

1966; W. SCHLAGER, 1969; P. SCHMIDT-THOME, 1953 b, 1954; M. SCHUCH, 1977; W. SCHWARZACHER, 1948; R. SCHWINNER, 1951; E. SENFTL & CH. EXNER, 1973; P. STEINHAUSER, 1980; E. SUESS, 1913; A. TOLLMANN, 1969 b, 1970 a, 1977 a, 1978 b, 1980 c; L. WAAGEN, 1927; J. WENDT, 1971 c.

I GEOPHYSIKALISCHE DATEN ZUM BAU DER OSTALPEN

1. Die Beziehung der Geologie zur Geophysik

Mit der rapide fortschreitenden Verfeinerung der Methodik in der Geophysik und der Ausschöpfung der Computerberechnungen für hochkomplexe Systeme gewinnt dieser Zweig der Erdwissenschaften in der jüngsten Zeit zusehends an Bedeutung zur konkreten Beantwortung geologisch-tektonischer Fragestellungen. So hat sich eine neue, engere Zusammenarbeit zwischen den Wissenszweigen der Geologie und Geophysik ergeben, die sich bereits für beide Richtungen äußerst befruchtend ausgewirkt hat.

Es ist eine breite Palette von geophysikalischen Arbeitsrichtungen, die für die Geologie von unmittelbarem Interesse sind. Sie umfaßt zunächst den Bereich der Seismik, der Gravimetrie, der Magnetik, der Geoelektrik und Magnetotellurik, hinzu kommen Wärme fluß-, Gebirgsdruck-, Erdkrustengezeitenmessungen und die Erfassung der säkulären rezenten Bewegungen der Kruste. Ebenfalls in engstem Konnex mit der Tektonik steht die Seismologie und die Paläomagnetik, die sich innerhalb der Geophysik schon zu eigenen Zweigen entwickelt haben.

Es ist nun im folgenden nicht möglich, auf all die in diesen Bereichen in Österreich ausgeführten Arbeiten und deren Ergebnisse in diesem Rahmen im einzelnen einzugehen. Es soll aber an Hand von ausgewählten Beispielen der Beitrag der Geophysik zur Erforschung des geologischen Bildes unseres Landes dargelegt werden, und es muß vor allem der Succus über die heute bereits sehr aussagekräftigen modernen Berechnungen zum Tiefbau der Ostalpen, zum Aufbau der Kruste und des Mantels unter den Ostalpen, dargelegt werden, der ja in direktem Konnex mit den großen deckentheoretischen und plattentektonischen Überlegungen steht und nun von ganz anderer Seite her die so lange bestrittenen großräumigen Umgestaltungen der Erdrinde in diesem Orogen bestätigt. Daher wird im folgenden zunächst das Gesamtbild, das die Geophysik heute zum Tiefbau der Ostalpen bietet, veranschaulicht, und dann werden beispielhaft die übrigen erwähnten Teildisziplinen zur Sprache kommen.

2. Der Tiefbau der Ostalpen auf Grund der geophysikalischen Ergebnisse

a) Anmerkungen zur Forschungsgeschichte. Die Kombination von seismischen, gravimetrischen, magnetischen und magnetotellurischen Messungen ermöglicht es uns heute, sehr konkrete Vorstellungen über den Aufbau der Kruste und des obersten Mantels unter den Alpen bis in Tiefen von 100 km zu entwickeln und darüber hinaus bis zu 300 km Tiefe gewisse Aussagen zu treffen. Die wichtigsten Ergebnisse hierzu haben ohne Zweifel die seismischen und gravimetrischen Methoden geliefert. Erste detaillierte Angaben über die Tiefenstruktur der Ostalpen hat 1947 E. HOLOPAINEN auf Grund von gravimetrischen Messungen und isostatischen Überlegungen veröffentlicht, während in den Westalpen seit 1921 Ergebnisse über derartige Untersuchungen vorliegen.

Seit über dreißig Jahren werden refraktionsseismische Messungen über die Struktur der Kruste im alpinen Raum durchgeführt und ausgewertet, sodaß die Alpen auch in krustenseismischer Hinsicht das besterforschte Gebirge der Welt darstellen. Naturgemäß hat die Vorstellung von der Tiefenlage und Struktur der geophysikalischen „Gebirgswurzel“ mit dem raschen Fortschritt der Meßtechnik auch einen raschen Wandel erfahren: Noch in den sechziger Jahren hatte man zwei Modelle des Alpenquerprofiles der Tiefe nebeneinander gestellt (P. GIESE, 1965, Abb. 3; C. PRODEHL, 1965, Abb. 30), wobei eine verdoppelte Wurzel unter dem Alpenhauptkamm und südlich davon angedeutet worden war. Der Tiefgang der Nördlichen Kalkalpen und ihrer Jungsedimentunterlage war noch wesentlich zu seicht berechnet worden (C. PRODEHL, 1964, Abb. 5: wenig über 5 km im Meridianstreifen von Innsbruck, in welchem Raum die Tiefbohrung Vorderriß 1 im Jahre 1979 mit ihren 6468 m erst das Helvetikum erreicht hat und heute das Kristallin geophysikalisch erst in 8 km, rasch auf 9 km und mehr gegen Süden abfallend, geortet worden ist – G. BACHMANN et al., 1979, 1981 a, b, 1982). Kurz davor hatte über diesen westlichen Kalkalpenabschnitt H. REICH (1960, S. 471) nach geophysikalischen Untersuchungen noch vermerkt, daß kein Grund vorliege, den Bildungsraum der Kalkalpen weit nach Süden zurückzunehmen.

Im Jahre 1968 führte dann P. GIESE – von den Westalpen ausgehend – ein neues Modell ein, bei dem unter Eindruck der Erkenntnisse über die Ivreazone eine starke Geschwindigkeitsinversion unter dem hochgeschleppten Mantelmaterial für die Zentralalpen angesetzt wurde und so die heute gültige Vorstellung von der Verdoppelung der Kruste unter den Alpen angebahnt worden war.

In diese Forschungsphase zur Frage der Großstrukturen bis 1975 fallen die Auswertungen des ersten großen seismischen Alpenquerprofiles zwischen Eschenlohe (bei Murnau in Bayern) und Lago Lagorai (SE Bozen) durch C. PRODEHL (1965), die Verwertung der Aussage der 1965 durch E. SENFTL über Österreich veröffentlichten Bouguer-Karte der Schwereanomalien, der Beitrag der gravimetrischen Arbeiten der Schule ROSENBACH ab 1962 in Teilregionen der Ostalpen und schließlich die Untersuchungen von deutschen und österreichischen Forschern im Zusammenhang mit der Geotraverse IA (1968 bis 1975), unter denen die Arbeitsgruppe G. ANGENHEI-

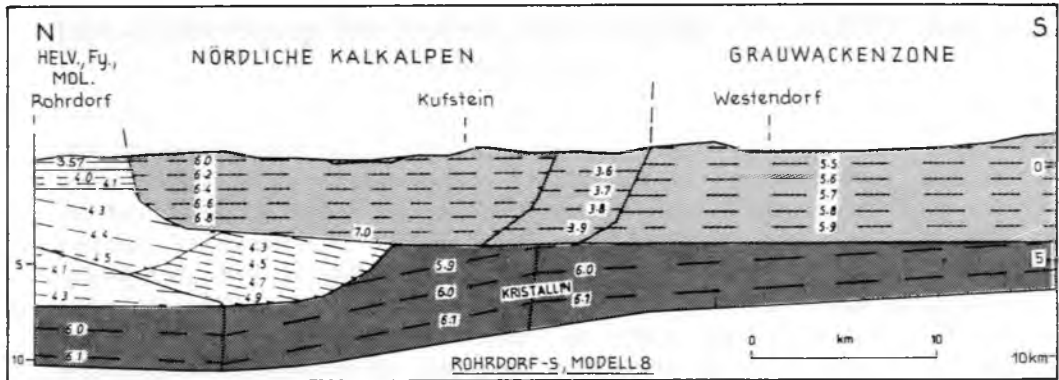


Abb. 44: Das refraktionsseismische Profil am Alpennordrand im Meridian von Kufstein zeigt die Unterlagerung des Nordteiles der Kalkalpen (deren Leitgeschwindigkeit $v = 6\text{--}7$ km/sec) durch ein Material mit geringerer Leitgeschwindigkeit für Longitudinalwellen ($v = 4,3\text{--}4,9$ km/sec), das Molasse bzw. Flysch repräsentiert; nach M. WILL aus G. ANGENHEISTER et al. (1975, Abb. 13). Damit ist die Allochthonie der Nördlichen Kalkalpen auch in ihrem Westabschnitt noch vor der Bestätigung durch die Bohrungen geophysikalisch bezeugt worden.

STER et al. aus München besonders interessante Ergebnisse zur Untergrundstruktur der Alpennordzone beigetragen hat. Die zahlreichen geophysikalischen Untersuchungen der Erdölfirmen in Österreich sind zum guten Teil unveröffentlicht geblieben, aber wenigstens bei der Erstellung eines gravimetrischen Krustenmodelles der Ostalpen durch W PARTSCH (1971) teilweise mitverwertet worden.

