

ZEITSCHRIFT  
FÜR  
**G E O P H Y S I K**

Herausgegeben im Auftrage der

**Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft**

von

**W. Dieminger**, Lindau über Northeim

unter Mitwirkung von

*B. Brockamp*, Münster i. W. — *A. Defant*, Innsbruck — *W. Hiller*, Stuttgart — *K. Jung*, Kiel  
*E. A. Lauter*, Kühlungsborn — *O. Lucke*, Berlin — *O. Meyer*, Hamburg — *F. Möller*, München  
*H. Reich*, Göttingen

Jahrgang 33

1967

Heft 4



**P H Y S I C A - V E R L A G · W Ü R Z B U R G**

## INHALTSVERZEICHNIS

|   |     |
|---|-----|
| GIESE, P., C. PRODEHL und C. BEHNKE: Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen 1965 215<br>zwischen dem Französischen Zentralmassiv und den Westalpen . . . . . | 215 |
| WAGNER, F. CH.: Die Stabilität einiger Serpentinproben aus Granulitgebirge von Sachsen  | 262 |
| MÜHLEISEN, R.: Über atlantische und tropische Gewitter . . . . .  | 273 |
| Kurzmitteilung:   |     |
| TREUMANN, R.: Induktionspfeile über ideal horizontalen Schichtungen . . . . .   | 285 |
| Briefe an den Herausgeber:  |     |
| LORCH, S.: Ein Gerät zur Messung der Geschwindigkeit (Betrag und Richtung) des<br>Grundwassers in einem Bohrloch . . . . .  | 287 |
| PROS, Z. und V. BABUŠKA: A Method for Investigating the Elastic Anisotropy on<br>Spherical Rock Samples . . . . .   | 289 |
| Buchbesprechungen . . . . .   | 292 |

---

### DIE ZEITSCHRIFT FÜR GEOPHYSIK

erscheint zweimonatlich. Der Bezugspreis beträgt je Jahrgang (6 Hefte) 60,— DM, Einzelhefte je nach Umfang. Abonnements verlängern sich jeweils um einen Jahrgang, falls keine ausdrückliche Abbestellung zum Ende eines Jahrgangs vorliegt.

In der Zeitschrift werden Originalarbeiten, die weder im In- noch im Ausland veröffentlicht wurden und die der Autor auch anderweitig nicht zu veröffentlichen sich verpflichtet, aus dem Gebiet der reinen und angewandten Geophysik sowie aus den Grenzgebieten aufgenommen. Mit der Annahme des Manuskriptes geht das ausschließliche Nutzungsrecht an den Verlag über.

Die Autoren werden gebeten, die Manuskripte in Maschinenschrift mit handschriftlich eingetragenen Formeln druckfertig einzureichen und gesondert eine „Anweisung für den Setzer“ beizufügen, aus der zu ersehen ist, wie kursiver, gesperrter oder fetter Satz und griechische, gotische oder einander ähnliche Typen und Zeichen kenntlich gemacht sind (z. B. durch farbige Unterstreichung). Die Vorlagen für die Abbildungen sollen reproduktionsfertig (Tuschzeichnung) möglichst im Maßstab 2:1 eingesandt werden. Die Beschriftung der Abbildungen soll auf einem lose vorgeklebten, durchsichtigen Papier erfolgen. Fußnoten sind fortlaufend zu nummerieren und am Ende des Manuskriptes zusammenzustellen; bei Zitaten sind neben Autornamen, Titel und Zeitschriftentitel auch Bandnummer, Erscheinungsjahr und Seitenzahl anzugeben.

Jeder Arbeit ist eine „Zusammenfassung“ in deutscher und englischer oder französischer Sprache beizufügen.

Der Verfasser liest von der Arbeit in der Regel nur eine Korrektur; etwaige Autorenkorrekturen können nur als Fußnoten bzw. am Schluß des Artikels gebracht werden. Umfangreiche Änderungen bedürfen der Zustimmung des Herausgebers und können nur gebracht werden, wenn sich der Autor bereit erklärt, die Korrekturkosten zumindest teilweise zu tragen.

Von seiner Arbeit erhält der Verfasser 50 Sonderdrucke ohne Umschlag kostenlos. Weitere Sonderdrucke liefert der Verlag gegen Berechnung. Eine Honorierung der Beiträge erfolgt nicht.

Für die *Zeitschrift für Geophysik* bestimmte Manuskripte und redaktionelle Anfragen bitten wir an den Herausgeber zu richten:

Prof. Dr. WALTER DIEMINGER, Max-Planck-Institut für Aeronomie, 3411 Lindau über Northeim (Hann.)

Anschrift der *Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft*:

2 Hamburg 13, Binderstraße 22, Postscheck: Hamburg Nr. 559 83

Es ist ohne ausdrückliche Genehmigung des Verlages nicht gestattet, fotografische Vervielfältigungen, Mikrofilme, Mikrofotos u. ä. von den Zeitschriftenheften, von einzelnen Beiträgen oder von Teilen daraus herzustellen.

---

Bekanntmachung lt. Bayer. Pressegesetz: Verlag: PHYSICA-VERLAG Rudolf Liebing K.-G., D 87 Würzburg, Werner-von-Siemens-Straße 5.  
Pers. haft. Ges.: Arnulf Liebing und Hildegund Holler, sämtlich Buchhändler in Würzburg. Kommanditistin: Gertrud Liebing, Würzburg.

Druckerei: R. Oldenbourg, Graph. Betriebe GmbH, München

Printed in Germany



PHYSICA-VERLAG, Würzburg 1967

# Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen 1965 zwischen dem Französischen Zentralmassiv und den Westalpen<sup>1)</sup>

Von P. GIESE, München<sup>2)</sup>, C. PRODEHL, München<sup>2)</sup> und C. BEHNKE, Hannover<sup>3)</sup>

Eingegangen am 30. Januar 1967

*Zusammenfassung:* Im Rahmen einer internationalen Zusammenarbeit wurden 1965 zwischen dem Französischen Zentralmassiv und dem Westalpenbogen Refraktionsmessungen zur Erforschung der Erdkruste durchgeführt. Hier wird über die Auswertung eines Teiles dieser Messungen unter Hinzunahme älterer Beobachtungen berichtet. Die Korrelation gründet sich auf Seismogramm-Montagen. Die Kurven im Laufzeitdiagramm sind bei allen Profilen in einer charakteristischen Folge angeordnet, wobei die eine oder andere Kurve zuweilen schwächer ausgebildet sein kann (Abb. 4). Die Laufzeitkurven sind schwach gekrümmt, bilden aber keine vollständigen Schleifen. Mit Hilfe eines Näherungsverfahrens nach GIESE werden für jedes Profil Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen berechnet. Längs der Profillinien wurden Schnitte durch die Erdkruste mit Linien gleicher Geschwindigkeit gezeichnet, die zu einem Blockdiagramm (Abb. 34) zusammengefaßt sind. Für den oberen Bereich der Erdkruste, in 10–20 km Tiefe, ergibt sich eine Zone geringer Horizontal-Geschwindigkeit, deren Mächtigkeit mit zunehmender Entfernung vom Alpenbogen abnimmt. Diese Zone geringer Horizontal-Geschwindigkeit setzt sich auch unter dem Südteil des Ivrea-Körpers fort. Zwischen 20 und 40 km Tiefe ergibt die Berechnung anstelle von „scharfen“ Grenzflächen eine Zone mit starkem Geschwindigkeitsgradienten; die Geschwindigkeit wächst dabei von 6,4 km/sec auf über 8 km/sec. Die Mächtigkeit dieser Übergangzone nimmt mit zunehmender Entfernung vom Alpenbogen ab.

Geschwindigkeitswerte bis zu 6,2–6,4 km/sec müssen Gesteinen überwiegend saurer Zusammensetzung zugeordnet werden. Der Bereich des starken Geschwindigkeitsgradienten (Zunahme der Geschwindigkeit von 6,4 auf 8,0 km/sec) kann entweder als Mischungszone von saurem zu basischem Gestein oder als Zone einer Phasentransformation innerhalb eines basischen Materials gedeutet werden. Beide Möglichkeiten werden diskutiert. In geologischer Sicht ist das wichtigste Ergebnis die Aussage, daß zumindest der Südteil des basischen Ivrea-Körpers nicht unmittelbar dem Mantel aufliegt, sondern von saurem, vermutlich partiell geschmolzenem Gestein unterlagert wird.

<sup>1)</sup> Gemeinschaftsarbeiten der deutschen geophysikalischen Institute im Rahmen eines Schwerpunktprogrammes der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Geophysikalische Erforschung des tieferen Untergrundes in Mitteleuropa“; Beitrag Nr. 55.

<sup>2)</sup> Dr. PETER GIESE und Dr. CLAUD PRODEHL, Institut für Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

<sup>3)</sup> Dipl.-Geophys. CLAUD BEHNKE, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

*Summary:* In 1965, in the course of an international geophysical program in the Alps seismic refraction measurements were carried out in Southern France between the western alpine arc and the Central Plateau of France. Some of these measurements were interpreted together with some former seismic refraction measurements in the western Alps with regard to the structure of the Earth's crust.

The correlation is based on seismogram-assemblies. All profiles show a characteristic arrangement of travel time curves (fig. 4), yet the one or other curve may be developed bad. The travel time curves are no straight lines. They show a small curvature, but do not form complete cusps either. For each profile an approximation method after GIESE was used to determine the corresponding depth-velocity function.

Some cross-sections with lines of equal velocity are drawn and summarized in a block diagram (fig. 34). In the upper part of the Earth's crust, in a depth of 10–20 km a low-velocity zone is found which is well established under the arc of the western Alps and under the southern part of the body of Ivrea as well. For the depth between 20 and 40 km a zone with a strong velocity gradient instead of "sharp" boundaries is found where the velocity increases from 6.4 km/sec to more than 8 km/sec. With increasing distance from the Alps the transition zone becomes thinner, at least in the area investigated here.

Values for the *P*-wave velocity up to 6.2–6.4 km/sec must be correlated with mainly acid rocks. The zone of the high velocity gradient ( $v = 6.4\text{--}8.0$  km/sec) can be explained either as a zone consisting of a mixture of acid and basic rocks or as zone of phase transformation within a basic material. Both possibilities are discussed.

The geological interpretation yields the result that the basic body of Ivrea, at least its southern part, is not substrated directly by the mantle, but by acid, probably partially molten rocks.

|   |     |
|---|-----|
| Einleitung . . . . .  | 216 |
| Beschreibung des Meßprogrammes und des Untersuchungsgebietes . . . . .                                | 217 |
| Meßinstrumente . . . . .  | 228 |
| Seismogramm-Montagen . . . . .  | 230 |
| Korrelationsprinzipien . . . . .  | 230 |
| Die Transformation des Laufzeitdiagrammes in die zugehörige Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion . . . . . | 231 |
| Beschreibung der Profile . . . . .  | 233 |
| Diskussion der Ergebnisse . . . . .   | 252 |
| a) Geophysikalische Diskussion . . . . .  | 252 |
| b) Petrographische Deutung . . . . .  | 255 |
| c) Geologische Deutung . . . . .  | 257 |
| Schlußbemerkung . . . . .   | 259 |

## Einleitung

In Fortsetzung der internationalen Untersuchungen in den Westalpen zur Erforschung der Erdkruste und des oberen Erdmantels wurden im Herbst 1965 in Südfrankreich Refraktionsmessungen durchgeführt. Im Jahre 1956 fanden in diesem Gebiet die ersten Refraktionsmessungen (Lac Rond) statt. Sie wurden im Jahre 1958 mit der Sprengserie im Lac Nègre in einem größeren Umfang fortgesetzt. Die Registrierstationen waren dabei hauptsächlich auf das Alpengebiet konzentriert. Ein Spezialprogramm im Jahre 1960 diente zur Erforschung der Ivrea-Zone. Die Sprengungen im

Lago Bianco (Tessin) im Jahre 1963 und 1964 stellten den Anschluß an entsprechende Messungen in den Ostalpen her (Eschenlohe und Lago Lagorai).

Die Messungen des Instituts für Angewandte Geophysik der Universität München im Herbst 1965 verfolgten in erster Linie das Ziel, den Übergang vom ungestörten Vorland zum Orogen im Bereich zwischen Rhône und Westalpenbogen zu untersuchen. Wenn bereits jetzt eine Veröffentlichung über die Ergebnisse der Messungen des Jahres 1965 erscheint, so erfordert dies eine Rechtfertigung.

Einmal soll das vom Institut für Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München und einem Meßtrupp des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover, gewonnene Beobachtungsmaterial einer allgemeinen Auswertung zugänglich gemacht werden, zum anderen wird hier eine neue Konzeption über die Struktur der Westalpen und ihres westlichen Vorlandes entwickelt, die sich in wichtigen Punkten von den beiden bisherigen Vorstellungen unterscheidet (Straßburger Modell [FUCHS, MÜLLER, PETERSCHMITT, ROTHÉ, STEIN, STROBACH 1963a, b] und Pariser Modell [CHOUHDURY, LABROUSTE, PERRIER 1963]). Außerdem ist ein Teil des Beobachtungsmaterials aus den Jahren 1956 und 1958 mitverarbeitet worden. Das Ergebnis der vorliegenden Auswertungen wurde in Form eines Blockdiagramms (Abb. 34) dargestellt. Dieses Modell gibt die Strukturen nur in ganz groben Zügen wieder, auf Einzelheiten ist bewußt verzichtet worden. Erst eine Bearbeitung sämtlicher Messungen einschließlich der aus dem Jahre 1966 würde eine Darstellung von Einzelheiten rechtfertigen.

### **Beschreibung des Meßprogramms und des Untersuchungsgebietes**

Abb. 1 (s. S. 218) zeigt die Lage der Sprengpunkte und sämtlicher Registrierpunkte; in Abb. 2 (s. S. 219) ist eine vereinfachte geologische Karte des Meßgebietes nach GOGUEL [1963] dargestellt, die nach S und W hin erweitert wurde.

Die Koordinaten der Schußpunkte und die Sprengzeiten sind in Tabelle 1 (s. S. 220) enthalten, Angaben über die Registrierpunkte in Tabelle 2 (s. S. 221—225). Hier werden lediglich die in Frankreich gelegenen Registrierpunkte vom Jahre 1965 aufgeführt. Die Angaben über die Registrierpunkte Nr. 401—422 vom Jahre 1965 finden sich bei BELLEMO, CARABELLI, GIESE, PRODEHL, VECCHIA, DE VISINTINI [1967], die Angaben über die Punkte aus den Jahren 1956 und 1958 (mit Nummern unter 300) bei GROUPE D'ÉTUDES DES EXPLOSIONS ALPINES [1963], Chap. IVC.

Im Gegensatz zu den früheren Messungen konnten im Herbst 1965 die Sprengungen von mehreren, weit getrennt liegenden Sprengpunkten beobachtet werden. Die Planung und Organisation der Sprengungen lag in den Händen von Mme. Labrouste, Institut de Physique du Globe, Paris.

Der wichtigste Sprengpunkt lag am Col de Mont Cenis zwischen Torino und Modane im Ambin-Massiv. Die Sprengungen fanden hier in einem Steinbruch statt; die Ladungsmengen lagen zwischen 5 und 20 t. Ein zweiter Sprengpunkt, ein Kalksteinbruch, befand sich bei Le Revest in der Nähe der Mittelmeerküste bei Toulon.

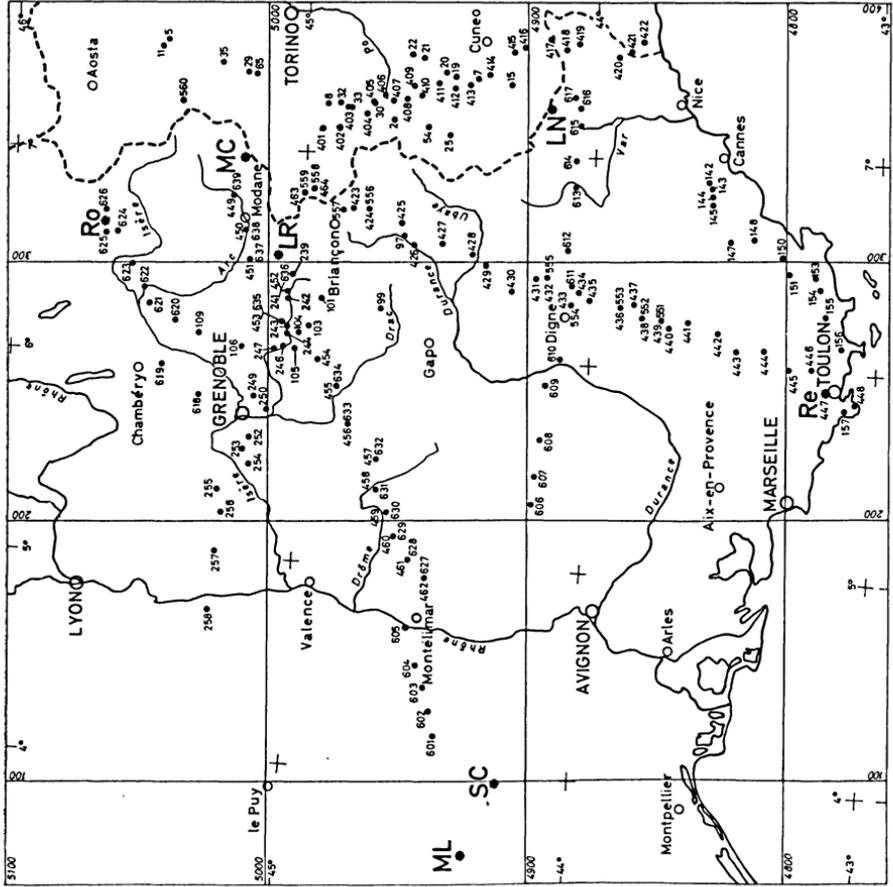


Abb. 1: Stationsplan.

Index map showing shot points and seismic recording stations.

- \* Sprengpunkte ● Stationspunkte  
shot points recording locations
- LN Lac Nègre LR Lac Rond
- ML Mt. Lozère MC Mt. Cenis
- SC Ste. Cécile d'Andorge
- Re Le Revest Ro Roselend

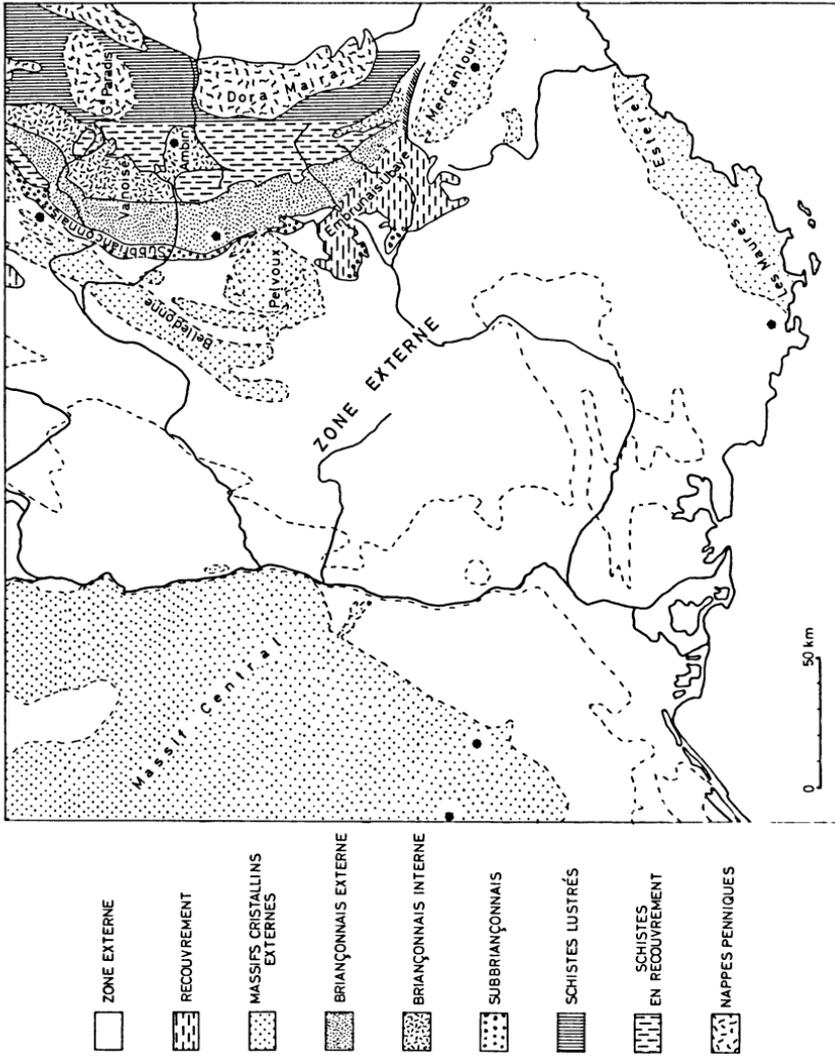


Abb. 2:

Geologische Übersichtskarte nach GOGUEL [1963], erweitert nach der Carte Géologique de la France — 1 : 1 000 000 — 1955.  
 General geological map after GOGUEL [1963], extended after the Carte Géologique de la France — 1 : 1 000 000 — 1955.

Tabelle 1: Daten der Sprengpunkte und Sprengungen.  
Data of the shot points and explosions.

| Schußpunkt               | Datum   | Schußzeit<br>h min sec | Lambert |        | UTM    |         | Zone | Höhe<br>m | Ladung<br>t |
|--------------------------|---------|------------------------|---------|--------|--------|---------|------|-----------|-------------|
|                          |         |                        | X<br>m  | Y<br>m | X<br>m | Y<br>m  |      |           |             |
| Roselend                 | 3.8.65  | 17 00 01,22            | 934126  | 86072  | 315404 | 5062864 | 32   | 1673      | 5,45        |
| Mt. Cenis                | 28.8.65 | 18 45 00,67            | 963635  | 333775 | 340492 | 5008694 | 32   | 1971      | 10,43       |
| Mt. Cenis                | 1.9.65  | 13 27 00,83            | 963388  | 333732 | 340243 | 5008670 | 32   | 1983      | ca. 5       |
| Le Revest                | 1.9.65  | 17 29 59,64            | 890860  | 103200 | 737008 | 4784224 | 31   | 260       |             |
| Mt. Cenis                | 6.9.65  | 13 28 16,70            | 963584  | 333668 | 340432 | 5008592 | 32   | 1971      | ca. 7       |
| Mt. Cenis                | 7.9.65  | 19 15 00,37            | 963400  | 333619 | 340245 | 5008556 | 32   | 1983      | ca. 20      |
| Mt. Lozère               | 10.9.65 | 8 26 59,26             | 702500  | 227900 | 549686 | 4910464 | 31   | 580       | 1,35        |
| Ste. Cécile<br>d'Andorge | 13.9.65 | 17 00 00,36            | 731000  | 217150 | 578092 | 4899488 | 31   | 250       | ca. 2,5     |
| Mt. Cenis                | 13.9.65 | 18 44 56,51            | 963559  | 333748 | 340414 | 5008674 | 32   | 1971      | ca. 20      |
| Mt. Lozère               | 15.9.65 | 8 27 00,76             | 701450  | 228520 |        |         |      | 598       | ca. 1,2     |
| Roselend                 | 27.9.65 | 15 59 59,65            | 934126  | 86072  | 315404 | 5062864 | 32   | 1673      | 1,60        |
|                          |         |                        | 934210  | 385730 |        |         |      |           |             |

Tabelle 2: Meßpunkte.  
Seismic recording stations.

Anmerkungen: Die Amplitudenverzerrung bedeutet das Verhältnis der Länge einer Sekunde auf dem Originalfilm zur normierten Sekundenlänge von 2 cm in den Seismogramm-Montagen.

Die aufgeführten Stationen wurden wie folgt besetzt:

Nr. 463, 464, 558, 559: Institut für die Physik des Erdkörpers der Universität Hamburg.

Nr. 560: Geophysikalisches Institut der Technischen Hochschule Stuttgart.

Nr. 433, 454, 554, 614, 621: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.

Die übrigen Stationen wurden vom Institut für Angewandte Geophysik der Universität München besetzt.

| Station  | Spur         | Koordinaten<br>X Y | Höhe<br>m. ü. NN | Entfernung<br>km | Karte<br>Nr. | Beobachter | Amplituden-<br>verzerrung | Geologie |            |
|--|--------------|--------------------|------------------|------------------|--------------|------------|---------------------------|----------|------------|
| <b>Mt. Cenis</b> 1. 9. 65 Profil SSW (Mt. Cenis—Le Revest, 241,67 km) Koordinaten in Lambert III |              |                    |                  |                  |              |            |                           |          |            |
| 423  | Col d'Izoard | A 947600           | 289550           | 2300             | 46,92        | XXXV—37    | Bram                      | 1,60     | Trias      |
| 424  | Arvieux      | B 947770           | 283940           | 1600             | 52,18        | XXXV—37    | Gebrande                  | 1,60     | Trias      |
| 425  | Guillestre   | C 942740           | 271750           | 1100             | 65,33        | XXXV—37    | Koch                      | —        | Trias      |
| 432  | Chanolles    | B 926910           | 214330           | 960              | 125,00       | XXXIV—40   | Schwolow                  | —        | Jura       |
| 433  | Les Dourbes  | B 916990           | 204500           | 880              | 137,31       | XXXIV—41   | Behnke                    | 3,05     | Jura       |
| 436  | Majastres    | A 917450           | 185170           | 1220             | 155,50       | XXXIV—42   | Willinsky                 | —        | Jura       |
| 463  | Désertes     | 951630             | 309340           | 1400             | 27,08        | XXXV—36    | Richter                   | —        | Penninikum |
| 464  | San Sicario  | 953400             | 305350           | 1695             | 30,09        | XXXV—36    | Kaminski, Strowald        | —        | Penninikum |
| <b>Le Revest</b> 1. 9. 65 Profil NNE (Le Revest—Mt. Cenis, 241,67 km) Koordinaten in Lambert III |              |                    |                  |                  |              |            |                           |          |            |
| 551  | Les Salles   | A 913310           | 168720           | 600              | 69,26        | XXXIV—42   | Rummel                    | 1,90     | Jura       |
| 552  | Moustiers    | B 913890           | 176470           | 780              | 76,80        | XXXIV—42   | Prodehl                   | 1,33     | Jura       |
| 553  | Majastres    | A 917450           | 185170           | 1220             | 86,17        | XXXIV—42   | Willinsky                 | 1,72     | Jura       |
| 554  | Les Dourbes  | A 916990           | 204500           | 880              | 104,61       | XXXIV—41   | Behnke                    | 2,83     | Jura       |
| 555  | Chanolles    | B 926910           | 214330           | 960              | 116,83       | XXXIV—40   | Schwolow                  | —        | Jura       |
| 556  | Arvieux      | C 947760           | 284260           | 1600             | 189,79       | XXXV—37    | Gebrande                  | 1,77     | Trias      |

Tabelle 2 (Fortsetzung).

| Station  | Spur           | Koordinaten<br>X<br>Y | Höhe Entfernung<br>m ü. NN<br>km | Karte<br>Nr. | Beobachter  | Amplituden-<br>verzerrung | Geologie |            |
|--|----------------|-----------------------|----------------------------------|--------------|-------------|---------------------------|----------|------------|
| <b>Le Revest 1. 9. 65</b> Profil NNE (Le Revest—Mt. Cenis, 241,67 km) Koordinaten in Lambert III |                |                       |                                  |              |             |                           |          |            |
| 557  | Cervières      | C                     | 946430 293850                    | 1740 198,58  | XXXV—36     | Bram                      | 1,44     | Trias      |
| 558  | San Sicario    |                       | 953400 305350                    | 1695 211,60  | XXXV—36     | Richter                   | 1,91     | Penninikum |
| 559  | Désertes       |                       | 951630 309340                    | 1400 214,91  | XXXV—36     | Kaminski, Strowald        | 1,84     | Penninikum |
| 560  | Ceresole Reale |                       | ~983200 ~359000                  | 1585 272,00  | F. 41 II NO | Emter, Zürrn              | —        | Permkarbon |
| <b>Mt. Cenis 6. 9. 65</b> Profil SSW (Mt. Cenis—Le Revest, 241,67 km) Koordinaten in Lambert III |                |                       |                                  |              |             |                           |          |            |
| 426  | Chateaurouse   | B                     | 934140 266560                    | 940 73,28    | XXXV—38     | Bühler                    | 1,30     | Jura       |
| 427  | Les Orres      | A                     | 936700 255430                    | 1720 82,73   | XXXV—38     | Dumsky                    | 1,66     | Jura       |
| 428  | Rioclar        | B                     | 933040 243900                    | 1220 94,82   | XXXV—39     | Förtsch                   | 1,46     | Jura       |
| 429  | Barthelény     | A, B                  | 929550 237820                    | 1400 101,71  | XXXIV—39    | Giese                     | 1,81     | Eozän      |
| 435  | Chaudon        | B                     | 919250 197170                    | 1150 143,52  | XXXIV—41    | Willinsky                 | —        | Jura       |
| 437  | Majastres II   | A                     | 918940 179660                    | 1280 160,35  | XXXIV—42    | Lehner                    | 1,73     | Jura       |
| 438  | Moustiers      | A                     | 914240 176200                    | 780 165,02   | XXXIV—42    | Rummel                    | 1,82     | Jura       |
| 439  | Les Salles     | A                     | 913360 168980                    | 580 172,18   | XXXIV—42    | Eschler                   | 1,73     | Jura       |
| 441  | Aups           | A                     | 913580 158280                    | 710 182,38   | XXXIV—43    | Prodehl                   | 1,17     | Jura       |
| 442  | Cotignac       | A                     | 909600 146550                    | 400 194,75   | XXXIV—44    | Koch                      | 1,67     | Jura       |
| 443  | Correns        | A                     | 903070 138880                    | 190 203,97   | XXXIII—44   | Bram                      | 1,56     | Jura       |
| 444  | Camps          | A                     | 904250 128370                    | 320 213,70   | XXXIII—44   | Gebrande                  | 1,62     | Jura       |
| <b>Mt. Cenis 7. 9. 65</b> Profil SSW (Mt. Cenis—Le Revest, 241,67 km) Koordinaten in Lambert III |                |                       |                                  |              |             |                           |          |            |
| 430  | Verdaches      | A                     | 920250 227450                    | 1200 114,60  | XXXIV—40    | Dumsky                    | 1,90     | Jura       |
| 431  | Blériers       | A                     | 926110 218340                    | 960 121,16   | XXXIV—40    | Bühler, Giese             | 1,14     | Jura       |
| 434  | Les Sauzeries  | B                     | 921930 201500                    | 1020 138,63  | XXXIV—41    | Lehner                    | 1,79     | Kreide     |
| 440  | Bauduen        | A                     | 910600 165630                    | 620 176,09   | XXXIV—43    | Rummel                    | 1,28     | Jura       |
| 445  | Néoules        | B                     | 898490 118640                    | 370 224,57   | XXXIII—45   | Koch                      | 1,50     | Jura       |

|     |            |      |         |         |     |        |           |         |      |         |
|-----|------------|------|---------|---------|-----|--------|-----------|---------|------|---------|
| 446 | Belgentier | A, B | 898 260 | 109 400 | 210 | 233,49 | XXXIII—45 | Bram    | —    | Jura    |
| 447 | Le Revest  | A    | 890 740 | 103 020 | 270 | 241,78 | XXXIII—46 | Grande  | 1,53 | Jura    |
| 448 | Cap Sicié  | B    | 886 750 | 90 720  | 140 | 254,71 | XXXIII—46 | Prodehl | 1,68 | Phyllit |

