irrégularités temporelles sont provoquées par des processus dynamiques situés à la frontière entre noyau et manteau terrestre ainsi que dans la partie supérieure du domaine fluide du noyau extérieur. Les irrégularités spatiales du champ magnétique proviennent, par contre, des parties magnétiques de la croûte terrestre. Les anomalies particulièrement marquantes sont engendrées par des roches du manteau supérieur, ou de la croûte inférieure, transportées tout près de la surface par des mécanismes tectoniques; comme cela doit être le cas pour le «corps magnétique» d'Ivree.*

### Einleitung

Die Beziehungen zwischen der Geodäsie und der Geophysik haben sich in den zurückliegenden 25 Jahren zunehmend enger gestaltet. Schon immer waren die Geophysiker für ihre Messungen auf präzise Positionsangaben angewiesen, die ihnen neben Daten über die Figur, Grösse und das Schwerefeld der Erde von den Geodäten geliefert wurden. Für beide Disziplinen ist eine genaue Kenntnis des Erdschwerefeldes unabdingbar. In der Geophysik sind Schweredaten die Basis für

theoretische Untersuchungen über die Ursachen von Schwereanomalien, nicht zuletzt als Grundlage für die Exploration von nutzbaren Lagerstätten, sowie von tieferliegenden Rohstoff- und Energiequellen und von Möglichkeiten für die Abfallbeseitigung im tieferen Untergrund. Räumliche Anomalien und zeitliche Variationen des Schwerefeldes liefern Hinweise auf mögliche physikalische Ursachen für vertikale und horizontale Bewegungen der Erdkruste. Umgekehrt profitiert die Geodäsie in dieser Partnerschaft von den Er-

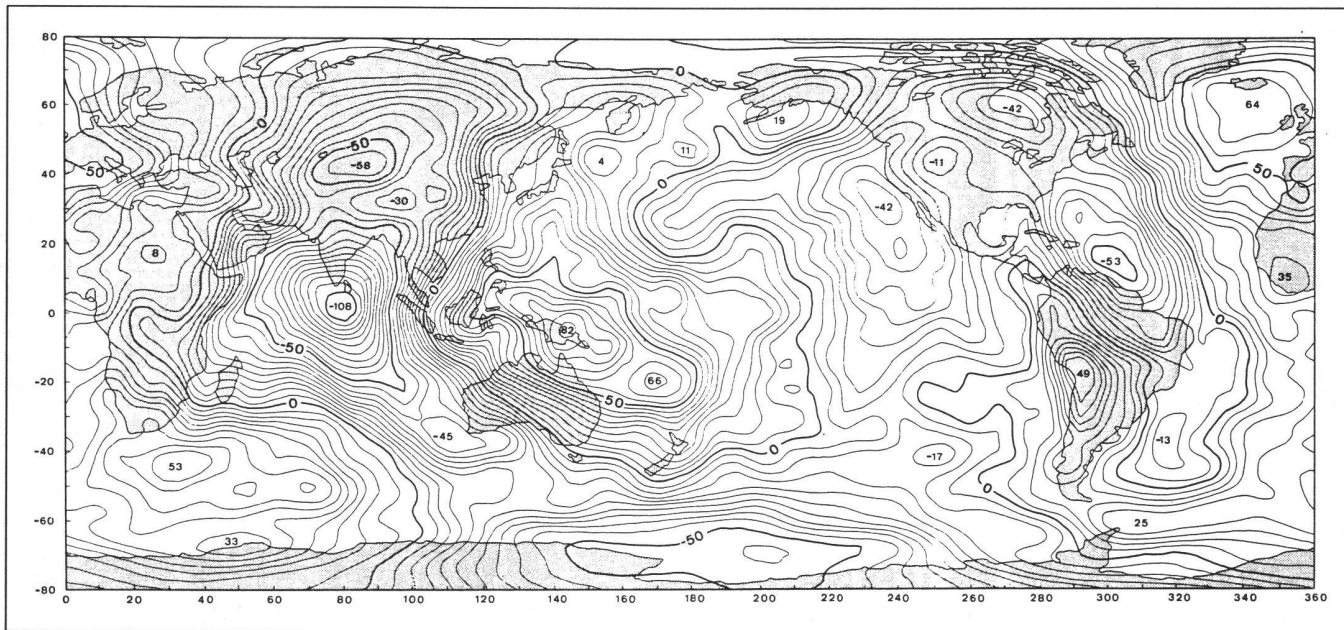
gebnissen geophysikalischer Forschung, sei es durch die Kartierung von Tiefenstrukturen oder durch die Ermittlung der Dichteverteilung im Erdinnern und deren Einfluss auf mögliche Bewegungsvorgänge im Zusammenhang mit der grossräumigen Plattentektonik und der globalen Geodynamik. Ähnliche Überlegungen gelten auch für das Raum-Zeit-Verhalten des Erdmagnetfeldes, dessen Verständnis im Zusammenhang mit Navigationsproblemen seit Menschengedenken ein wissenschaftliches Anliegen ist.

### Grossräumige Unregelmässigkeiten im Schwerefeld der Erde

Die Bestimmung von Form und Grösse der Erde gestützt auf Messungen in Festpunktfeldern an den zugänglichen Teilen der Erdoberfläche beschäftigt die Geodäsie seit Jahrhunderten. Erst seit kurzem ist es möglich, mit den modernen Methoden der Satellitengeodäsie diese Teilbereiche durch eine räumliche Triangulation zu einem einheitlichen geodätischen Weltssystem zu verbinden. Zur rechnerischen Erfassung wird das Festpunktnetz auf eine mathematisch definierte Bezugsfläche, nämlich auf die Oberfläche des sogenannten «Referenzellipsoids» abgebildet. Die wirkliche Erdoberfläche ist ein ziemlich unregelmässiges Gebilde, das sich nicht in einfacher Weise mathematisch beschreiben lässt. Man ersetzt sie deshalb durch diejenige Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes, die mit dem mittleren Meeresniveau zusammenfällt. Dieses sogenannte «Geoid» ist eine räumlich geschlossene, stetige Fläche ohne Ecken und Kanten (siehe Abb. 1), dessen Relief «Undulationen» in der Grössenordnung bis zu 100 Metern (z.B. vor der Südspitze von Indien) aufweist. Bei diesen Vertiefungen und Aufwölbungen der Geoid-Fläche handelt es sich um den oberflächennahen Ausdruck von Massendefiziten bzw. -überschüssen, die bis in Tiefen von mehreren hundert Kilometern in den Erdmantel hinunterreichen und vermutlich von Phasenübergängen der Mantelmaterie unter variierenden Druck- und Temperaturbedingungen herrühren. Aus diesen bis heute noch unvollständigen Beobachtungen wird deutlich, dass alle Messungen zur Bestimmung der exakten Erdfigur nicht unerheblich von den räumlichen und zeitlichen Unregelmässigkeiten des Schwerefeldes beeinflusst werden.

