scheiden, welche Kontinente mit Europa und Afrika fest verbunden waren. Bemerkenswert sind die sich ergebenden Zeitpunkte der Ablösung einzelner Kontinentteile in weitgehender Übereinstimmung mit Wegener.

In den letzten Epochen muß angenommen werden, daß die Kontinente nicht im hydrostatischen Gleichgewicht geschwommen haben. Gründe dafür werden diskutiert.

Diese Arbeit gibt nur die Bewegungsrichtung der Kontinente wieder, nicht ihre Bewegungsgeschwindigkeit, da uns Werte für die innere Reibung im Sima gänzlich fehlen.

Herrn Professor Dr. K. v. Bülow danke ich für die freundliche Vermittlung bei der Veröffentlichung in der Geologischen Rundschau.

Die Laufgeschwindigkeit *c* der Longitudinalwellen als Funktion der Temperatur

Von **Kurt Wegener,** Graz. — (Mit 2 Abbildungen)

Die Bedeutung von Temperaturdifferenzen in der Seismik wird an Beispielen gezeigt.

Über diese Beziehung wissen wir recht wenig. Das Tabellenwerk von Landolt-Börnstein liefert uns für einige Metalle den Elastizitätskoeffizienten E für Temperaturen von 0 bis 15° und für 200°. Ziehen wir die Wurzel aus E, so erhalten wir für das Verhältnis c_0/c_{200} der Geschwindigkeit bei 0 bis 15° zur Geschwindigkeit bei 200° C folgende Liste:

	c_0/c_{200}
Kupfer	1.2
Platin	1.2
Gußstahl	1.1
Eisen	1.2
Gold	1.1

Bei einer Temperatur von 1000°, die wir stellenweise schon in geringer Tiefe vorfinden, wäre also das Verhältnis c_0/c_{1000}, linear extrapoliert, 1.5 bis 2.

Für das Eis ergeben die Messungen auf Alpengletschern von 0° C $c_0 = 3600$ m/sec; die Messungen Wölckens *) für -6^0 $c_{-6} = 3720$, die Rechnung Brockamps **) für -16^0 $c_{-16} = 4000$. Also eine Steigerung der Geschwindigkeit um 10 % bei einer Temperaturerniedrigung um nur 16°. Ein Vielfaches der obigen Zahlen.

*) Siehe Bd. II der Wiss. Ergebn. d. Deutsch. Grönland-Exped. Alfred Wegener.
**) Bd. III, ebenda.

Eine Arbeit v. Thyssens und O. Rülkes *) liefert uns für Gips

$$c_0 \quad = 2430,$$
$$c_{100} = 2380.$$

Also für 200° $\sim$ 100 m/sec oder rund 5 % Änderung.

Die beiden Autoren stellen aber beschleunigte Abnahme bei wachsender Temperatur fest. Die Erfahrung über das Eis bestätigt, daß diese schnellere Abnahme der Laufgeschwindigkeit mit der Annäherung an den Schmelzpunkt zusammenhängt. Wir müssen also wohl allgemein mit einer beschleunigten Abnahme der Laufgeschwindigkeit mit Annäherung an den Schmelzpunkt rechnen. Die Fortsetzung der sehr dankenswerten Arbeit dieser beiden Autoren wird uns wohl näheren Aufschluß über die Beziehung der Temperatur zu c für die Gesteine der Erde liefern.

Hier sei auf die Bedeutung der Temperatur für die Feinstruktur der Seismik, insbesondere für die Tiefenbestimmung, hingewiesen.

Das Theorem Clairauts für die Gestalt der Erde, das die Beziehung zwischen Anisotropie, Abplattung und Energieverteilung darstellt, läßt sich verallgemeinern für alle Energieformen oder ganz allgemein Eigenschaften, die sich von einem Punkt aus in einem für sie anisotropen Raum ausbreiten: also Strahlung, Wärmeleitung und elastische Wellen.