**Mt. Lozère** 10. 9. 65 Profil E (Mt. Lozère—Lac Nègre, 289,3 km) Koordinaten in Lambert III

|     |                 |      |         |         |      |        |           |              |   |        |
|-----|-----------------|------|---------|---------|------|--------|-----------|--------------|---|--------|
| 606 | Brantes         | A    | 838 610 | 213 870 | 560  | 136,83 | XXXI—40   | Rummel       | — | Kreide |
| 607 | Montbrun        | A    | 849 420 | 213 440 | 700  | 147,63 | XXXII—40  | Grande       | — | Kreide |
| 608 | Montfroc        | B    | 863 480 | 213 120 | 830  | 161,66 | XXXII—40  | Escher, Koch | — | Kreide |
| 609 | Valbelle        | B, C | 885 100 | 211 410 | 660  | 183,34 | XXXIII—40 | Bram         | — | Kreide |
| 610 | Volonne         | A    | 895 450 | 207 050 | 460  | 194,07 | XXXIII—40 | Lehner       | — | Kreide |
| 611 | Tarfonne        | B    | 923 930 | 204 320 | 950  | 222,68 | XXXIV—41  | Schmedes     | — | Kreide |
| 612 | Thorame-Haute   | B    | 937 810 | 207 130 | 1020 | 236,23 | XXXV—41   | Dumsky       | — | Kreide |
| 613 | Guillaumes      | A    | 961 870 | 205 750 | 920  | 260,31 | XXXVI—41  | Förtsch      | — | Trias  |
| 614 | Beuil           | A    | 972 250 | 206 950 | 1270 | 270,56 | XXXVI—41  | Behne        | — | Trias  |
| 615 | Rimplas         | B    | 986 140 | 206 320 | 1280 | 284,46 | XXXVI—41  | Bühler       | — | Kreide |
| 616 | St. Martin Vés. | A    | 993 050 | 207 180 | 1120 | 291,29 | XXXVII—41 | Schwolow     | — | Kreide |
| 617 | Vésubie         | C    | 997 270 | 210 620 | 1500 | 295,28 | XXXVII—41 | Giese        | — | Granit |

**Ste. Cécile d'Andorge**

13. 9. 65 Profil ENE (Ste. Cécile—Mt. Cenis, 260,16 km) Koordinaten in Lambert III

|     |                |      |         |         |      |        |           |               |      |        |
|-----|----------------|------|---------|---------|------|--------|-----------|---------------|------|--------|
| 627 | La Bégude      | A    | 807 340 | 251 880 | 260  | 83,87  | XXX—38    | Bram          | 1,66 | Kreide |
| 628 | Pont de Barret | A    | 813 940 | 258 830 | 470  | 92,82  | XXXI—38   | Koch, Eschler | 1,50 | Kreide |
| 629 | Forêt de Saou  | A    | 822 450 | 265 070 | 520  | 103,25 | XXXI—37   | Prodehl       | 1,18 | Kreide |
| 630 | St. Benoît     | B    | 832 180 | 268 450 | 320  | 113,44 | XXXI—37   | Grande        | 0,67 | Kreide |
| 631 | Die            | A    | 840 580 | 273 390 | 520  | 123,17 | XXXI—37   | Rummel        | 1,70 | Jura   |
| 632 | Menée          | A    | 852 340 | 274 180 | 700  | 134,07 | XXXII—37  | Dumsky        | 1,55 | Kreide |
| 633 | Cielles        | B    | 865 100 | 286 050 | 760  | 150,76 | XXXII—36  | Schmedes      | 1,37 | Jura   |
| 634 | Michael        | B    | 878 790 | 291 630 | 1000 | 165,50 | XXXIII—36 | Förtsch       | 1,64 | Jura   |
| 635 | Besse          | A    | 901 200 | 314 620 | 1400 | 196,13 | XXXIV—35  | Lehner        | 2,31 | Jura   |
| 636 | La Grave       | C    | 913 280 | 313 720 | 1700 | 206,28 | XXXIV—35  | Willinsky     | 1,52 | Jura   |
| 637 | St. Michel     | A, B | 924 330 | 329 440 | 1420 | 223,58 | XXXIV—34  | Bühler        | 1,08 | Karbon |
| 638 | St. André      | A, B | 935 260 | 331 670 | 1200 | 234,17 | XXXV—34   | Schwolow      | —    | Karbon |
| 639 | Sollières      | B    | 948 720 | 337 470 | 1580 | 248,76 | XXXV—34   | Giese         | 1,71 | Trias  |

Tabelle 2 (Fortsetzung).

| Station            | Spur      | Koordinaten<br>X<br>Y                                   | Höhe<br>m ü. NN | Entfernung<br>km | Karte<br>Nr. | Beobachter | Koordinaten in Lambert III | Amplituden-<br>verzerrung | Geologie |
|--------------------|-----------|---|-----------------|------------------|--------------|------------|----------------------------|---------------------------|----------|
| <b>Mt. Cenis</b>   | 13. 9. 65 | Profil WSW (Mt. Cenis—Ste. Cécile d'Andorge, 260,16 km) |                 |                  |              |            |                            |                           |          |
| 449 Sollières      | A         | 948380  | 337670          | 1620             | 15,68        | XXXXV—34   | Giese                      | 1,65                      | Trias    |
| 450 St. André      | A, B      | 935260  | 331670          | 1200             | 28,38        | XXXXV—34   | SchwoLOW                   | —                         | Karbon   |
| 451 St. Michel     | A, B      | 924330  | 329440          | 1420             | 39,47        | XXXXIV—34  | Bühler                     | 1,33                      | Karbon   |
| 452 La Grave       | C         | 913280  | 313720          | 1700             | 54,12        | XXXXIV—35  | Willinsky                  | 1,47                      | Jura     |
| 453 Besse          | A         | 901200  | 314620          | 1400             | 65,23        | XXXXIV—35  | Lehner                     | 2,22                      | Jura     |
| 454 Confolens      | A         | 888260  | 299530          | 1140             | 82,71        | XXXXIII—36 | Behne                      | 2,99                      | Jura     |
| 455 Michael        | A         | 878500  | 291940          | 950              | 94,78        | XXXXIII—36 | Förtsch                    | 1,72                      | Jura     |
| 456 Clelles        | A         | 865100  | 286050          | 760              | 109,41       | XXXXII—36  | Schmedes                   | 1,31                      | Jura     |
| 457 Menée          | B         | 852340  | 274180          | 700              | 126,17       | XXXXII—37  | Dumsky                     | 1,53                      | Kreide   |
| 458 Die            | B         | 840450  | 273370          | 520              | 137,12       | XXXXI—37   | Rummel                     | 1,63                      | Jura     |
| 459 St. Benoit     | B         | 831810  | 268420          | 340              | 147,06       | XXXXI—37   | Gebrande                   | 0,65                      | Kreide   |
| 460 Forêt de Saou  | B         | 822960  | 265020          | 530              | 156,50       | XXXXI—37   | Prodehl                    | 1,45                      | Kreide   |
| 461 Pont de Barret | B         | 814120  | 258930          | 460              | 167,12       | XXX—38     | Koch, Eschler              | 1,45                      | Kreide   |
| 462 La Bégude      | B         | 807340  | 251880          | 260              | 176,37       | XXX—38     | Bram                       | 1,50                      | Kreide   |
| <b>Mt. Lozère</b>  | 15. 9. 65 | Profil ENE (Mt. Lozère—Mt. Cenis, 282,44 km)            |                 |                  |              |            |                            |                           |          |
| 601 Salmes         | A         | 747370  | 243120          | 340              | 48,19        | XXVIII—38  | Gebrande                   | 1,18                      | Trias    |
| 602 Laurac         | A, B      | 756290  | 245860          | 250              | 57,52        | XXVIII—38  | Rummel                     | 1,41                      | Jura     |
| 603 St. Maurice    | C         | 765280  | 249100          | 200              | 67,07        | XXIX—38    | Eschler, Koch              | 1,26                      | Jura     |
| 604 Villeneuve     | B         | 773480  | 252600          | 400              | 75,95        | XXIX—38    | Prodehl                    | 1,08                      | Kreide   |
| 605 Rochemaure     | B         | 788080  | 257630          | 220              | 91,39        | XXX—38     | Bram                       | 1,62                      | Basalt   |

## Mt. Lozère 15. 9. 65 Profil NE (Mt. Lozère—Roselend, 280,89 km) Koordinaten in Lambert II und III

| Lambert III |                    |      |         |         |      |        |           |           |      |          |
|-------------|--------------------|------|---------|---------|------|--------|-----------|-----------|------|----------|
| 618         | St. Pierre         | A    | 870 610 | 344 100 | 900  | 204,88 | XXXIII—34 | Lehner    | 2,28 | Jura     |
| 619         | Mt. Granier        | C    | 881 350 | 359 390 | 880  | 222,47 | XXXIII—33 | Willinsky | 1,61 | Kreide   |
| 620         | Arvillard          | A    | 898 910 | 355 400 | 880  | 234,71 | XXXIV—33  | Förtsch   | 1,62 | Phyllite |
| 621         | Montendry          | A    | 904 620 | 365 860 | 940  | 245,23 | XXXIV—33  | Behnke    | 2,89 | Jura     |
| Lambert II  |                    |      |         |         |      |        |           |           |      |          |
| 622         | Randens            | A, B | 910 640 | 68 320  | 380  | 251,48 | XXXIV—32  | Dumsky    | 1,64 | Phyllite |
| 623         | St. Paul           | B    | 919 360 | 73 870  | 780  | 261,77 | XXXIV—32  | Schmedes  | 1,68 | Phyllite |
| 624         | Barr. S. Guerrin   | B    | 930 820 | 81 480  | 1660 | 275,58 | XXXV—32   | Giese     | 1,59 | Jura     |
| 625         | Arêches            | A, B | 930 430 | 85 420  | 1450 | 277,43 | XXXV—32   | Schwolow  | 1,59 | Phyllite |
| 626         | Cornet d. Roselend | B    | 939 170 | 86 140  | 2014 | 285,11 | XXXV—32   | Bühler    | 1,24 | Trias    |

Von diesem Bruch konnte nur eine Sprengung registriert werden. Eine wertvolle Ergänzung boten drei Sprengungen im SW-Teil des Französischen Zentralmassivs: Eine Sprengung mit einer Ladung von etwa 2,5 t erfolgte in einem Steinbruch bei Ste. Cécile d'Andorge, die beiden anderen wurden in einem Stollensystem am Mont Lozère abgetan. Hier betrug die Ladungen etwa jeweils 1,2 t. Ferner wurden zwei Sprengungen eines Steinbruches bei Roselend, im Belledonne-Massiv südlich des Mont Blanc gelegen, beobachtet. Da die Beobachtungen von Roselend außerhalb des hier behandelten Gebietes liegen, werden sie in dieser Arbeit nur zur Ergänzung herangezogen.

Das gesamte Meßprogramm gliedert sich in vier Teile:

1. Profil zwischen Mont Cenis und Lago Bianco: Auf diesem Profil beobachteten die geophysikalischen Institute der Hochschulen Frankfurt, Göttingen, Hamburg, Karlsruhe, Kiel, Strasbourg und Stuttgart sowie das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung, Hannover.

2. Profil zwischen Mont Cenis und Lac Nègre: Auf diesem Profil registrierten in erster Linie das Osservatorio Geofisico Sperimentale, Trieste, und das Istituto di Geofisica Applicata del Politecnico, Milano. Ergänzt wurden diese Messungen durch einige Beobachtungen des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover, und der geophysikalischen Institute der Universitäten Göttingen und München.

3. Profile in dem Bereich Mont Lozère, Le Revest, Lac Nègre, Mont Cenis und Roselend: Hier waren 14 Stationen des Instituts für Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München und eine Station des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover, beteiligt. Das Profil Le Revest—Mont Cenis ist durch drei weitere Seismogramme der geophysikalischen Institute Hamburg und Stuttgart ergänzt worden.

4. Spezialbeobachtungen des Institut de Physique du Globe, Paris, im Bereich zwischen den Westalpen und dem Französischen Zentralmassiv.

5. Beobachtungen mit weiteren französischen Stationen zwischen dem Zentralmassiv und den Pyrenäen.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit den Auswertungen der Messungen des Programmpunktes Nr. 3. Über die Messungen des Programmpunktes Nr. 2 berichten BELLEMO et al. [1967] in einer gesonderten Veröffentlichung; in der vorliegenden Arbeit wird nur kurz darauf eingegangen.

Während in den vorhergehenden Jahren der Schwerpunkt der Messungen im Bereich des Alpen-Orogens lag, ermöglichte es die Verteilung der Sprengpunkte im Herbst 1965, wie bereits erwähnt, den Übergang von den Alpen zu ihrem Vorland zu untersuchen. Bei der Planung wurde angestrebt, auf diesen Profilen mit Schuß und

Gegenschuß zu beobachten. Den drei Sprengpunkten im Alpengebiet Roselend, Mont Cenis und Lac Nègre standen im außeralpinen Bereich die Punkte Le Revest, Ste. Cécile d'Andorge und Mont Lozère gegenüber. Somit ergaben sich folgende Beobachtungsmöglichkeiten:

a) Linie Mont Cenis—Le Revest: Dieses etwa 240 km lange Profil berührt die Orte Briançon und Digne. Im nördlichen Viertel quert es die Penninische Zone und die Zone Briançonnaise. Der übrige Teil dieser Linie verläuft in der Zone Externe.

Während vom Mont Cenis her eine lückenlose Beobachtungsfolge mit einem durchschnittlichen Stationsabstand von 8 km vorliegt, konnten vom Gegenschußpunkt Le Revest nur wenige Registrierungen gewonnen werden.

Die Autoren danken den Kollegen der geophysikalischen Institute Hamburg und Stuttgart für die Überlassung ihrer Registrierungen.

b) Linie Mont Lozère—Lac Nègre: Dieses Profil liegt nahezu ausschließlich in der Zone Externe und endet im Mercantour-Massiv. Es kreuzt die Linie Mont Cenis—Le Revest bei Digne. Die Beobachtungsstationen wurden zwischen 137 und 295 km Entfernung mit einem durchschnittlichen Abstand von 14 km verteilt. Anlässlich der Lac Nègre-Sprengungen im September 1966 ist vom IPG, Paris, auf dieser Linie in Gegenrichtung beobachtet worden.

c) Linie St. Cécile d'Andorge—Mont Cenis: Diese Linie verläuft annähernd senkrecht zum Streichen des Westalpenbogens. Am östlichen Ende liegen die Stationen im Briançonnais. Das Profil quert den Col du Galibier und das Pelvoux-Massiv, verläuft bis zur Rhône (Montélimar) in der Zone Externe und endet im Französischen Zentralmassiv.

Die Entfernung zwischen den beiden Sprengpunkten beträgt 260 km. Auf diesem Profil wurden eine Sprengung vom Col de Mont Cenis und die Sprengung bei St. Cécile d'Andorge auf denselben Meßpunkten registriert.

Die Beobachtungen beschränken sich dabei auf das Gebiet östlich der Rhône; der Stationsabstand beträgt etwa 12 km.

d) Mont Lozère—Roselend: Dieses Profil verbindet das Französische Zentralmassiv mit dem autochthonen Mont Blanc-Massiv. Die Sprengpunkte sind 280 km voneinander entfernt; die Profillinie berührt die Orte Valence und Grenoble. Im mittleren Abschnitt liegen die Stationen in der Zone Externe, während am NE- und SW-Ende Kristallin ansteht. Die Stationen westlich der Rhône liegen nicht genau auf der Verbindungslinie der beiden Sprengpunkte, sondern weiter südlich. Damit sollte erreicht werden, daß dieser Abschnitt bei der Auswertung auch in die Linie St. Cécile d'Andorge—Mont Cenis einbezogen werden kann. Für die vorliegende Auswertung standen nur die eigenen Registrierungen der Sprengung Mont Lozère im Entfernungsbereich von 48—92 km und 205—285 km mit einem durchschnittlichen Stationsabstand von 10 km zur Verfügung; die Gegenbeobachtung führte das IPG Paris durch.

Zur Ergänzung der Auswertung wurden die Registrierungen von Sprengungen im Lac Rond 1956 und im Lac Nègre 1958 mit herangezogen. Es wurden hierfür die folgenden, bereits von GIESE [1966a] neu interpretierten Profile benutzt:

- e) Das Profil Lac Nègre-SW (Richtung Toulon) weist eine Länge von 160 km auf und verbindet die beiden Kristallin-Massive Mercantour und Les Maures.
- f) Die Beobachtungsstationen auf dem Profil Lac Nègre-NW (Richtung Grenoble) liegen zwischen dem Mercantour-Pelvoux- und dem Südteil des Belledonne-Massivs.
- g) Das Profil Lac Nègre-N folgt der Achse des Schwerehochs der Ivrea-Zone.
- h) Das Profil Lac Rond-W verbindet das Pelvoux-Massiv mit dem Französischen Zentralmassiv.
- i) Schließlich ist noch das Profil zu erwähnen, das 1965 vom Mont Cenis in Richtung Lac Nègre angelegt wurde [BELLEMO et al. 1967]. Die Beobachtungslinie verläuft bis zum Col de Tende im Penninikum und ab hier im autochthonen Vorland.

**Meßinstrumente**

Die vom Institut für Angewandte Geophysik der Universität München verwendeten Apparaturen besaßen einheitliche Systeme. Als Aufnehmer wurden Seismometer des Typs FS 60 nach BERCKHEMER verwendet. Die hohe Empfindlichkeit der Galvano-

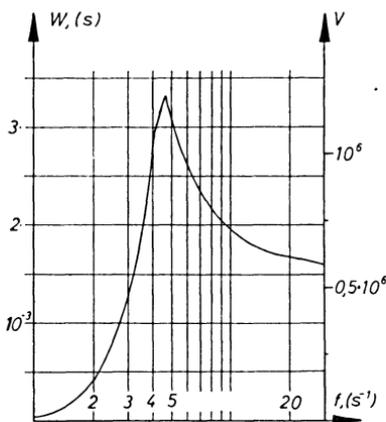


Abb. 3a: Amplitudencharakteristik des Systems A 82 + FS 60 (Widerstand des Verbindungskabels 30 Ω).

Magnification curve of the seismic refraction system A 82 + FS 60 (resistivity of the connecting cable 30 Ω).

Institut für Angewandte Geophysik der Universität München.

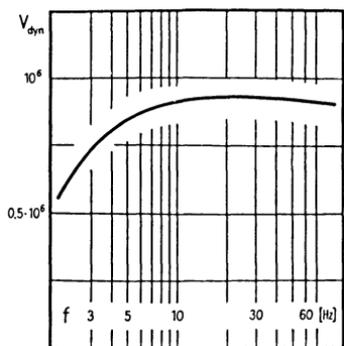


Abb. 3b: Amplitudencharakteristik des Systems A 82 + G 5911.

Magnification curve of the seismic refraction system A 82 + G 5911.

Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.

Tabelle 3: Daten zu den Apparaturen des Instituts für Angewandte Geophysik der Universität München (a und b) und des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover (a und c).

Data of the seismic refraction instruments of the Institut für Angewandte Geophysik der Universität München (a and b) and of the Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover (a and c).

a) Galvanometer, Typ A 82, Kipp und Zonen (25 Systeme):

|   |                                      |
|---|--------------------------------------|
| Eigenfrequenz . . . . .                 | $17,1 \pm 0,9$ Hz                    |
| Dämpfung bei offenem Kreis . . . . .    | 0,0304                               |
| Empfindlichkeit . . . . .               | $(4,5 \pm 0,5) \cdot 10^{-9}$ A/mm/m |
| Innerer Widerstand . . . . .            | $87 \pm 5$ $\Omega$                  |
| Aperiodischer Grenzwiderstand . . . . . | $950 \pm 130$ $\Omega$               |

b) Seismographen, Typ FS 60, nach BERCKHEMER (36 Systeme):

|   |                        |
|---|------------------------|
| Eigenfrequenz . . . . .                 | $2,0 \pm 0,1$ Hz       |
| Dämpfung bei offenem Kreis . . . . .    | 0,013                  |
| Innerer Widerstand . . . . .            | 251 $\Omega$           |
| Aperiodischer Grenzwiderstand . . . . . | $238 \pm 47$ $\Omega$  |
| Empfindlichkeit . . . . .               | $1,0 \pm 0,1$ V/cm/sec |

c) Seismographen, Typ G 5911, nach STEIN (3 Systeme):

|   |                        |
|---|------------------------|
| Eigenfrequenz . . . . .                 | $2,8 \pm 0,3$ Hz       |
| Dämpfung bei offenem Kreis . . . . .    | 0,2                    |
| Innerer Widerstand . . . . .            | 250 $\Omega$           |
| Aperiodischer Grenzwiderstand . . . . . | $500 \pm 25$ $\Omega$  |
| Empfindlichkeit . . . . .               | $2,5 \pm 0,1$ V/cm/sec |

meter des Typs A 82 der Firma KIPP und ZONEN erlaubt es, auf die Verwendung eines Verstärkers zu verzichten. Das gesamte System besteht also aus Seismometer, Galvanometer und verbindendem Kabel.

In Tabelle 3a und 3b sind die mittleren charakteristischen Größen von Galvanometer und Seismometer aufgeführt. Ferner sind die Abweichungen vermerkt. Abb. 3a zeigt die resultierende Amplituden-Charakteristik. Jede Apparatur besaß 2—3 seismische Spuren. Registriert wurde nur die vertikale Komponente Z der Bodenbewegung. Die Seismometer einer Apparatur wurden an der Registrierstation längs der Beobachtungslinie im Abstand von einigen 100 m aufgestellt.

Auch die Apparatur des Niedersächsischen Landesamts für Bodenforschung, Hannover, arbeitet verstärkerlos, nur wurde ein anderer Seismometertyp benutzt. Die entsprechenden Daten sind in Tabelle 3c aufgeführt, Abb. 3b zeigt die Amplitudencharakteristik.

## Seismogramm-Montagen

Die Korrelation der verschiedenen Wellengruppen erfolgte mit Hilfe von Seismogramm-Montagen. Da die Transportgeschwindigkeit des Registrierfilms bei den einzelnen Apparaturen etwas unterschiedlich war, mußten alle Seismogramme auf photographischem Wege auf eine einheitliche Geschwindigkeit von 2 cm/sec gebracht werden. Diese normierten Seismogramme wurden zu Seismogramm-Montagen (z. B. Abb. 6) angeordnet, wobei die reduzierte Laufzeitdarstellung gewählt wurde (Reduktionsgeschwindigkeit  $V_r = 6$  km/sec). Die durch die photographische Normierung bedingte Amplitudenverzerrung ist in Tabelle 2 vermerkt. Die hier wiedergegebenen normierten Seismogramme sind mit der Hand nachgezeichnet worden. Bei einigen Registrierungen unterscheidet sich das Nutzsignal nur wenig von der Bodenunruhe. Da in dieser Arbeit nur Longitudinalwellen betrachtet werden, sind in den Montagen nur die entsprechenden Abschnitte der Seismogramme enthalten.

## Korrelationsprinzipien

Es gibt zahlreiche Beispiele dafür, daß gleiches Beobachtungsmaterial auf verschiedene Weise gedeutet wurde. Diese Mehrdeutigkeit beruht vor allem auf der Unsicherheit der Korrelation. Die einzige Möglichkeit, hier Klarheit zu gewinnen, besteht darin, sehr dicht zu beobachten. Ein Stationsabstand von 500—1000 m würde die erforderliche Sicherheit bieten. Der durchschnittliche Stationsabstand der Messungen im Herbst 1965 betrug dagegen 10 km, daher bieten die Laufzeitdiagramme eine

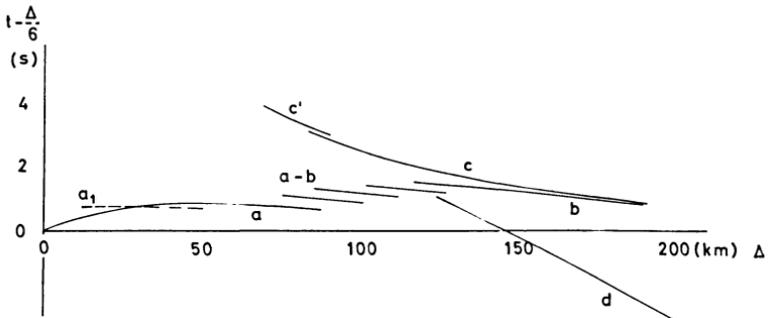


Abb. 4: Grundtyp der beobachteten Laufzeitdiagramme.

Observed travel time graphs (schematic).

Die an den Achsen angeschriebenen Zahlen sollen lediglich andeuten, in welchem Bereich des Laufzeitdiagrammes die einzelnen typischen Kurven auftreten. Verschiebungen der Kurven bis zu  $\pm 30-50$  km und bis zu  $\pm 2-3$  sec sind möglich.

The numbers indicate only, in which region of the travel-time diagram the different characteristic curves are situated. Shifts of the curves up to  $\pm 30-50$  km and up to  $\pm 2-3$  sec are possible.

Vielzahl von Deutungsmöglichkeiten. Hingegen konnte GIESE [1966a] an Hand sehr dicht besetzter Profile zeigen, daß die Laufzeitdiagramme sowohl im nördlichen Alpenvorland als auch in den Ostalpen eine charakteristische Anordnung der Kurven aufweisen. Ein Schema dieses Diagramms ist in Abb. 4 wiedergegeben. GIESE führte ferner aus, daß sich auch die Beobachtungen Lac Nègre 1958 ohne weiteres in dieses Schema einfügen. Da das von GIESE herausgestellte Grundschema des Laufzeitdiagrammes für die folgende Korrelation von Wichtigkeit ist, sei es hier kurz beschrieben.

Im Entfernungsbereich (gemessen vom Sprengpunkt) zwischen 0 und 50–100 km ordnen sich die Ersteinsätze entweder auf einer zusammenhängenden Kurve  $a$  oder auf kurz hintereinander folgenden Ästen  $a_1, a_2 \dots$  an. Die Kurve  $a$  ist konvex gekrümmt; die Endneigung entspricht einer Geschwindigkeit zwischen 6,0 und 6,2 km/sec.

Sehr charakteristisch ist die durch größere Amplituden ausgezeichnete spätere Wellengruppe  $c$ , deren Laufzeitkurve konkav gekrümmt ist. Ihr entspricht ein Geschwindigkeitsbereich von 8,2–7,8 bis 6,5–6,1 km/sec. Gerade die geringe Neigung der Kurve  $c$  bei großen Entfernungen mit einer Endgeschwindigkeit von 6,1–6,5 km pro sec ist im allgemeinen durch ein Kurvenstück belegt, dem Einsätze mit erhöhten Amplituden zugrunde liegen. Unmittelbar vor dem Ende der Kurve  $c$  kann noch eine Kurve  $b$  auftreten, deren mittlere Neigung der Endneigung der Kurve  $c$  entspricht. Im Bereich zwischen den Kurven  $a$  und  $b$  bzw.  $c$  können weitere kurze Laufzeitkurven liegen, die praktisch parallel zu den Endneigungen der Kurven  $a$  und  $b$  bzw.  $c$  verlaufen. Wenn die Endneigung der Kurve  $b$  bzw.  $c$  festliegt, ist aus Gründen der Strahlengeometrie in dem Bereich zwischen  $a$  und  $b$  bzw.  $c$  eine Kurve mit einer stärkeren Neigung nicht möglich. Die Kurve  $c$  ist somit für die Korrelationsmöglichkeiten im gesamten Laufzeitdiagramm von äußerster Wichtigkeit. In größerer Entfernung (ab 140–240 km) lassen sich Ersteinsätze einer annähernd geraden Kurve zuordnen, deren rückwärtige Verlängerung den Anfang der Kurve  $c$  tangiert. Ihre mittlere Neigung entspricht einer Geschwindigkeit von 8,0–8,4 km/sec. Zur Ergänzung sei erwähnt, daß die in der UdSSR bei der seismischen Tiefensondierung mit sehr engem Punktabstand (100 m) gewonnenen Laufzeitdiagramme ein analoges Aussehen besitzen (z. B. KOSMINSKAYA und RIZNICHENKO [1964]).

### **Die Transformation des Laufzeitdiagramms in die zugehörige Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion**

Die bisher bei der Erforschung der tieferen Erdkruste verwendeten Methoden der Auswertung gründen sich auf die Annahme, daß im Untergrund Schichten mit konstanter Geschwindigkeit und scharfen Grenzflächen existieren. Die verwendeten Formeln enthalten diese Annahme, und somit können eventuelle Übergangszonen mit stetiger Änderung der Geschwindigkeit nicht gefunden werden. Verwendet man ferner nur die intercept-time und läßt man die kritische Entfernung unberücksichtigt, so bleibt die Möglichkeit des Auftretens von Schichten geringer Geschwindigkeit (Geschwindigkeitsinversion) außerhalb der Diskussion. Diese Annahmen sind zu speziell.

Darüber hinaus müßte Anisotropie in Betracht gezogen werden. Die deutliche Krümmung der Kurve *a* deutet auf eine stetige Änderung der Geschwindigkeit hin. Die rückläufige Laufzeitkurve *c* kann sowohl durch eine reflektierte Welle als auch durch eine Tauchwelle (kontinuierlich gebrochene Welle) bedingt sein. Die Parallelität der Endneigungen der Kurven *a* und *c* und die mehr oder minder große zeitliche Verschiebung der beiden Äste deuten auf Zonen geringer Geschwindigkeit innerhalb der Erdkruste hin. Auch Anisotropie kann für diese Erscheinung verantwortlich gemacht werden. MÜLLER und LANDISMAN [1965] und FUCHS und LANDISMAN [1966] fügen in ihre Krustenmodelle ebenfalls eine Zone geringer Geschwindigkeit ein, doch leiten sie diese aus einem anderen Kriterium, dem weiten Übergreifen zweier Laufzeitkurven, ab.

Diese Gründe rechtfertigen den Versuch, für die Transformation ein Formelwerk zu benutzen, das die drei Voraussetzungen unstetige Zunahme der Geschwindigkeit, keine Geschwindigkeitsinversion und Isotropie nicht enthält. GIESE [1966a] beschreibt ein solches Näherungsverfahren. Es geht jedoch andererseits von der Annahme aus, daß sich die Geschwindigkeit nur in vertikaler Richtung ändert, nicht aber in horizontaler. Doch ändert sich im allgemeinen die Geschwindigkeit in der Vertikalen stärker als in der Horizontalen. Daß durch das erwähnte Verfahren auch bei Schichtneigungen brauchbare Resultate gewonnen werden, beweist die weitgehende Übereinstimmung der Ergebnisse an Kreuzungspunkten von Profilen. Es erscheint daher gerechtfertigt, dieses Verfahren hier zu benutzen, auch wenn mit stärkeren lateralen Geschwindigkeitsänderungen zu rechnen ist.

Die Berechnungsmethode gliedert sich in zwei Abschnitte. Im ersten Teil werden für die im Laufzeitdiagramm auftretenden Kurven die zugehörigen Tiefenbereiche iterativ berechnet. Die reziproke Neigung der Laufzeitkurve ist gleich der Scheitelgeschwindigkeit, die im Fall der Anisotropie mit der Ausbreitungsgeschwindigkeit in horizontaler Richtung identisch ist.

Beim zweiten Schritt wird durch einen Vergleich zweier auf getrennten Wegen ermittelter Durchschnittsgeschwindigkeiten bestimmt, ob Zonen geringer Geschwindigkeit vorhanden sind und wie groß die pauschale Geschwindigkeitsverringerung innerhalb dieser Zonen ist. Außerdem kann bei diesem Schritt Anisotropie, d. h. unterschiedliche Ausbreitungsgeschwindigkeit in vertikaler Richtung, berücksichtigt werden. Ausführlich wird diese Näherungsmethode in der erwähnten Arbeit von GIESE [1966a] beschrieben. In den Geschwindigkeit-Tiefen-Funktionen sind die Geschwindigkeitsinversionen als sprunghafte Abnahmen eingetragen. Diese Unstetigkeit darf nur formal betrachtet werden, da hier lediglich der Durchschnittswert und nicht die genaue Verteilung der Geschwindigkeit ermittelt werden kann.

## Beschreibung der Profile

### a) Beobachtungslinie Ste. Cécile d'Andorge—Mont Cenis

#### a 1. Profil (Mont Lozère)—Ste. Cécile d'Andorge—Mont Cenis

Zur Ergänzung des ersten Teils des Profils Ste. Cécile d'Andorge—Mont Cenis sind bei der Sprengung Mont Lozère 5 Punkte (601—605) westlich der Rhône besetzt worden. In der Seismogramm-Montage, die auf Ste. Cécile d'Andorge bezogen ist, überdecken sich beide Profilverteile (Abb. 5).

Bei sämtlichen Profilen, die die Zone Externe durchqueren, erhebt sich die Frage, wie groß die durch die Sedimente bedingte Verzögerung der Impulse sein kann. Bei einer 1000 m mächtigen Decke über dem kristallinen Grundgebirge mit einem Geschwindigkeitsunterschied von 3,0 zu 6,0 km/sec beträgt die Verzögerung für einen senkrecht zur Oberfläche einfallenden Strahl 0,17 sec, bei einer 2000 m mächtigen 0,34 sec. In dieser Größenordnung von 0,1 bis 0,3 sec dürften also die auftretenden Verzögerungen liegen.