### Die Erdgezeiten als zeitliche Schwankungen des Erdschwerefeldes

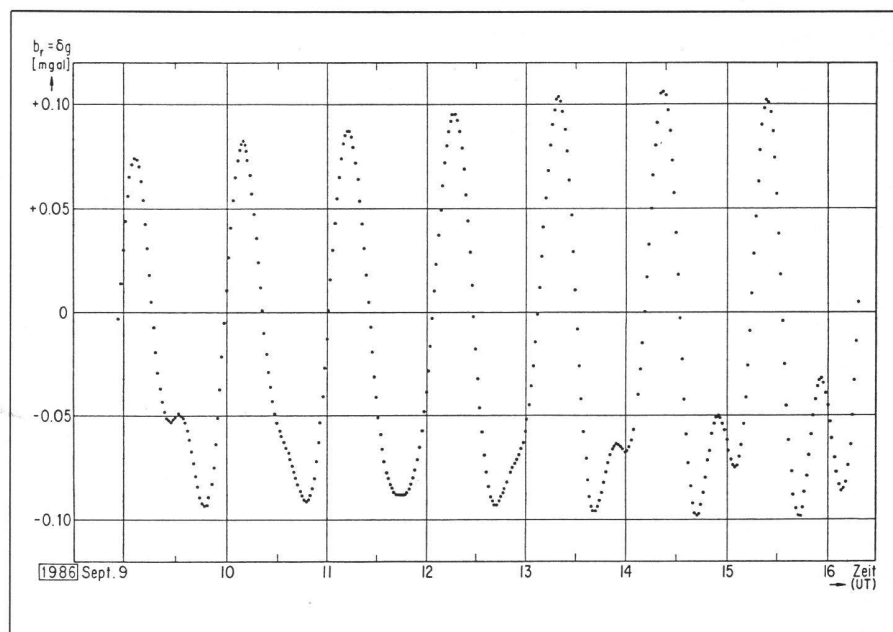
Zeitliche Schwankungen in den gemessenen Erdbeschleunigungswerten sind die Folge von Massenbewegungen in



**Abb. 1: Relief des GRIM 2-Geoids (nach Balmino, Reigber und Moynot, 1976) bezogen auf ein Referenzellipsoid mit dem Äquatroradius  $a = 6378.155$  km und der Abplattung  $f = 1:298.255$ .**

der Atmosphäre und in den Ozeanen sowie von Deformationen des Erdkörpers, die durch das Zusammenspiel von Gravitations- und Zentrifugalkräften verursacht werden. Die dabei entstehenden verhältnismässig kleinen Differenzkräfte haben deshalb einen so grossen Einfluss, weil der dominierende Anteil der Anziehungskraft durch eine Zentrifugalkraft weitgehend kompensiert wird. Beim Erde-Sonne-System ist dies eine Folge der Bahnbewegung der Erde um die Sonne und beim Erde-Mond-System resultiert dies aus der Revolution um den gemeinsamen Schwerpunkt. Da alle Punkte der Erde bei dieser Bewegung kongruente Bahnen beschreiben, ist die Zentrifugalkraft für jeden Punkt nach Richtung und Betrag gleich gross. Im Schwerpunkt der Erde hebt sich die Gravitationskraft gerade auf. An allen anderen Punkten der Erde wirken die nichtkompensierten Differenzkräfte in Form der Gezeitenkräfte bzw. -beschleunigungen.

Der Gezeitenbeschleunigungsvektor  $\vec{b}$  wird gewöhnlich durch Beobachtungen an einem Punkt der Erdoberfläche ermittelt. Mit einem Gravimeter wird die Beschleunigungskomponente in radialer Richtung ( $b_r = -\zeta g$ ) gemessen. Man kann sie als den zeitlich variablen Anteil der Schwerebeschleunigung  $g$  auffassen. Seit 1954 werden die Werte dieser Radialkomponente jeweils für ein Jahr vorausberechnet und in der Zeitschrift «Geophysical Prospecting» veröffentlicht, damit sie zur Korrektur von gravimetrischen Feldmessungen zur Verfügung stehen. In Abbildung 2 ist ein Beispiel vorgeführt, das den Verlauf von  $b_r$  in Zürich für die Woche vom 9. bis 16. September 1986 (in der das 125jährige Jubiläum der Schweizerischen



**Abb. 2: Prognose für den zeitlich variablen Anteil  $\zeta g$  der Schwerebeschleunigung  $g$  (= Radialkomponente  $b_r$  des Erdgezeitenbeschleunigungsvektors  $\vec{b}$ ) in Zürich vorausberechnet für die Woche vom 9. bis 16. September 1986 (nach Drewes, 1986). Die theoretischen Werte für  $\zeta g$  (mgal) sind im Abstand von jeweils einer halben Stunde angegeben.**

Geodätischen Kommission gefeiert wird!) zeigt. Man kann aus der Quasi-Periodizität den Einfluss von Sonne und Mond auf das Schwerefeld der Erde erkennen. Man sieht weiterhin, dass die Amplituden des Gezeiteneffektes die Empfindlichkeit moderner Gravimeter (0.001 mgal) um fast zwei Grössenordnungen übertreffen und dass deshalb möglichst präzise Korrekturen an den Messwerten angebracht werden müssen.