In diesen Zeitraum fällt die Erfassung einer regional verfolgbaren mächtigen Inversionszone der P-Wellengeschwindigkeit in der Kruste mit Maximum tief unter dem Tauern-Fenster, die Erfassung der mindestens 15 km weit zurückreichenden Unterlagerung der Kalkalpen im Abschnitt S Chiemsee – Rosenheim durch leichteres Material aus Flysch und Molasse in einer Mächtigkeit von 3 bis 7 km (Abb. 44) u. a. mehr – L. AHORNER et al. (1972), G. ANGENHEISTER (1969), G. ANGENHEISTER et al. (1972, 1974, 1975), M. CHOUDHURY et al. (1971), H. CLOSS (1975), P. GIESE (1972), P. GIESE et al. (1970, 1975), J. MAKRIŠ (1971), M. WILL (1976) u. a.

Den entscheidenden Fortschritt aber brachte das internationale geophysikalische Großprojekt des 850 km langen „Alpen-Längsprofiles“, für welches in der Zeit vom 8. bis 20. September 1975 refraktionsseismische Messungen von Frankreich bis Ungarn mit Großsprengungen in der Wattener Lizum, am Zirbitzkogel, bei Hochfilzen und Bad Deutsch Altenburg durchgeführt wurden. Im Jahre 1977 kam ein seismisches Längsprofil in den Südalpen, 1978 eine Querverbindung dieser beiden Längsprofile durch das Schrägprofil von Eschenlohe/Murnau–Lienz–Grado/Adria hinzu. Die Auswertungen des umfassenden Datenmaterials hierüber sind von HEINZ MILLER (1976 als Reporter der „Alpine Explosion Seismology Group“), HEINZ MILLER et al. (1977), P. GIESE & N. PAVLENKOVA (1976), P. GIESE & C. PRODEHL (1976), P. GIESE & K. REUTTER (1978), P. GIESE (1980), K. ARIC et al. (1979, 1981, 1982) und G. ANGENHEISTER (1980) vorgelegt worden.

3. Die Krustenstruktur im Bereich der Ostalpen

Die Ergebnisse der neuesten Forschungskampagne über die Krustenstruktur im Bereich der Ostalpen lassen sich wie folgt zusammenfassen: Im Querprofil Murnau–Bozen–Vicenza nimmt die Krustendicke über dem Mantel von 30 km am Nordrand der Molasse und 40 km am Alpennordrand regelmäßig bis 55–60 km im Raum Bozen zu und wird dann in ihrer Mächtigkeit rasch rückläufig, indem sie zwischen Verona und Trento nur mehr 30 km Stärke aufweist (Abb. 45 und 46). Das heißt, daß die größte Mächtigkeit von der Hauptachse der Alpen weit nach Süden verschoben ist. Bei der Station Arnoldstein, also im Bereich der Periadriatischen Linie, wurde bei Auswertung der Friauler Beben eine Krustendicke bis zur Moho-Diskontinuität von 48 km berechnet (K. ARIC, 1981, S. 288). Am Nordrand der südalpinen Kruste (die ja in den Ostalpen im Ostalpin fortsetzt), läßt sich eine Diskontinuität in der Laufzeit der P-Wellen in einer Tiefe von 20 bis 25 km feststellen: Bis dahin nimmt die Geschwindigkeit zunächst bis auf 7,0 km/sec. zu, um darunter wiederum auf durchschnittlich 6,4 km abzusinken. Nördlich davon tritt dann die markante Krustenverdickung auf. P. GIESE (1980, S. 56 f.) hat daraus wohl zurecht eine durch Subduktion des nördlichen Vorlandes entstandene Krustenverdoppelung abgeleitet (Abb. 46). Ohne

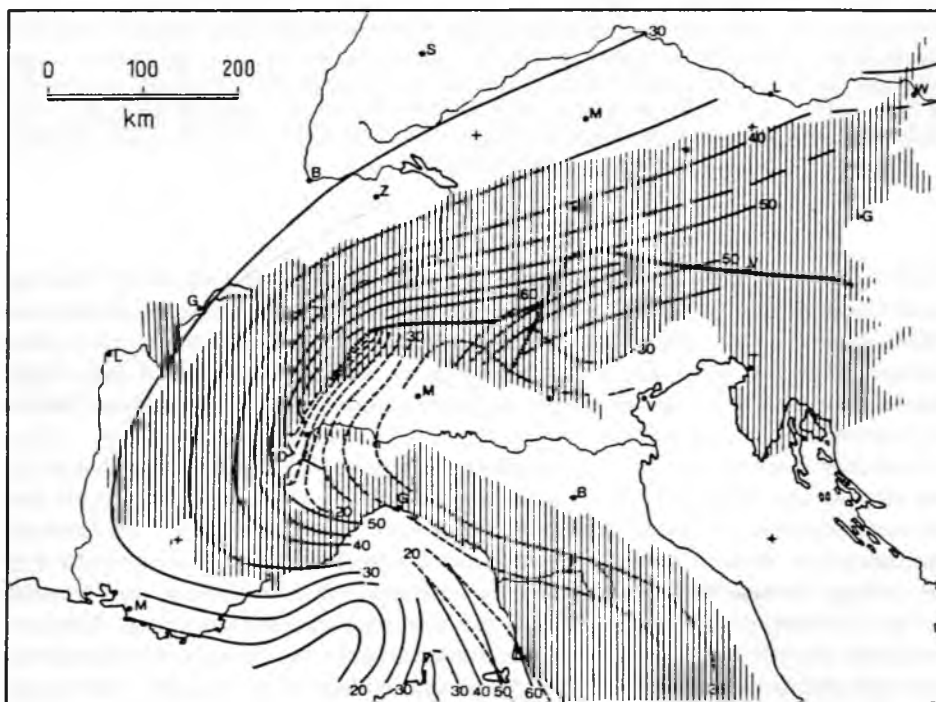


Abb. 45: Die Mächtigkeitsverhältnisse der Kruste in den Alpen nach P. GIESE (1980, Abb. 10). Zahlenangaben in Kilometern. Die Achse der größten Mächtigkeit verläuft schräg zur Periadriatischen Linie.

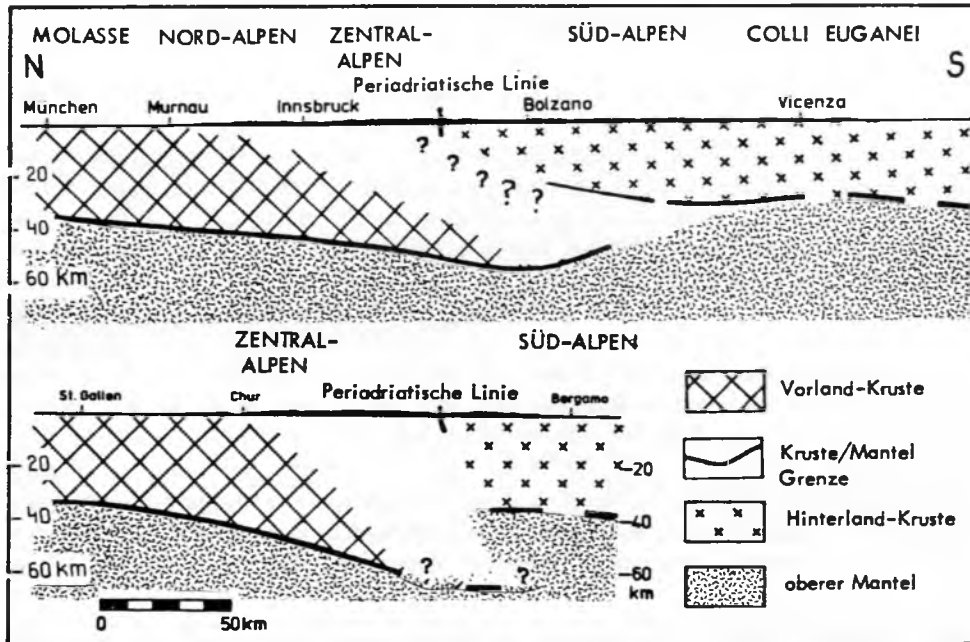


Abb. 46: Zwei Querprofile der Kruste in den Ost- und Westalpen auf Grund seismischer Untersuchungen; nach P. GIESE (1980, Abb. 5, 6). In diesem Krustenmodell kommt die von Norden bis Bozen bzw. über die Periadriatische Linie hinaus reichende Krustenverdickung der Nord-scholle zum Ausdruck, die durch die tiefe Subduktion im penninischen Bereich (weiße Schrägzone) bedingt ist.

Zweifel stellt die gegen Süden in den Untergrund subduzierte Unterplatte den Südrand Eurasiens dar. In der Zone über diesem Südrand sind noch die Großschollen des Pennins jeweils aus abgesplitterten Südrandteilen des Nordkontinents, teils samt Ozeanbodenresten, vorhanden und verursachen die Diskontinuität. Die darüber aufgefahrene, wie üblich in Bewegungsrichtung keilförmig zugeschnittene südalpine Einheit ist Nordrand des Afrikanischen Blockes.