Der folgenden Beschreibung liegt die Seismogramm-Montage in Abb. 5 zugrunde. Der Wellengruppe *a* schließen sich im Entfernungsbereich zwischen 60 und 100 km einzelne Gruppen *a'* und *a''* mit kurzen Laufzeitkurven an. Ein Teil der auftretenden Verzögerungen mag durch die Sedimente bedingt sein. Die obige Abschätzung zeigt, daß Beträge von 1 sec (z. B. Registrierung Nr. 605) noch auf andere Ursachen zurückgeführt werden müssen. Diese Aufspaltung der Laufzeitkurven, die auch beim Gegenschuß zu beobachten ist, muß durch die Struktur des Untergrundes im Tiefenbereich zwischen 5 und 10 km hervorgerufen werden.

Das Seismogramm Nr. 605 (Schußpunkt Mont Lozère) liegt entfernungsmäßig zwischen denen der Stationen Nr. 627 und 628 (Schußpunkt Ste. Cécile d'Andorge), jedoch ist eine Ähnlichkeit zu den Nachbarregistrierungen nicht zu erkennen. Die durch den obersten kristallinen Bereich (bis etwa 5—8 km Tiefe) gelaufene Welle ist in den Seismogrammen Nr. 627 und 628 nicht mehr zu erkennen. Eine quantitative Auswertung dieses ersten Teils der Seismogramm-Montage allein an Hand dieser wenigen Registrierungen ist nicht sinnvoll, zumal die annähernd parallelen Laufzeitkurven im mittleren Entfernungsbereich auch von der Theorie her noch einer Deutung bedürfen.

Sowohl für dieses als auch für die übrigen Profile ist die Wellengruppe *c* am wichtigsten. In den Registrierungen Nr. 627—632 läßt sich diese Wellengruppe gut erkennen. In den entfernten Registrierungen Nr. 633—639 dagegen ist die Korrelation nicht so sicher. Doch zeigt das Seismogramm Nr. 639 ab  $t - \Delta/6 = \bar{t} = 2,5$  sec einen Wellenzug mit größeren Amplituden, der auf Grund der bei dichter besetzten Profilen gewonnenen Erfahrungen der Laufzeitkurve *c* zugeordnet werden kann. Damit ist der Verlauf der Kurve *c* im groben festgelegt. Die Registrierung Nr. 605 (Schußpunkt Mont Lozère) zeigt bei  $\bar{t} = 3,5$  sec nur eine geringe Amplitudenerhöhung; eine deutliche Vergrößerung der Amplituden tritt erst bei  $\bar{t} = 4,9$  sec auf. Diese Diskrepanz muß unerklärt bleiben.

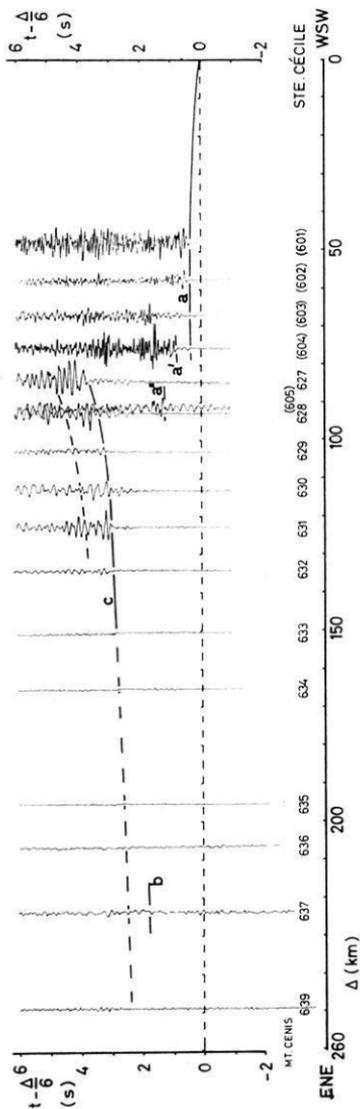


Abb. 5: Seismogramm-Montage des Profils Ste. Cécile d'Andorge—Mt. Cenis.

Seismogram assembly of the profile Ste. Cécile d'Andorge—Mt. Cenis.

Die eingeklammerten Zahlen bezeichnen Seismogramme einer Sprengung von Mt. Lozère.  
Numbers in brackets mark the records from the shot point Mt. Lozère.

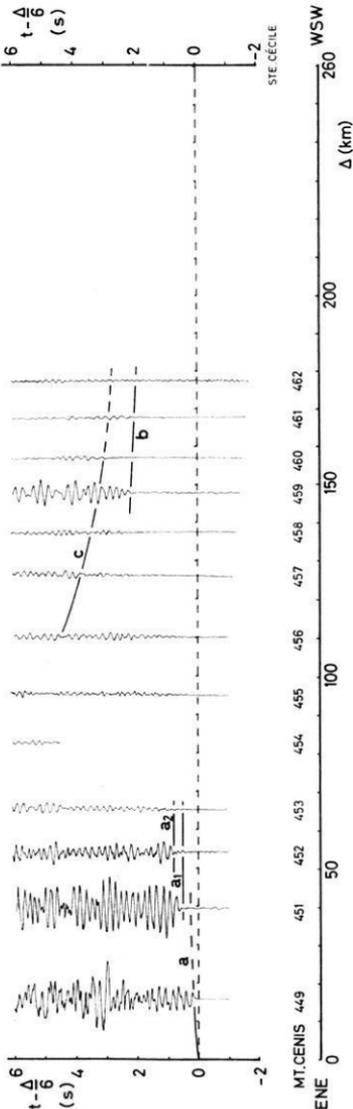


Abb. 6: Seismogramm-Montage des Profils Mt. Cenis—Ste. Cécile d'Andorge.

Seismogram assembly of the profile Mt. Cenis—Ste. Cécile d'Andorge.

Die Wellengruppe *b* ist in den letzten drei Registrierungen sehr schwach angedeutet. Wellengruppe *d* ist nirgends mit Sicherheit festzulegen.

Abb. 7 zeigt die Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion für dieses Profil. Es sei betont, daß diese Geschwindigkeit-Tiefen-Funktionen nur den mittleren Verlauf der Geschwindigkeit für die erste Hälfte des betreffenden Profils wiedergeben. Der Tiefenbereich *a*—*b* entspricht im Laufzeitdiagramm dem Bereich zwischen den Kurven *a* und *b* bzw. *c*. Der Geschwindigkeitsvergleich zeigt, daß hier keine ausgeprägte Abnahme der Geschwindigkeit in horizontaler Richtung vorliegt. Eine Verringerung der Geschwindigkeit in vertikaler Richtung in der Zone *a*—*b* um 10% (Anisotropie) kann die beim Geschwindigkeitsvergleich auftretende Differenz erklären.

## a 2. Profil Mont Cenis—Ste. Cécile d'Andorge

Dieses Profil ist auf denselben Meßpunkten wie das Gegenprofil beobachtet worden.

Die Laufzeitkurve der Wellengruppe *a* (Abb. 6) fächert hier bereits am Anfang deutlich in einzelne, kurze Äste  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$  auf. Ein neuer Ast beginnt jeweils mit einer großen Amplitude; der schwächere Vorläufer gehört zum vorangehenden Ast. Diese Aufsplitterung der Laufzeitkurve scheint eine Eigenschaft eines in vertikaler Richtung inhomogenen, auch wahrscheinlich stark anisotropen Gesteinskomplexes zu sein. Ähnlich wie beim Gegenschuß läßt sich auch hier nur eine grobe Tiefen-Abschätzung vornehmen: Diese Wellen haben eine maximale Tiefe von etwa 8 km erreicht.

Sehr schlecht ist die sonst so charakteristisch ausgebildete Wellengruppe *c* in der Seismogramm-Montage zu erkennen. Mit Hilfe der Gegenlaufzeit läßt sich der vermutete Verlauf der Kurve *c* angeben. Der Ast *b* ist nur in der Registrierung Nr. 459 angedeutet. Einsätze des Astes *d* lassen sich nicht erkennen. Die sich aus der Korrelation ergebende Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion zeigt Abb. 8. Zwischen 8 und 24 km Tiefe ist hier eine ausgeprägte Zone geringer Horizontalgeschwindigkeit vorhanden, die also nicht mehr allein durch Anisotropie (nur geringe Vertikalgeschwindigkeit) erklärt werden kann.

## a 3. Profilschnitt Ste. Cécile d'Andorge—Mont Cenis

Aus den soeben beschriebenen Geschwindigkeit-Tiefen-Funktionen ist ein Tiefenprofil längs der Linie Ste. Cécile d'Andorge—Mont Cenis gezeichnet worden (Abb. 9). Die Geschwindigkeitswerte wurden im Abstand von 0,2 km/sec am Scheitelpunkt des betreffenden Strahles eingetragen. Weitere Punkte für die Linien gleicher Geschwindigkeit ergeben sich an den Kreuzungsstellen mit anderen Profilen. Die Geschwindigkeitsangaben unter 6,0 km/sec sind nicht mit aufgenommen worden, da sie in horizontaler Richtung zu starken Änderungen unterworfen sind. Für die Zone geringer Horizontalgeschwindigkeit kann nur die durchschnittliche Geschwindigkeit angegeben werden. Sie wird der Stelle des Profils zugeordnet, die in der Mitte der für die Berech-

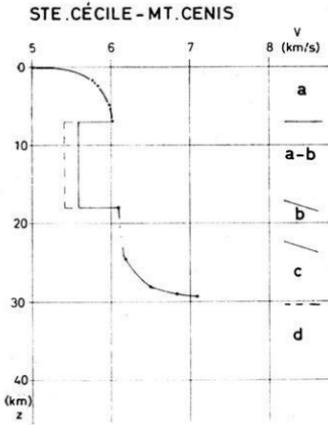


Abb. 7: Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion des Profils Ste. Cécile d'Andorge—Mt. Cenis.

Velocity-depth function of the profile Ste. Cécile d'Andorge—Mt. Cenis.

Für die Geschwindigkeitsverteilung innerhalb der Zone geringer Geschwindigkeit kann nur ein Durchschnittswert angegeben werden.

For the velocity distribution within the low-velocity zone, only an average value can be determined.

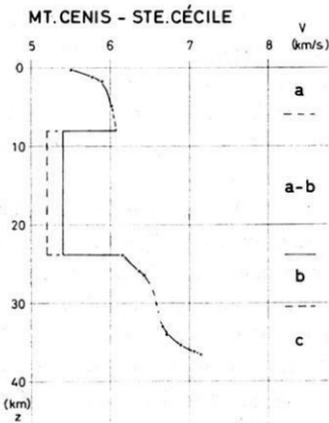


Abb. 8: Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion des Profils Mt. Cenis—Ste. Cécile d'Andorge.

Velocity-depth function of the profile Mt. Cenis—Ste. Cécile d'Andorge.

nung der Geschwindigkeitsverringering benutzten Strahlen liegt. Wie bereits mehrfach erwähnt wurde, kann das sich so ergebende Bild die wahren Verhältnisse nur sehr grob wiedergeben. Eine ausführliche Diskussion und ein Vergleich mit den bisherigen Deutungen wird im nächsten Abschnitt erfolgen.

#### b) Profil Mont Lozère—Roselend

Von diesem Profil liegen Beobachtungen aus den Entfernungsbereichen zwischen 50 und 100 km und zwischen 200 und 285 km vor. Für das mittlere Profilstück existieren zwar Registrierungen, doch standen sie zum Zeitpunkt dieser Auswertung den Autoren nicht zur Verfügung.

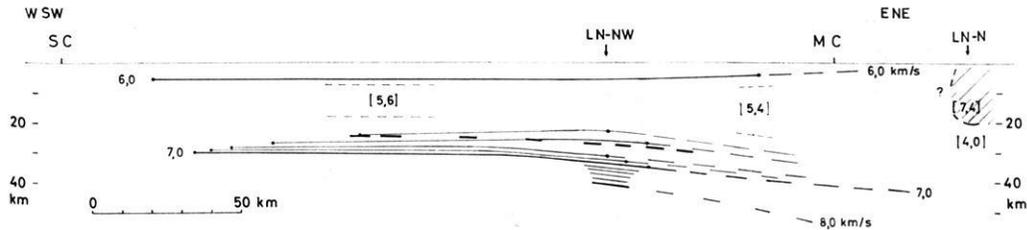


Abb. 9: Krustenschnitt zwischen Ste. Cécile d'Andorge (SC) und Mt. Cenis (MC) mit Linien gleicher Geschwindigkeit.

Cross section of the crust between Ste. Cécile d'Andorge (SC) and Mt. Cenis (MC) with lines of equal velocities.

Die Schnittpunkte mit den Profilen Lac Nègre-NW (LN-NW) und Lac Nègre-N (LN-N) sind durch Pfeile gekennzeichnet.

The intersections with the profiles Lac Nègre-NW (LN-NW) and Lac Nègre-N (LN-N) are marked by arrows.

Geschwindigkeiten in km/sec

Velocities in km/sec

 Ivrea-Körper  
body of Ivrea

[5.4] mittlere Geschwindigkeit in der Zone geringer Geschwindigkeit  
average velocity within the low-velocity zone

[7.4] Geschwindigkeit innerhalb des Ivrea-Körpers  
velocity within the body of Ivrea

— — { Grenzbereich vorwiegend saures gegen intermediär-basisches Material  
Transition zone from mainly acid to intermediate-basic material

Der erste Abschnitt dieses Profils ist bereits bei der Beschreibung des Profils Ste. Cécile—Mont Cenis behandelt worden. In der Seismogramm-Montage des zweiten Profiltails (Abb. 10) lassen sich zwischen  $\bar{t} = 0$  und 2 sec auf fast allen Spuren größere Amplituden erkennen, die den Wellengruppen *b* und *c* zugeordnet werden müssen. Da der mittlere Profiltail fehlt, bleibt bei der hier vorgenommenen Korrelation eine gewisse Unsicherheit bestehen. Bei einem Vergleich mit dem entsprechenden Bereich des Profils St. Cécile d'Andorge—Mont Cenis fällt jedoch auf, daß auf dem Profil in Richtung Mont Cenis die großen Amplituden der Wellengruppen *b* und *c* später eintreffen als auf dem Profil in Richtung Roselend. Wie die Seismogramm-Montage des Profils Mont Lozère—Roselend zeigt, lassen sich die Äste *a''*, *b* und *c* zu einem „nahezu geschlossenen“ Kurvenzug verbinden, ein Zeichen dafür, daß hier keine stärkere Geschwindigkeitsinversion vorliegt. Die Wellengruppe *d* läßt sich auf diesem Profil am besten erkennen. Die Registrierungen Nr. 624 und 626 zeigen deutlich den Einsatz dieser Wellengruppen. Auch auf dem Seismogramm Nr. 620 tritt an der entsprechenden Stelle eine Amplitudenerhöhung auf.

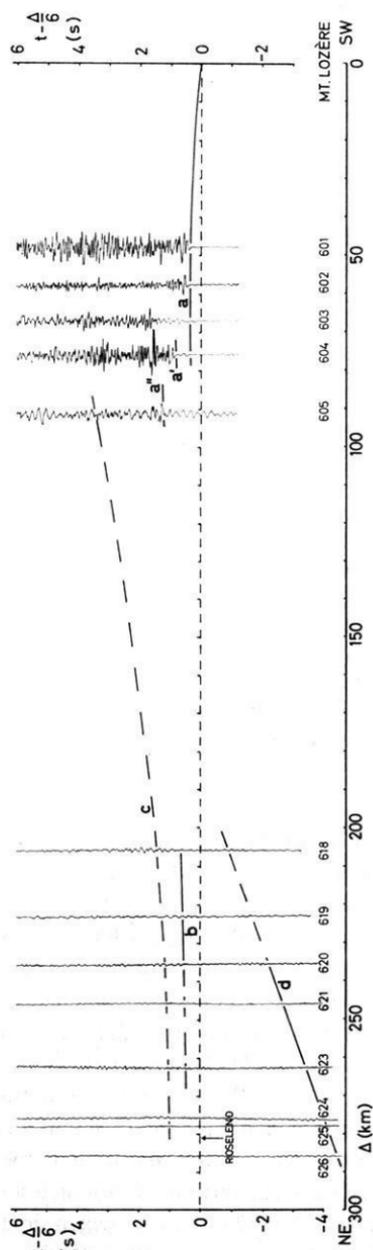


Abb. 10: Seismogramm-Montage des Profils Mt. Lozère—Roselend.  
Seismogram assembly of the profile Mt. Lozère—Roselend.

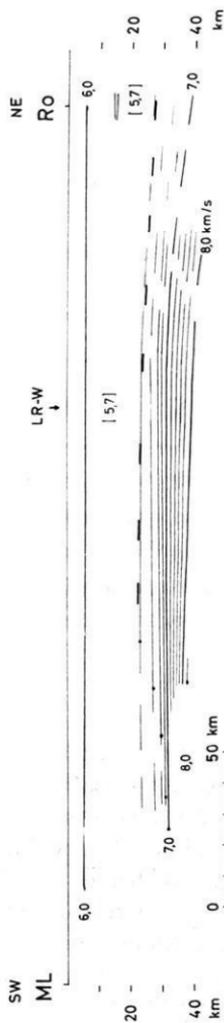


Abb. 12: Krustenschnitt zwischen Mt. Lozère (ML) und Roselend (Ro).  
Cross section of the crust between Mt. Lozère (ML) and Roselend (Ro).

Der Schnittpunkt mit dem Profil Lac Rond-W (LR-W) ist durch einen Pfeil gekennzeichnet.  
The intersection with the profile Lac Rond-W (LR-W) is marked by an arrow.

Weitere Erklärungen s. Abb. 9.  
Further explanations see fig. 9.

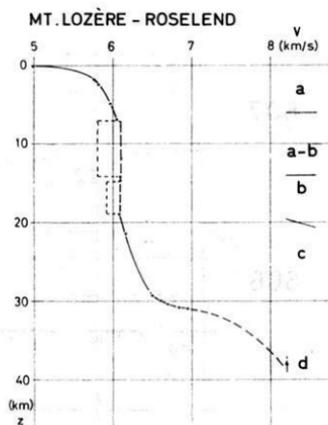


Abb. 11: Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion des Profils Mt. Lozère—Roselend.

Velocity-depth function of the profile Mt. Lozère—Roselend.

Abb. 11 zeigt die zugehörige Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion. Im Tiefenbereich zwischen 8 und 19 km ist nur eine geringe Abnahme der Geschwindigkeit zu verzeichnen. Bei Berücksichtigung einer möglichen Anisotropie von 10% zeigt sich keine Abnahme der Horizontalgeschwindigkeit. Ähnlich wie bei der oben erläuterten Profillinie Ste. Cécile d'Andorge—Mont Cenis wurde auch hier ein Profilschnitt zwischen Mont Lozère und Roselend mit Linien gleicher Geschwindigkeit gezeichnet (Abb. 12). Zur Ergänzung sind die vorläufigen Ergebnisse eines Profils von Roselend nach NE durch das obere Rhône- und Rheintal [GIESE und PRODEHL, 1966] aufgenommen worden. Da diese Linie in Verlängerung des Profils von Mont Lozère verläuft, wurden die Tiefen auf die Lotrichtung des Schußpunktes Roselend projiziert.

### c) Profil Mont Lozère—Lac Nègre

Die zur Verfügung stehenden Beobachtungen auf diesem Profil reichen für eine vollständige Auswertung nicht aus. Da die Amplituden sehr klein sind und beim Durchzeichnen leicht verfälscht werden können, ist keine Seismogramm-Montage hergestellt worden. Die aus dem Entfernungsbereich zwischen 140 und 300 km vorliegenden Registrierungen sind daher im Original abgebildet (Abb. 13).

Abb. 14 zeigt ein Laufzeitdiagramm in der üblich reduzierten Darstellung mit eingetragenen Einsatzzeiten. Auf den Registrierungen Nr. 606—609 ist die Wellengruppe *c* durch größere Amplituden angedeutet. Auf dem Seismogramm Nr. 611 lassen sich bei  $\bar{t} = 0,75$  sec größere Amplituden erkennen. Ob diese zur Gruppe *b* oder *c* gehören, ist jedoch nicht zu entscheiden.

Mit Sicherheit dagegen läßt sich die Lage des Astes *d* angeben. Auf den Registrierungen Nr. 611 und 613—616 müssen die Ersteinsätze dieser Wellengruppe zugeordnet werden. Die abgelesenen Zeiten sind in den abgebildeten Seismogrammen durch Pfeile markiert.

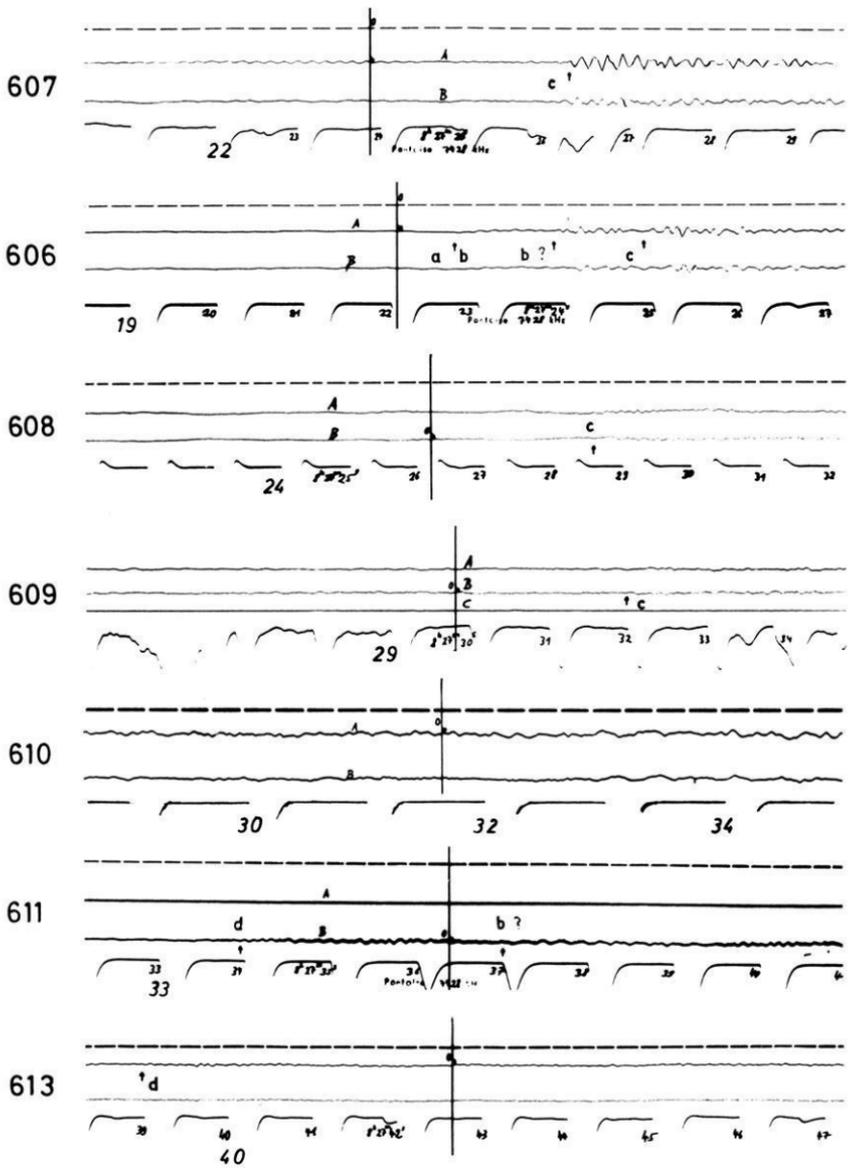


Abb. 13a: Seismogramme (Profil Mt. Lozère—Lac Nègre).

Seismograms (profile Mt. Lozère—Lac Nègre).

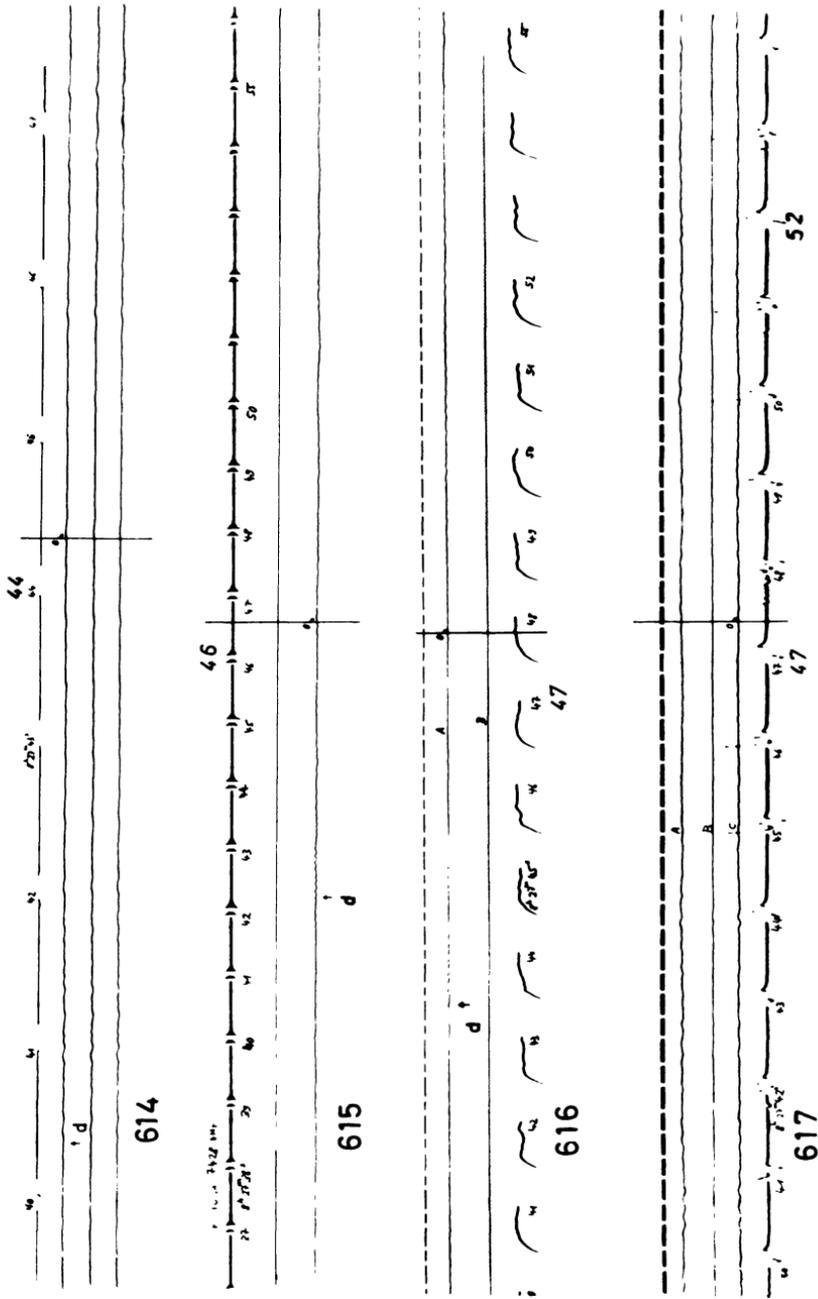


Abb. 13b: Seismogramme (Profil Mt. Lozère — Lac Nègre).  
Seismograms (profile Mt. Lozère — Lac Nègre).

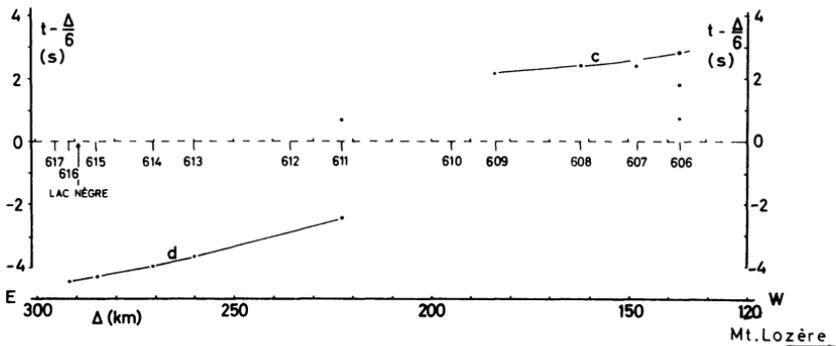


Abb. 14: Laufzeitdiagramm des Profils Mt. Lozère—Lac Nègre in reduzierter Darstellung.  
Reduced travel-time graph of the profile Mt. Lozère—Lac Nègre.

Die Berechnung der vollständigen Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion ist hier nicht möglich, da für die erste Hälfte des Profils keine Registrierungen zur Verfügung standen. Der Ast *d* zeigt eine mittlere Neigung, der eine Geschwindigkeit von 7,5 km/sec entspricht. Es ist denkbar, daß dieser Wert als Scheingeschwindigkeit zu deuten ist, da die Linien gleicher Geschwindigkeit generell nach Osten abtauchen. Andererseits besteht aber auch die Möglichkeit, daß die Schichtgeschwindigkeit im oberen Mantel nach Süden abnimmt. Eine Entscheidung kann nur durch die Auswertung des Gegenschusses erfolgen.

## d) Beobachtungslinie Le Revest—Mont Cenis

### d 1. Profil Le Revest—Mont Cenis (Abb. 15)

Im mittleren Teil dieses Profils liegt eine weite Beobachtungslücke vor, da wegen unvorhergesehener Transportschwierigkeiten 4 Stationen ausfielen.

Die Ersteinträge der Registrierungen Nr. 551—553 gehören der Gruppe *a* an. Die Fortsetzung bis zum Schußpunkt ist extrapoliert worden. Deutliche spätere Einträge der Seismogramme Nr. 551—554 müssen der Wellengruppe *c* zugeordnet werden. Auffällig ist hier, daß offenbar zwei fast parallel verlaufende Äste auftreten. Eine befriedigende Deutung dieser Erscheinung ist noch offen. Vermutlich besteht ein Zusammenhang mit einer stärkeren Anisotropie in diesem Tiefenbereich. Für die Tiefenberechnung wurde die in Abb. 15 ausgezogene Kurve verwendet. Die Fortsetzung des Astes *c* muß in der Registrierung Nr. 556 zwischen  $\bar{t} = 1,3$  und 2,5 sec gesucht werden. Auch in den letzten Registrierungen sind die Wellengruppen *b* und *c* durch größere Amplituden zwischen  $\bar{t} = 1$  sec und 3 sec angedeutet. Das Seismogramm Nr. 557 zeigt Störungen; Amplitudenüberhöhungen sind daher hier mit Vorsicht zu verwerten. Die eingetragene Korrelation für die Äste *b* und *c* darf nur als Versuch für eine Interpretation dieses Profils betrachtet werden.

Die Wellengruppe *d* kann hier nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Ob die auf der Registrierung Nr. 556 angegebene Stelle einen Einsatz oder eine zufällige Störung darstellt, muß offen bleiben. Ebenfalls fragwürdig ist die Amplitudenüberhöhung auf der Spur Nr. 557 bei  $\bar{t} = -2,75$  sec.

Durch die Ergänzung der Kurven im Laufzeitdiagramm ist es möglich, die Transformation in die Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion vorzunehmen (Abb. 17). Im Bereich zwischen 8 und 20 km Tiefe bleibt nach Berücksichtigung der Anisotropie eine geringe Abnahme für die Horizontalgeschwindigkeit bestehen. Geschwindigkeitswerte über 7,0 km/sec sind nicht erfaßt worden, da einerseits der Ast *c* nicht genügend weit zum Profilanfang hin verfolgt werden konnte, andererseits aber auch der Ast *d* äußerst unsicher ist.

## d 2. Profil Mont Cenis—Le Revest (Abb. 16)

Da vom Sprengpunkt Mont Cenis auf diesem Profil drei Sprengungen registriert werden konnten, entstanden hier keine größeren Beobachtungslücken. Die Wellengruppe *a* läßt sich bis in eine Entfernung von 100 km verfolgen. Im Abstand von 0,6 sec folgt der Laufzeitkurve *a* eine annähernd parallele Kurve *a'*.

Mit einer deutlichen Amplitudenüberhöhung tritt die Wellengruppe *c'* in den Registrierungen Nr. 431 und 434 auf. Vom Seismogramm Nr. 437 an wird die Korrelation jedoch unsicher. Die Registrierungen zwischen den Meßpunkten Nr. 437 und 444 zeichnen sich durch eine Folge von Wellengruppen zwischen  $\bar{t} = 1$  sec und 5 sec aus. In diesem Bereich des Diagramms sind die Gruppen *b* und *c* zu suchen. Es ist allerdings die Frage, ob sie auf diesem Profil in der sonst meist üblichen getrennten Form auftreten. Die Seismogramme lassen sich leichter durch eine Folge kürzerer Kurven deuten, die sich gegenseitig ablösen und somit einen kontinuierlichen Übergang zwischen den Ästen *b* und *c* bilden. Für die Berechnung der Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion (Abb. 18) sind die mit den Buchstaben *a*, *b* und *c* versehenen Kurven benutzt worden.