Die Variationen der Beschleunigungskom-

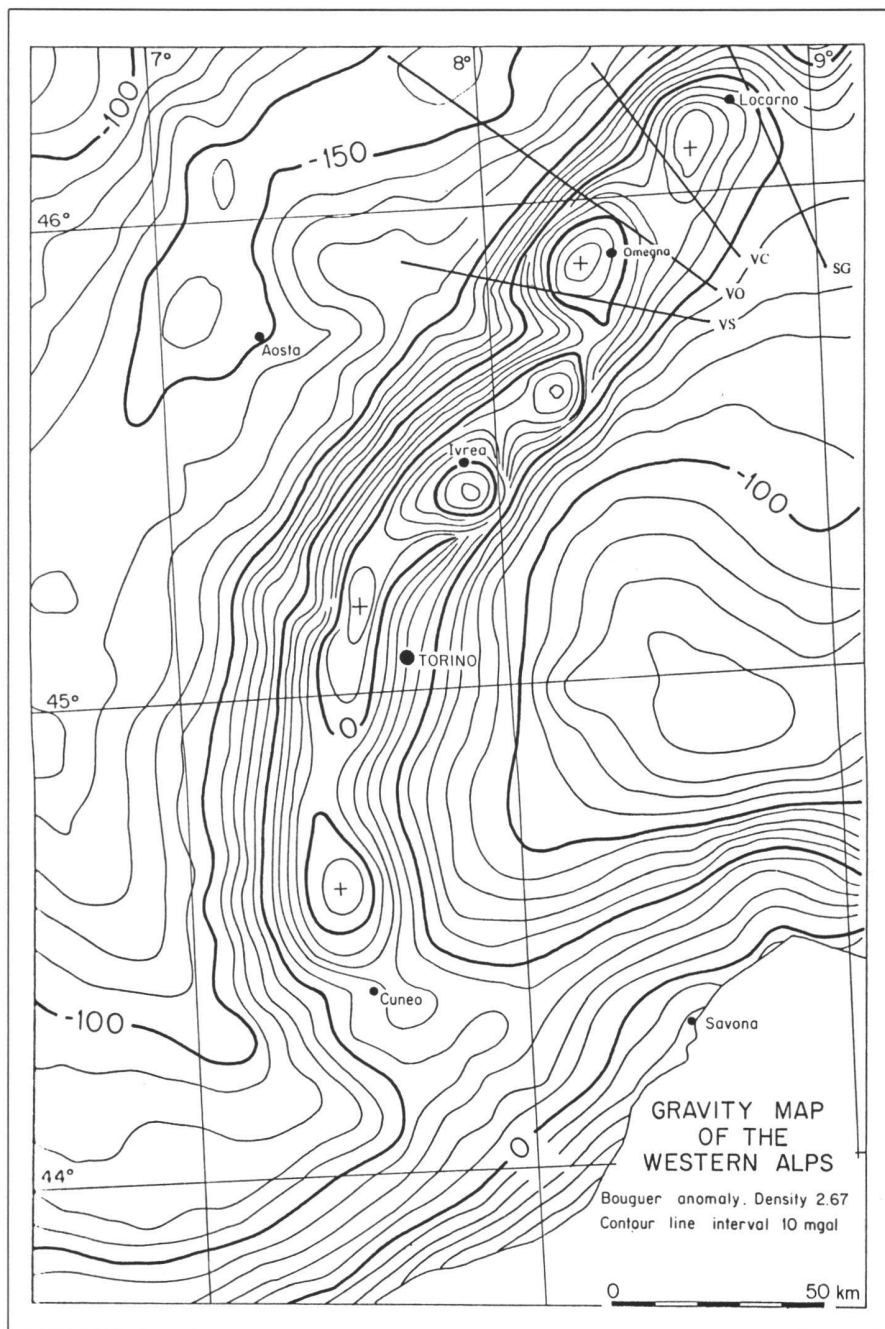
ponente in tangentialer Richtung ( $b_t$ ) werden heute entweder mit einem sehr langperiodischen Horizontalpendel grosser Neigungsempfindlichkeit oder mittels einer sogenannten «Schlauchwaage» beobachtet. Im letzteren Falle werden die Pegelstandsänderungen einer Flüssigkeit an den beiden Enden eines längeren horizontalen Messrohres registriert. Da der Erdkörper selbst durch die Gezeitenkräfte deformiert wird, erhält man Werte für  $b_r$  und  $b_t$  die von den Gleichgewichtsbe-

schleunigungen für eine starre Erde deutlich abweichend. Hebt sich beispielsweise die Erdoberfläche infolge der Gezeitenwirkung, dann wird die Schwerebeschleunigung dort wegen der nun grösseren Entfernung vom Massenschwerpunkt kleiner und die Radialkomponente  $b_r$  erscheint leicht vergrössert. Andererseits neigt sich die Erdoberfläche durch die Deformation so, dass die durch die Tangentialkomponente  $b_t$  verursachte Lotabweichung scheinbar kleiner wird. Aus diesen Messungen lassen sich deshalb durch Vergleich mit der Theorie Aussagen über die Nachgiebigkeit des Materials, d.h. über den Schermodul und über die Dichte in Abhängigkeit von der Tiefe, in der realen Erde ableiten. Beobachtungen der Gezeiten des Erdkörpers werden nicht nur angestellt, um globale Aussagen über die gesamte Erde zu machen, sondern auch um die Grobstruktur der Erdkruste zu erforschen.

## Die Zone von «Ivrea-Verbano» – ein Beispiel für eine markante regionale Schwere-Anomalie

Umfassende geowissenschaftliche Untersuchungen der Erdkruste während der letzten 30 Jahre haben gezeigt, dass sich die Struktur, die stoffliche Zusammensetzung und der physikalische Zustand sowohl lateral wie auch vertikal sehr stark ändern. Die Ergebnisse tiefenseismischer Sondierungen bestätigen eine Blockstruktur der kontinentalen Kruste als Folge der jeweiligen speziellen tektonischen, magmatischen und der von der Metamorphose geprägten Vorgeschichte. An den Rändern dieser Krustenblöcke (oder Lithosphärenplatten) kann es durch Kollisionsvorgänge zu beträchtlichen Deformationen der Erdkruste, ja sogar der gesamten Lithosphäre, kommen, die unter günstigen Umständen – wie zum Beispiel in den Westalpen – einen direkten Einblick in die oberen Bereiche des Erdkörpers erlauben.

Die «Zone von Ivrea-Verbano» am Südfuss der Westalpen ist charakterisiert durch die Existenz ausgeprägter geophysikalischer Anomalien. Im Bereich dieser für die Alpen geologisch atypischen Zone findet man eine markante positive Schwere-Anomalie (bis zu +70 mgal südlich von Ivrea, siehe Abb. 3), die sich gut mit einer sprengseismisch ermittelten Struktur-anomalie im Aufbau der regionalen Erdkruste (siehe z.B. Ansorge et al., 1979) korrelieren lässt. Dieser Befund hat zu der Annahme geführt, dass in der «Zone von Ivrea» ein Krustenspan nahe der Krusten-Mantel-Grenze abgeschert und nach oben gebogen wurde. Dadurch wurde eine Sequenz von Gesteinen höherer Dichte aus der Unterkruste, be-



**Abb. 3:** Karte der Bouguer-Schwereanomalien für die Westalpen (nach Guillaume und Guillaume, 1980). Reduktionsdichte 2670 kg/m<sup>3</sup>, Terraineffekte berücksichtigt bis zu einer Distanz von 166.7 km. Die positive Schwereanomalie rührt von dem sogenannten «Ivrea-Körper» her. Lage der Schwereprofile im Nordteil der «Zone von Ivrea-Verbano» (siehe Abb. 4): SG = Schweizerische Geotraverse, VC = Val Cannobina, VO = Valle d'Ossola, VS = Val Sesia.

gleitet von Fetzen des allerobersten Mantels, fast oder teilweise sogar ganz an die Erdoberfläche gebracht.

Ein Modell dieses anomalen Krustenblocks liefert nicht nur Aufschluss über die Ursache der beobachteten regionalen Schwere-Anomalie (Kissling, 1984), sondern gibt zugleich auch eine Vorstellung über den Verlauf der «Insubrischen Störungszone» und deren Tiefgang. Die eminente Bedeutung der «Insubrischen (oder Periadriatischen) Linie» für die alpine Tektonik ist bereits vor längerer Zeit er-

kannt worden. Sie wird heute als der tiefreichende Kontakt zwischen der eurasischen Platte und dem adriatischen Sporn der afrikanischen Platte im Bereich der Alpen angesehen.