Im Längsprofil der Alpen nimmt die Krustendicke gegen Osten hin ab. Jüdenburg bis zum Rand der Grazer Bucht rasch ab, dünnt dann gegen Ungarn hin weiter aus, sodaß sie auf dieser Strecke von 50 km im Westen auf 37 km am Westrand des Steirischen Beckens und auf 25 km an der Staatsgrenze abfällt. Dieses Hochsteigen des heißen Mantels ist ja vor allem vom Ungarischen Becken bekannt. In Österreich werden hiervon noch das Burgenland und das Steirische Becken erfaßt. Die hohe Lage des Mantels und die Zerrung des Karpatenbogens haben hier am Karpaten-Innenrand und in Ostösterreich sowohl den jungen Vulkanismus, als auch – davon unabhängig – die bis auf das Doppelte erhöhten Wärmewerte der Kruste verursacht. Diese Krustenausdünnung ist bekanntlich auf die Lage dieser Region im Back-arc-Gebiet eines noch immer unter heftigen Erdbeben (letztes Großbeben in Rumänien im

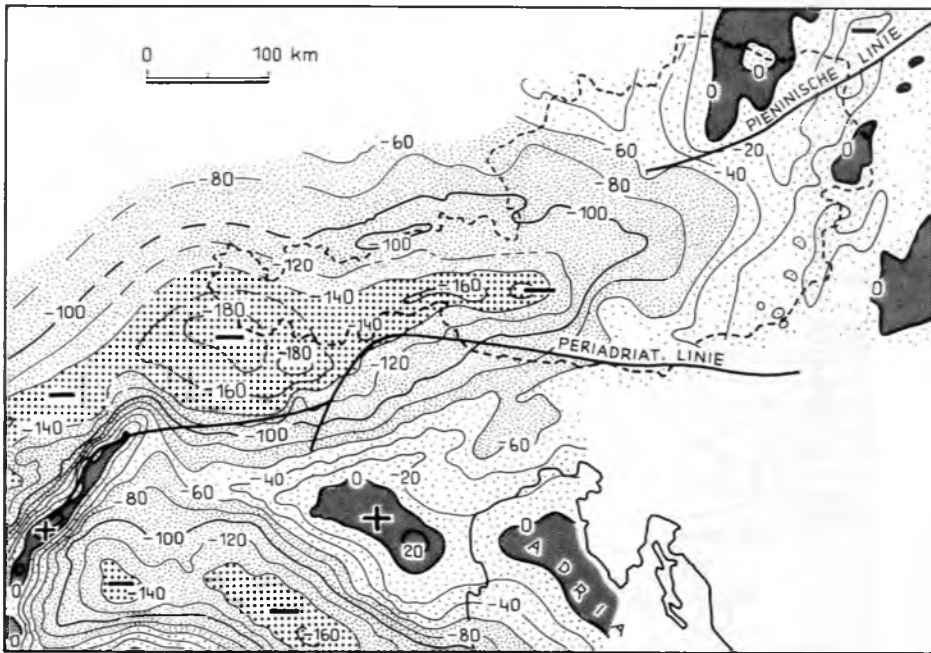


Abb. 47: Die Bouguer-Schwerekarte der Ostalpen und ihrer Umgebung aus P. GIESE (1980, Abb. S. 55). Man erkennt das bedeutende Massendefizit über den „Gebirgswurzeln“, wobei die Achse des Schweredefizites in den Alpen entsprechend der Krustenverdickung in der Längsrichtung gegen Süden verschoben ist. Die positiven Anomalien sind durch Höferschaltung von Mantelmateriale bedingt (Ivreazone, Poebene, Pannonisches Becken etc.).

Jahre 1977) nachweislich gegen außen driftenden Gebirgsbogens zu erklären (S. 75) und daher auf einen aufsteigenden „Manteldiapir“ zurückzuführen (L. STEGENA et al., 1974, S. 21; 1975, S. 83; R. GUTDEUTSCH & K. ARIC, 1977, S. 287; A. TOLLMANN, 1978 b, S. 320). Im Pannonischen Becken Ungarns dünnt ja die Kruste im Durchschnitt auf 23 km, lokal (wie etwa bei Sopron) bis unter 20 km aus, wie seit längerem bekannt (vgl. V. SCHEFFER, 1963, Abb. 3, S. 65).

Besonders aussagekräftig in bezug auf Krustenstruktur ist ferner die Karte der Schweremessungen im Alpenraum (Abb. 47). Wo tektonisch die dichten Mantelmassen hochgepreßt sind, wie in der Ivreazone in den Westalpen, oder durch Ausdünnung der Kruste der Mantel überdurchschnittlich hoch liegt, wie im Pannonischen Becken und unter der Po-Ebene, ergibt sich ein Massenüberschuß, durch Pluswerte gekennzeichnet. Die positive Schwereanomalie vom Alpenostrand scheint sich übrigens aus dem Burgenland über nordjugoslawisches Gebiet mit der markanten positiven Anomalie von 40 mgal zu verbinden, die vom unteren Drautal und Lavanttal zunächst gegen Westen und dann gegen Nordwesten in das Gurktal zieht (R. GUTDEUTSCH & K. ARIC, 1977, S. 292) – Abb. 48. Wo aber leichtes Krustenmaterial in den Ostalpen bis zur Verdoppelung zusammengeschoppt ist, stellt sich ein Massendefi-

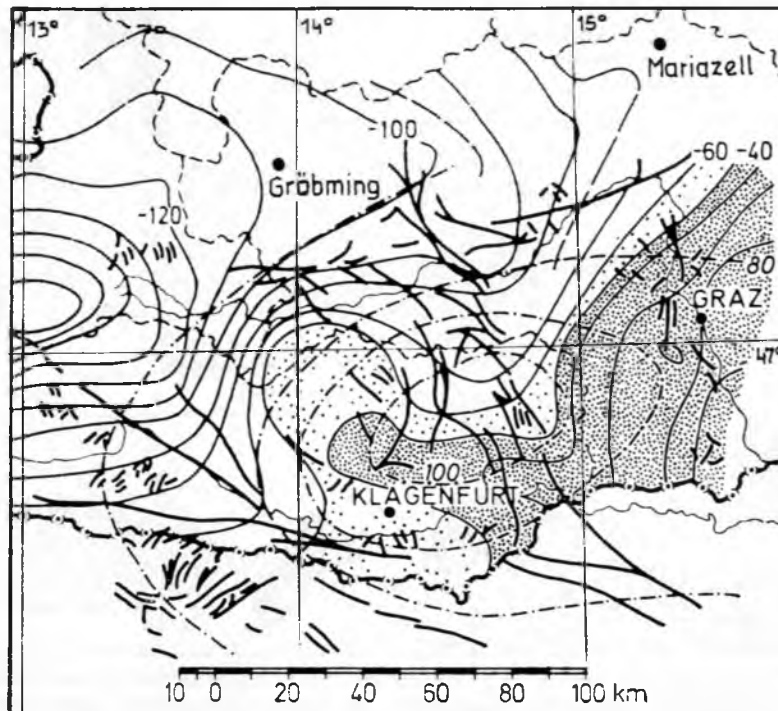


Abb. 48: Die positive Schwereanomalie, die wohl als Ausläufer vom burgenländischen Schwereplus über das Lavanttal und untere Drautal in das Gurktal zieht. Die nur sehr schematisch dargestellte positive Wärmestromanomalie des Lavanttales wird wohl damit in Zusammenhang stehen; nach R. GUTDEUTSCH & K. ARIC (1977, Abb. 4).

zit, durch Minuswerte markiert, ein. In den Ostalpen ist die Achse des Massendefizites vom Hauptkamm der Tauern weg im Westen gegen Süden, nach Südtirol, verschoben. Daß aber die Schwereanomalien außer durch die wechselnden Verhältnisse der Krustendicke und Mantelhochlage noch von zahlreichen weiteren Faktoren gesteuert werden, ist bekannt: In unserem Fall fällt z. B. der viel zu geringe Massenüberschuß durch die Hochlage des Mantels unter der Poebene und dem Pannonischen Becken (und, nach Meinung des Verfassers auf Grund der Grabenbruchstruktur, wohl auch unter dem Wiener Becken) auf. Dies wird wohl durch die mächtigen, spezifisch leichten Lockersedimentfüllungen von mehreren Kilometern Dicke mitbedingt sein.