Einsätze, die der Kurve *d* zugeordnet werden könnten, lassen sich nicht mit Sicherheit angeben. Bei einer Länge des Profils von 250 km ist zu erwarten, daß an den entferntesten Stationen die Wellengruppe *d* als erste eintrifft. Die geringe Energieabstrahlung am Schußpunkt Mont Cenis sowie die erhöhte Bodenunruhe am S-Ende des Profils erschweren ohne Zweifel die Erkennung dieser Einsätze im Seismogramm, doch sollte bei einer weiteren Bearbeitung auch die Möglichkeit nicht außer acht gelassen werden, daß dieses Fehlen eine systematische Ursache hat, d. h. daß eine besondere Struktur des oberen Erdmantels vorliegt.

Genau wie beim Gegenschuß-Profil muß man sich vor Augen halten, daß auf dieser Beobachtungslinie zwischen den beiden Schußpunkten die größten Geschwindigkeitsunterschiede vorhanden sind und daß dementsprechend die Voraussetzung der lateralen Homogenität für die Transformation nur in erster Näherung als erfüllt angesehen werden kann. Die Zone der stärkeren Geschwindigkeitsabnahme ist auf den Nordteil

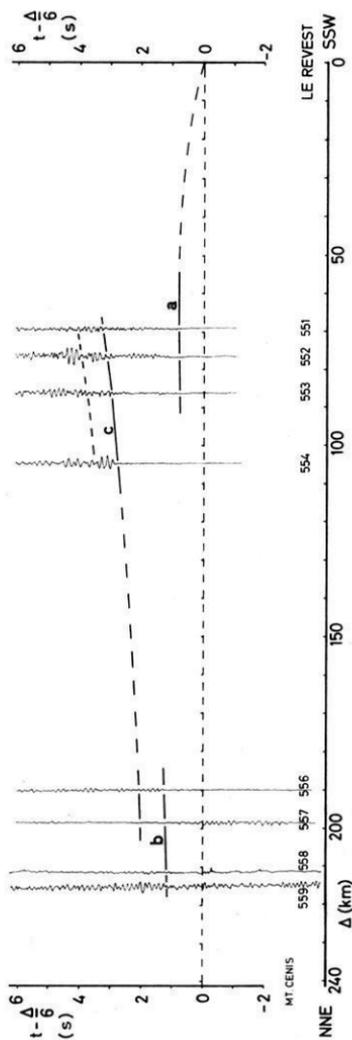


Abb. 15: Seismogramm-Montage des Profils Le Revest—Mt. Cenis. --- Seismogram assembly of the profile Le Revest—Mt. Cenis.

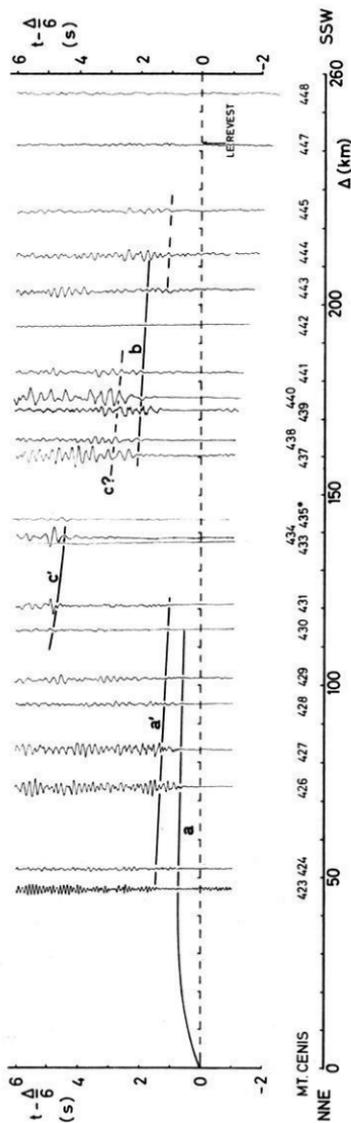


Abb. 16: Seismogramm-Montage des Profils Mt. Cenis—Le Revest. — Seismogram assembly of the profile Mt. Cenis—Le Revest.

\* Seismogramm enthält kein Zeitzeichen, es wurde mit Hilfe der charakteristischen großen Amplituden eingefügt.  
Seismogram without time signal, it was correlated with the help of its characteristically large amplitudes.

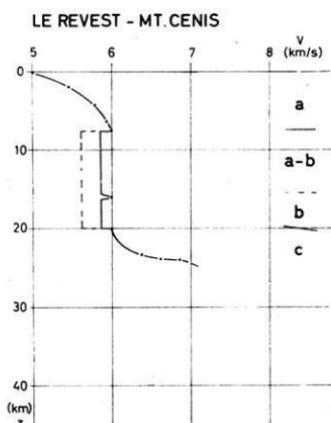


Abb. 17: Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion des Profils Le Revest—Mt. Cenis.

Velocity-depth function of the profile Le Revest—Mt. Cenis.

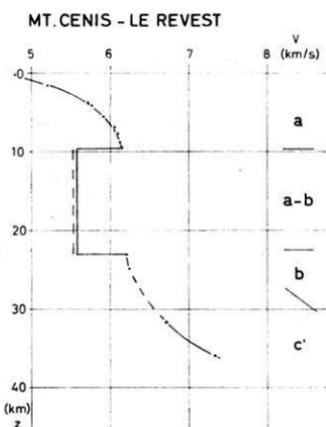


Abb. 18: Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion des Profils Mt. Cenis—Le Revest.

Velocity-depth function of the profile Mt. Cenis—Le Revest.

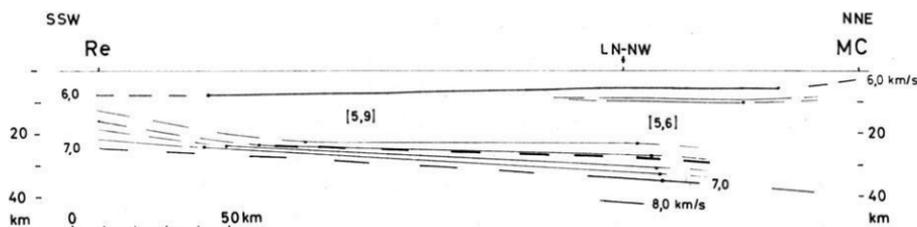


Abb. 19: Krustenschnitt zwischen Le Revest (Re) und Mt. Cenis (MC).

Cross section of the crust between Le Revest (RE) and Mt. Cenis (MC).

Der Schnittpunkt mit dem Profil Lac Nègre-NW (LN-NW) ist durch einen Pfeil gekennzeichnet.

The intersection with the profile Lac Nègre-NW (LN-NW) is marked by an arrow.

Weitere Erklärungen s. Abb. 9. — Further explanations see fig. 9.

des Profils beschränkt. An Modellrechnungen müßte untersucht werden, welches Laufzeit-Kurvenbild sich ergibt, wenn eine Zone geringer Geschwindigkeit allmählich verschwindet.

Ähnlich wie bei den übrigen Profilen ist auch hier ein Schnitt mit Linien gleicher Geschwindigkeit gezeichnet worden (Abb. 19).

### e) Profile von Sprengungen im Lac Rond 1956 und im Lac Nègre 1958

Wie in der Einleitung ausgeführt wurde, dienten die Messungen des Jahres 1965 dem Zweck, den Übergang vom Alpenorogen zum Vorland zu untersuchen. Die Registrierungen der Messungen in den Westalpen aus den Jahren 1956, 1958 und 1960 liegen in einer umfangreichen Publikation vor [GROUPE D'ÉTUDES DES EXPLOSIONS ALPINES 1963]. Sie enthält auch zwei Interpretationen, das sog. Pariser [CHOUDHURY et al. 1963] und das Straßburger [FUCHS et al. 1963a] Modell. GIESE [1966a] hat gezeigt, daß die Deutung der großen charakteristischen Amplituden als sPp-Welle, eine wesentliche Grundlage des Straßburger Modells, nicht notwendig ist. Andererseits gründet sich die Interpretation der Pariser Gruppe auf zu engen Annahmen, da Zonen geringer Geschwindigkeit nicht in Betracht gezogen werden. Daher hat GIESE [1966a] die Seismogramme einiger Profile der Messungen der Jahre 1956 und 1958 neu interpretiert. Die Ergebnisse werden hier als Ergänzung übernommen und im folgenden kurz beschrieben.

#### e 1. Profil Lac Rond—W

Das Lac Rond-W-Profil weist eine Besonderheit auf (Abb. 20). Bei 60 km Entfernung bricht die Kurve *a* ab; auch die Ersteinsätze der folgenden Registrierungen sind stark verzögert. Da bis 60 km Entfernung die Meßpunkte auf dem Pelvoux- und dem Belledonne-Massiv, anschließend aber auf den Sedimenten der Zone Externe liegen, könnte man für die Verzögerung die Sedimentüberdeckung verantwortlich machen. Bei einem Geschwindigkeitskontrast von 3 km/sec (Sediment mit 3 km/sec gegen Kristallin mit 6 km/sec) ist eine 6 km mächtige Sedimentdecke erforderlich, um eine Verzögerung von 1 sec zu verursachen. Eine solche Mächtigkeit ist aber äußerst unwahrscheinlich. Daher muß angenommen werden, daß das Abbrechen der Laufzeitkurve *a* bei bereits 60 km Entfernung durch eine hochreichende Zone geringer Geschwindigkeit verursacht wird (Abb. 21, 22). — Die Korrelation für die Wellengruppen *b* und *c* ist recht unsicher.

#### e 2. Profil Lac Nègre—SW

Die Seismogramm-Montage des Profils Lac Nègre-SW (Abb. 23) läßt deutlich die Wellengruppe *c* erkennen. Die Kurven *a*, *a*—*b*, *b* und *c* bilden einen nahezu geschlossenen Kurvenzug. Daher ist dieses Profil ein gutes Beispiel für eine Geschwindigkeitsverteilung ohne Inversion (Abb. 24, 25).

#### e 3. Profil Lac Nègre—NW

Die Seismogramm-Montage des NW-Profiles (Abb. 26) zeigt ein völlig anderes Bild als die des SW-Profiles. Auf Grund ihrer großen Amplituden läßt sich die Wellengruppe *c* gut erkennen. Eine große Verzögerung gegenüber der Laufzeitkurve *a*—*b* ist für dieses Profil charakteristisch. Die Ursache liegt in einer starken Geschwindigkeitsinversion (Abb. 27, 28) zwischen 10 und 26 km Tiefe.

LAC ROND - W

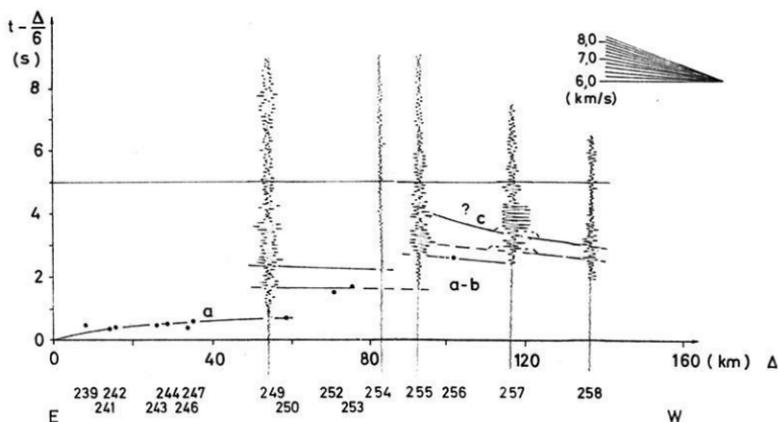


Abb. 20: Seismogramm-Montage des Profils Lac Rond-W.  
Seismogram assembly of the profile Lac Rond-W.

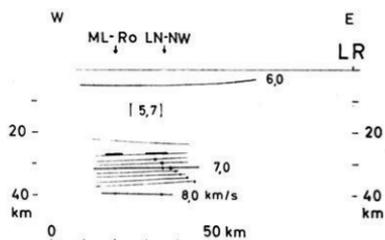


Abb. 21: Krustenschnitt längs des Profils Lac Rond-W.

Cross section of the crust along the profile Lac Rond-W.

Die Schnittpunkte mit den Profilen Mt. Lozère-Roselend (ML-Ro) u. Lac Nègre-NW (LN-NW) sind durch Pfeile gekennzeichnet.

The intersections with the profiles Mt. Lozère-Roselend (ML-Ro) and Lac Nègre-NW (LN-NW) are marked by arrows.

Weitere Erklärungen s. Abb. 9.

Further explanations see fig. 9.

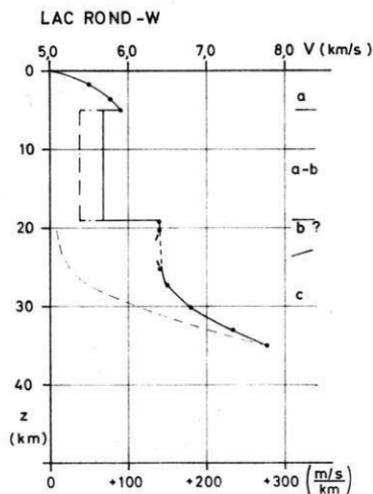


Abb. 22: Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion des Profils Lac Rond-W.

Velocity-depth function of the profile Lac Rond-W.



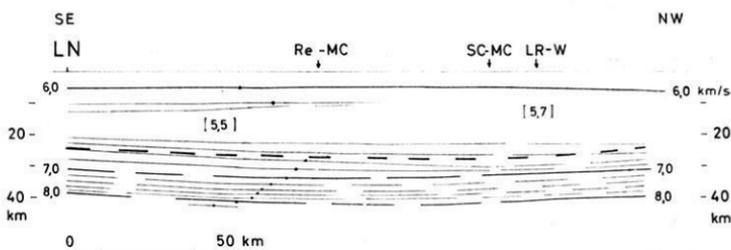


Abb. 27: Krustenschnitt längs des Profils Lac Nègre-NW.

Cross section of the crust along the profile Lac Nègre-NW.

Die Schnittpunkte mit den Profilen Le Revest—Mt. Cenis (Re—MC), Ste. Cécile d’Andorge—Mt. Cenis (SC—MC), Lac Rond-W (LR—W) und Mt. Lozère—Roselend (ML—Ro) sind durch Pfeile gekennzeichnet.

The intersections with the profiles Le Revest—Mt. Cenis (Re—MC), Ste. Cécile d’Andorge—Mt. Cenis (SC—MC), Lac Rond-W (LR—W) and Mt. Lozère—Roselend (ML—Ro) are marked by arrows.

Weitere Erklärungen s. Abb. 9. — Further explanations see fig. 9.

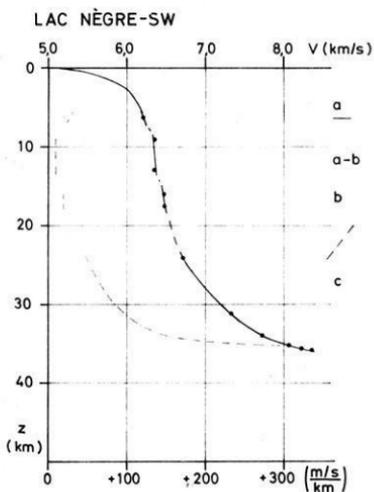


Abb. 25: Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion des Profils Lac Nègre-SW.

Velocity-depth function of the profile Lac Nègre-SW.

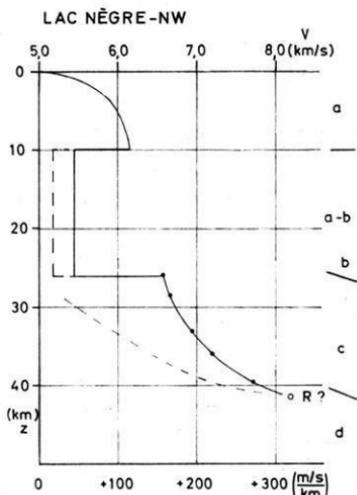


Abb. 28: Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion des Profils Lac Nègre-NW.

Velocity-depth function of the profile Lac Nègre-NW.

#### e 4. Profil Lac Nègre—N

Das über das Schwerehoch der Ivreazone verlaufende Profil liefert ein sehr merkwürdiges Laufzeitdiagramm (Abb. 29). Der Ivrea-Körper bewirkt, daß sich das Grundschema mit den Ästen  $a$ ,  $a-b$ ,  $b$ ,  $c$  und  $d$  in der ersten Profilhälfte im kleinen wiederholt. Vom Ivrea-Körper unbeeinflusst ist der Ast  $a$  und vielleicht auch der Ast  $a-b(i?)$ . Der vorlaufenden Kurve  $d(i)$  läßt sich eine rücklaufende  $c(i)$  zuordnen. Eine starke Zunahme der Geschwindigkeit zwischen 10 und 15 km Tiefe (Abb. 30, 31) verursacht dieses Laufzeitkurvenbild. Im Prinzip steht dieses Ergebnis, das sich im wesentlichen auf die Ersteinsätze  $d(i)$  stützt, in Übereinstimmung mit dem Pariser und Straßburger Modell. Einige ergänzende Bemerkungen zum Aufbau der oberen 10 km finden sich bei GIESE [1966a]. Der wesentliche Unterschied der neuen Vorstellung gegenüber den bisherigen bezieht sich auf die Fortsetzung des Ivrea-Körpers in die Tiefe. Wie bei den übrigen Profilen ist auch in der Seismogramm-Montage dieses Profils die Wellengruppe  $c$  klar zu erkennen. Den Anschluß zum NW-Profil bildet ein Fächer [FUCHS et al. 1963b, Abb. 2]. In dieser Seismogramm-Montage läßt sich die Wellengruppe  $c$  eindeutig zwischen den beiden Profilen korrelieren. Die sehr große Verzögerung der Welle  $c$  gegenüber der Welle  $d(i)$  kann nur, wenn man sie nicht als sPp-Welle deutet, durch eine Zone mit extremer Geschwindigkeitsinversion erklärt werden. Aus der Transformation dieses Laufzeit-Kurvenbildes ergibt sich die in Abb. 31 dargestellte Geschwindigkeit. Eine so extreme Geschwindigkeitsabnahme im Tiefenbereich zwischen 20 und 35 km Tiefe würde man nicht erhalten, wenn man für den oberen Bereich von 0—20 km einen großen Anisotropiefaktor einführt. Aber erst eine äußerst unwahrscheinliche Anisotropie von etwa 40% würde keine Zone geringerer Horizontalgeschwindigkeit mehr verlangen. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die südliche Hälfte des Ivrea-Körpers durch eine Zone extrem niedriger Geschwindigkeit vom oberen Mantel getrennt ist. Da keines der hier behandelten Profile die Nordhälfte des Ivrea-Körpers überdeckt, gelten diese Aussagen nur für die Südhälfte. Im Norden können die Verhältnisse durchaus anders sein; an späterer Stelle wird darauf eingegangen werden.

#### f) Profil Mont Cenis—Lac Nègre

Über dieses Profil berichten, wie erwähnt, BELLEMO et al. [1967]. Daher wird hier nur kurz darauf eingegangen. Das Profil verläuft auf der westlichen Flanke des Schwerehochs von Ivrea; das Laufzeitdiagramm ist dem des Profils Lac Nègre-N sehr ähnlich. Auch hier finden sich die Kurven  $a$ ,  $c(i)$ ,  $d(i)$  des Grundschemas im kleinen wieder, was durch den Ivrea-Körper verursacht wird (Abb. 32). Dieses Laufzeitkurvenbild ist auf eine starke Zunahme der Geschwindigkeit zwischen 13 und 16 km Tiefe zurückzuführen (Abb. 33). Da das Profil auf der Westflanke des Schwerehochs von Ivrea verläuft, ist die angegebene Tiefe nicht unbedingt als Vertikaltiefe aufzufassen. Vermutlich liegen die Strahlenflächen nicht senkrecht zur Erdoberfläche.

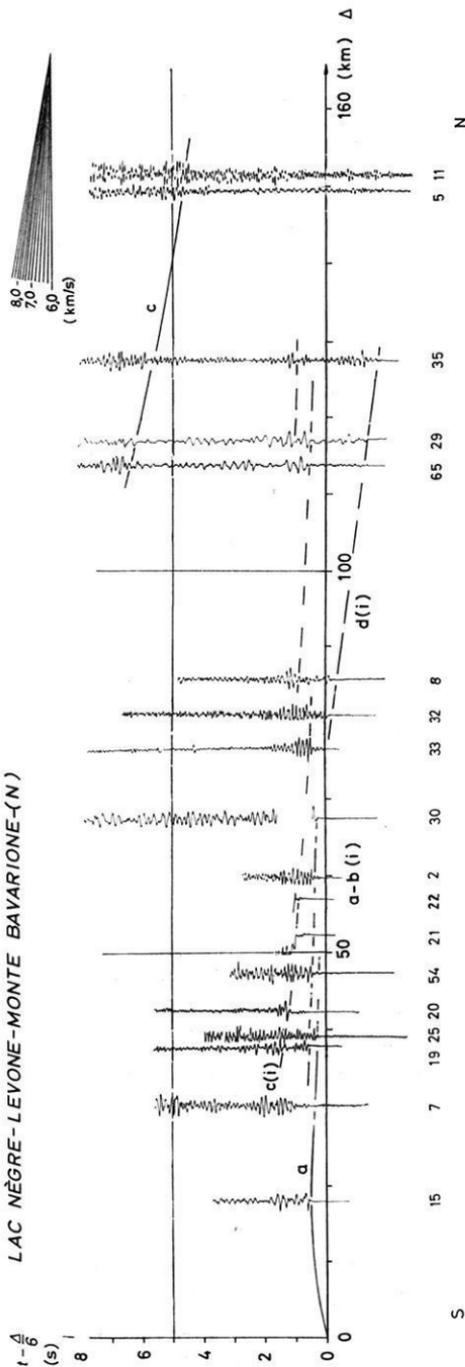


Abb. 29: Seismogramm-Montage des Profils Lac Nègre-N. — Seismogram assembly of the profile Lac Nègre-N.

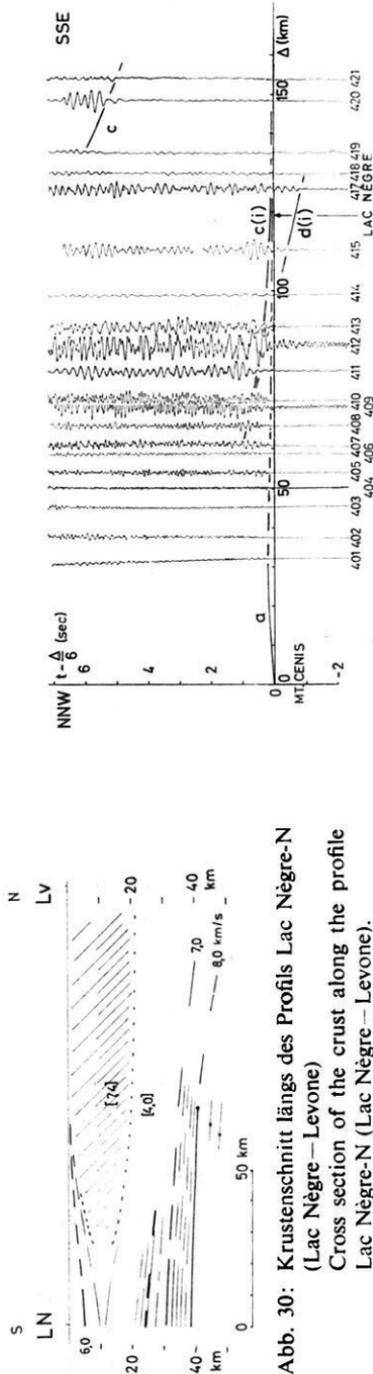


Abb. 30: Krustenschnitt längs des Profils Lac Nègre-N (Lac Nègre—Levone)  
 Cross section of the crust along the profile Lac Nègre-N (Lac Nègre—Levone).  
 Ivrea-Körper  
 body of Ivrea

LV Levone

Weitere Erklärungen s. Abb. 9. Further explanations see fig. 9.

Abb. 32: Seismogramm-Montage des Profils Mt. Cenis—Lac Nègre. Seismogram assembly of the profile Mt. Cenis—Lac Nègre.

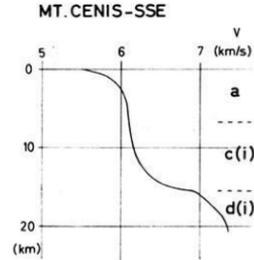
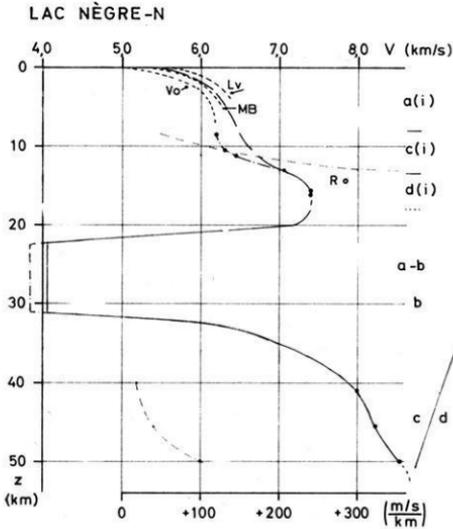


Abb. 33: Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion des Profils Mt. Cenis—Lac Nègre. Velocity-depth function of the profile Mt. Cenis—Lac Nègre.

Abb. 31: Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion des Profils Lac Nègre-N. Velocity-depth function of the profile Lac Nègre-N.

Bei 130 km Entfernung vom Schußpunkt ist der Beginn der Laufzeitkurve *c* zu erkennen. Die große Verzögerung dieser Welle läßt darauf schließen, daß auch bei diesem Profil unter dem betreffenden Teil des Ivrea-Körpers mit einer Zone geringer Geschwindigkeit zu rechnen ist. Infolge der Kürze des Profils kann jedoch keine quantitative Aussage über die tiefere Erdkruste gemacht werden.

### g) Zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse

Um die gewohnten Ergebnisse anschaulich darzustellen, sind die Profilschnitte zu einem Blockdiagramm zusammengefaßt worden (Abb. 34). Dieses Diagramm wird senkrecht zur Profillinie Ste. Cécile d'Andorge(SC)—Mont Cenis(MC) unter einem Blickwinkel von  $45^\circ$  betrachtet. Die Deckplatte im Niveau NN ist durchsichtig zu denken. Auf ihr sind zur Orientierung einige Flüsse, Städte und die autochthonen Kristallinmassive eingetragen. Die Plus- und die Doppel-Minus-Zeichen geben den Verlauf der entsprechenden Schwerachsen an. An den Enden und Schnittpunkten der Profile sind die Tiefenmarken 20 und 40 km eingetragen.

## Diskussion der Ergebnisse

### a) Geophysikalische Diskussion

Die Diskussion soll sich auf einige wichtige Punkte beschränken. Ein sehr wesentliches Element innerhalb der Erdkruste zwischen dem Französischen Zentralmassiv und Westalpen ist die Zone geringer Horizontalgeschwindigkeit (vertikale Struktur). Von W nach E bzw. von SW nach NE wird die Abnahme der Geschwindigkeit im

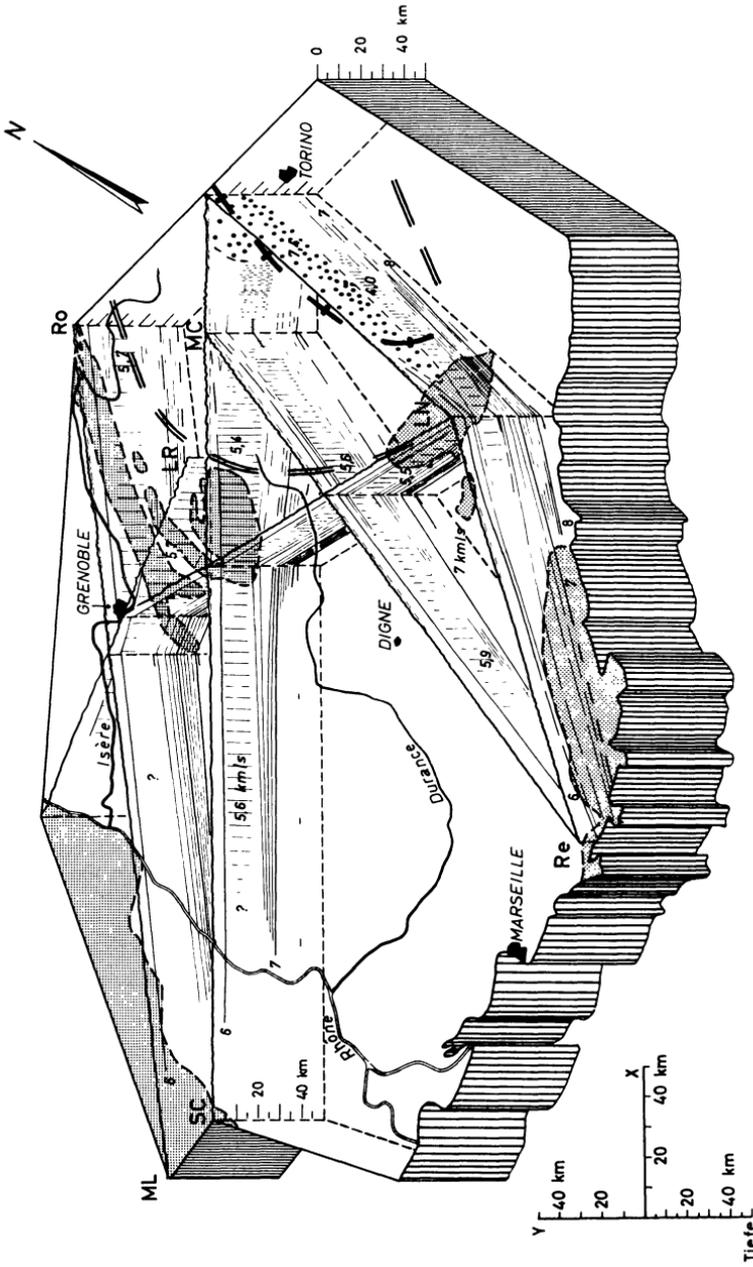


Abb. 34: Blockdiagramm. (Zeichenerklärung siehe S. 254).  
Block diagram.

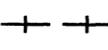
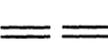
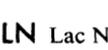
Tiefenbereich zwischen 10 und 20 km zunehmend stärker. Eine genaue Abgrenzung dieser Zone nach Westen ist im Augenblick noch nicht möglich, da hierfür Schußpunkte im mittleren Bereich der Profile erforderlich sind. Es ist bemerkenswert, daß bereits in der Zone Externe die Geschwindigkeitsinversion sehr ausgeprägt ist. Näher zu untersuchen wäre die Frage, ob sich die Zone geringer Geschwindigkeit unter dem Kristallinmassiv etwas aufwölbt, wie es unter dem Südteil des Belledonne-Massivs der Fall zu sein scheint. Das sich am Innenrand der Zentralmasse entlang ziehende Schwereminimum dürfte zum größten Teil durch diese Zone geringer Geschwindigkeit verursacht werden, nur ein kleiner Teil des Schwereminimums wird durch eine Verdickung der Sial-Kruste bedingt. Im Bereich des östlich anschließenden Penninikums taucht die Zone geringer Geschwindigkeit geringfügig ab; zwischen Erdoberfläche und Kanal werden etwas höhere Geschwindigkeiten (bis 6,2 km/sec) beobachtet.

Das Schwerehoch von Ivrea ist im Südteil beiderseits von Schwereminima flankiert. Auf Grund der geringen Breite des Schwerehochs muß die Hauptmasse des Störkörpers in den oberen 20 km liegen. Dieses Ergebnis ist in allen gravimetrischen Deutungsversuchen enthalten [GROUPE D'ÉTUDES, Chapitre VII, 1963]. Die Auswertung der Beobachtungen des Profils Lac Nègre-N zeigt, daß unter der Südhälfte des Ivrea-Körpers eine extreme Geschwindigkeitsabnahme vorhanden sein muß. Damit wird eine Verbindung zwischen dem Schwereminimum der Westalpen und dem der westlichen Poebene wahrscheinlich. Bereits BEDERKE [1962, 1963] hat betont, daß das

Zu Abb. 34:

Die Betrachtung erfolgt senkrecht zur Profillinie Ste. Cécile d'Andorge—Mt. Cenis unter einem Blickwinkel von  $45^\circ$ . Die Deckplatte im Niveau NN ist durchsichtig zu denken. An den Enden und Schnittpunkten der Profile sind die Tiefenmarken 20 und 40 km eingetragen, auf NN bezogen.