Die gegenwärtig verfügbaren Schwere-messungen beschränken sich – vornehmlich aus topographischen Gründen – auf die grösseren Quertäler zur «Zone von Ivrea-Verbano» (Guillaume und Guillaume, 1980; Klingelé und Olivier, 1980; Kissling, 1980). Für die Konstruktion eines dreidimensionalen Modells des «Ivrea-

Körpers» ist der Vergleich von drei ausgewählten Profilen der Bouguer-Schwere-Anomalien besonders hilfreich (siehe Abb. 4). Deutlich erkennbar ist die vom Val Sesia (Profil VS) ausgehend nach Norden schmaler werdende Zone positiver Bouguer-Anomalien, ohne dass deren Werte dabei stark abnehmen würden. Dies lässt darauf schliessen, dass im Val Cannobina (Profil VC) die Mächtigkeit des «Ivrea-Körpers» zwar abnimmt, der mittlere Dichtekontrast jedoch deutlich zunimmt. Tatsächlich fällt dort dem ultrabasischen Gesteinskomplex von Finero ein grösserer Anteil an der verbliebenen Breite des «Ivrea-Körpers» zu als dies durch die mehr verstreuten ultrabasischen Gesteine im Valle d'Ossola (VO) und im Val Sesia (VS) der Fall ist. Neben Dichtemessungen an den Oberflächengesteinen zeigen auch die dreidimensionalen Modellrechnungen (Kissling, 1980 & 1984), dass der mit der «Ivrea-Zone» in Verbindung gebrachte tieferreichende Störkörper im Nordteil bis an die Oberfläche kommen muss.

Sichere Aussagen über den tieferen Bereich der «Zone von Ivrea-Verbano» sind wegen der ungleichmässigen Verteilung der Messpunkte nur auf den drei Profilquerschnitten (Abb. 4) Val Sesia (VS), Valle d'Ossola (VO) und Val Cannobina (VC) sowie am nordöstlichen Ende bei Locarno möglich. Diese Bereiche sind in der räumlichen Darstellung des «Ivrea-Körpers», welcher alle Gesteine erhöhter Dichte einschliesst, in Abbildung 5 stärker hervorgehoben. Genau so wie im Südteil der Ivrea-Zone hat der Störkörper auch im nördlichen Teil die Form einer steilstehenden Platte von 8 bis 15 km Mächtigkeit, deren Neigung von etwa 52° im Val Sesia bis auf rund 65° östlich des Val Cannobina zunimmt. Das östliche Ende des «Ivrea-Körpers» ist nicht eindeutig zu lokalisieren, da die Gesteine der «Zone von Ivrea-Verbano» bei Locarno unter dem Maggia-Delta verschwinden. Offensichtlich wird dort die Schwere-Anomalie nicht unwesentlich von den quartären Sedimenten der Magadino-Ebene mitbeeinflusst, wie Modellrechnungen gezeigt haben. Berücksichtigt man diese Effekte, dann dürfte sich der «Ivrea-Körper» unter dem Lago Maggiore in Form eines schmalen Keiles (siehe Abb. 5) entlang der Insubrischen Linie bis unter die Magadino-Ebene erstrecken.

An seiner nordwestlichen und nördlichen Begrenzung ist die Trennfläche zwischen dem Ivrea-Körper und dem umgebenden Gestein klar definiert und kann mit Sicherheit bis in 8 km Tiefe verfolgt werden. Entlang den drei Schwere-Profilen (siehe Abb. 4) lassen die Modellrechnungen bis zu einer Tiefe von 12 km praktisch keinen Spielraum für die oberflächennahe Neigung der Grenzfläche, weil der Schweregradient, der Dichtekontrast und die Kon-

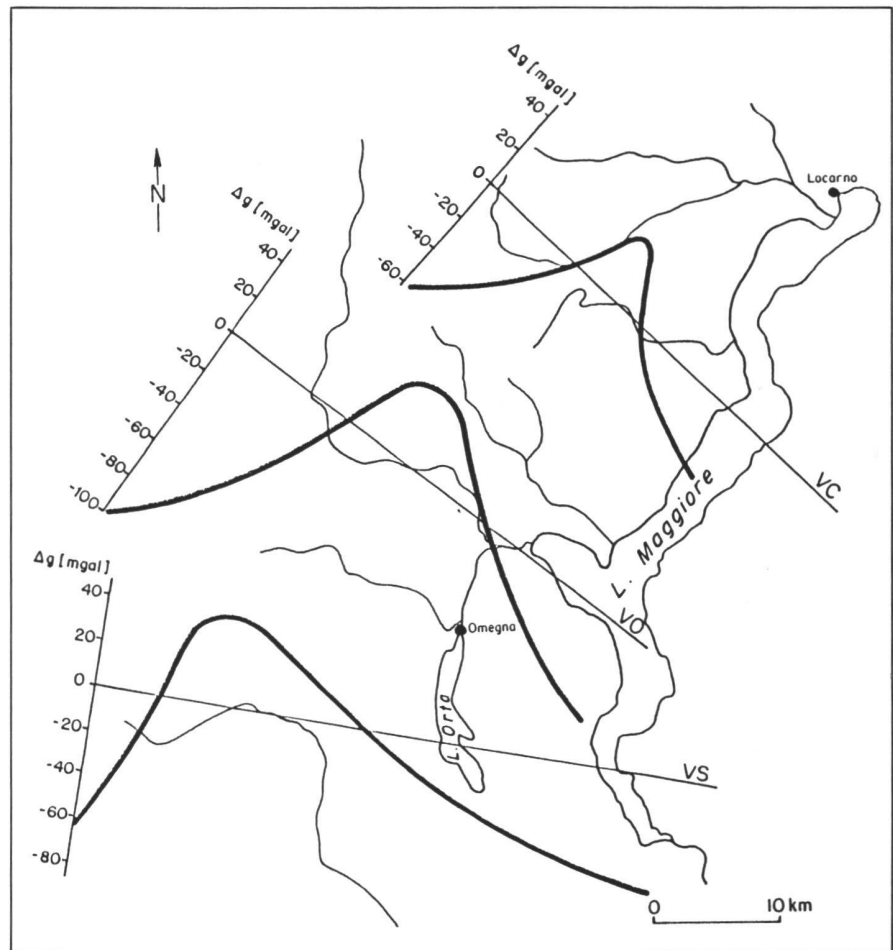


Abb. 4: Vergleich von drei Schwereprofilen ( $\Delta g$  = Bouguer – Schwereanomalie) im nördlichen Bereich der «Zone von Ivrea-Verbano» (siehe Abb. 3). VC = Val Cannobina, VO = Valle d'Ossola, VS = Val Sesia (nach Kissling, 1984).