Aber auch eine innere Untergliederung der Kruste ist seismisch in den Ostalpen weithin erfaßt worden. Am auffälligsten sind die beiden Zonen herabgesetzter Geschwindigkeit der Laufzeiten der P-Wellen (Abb. 49): Eine obere, über 10 km mächtige Schicht befindet sich etwa unter dem Alpenhauptkamm in einer Tiefenlage von 20 bis 33 km, in der die Geschwindigkeit von 6,2 auf 5,6 km/sec. abfällt, um darunter wiederum auf 6,8 km/sec. anzusteigen. Eine tiefere Schicht trifft man zwischen 40 bis 45 km, in der die Geschwindigkeit von 6,9 zu 6,3 (und darunter wiederum auf

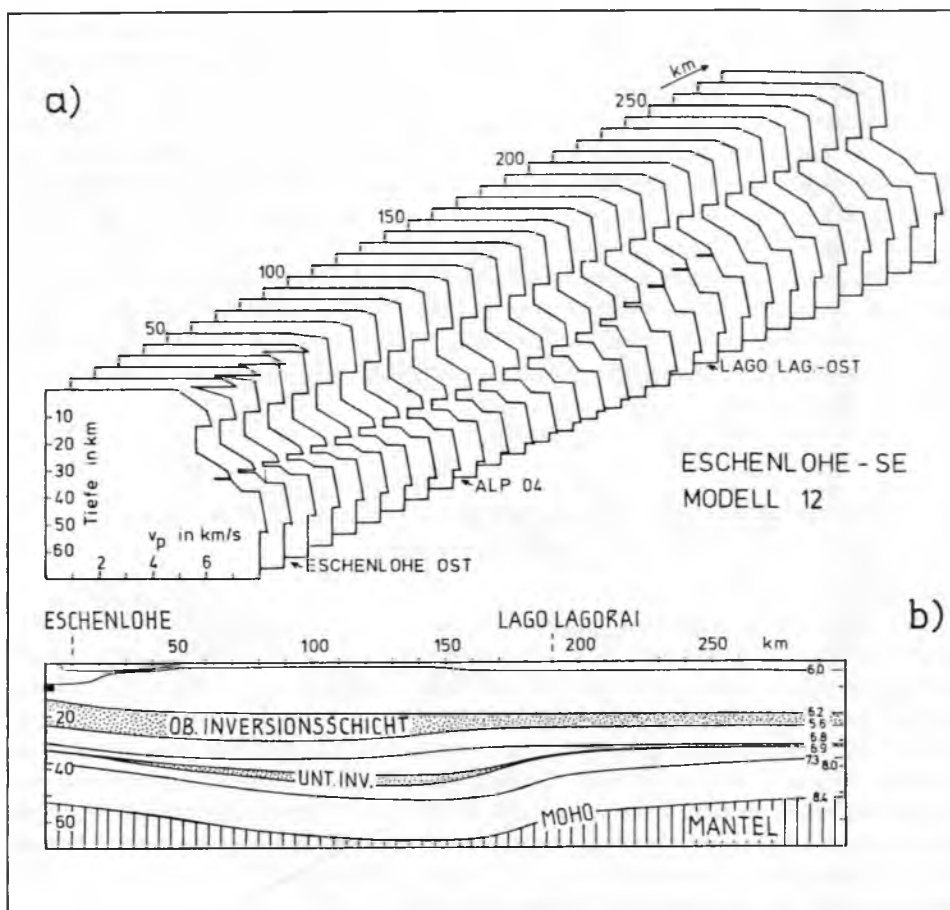


Abb. 49: Die beiden Zonen erniedrigter Wellengeschwindigkeit (low velocity layers) in der Kruste des Ostalpen-Schrägprofiles zwischen Eschenlohe bei Murnau und Lago Lagorai SE Bozen nach refraktionsseismischen Messungen; aus H. MILLER et al. (1977, Abb. 10). Die obere Inversionszone liegt bei 20–33 km Tiefe und ist besonders mächtig unter dem Tauernfenster, die untere Zone wurde für 40–45 km Tiefe berechnet; a) Geschwindigkeits-Tiefen-Diagramm in Kullissendarstellung; b) Schemaprofil mit den beiden Inversionszonen.

6,9 km) variiert. Diese tiefere „Low velocity-Zone“ ist nur unter dem Tauernfenster gefunden worden. Die Ursachen, die letztlich in der Subduktionstektonik zu suchen sind, sind noch nicht befriedigend erklärt: Temperaturänderungen, Aufschmelzungen, Wassergehalt, Materialunterschiede sind mögliche Gründe. Die Erklärung der oberen Inversionszone durch K. ARIC (1981, S. 271) durch Gleichsetzung mit dem Penninischen System wäre zwar naheliegend, paßt aber bei den jetzigen Modellrechnungen insofern nicht, als diese höhere Inversionszone auch nach seinem eigenen Profil (l. c.,

Abb. 5.1 a) am Ostrand der Alpen nicht wieder an die Oberfläche aufsteigt, wo ja – wie im Tauernfenster – das Pennin im Raum von Rechnitz obertage erscheint. Erste Strukturen aber sind auch schon im oberen Mantel, also unterhalb der Moho-Diskontinuität, unter der die P-Wellengeschwindigkeit in 60 bis 70 km Tiefe auf 8,4 km/sec. anwächst, zu erfassen gewesen (G. ANGENHEISTER, 1980, S. 403): Unter der Station Schlegeis in den Zillertaler Alpen scheint eine Aufbuckelung der zähflüssigen Asthenosphäre mit ihrer Olivin-Spinell-Zone unter der festen Erdkruste, der Lithosphäre (Kruste plus oberster Mantel) bis auf 75 km herauf zu existieren. Hier und in den Schweizer Alpen nimmt man eine rasche Steilstellung und dadurch ein rasches südliches Abtauchen von kaltem Lithosphärenmaterial an, das hierdurch noch (Schweizer Alpen) bis in Tiefen von 200 bis 250 km zu verspüren wäre und eine Hin- abbeugung des Unterrandes der Asthenosphäre wahrscheinlich macht (ST. MUELLER, 1982, S. 197, Abb. 82).

4. Beispiele für regionale geophysikalische Arbeiten in Österreich

All die eingangs genannten geophysikalischen Methoden wurden in zunehmendem Maße auch für konkrete lokale Fragestellungen in den Teilbereichen der Angewandten Geologie, wie etwa Erdölgeologie, Hydrogeologie sowie in der Lagerstätten- und Rohstoff-Forschung, mit Erfolg eingesetzt. Über die Ergebnisse auf dem Sektor der Erdölgeologie haben wir im entsprechenden Abschnitt der Molassezone und des Wiener Beckens in Band II berichtet. Über die Anwendungsmöglichkeiten geophysikalischer Aufschlußverfahren auch in alpinen Gebieten über die Erdölgeologie hinaus, also etwa in der Hydrogeologie, der Baugeologie, für geothermische Fragen, auf der Suche nach Lagerstätten etc. hat jüngst F. WEBER (1976, 1980 a bis c, 1981) referiert – vgl. H. MILITZER & H. WEBER 1984, 1985.

Besonders breit ist der Einsatz solcher Methoden einschließlich der weiterentwickelten Bohrlochgeophysik natürlich in der Erdölgeologie (E. GEUTEBRÜCK et al., 1984; S. HORVATH, 1984). Faszinierend ist die moderne Entwicklung der 3-D-Reflexionsseismik, die erst in den siebziger Jahren mit Hilfe der Telemetriesysteme, Vektorrechner und Computertechnik möglich geworden sind: Durch ein Abrufen des Datenblockes in beliebigen Richtungen ist ein räumliches Verfolgen von Grenzflächen und das Erkennen des Einfallens der Elemente in der Tiefe möglich. Jüngst wurde diese Methode mit Erfolg im Erdgasgebiet von Höflein/Donau eingesetzt (Abb. 50). Die Qualität der Bilder der seismischen Reflektoren kann heute durch die „Statistische Summierung von Reflexionen“ („STATSUM“) entscheidend verbessert werden, sodaß nun die Strukturen der Tiefe im komplexen alpinen Deckenland in weit besserem Maß aufzulösen sind als noch vor kurzem. Seit 1982 ist die Anwendung von Geophonketten nicht nur an der Erdoberfläche, sondern auch im Bohrloch zur Erstellung vertikaler seismischer Profile (VSP) durch die ÖMV-AG in der Praxis realisiert.

a) Beim Einsatz der Seismik für regional-geologische Fragen wurden zunächst meist die Tiefen von tertiären Beckenfüllungen oder pleistozänen