The reader is looking perpendicularly to the profile Ste. Cécile d'Andorge—Mt. Cenis from an elevated point under an angle of  $45^\circ$  through the transparent NN-level. At the ends and intersections of the profiles the depths 20 and 40 km are marked, referred to NN.

- |   |   |                     |
|---|---|---------------------|
|  | Zonen geringer Geschwindigkeit mit Angabe ihrer Durchschnittsgeschwindigkeit in km/sec. |                     |
|  | Low-velocity zones with their average velocity in km/sec.                               |                     |
|  | Ivrea-Körper, $V \geq 7$ km/sec.  |                     |
|  | Body of Ivrea, $V \geq 7$ km/sec.   |                     |
|   | Achse der positiven Bouguer-Anomalie.   |                     |
|   | Axis of the positive Bouguer anomaly.   |                     |
|   | Achse der negativen Bouguer-Anomalien.  |                     |
|   | Axis of the negative Bouguer anomalies.   |                     |
|   | Autochthone Kristallinmassive.  |                     |
|   | Autochthonous crystalline massives.   |                     |
| <b>LN</b> Lac Nègre   | <b>LR</b> Lac Rond  | <b>MC</b> Mt. Cenis |
| <b>ML</b> Mt. Lozère  | <b>SC</b> Ste. Cécile d'Andorge   |                     |
| <b>Re</b> Le Revest   | <b>Ro</b> Roselend  |                     |

Schwereminimum östlich Torino nicht allein durch die tertiären Sedimente bedingt sein kann, sondern auch auf tieferliegende Ursachen zurückgeführt werden muß.

Die Unterlage der Nordhälfte des Ivrea-Körpers scheint sich dagegen von der Südhälfte zu unterscheiden. Das breite Schwerehoch am Alpensüdrand [MORELLI 1962] zieht bis an das Nordende des Ivrea-Hochs heran. Auf dieser Struktur am Alpensüdrand fehlt eine Zone geringer Horizontalgeschwindigkeit (Profil Lago Bianco-SE) [GIESE 1966a, Abb. G 6; 2]; daher kann vermutet werden, daß hier der Ivrea-Körper nicht von einer Schicht mit einer extremen Geschwindigkeitsinversion unterlagert wird. Hierüber muß die Auswertung der Beobachtungen zwischen dem Lago Bianco und dem Mont Cenis weitere Auskunft geben.

Im zweiten Teil dieses Abschnittes soll auf den Bereich der starken Geschwindigkeitszunahme von 6,4 auf 8,0 km/sec eingegangen werden. Ähnlich wie in den Ost- und Südalpen [GIESE 1966a] ließ sich auch hier weder eine Diskontinuität 1. Ordnung an der Grenze zwischen Kruste und Mantel nachweisen noch eine ausgeprägte Zwischenschicht mit Geschwindigkeitswerten von 6,8 oder 7,2 km/sec. Der Ivrea-Körper bildet eine Ausnahme und darf nicht als normale Erdkrustenstruktur angesehen werden.

Die Breite der Zone des starken Geschwindigkeitsgradienten nimmt von W bzw. SW nach E bzw. NE allmählich zu. Eine analoge Erscheinung kann zwischen dem nördlichen Alpenrand und den Ostalpen beobachtet werden. Auch hier laufen die Linien gleicher Geschwindigkeit mit Annäherung an das Alpenorogen auseinander [GIESE 1966a, Abb. K S; 1].

Offen ist der Verlauf der Geschwindigkeitslinien im Intervall von 7 bis 8 km/sec in der Nähe der Mittelmeerküste. Refraktionsmessungen im Ligurischen Meer [FAHLQUIST 1962] haben ergeben, daß in etwa 13–17 km Tiefe Geschwindigkeiten von 7,7 bis 8,0 km/sec erreicht werden. Geschwindigkeiten über 8,0 km/sec werden hier nicht beschrieben. Diese Aussage würde bedeuten, daß der Geschwindigkeitsgradient zwischen 7,0 und 8,0 km/sec wieder abnimmt, d. h. die Geschwindigkeitslinien divergieren. Der Bereich mit großem Geschwindigkeitsgradienten tritt hier zwischen 6,4 und 7,0 km/sec auf, während er im Norden zwischen 7,0 und 8,0 km/sec liegt. Ehe daraus Schlüsse gezogen werden können, bedarf dieses Problem noch einer weiteren Untersuchung.

## b) Petrographische Deutung

In Abb. 35 ist der Geschwindigkeitsverteilung — sie läßt sich durch eine prinzipielle Kurvenform charakterisieren — eine petrographische Deutung gegenübergestellt. Die spezielle Kurvenform hängt stark von der Temperaturverteilung des betreffenden Krustenteils ab. Ein gegenüber Temperaturänderungen jedoch weitgehend invarianter Bereich ist das Geschwindigkeitsintervall zwischen 6,2 und 6,4 km/sec. Es trennt die überwiegend sauren von den basischen Gesteinen. In den Tiefenprofilen ist dieser Grenzbereich durch eine starke, unterbrochene Linie bezeichnet. Das Stockwerk der sauren Gesteine wird durch metamorphe Gesteine aufgebaut. Die Geschwindigkeits-

inversion tritt wohl zuerst in der Zone der Granitisation auf, also in der unteren Amphibolitzone. Partielle Aufschmelzung dürfte die Geschwindigkeit stark herabsetzen. Bei großem Temperaturgradienten greift die Geschwindigkeitsinversion auch auf höhere petrographische Stockwerke über, ohne daß damit Aufschmelzungen verbunden sein müssen. Hier wirkt allein die starke Temperaturzunahme geschwindigkeitsvermindernd. Im Liegenden der Granitisationszone scheint wieder ein fester Gesteinsbereich zu folgen; er könnte mit der Granulitfacies, die einen trockenen Gesteinstyp charakterisiert, parallelisiert werden. Diesem Bereich gehören Geschwindigkeitswerte um 6,2 bis 6,4 km/sec an.

Das Geschwindigkeitsintervall von 6,4 bis 8,0 km/sec ist durch einen großen bis sehr großen Geschwindigkeitsgradienten ausgezeichnet. Auf Grund von Laboratoriumsexperimenten, z. B. von BIRCH [1960/61], kann gesagt werden, daß in einem homogenen Gestein in Tiefen ab 10 km keine Druck- und Temperaturverteilung einen derartigen Geschwindigkeitsanstieg verursachen kann. Es bleiben daher nur zwei Deutungsmöglichkeiten: entweder ein kontinuierlicher Übergang von saurem zu basischem Material oder ein Phasenwechsel innerhalb eines basischen Gesteins [GIESE 1966b]. Eine Mischungszone von einigen Kilometern Mächtigkeit ist sicher an der Unterseite der sialischen Kruste vorhanden, doch ist äußerst fraglich, ob sie sich über den gesamten Bereich des starken Geschwindigkeitsgradienten erstreckt. Nach RINGWOOD und GREEN [1966] vollzieht sich die Transformation von Gabbro nach Eklogit über eine Zone von einigen 10 Kilometer Breite. Diese Autoren betonen ferner, daß Gabbro unter den Druck- und Temperaturbedingungen der unteren Kruste im allgemeinen instabil ist. Andererseits ergaben die bisherigen seismischen Auswertungen eine mehr oder minder mächtige Schicht mit Geschwindigkeiten um 6,8 km/sec und eine scharfe Grenze zwischen Kruste und Mantel. RINGWOOD und GREEN kommen daher zu dem Schluß, daß die MOHORoviČić-Diskontinuität nicht durch einen Phasenwechsel Gabbro-Eklogit bedingt sein kann. Nach den neueren Auswertungen fehlt jedoch sowohl im nördlichen Alpenvorland und in den Ostalpen [GIESE 1966a] als auch im Bereich zwischen Französischem Zentralmassiv und Westalpen eine Zone mit einer konstanten Schichtgeschwindigkeit von 6,8 km/sec, die einem homogenen Gabbro zugeordnet werden müßte. Es ist nur eine breite Übergangszone vorhanden. Daher gewinnt gerade die Annahme an Wahrscheinlichkeit, daß der größte Teil der Übergangszone durch den Phasenwechsel Gabbro-Eklogit verursacht wird. Die Breite dieser Übergangszone ist, wie RINGWOOD und GREEN [1966] experimentell gezeigt haben, sowohl vom Druck und von der Temperatur als auch sehr stark vom speziellen Chemismus des Gesteins abhängig.

Ein besonderes Problem stellt die petrographische Deutung des Ivrea-Körpers dar. Im Zentrum der Ivrea-Zone reichen basische Gesteine bis an die Erdoberfläche, wie auch die Meßergebnisse der Sprengungen Levone und Monte Bavariene zeigen [GIESE 1966a]. In etwa 10—15 km Tiefe muß ein Wechsel in der Zusammensetzung des basischen Gesteinskörpers stattfinden, wie der starke Anstieg der Geschwindigkeit auf 7,2—7,4 km/s beweist. Es könnte hierbei an ähnliche Phasentransformationen

gedacht werden wie am Übergang zwischen Kruste und Mantel. Da aber der Ivrea-Körper nur bis in eine Tiefe von etwa 20 km reicht, wird nur der Anfang der Transformation durchlaufen.

### c) Geologische Deutung

Ähnlich wie im vorhergehenden Abschnitt sollen auch hier nur einige wesentliche Punkte, die in engem Zusammenhang mit der neuen Deutungsweise stehen, erläutert werden. Die Hoffnung, mit Hilfe der Refraktionsseismik in den Alpen Schicht- oder Deckengrenzen bestimmen zu können, sollte endgültig aufgegeben werden. Eine Schichtgrenze kann näherungsweise nur dann mit dem Verfahren der Refraktion festgestellt werden, wenn der Geschwindigkeitskontrast sehr groß ist, z. B. im Falle lockerer Sedimente über kristallinem Grundgebirge. In verfestigten Sedimenten und metamorphen Gesteinen sind die Geschwindigkeitsunterschiede zu gering, um auch nur näherungsweise von einem „Refraktionshorizont“ sprechen zu können. Die Refraktionsmessungen im Siegerland, einem in seismischer Sicht durchaus vergleichbaren Gebiet, wurden bisher mit Hilfe eines Drei-Schichten-Falles interpretiert. Doch in dem durch Bergbau erschlossenen Gebiet konnten keine der geforderten flachliegenden „Refraktoren“ gefunden werden. Daher hat FRITSCH [1966] bei einer erneuten Auswertung der refraktionsseismischen Meßdaten „aus dem Fehlen eines vollständigen Systems von Zweiteinsätzen und aus der stetigen Krümmung der Laufzeitkurven gefolgert, daß die bisherige Konzeption einer nahezu horizontalen Schicht mit merklich höherer Geschwindigkeit als im Anstehenden falsch ist. Vielmehr deutet die stetige Krümmung der Laufzeitkurve auf eine stetige Zunahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe hin“. Diese Schlußfolgerung gilt voll und ganz für alle Versuche ähnlicher Art in den Alpen.

Allein aus der Form der Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion lassen sich Rückschlüsse auf die Gesteinsfolge ziehen. Um Aussagen über den Aufbau des obersten Bereiches bis in Tiefen von einigen Kilometern zu gewinnen, ist der Anfangsteil des Laufzeitdiagramms, die Kurve  $a$ , bzw. das Kurvensystem  $a_1, a_2, a_3 \dots$  oder  $a, a', a'' \dots$  von Wichtigkeit. Da einerseits diese Kurven nur unvollständig erfaßt worden sind, andererseits aber auch die Aufspaltung der Kurven theoretisch noch nicht befriedigend geklärt ist, erscheinen weitere Betrachtungen hierüber verfrüht.

In der Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion (Abb. 35) ist das Umbiegen der Kurve im Geschwindigkeitsintervall 6,2—6,4 km/sec ein markanter Punkt, der durch die Begrenzung der sialischen Kruste nach unten bedingt ist. In der Zone Externe weist die sialische Kruste eine durchschnittliche Mächtigkeit von etwa 20 km auf; ein gleicher Wert wurde für die Dicke der „variskischen“ Kruste im nördlichen Alpenvorland gefunden. Östlich der autochthonen Zentralmassive sinkt diese Fläche ab; sie dürfte unter dem Ivrea-Körper in einer Tiefe von 30—35 km liegen. Nimmt man an, daß vor der alpinen Orogenese die variskische und prävariskische sialische Kruste im heutigen Bereich des Penninikums eine Mächtigkeit von etwa 20 km besessen hat,

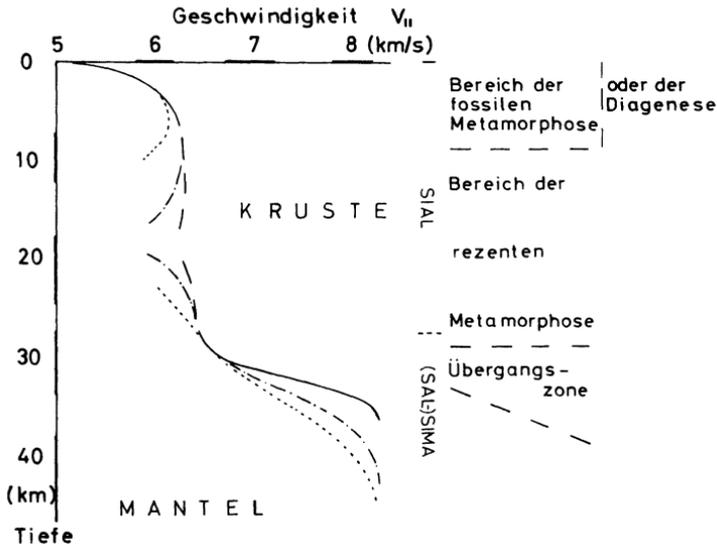


Abb. 35: Grundtyp der Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion, abgeleitet aus dem Grundtyp des Laufzeitdiagrammes (Abb. 4).

Velocity-depth function, derived from the travel-time diagram in fig. 4.

Die gestrichelten Linien geben die Variationsmöglichkeit der Geschwindigkeitsverteilung wieder. Die auf den beiden Achsen eingetragenen Werte ( $z =$  Tiefe in km,  $V =$  Geschwindigkeit in km/sec) deuten an, in welchen Tiefen- und Geschwindigkeitsbereichen die verschiedenen Zonen liegen können. Die rechte Seite des Diagrammes zeigt den Versuch einer petrographischen Deutung.

In the upper crust, limited by the 300°-isotherme, no metamorphic processes are assumed. The lower crust is characterized by mineral assemblages which are stable at the pressures and temperatures occurring in that zone. In its lower part however, a granitisation may take place to some extent. The absolute values of the velocity in the lower crust depend largely on the geothermal gradient. The dashed lines indicate this variability. The values marked on the axis ( $z =$  depth in km,  $V =$  velocity in km/sec) show, in which ranges of depth and velocity the different zones may be situated.—The thickness of the transition zone  $c$  resp.  $c'$  can vary considerably. The boundary to the range  $d$  is not sharp. In some areas the region  $d$  is extended into the zone with the higher velocity gradient. This is the case, when the point of inflexion of the function  $V(z)$  is situated between 7.0 and 7.5 km/sec.—The right side of the diagram shows a possible petrographic interpretation.

so erfuhr dieser Krustenbereich im sialischen Teil eine Mächtigtkeitszunahme von 5—10 km, die wohl größtenteils dem oberflächlich aufgelagerten Deck- und Deckengebirge zuzurechnen ist.

Der Ivrea-Körper muß auf Grund der seismischen Ergebnisse in seiner heutigen Lage als allochthon angesehen werden. Dieses Schwerehoch ist somit nicht zu vergleichen mit dem am Alpensüdrand, da unter dem Ivrea-Körper sialisches Material vorhanden sein muß [GIESE 1966a]. Ob der Ivrea-Körper als Intrusivkörper oder als

tektonische Schuppe zu deuten ist, muß offen bleiben. Bezüglich seiner Lage ist er instabil, da er auf leichterem Material liegt. Aus diesem Grunde darf man wohl vermuten, daß diese Struktur nicht allzu alt und im Zusammenhang mit der alpinen Orogenese entstanden ist.

Von besonderem Interesse ist die Zone geringer Horizontal-Geschwindigkeit. Sie ist eine Folge eines überdurchschnittlichen, örtlichen Temperaturgradienten, der seinerseits in Zusammenhang mit der heutigen tektonischen Position des betreffenden Krustenteils steht. Will man daraus Rückschlüsse auf die Temperaturverhältnisse in der Vergangenheit ziehen, so darf man wohl annehmen, daß zur Zeit der orogenen Hauptbewegungen und der anschließenden Regionalmetamorphose die Kruste noch stärker durchwärmt war.

Bemerkenswert ist, daß auch heute noch die Zone geringer Horizontal-Geschwindigkeit bis in die Zone Externe hineinreicht. Im nördlichen Alpenvorland ist dies nicht in dem Maße der Fall [GIESE 1966a]. Auffallend ist ferner die extreme Geschwindigkeitsinversion unter dem Ivrea-Körper. Sie wird verständlich, wenn man bedenkt, daß hier sialisches Gestein in einem Tiefenbereich von 20–30 km liegt. Außerdem weisen die auf der Nord-, West- und Südseite der Ivrea-Zone gelegenen Kristallisationshöfe darauf hin, daß hier ein stärkerer Temperaturgradient geherrscht haben muß [BEDERKE 1962, 1963]. Wahrscheinlich ist hier auch heute noch ein überdurchschnittlicher Temperaturgradient vorhanden.

Im Zusammenhang mit der Tiefenlage und der hier herrschenden Temperatur steht die Breite der Übergangzone. Wie die Diagramme von RINGWOOD und GREEN [1966] zeigen, verbreitert erhöhte Temperatur die Transformationszone. Sowohl größerer Wärmefluß als auch größere Tiefenlage bedeuten erhöhte Temperatur. Diese beiden Faktoren dürften die breite Übergangzone unter dem Alpenorogen verursachen.

### Schlußbemerkung

Das Ziel dieser Arbeit sollte sein, an einem Beispiel zu zeigen, welche Informationen über den Aufbau der Erdkruste in refraktionsseismischem Beobachtungsmaterial enthalten sind. Das gewonnene Modell ist nicht vollständig; lokale Einzelheiten wurden bewußt übergangen, da nur ein Teil des Beobachtungsmaterials interpretiert wurde. Eine wesentliche Änderung dürfte sich jedoch nicht ergeben, wenn das übrige Material unter denselben Gesichtspunkten ausgewertet würde. Ein Vergleich mit den bisherigen Interpretationen ist schwer möglich, da diese von Annahmen ausgehen, die in der neuen Betrachtungsweise nicht enthalten sind.

### Danksagung

Die Verfasser sind in erster Linie denen zu großem Dank verpflichtet, die es ermöglicht haben, das Beobachtungsmaterial zu schaffen. Hier ist in erster Linie Mme. Y. LABROUSTE, Institut de Physique du Globe, Paris, zu nennen, durch deren

unermüdete Initiative die Sprengungen in den französischen Westalpen und im Französischen Zentralmassiv organisiert wurden. Ferner gebührt den zahlreichen Beobachtern Dank, durch deren Mühe die große Zahl von Registrierungen gewonnen werden konnte. Für die an den Untersuchungen beteiligten deutschen Meßtrupps leistete die Deutsche Forschungsgemeinschaft die notwendige finanzielle Hilfe.

Die Autoren möchten Herrn Prof. Dr. G. ANGENHEISTER, Vorstand des Institutes für Angewandte Geophysik der Universität München, und Herrn Prof. Dr. H. CLOSS, Leitendem Direktor bei der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover, für die Förderung und Unterstützung dieser Arbeit ihren Dank aussprechen.

## Literatur

- BEDERKE, E.: Altersgliederung und Dichteverteilung im kristallinen Grundgebirge. Geol. Rundschau 52, 1–12, 1962.
- BEDERKE, E.: 1963, s. Groupe d'Études des Explosions Alpes.
- BELLEMO, S., A. CARABELLI, P. GIESE, C. PRODEHL, O. VECCHIA, G. DE VISINTINI: Alpine Explosions 1965. Preliminary report of the seismic refraction profile Mt. Cenis—Mt. Cinto. Boll. di Geofisica Teor. ed Appl. 9, 1967, in press.
- BIRCH, F.: The velocities of compressional waves in rocks to 10 kilobars. J. Geophys. Res. 65, 1083–1102, 1960; 66, 2199–2224, 1961.
- CHOUDHURY, M. et al.: 1963, s. Groupe d'Études des Explosions Alpes.
- FAHLQUIST, D. A.: Seismic refraction measurements in the western Mediterranean Sea. Comm. Internat. pour l'exploration scientifique de la Méditerranée, 18e Ass. plen., Monaco, Vortrag 1962.
- FRI TSCH, J.: Ein Beitrag zur Lösung des seismischen Refraktionsproblems. Diss., Math.-Naturwiss. Fak. d. Freien Universität Berlin, 1966.
- FUCHS, K. et al.: 1963 a, s. Groupe d'Études des Explosions Alpes.
- FUCHS, K., und M. LANDISMAN: Results of a Re-interpretation of the N-S-Refraction Line Adelebsen—Hilders-South in West-Germany. Z. f. Geophysik 32, 121–123, 1966.
- FUCHS, K., ST. MÜLLER, E. PETERSCHMITT, J. P. ROTHÉ, A. STEIN, K. STROBACH: Krustenstruktur der Westalpen nach refraktionsseismischen Messungen. Gerlands Beiträge zur Geophysik 72, 149–169, 1963 b.
- GIESE, P.: Versuch einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeitkurven sowie eine geologische Deutung. Habil. Schrift, Math.-Naturwiss. Fak. d. Freien Universität Berlin, 143 S., 1966 a.
- GIESE, P.: Der Grenzbereich zwischen Erdkruste und Erdmantel. Comm. Séism. Europ., Kopenhagen, Vortrag C 14, 1966 b.

- GIESE, P., und C. PRODEHL: Vorläufige Auswertung des Profils Roselend-NE. Unveröff. Bericht, Institut für Angewandte Geophysik der Universität München, 1966.
- GOGUEL, J.: 1963, s. Groupe d'Études des Explosions Alpines.
- GRUPE D'ÉTUDES DES EXPLOSIONS ALPINES: Séismologie. Année Géophysique Internationale. C.N.R.S. Sér. XII, Fasc. 2, Rédacteurs: H. CLOSS et Y. LABROUSTE, 241 S., 1963.
- Für diese Arbeit wurden folgende Beiträge benutzt:
- GRUPE D'ÉTUDES DES EXPLOSIONS ALPINES: Stations de réfraction. Chapitre IV.
- BEDERKE, E.: Densité, anomalies de gravité et métamorphisme dans les Alpes occidentales. Chapitre II.D.
- BERCKHEMER, H., M. CHOUDHURY, K. FUCHS, Y. LABROUSTE, ST. MÜLLER, P. N. S. O'BRIEN, E. PETERSCHMITT, J. P. ROTHE, A. STEIN, K. STROBACH: Tableaux des durées de propagation. Chapitre V.A.
- CHOUDHURY, M., Y. LABROUSTE, J. PERRIER: Essai d'interprétation No. 2. Chapitre VI.B.
- FUCHS, K., ST. MÜLLER, E. PETERSCHMITT, J. P. ROTHÉ, A. STEIN, K. STROBACH: Essai d'interprétation No. 1. Chapitre VI.A.
- GOGUEL, J.: La géologie des Alpes occidentales. Chapitre II.A.
- GOGUEL, J.: Essais d'interprétation gravimétrique. Chapitre VII.A—E.
- KOSMINSKAYA, I. P., und Y. V. RIZNICHENKO: Seismic Studies of the Earth's Crust in Eurasia. Research in Geophysics, Bd. 2, Kap. 4, 81—122, M.I.T. Press, Cambridge/Mass., 1964.
- MORELLI, C.: Nuove vie di ricerca aperte della fisica terrestre. Consiglio Naz. delle Ricerche, Roma. Quaderni de „La Ricerca Scientifica“ 4, 56—57, 1962.
- MÜLLER, S., und M. LANDISMAN: Seismic Studies of the Earth's Crust in Continents I: Evidence for a Low-Velocity Zone in the Upper Part of the Lithosphere. Geophys. J. R. astr. Soc. 10, 525—538, 1966.
- RINGWOOD, A. E., und D. H. GREEN: An experimental investigation of the Gabbro-Eclogite transformation and some geophysical implications. Tectonophysics 3, 383—427, 1966.

# Die Stabilität einiger Serpentinproben aus Granulitgebirge von Sachsen<sup>1)</sup>

Von F. CH. WAGNER, Jena<sup>2)</sup>

Eingegangen am 2. Januar 1967

*Zusammenfassung:* Im Sächsischen Granulitgebirge, nahe dem Ort Hohenstein-Ernstthal, treten Serpentinite mit stark irregulären Magnetisierungen auf. Zur Ermittlung der Stabilität und Art der Magnetisierung sowie ihres Zusammenhanges mit den vorhandenen Mineralien wurden an etwa 200 Würfelproben Gleichfeld-, Wechselfeld- und thermische Entmagnetisierungen vorgenommen. Aus den Entmagnetisierungskurven ergibt sich ein lückenloses Spektrum von magnetisch instabilen bis stabilen Proben, d. h., es treten mehrere Arten von Magnetisierungen auf. Ein gleiches Bild bieten die Richtungen der Magnetisierung in Abhängigkeit von der Temperatur.

Die statistische Verteilung der Stabilitätswerte ergibt weiter, daß eine metastabile Magnetisierung vorherrscht. Zur Analyse derselben wurden künstliche Magnetisierungen erzeugt, entmagnetisiert und ihre Entmagnetisierungskurven mit denen der natürlichen Magnetisierungen verglichen. Die natürlichen Magnetisierungen wurden als viskose, thermische und chemische Magnetisierungen analysiert.

Der Charakter der Magnetisierungen stimmt gut mit den geologischen und mineralogischen Verhältnissen überein. Die magnetische Stabilität ist von der Teufe abhängig. Die Stabilitätswerte zeigen eine zunehmende Verringerung mit der Teufe, die auf eine unterschiedliche Verteilung und Größe der Minerale mit der Teufe zurückgeführt werden kann.

Entmagnetisierungskurven, zusammengestellt nach Gruppen von Art und Größe der Minerale, zeigen den Zusammenhang zwischen magnetischer Stabilität und Art und Größe der Minerale.

*Summary:* In the mountains of Granulites from Saxony, near the town Hohenstein-Ernstthal, serpentinites with great irregular magnetizations appear. For the investigation of the stability and the nature of the magnetization and its connection with the present minerals, DC, AC, and thermal demagnetizations have been carried out on about 200 cubics. The curves of demagnetization yield a continuous spectrum of magnetic unstable up to stable samples, i. e. that there are several kinds of magnetization. A similar picture is given by the directions of magnetization as function of the temperature.

Further, the statistical distribution of the values of stability shows the predominance of a metastable magnetization. For the investigation of it artificial magnetizations were produced, then the material was demagnetized, and the curves of the artificial magnetization have been compared with the curves of the natural magnetization. The natural magnetizations resulted as viscous, thermal and chemical magnetizations.

The character of the magnetizations corresponds well to the geological and mineralogical situation. The magnetic stability is a function of the depth. The values of stability show progressive decrease with the depth. This result can be reduced to the distribution and size of the minerals as function of the depth. Curves of demagnetization, composed according to groups of nature and size of minerals, show the relationship between the magnetic stability and the nature and size of minerals.

<sup>1)</sup> Vortrag, gehalten auf dem XI. Symposium des Vereins der Ungarischen Geophysiker vom 12.—16. 9. 1966 unter dem Thema: „Gesteinsmagnetische Untersuchungen an Serpentiniten“.

<sup>2)</sup> Dr. F. CH. WAGNER, Institut für Geodynamik, Jena, Burgweg 11.

Im Sächsischen Granulitgebirge treten häufig Serpentinite mit stark irregulären Magnetisierungen auf. Eine an zwei Serpentinmassiven nördlich des Ortes Hohenstein-Ernstthal ( $\varphi = 50^\circ 50'$ ,  $\lambda = 12^\circ 41'$ ) durchgeführte magnetische Vermessung durch den VEB Geophysik, Leipzig [JUBELT und LAUTERBACH 1954], ergab auf engstem Raum hohe magnetische Störwerte von  $\pm 15000 \gamma$  mit zahllosen irregulären Strukturelementen. Besonders bemerkenswert war dabei, daß sich im Gegensatz zu sonstigen homogenen magnetischen Störkörpern die Irregularität über mikromagnetische Strukturelemente (d. h. von Meter zu Meter) bis in den Gesteinsverband (d. h. von cm zu cm) fortsetzte, wie mikromagnetische und petromagnetische Messungen [LAUTERBACH 1953/54, LAUTERBACH, MICHAEL, WENDLER 1957] ergaben. An Hand der Vermessung konnte somit der Serpentin magnetisch vom Nebengestein abgegrenzt werden; es war aber schwer möglich, ohne zusätzliche Untersuchungen weitere Aussagen über den Charakter und die Entstehung der irregulären Magnetisierungen zu gewinnen.

Deshalb wurden an ca. 200 Gesteinsproben Laboruntersuchungen durchgeführt. Etwa 50 Proben wurden dem Anstehenden der Serpentinmassive Kiefernberg und Callenberg entnommen, während die übrigen Proben einer Bohrung des Gebietes Callenberg und zwei Bohrungen des Gebietes Kiefernberg entstammen. Die mineralogische Untersuchung (siehe auch KORICH [1962, 1964]) ergab, daß als magnetisches Mineral vorwiegend Magnetit auftrat, bisweilen konnte noch Martit festgestellt werden. Dieses Ergebnis konnte durch Röntgenuntersuchungen mittels des DEBYE-SCHERRER-Verfahrens und eines Röntgenzählrohrgoniometers bestätigt werden. Die thermomagnetischen Analysen (d. h. die Abhängigkeit der Sättigungsmagnetisierung von der Temperatur) zeigten in der Mehrheit einen temperaturstabilen Magnetit mit einem CURIE-Punkt von etwa  $580^\circ\text{C}$ ; weitere CURIE-Punkte konnten nicht festgestellt werden. Spektralanalytisch ergab sich ein Gehalt von 1 bis 10 Gewichtsprozent Magnetit im Serpentin, im Mittel 3,5%. Der Magnetit enthielt überraschend viel Co (2,1%) und Ni (2,7%). Nach POUILLARD [1950] bedeuten Co- und Ni-Anteile im Magnetit eine Veränderung des CURIE-Punktes; die geringen Anteile können allerdings keine merklichen CURIE-Punktverschiebungen hervorrufen. Titan ist nicht vorhanden.

Zusammenfassend kann man so aus diesen Strukturuntersuchungen schließen, daß das magnetische Material ein stabiler Magnetit ist, der magnetisch als Einkomponentensystem in Erscheinung tritt.

### Die magnetischen Untersuchungen

Zunächst wurde mit einer Feldwaage nach FANSELAU [STILLER, FRÖLICH, WAGNER 1961], die mit einem Zusatzgerät versehen wurde, die Suszeptibilität gemessen. Sie betrug im Mittel 10 bis  $20 \cdot 10^{-4}$  cgs, einzelne magnetitreiche Proben lagen höher, magnetitarme Proben niedriger.

Die remanente Magnetisierung wurde mit einem astatischen Magnetometer nach BLACKETT [1952] (2-Magnet-System) gemessen. Im Mittel betrug die remanente

Magnetisierung 10 bis  $20 \cdot 10^{-4}$  Oe, d. h., die irregulären Anomalien müssen gleichmäßig auf einen induktiven und einen remanenten Anteil zurückgeführt werden. An einigen orientiert entnommenen Proben wurde die Richtung der Magnetisierung gemessen; mit Inklinationswerten von  $+62^\circ$  bis  $-38^\circ$  und Deklinationswerten von  $7^\circ$  bis  $191^\circ$  kann der irreguläre Charakter der remanenten Magnetisierung bestätigt werden.