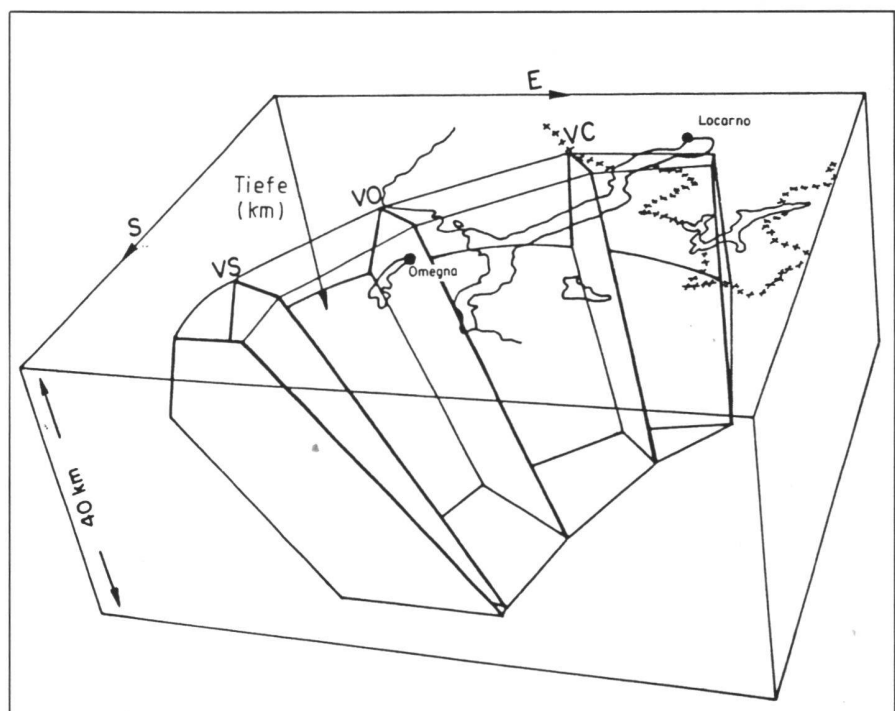
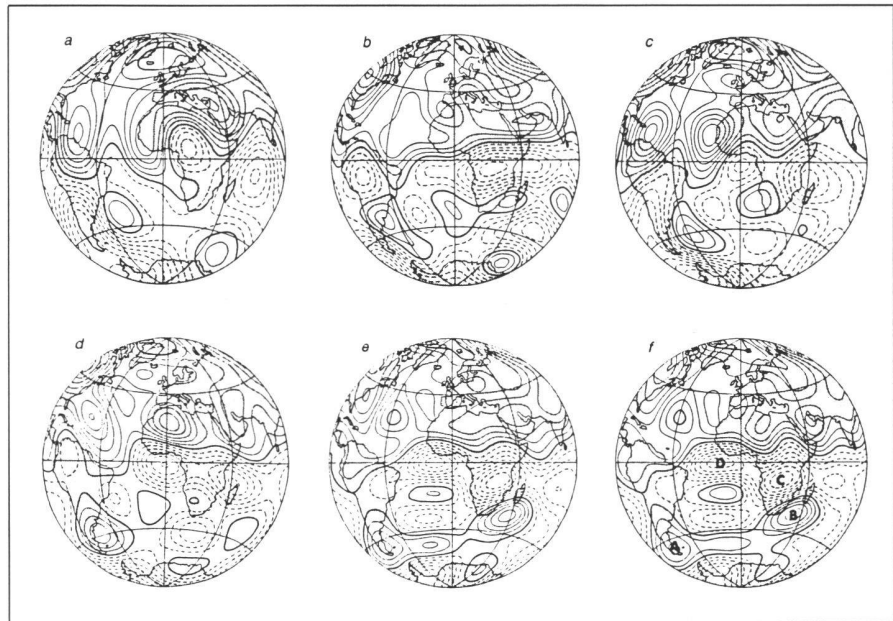


Abb. 5: Dreidimensionales Modell für den Nordteil des «gravimetrischen Ivrea-Körpers» (nach Kissling, 1984). VC = Val Cannobina, VO = Valle d'Ossola, VS = Val Sesia (vgl. Abb. 3 und 4).

taktspur an der Erdoberfläche bestimmt sind. Von Süden nach Norden fortschreitend fällt die Grenzfläche immer steiler nach Westen und Nordwesten ein ( $VS \sim 55^\circ$ ,  $VO \sim 60^\circ$ ,  $VC \sim 75^\circ$ ) und steht im Centovalli praktisch senkrecht. Damit wird auch die Lage der «Insubrischen Störungszone» besser verständlich und ihr Verlauf kann mit Hilfe der Schwere-Modelle bis in eine Tiefe von rund 10 km verfolgt werden (Abb. 5). Für Tiefen grösser als 12 km sind die Schlussfolgerungen aus den Modellrechnungen nicht mehr so zwingend; trotzdem ist es notwendig, einen bis in 40 km Tiefe hinunterreichenden Körper erhöhter Dichte anzunehmen, welcher gegen die Südalpen hin einfällt (Abb. 5). Die Interpretation der Schwere-Anomalien deutet darauf hin, dass es sich bei dem «Ivrea-Körper» um ein Gemisch aus Mantel- und unterem Krustenmaterial handelt, wobei mit der Tiefe der Anteil der dichteren Gesteine ansteigen muss, um einen einigermaßen gleichbleibenden Dichtekontrast zu gewährleisten. All diese einschränkenden Bedingungen legen nahe, dass es sich bei dem «Ivrea-Körper» um das Relikt einer Riff flanken-Struktur zu handeln scheint. In einem späteren Kollisionsvorgang ist dieses Krustenpaket in unmittelbarer Nähe der Krusten-Mantel-Grenze abgeschert und spannförmig nach oben gebogen worden. Die dabei nahe an die Erdoberfläche verfrachteten Gesteinsserien höherer Dichte aus der unteren Kruste und dem obersten Mantel sind für die heute beobachtete positive Schwere-Anomalie an der Innenseite des Westalpenbogens verantwortlich.