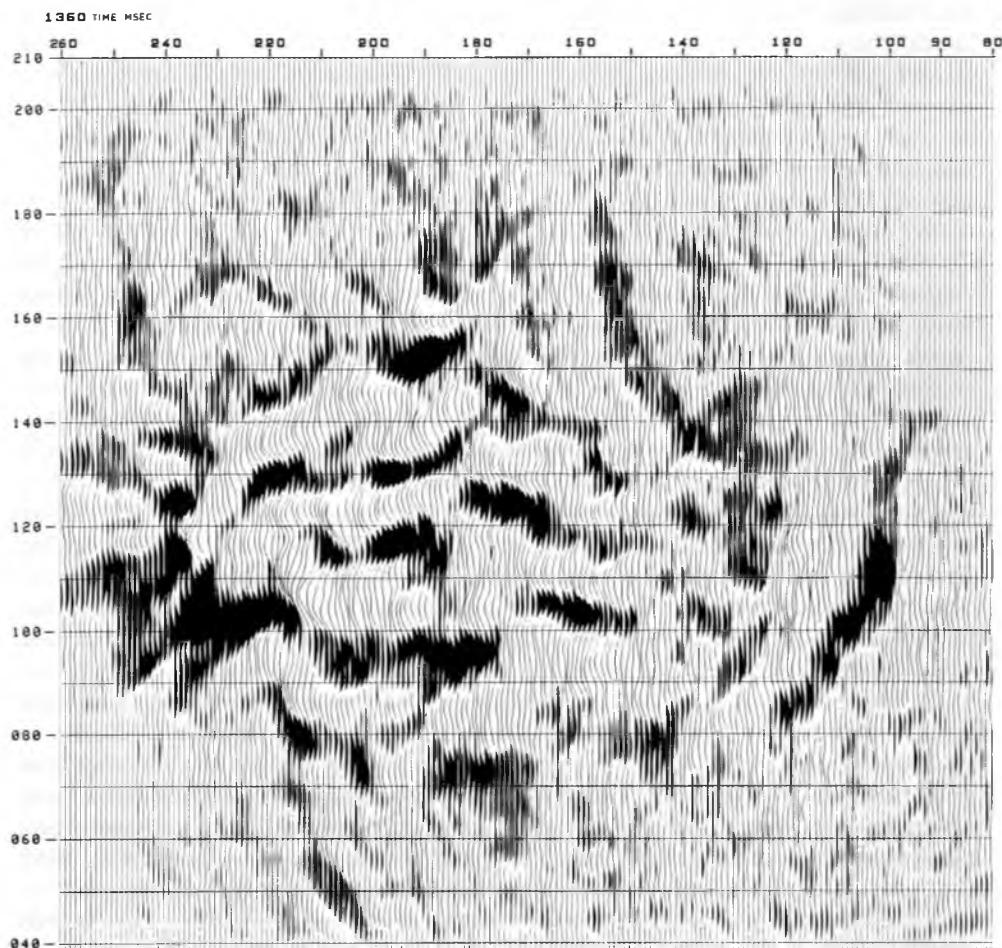


Abb. 50: Beispiel für dreidimensionale Seismik. Horizontaler Zeitschnitt für eine Laufzeit von 2 t (doppelter Weg) = 1360 Millisekunden im Bereich der Erdgaslagerstätte Höflein nördlich von Wien. Diese liegt unter den Flyschdecken und der Molasse im Molasse-Untergrund (Dogger) begraben. Die starken Impulse in diesem Horizontalschnitt – dargestellt durch die dicken dunklen Zonen – widerspiegeln die Geschwindigkeitsunterschiede an lithologischen Grenzflächen, hier etwa zwischen Sandstein- und Tonschieferpaketen. Die Anordnung der dunklen Zonen gibt bei einer ausgewählten Abfolge von solchen übereinanderliegenden Zeitscheiben Rückschlüsse auf den räumlichen Verlauf und das Einfallen dieser Grenzflächen in der Tiefe! Diagramm mit frdl. Be-willigung der ÖMV AG. Nähere Erläuterung dieses faszinierenden modernen Prinzips gibt

H. DÜRSCHNER (1984, S. 62).

Talfüllungen gegenüber dem Sockel vermessen, so beispielsweise die Tiefe des Horner Beckens im Waldviertel mit 300 m Sedimentmächtigkeit (A. SCHEIDEGGER et al., 1980, S. 174), die Füllung des Inntrales bei Thaur E Innsbruck mit 340 bis 390 m (K. ARIC & P. STEINHAUSER, 1977), im Drautal im Lurnfeld mit einer Mächtigkeit des Quartärs von 120 m (H. HEINZ & G. WALACH, 1979), im Murtal zwischen Judendorf und Gösting eine Tiefenrinne von 40 m unter der Niederflur (H. HONIG, 1977, S. 135) oder bei Peggau mit 30 m Quartär (F. WEBER, 1969) usf. – vgl. S. 294.

In zweiter Linie galt das Augenmerk bei diesen seismischen Messungen der Unterscheidbarkeit der Sockelgesteine durch verschiedene Laufzeiten. Zwar ergaben sich meist deutliche Unterschiede bei verschiedenen Gesteinstypen, beispielsweise am Ostrand des Tauernfensters Laufzeiten von 4,7 km/sec. im Zentralgneis und von 5,5 km/sec. im mittelostalpinen Kristallin (K. ARIC, 1974), aber je nach Messung in der Schieferungsrichtung oder quer dazu sind die Wellengeschwindigkeiten durch diese Anisotropie so unterschiedlich, daß sich hierdurch gleich große Unterschiede ergeben und damit Schwierigkeiten in der Unterscheidbarkeit auftreten. Der Unterschied der Laufzeitgeschwindigkeit zwischen der penninischen Schieferhülle und dem ostalpinen Altkristallin wird andererseits von K. ARIC (1981, S. 273) mit 5,8 zu 6,1 km/sec. angegeben. Als drittes schließlich wurde stets auch auf die durch die Seismik mögliche Erfassung von Störungen wie Brüchen oder Überschiebungen geachtet, besonders, wenn sie durch breite Mylonitzonen markiert sind: Im Gebiet der geophysikalischen Geotransverse 2 bei Maltern (Bucklige Welt) konnten z. B. bestimmte Geschwindigkeitsminima direkt als Indikatoren für derartige Störungen verwendet werden.

b) Von den gravimetrischen Arbeiten in den Ostalpen sind neben der bereits erwähnten offiziellen Landesaufnahme (E. SENFTL, 1968: Schwerekarte von Österreich; vgl. auch P. GIESE 1980, S. 55: Schwerekarte der Alpen – Abb. 47) zunächst jene großräumigen Vermessungen der Schwereanomalien durch verschiedene ausländische Arbeitsgruppen hervorzuheben, die zu einer Steigerung des Auflösungsvermögens in den untersuchten Regionen gegenüber dem bekannten Schwerebild und dann auch zu sinnvollen geologischen Interpretationen geführt haben. Solche großräumigen Beobachtungsnetze liegen – von Westen gegen Osten fortschreitend – in folgenden Regionen vor: Untersuchungen der Schweredefizit-Areale im Grenzgebiet zu den Westalpen und in der Zillertaler Region (A. GUILLAUME, 1974); exakte Schwerevermessung der Profilzone Mittenwald–Innsbruck–Verona durch die Arbeitsgruppe O. ROSENBACH/Clausthal und H. MENZEL/Hamburg (A. BEHLE et al., 1972), die für die Berechnung der Dichteverteilung in den Ostalpen für J. MAKRIŠ (1971) wesentlich gewesen ist; Profilvermessung Salzburg–Radstadt–Drautal (W. PARTSCH, 1971); schließlich die bewundernswert gründliche gravimetrische Bearbeitung der jeweils vom Vorland ausgehenden Profile Kitzbühel–Lienz–Plöckenpaß, Zell/See–Glockner–Lienz und Freistadt–Steyr–Klagenfurt–Loiblpaß durch die deutsche Arbeitsgruppe H. -J. GÖTZE (1977, 1980 a) und H. -J. GÖTZE, O. ROSENBACH/Clausthal et al. (1979). Als Ergebnis dieser modernen Arbeiten läßt sich die hierdurch verfeinerte Kenntnis des Aufbaues der Kruste bis hinab zur Moho und die klare Berechnung von Regionalfeldern hervorheben.

Unter den gravimetrischen Studien lokalerer Dimension behandelt eine Gruppe die Auslotung der Struktur von Beckenfüllungen geringer Dichte, wie etwa die be-

reits erwähnte Inntalstudie bei Thaur (K. ARIC et al., 1976), die Vermessung der Jungtertiärfüllung in der Sattnitz vor der norddrängenden Karawankenfront in Kärnten, vor welcher der Schweretrog das tief eingeklemmte Tertiär nachzeichnet (P. STEINHAUSER, W. SEIBERL et al., 1980), oder die gravimetrische Studie über das tiefe Fohnsdorfer Tertiärbecken in der Steiermark (G. WALACH, 1980), die überraschend klar die Einzelheiten des Tiefbaues dieses Beckens zutage gefördert hat; schließlich ist unter den gravimetrischen Untersuchungen der Leobener Arbeitsgruppe am Alpenostrand die sich in ihrer Bouguer-Anomaliekarte abzeichnende Tiefenstruktur im Raum des Fürstenfelder Beckens mit seinen begrenzenden Schwellen, dem begrabenen miozänen Schildvulkan von Ilz-Kalsdorf und anderen Strukturen hervorzuheben (F. WEBER et al., 1983).

Umfangreiche Schweremessungen im kristallinen Gebiet der Zentralalpen wurden von der Clausthaler Arbeitsgruppe und Mitarbeitern in den siebziger Jahren im Tauernfenster vom Gasteiner Tal im Osten über das Felber-, Obersulzbach- und Krimmlertal bis zum Zillergrund durchgeführt (A. BEHLE et al., 1972; W. EHRLMANN et al., 1969, 1973, 1976; H. GÖTZE, 1980 b; H. GÖTZE et al., 1976), mit dem Ergebnis, daß es sinnvoll ist, den Venediger-„Kern“ in zwei unterschiedlich dichte Gesteinskomplexe aufzuteilen, und zwar in den an der Oberfläche sichtbaren Metagranit bis in Tiefen von -1,5 bis 1,6 km (Höhe über Adria) mit einer Dichte von $2,75 \text{ g/cm}^3$ und eine darunter lagernde Gesteinsserie mit $d = 2,67 \text{ g/cm}^3$, in der wohl mit Recht Schieferhülle gesehen wird. Damit wird durch diese gravimetrischen Untersuchungen das Bild der vom Verfasser aufgestellten Zillertaler Decke alpidischen Alters, die sich aus dem axialen westlichen Abtauchen der Schieferhülle am Ostrand dieses Zentralgneiskörpers ergeben hat, weiter gestützt.