Zur Messung der Stabilität der remanenten Magnetisierung wurden die drei bekannten Verfahren zur Entmagnetisierung, wie Gleichfeldentmagnetisierung, Wechselfeldentmagnetisierung und thermische Entmagnetisierung, benutzt. Für die Gleichfeldentmagnetisierung stand eine Spule bis 300 Oe Feldstärke zur Verfügung, und die Wechselfeldspule erreichte eine maximale Feldstärke von 800 Oe. Thermisch wurde nicht das Verfahren von THELLIER (Abkühlung im Laborfeld) benutzt, sondern die Proben wurden im feldfreien Raum abgekühlt. Alle drei Verfahren ergaben im allgemeinen die gleichen Ergebnisse, so daß die Beschreibung des Entmagnetisierungsverhaltens auf die Gleichfeldmagnetisierung beschränkt werden kann. Wenn nicht besonders angegeben, wurde immer die stärkste Komponente der natürlichen Magnetisierung entmagnetisiert. Abb. 1 zeigt ausgewählte Kurven der Gleichfeldentmagnetisierung. Auf der Abszisse wurde das entmagnetisierte Gleichfeld aufgetragen, auf der Ordinate das Verhältnis von remanenter Magnetisierung  $I_n$  zu remanenter Anfangsmagnetisierung  $I_{n_0}$ . Der Schnittpunkt der Kurve mit der Abszisse ist  $H_c$ . Teilt man wie PETROVA [1961 a, 1961 b] die magnetische Stabilität in die Bereiche  $H_c' < 10$  Oe gleich instabil,  $10 \text{ Oe} < H_c' < 40$  Oe gleich metastabil und  $H_c' > 40$  Oe gleich stabil ein, so kann man aus den gezeigten Kurven ein lückenloses Spektrum vom instabilen bis zum stabilen magnetischen Zustand erkennen. Man muß somit die Existenz von mehreren verschiedenen Magnetisierungskomponenten annehmen, die nach Art und Entstehung verschieden sein können.

Aus einzelnen, hier nicht gezeigten Kurven der Entmagnetisierung wird deutlich, daß sich diese sogar überlagern können, und es wäre möglich, daß die irregulären Magnetisierungen die Folge von Überlagerungen sind. Dazu wurde an einzelnen instabilen, metastabilen und stabilen Proben die Abhängigkeit der Magnetisierungsrichtung von

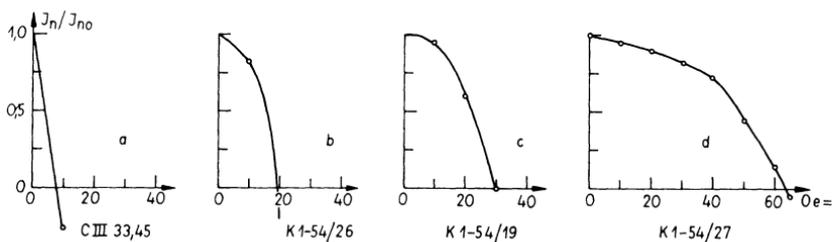


Abb. 1: Gleichfeldentmagnetisierungskurven.

Fig. 1: Curves of DC-demagnetization.

der thermischen Entmagnetisierung untersucht. Abb. 2 zeigt relative Richtungsänderungen der Magnetisierung von unorientiert entnommenen Proben im Bereich von 20°C bis 500°C. Kurve *a* zeigt die Richtung einer als stabil bezeichneten Magnetisierung. Es ist zu erkennen, daß auch die Richtung bis zu Entmagnetisierungstemperaturen von 500°C stabil bleibt. Die Kurven *c*, *d* und *e* zeigen Richtungsänderungen von

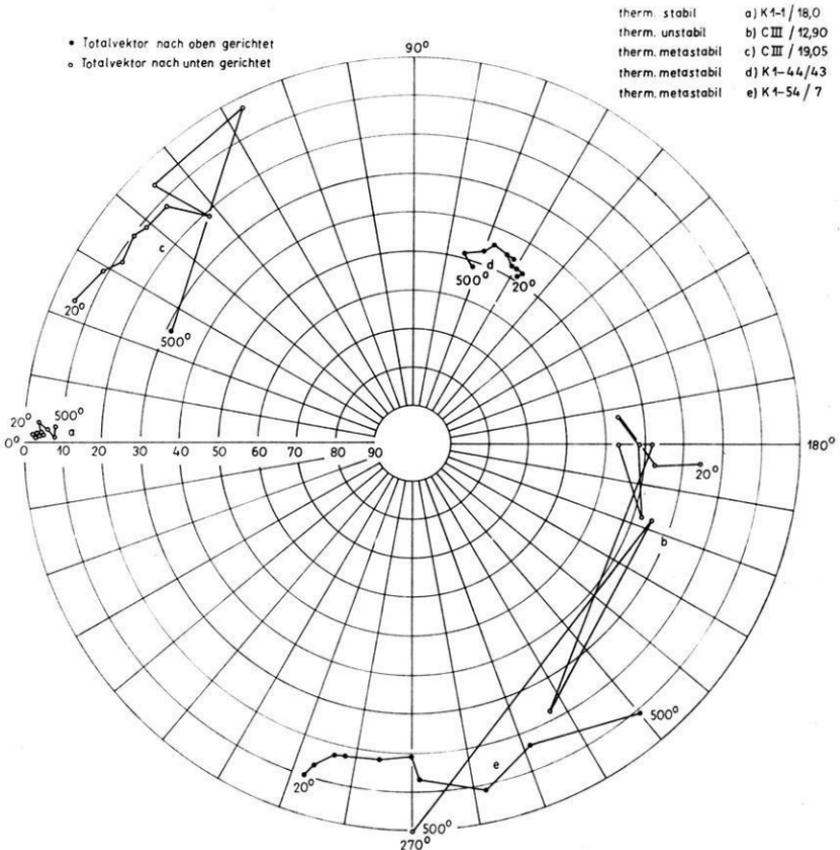


Abb. 2: Die Abhängigkeit der Magnetisierungsrichtung von der thermischen Entmagnetisierung.

Fig. 2: Direction of magnetization as function of the thermal demagnetization.

metastabilen Magnetisierungen. Wenn auch hier die Richtungsschwankungen größer sind, wird keine vollständige Richtungsumkehr erreicht. Endlich zeigt Kurve *b* die Richtungsänderungen einer instabilen Probe, die trotz starker Richtungsschwankungen, die auch erst bei höheren Temperaturen auftreten, keine Inversion aufweisen.

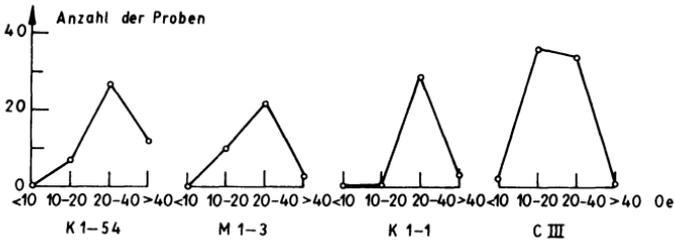


Abb. 3: Verteilung der  $H_c'$ -Werte auf die Bereiche  $< 10$ ,  $10-20$ ,  $20-40$ ,  $> 40$  Oe.

Fig. 3: Distribution of  $H_c'$ -values in ranges  $< 10$ ,  $10-20$ ,  $20-40$ ,  $> 40$  Oe.

Das Verhalten der Magnetisierungsrichtungen bestätigt somit die Existenz stabiler bis instabiler Magnetisierungskomponenten, spricht aber gegen Richtungsinvansionen infolge Überlagerung derartiger Komponenten.

Während die Art der Magnetisierung gleichmäßig von instabiler bis zur stabilen Magnetisierung reicht, zeigt die mengenmäßige Verteilung der verschiedenen Magnetisierungsarten ein anderes Bild. Abb. 3 stellt die Verteilung der  $H_c'$ -Werte auf die Bereiche  $H_c' < 10$  Oe,  $10 \text{ Oe} < H_c' < 20$  Oe,  $20 \text{ Oe} < H_c' < 40$  Oe und  $H_c' > 40$  Oe dar. Die vier Darstellungen entsprechen der Verteilung der  $H_c'$ -Werte für die Proben des Anstehenden (K 1-54), für die Proben aus den Bohrkernen der Bohrungen Kieferenberg (M 1-3 und K 1-1) und für die Proben aus den Bohrkernen der Bohrung Callenberg (C III). In jedem der vier Fälle ist ersichtlich, daß die überwiegende Zahl der Proben  $H_c'$ -Werte zwischen 10 Oe und 40 Oe hat, daß also eine metastabile Magnetisierung vorherrscht. Die Anteile an instabiler und stabiler Magnetisierung sind dagegen klein.

Zur Identifizierung der genannten instabilen bis stabilen Magnetisierungskomponenten wurden auf eine Reihe von Proben nacheinander künstliche Magnetisierungen aufgeprägt und im Wechselfeld sowie thermisch entmagnetisiert. Wenn man voraussetzt, daß bei der Übereinstimmung der Entmagnetisierungskurven auch die Art der Magnetisierung übereinstimmt, kann man durch den Vergleich der Entmagnetisierungskurven der natürlichen Magnetisierungen mit den Entmagnetisierungskurven der künstlichen Magnetisierungen auf die Art der natürlichen Magnetisierung schließen. Es wurden drei künstliche Magnetisierungen erzeugt (Abb. 4). Im Gleichfeld von 45 Oe wurde eine isothermale Magnetisierung  $I_{\text{isoth}}(45 \text{ Oe})$  erzeugt; diese Magnetisierungsart könnte der natürlichen viskosen Magnetisierung entsprechen. Weiter wurde bei einer Temperatur von  $650^\circ\text{C}$  durch Abkühlung im Erdfeld (0,42 Oe) eine thermoremanente Magnetisierung erzeugt. Diese könnte der natürlichen Thermoremanenz von Ergußgesteinen entsprechen. Zum Schluß wurde eine ideale Magnetisierung durch Abmagnetisieren im Wechselfeld von 800 Oe und bei Wirkung des Erdfeldes von 0,42 Oe erzeugt. Für diese Magnetisierung kann man keine äquivalente Magnetisierung in der Natur angeben. Die Ergebnisse der

Wechselfeldmagnetisierungen und der thermischen Entmagnetisierungen stimmen überein, so daß die Abb. 4 für beide Entmagnetisierungsverfahren gilt. In Abb. 4 bedeutet jeweils die stark ausgezogene Linie die Entmagnetisierungskurve der stärksten Komponente der natürlichen Magnetisierung  $J_n$  (Komp.). Bild a (links) stellt die Entmagnetisierung einer instabilen Magnetisierung, Bild b (Mitte) die einer metastabilen Magnetisierung und Bild c (rechts) die einer stabilen Magnetisierung dar. In Bild a (links) ist zu erkennen, daß die Entmagnetisierungskurve der natürlichen Magnetisierung der der isothermalen Magnetisierung entspricht. Man kann somit annehmen, daß die instabile natürliche Magnetisierung eine viskose Magnetisierung sein muß. In Bild c (rechts) entspricht die Entmagnetisierungskurve der natürlichen Magnetisierung der der thermischen Magnetisierung, und es ist somit anzunehmen, daß die stabile natürliche Magnetisierung eine thermische remanente Magnetisierung ist. Bild b (Mitte) ist schwieriger zu interpretieren. Man kann zunächst nur entnehmen, daß es sich bei der dominierenden metastabilen Magnetisierung weder um eine viskose noch um eine thermoremanente Magnetisierung handelt. Zur Bestimmung dieser Magnetisierung müssen weitere geologische und petrographische Angaben herangezogen werden.

Mit den geologischen und petrographischen Verhältnissen, d. h. der Bildung und Umwandlung der Serpentine, kann das magnetische Verhalten gut in Einklang gebracht werden. Die Serpentine sind unter Aufnahme von Wasser aus einem magmatischen Urgestein entstanden, das heute nicht mehr vorhanden ist, sondern nur noch reliktsch in Form von Pyroxenen und Olivinen im Serpentin vorkommt. Mit den

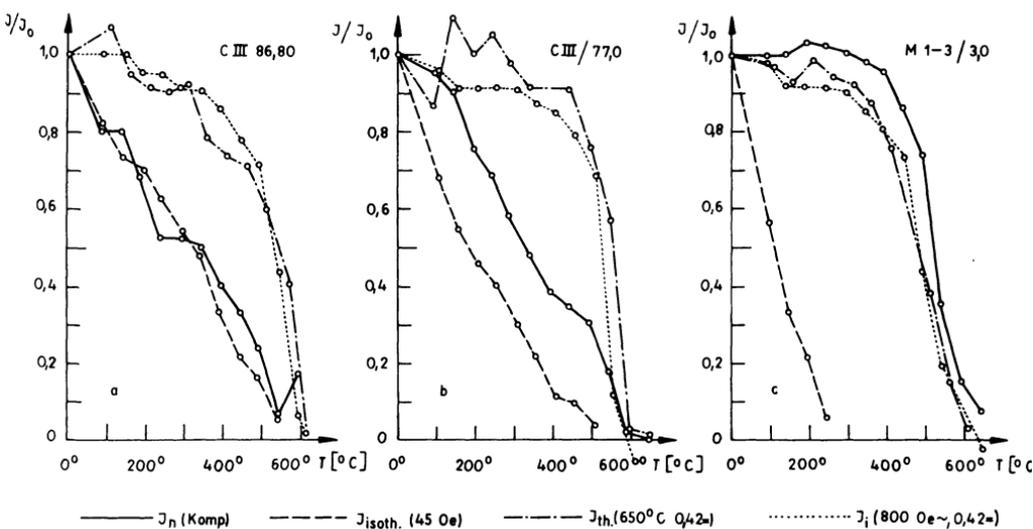


Abb. 4: Thermische Entmagnetisierung von künstlichen Magnetisierungen.

Fig. 4: Thermal demagnetization of synthetic magnetizations.

Pyroxenen und Olivinen tritt stellenweise ein feinkörniger Magnetit magmatischer Entstehung auf, und es ist anzunehmen, daß die stabile Magnetisierung auf eine Thermoremanenz des magmatischen Magnetits zurückzuführen ist. Die geringen Mengen dieses Magnetits erklären das relativ geringe Auftreten der stabilen Magnetisierung. Im Zuge der Serpentinisierung in Verbindung mit tektonischen Beanspruchungen scheidet sich im Serpentin Magnetit auf Intergranularen und auf Spalten und Klüften ab. Diese Neuausscheidung auf chemischem Wege stellt den dominierenden Prozeß bei der Bildung und Umbildung der Serpentine dar, und er muß mit der dominierenden metastabilen Magnetisierung in Einklang gebracht werden. Daraus folgt, daß die metastabile Magnetisierung eine chemische remanente Magnetisierung ist. Die Existenz einer chemischen Remanenz ist nach HAIGH [1958] und KOBAYASHI [1959, 1960/61] bekannt, und von KOBAYASHI ist die Chemoremanenz auf ihre magnetische Stabilität untersucht worden. Für Magnetitpartikel im Übergangsbereich von Einzeldomänen zu Multidomänen (etwa  $1\ \mu\text{m}$ ) entspricht die magnetische Stabilität der Stabilität einer Thermoremanenz, für größere Partikel nimmt die magnetische Stabilität ab und geht mit zunehmender Partikelgröße in die Stabilität einer viskosen Magnetisierung über. Dieser letztere Fall entspricht genau den Verhältnissen im Serpentin. Hier liegt die Partikelgröße des Magnetits zwischen ca.  $1\ \mu\text{m}$  und  $500\ \mu\text{m}$ , und die Stabilität muß ein Spektrum vom instabilen bis zum stabilen Zustand ergeben, wobei bei einer mittleren Partikelgröße der metastabile Zustand vorherrschen muß. Die ermittelte instabile oder viskose Magnetisierung ist dann entweder als die instabile chemische Remanenz sehr großer Partikel oder als die viskose Magnetisierung größerer Partikel aufzufassen.

Diese an Einzelproben festgestellten Zusammenhänge können weiter durch die Betrachtung von Gruppen gleicher Eigenschaften erhärtet werden. Zu diesem Zweck wurden jeweils 15 Proben mit gleichen mineralogischen Eigenschaften zusammengefaßt und aus ihren Entmagnetisierungskurven eine mittlere Entmagnetisierungskurve berechnet (Abb. 5). Folgende Gruppen mit gleichen mineralogischen Eigenschaften wurden zusammengestellt:

1. Serpentine mit Relikten von Pyroxenen und Olivinen, d. h. magmatischer Magnetit;
2. Serpentine mit kleinen, etwa  $10\ \mu\text{m}$  großen Magnetitpartikeln, d. h. Neuausscheidung;
3. Serpentine mit großen, etwa  $300\ \mu\text{m}$  großen Magnetitpartikeln, ebenfalls Neuausscheidung;
4. Serpentine mit magnetitverfüllten Rissen und Klüften (stellenweise einige mm stark, ebenfalls Neuausscheidung).

Die mittleren Entmagnetisierungskurven dieser Gruppen zeigt Abb. 5. Bild a (oben) zeigt die thermische Entmagnetisierung. Die pyroxen- und olivenhaltigen Proben tragen vorwiegend eine thermoremanente Magnetisierung, und demzufolge liegt die Entmagnetisierungskurve am höchsten. Mit deutlichem Abstand bezüglich der Stabilität folgen die Gruppen der Serpentine mit neuausgeschiedenem Magnetit und chemischer

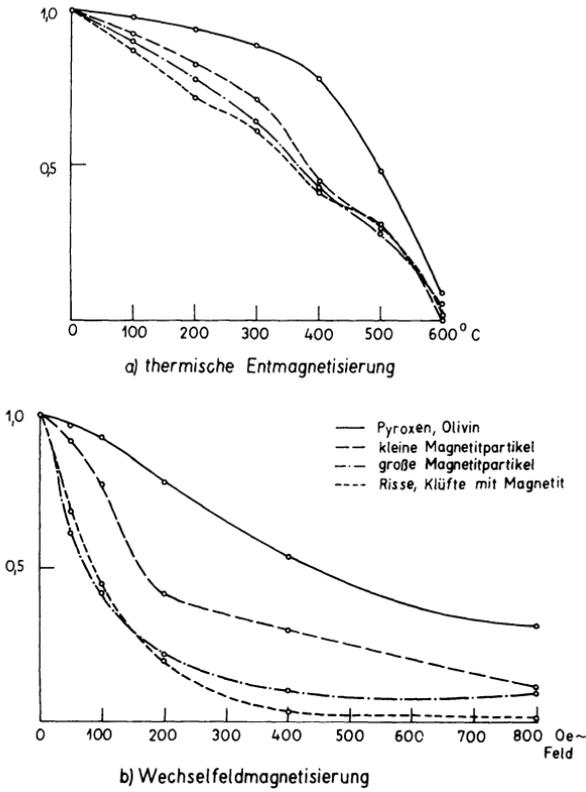


Abb. 5: Entmagnetisierungskurven, Mittelwerte von ausgewählten Proben.  
 Fig. 5: Curves of demagnetization, mean values of special samples.

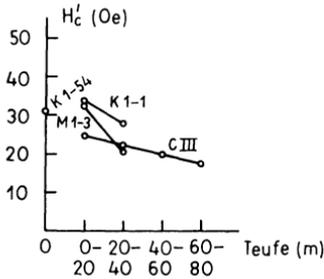


Abb. 6: Mittelwerte von  $H'_c$  in Abhängigkeit von der Teufe.  
 Fig. 6: Mean values of  $H'_c$  as function of the depth.

Magnetisierung. Die Stabilität ist geringer und nimmt mit zunehmender Partikelgröße ab. Das gleiche Bild bietet Abb. 5b, die Wechselfeldmagnetisierung. Auch hier liegt die Entmagnetisierungskurve der pyroxen- und olivinhaltigen Proben am höchsten, und mit zunehmender Partikelgröße nimmt die Stabilität ab.

Auf Grund dieser Zusammenhänge kann auch die Stabilität der Remanenzen geklärt werden (Abb. 6). Faßt man nämlich die Stabilitätswerte für einzelne, etwa 20 m große Teufenintervalle zu einem Mittelwert zusammen, so zeigt sich eine Abhängigkeit der Stabilität von der Teufe. In Abb. 6 wird die Abhängigkeit der  $H_c'$ -Werte von der Teufe gezeigt, die Stabilität gegen Wechselfeld- und thermische Entmagnetisierungen verhält sich ähnlich. Die Proben der Bohrkern M 1—3, K 1—1 und C III wurden jeweils zu Gruppen der Teufe von 0 bis 20 m, 20 bis 40 m, 40 bis 60 m und 60 bis 80 m

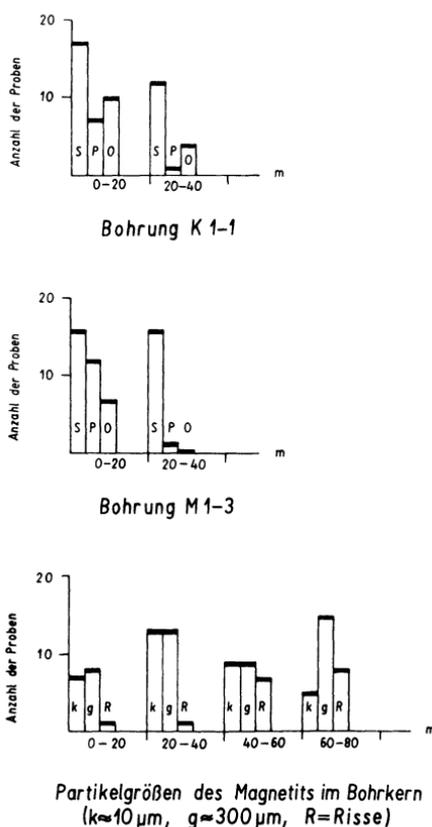


Abb. 7: Relikte von Pyroxenen und Olivinen im Serpentin der Bohrung K 1—1 und M 1—3. Partikelgrößen des Magnetits der Bohrung C III.

Fig. 7: Relictic pyroxene and olivine in serpentinite of the drill holes K 1—1 and M 1—3. Size of particles of magnetite from the drill hole C III.

zusammengefaßt und der mittlere  $H'_c$ -Wert aufgetragen. Es ist zu erkennen, daß im oberen Bereich der Bohrungen K 1—1 und M 1—3 (d. h. 0—20 m) der mittlere  $H'_c$ -Wert höher liegt und daß er im unteren Bereich (20—40 m) beachtlich abnimmt. Für die Bohrung C III liegen die mittleren  $H'_c$ -Werte allgemein etwas niedriger und nehmen kontinuierlich mit der Teufe ab. Um dieses Verhalten auf den Mineralbestand zurückführen zu können, wurde von allen Proben ein Dünnschliff angefertigt und hinsichtlich des Mineralbestandes und der Größe der Magnetitpartikel untersucht. Dabei konnten zwei wesentliche Feststellungen getroffen werden, die dieses magnetische Verhalten erklären können (Abb. 7). Im oberen Teil der Abb. 7 ist in Form eines Blockdiagramms das Auftreten von Relikten von Pyroxenen und Olivinen im Serpentin der Bohrung K 1—1 in Abhängigkeit von den zwei Teufenintervallen 0—20 m und 20—40 m dargestellt. Es ist zu erkennen, daß im oberen Bereich von 0—20 m bezüglich der Gesamtzahl der Proben verhältnismäßig viel Proben mit Relikten von Pyroxenen und Olivinen enthalten sind; es enthalten also etwa 50% der Serpentine thermoremanente Anteile der Magnetisierung, deren Stabilität größer sein muß. Im unteren Bereich der Bohrung K 1—1 treten dagegen weniger häufig Relikte von Pyroxenen und Olivinen auf, und die Stabilität der jetzt überwiegenden chemischen Remanenz muß demgemäß wesentlich geringer sein. Die gleiche Mineralzusammensetzung zeigt die Bohrung M 1—3 (Abb. 7 Mitte). Auch hier kann die Abnahme der Stabilität mit der Abnahme der thermoremanenten Magnetisierungsanteile begründet werden. Die Bohrung C III enthält vorwiegend Serpentin, dessen chemische Remanenz ohnehin geringere Stabilität aufweist (Abb. 7 unten). Wenn man die Größen der Magnetitpartikel grob in die Bereiche klein  $\approx 10 \mu\text{m}$ , groß  $\approx 300 \mu\text{m}$  und  $R$  = Risse und Klüfte einteilt, so folgt aus der Verteilung der Partikelgrößen auf die Teufenbereiche 0—20 m, 20—40 m, 40 bis 60 m und 60—80 m, daß mit zunehmender Teufe die kleinen Magnetitpartikel abnehmen und die großen Magnetitpartikel sowie die Risse zunehmen. Das wird besonders in den beiden unteren Teufenbereichen deutlich. Mit der Zunahme der Größe der Magnetitpartikel erklärt sich dann die Abnahme der magnetischen Stabilität.

Abschließend kann man nach dem Gesagten feststellen, daß auch bei komplizierten magnetischen Verhältnissen bei einer komplexen Betrachtung, d. h. bei Zuhilfenahme geologischer, mineralogischer, strukturphysikalischer und labormagnetischer Aussagen, eine Deutung der magnetischen Ergebnisse möglich ist.

Diese Arbeit wurde im Geomagnetischen Institut, Potsdam, Telegraphenberg, angefertigt.

Das vorliegende Material entstammt meiner Dissertation: „Gesteinsmagnetische Komplexuntersuchungen an Serpentiniten des Sächsischen Granulitgebirges“<sup>1)</sup>.

Ich möchte es nicht versäumen, an dieser Stelle meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. G. FANSELAU, den Herren Dr. habil. Dr.-Ing. F. FRÖLICH, Dr. habil. H. STILLER sowie allen Mitarbeitern des Geomagnetischen Institutes Potsdam meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

<sup>1)</sup> Mat.-Nat. Fakultät der Karl-Marx-Universität Leipzig, 1965.

### Literatur

- BLACKETT, P. M. S.: A Negativ Experiment relating to magnetism and the earth's rotation. Phil. Trans. A 245, S. 309, 1952.
- HAIGH, G.: The Process of Magnetization by chemical change. Phil. Mag. 3, S. 267, 1958.
- JUBELT, R., und R. LAUTERBACH: Die Metabasitkörper des südwestlichen Sächsischen Granulitgebirges. Geologie 3, S. 773, 1954.
- KOBAYASHI, K.: An Experimental Demonstration of the Production of chemical remanent Magnetization with Cu-Co-Alloy. Journ. Geomag. Geoelec. 12, S. 148, 1960/61.
- , —: Chemical Remanent Magnetization of ferromagnetic minerals an its application to rockmagnetism. Journ. Geomag. Geoelec. 10, S. 99, 1959.
- KORICH, D.: Erzminerale in den Serpentiniten des südwestlichen Sächsischen Granulitgebirges. Dipl.-Arbeit Min.-Petrogr. Inst. Univ. Halle, Juli 1962.
- , —: Erzmikroskopische Beobachtungen an Serpentiniten des südwestlichen Sächsischen Granulitgebirges. Geologie 1, S. 26, 1964.
- LAUTERBACH, R.: Mikromagnetik — ein Hilfsmittel geologischer Erkundung. Wiss. Z. Karl-Marx-Univ. Leipzig, Math.-Nat.-Reihe 3, 1953/54.
- LAUTERBACH, R., I. MICHAEL und R. WENDLER: Studien zur petromagnetischen Substanz- und Strukturanalyse. Geologie und Geophysik, Leipzig 1957.
- PETROVA, G. N.: Methoden zur Bestimmung der geomagnetischen Stabilität (russ.). Izv. Akad. Nauk, SSSR, Ser. Geof. 11, S. 1585, 1961.
- POUILLARD, E.: Ann. Chimie 5, S. 164, 1950.
- STILLER, H., F. FRÖLICH und F. CH. WAGNER: Thermomagnetic Analysis of Magnetite Parts of Serpentine Samples and Results of other Investigations. Geofisica Pura e Applicata 49, S. 129—136, 1961.

# Über atlantische und tropische Gewitter

Von R. MÜHLEISEN, Weißenau<sup>1)</sup>

Eingegangen am 10. Februar 1967

*Zusammenfassung:* Während der ersten Etappe der Atlantischen Expedition 1965 des deutschen Forschungsschiffes „Meteor“ und beim anschließenden Besuch einiger Länder Westafrikas wurden Gewitter beobachtet, die in allen Fällen von Gewittern mittlerer Breiten verschieden waren. Ihre Höhenausdehnung, der am Boden beobachtete Niederschlag und die Blitzhäufigkeit waren sehr unterschiedlich und nahmen Extremwerte in jeder Richtung ein. An Hand dieser Erfahrungen und der verfügbaren Information über ozeanische und tropische Gewitter werden im folgenden die Probleme der Entstehung der Gewitterelektrizität beleuchtet und die Fragen des tageszeitlichen Verlaufs der Gewitter und der Blitzentladungen diskutiert.

*Summary:* Some particular features of thunderstorms are described which were observed during the Atlantic expedition 1965 of the German research vessel "Meteor" and during a stay in some countries of West Africa. These thunderstorms were different from those in middle latitudes in all cases. Their height extension, the precipitation intensity on the ground and the frequency of lightnings varied considerably and showed extreme qualities. Derived from these experiences and from the information about oceanic and tropical storms the problems of the charge generation and the diurnal course of the thunderstorms and the lightning discharges are taken into consideration.

## I. Einleitung

Sehr wenig ist über tropische Gewitter und über solche auf den Meeren bekannt. Da jedoch die ersteren als die intensivsten betrachtet werden, wenn man an den Wasserumsatz, die vertikale Erstreckung und die elektrische Aktivität denkt, und da hinsichtlich der zweiten bedacht werden muß, daß die Meeresoberfläche  $\frac{3}{4}$  der gesamten Erdoberfläche einnimmt, ist es für viele Probleme wichtig, gerade die Gewitter in den Tropen und über den Meeren genauer zu kennen. Als Beispiel diene das luftelektrische Feld in den Schönwettergebieten, welches durch die Ladungstrennung in den Gewittern aufrechterhalten wird. Die Intensität der elektrischen Strömung in dem Stromkreis Gewitterkopf — Ionosphäre — untere Atmosphäre — Erdoberfläche — Gewitterbasis hängt sowohl von der Gesamtzahl wie von der elektrischen Aktivität der Gewitter ab. Deshalb werden vor allem die tropischen Gewitter — vielleicht aber auch die ozeanischen — eine mehr oder weniger große Rolle spielen. Das Maß ist noch unbekannt.

Vom Standpunkt der Lufterktrizität ist noch ein zweites Problem ungelöst: die Ursache und der physikalische Vorgang bei der elektrischen Ladungstrennung an den Wolkelementen im Gewitter. Alle Hypothesen zur Erklärung der elektrischen

---

<sup>1)</sup> Prof. Dr. R. MÜHLEISEN, Astronomisches Institut der Universität Tübingen, Außenstelle Weißenau, 7981 Weißenau/Württ.

Ladungsverteilung sind an die Verhältnisse und Beobachtungsergebnisse von Gewittern der mittleren Breiten angepaßt. Sollten die Gewitter in den anderen Bereichen der Erde ganz anders aufgebaut sein und ablaufen, dann wären dazu u. U. neue Hypothesen für die Ladungstrennung notwendig.

Aus all diesen Gründen soll über die Beobachtungen aus dem Jahre 1965 berichtet werden, obwohl es sich nur um zufällige Begegnungen mit Gewittern in einer begrenzten Zeitspanne handelt und diese keineswegs ein abgeschlossenes Bild der Gewittertypen in den Tropen und schon gar nicht über dem Atlantik zu liefern vermögen. Die eigenen Beobachtungen werden dann mit denen anderer Autoren und der bisher bekanntgewordenen Gewitterstatistik in Beziehung gesetzt.

## II. Reiseverlauf und Ziele (Abb. 1)

Der Verfasser verließ mit dem deutschen Forschungsschiff „Meteor“ am 10. 8. 1965 Hamburg; das Schiff passierte die Azoren-Inseln am 17. 8. 1965 und lief dann nahe dem 30. Längengrad nach Süden bis 8 Grad Süd. Durch ozeanographische Stationen und andere Meßprogramme und durch längere Aufenthalte in Äquatornähe dauerte dieser erste Fahrtabschnitt bis zum 8. 9. 1965, wo in Recife (Brasilien) angelegt wurde.