## Zeitliche Variationen des Erdmagnetfeldes

Das Magnetfeld der Erde ist zeitlichen Schwankungen unterworfen, die Zeitintervalle von einigen Sekunden bis zu Millionen von Jahren umfassen. Unregelmässigkeiten mit einer Zeitdauer von weniger als rund fünf Jahren werden vornehmlich von extraterrestrischen Prozessen dominiert. Es handelt sich dabei um den Einfluss, den örtlich und zeitlich veränderliche Magnetfelder, die von elektrischen Stromsystemen in der Ionosphäre und Magnetosphäre erzeugt werden, durch Überlagerung auf das erdmagnetische Innenfeld ausüben. Diese vom Aussenfeld der Erde herrührenden Unregelmässigkeiten werden als «Variationen» (mit Perioden  $> 10$  Minuten) bzw. als «Pulsationen» (mit Perioden von 0.2 bis 600 Sekunden) bezeichnet. Die «Variationen» an magnetisch ruhigen Tagen weisen einen regelmässigen Verlauf auf, der sich am selben Ort Tag für Tag periodisch mit der Sonnenzeit in ähnlicher Weise wiederholt. Ein Beispiel dafür ist in Abbildung 7 wiedergegeben, welches das



**Abb. 6: Konturdiagramme (Isolinienabstand  $100 \mu T$ ) für die «Säkularvariation», d.h. die zeitliche Änderung der Radialkomponente des Erdmagnetfeldes an der Kern-Mantel-Grenze (nach Bloxham und Gubbins, 1985). Modelle für sechs ausgewählte Zeitepochen: a = 1715.0, b = 1777.5, c = 1842.5, d = 1905.5, e = 1969.5, f = 1980.0. Die ausgezogenen Isolinien stellen den magnetischen Fluss in den Erdkern, die gestrichelten Isolinien den Fluss aus dem Kern dar. Das Nullfeld ist durch kräftige Konturlinien markiert. Die Bewegung der vier Zentren (A,B,C,D) im Modell f (1980.0) kann zeitlich gut zurückverfolgt werden.**

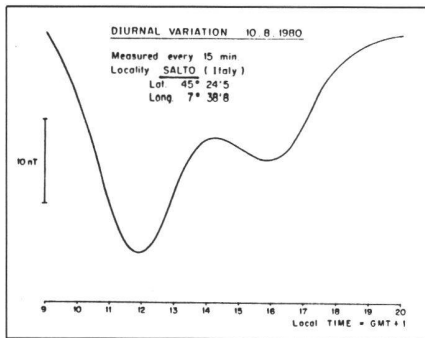
relative Minimum in der Totalintensität um 12 Uhr mittags (Lokalzeit) sehr anschaulich illustriert.

An magnetisch gestörten Tagen überlagert sich dem üblichen Tagesgang eine starke hochfrequente Schwankung, die mehrere Stunden andauern kann und die man als einen «magnetischen Sturm» bezeichnet. Solche «Stürme» sind die Folge von Sonneneruptionen, die durch den erhöhten «solaren Wind» zu einer Ionisationsverstärkung in der D-Schicht der Ionosphäre führen. Störungen dieser Art kommen mit Lichtgeschwindigkeit in acht Minuten von der Sonne zur Erde; sie erfassen gewöhnlich die gesamte Erdoberfläche und sind unabhängig von den jeweiligen meteorologischen Bedingungen. Feldschwankungen, die eine längere Zeitdauer aufweisen, sind gewöhnlich unter dem Sammelbegriff der «Säkularvariation» bekannt. Sie beruhen auf Ursachen, die im Inneren der Erde zu suchen sind. Ihr Studium eröffnet die Möglichkeit, die dynamischen Vorgänge an der Mantel-Kern-Grenze und in den oberen Bereichen des flüssigen äusseren Erdkerns verstehen zu lernen. Sporadische Beobachtungen des Erdmagnetfeldes reichen etwa eintausend Jahre zurück; systematische Beobachtungen werden seit über dreihundert Jahren ausgeführt. All diese Daten liefern die Grundlage für eine Rekonstruktion der zeitlichen Schwankungen des Erdmagnetfeldes während der zurückliegenden rund 250 Jahre.

Die zwei wichtigsten Merkmale der Säkularvariation sind die Westdrift des Nichtdipolfeldes der Erde, die etwa  $1^\circ$  pro 5 Jahre beträgt, und die Abnahme der Dipolkomponente des Erdmagnetfeldes um rund 7 Prozent seit 1845. Beide Beobachtungen sind die Folge von Vorgängen, die im flüssigen äusseren Erdkern ablaufen und die auf eine westwärts gerichtete Strömungsbewegung relativ zum Erdmantel schliessen lassen bzw. auf eine für den Dynamo-Prozess typische systeminterne Oszillation hindeuten.

Vor kurzem sind Modelle des Magnetfeldes an der Kern-Mantel-Grenze für ausgewählte Epochen von 1715.0 bis 1980.0 von Bloxham und Gubbins (1985) veröffentlicht worden. In Abbildung 6 sind die Isolinien für die Radialkomponente des Magnetfeldes an der Kern-Mantel-Grenze für eine Serie von sechs Modellen (a,b,c,d,e,f) wiedergegeben. Im Gegensatz zu den bisherigen Vorstellungen zeigt sich, dass eine klar erkennbare Westdrift der Säkularvariation nur in gewissen wohldefinierten Bereichen des äusseren Kerns auftritt.

Am bekanntesten sind die Zentren des magnetischen Flusses in der südlichen Hemisphäre, die aus dem Bereich  $90^\circ$  östlicher Länge sich über Afrika nach Südamerika bewegen, verbunden mit einer Änderung in der Intensität. Es ist möglich, vier solcher Zentren (A,B,C,D in Abbildung 6f für 1980.0) zu identifizieren und deren Bewegung über die verschiedenen



**Abb. 7:** Beispiel für die Tagesvariation der Totalintensität des Erdmagnetfeldes (nach Wagner, Klingelé und Mage, 1984). Der Tagesgang wurde während der Feldmessungen in der Ivrea-Zone am 10. August 1980 alle 15 Minuten aufgenommen.