Die Bestimmungen des Bouguer-Schwerfeldes im zentralalpinen Kristallin durch österreichische Arbeitsgruppen konzentriert sich auf den Raum um den Neumarkter Sattel und die Niederen Tauern und greift im Norden über Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen) in die Kalkalpen (Ennstaler Alpen) vor (P. STEINHAUSER, D. RUESS et al., 1982; P. STEINHAUSER, B. MEURERS et al., 1983). Trotz des generellen Massendefizites der Zentralalpen stellen hier die Regionen der Gurktaler- und Seetaler Alpen, der Hohen Tauern und des Dachsteinmassivs relative Schwerehochs, das Murtal, der Raum Oberwölz, das Ennstal, Flachautal und eine Zone SW Bad Aussee Schwereminima dar. Die geologische Interpretation steht zum guten Teil noch aus, in den Tälern kann man eventuell Störungszonen für die Minima verantwortlich machen.

Erwähnt sei in Anknüpfung an diesen Gedanken, daß unter dem Gesichtspunkt der Erwartung eines „bandförmigen Störkörpers“ geringer Dichte die Diendorfer Störung im niederösterreichischen Alpenvorland von H. FIGDOR (1980) gravimetrisch vermessen worden ist (vgl. H. FIGDOR et al., 1977, und A. SCHEIDEGGER, 1976, 1981). Ein bandförmiges Minimum an dieser noch kräftig aktiven Seitenverschiebung konnte zwar nicht ermittelt werden, wohl aber konnte aus der Schwereinterpretation eine wechselnde Breite der Auflockerungszone berechnet werden; ferner vermeint H. FIGDOR durch Rückverschiebung der Flügel und Zusammenfügung der beiden gravimetrischen Hochs (Wachauer Positivanomalie im Westflügel, Ziersdorfer Schwerehoch im Ostflügel) einen Seitenverschiebungsbetrag von 40 km ablesen zu können.

c) Durchaus eigenständige Strukturmuster mit oft sehr markant umgrenzten Anomalien haben die magnetischen Messungen in den Ostalpen ergeben –

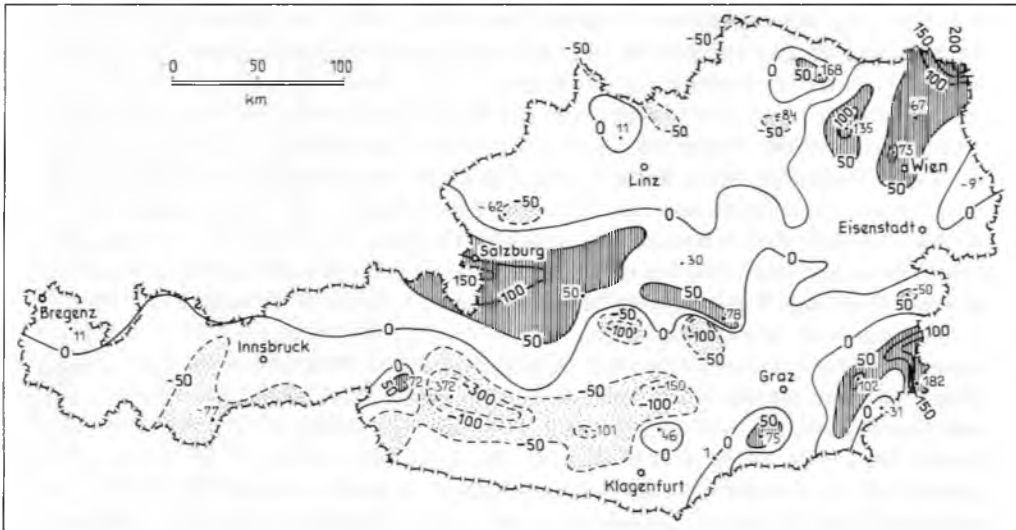


Abb. 51: Geomagnetische Karte von Österreich; nach W. SEIBERL in F. STEINHAUSER (1975, S. 34, Abb. 1). Eine negative Anomalie stellt sich im Südtail der Zentralalpen mit ihrer verdickten Kruste durch Subduktion sauren Krustenmaterials ein; positive Anomalien treten in der Fortsetzung der bekannten Berchtesgadener Magnetanomalie, ferner im Ostteil der Steiermark zufolge Krustenausdünnung und basischen Vulkanitstöcken sowie im Wiener Becken mit seiner Krustenzerrung ein.

vgl. geomagnetische Karte von Österreich (Abb. 51). Eine wesentliche Verfeinerung des Netzes hat die jüngst durchgeführte aeromagnetische Aufnahme des Landes gebracht, wie etwa ein Ausschnitt aus dem Westteil Österreichs zeigt (Geol. Bundesanstalt, im Erscheinen; Übersicht bei R. GUTDEUTSCH et al., 1981, S. 14, Abb. 5) – Abb. 52. Während die Kartenblätter 1:50.000 der 1983 abgeschlossenen Aeromagnetik über den Westteil Österreichs im Druck erschienen sind, werden jene des Ostteiles des Landes nicht ausgedruckt, sondern liegen als Folien in der Geol. Bundesanstalt vor, von denen Kopien angefordert werden können. Durch die Fachabteilung für Geophysik dieser Anstalt (W. SEIBERL) wird nun mit der Interpretation der aeromagnetischen Karte begonnen. Unter Einsatz der Hubschrauber-Geophysik werden von dort aus ferner neben Messung der magnetischen Totalintensität auch elektromagnetische Widerstandsmessungen und deren Interpretation für bestimmte Gebiete großmaßstäbig vorgenommen (Beispiel Meßgebiet Wörgl/Tirol 1:25.000, 1983). Zugleich wird durch diesen Hubschrauber-Einsatz durch Gammastrahlen-Spektrometrie eine radiometrische Aufnahme des Landes, abgestellt auf drei Elemente und die Gesamtstrahlung, durchgeführt.

Was nun die bereits herausgegebenen Anteile der aeromagnetischen Karte betrifft, so weist diese z. B. in Silvretta und Ötztaler Alpen, im zentralen Teil des Tauernfenster, S Kufstein und in der westlichen Grauwackenzone kräftige Anomalien auf (Abb. 52), die allerdings keineswegs leicht gedeutet werden können. Nur bei günstigen