Während der Reise konnte ich folgendes Meß- und Beobachtungsprogramm abwickeln:

- a) Beobachtungen und Peilungen von Blitzsignalen (Sferiks) mit dem Sferiksweiler auf der Frequenz 10 kHz;
- b) zeitweise Sferikszählungen mit variabler Impulsschwelle;
- c) 25 Ballonaufstiege zur Messung des luftelektrischen Feldes in Funktion der Höhe und der geographischen Breite;
- d) Dauerregistrierung des luftelektrischen Feldes an Bord zur Untersuchung der kurzperiodischen Schwankungen, des Tagesganges und eines eventuellen Breiteneffekts, ferner des Verlaufs bei Schauer und Gewitter;
- e) gelegentliche Registrierung der Kleinionenkonzentration und der elektrischen Raumladungsdichte;
- f) Beobachtungen von Schauer- und Gewitterwolken im Selenia-Wetterradargerät wurden von der Gruppe des Instituts für Physik der Atmosphäre der DVL, München-Riem unter Leitung von Herrn Prof. H. G. MÜLLER vorgenommen. Die Ergebnisse standen so ebenfalls zur Verfügung.

Über die Resultate dieser luftelektrischen Arbeiten auf dem Forschungsschiff „Meteor“ wird ausführlich in den „METEOR-Forschungsergebnissen“ (Verlag Borntraeger, Berlin) berichtet werden.

Der zweite Teil der Reise führte nach Westafrika und diente der ersten Orientierung über tropische Gewitter an Ort und Stelle. Am 11. 9. 1965 erreichte ich nach einer Zwischenlandung in Dakar die Hauptstadt von Sierra Leone: Freetown. Vier Tage war ich Gast am Fourah Bay College, einer von beiden Universitäten in Sierra Leone. Am 14. 9. 1965 setzte ich die Reise fort und erreichte nach Übernachtungen in

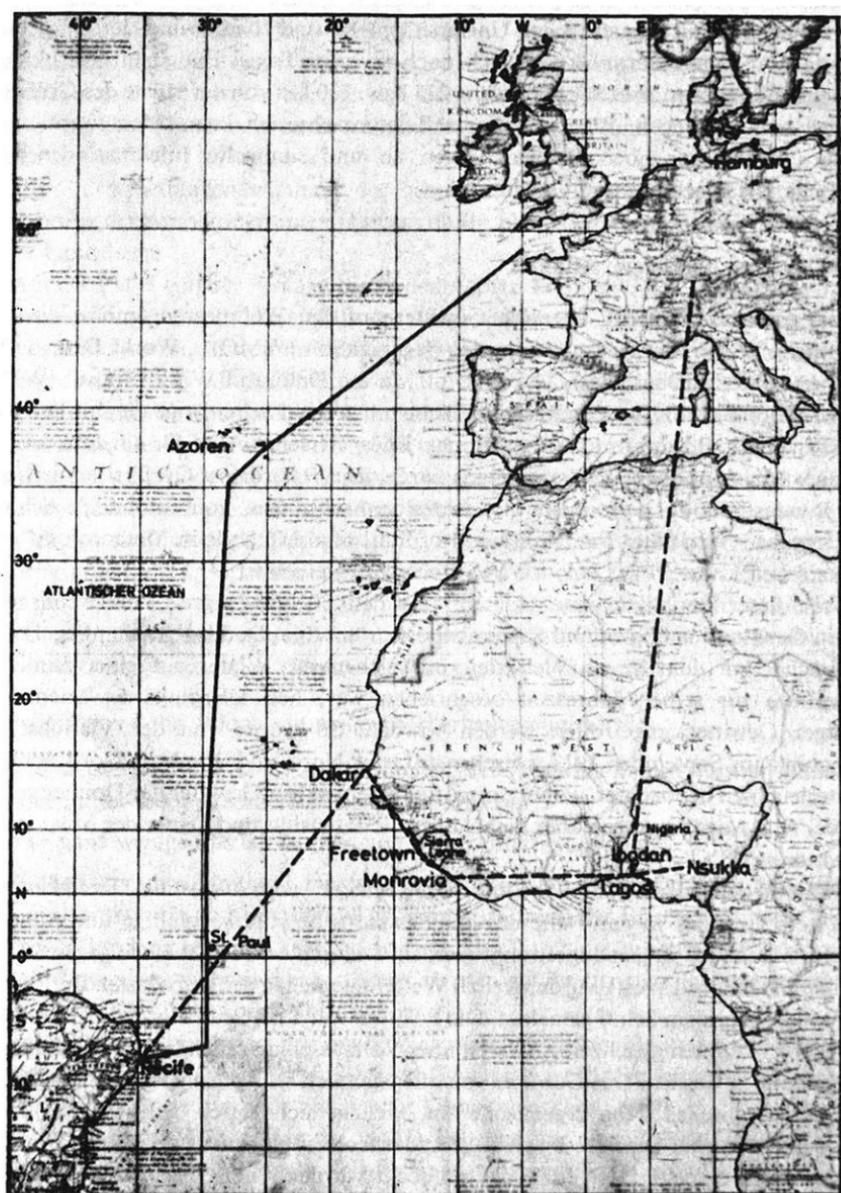


Abb. 1: Reiseverlauf mit FS „Meteor“ und --- Rückflug

Fig. 1: Route of the research vessel "Meteor" and --- flight

Monrovia (Liberia) und in Lagos (Nigeria) die Hauptstadt von Westnigeria: Ibadan. Der Aufenthalt mit Besuchen der Universitäten Ife und Ibadan und der Umgebung dauerte fünf Tage. Darauf konnte ich noch an zwei Tagen Enugu und Nsukka in Ostnigeria besuchen, zwei Städte, welche 225 bzw. 300 km von der Küste des Golfs von Guinea entfernt liegen. Während dieser Reise machte ich keine Messungen mehr, sondern stellte nur noch Beobachtungen an und sammelte Informationen über tropische Niederschläge und Gewitter.

### III. Gewitter über dem Atlantik

Eine wertvolle Statistik über die Gewitter auf den Weltmeeren enthält die Veröffentlichung der World Meteorological Organization (WMO): „World Distribution of Thunderstorm Days, Part 2: Tables of Marine Data and World Maps“ [WMO/OMM 1956]. Sie gibt für jede Rechteckfläche mit 5 Grad Seitenlänge die mittlere Zahl von Tagen mit Gewittern für jeden Monat, jedes Vierteljahr und für ein Jahr an. Die Daten wurden aus Schiffsbeobachtungen durch den Wetterdienst Großbritanniens und der Bundesrepublik gewonnen. Die Einzelbeobachtungen von fahrenden Schiffen wurden dazu nach einer im „Handbook of Statistical Methods in Meteorology“ von BROOKS und CARRUTHERS entwickelten Formel umgerechnet.

Nach dieser Statistik konnte „Meteor“ auf dem 30. Längengrad West wenig mehr als ein Gewitter im August und September erwarten. Eine Durchsicht alter Segelschiffstagebücher vor dem Ersten Weltkrieg, in welchen das Wetter auf einer ähnlichen Reiseroute zur selben Jahreszeit beschrieben war, ließ allerdings erwarten, daß häufiger Gewitter angetroffen werden würden. So wurde von der Viermastbark „Pinguin“ im September 1913 zwischen 6 Grad Nord und 30 Grad Nord achtmal Wetterleuchten beobachtet, wobei einmal aus einem nahen Gewitter der Donner gehört wurde. Alle Angaben sagen aber nichts über die Intensität und Dauer der ozeanischen Gewitter aus.

Während der Atlantischen Expedition der „Meteor“ vom August bis Dezember 1965 fand kein Gewitter in der Nähe des Schiffes statt, obwohl sorgfältige und ununterbrochene Beobachtungen angestrengt wurden. Lediglich am 23. 8. 1965, gegen 19 Uhr Schiffszeit (30 Grad West) wurde viermal Wetterleuchten in der geschätzten Entfernung von 150 km vor dem Schiff gemeldet. Die Position war 11,5 Grad Nord, 30 Grad West. Die Sferiks konnten gleichzeitig als weit über Vollausschlag gehende Impulse am Peiler aufgenommen werden. Das Gewitter von offensichtlich sehr geringer Intensität gehörte der innertropischen Konvergenzzone an, welche sich durch gelegentliche kurze Schauer bemerkbar machte. Nach den Radarbeobachtungen dieser Nacht war kein Radarecho mit mehr als 7 km Höhe entdeckt worden. Meist lagen die Höhen der Echos unter 4 km. Aus den Sferikspeilungen dieser Nacht läßt sich ableiten, daß noch einige wenige Gewitter in Entfernungen über 200 km, jedoch auf See, in Gang waren. Um 18.30 Uhr und um 20 Uhr waren noch einige starke Sferiksimpulse in Richtung Nordnordost empfangen worden.

Wenn man es wagt, aus diesen wenigen Ereignissen einen Schluß auf die Gewittertätigkeit auf dem Atlantischen Ozean zu ziehen, dann läßt sich wohl mit allem Vorbehalt sagen, daß diese Gewitter der innertropischen Konvergenzzone nicht nur äußerst selten, sondern auch wenig energiereich sind, nur kurze Zeit dauern und wenig Blitze hervorbringen. Diese Annahme steht nicht im Widerspruch zu Schilderungen aus anderen Quellen.

Die Sferikspeilungen während der gesamten Expedition lieferten durch die Beobachtung der Amplituden einen Hinweis dafür, ob das Ursprungsgebiet über See oder über Land liegt.

Auf der Fahrt von der Biskaya bis zu den Azoren konnten Sferiks vom europäischen Kontinent angepeilt und mit Hilfe der aufgenommenen Bodenwetterkarten mit eingetragenen Gewitterherden in Verbindung gebracht werden. Auf diese Weise gelang eine grobe Eichung für die Impulsamplituden am Sferikspeiler hinsichtlich der Entfernung  $r$  zum Ursprung. Diese kann nur mit großer Vorsicht für die Sferiks von ozeanischen Gewittern verwendet werden, weil über deren Intensität nichts bekannt ist. Da die Amplitude der Sferikssignale in erster Näherung proportional  $1/r$  abfällt, ist eine Unterscheidung zwischen nahen schwachen Blitzen und fernen, jedoch intensiven Blitzen nicht möglich. Deshalb ist die Auswertung der Sferiksbeobachtungen sehr schwierig. Erst die Doppelanschnitte durch Peilungen vom Schiff und von Süddeutschland aus, welche zu vereinbarten Terminen durchgeführt wurden, werden es erlauben, die Ursprungsorte zu ermitteln und dann etwas über die Intensität der Sferiksquellen auf dem Ozean auszusagen. Diese Auswertung ist im Gange.

Schon jetzt kann jedoch mit einiger Sicherheit gesagt werden:

1. Die meisten der auf dem Atlantik beobachteten Sferiks kamen vom afrikanischen oder mittel- oder südamerikanischen Kontinent.
2. Nur ganz wenige Sferiks können von Seegewittern stammen.
3. Südlich von Neufundland scheint im Spätsommer eine vergleichsweise stärkere Gewitteraktivität zu herrschen, welche sich (während der Beobachtungszeit) immer wieder durch einige Sferiks bemerkbar machte. Durch die laufende Veränderung der Schiffsposition war es möglich, dieses Gebiet ungefähr zu orten. Es muß um 45 Grad West und 30 bis 40 Grad Nord liegen.  
Die WMO-Karten weisen für ein Gebiet zwischen 30 bis 40 Grad Nord und 60 bis 75 Grad West für August mehr als fünf Gewittertage, für September im Mittel etwa vier Gewittertage aus. Für ein zweites Gebiet zwischen 25 bis 35 Grad Nord und 45 bis 55 Grad West weisen die WMO-Tabellen nur ein bis zwei Gewittertage für August, jedoch fünf und mehr Gewittertage im September aus. Die Sferikspeilungen an Bord werden es ermöglichen, etwas über die Häufigkeit der Blitze aus diesen Gewittern und über ihren tageszeitlichen Gang auszusagen.
4. Eine vorläufige Auswertung ergibt eine gleichmäßige Verteilung dieser Seegewitter über die Tageszeiten und eine geringe Blitzhäufigkeit.

#### IV. Gewitter in Sierra Leone (Westafrika)

Sierra Leone gehört nach den Tabellen und Diagrammen der WMO: „World Distribution of Thunderstorm Days, Part 1: Tables“ [WMO/OMM 1953] zu den Ländern der Erde, welche die größte Anzahl von Gewittertagen im Jahr haben. Der Ort Daru im Innern des Landes weist z. B. 185 und der Ort Bo 190 Gewittertage im Jahr auf. Für die Verteilung der Gewitter über die Monate ist es charakteristisch, daß zwei klar getrennte Maxima im Jahresgang vorhanden sind. Das erste Maximum erstreckt sich über die Monate Mai bis Juni, das zweite liegt im Oktober. Diese Maxima sind nicht synchron mit dem Jahresgang der Niederschlagstätigkeit. Die Regenzeit beginnt im April/Mai und endet im Oktober; sie hat ihr Niederschlagsmaximum in der Mitte, nämlich im Juli oder August. In Sierra Leone liegt das erste Gewittermaximum vor dem Maximum der Niederschlagstätigkeit, während das zweite Gewittermaximum erst am Ende der Regenzeit auftritt. Die Niederschlagsmengen betragen zwischen zwei und fünf Meter pro Jahr. PORTIG [1963] versucht diese Unterschiede im Jahresgang des Niederschlags bzw. der Gewittertage zu erklären.

Ein erstes intensives Studium der Gewitter und der Blitzhäufigkeit in Sierra Leone betrieb NICHOLL [1965] in den Jahren 1963 und 1964. Er wertete die Gewitterbeobachtungen von 39 Stationen aus und richtete dazu noch an acht Stationen Blitzzähler ein. Diese Zähler vom Typ ERA sollten eine mittlere Reichweite von 20 Meilen haben. Leider zeigte sich am Ende der Arbeit, daß die Empfindlichkeit der Zähler erheblich von der Temperatur abhing, so daß die Blitzzählungen bei Nacht und am frühen Morgen wahrscheinlich zu niedrig ausgefallen sind.

NICHOLL konnte zeigen, daß die Zahl der Gewittertage im Jahresgang zunächst an den küstenfernen Stationen ansteigt und schon im März, also zu Beginn der Regenzeit, ein erstes Maximum erreicht. Im übrigen deckt sich der Jahresverlauf an den Inlandstationen mit dem an den Küstenstationen, wobei allerdings zwischen beiden ein Gebiet mit geringerer Häufigkeit von Gewittertagen liegt. Der tägliche Gang der Gewitter ist charakterisiert durch geringe Häufigkeit in der ersten Tageshälfte. Dann nimmt die Gewitterhäufigkeit gegen 13 Uhr Ortszeit stark zu und erreicht je nach Jahreszeit das Maximum zwischen 18 und 21 Uhr. Es sieht aber so aus, als ob der aus Gewitterbeobachtungen abgeleitete Tagesgang von der eingeschränkten Beobachtungstätigkeit bei Nacht herrührt. Die Blitzzähler in Freetown weisen nämlich auch Maxima zwischen 02 und 03 Uhr nachts neben den Maxima zwischen 20 und 23 Uhr auf, und dies trotz der geringeren Empfindlichkeit bei niedrigeren Gerätetemperaturen.

Für Sierra Leone ergeben sich nach der Arbeit von NICHOLL also ebenfalls zwei Gewittermaxima im Jahresgang, nämlich Mai/Juni und Oktober mit 20 bis 25 Gewittern pro Monat, und zwei Minima, nämlich Dezember/Januar mit  $\geq 5$  und August mit 5 bis 10 Gewittertagen im Monat. Im Tagesgang heben sich die Nachmittags- und Abendstunden stark heraus, wobei noch unsicher ist, ob nicht die Nachtstunden um 03 Uhr ebenfalls häufig mit Gewittern belegt sind.

Die eigenen Gewittererlebnisse in Sierra Leone sind auf zwei Fälle beschränkt. Der Auszug aus meinen Aufzeichnungen besagt:

|             |                     |   |
|-------------|---------------------|---|
| 11. 9. 1965 | 11.00 h             | Ankunft;  |
| 12. 9.      | 22.00 h             | Wetterleuchten 100 km landeinwärts von zwei Gewitterzentren;  |
| 13. 9.      | 07.00 h bis 08.00 h | kräftiger Schauer ohne Blitze und Donner;   |
|             | 17.00 h             | mehrmals Donner aus niedrigen Cumulonimben, keine Blitze erkennbar und kein Starkniederschlag sichtbar; |
| 14. 9.      | 15.00 h             | Abflug.   |

## V. Gewitter in Nigeria

Das statistische Material über Gewitter in Nigeria ist weit umfangreicher als für andere afrikanische Länder. Deshalb läßt sich schon daraus manche interessante Einzelheit über den Jahresgang der Häufigkeit der Gewittertage gewinnen: Ähnlich wie in Sierra Leone haben weite Gebiete in Nigeria zwei Maxima der Gewitterhäufigkeit, nämlich April/Mai und Oktober. Diese Verteilung ist deutlich ausgeprägt in der Nähe der Küste. Im mittleren Nigeria rücken die beiden Maxima näher zusammen und liegen im Juni und September. In den nördlichsten Gebieten gibt es dann nur noch ein Maximum meist im Juli oder August (s. Tabelle). Die Zahl der Gewittertage im Jahr ist am höchsten in ca. 100 bis 200 km Entfernung von der Küste. Sie kann dort mehr als 200 betragen. Nordwärts fällt sie rasch auf etwa 130 Tage und im Savannengebiet auf 70 bis 80 Tage ab.

Die Niederschläge erreichen in Küstennähe ihr Maximum und nehmen landeinwärts ab. Die Menge des Niederschlags und die jahreszeitliche Verteilung ist ebenfalls sehr ähnlich der in Sierra Leone. Es gibt eine Regenzeit mit dem Maximum des monatlichen Niederschlags im Juli oder August und eine Trockenzeit, wenn der heiße und trockene Saharawind, der „Harmattan“ weht.

Tabelle: Mittlerer Jahresverlauf der Gewitter in Nigeria.

Table: Mean annual variation of thunderstorms at 10 stations in Nigeria from South to North.

| Ort:    | nördl. Breite | Jahrbreite (ca.) | Monate |    |     |    |    |    |     |      |    |    |    |     |  |  |  |
|---------|---------------|------------------|--------|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-----|--|--|--|
|         |               |                  | I      | II | III | IV | V  | VI | VII | VIII | IX | X  | XI | XII |  |  |  |
| Katsina | 13°           | 78               |        |    |     |    | 12 | 13 | 16  | 15   | 15 | 6  |    |     |  |  |  |
| Kano    | 12°           | 82               |        |    |     | 2  | 11 | 15 | 17  | 19   | 16 | 2  |    |     |  |  |  |
| Yelwa   | 11°           | 123              |        |    | 1   | 8  | 13 | 19 | 20  | 20   | 25 | 15 | 1  |     |  |  |  |
| Jos     | 10°           | 139              |        | 1  | 2   | 12 | 23 | 25 | 26  | 18   | 20 | 9  | 1  |     |  |  |  |
| Ilorin  | 9°            | 136              | 1      | 5  | 8   | 18 | 15 | 21 | 12  | 9    | 17 | 21 | 7  | 1   |  |  |  |
| Lokoja  | 8°            | 130              | 1      | 4  | 8   | 13 | 16 | 17 | 13  | 11   | 20 | 20 | 6  | 1   |  |  |  |
| Ondo    | 7°            | 146              | 2      | 8  | 15  | 20 | 19 | 19 | 9   | 5    | 12 | 22 | 13 | 3   |  |  |  |
| Mamfe   | 6°            | 201              | 6      | 6  | 21  | 26 | 30 | 25 | 13  | 10   | 20 | 27 | 16 | 1   |  |  |  |
| Calabar | 5°            | 216              | 11     | 11 | 19  | 25 | 25 | 23 | 15  | 9    | 18 | 25 | 23 | 11  |  |  |  |
| Tiko    | 4°            | 181              | 10     | 10 | 19  | 24 | 23 | 21 | 12  | 3    | 14 | 22 | 15 | 8   |  |  |  |

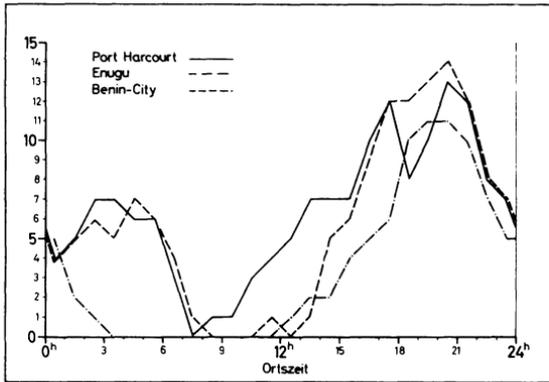


Abb. 2: Tagesgang der Gewitter (Anzahl der Stunden mit Gewitter) an drei Orten in Nigeria im April 1966.

Fig. 2: Diurnal variation of thunderstorms (number of hours with storms) at 3 places in Nigeria in April 1966.

Auf meine Anregung hin wurden an mehreren Stellen statistische Erhebungen der Gewitterzahl und der Blitzzahl in Funktion der Tageszeit zusammen mit Niederschlagsbeobachtungen angestellt. Das bemerkenswerte Ergebnis der ersten Liste von Port Harcourt, Benin und Enugu ist der tageszeitliche Verlauf im April 1966 (Abb. 2):

die Häufigkeit der Gewitter bei Nacht ist viel größer als bei Tage, ganz entsprechend der Beobachtung von NICHOLL in Sierra Leone;

die Gesamtzahlen sind höher als die mittleren Werte nach der WMO-Statistik.

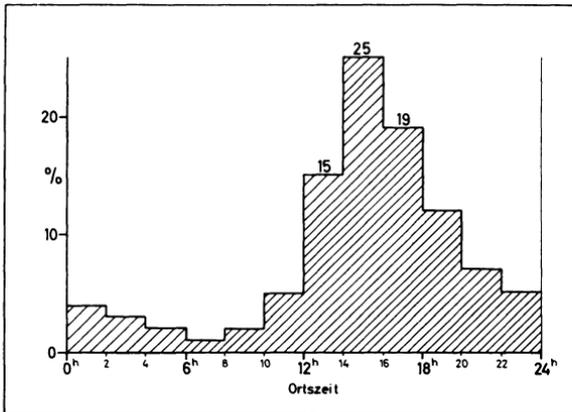


Abb. 3: Mittlerer Tagesgang der Häufigkeit der Gewitter nach Ortszeit, wie er von WHIPPLE 1929 zur Ermittlung der globalen Gewitteraktivität benutzt wurde.

Fig. 3: Mean diurnal variation of thunderstorms as a function of local time, used by WHIPPLE 1929 in his theoretical calculation of the course of the global thunderstorm activity.

Diese Ergebnisse dürfen vorläufig nur mit Vorbehalt verallgemeinert werden, da die Beobachtungen erst beginnen. Jedoch hat auch u. a. KRUMM [1962] nach dem ihm bekannten Beobachtungsmaterial von Stanleyville (Kongo) auf das starke Nachtmaximum hingewiesen. Es ist deshalb ratsam, den Tagesgang an vielen Orten mit großer Gewitterhäufigkeit zu prüfen. Damit könnte nachgewiesen werden, ob der von WHIPPLE [1929] zur Ermittlung des Tagesganges der globalen Gewitteraktivität verwendete örtliche Tagesgang der Gewitterhäufigkeit (Abb. 3) für die Masse der Gewitter auf der Erde zutrifft oder ob nicht mit einer vermehrten Zahl von Nachtgewittern gerechnet werden muß.

Meine eigenen Beobachtungen während des achttägigen Aufenthalts sind auf wenige, jedoch bemerkenswert unterschiedliche Typen von Gewittern beschränkt. Die Einzelheiten gehen am besten aus den Tagebuchaufzeichnungen hervor:

#### Gewittererlebnisse in Nigeria:

14. 9. 1965 *Während des Fluges von Freetown nach Monrovia (Liberia)*

16.00 h einige Cumulonimben ohne Eisschirm (Amboß) beobachtet.

#### *Robertsfield (Liberia)*

14. 9. bis 17.00 h Regen, schwacher und mittelstarker Niederschlag wechselnd,

15. 9. 1965 09.00 h ohne Gewittererscheinung.

#### *Weiterflug über Accra nach Lagos*

ca. 14.00 h Cumuli und Cumulonimben ohne Eisschirm (geschätzte Höhe 6 bis 7 km), einige Schauer aus Cumuli ohne Amboß und Schirm (höchstens 6 km hoch).

16. 9. *Ibadan (West-Nigeria)*

Schönwetter;

17. 9. 18.00 h Donner, aber kein Cumulonimbus identifizierbar;

18.30 h Wetterleuchten im Nordosten;

19.00 h Wetterleuchten: Mehrzahl der Aufhellungen von Mehrfachblitzen (bis zu 7 Entladungen), große Blitzfrequenz;

21.00 h Nach Unterbrechung der Beobachtung: ca. 3 bis 5 Blitze, welche stark verästelte Wolkenblitze waren;

21.10 h Ende der Beobachtung, jedoch nicht des Wetterleuchtens;

18. 9. 17.00 h Cumulonimben im Nordosten beobachtet;

20.30 h (beobachtet bis 21.15 h): Wetterleuchten im Nordosten, seltener und schwächer als tags zuvor; einige Male ferner Donner hörbar.

19. 9. 1965 *Ibadan (West-Nigeria)* Fortsetzung

|                     |  |
|---------------------|--|
| 07.00 h             | Beginn eines mit Starkregen einsetzenden Schauers;   |
| 07.15 h             | Wolkenbruchartiger Niederschlag, Donner im Abstand von 2 Min.;   |
| 07.35 h             | Aufhellungen von Wolkenblitzen, Nachlassen des Starkregens;  |
| 07.35 h bis 08.32 h | Wolkenaufhellungen von durchwegs unsichtbaren Blitzen; Maximum des Donners ca. 08.00 h, Dauer des Donners bis zu 60 Sek. Geringste Zeitdifferenz zwischen Aufhellung und Donnerbeginn 8 Sek. |
| 08.00 h bis 09.50 h | mittelstarker Regen;   |
| 10.30 h             | Ende des Niederschlags.  |

20. 9. 1965 *Nsukka (Ost-Nigeria)*

|                     |   |
|---------------------|---|
| ab 21.50 h          | Donner hörbar;  |
| ab 22.00 h          | Aufhellungen alle 2 Sek., alle unter großem Erhöhungswinkel;  |
| bis 22.35 h         | kein Regen, dann einige Regentropfen;   |
| 22.37 h bis 22.39 h | zwei Erdblitz im Norden, ein- bis zweimal Erdblitz im Osten; außerdem alle 1 bis 2 Sek. starke Aufhellungen einer zweiten Welle, Nieselregen; |
| ab 22.40 h          | geringere Blitzfolge;   |
| 23.00 h             | starke Aufhellungen fast im Zenit, Donner erst nach 33 Sek.;  |
| 23.02 h             | weitere Aufhellung, Donner nach 38 Sek.;  |
| 23.03 h             | schwacher Niederschlag, zweite Blitzserie ist über den Beobachtungsort weggezogen, Donner erst nach 40 Sek.;                                  |
| ca. 23.10 h         | ein Blitz, vermutlich Erdblitz;   |
| 23.17 h             | ca. alle 10 bis 20 Sek. Aufhellungen;   |
| 23.30 h             | Ende der Beobachtung, vermutlich Gewitterende.  |

Zusammenfassung der *Besonderheiten der beobachteten Gewitter* und Diskussion:

1. *Häufigkeit und tageszeitliche Verteilung der vom 11. 9. bis 22. 9. 1965 beobachteten Gewitter:*

| Uhrzeit             | 00—03 | 03—06 | 06—12 | 12—15 | 15—18 | 18—21 | 21—24 | Summe |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Anzahl der Gewitter | ?     | 0     | 1     | 0     | 1     | 2     | 2     | 6     |

2. *Art der Gewitter:*

a) Die beobachteten Tropengewitter lassen keine Norm erkennen, sondern sind außerordentlich mannigfaltig in ihrer Intensität, im Niederschlag, in ihrem Blitzreichtum und ihrer Dauer.

b) Wenn ich nach den geringen Erfahrungen und nach den Erkundigungen bei Einheimischen wagen darf, einige Gewittertypen aufzustellen, dann die folgenden:

- α) Gewitter mit außerordentlich großer Blitzhäufigkeit, ca. 1 Blitz je Sekunde, meist Wolkenblitze in hohen Regionen der Cumulonimben, kein oder geringer Niederschlag am Boden;
- β) Gewitter mit ebenfalls großer Blitzhäufigkeit und Starkniederschlag am Boden;
- γ) Gewitter mit kleiner Blitzzahl und geringer Blitzfrequenz (1 Blitz je Minute und weniger), starker Niederschlag am Boden;
- δ) Gewitter mit einigen wenigen Donnerschlägen aus unbedeutend aussehenden Cumulonimben.

c) Nachtgewitter dauern länger und sind blitzreicher als Tagesgewitter. Man wird vielleicht nach den eigenen Beobachtungen und denen anderer Autoren [KRUMM 1962, NICHOLL 1965] das Gewittermaximum im Tagesgang vom Nachmittag in die Abend- oder sogar Nachtstunden verlegen müssen.

d) Es wurden Wolkenblitze nahe dem Zenit beobachtet, von welchen der Donner erst nach 33 und mehr Sekunden ankam, deren Blitzkanäle also 10 und mehr km entfernt und mindestens 8,5 km hoch gewesen sein mußten. Da diese Beobachtung in Nsukka mehrfach gemacht wurde, dürfte sie gesichert sein und bedeuten, daß die Prozesse der Elektrifizierung und Ladungstrennung im Gebiet von ca.  $-30^{\circ}\text{C}$  abgelaufen sein müssen, also wahrscheinlich nur unter Beteiligung von Eisteilchen.

Daß die meisten Entladungen in den Tropen aus Wolkenblitzen mit horizontaler Ausbreitung bestehen, wird immer wieder berichtet und wurde von mir ebenfalls beobachtet. Dies bedeutet, daß die Vektoren starker elektrischer Felder horizontal und die Zellen mit entgegengesetzter elektrischer Polarität vor allem nebeneinander liegen müssen, ein Umstand, welcher von den alten Elektrifizierungshypothesen bis jetzt kaum beachtet worden ist. Doch erscheint es im Augenblick noch zu früh, die verschiedenen Gewitterhypothesen daraufhin kritisch zu prüfen.

## VI. Schlußbemerkung

Mit dem vorliegenden Reisebericht wollte und konnte ich keine vollständige Übersicht über die Arten der atlantischen und Tropengewitter geben, sondern vor allem zur kritischen und exakten Beobachtung derselben anregen. Man kann die Diskussion der vorhandenen Gewitterhypothesen sowohl durch Versuche im Laboratorium als auch durch exakte Beobachtungen und Messungen befruchten. Ich hatte Gelegenheit, im Frühjahr 1964 Gewitter über dem Vulkan Surtsey südlich von Island, im Sommer 1965 über dem Atlantik in der innertropischen Konvergenzzone und ebenfalls im Sommer 1965 in Westafrika zu erleben. Es fällt schwer, die Elektrifizierungsprozesse

der verschiedenen Fälle in ein Schema zu pressen. Die vielfach geäußerte Vermutung, daß mehrere Prozesse in der Natur leistungsfähig genug sein müssen, um die für elektrische Entladungen notwendigen Ladungsmengen und Feldstärken zu erzeugen, wurde bekräftigt.

Besondere Beachtung verdient nach meiner Ansicht die Beobachtung der intensiven Entladungserscheinungen in den hohen und sehr kalten Partien der Tropengewitter; sie lassen sich vielleicht mit den Entladungen in den Wintergewittern der höheren Breiten vergleichen, welche fast gar nicht erforscht sind.

Zum Schluß wird noch der beobachtete Tagesgang der Gewitter und der Blitzentladungen in den Tropen in Zusammenhang mit dem Tagesgang des globalen luftelektrischen Stromkreises und mit dem elektromagnetischen Geräuschpegel, der durch die Sferiks erzeugt wird, gesehen werden müssen. Vielleicht muß man das Maximum der tropischen Gewittertätigkeit und Blitzhäufigkeit viel mehr in die erste Nachthälfte verlegen, worauf mehrere neue Arbeiten und meine eigenen Beobachtungen hinweisen. Unter diesen Gesichtspunkten sollte man nach einiger Zeit exakter Beobachtungen die Ansätze zu WHIPPLES Hypothese von den Ursachen des luftelektrischen Tagesganges überprüfen.