Denken wir uns in den Bebenherd den 0-Punkt eines xyz-Koordinatensystems gelegt, so ist die Wellenfront in jedem Zeitpunkt eine Äquipotentialfläche, also im isotropen Raum eine Kugelfläche, bei schnellerer Wanderung in den xy-Richtungen ein Rotationsellipsoid.

Für die Schwere müssen wir wegen der Rotation der Erde fordern, daß in einem rechtwinkligen Koordinatensystem, dessen 0-Punkt mit dem Schwerpunkt zusammenfällt, und wo z die Richtung der Drehungsachse ist, $+x$ und $-x$ gleiche Größe besitzen, und ebenso $+y$ und $-y$. Für unsere Wellen entfällt diese Forderung. Hier kann die Ausbreitung in allen Richtungen verschieden sein. Allerdings können wir wegen unserer Unkenntnis der Temperatur unter uns nur wenig bestimmtes über die Form der Äquipotentialflächen aussagen. Wir sind (ähnlich wie bei der Schwere) darauf angewiesen, aus der Energieverteilung an der Erdoberfläche (die von den Äquipotentialflächen der elatischen Wellen geschnitten wird) zurückzuschließen. Es ist fraglich, ob die gegenwärtigen Messungen der Energie hierfür ausreichen.

Es genüge hier, ein vereinfachendes Modell zu betrachten.

Unter einem Krater herrsche bis zum Bebenherd die Temperatur 1200 bis 1400°. Horizontal nehme die Temperatur schnell ab. Zur Vereinfachung setzen wir die Geschwindigkeit in der x bis y-Richtung doppelt so groß als in der Z-Richtung.

*) Zeitschr. f. Geophys. 1939, Heft 3/4, S. 139. Beschreibung des neuen Geräts zur Bestimmung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit elastischer Wellen in Gesteinsproben und einige Meßergebnisse.

In unserer Zeichnung ist also $\overline{Ox} = 2\overline{Oz}$. In gleichen Winkelabständen sind vom Koordinatenanfangspunkt drei „Strahlen" oder „Kraftlinien" gezogen, die überall senkrecht auf der Wellenfront stehen. Die Energie wird bei z zusammengedrängt, bei x auseinandergezogen, und mit einer für die praktischen Zwecke ausreichenden Genauigkeit erhalten wir die Energie umgekehrt proportional dem Quadrat der auf der Wellenfront in unserer Zeichnung abgeschnittenen Kurvenstücke.

Der Krümmungsradius R bei z ist, da unsere Zeichnung ein Viertel einer Ellipse darstellt, $R = \frac{\overline{Ox}^2}{\overline{Oz}} = 4\overline{Oz}$ oder viermal so groß als die wirkliche Tiefe des Bebenherdes. Auf diese viermal zu große Tiefe aber würden wir aus den „Isoseisten" schließen müssen, die wir beim Weiterwandern der Wellenfront erhalten.

Eine weitere Eigentümlichkeit erhalten wir aus der allgemeinen Zunahme der Temperatur mit der Tiefe. Wenn Temperatur und Druck mit der Tiefe zu-

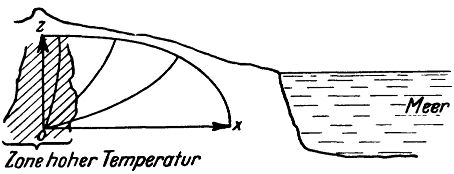

Fig. 1. Die Deformation der Äquipotentialflächen (Wellenfronten) durch die Temperatur

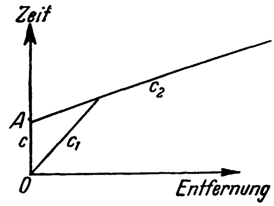

Fig. 2. Schichtdickenbestimmung bei einer Laufzeitkurve, die aus geradlinigen Stücken zusammengesetzt ist

nimmt, erhalten wir für jede homogene Gesteinsschicht die größte Laufgeschwindigkeit an der Oberfläche der Schicht. Nur diese können wir bestimmen. Wir erinnern uns hierbei an die theoretischen Untersuchungen K. Ullers über geführte Wellen. Nach der verfeinerten Methode, die die Lagerstättenforschung entwickelte, erhalten wir für die obersten Schichten der Erdkruste die Laufzeitkurve zusammengesetzt aus merklich geradlinigen Stücken, was doch wohl die erwähnte Folgeerscheinung der Zunahme von Druck und Temperatur mit der Tiefe innerhalb jeder homogenen Schicht ist.