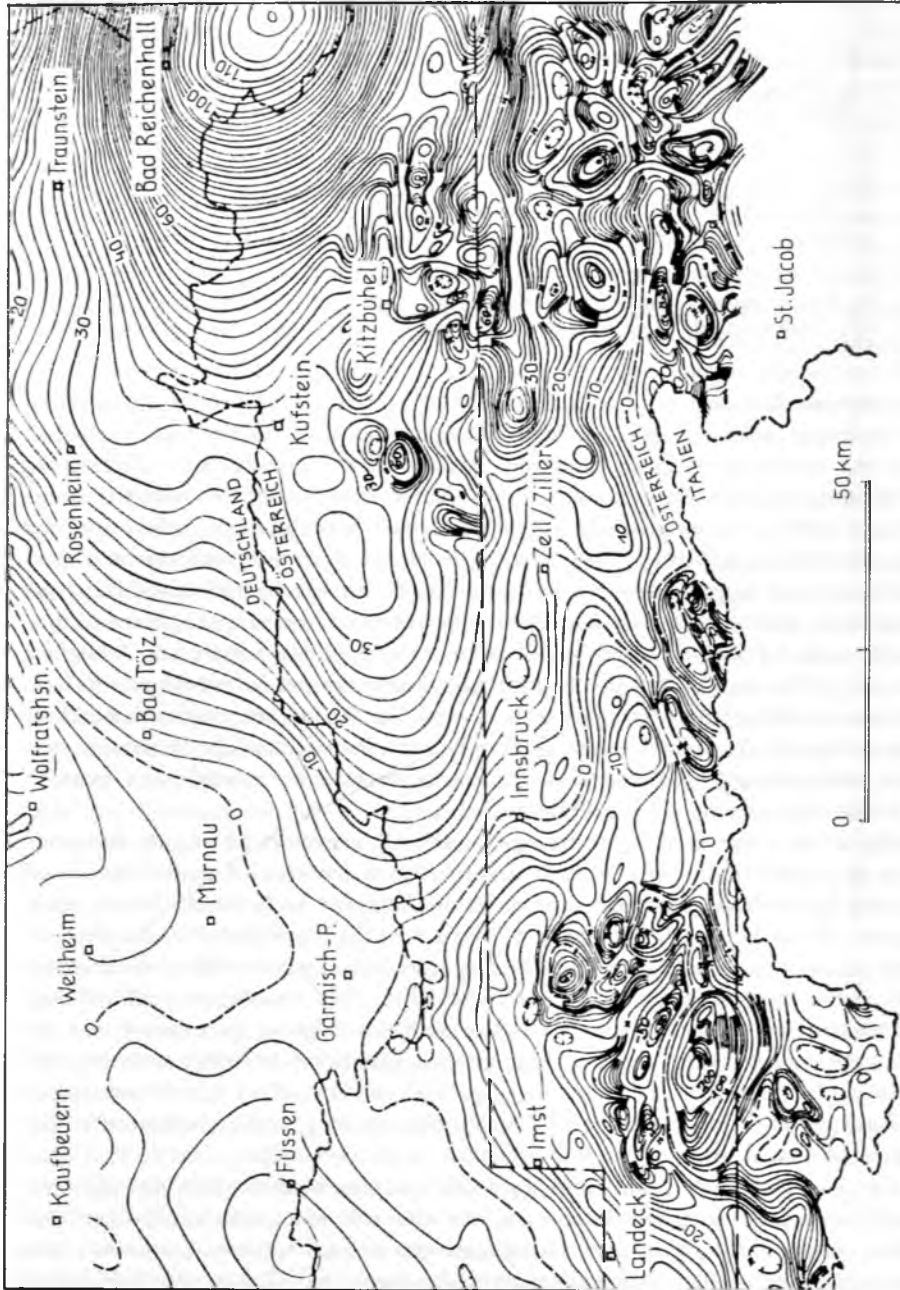


Abb. 52: Ausschnitt aus der Aeromagnetischen Karte von Österreich, aus R. GURDEUTSCH et al. (1981, Abb. 5). Kräftige Anomalien erscheinen in der Ötz-Silvretta-Masse, in der Kitzbüheler Grauwackenzone und im Mittelteil des Tauernfensters – mit ihren zahlreichen basischen Gesteinszügen.

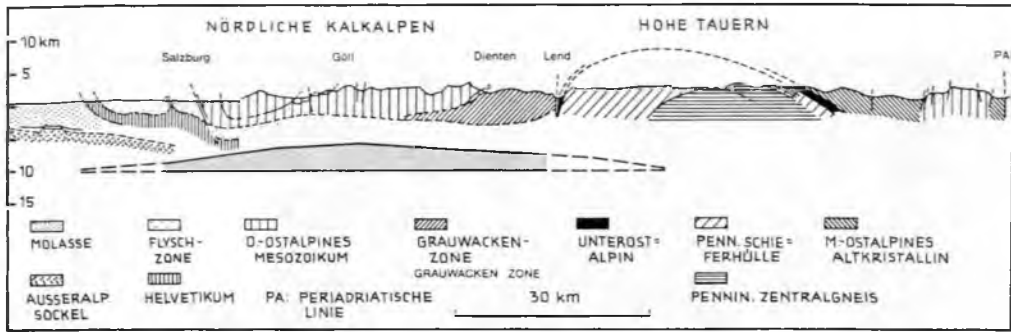


Abb. 53: Die Berchtesgadener Magnetanomalie im Profil; nach U. BLEIL & J. POHL (1976, Abb. 4). Lage und Ausdehnung des magnetischen Modell-Körpers in Bezug auf das Ostalpenprofil.

Voraussetzungen läßt sich bei solchen Anomalien unschwer eine befriedigende geologische Deutung geben – wie etwa beim westgerichteten Abtauchen des Rechnitzer Pennins mit seinen obertage anstehenden ultrabasischen Körpern, deren Fortsetzung dann dort unter der Wechseldecke auch noch in der Tiefe identifiziert werden konnte (G. WALACH, 1977). In vielen Fällen aber bleibt die Deutung auch größer, aber tief liegender Störkörper unsicher – wie etwa im Falle der wiederholt untersuchten, glatten, ovalen, 65 km langen, 30 km breiten und einige km dicken, in 5 bis 10 km unter der Oberfläche liegenden, kräftigen positiven Berchtesgadener Magnetanomalie (U. BLEIL & J. POHL, 1976, Abb. 1; G. ANGENHEISTER, 1980, S. 400 f.; G. ANGENHEISTER et al., 1975, S. 109; vgl. auch Aeromagnetische Karte der Ostalpen, R. GUT-DEUTSCH et al., 1981, S. 14, Abb. 5) – Abb. 52 und 53. Die stärker magnetisierte Platte kann entweder ein Amphibolit- oder Gabbro-Körper der Böhmisches Masse sein, wie man ihn sonst obertage in diesem Ausmaß nicht kennt, oder verschleppter penninischer Ozeanboden des alpidischen Orogens.

Überblickt man die detaillierten magnetischen Untersuchungen der neueren Zeit, in denen das Bestreben nach Interpretation der Anomalien durch geologische Fakten zum Ausdruck kommt, ist die Situation noch immer fast so unbefriedigend, wie sie bereits R. SCHWINNER (1933 b, S. 61 ff.) geschildert hat, der über die erhöhten Schwierigkeiten einer Ausdeutung gerade dieser geophysikalischen Methode berichtet hatte. Jüngst haben F. WEBER et al. (1981, S. 199 f.) wiederum zur Problematik der magnetischen Auswertungsverfahren Stellung genommen und betont, daß die bloße Darstellung der magnetischen Daten auf Isolinienkarten im alpinen Gebiet oft nicht ausreichend ist, daß hier viele Fehlerquellen hinzukommen, wie unregelmäßige (oder zu wenig dichte) Meßpunktverteilung, stark schwankende Gesteinsuszeptibilitäten etc., die das Bild erheblich verzerren können.

So sind auch bei den regionalen Untersuchungen der jüngsten Zeit nur dann zufriedenstellende Ergebnisse erzielbar, wenn etwa basische oder ultrabasische Gesteine mit hoher Suszeptibilität, gleichsam als Leitgesteine, mit im Spiel sind, wie dies etwa in Untersuchungen an der Periadriatischen Naht durch den Diabas von Eisenkappel gezeigt worden ist (W. SEIBERL & P. STEINHAUSER, 1980), oder am Kraubather Serpentin (K. METZ, CH. SCHMID & F. WEBER, 1978), der auch noch im Untergrund des

Seckauer Beckens weiterverfolgt werden konnte. Welche Schwierigkeiten sich aber sowohl im Kristallin der Stubalm als auch in den Kalkalpen bei Hieflau ergeben, zeigen z. B. die Arbeiten von F. WEBER, K. METZ et al. (1979), F. WEBER, U. DUEBON et al. (1982), F. WEBER, R. SCHMÖLLER et al. (1983) und F. WEBER (1983), wo nur sehr wenige geologische Elemente (Teile bestimmter Gesteinszüge, Teile von Störungen etc.) mit den Anomalien korrelierbar sind, sonst aber oft quer darüber hinweggehen.

d) Gegenüber den drei bisher besprochenen Methoden treten die übrigen Untersuchungen in bezug auf ihre geologische Aussagekraft mehr in den Hintergrund und sind daher bisher auch nur in geringem Umfang zum Einsatz gelangt. Wir können uns hier auf die beispielhafte Nennung der Anwendung weiterer Methoden beschränken, um deren Aussagekraft zu umreißen: Hier ist zunächst die Geoelektrik zu nennen, die mit ihrer nur mäßigen Eindringtiefe, aber mit präzisen Aussagen über die Leitfähigkeit bestimmter Schichten in den jungen Beckenfüllungen, besonders in Abhängigkeit von der Grundwasserführung, speziell bei hydrogeologischen Untersuchungen stark im Einsatz ist. Die Anwendbarkeit erstreckt sich besonders auf die oberen hundert Meter. Daß R. SCHMÖLLER noch Eindringtiefen von 500 m im Fohndorfer Becken erreicht hat, ist beachtlich.

e) Mit bedeutendem Erfolg wurde seit 1971 durch R. ANGHEISTER et al. (1965; 1975, S. 103 ff.) bzw. A. BERKTOLD et al. (1976) die Magnetotellurik und Tellurik in den Ostalpen eingesetzt. Hierbei nutzt man den Umstand, daß die täglichen Schwankungen der elektrischen Ströme in der Ionosphäre im gut leitenden Erdinneren ebenfalls entsprechend schwankende Erdströme induzieren. Aus Messungen mit Magneto- und Elektrographen, die die Art dieser Schwankungen erfassen, kann man die Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit (bzw. des Widerstandes) im Untergrund berechnen und so Aussagen über die Verteilung der Gesteinseinheiten unterschiedlicher elektrischer Leitfähigkeit bis in bedeutende Tiefen treffen. Auf diese Art ist unter anderem zunächst das weite und mehrere Kilometer mächtige Zurückreichen von Molasse und Flysch unter den Kalkalpennordrand ermittelt worden, später in einem Gesamtprofil durch die Ostalpen die Frage nach erhöhter Temperatur und Leitfähigkeit im zentralalpinen Raum studiert worden, mit dem Ergebnis, daß nur eine geringe Erhöhung unter den Hohen Tauern und im Oberlauf der Drau und Rienz gegeben ist.

f) Bei der Ermittlung der rezenten Krustenbewegung durch Feinnivellements sind in den Ostalpen keine großen Beträge erfaßt worden. Sie liegen in den mobilen Regionen meist bei 1 mm/Jahr Vertikalbewegung (Hohe Tauern, Gailtal, Wiener Neustadt etc. – vgl. S. 135) und erreichen nur im kleinen Anteil am Pannonischen Becken östlich vom Neusiedlersee ein Maximum von rund 2,5 mm/Jahr (G. ANGHEISTER et al., 1975, S. 113 f.; G. GANGL, 1974; T. GATTINGER, 1978; H. SCHMID & K. PETERS, 1980; E. SENFTL & CH. EXNER, 1973; P. STEINHAUSER, 1980; P. STEINHAUSER & R. GUTDEUTSCH, 1976).