Sowohl die Teilnahme an der Atlantischen Expedition 1965 des Forschungsschiffes „Meteor“ als auch der Aufenthalt in Westafrika wurde durch Beihilfen der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglicht, für die ich mich auch an dieser Stelle bedanken möchte. Für die Übermittlung der Gewitterberichte aus Nigeria danke ich Herrn E. Bassej von der Universität Nsukka. Ebenfalls danke ich dem Seewetteramt Hamburg für die leihweise Überlassung eines PLATHschen Sferikspeilers und der Firma Plath, Hamburg, für dessen Ein- und Ausbau an Bord.

### Literatur

- KRUMM, H. CHR.: Der weltzeitliche Tagesgang der Gewitterhäufigkeit. *Zeitschr. f. Geophysik* 28, 85–104, 1962.
- NICHOLL, B.: Gewitter in Sierra Leone. M. Sc. Thesis (Doktor-Dissertation), University of Durham (GB), 1965.
- PORTIG, W. H.: Thunderstorm Frequency and Amount of Precipitation in the Tropics, Especially in the African and Indian Monsoon Regions. *Arch. Meteorol. Geoph. Biokl. B* 13, 21–36, 1963.
- SUCKSDORF, G. A.: Die Ergebnisse der Untersuchungen an tropischen Gewittern und einigen anderen tropischen Wettererscheinungen. *Gerl. Beitr. z. Geophys.* 55, 138–185, 1939.
- WHIPPLE, F. J. W.: On the association of the diurnal variation of electric potential gradient in fine weather with the distribution of thunderstorms over the globe. *Quart. Journ. Roy. Met. Soc.* 55, 1–17, 1929.
- WMO/OMM: World Distribution of Thunderstorm Days. — Part 1: Tables. WMO No. 21. TP. 6, World Meteorological Organisation, Genf 1953.
- WMO/OMM: World Distribution of Thunderstorm Days. — Part 2: Tables of Marine Data and World Maps. WMO No. 21. TP. 21, World Meteorological Organisation, Genf 1956.

## Kurzmitteilung

# Induktionspfeile über ideal horizontalen Schichtungen<sup>1)</sup>

Von R. TREUMANN, Potsdam<sup>2)</sup>

Eingegangen am 21. Oktober 1966

Das Auftreten von geomagnetischen Induktionspfeilen endlicher Länge über einem Gebiet der Erdoberfläche wird gewöhnlich als Hinweis auf das Vorhandensein eines — wenn auch nicht an derselben Stelle liegenden — horizontalen Leitfähigkeits-sprunges oder einer Inhomogenität des Untergrundes in  $\sigma$  angesehen [1]. Die Frage, ob auch über idealen horizontalen Schichtungen Induktionspfeile ermittelt werden können, läßt sich beantworten, wenn man die von PRICE [2] angegebene Lösung des Induktionsproblems für ein geschichtetes Medium zu Hilfe nimmt. Danach wird das Magnetfeld im Inneren des Leiters durch

$$\mathfrak{H} = -\frac{1}{i\omega} e^{i\omega t} \left[ \frac{\partial P}{\partial x} \frac{dZ}{dz} \mathbf{i} + \frac{\partial P}{\partial y} \frac{dZ}{dz} \mathbf{j} + \nu^2 Z P \mathbf{k} \right] \quad (1)$$

beschrieben. Der Parameter  $\nu$  kennzeichnet die horizontale und vertikale Inhomogenität des inzidierenden Feldes.

Bildet man die Verhältnisse der Vertikalkomponente  $H_z$  zu den beiden Horizontal-komponenten  $H_x$  und  $H_y$  des magnetischen Feldes an der Oberfläche  $z = 0$  und addiert die entstehenden Ausdrücke, so kann folgender lineare Zusammenhang zwischen  $H_x$ ,  $H_y$  und  $H_z$  konstruiert werden:

$$H_z = -\frac{\nu^2}{2 i\omega} I_0 \left( \frac{P}{\partial P / \partial x} H_x + \frac{P}{\partial P / \partial y} H_y \right). \quad (2)$$

Wie man unmittelbar sieht, sind

$$c_x = -(\nu^2 I_0 / 2 i\omega) \frac{P}{\partial P / \partial x}, \quad c_y = -(\nu^2 I_0 / 2 i\omega) \frac{P}{\partial P / \partial y} \quad (3)$$

die Komponenten eines aus (2) zu entnehmenden Induktionspfeils. Für homogene induzierende Felder ist dieser Null. Über größeren Gebieten sind jedoch die geo-

<sup>1)</sup> Mitteilung aus dem Geomagnetischen Institut der DAW, Potsdam, Nr. 234.

<sup>2)</sup> Dipl.-Phys. R. TREUMANN, Geomagnetisches Institut der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, × 15 Potsdam, Telegrafenberg.

magnetischen Variationsfelder inhomogen. Dann liefern auch ideal horizontale Schichtungen einen Beitrag zum Induktionspfeil. Aus (3) ist die Proportionalität seiner Komponenten zu der durch Division der orthogonalen Horizontalkomponenten des elektrischen und magnetischen Feldes an der Oberfläche entstehenden Oberflächenimpedanz  $I_0$  ersichtlich.

Das Verhältnis

$$\tan \varphi = c_y/c_x = (\partial P/\partial x)/(\partial P/\partial y) \quad (4)$$

gibt die Richtung des Induktionspfeiles an. Sie stimmt überein mit der Richtung des Horizontalfeldes gegen Ost. Für den Untergrund ist sie bedeutungslos.

Eine Entscheidung, ob der Induktionspfeil durch die Feldinhomogenität oder durch das Vorhandensein einer  $\sigma$ -Anomalie hervorgerufen wird, kann herbeigeführt werden, wenn man beachtet, daß über horizontal geschichteten Medien überall und für alle Frequenzen  $\omega$  die Bedingungen

$$|c_x| = \frac{1}{2} |H_z/H_x|, \quad |c_y| = \frac{1}{2} |H_z/H_y| \quad (5)$$

erfüllt sein müssen.

### Literatur

- [1] WIESE, H.: Geomagnetische Tiefentellurik. — Abh. Geom. Inst. Potsdam Nr. 36, 1—146, 1965.
- [2] PRICE, A. T.: The theory of magnetotelluric method when the source of field is considered. — J. Geoph. Res. 67, 1907—1918, 1962.

Briefe an den Herausgeber

## Ein Gerät zur Messung der Geschwindigkeit (Betrag und Richtung) des Grundwassers in einem Bohrloch

Von S. LORCH, Hannover<sup>1)</sup>

Eingegangen am 9. Juni 1967

Ein zum Schwimmer ausgebildeter zylindrischer Stab wird dem Grundwasserstrom ausgesetzt. Aus dem dabei zurückgelegten Weg und der hierfür benötigten Zeit kann die Grundwasserfließgeschwindigkeit im Bohrloch bestimmt werden. Im einzelnen geschieht folgendes:

Nach dem Einbringen des Meßgerätes in das Bohrloch wird der Schwimmer durch einen Elektromagneten längere Zeit in der Mitte eines zylindrisch geformten Meßraumes (Filterrohr) gehalten. Wenn die durch das Einbringen des Meßgerätes hervorgerufene Störung der natürlichen Grundwasserbewegung vorüber ist, wird der Schwimmer durch Abschalten des Magnetfeldes dem Grundwasserstrom überlassen. Hat der Schwimmer seine ihm vorgegebene Weglänge zurückgelegt, so wird er von einem die Endlage des Weges ständig abtastenden Lichtstrahl getroffen. Auf fotoelektrischem Wege zeigt der Schwimmer dann an, daß der Bewegungsvorgang beendet ist.

Die Geschwindigkeit des Grundwassers im Bohrloch läßt sich aus dem zurückgelegten Weg und der dafür benötigten Zeit ermitteln. Die Fließrichtung ergibt sich aus der ebenfalls fotoelektrisch ermittelten Schwimmerlage durch Vergleich mit einem eingebauten Kompaß. Beide Ergebnisse werden elektrisch über ein Kabel an das Registriergerät geliefert.

Eine besondere Vorrichtung sorgt dafür, daß die Messungen in einem Horizont automatisch beliebig oft wiederholt werden können, wobei lediglich der Schwimmer in seine Ausgangslage zurückgeholt wird. Bisherige experimentelle Untersuchungen im Labor und im Gelände haben ergeben, daß der Fehler bei der Richtungsangabe  $\pm 2^\circ$ , bei der Geschwindigkeitsangabe  $< 5\%$  beträgt.

---

<sup>1)</sup> Dr. SIEGFRIED LORCH, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus, Postfach 54.

Gegenüber anderen Verfahren ist dieses besonders zur Messung von Geschwindigkeiten  $< 10$  m/a geeignet.

Theoretische und experimentelle Betrachtungen des Bewegungsvorganges des Schwimmers haben ergeben, daß die Zeit des Beschleunigungsvorganges abhängig von der Grundwasserfließgeschwindigkeit ist. Die Theorie zeigt, daß bei Geschwindigkeiten von 10 m/a die Beschleunigungszeit zur Erreichung von 90% der Grundwasserfließgeschwindigkeit für den verwendeten Schwimmer ca. 75 min, bei 1 m/a ca. 95 min beträgt. Gegenüber der Gesamtmeßzeit sind diese Zeiten als klein anzusehen.

Das Gerät ist z. Z. für Meßtiefen bis ca. 100 m einsatzbereit.

Briefe an den Herausgeber

## A Method for Investigating the Elastic Anisotropy on Spherical Rock Samples

Von Z. PROS und V. BABUŠKA, Prag<sup>1)</sup>

Eingegangen am 21. April 1967

In studying the elastic parameters of rocks, it was found that the velocity of elastic waves is dependent on their direction of propagation, i.e. that the rocks are elastically anisotropic. A number of authors began systematic research into the elastic anisotropy of rocks at atmospheric as well as high pressures, mostly using F. BIRCH's method of measuring velocities of elastic waves in three mutually perpendicular directions [BIRCH 1960, 1961].

A more accurate picture of elastic anisotropy can be obtained by measuring the velocities of elastic waves in more directions, whether it be on samples in the shape of a polyhedral prism [GIESEL 1963], or in the shape of a polyhedron [BABUŠKA 1966]. Generally speaking, it is insufficient in anisotropy studies to determine the velocities in a few directions.

The authors are suggesting a method of investigating elastic anisotropy on spherical rock samples, which makes it possible to measure velocities of elastic waves in all directions, and excludes the choice of measuring directions at random. The apparatus suggested is capable of a continuous investigation of elastic anisotropy on specially orientated spheres with the help of a semi-automatic recorder of the travel time of an elastic pulse through sample. The sphere is rotated around its vertical axis; piezo-electric elements, a transmitter and a receiver, are located at opposite poles at the sphere's equator (Fig. 1). The axis of rotation is locked with the "X" axis of the "X — Y" recorder. The transit time of the elastic pulse through the sample is measured by the method of transmission [PROS and VANĚK 1960] on an electronic apparatus [PROS and CHALUPA 1966]. This apparatus is equipped with a system of fixed marks and a mobile time mark, giving a time resolution of 0.01  $\mu$ sec. In the course of the rotation of the sphere, the onset of the "first motion" of the elastic pulse, shown on the tube screen, is followed by the operator of the mobile time mark. An electric signal, proportional to the setting of the time mark, is transmitted to the "Y" axis of the "X — Y" recorder.

---

<sup>1)</sup> Geofyzikální ústav ČSAV, Praha 4 — Spořilov, ČSSR.

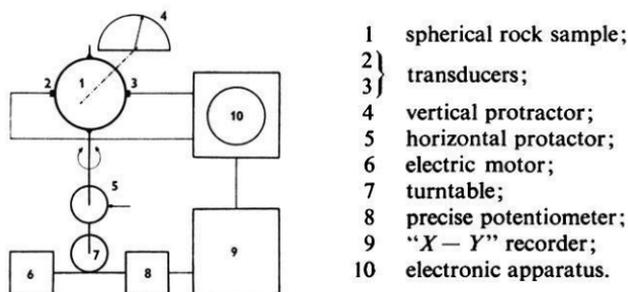


Fig. 1: Block diagram of equipment for measurement of elastic anisotropy on spherical samples.

The velocities of elastic waves are represented in SCHMIDT's projection in the form of isolines, and they are compared with diagrams of preferred orientation of minerals. The measure of elastic anisotropy of a rock is provided by the coefficient of elastic anisotropy  $k$ , defined as follows:  $k = (v_P^{\max} - v_P^{\min}) / \bar{v}_P$  where  $\bar{v}_P$  is the mean value of  $v_P^{\max}$  and  $v_P^{\min}$ .

An investigation of elastic anisotropy, using the method described, was carried out on a set of samples of igneous and metamorphic rocks from the CZECH MASSIF, as well as of its dependence on the preferred orientation of minerals and on rock structure. The detailed results of this investigation will be published elsewhere. As an example, the results of measurements on a marble sample, M 26a (Fig. 2), which is remarkable for its expressive preferred orientation of calcite grains, are given. The directions of the maximum  $P$ -wave velocity are parallel with the plane of foliation, and the velocity

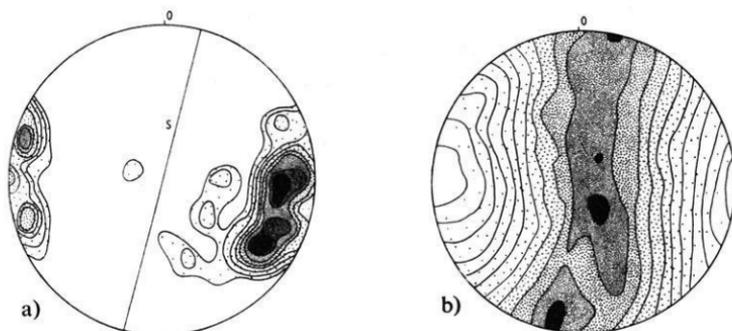


Fig. 2: Marble—M 26a (Moldanubian region, locality Nová Ves near Třebíč).

a) Orientation diagram for 0001 in calcite; 200 grains. Contours 1%–8%, per 1% area.  $S$ , foliation plane.

b) Diagram of elastic anisotropy, isolines of velocity are given from 6.0 to 7.0 km/s, at intervals of 100 m/s.

minimum coincides with the region of maximum accumulation of calcite optical axes. The centres of the optical axes maximum and the velocity minimum deviated by an angle of between  $20^\circ$  and  $30^\circ$ . This is in agreement with DE WITTE's data [1962] for the propagation of longitudinal elastic waves in a calcite monocrystal.

With metamorphic rocks the directions of maximum velocities are approximately parallel with the foliation plane of the rock, and it is also possible to see that the more outstanding the foliation, the more definite and continuous the belt of maximum velocity. The direction of the minimum velocity forms an angle of  $80^\circ$  to  $90^\circ$  with the direction of maximum velocity i.e. also with the foliation, providing this is developed. In cases of developed lineation, its direction is parallel to the direction of maximum velocity. In the next stage of this research, elastic anisotropy will be studied under hydrostatic pressures.

The results, achieved by the method described above, show that elastic anisotropy is an important petrophysical parameter, which can also be useful in petrofabric analysis to supplement, or partly replace laborious measurements of preferred orientation of minerals. This method appears to be especially hopeful with fine-grained rocks and with minerals, the preferred orientation of which it is possible to determine either with great difficulties, or only in a limited way.

### References

- BABUŠKA, V.: Velocity of compressional waves and elastic anisotropy of some igneous and metamorphic rocks.—Travaux Inst. Géophys. Acad. Téchcosl. Sci. No 223, Geofysikální sborník 1965, Praha 1966, 275.
- BIRCH, F.: The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars.—Part 1, Journ. Geophys. Res. Vol 65 (1960), No 4, 1083. Part 2, Journ. Geophys. Res. Vol 66 (1961), 2199.
- DE WITTE, A. J.: On elastic wave propagation in crystals with applications to calcite and quartz.—Technical report No 4 (Univ. of Illinois, 1962).
- GIESEL, W.: Elastische Anisotropie in tektonisch verformten Sedimentgesteinen.—Geophys. Prosp. Vol 11 (1963), 423.
- PROS, Z. and J. VANĚK: Experimental study of a pulse method for measuring elastic parameters of rocks on samples.—Studia geoph. et geod. Vol. 4 (1960), 338.
- PROS, Z. and J. CHALUPA: An electronic apparatus for measuring the kinematic and dynamic properties of elastic waves on seismic models.—Studia geoph. et. geod. Vol. 10 (1966), 333.

## Buchbesprechungen

*Advances in Geophysics.* Herausgegeben von H. E. LANDSBERG und J. VAN MIEGHEM, Academic Press, New York; Vol. 10, 488 S., 1964, \$ 16,50; Vol. 11, 349 S. 1965, \$ 14,—.

---

In der durch ihre gediegenen Aufsätze weitbekanntes Sammlung sind in den letzten Jahren wiederum 2 Bände mit Monographien über geophysikalische Themen erschienen.

Band 10 enthält 5 Aufsätze. Im ersten behandelt J. BJERKNES die *Wechselwirkung zwischen Luft und Wasser auf dem Atlantischen Ozean*. Von dem sehr weit gefaßten Rahmen dieser Wechselwirkung interessieren den Verfasser vor allem die langfristigen Änderungen der Zirkulation in der Größenordnung bis zu 10 Jahren. Die Grundvorgänge beruhen auf dem Wärmehaushalt des Meeres: Die Wassertemperatur wird bestimmt durch den Strahlungshaushalt an der Oberfläche und den Wärmeübergang vom Wasser an die Luft, wobei dieser durch die Windgeschwindigkeit reguliert wird, während umgekehrt die Temperatur der Unterlage die atmosphärische Zirkulation lenkt, die sich etwa im Zonalindex erfassen läßt. Das Vermittlungsglied hierbei sind die Wärmeadvektionsvorgänge im Meer. Der Verfasser bringt zahlreiche Beispiele von zeitlich-räumlichen Verteilungen der maßgebenden Größen und leitet daraus das Schema eines Zyklus der Wärmehaushaltsglieder, der Westwindgeschwindigkeit und der Wassertemperatur ab, wie er für etwa 50° Breite Gültigkeit hat. Auffallend ist, daß die Schwankungen der Strahlungshaushaltsglieder nur eine untergeordnete Rolle spielen, was in südlicheren Breiten nicht der Fall sein kann.

In einem kurzen Aufsatz beschäftigt sich L. E. SALANAVE mit dem *optischen Blitzspektrum*. Aus dem Auftreten von Emissionslinien, von denen 60% dem N II, der Rest dem O II, N I, O I und A II angehören, kann auf den hohen Anregungszustand im Blitzkanal geschlossen werden. Gelegentlich werden auch CN, N<sub>2</sub> und N<sub>2</sub><sup>+</sup>-Banden gefunden, was den Verfasser zu interessanten Bemerkungen über mögliche Unterschiede zwischen den Vorgängen in den orographisch ausgelösten Gewittern Arizonas mit hohen Wolkenbasen und den Frontgewittern höherer Breiten mit niedrigen Wolkenbasen anregt.

Ein umfangreicher Aufsatz von K. BULLRICH beschäftigt sich mit der *Streustrahlung in der Atmosphäre und im natürlichen Aerosol*. Theorie und Messungen des Streulichtes am Himmel und seiner Polarisation haben das Ziel, Aussagen zu machen über die Zusammensetzung des natürlichen Aerosols, wobei die Beziehungen sehr verwickelt werden durch die Fülle der eingehenden Parameter: Menge und Größenverteilung, obere und untere Grenzgröße, Brechungsindex (und Form) der Teilchen, Wellenlänge, Streuwinkel und schließlich der Albedo der Erdoberfläche. Es gelingt dem Verfasser, in die Menge dieser Einflüsse Ordnung zu bringen und zu zeigen, wie die Meßergebnisse sich im Rahmen der theoretisch abgeleiteten Kurven halten.

Ein rein theoretischer Aufsatz von P. DEFRISE ist dem *Tensorkalkül in der atmosphärischen Mechanik* gewidmet. Die in Tensorbezeichnung geschriebenen Gleichungen sind unabhängig vom benutzten Koordinatensystem und gestatten vor allem leicht den Übergang von einem zum anderen System, wie starren  $x, y, z$ -System, solchen mit  $p$ - statt  $z$ -Achse, wobei schon die Zeit eingeht, und schließlich mitgeführten Systemen. Die Bewegungsgleichungen in dieser Art sind natürlich auch auf elastische Medien oder das Meer anwendbar und nicht an die Atmosphäre gebunden.

Der abschließende Aufsatz von Band 10 bringt aus der Feder von D. ATLAS eine ausführliche (150 Seiten) Darstellung der *Fortschritte in der Radarmeteorologie*. Der Verfasser hat sich nicht darauf beschränkt, nur über die Fortschritte zu schreiben, sondern er unternimmt es, eine komplette Übersicht über das ganze Gebiet zu geben, einschließlich einer historischen Übersicht der Entwicklung. Im einzelnen werden ausführlich behandelt: Reflexion und Schwächung durch atmosphärische Partikel einschließlich einer kurzen Darstellung der Größenverteilung der Wolkenelemente und einer Bestimmung des Reflexionsfaktors  $Z$ , kritische Bemerkungen über Messungen des Niederschlages und der Schauerdimensionen, die Schlüsse, die aus Signalschwankungen und Radarmessungen gezogen werden können, und schließlich das noch immer nicht restlos geklärte Problem der Angels.

Der erste Aufsatz in Band 11 ist mit *Astrogeologie: Irdische Meteorkrater und der Ursprung der Tektite* betitelt und verfaßt von V. VAND. Der Artikel ist von einem ausgezeichneten Kenner der Materie geschrieben, der auch in einem der größten Meteorkrater, dem Rieskessel bei Nördlingen, selbst Untersuchungen durchgeführt hat. Nach einer ausführlichen Beschreibung der chemischen und physikalischen Eigenschaften und der Tektite von verschiedenen Fundstellen ist der wichtigste Teil der Untersuchung der Frage des Ursprungs gewidmet. Es werden zunächst frühere Theorien, wie Ursprung vom Mond, von kleinen Erdsatelliten, von Zusammenstoßen mit Kometen usw., abgehandelt, um dann die Theorie des Aufstürzens großer Meteorkörper mit allen Folgeerscheinungen geophysikalischer, geochemischer, mechanisch-aerodynamischer und anderer Art zu erörtern, vor allem auch an Hand der umfangreichen Untersuchungen im Ries, die in den letzten Jahren von deutschen Forschergruppen durchgeführt wurden.

A. VASSY gibt einen schönen Überblick über die Fülle neuer Aspekte und Probleme, die die *Ozonforschung* der letzten Jahre erbracht hat. Dazu gehören vor allem die Frage der stratosphärischen Transporte, der scharfen Begrenzung des Ozongehaltes an Strahlströmen, der Zusammenhang mit dem Berliner Phänomen, das Mittwintermaximum am Südpol, von denen manche, aber nicht alle, wohl mit Vertikalzirkulation oder Bewegungen erklärt werden können. Wichtig ist auch die Entstehung der Nachhimmelslichtemission von OH und Na unter Mitwirkung von  $O_3$ .

Ein umfangreicher Aufsatz von D. H. MILLER schließt sich an über *Wärme- und Wasserhaushalt der Erdoberfläche*, ein Thema, das auch in Deutschland starke Beachtung findet. Etwa die Hälfte der 100 Seiten umfassenden Arbeit sind nur der Diskussion der Wärmeströme und der Wasserbewegungen in den und im Boden gewidmet, wobei der Leser zunächst Zahlenangaben vermißt. Diese werden jedoch im zweiten Teil bei der Besprechung des Haushaltes an ausgesuchten Plätzen, die durch die Bodenart, Orographie oder Bodenbedeckung unterschieden sind, weitgehend nachgereicht. Zahlreiche andere Wissenschaften wie Botanik, Geologie, Hydrologie greifen in diese Untersuchungen ein, haben jedoch gleichzeitig Gewinn davon. Es ist eine bemerkenswert ausgeglichene Studie, bei der im Gegensatz zu vielen amerikanischen Autoren die weitgehende Benutzung nichtenglischer Literatur (russisch, deutsch) auffällt.

Schließlich gibt G. TISON JR. eine interessante kurze Studie über *Schwankungen des Grundwasserspiegels*. Es werden 2 Fälle unterschieden, einer mit praktisch horizontal unverändertem Spiegel und einer mit deutlichen Höhenunterschieden in der Nähe von Flüssen. Die Differentialgleichungen werden aufgestellt und mehrere Beispiele numerisch analysiert, wobei die Deutung der Konstanten für die Bodenbeschaffenheit kennzeichnend sein kann.

Die neun in diesen beiden Bänden enthaltenen Untersuchungen sind wiederum Zeuge für das hohe Niveau, das die Herausgeber für die Beiträge zu wahren verstehen. Die Ausstattung ist von gewohnter hervorragender Qualität. Begrüßenswert ist die Beigabe eines Autoren- und Sachindexes für alle bisher erschienenen Bände in Band 11.

*Progress in Radio Science* 1960—1963. Vol. 2, Radio and Troposphere. Edited by F. Du Castel. Elsevier, Amsterdam, 1965. 291 S.

---

Dieses Buch gehört zu einer Reihe von insgesamt acht Bänden, in denen die Ergebnisse wiedergegeben sind, die während der XIV. Generalversammlung der URSI (International Scientific Radio Union) im September 1963 in Tokio erzielt wurden. Es enthält speziell die Vorträge, die im Rahmen der sich mit der Radiowellenausbreitung in der Troposphäre befassenden Kommission II gehalten wurden sowie die zu den betreffenden Themen beigesteuerten Diskussionsbemerkungen.

Die ersten fünf Aufsätze beschäftigen sich mit *Modellen der Troposphäre*, die aus theoretischen Überlegungen und experimentellen Beobachtungen abgeleitet wurden. Dabei werden entweder direkte meteorologische Messungen zugrunde gelegt, die mit Hilfe von Refraktometern und empfindlichen Radiosonden gewonnen wurden oder indirekte Beobachtungen, die auf Wellenausbreitungs-Experimenten (Richtfunkstrecken, Vertikalradar) basieren. Alle diese Untersuchungen zeigen, daß die statistisch aus zeitlich langen Beobachtungsreihen abgeleiteten Modelle nur sehr unvollkommen den im Einzelfall vorhandenen Zustand der Atmosphäre wiedergeben. Als weiteres Ergebnis ist anzuführen, daß es nicht ausreicht, jeweils nur einen Ausbreitungsmodus zu betrachten, da zur selben Zeit meistens mehrere Mechanismen wirksam sind.

Drei Vorträge beschäftigen sich mit Fragen der *Radio-Klimatologie*. Hier wird u. a. darauf hingewiesen, daß einfache radiometeorologische Parameter, die auf klimatologischen Werten basieren, wohl für statistische Zwecke verwendet werden können, jedoch für fundamentale Untersuchungen der troposphärischen Ausbreitungsmechanismen nicht ausreichen.

Im dritten Kapitel wird der *Einfluß der Bodenkonfiguration* (mit einer umfangreichen Bibliographie von 163 Referenzen) auf die Wellenausbreitung behandelt. Bei der Erfassung des Effektes, den sowohl einzelne Hindernisse als auch ganze Gebirgsketten ausüben, haben Modelluntersuchungen bereits wertvolle Dienste geleistet. In einem thematisch ähnlichen Aufsatz sind die Kenntnisse über den Einfluß der sich ändernden Dielektrizitätskonstante und der Leitfähigkeit des Bodens *sowie der Vegetation auf die Wellenausbreitung* zusammengestellt.

Zwei Vorträge beschäftigen sich mit der Wirkung der Troposphäre auf die *Wellenausbreitung zwischen der Erdoberfläche und Satelliten*. Hierbei spielen insbesondere im m- und dm-Wellenbereich die Refraktion und bei kürzeren Wellenlängen die durch Gase und Niederschlagspartikel verursachte Absorption eine Rolle sowie das thermische Rauschen, das durch diese Absorption hervorgerufen wird und das die Empfindlichkeit von Mikrowellenempfängern erheblich herabsetzt.

Die Aufsätze des fünften Kapitels befassen sich mit den Themen *Radarmeteorologie und Wolkenphysik*. Mit Hilfe des Radars werden nicht nur Gebiete starken Niederschlags und starker Turbulenz geortet und verfolgt, sondern es können auch die Eigenschaften der Wolken aus den Charakteristiken der Echos abgeleitet werden. Trockene Eispartikel verursachen z. B. eine bessere Rückstreuung der Energie als solche mit einer nassen Hülle. Große Bedeutung wird insbesondere dem Doppler-Radar beigemessen, für das Studium atmosphärischer Bewegungsvorgänge.

Ein weiteres Kapitel ist der *Ausbreitung von Millimeter- und Submillimeterwellen* gewidmet. Die Ausbreitungsphänomene dieser Wellen geben wertvolle Hinweise für grundlegende Untersuchungen der Zusammensetzung der Atmosphäre, insbesondere jedoch für das Studium der Absorption durch atmosphärische Gase sowie der Absorption und Streuung durch flüssige und feste Partikel.

Dieses Buch enthält eine Anzahl ausgezeichnete Übersichtsvorträge und spiegelt den Stand der Kenntnisse auf fast allen Gebieten der troposphärischen Wellenausbreitung wider, so daß es als Grundlage vieler zukünftiger Untersuchungen dienen wird. Es gehört jedoch in die Hand des Fachmanns, für ein eingehendes Studium sind die Aufsätze zu stark komprimiert.

GERDA FENGLER

DR. HELMUT HASSE

o. Professor an der Universität Hamburg

# Bericht über neuere Untersuchungen und Probleme aus der Theorie der algebraischen Zahlkörper

2., durchgesehene Auflage, 2 Teile. 1965, 338 Seiten,  
broschiert DM 42.—

Die erste Auflage – 1930 erschienen – ist seit langem vergriffen. Die neue Auflage wurde vom Verfasser durchgesehen und stellenweise ergänzt. Sie bietet so einen guten Überblick über dieses wichtige Gebiet.

## Inhalt:

Teil I: Einleitung — Die HILBERT-FURTWÄNGLERSchen Sätze über Klassenkörper — Verallgemeinerung des Idealklassenbegriffs — Die TAKAGISchen Sätze über Klassenkörpertheorie — Umgruppierung der zu beweisenden Tatsachen — Die eigentlichen Beweise der TAKAGISchen Sätze — Das Zerlegungsgesetz für die Teiler der Relativediskriminante — Der Satz von der arithmetischen Progression in  $k$  — HECKESche Funktionsgleichung der  $L$ -Reihe — Die absolut ABELSchen Körper und die zu einem imaginär-quadratischen Grundkörper ABELSchen Körper — Drei ungelöste Probleme aus der Theorie der relativ ABELSchen Körper.

Teil Ia: Beweise zu Teil I.

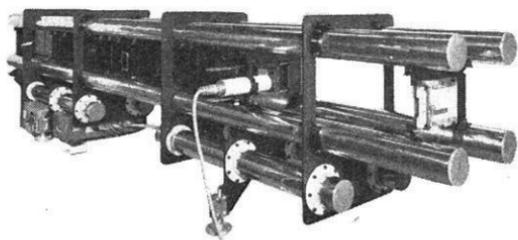
Teil II: Das ARTINSche Reziprozitätsgesetz — Die Produktformel für das Normenrestsymbol — Das Reziprozitätsgesetz der Potenzreste — Explizite Formeln zum Reziprozitätsgesetz — Weitere Anwendungen des ARTINSchen Reziprozitätsgesetzes.



Physica-Verlag · Würzburg-Wien

# Vor der digitalen Seismogrammverarbeitung - Analyse der Messergebnisse mit dem **OPTO-FILTER**

Die Opto-Filterung erlaubt es, die Rohseismogramme vor deren Verarbeitung im Rechenzentrum bezüglich der vorhandenen Frequenzen und Neigungen zu analysieren. Die Analyse kann auf einzelne Spuren und auf komplette Profile angewendet werden, wobei der zu untersuchende Zeitabschnitt frei wählbar ist. Die Anwendung des Opto-Filters vor der digitalen Seismogrammverarbeitung gibt ein wesentliches Kriterium für die Wahl der optimalen Parameter.



PRAKLA-SEISMOS · RECHENZENTRUM

CONTROL DATA 3300



plant  
untersucht  
schafft Grundlagen

## GEOPHYSIK IN ALLER WELT

3000 HANNOVER 1 · POSTFACH 4767 · RUF: 8 07 21 · FERNSCHREIBER: 92 2847 · DRAHT: PRAKLA  
Amsterdam · Ankara · Brisbane · Djakarta · Kuala-Belait · Madrid · Rio de Janeiro · Tripolis · Wien