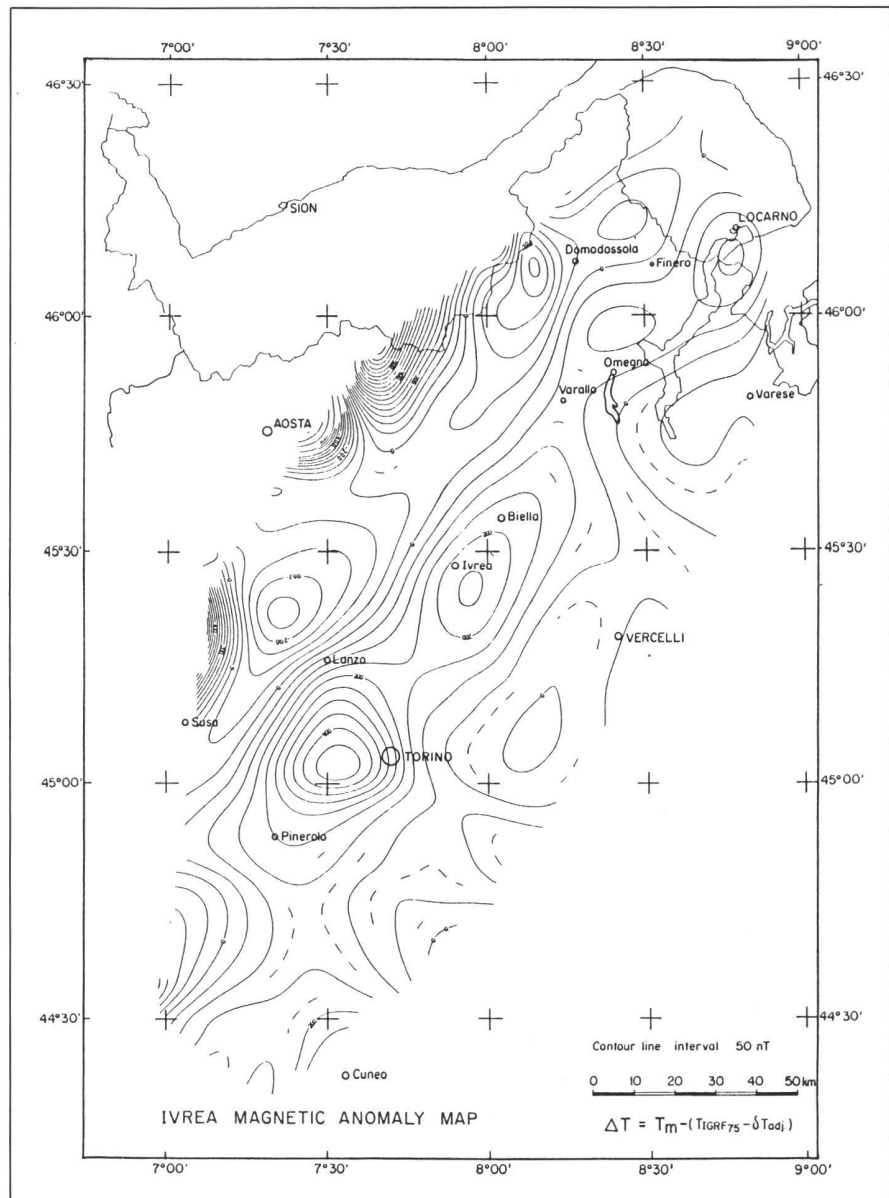
Epochen zurückzuverfolgen. Einige andere Zentren driften entweder zu rasch westwärts oder gehen ineinander auf. Daneben gibt es konzentrierte Flussbündel, die seit über 250 Jahren mehr oder weniger stationär geblieben sind. Die Abfolge von «Hochs» und «Tiefs» in der Feldverteilung unter Europa und dem Nordatlantik weisen auf ein wellenähnliches Strömungsmuster hin, das sich räumlich nur sehr langsam ändert.

Es ist unwahrscheinlich, dass das Strömungssystem im äusseren Erdkern bezüglich des Mantels als stationär angesehen werden kann. Quasistatische Strömungszentren sind deshalb nur unter der Annahme verständlich, dass die Strömungen im äussersten Teil des Kerns eng mit dem Mantel gekoppelt sind, wobei drei Kopplungsmechanismen (thermisch, elektromagnetisch und topographisch) in Betracht gezogen werden müssen.

## Der «magnetische Ivrea-Körper» – ein Beispiel für eine grossräumige erdmagnetische Anomalie

Die «Zone von Ivrea-Verbano» und die sich nach Südosten anschliessende «Strona-Ceneri-Zone» enthalten Serien von Gesteinen, die nach ihrem Metamorphosegrad in systematischer Abfolge aus dem obersten Erdmantel, der unteren, der mittleren und der oberen Erdkruste stammen und eine grossräumige magnetische Anomalie bewirken. In den zurückliegenden Jahren wurde das gesamte Gebiet des Piemonte zwischen Cuneo und Locarno entlang einer grossen Zahl von Profilen engmaschig vermessen (Albert, 1974; Schwendener, 1984; Klingelé et al., 1984; Wagner et al., 1984), wobei grösste Sorgfalt auf die präzise Erfassung der regionalen Tagesvariationen des Erdmagnetfeldes gelegt wurde (Abb. 7).

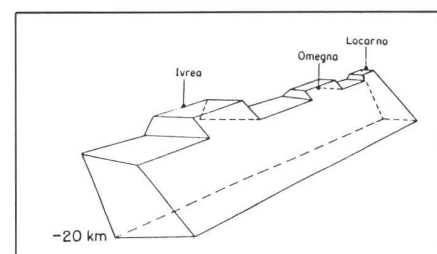
Eine Karte der aus den Messungen der Genfer Arbeitsgruppe ermittelten erd-



**Abb. 8:** Karte der Totalintensitätsanomalien des Erdmagnetfeldes (Epoche 1980.7) für die «Zone von Ivrea-Verbano» (nach Wagner, Klingelé und Mage, 1984). Die Kette der positiven Anomalien zwischen Cuneo und Locarno lässt sich gut mit den Schwereanomalien für das gleiche Gebiet (vgl. Abb. 3) korrelieren.

magnetischen Anomalien ist in Abbildung 8 wiedergegeben. Deutlich erkennbar ist eine Kette von positiven Anomalien, die dem inneren Westalpenbogen von Süden nach Norden folgend durch fünf lokale Maxima bei Cuneo, westlich von Turin, südöstlich von Ivrea, im Valle d'Ossola (nördlich von Omegna) sowie südlich von Locarno charakterisiert ist.

Die regionale magnetische Anomalie lässt sich am einfachsten durch eine nach Südosten geneigte Platte erklären (Wagner et al., 1984), an deren Oberseite lokale «Höcker» aufgesetzt sind und die sich leicht verdickend bis in eine Tiefe von rund 20 km, d.h. bis zur Curie-Temperatur, reicht (Abb. 9). Detaillierte Vermessungen der Anomalien im Val Strona und im Valle d'Ossola (Schwendener, 1984) haben gezeigt, dass die lokalen magnetischen Feld-



**Abb. 9:** Modellskizze für den «magnetischen Ivrea-Körper» (nach Wagner, Klingelé und Mage, 1984). Die Basis des Modellkörpers reicht bis in eine Tiefe von 20 km, in der vermutlich die Curie-Temperatur erreicht wird.

störungen zum Grossteil von den meist sehr schmalen basischen Gesteinsschichten (mit Mächtigkeiten im 100 m-Bereich)

herrühren. Wegen der komplexen Geologie in der Ivrea-Zone ist jedoch selbst eine Korrelation markanter magnetischer Anomalien auf Profilen in benachbarten Tälern sehr schwierig.

Vergleicht man die Karte der magnetischen Anomalien (Abb. 8) mit der Karte der Bouguer-Schwere-Anomalien (Abb. 3), so kann man eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den Hochlagen des «magnetischen Ivrea-Körpers» bei Ivrea, Omegna und Locarno (Abb. 9) und den lokalen Schwere-Maxima an denselben Stellen feststellen. Diese Höcker-Struktur wurde bei der Konstruktion des dreidimensionalen Schwere-Modells in Abb. 5 nicht berücksichtigt. Abweichungen des «Ivrea-Körpers» mit höherer Dichte von dem Störkörper, der die beobachteten magnetischen Anomalien erzeugt, nehmen offensichtlich mit wachsender Tiefe zu. Da einige der Gesteine mit höherer Dichte in der Ivrea-Zone, wie z.B. die Stronalithe und die Kinzigite, nicht alle in gleichem Masse wie die serpentinisierten ultrabasischen Mantelfetzen, die Amphibolite und Metagabros zu der resultierenden magnetischen Anomalie beitragen (Wagner, 1984), ist diese Diskrepanz durchaus verständlich.