In den Umländern Österreichs ist die Frage der rezenten Krustenbewegung wesentlich eingehender untersucht. Für uns von besonderem Interesse ist der Vergleich mit den Verhältnissen in der Fortsetzung des Alpenraumes im Westen: ST. MUELLER (1982, S. 190 ff.) gibt einen eindrucksvollen Überblick über die in der Schweiz hierüber bereits geleistete Arbeit, aus der sich ergibt, daß die stärkste rezente Hebung in der Peninzone mit Beträgen von rund 2 mm/Jahr bei Chur und Brig/Visp (Wallis) auftritt.

g) Mit rezenten Massenbewegungen anderer Art, nämlich oberflächennahen Hangbewegungen in Österreich, hat sich nach A. KIESLINGER vom Geologischen Institut der TU Wien (z. B. 1955) besonders das Institut für Geophysik der TU Wien beschäftigt (Lit. in F. STEINHAUSER, 1975, S. 48 f.; A. SCHEIDEGGER, 1981, S. 65 f.), ferner G. SCHÄFFER von der Geologischen Bundesanstalt – A. DAURER & G. SCHÄFFER, 1983; T. GATTINGER, 1978, 1983; E. HAUSWIRTH, 1976; F. STEINHAUSER, 1975, S. 69 ff.; vgl. ferner S. 313 ff.

h) In situ-Spannungsmessungen über das Ausmaß des noch vorhandenen Gebirgsdruckes sind in den Ostalpen erst in geringem Umfang durchgeführt worden. Die auftretenden Spannungen der wenigen Messungen sind vorwiegend NNW orientiert, ausnahmsweise auch gegen NNE (E. BRÜCKL et al., 1974; P. CARNIEL et al., 1976; W. HERMANN et al., 1983; F. KOHLBECK, 1980; F. KOHLBECK et al., 1980 a, b; R. KOCH, 1976; A. SCHEIDEGGER, 1981).

i) Die Erdgezeitenmessung wird von der TU Graz seit 1963 vorgenommen, in neuerer Zeit kommen Stationen in Peggau (1974) und im Gleinalmtunnel (1977) hinzu. Jüngst haben zusätzlich Messungen in Innsbruck und Wien in Zusammenarbeit mit Sopron und Tihany/Balatonsee eingesetzt, um Erdgezeiten bei verschiedenen Krustenbedingungen nach Horizontal- und Vertikalkomponenten zu studieren (R. GUTDEUTSCH et al., 1981, S. 25 f.; H. LICHTENEGGER, 1980; K. RINNER, 1971, 1981). Erste Abschätzungen der Deformationskoeffizienten liegen vor.

j) Ferner ist heute, besonders auch in Hinblick auf die Möglichkeit praktischer Nutzung, die Temperaturverteilung in der Erdkruste in Österreich von Interesse, sodaß – unabhängig von den Bohrlochmessungen der Erdölindustrie – in neuerer Zeit eine Reihe weiterer geothermischer Untersuchungen eingesetzt hat.

Die Temperaturverteilung in der Kruste der Alpen bis hinab zur Moho-Diskontinuität ist mit Hilfe tiefenseismischer Methoden unter Berücksichtigung der Wärme flußwerte der Oberfläche einerseits, der Messung der Wärmeleitfähigkeit der Gesteine unter verschiedenen Druck- und Temperaturbedingungen andererseits (P. GIESE, 1970), in ersten Ansätzen ermittelt worden. Als Ergebnis der Extrapolation der Kenntnisse der Oberfläche in die Tiefe unter Berücksichtigung aller relevanten Faktoren läßt sich für die Moho-Diskontinuität im Voralpenraum in 30 km Tiefe eine Temperatur von (600° bis) 800° bis 1000° C abschätzen, in den Zentralalpen bei einer Tiefenlage von 50 km eine solche von 800° bis 1400° C ausmachen (R. HAENEL, 1974, 1975). Über die Messung und Auswertung des Wärmeflusses im Bereich der Oberfläche und die praktische Bedeutung von regional erhöhtem Wärmefluß wird unter Zitierung der einschlägigen Literatur ausführlicher auf S. 303 ff. berichtet.

k) Besondere Bedeutung erlangt heute die Kombination geophysikalischer Methoden bei Problemen des Umweltschutzes, wie Grundwasserfragen, Analyse von Mülldeponien, Hohlraumerkundung etc.

5. Literatur

L. AHORNER et al., 1972; G. ANGENHEISTER, 1969, 1980; G. ANGENHEISTER et al., 1965, 1972, 1975; K. ARIC, 1974; K. ARIC, R. GUTDEUTSCH et al., 1979; K. ARIC &

P. STEINHAUSER, 1977; G. BACHMANN et al., 1979, 1981 a, b, 1982; A. BEHLE et al., 1972 a, b; A. BERKTOLD et al., 1976; U. BLEIL & J. POHL, 1976; M. BOTT, 1954; E. BRÜCKL & A. SCHEIDEGGER, 1974; P. CARNIEL & K. ROCH, 1976; M. CHOUDHURY et al., 1971; H. CLOSS, 1975; A. DAURER & G. SCHÄFFER, 1983; H. DÜRSCHNER, 1984; W. EHRLSMANN et al., 1969, 1973, 1976; H. FIGDOR, 1980; H. FIGDOR & A. SCHEIDEGGER, 1977; G. GANGL, 1974; G. GANGL et al., 1980; T. GATTINGER, 1978, 1981; GEOL.B.-A., 1984; E. GEUTEBRÜCK et al., 1984; P. GIESE, 1965, 1968, 1970, 1980; P. GIESE et al., 1972; P. GIESE, K. GÜNTHER et al., 1970; P. GIESE & C. MORELLI, 1975; P. GIESE & N. PALENKOVA, 1976; P. GIESE & C. PRODEHL, 1976; P. GIESE & K.-J. REUTER, 1978; P. GIESE & K. STROHBACH, 1970; H. GÖTZE, 1980 a, b; H. GÖTZE et al., 1972, 1979; A. GUILLAUME, 1974; R. GUTDEUTSCH, 1980; R. GUTDEUTSCH, P. STEINHAUSER et al., 1981; R. HAENLE, 1974, 1976; E. HAUSWIRTH, 1976; H. HEINZ & G. WALACH, 1979; W. HERMANN et al., 1983; E. HOLOPAINEN, 1947; H. HÖNIG, 1977; S. HORVATH, 1984; F. KOHLBECK, 1979; F. KOHLBECK et al., 1980 a, b; H. LICHTENEGGER, 1980; J. MAKRIK, 1971; K. METZ, CH. SCHMID et al., 1978; HEINZ MILLER, 1976; HEINZ MILLER et al., 1977; H. MILITZER & F. WEBER, 1984, 1985; ST. MUELLER, 1982; W. PARTSCH, 1971; C. PRODEHL, 1964, 1965; H. REICH, 1957, 1960; K. RINNER, 1971, 1981; K. ROCH, 1976; V. SCHEFFER, 1963; A. SCHEIDEGGER, 1976, 1981 a, b; A. SCHEIDEGGER et al., 1980; H. SCHMID & K. PETERS, 1980; R. SCHWINNER, 1933 b; W. SEIBERL, 1978; W. SEIBERL & P. STEINHAUSER, 1980; E. SENFIL, 1968; E. SENFIL & CH. EXNER, 1973; L. STEGENA et al., 1974, 1975; F. STEINHAUSER, 1975, 1980; P. STEINHAUSER & R. GUTDEUTSCH, 1976; P. STEINHAUSER et al., 1980, 1982, 1983; A. TOLLMANN, 1978 b; G. WALACH, 1977, 1980; F. WEBER, 1969, 1976, 1980 a, b, c, 1981, 1983; F. WEBER et al., 1977, 1979, 1981, 1982, 1983; M. WILL, 1976.

J PALÄOMAGNETISCHE ERGEBNISSE

1. Die Bedeutung der Paläomagnetik

Als ein wichtiges Instrument für die Beantwortung einer Reihe geologischer Fragen, besonders jener der Großtektonik, aber auch im Bereich der stratigraphischen Forschung, hat sich die Paläomagnetik erwiesen. In Österreich ist diese Arbeitsrichtung durch H. MAURITSCH (Leoben) im Ausbau und sind erst seit wenigen Jahren Daten von überregionaler Bedeutung erzielt worden. Das paläomagnetische Arbeiten im alpinen Raum wird ja durch eine vielphasige komplexe und intensive Tektonik und damit Verstellung der zu messenden Serien sowie eine ebenso vielphasige Metamorphose entscheidend erschwert. Hinzu kommt, daß auch die Trägerminerale des remanenten Magnetismus, wie Magnetit und Hämatit, verschiedenes magnetisches Verhalten in ein und derselben Probe zeigen, also offenbar auch altersmäßig bedingte Unterschiede (detritische Einstreuung, spätdiagenetische Entstehung oder spätere metamorphe Bildung) mit einfließen.