Wenn wirklich die Laufzeitkurve aus geraden Stücken besteht, ist die Bestimmung der Schichtdicken besonders einfach. Ist die Geschwindigkeit der Wellen in der obersten Schicht c_1 (gemessen), so hat die Welle, um in die untere Schicht und zurück von O zu kommen, die Dicke D der oberen Schicht zweimal durchmessen in der Zeit τ. Also ist

$$c_1 = \frac{2D}{\tau}, \quad \text{und} \quad D = \frac{\tau}{2} \cdot c_1 \quad \text{usw.}$$

Hierbei geht die Welle senkrecht an die untere Schicht, läuft diese entlang, und taucht senkrecht wieder am Beobachtungsort auf. Ist die Schicht sehr mächtig, so muß berücksichtigt werden, daß die von oben kommende Wellenfront in größerer Entfernung vom Fußpunkt unter dem Bebenherd fast zur gleichen Zeit eintrifft; hier muß also das Fermatsche Prinzip angewendet werden, was bei Schichten, deren Dicke klein ist im Vergleich zur Sprengentfernung, nicht nötig ist. Die Anwendung des Fermatschen Prinzips ist freilich durch die Krümmung der Kraftlinien oder Strahlen nach unten (infolge der Zunahme von Temperatur und Druck nach unten) erschwert.

Durch unsere Unkenntnis der Laufgeschwindigkeit in der Tiefe, die die unvermeidliche Folge der Abnahme der Laufgeschwindigkeit mit der Tiefe ist, kann die Tiefenbestimmung in Frage gestellt sein. Ich will zum Schluß im Prinzip zeigen, wie wir sie durch Zuziehung der Transversalwellen sichern können. Das Verhältnis der Geschwindigkeit c_l der Longitudinalwellen zur Geschwindigkeit c_t der Transversalwellen sei

$$\frac{c_l}{c_t} = \gamma.$$

Wir setzen es für unsere Zwecke genügend genau $= 2$. Die Mächtigkeit der Schicht sei durch die Laufzeitkurve oder durch Reflexion mit c_l um x zu groß gemessen, dann ist sie mit c_t um $2\,x$ zu groß geworden, oder allgemeiner für c_τ um $\gamma \cdot x$. Also ist

$$D_l - x = D_t - \gamma\, x, \qquad D_t - D_l = x\,(\gamma - 1).$$

$$x = \frac{D_t - D_l}{\gamma - 1} \sim D_t - D_l.$$

Auf diese Weise erhalten wir die berichtigte Tiefe und zugleich die mittlere berichtigte Laufgeschwindigkeit.

Es ist nämlich die wirkliche Tiefe

$$D \simeq D_l - (D_t - D_l) = 2\,D_l - D_t$$

und die wirkliche mittlere Laufgeschwindigkeit $[c_l]$ gleich der benutzten, multipliziert mit dem Verhältnis der Strecken D/D_l

$$[c_l] = c_l \cdot \frac{D}{D_l}.$$

Verringerte Laufgeschwindigkeit in der Tiefe kommt in den Laufzeitkurven unmittelbar auf andere Weise nicht zum Ausdruck. Allerdings wird man bei unserer Prüfungsmethode von Fall zu Fall auch untersuchen müssen, ob in der Tiefe eine Schicht anderen Materials die Ursache der Verringerung der Laufgeschwindigkeit war, oder ob es sich *nur* um die Wirkung von Temperatur und Druck handelte.

Die Hypothese, daß γ veränderlich sei, müssen wir aufgeben. Longitudinal- und Transversalwellen sollen also gleiche Schichtdicken ergeben, scheinbare Differenzen von der Verschiedenheit des Materials oder der Temperatur herrühren.