Nur durch den kombinierten Einsatz mehrerer geophysikalischer Erkundungsverfahren wird es in den kommenden Jahren möglich sein, ein abgerundetes

Bild von der Tiefenstruktur des «Ivrea-Körpers» zu erhalten mit dem Ziel, diese aussergewöhnliche «Unregelmässigkeit» im Aufbau der kontinentalen Lithosphäre besser verstehen zu lernen.

## Literatur

Bei den Veröffentlichungen [8] – [13] handelt es sich um «Beiträge zur Geologie der Schweiz, Reihe Geophysik» – «Matériaux pour la Géologie de la Suisse, Série Géophysique» (abgekürzt MGS, Sér. Géophys.), die von der Schweizerischen Geophysikalischen Kommission der SNG publiziert und vom Geographischen Verlag Kümmerly & Frey in Bern vertrieben werden.

- [1] Albert, G.: Die magnetische Anomalie der Ivrea-Zone. Journ. Geophys., Vol. 40, p. 283-301, 1974.
- [2] Ansoerge, J., Müller, St., Kissling, E., Guerra, I., Morelli, C. and Scarascia, S.: Crustal section across the Zone Ivrea-Verbano from the Valais to the Lago Maggiore. Boll. Geofis. Teor. ed Appl., Vol. 21, p. 149-157, 1979.
- [3] Balmino, G., Reigber, Ch. and Moynot, B.: The GRIM 2 Earth Gravity Field Model. Veröff. d. Deutschen Geodätischen Kommission (München), Reihe A: Theoretische Geodäsie, Heft Nr. 86, 1976.
- [4] Bloxham, J. and Gubbins, D.: The secular variation of the Earth's magnetic field. Nature, Vol. 317, p. 777-781, 1985.
- [5] Drewes, H.: Erdzeiten-Prognose August bis Oktober 1986. Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut, Abt. I: Theoretische Geodäsie (München), 1986.

- [6] Guillaume, A. et Guillaume, S.: Nouvelles cartes des anomalies de la pesanteur dans les Alpes occidentales. Comptes Rendus, Acad. Sci. (Paris), Vol. 290, Sér.D, p. 163-166, 1980.
- [7] Kissling, E.: Krustenaufbau und Isostasie in der Schweiz. Diss. ETH-Zürich Nr. 6655, 165 p., 1980.
- [8] Kissling, E.: Three-dimensional gravity model of the northern Ivrea-Verbano Zone. MGS, Sér. Géophys., No. 21, p. 53-61, 1984.
- [9] Klingelé, E. et Olivier, R.: La nouvelle carte gravimétrique de la Suisse (Die neue Schwerekarte der Schweiz). MGS, Sér. Géophys., No. 20, p. 1-93, 1980.
- [10] Klingelé, E., Finckh, P. and Deichmann, N.: Detailed survey of the Locarno magnetic anomaly, Switzerland. MGS, Sér. Géophys., No. 21, p. 39-47, 1984.
- [11] Schwendener, H.: The Ivrea magnetic anomaly in the Valle d'Ossola and Val Strona area, Northern Italy. MGS, Sér. Géophys., No. 21, p. 49-51, 1984.
- [12] Wagner, J.-J.: Petrophysical properties of the Ivrea Zone and adjacent areas. MGS, Sér. Géophys., No. 21, p. 31-37, 1984.
- [13] Wagner, J.-J., Klingelé, E. and Mage, E.: Regional geomagnetic study of the southern border of the Western Alps – The Ivrea Body. MGS, Sér. Géophys., No. 21, p. 21-29, 1984.

Mitteilung Nr. 518 aus dem Institut für Geophysik, ETH Zürich

Adresse des Verfassers:

Prof. Dr. Stephan Müller  
Institut für Geophysik  
ETH-Hönggerberg  
CH-8093 Zürich

## L'état actuel de la recherche sur les mouvements de la croûte terrestre en Suisse

F. Jeanrichard

**L'article donne un aperçu succinct des travaux réalisés jusqu'à ce jour dans différentes régions de la Suisse en vue d'obtenir une image des mouvements récents de la croûte terrestre.**

**Der Bericht gibt einen kurzen Überblick über die bisher ausgeführten Arbeiten in verschiedenen Regionen der Schweiz zur Gewinnung eines Bildes der rezenten Krustenbewegungen.**

### 1 Le cadre de la recherche sur les mouvements récents de l'écorce terrestre

L'étude des mouvements récents de la croûte terrestre a pris un essor particulièrement réjouissant durant les vingt dernières années. L'émulation scientifique internationale, la coopération interdisciplinaire et les moyens d'investigation toujours plus puissants ont contribué fortement à ce développement. Par le biais des programmes de recherche patronnés par le Conseil internatio-

nal des unions scientifiques (Upper Mantel Project, Geodynamics Project) ou par le Comité du Conseil européen de la recherche scientifique (géotraverse de la Scandinavie à la Tunisie) dans le cadre du projet international 'Lithosphère' [4], la Suisse a contribué et contribue encore actuellement aux recherches menant à une meilleure connaissance des structures de notre planète et des mécanismes qui les modifient.

La Commission pour les mouvements récents de la croûte terrestre de l'Association internationale de géodésie, dans laquelle la

Suisse est représentée, s'est fixé pour but d'établir une documentation concernant la bibliographie et les données numériques sur les mouvements de la croûte terrestre dans le monde, de publier des cartes de ces mouvements et de favoriser les échanges d'informations.

Les mesures géodésiques ont un rôle particulier à jouer dans ces recherches en donnant l'élément quantifiable des mouvements actuels. Plus la précision de ces mesures augmente, plus l'analyse de la cinématique de la croûte terrestre peut se faire de façon détaillée.

Jusqu'à présent, il était beaucoup plus facile de déceler des mouvements verticaux que des mouvements horizontaux de même amplitude dans le même laps de temps. Cela provient de ce que depuis le début du vingtième siècle déjà, la précision des réseaux de nivellement nationaux atteint 1 à 2 mm/km, tandis qu'il n'est possible que depuis 10 ans environ, d'obtenir une précision de  $10^{-6}$  dans les réseaux de triangulation. Les développements récents de télémètres électro-optiques et la géodésie par satellites permettront d'atteindre d'ici peu  $10^{-7}$ .

Il est dès lors fort compréhensible que les réseaux des nivellements nationaux aient donné jusqu'ici beaucoup plus d'indications sur les mouvements verticaux de la croûte