Erdbebenherdmechanismen

(Focal Mechanisms of Earthquakes[1])

Von

ADRIAN E. SCHEIDEGGER, Urbana

Summary

The present paper represents a summary of the available knowledge on focal mechanisms of earthquakes, particularly with reference to the relation of the latter to the tectonics of an area.

Einleitung

Die Untersuchung von Erdbebenherdmechanismen hat in neuester Zeit eine grosse Bedeutung erlangt, denn das Verständnis der Dynamik der Erdbeben ist geeignet, die Tektonik eines Gebietes kenntlich zu machen. Darüber hinaus sind diese Untersuchungen heute von praktischer Bedeutung, da sie erlauben sollten, Atomexplosionen von Erdbeben zu unterscheiden. In weiterer Zukunft werden sie vielleicht sogar die Möglichkeit geben, Erdbeben vorauszusagen.

In den folgenden Blättern soll eine Zusammenfassung der gegenwärtigen Kenntnisse über die Erdbebenherdmechanismen gegeben werden. Manche dieser Kenntnisse sind das Resultat von Forschungen, die vom Schreibenden unter den Auspizien des VELA-Programms der amerikanischen Luftwaffe kürzlich durchgeführt wurden. In unserer Darstellung wollen wir uns auf das Wesentliche beschränken. Manche der Herdmodelle führen auf solch komplizierte mathematische Formeln, dass man vor lauter Bäumen den Wald nicht mehr sieht und so Gefahr läuft, den Zusammenhang zu verlieren. Die physikalischen Gedanken, die den Modellen zu Grunde liegen, sind aber meistens sehr einfach. Die Leser, die gerne den mathematischen Einzelheiten folgen möchten, können dies anhand der zitierten Literaturnachweise leicht tun. Der Schreibende hat auch den weiteren Zusammenhang der hier behandelten Probleme mit der Geodynamik in einem Buche dargestellt (SCHEIDEGGER, 1963).

---

[1] This research was supported by Grant No. AF-AFOSR-62-419 of the U.S. Air Force Office of Scientific Research as part of the Advanced Research Projects Agency's «Vela Uniform Program».

Der Inhalt der folgenden Seiten stellt den Kern einer Reihe von Vorlesungen dar, die der Schreibende von Herrn Professor GASSMANN am Geophysikalischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich zu geben eingeladen wurde. Für diese freundliche Einladung möchte der Schreibende auch an dieser Stelle Herrn Professor GASSMANN bestens danken.

Erdbeben

In unserer Arbeit wollen wir uns mit Erdbeben beschäftigen. Erdbeben sind Ereignisse, die sich dann und wann an verschiedenen Orten der Erde ereignen. Sie sind durch Stösse gekennzeichnet, die einige Minuten andauern und unter Umständen grossen Schaden anrichten können. Man nennt das Gebiet, wo ein Erdbeben seine grösste Wirkung ausübt, dessen Herdgebiet.

Den eigentlichen Herd eines Bebens denkt man sich gewöhnlich in einem Punkt, dem Fokus des Bebens, lokalisiert. Der Fokus liegt in einer gewissen Tiefe unter der Erdoberfläche, die bis 700 Kilometer erreichen kann. Natürlich stellt die Annahme, dass der Fokus einen geometrischen Punkt darstelle, eine grobe Vereinfachung der wirklichen Umstände dar, und wir werden später sehen, dass man diese Vereinfachung nicht immer machen darf.

Die Erschütterung, die in einem Erdbebenherd stattfindet, gibt zu elastischen Wellen Anlass, die sich über die ganze Erde fortpflanzen. Wenn man an verschiedenen Punkten der Erdoberfläche geeignete Instrumente (Seismographen) zur Registration dieser Wellen aufstellt, erhält man für jedes grössere Erdbeben eine Reihe von Seismogrammen, in welchen sich mehrere Phasen unterscheiden lassen. Die erste (primäre oder P-) Phase entspricht der direkten elastischen Longitudinalwelle, die nächste (gewöhnlich) der elastischen Scherungswelle (S-Phase) usw. Dabei stützt man sich gewöhnlich auf das fundamentale Prinzip, dass, ausser wenn es sich um reflektierte Phasen handelt, das Vorzeichen des Ausschlages des Seismographen gleich dem Vorzeichen der Komponente des Stosses in der Richtung des entsprechenden Wellenvektors im Herdgebiet ist. Dieses «Prinzip» ist im Grunde genommen eine unbewiesene Hypothese; mit Bezug auf die P-Wellen kann man sie wohl als richtig ansehen, aber mit Bezug auf die S-Wellen (vor allem die SV-Wellen) ist das gar nicht so sicher. Auswertungen von Beobachtungen, die sich allein auf das Vorzeichen der P-Wellen stützen, sind daher solchen vorzuziehen, die sich auf das Vorzeichen der S-Wellen stützen.

Von den Seismogrammen, die man von einem Erdbeben in allen Teilen der Welt erhält, lassen sich der Herdort und die Herdzeit sowie die Herdtiefe ermitteln. Dies geschieht heutzutage unter Mithilfe von elektronischen Rechenmaschinen, gestützt auf bekannte Laufzeitkurven für die verschiedenen Wellenphasen.

Wenn man die Herdorte und die Herdtiefen grosser Erdbeben aufnotiert, stellt sich heraus, dass sich eine geographische Häufung in ganz bestimmten Regionen ergibt. Man teilt die Beben zunächst in solche mit geringer (< 65 km), mittlerer (65—300 km) und grosser (> 300 km) Herdtiefe ein. Wenn man dann die Herdorte auf einer geographischen Karte einträgt, ersieht man, dass, obwohl Beben überall

auftreten können, doch die meisten in die zwei bekannten rezenten tektonischen Gürtel fallen: nämlich a) in den Alpen-Himalaja-Gürtel und b) in den zirkumpazifischen Gürtel. Eine kleinere Häufungsstelle von Erdbebenherden gibt es zudem noch der mittelatlantischen Schwellung entlang.

Da sich die Erdbeben in Gegenden gegenwärtiger tektonischer Bewegungen häufen, vermutet man, dass ein Zusammenhang zwischen dem Herdmechanismus und den tektonischen Spannungen bestehen sollte. Es ist eine der wichtigsten Aufgaben der modernen Seismologie, diesen Zusammenhang aufzudecken.

Die Herdkugel

Wir wollen uns nun den Herdvorgängen etwas näher zuwenden. Unsere Erkenntnisse über diese Vorgänge müssen sich prinzipiell auf das Beobachtungsmaterial stützen, das von den Erdbebenwarten der Welt gesammelt wurde.

Wir stellen da zunächst einmal fest, dass die Seismographen elastische Wellen registrieren. Diese Wellen kann man nach den Gesetzen der Strahlenoptik (oder besser: Strahlenseismik) behandeln; man hat für die einzelnen Phasen Laufzeitkurven und Wellenbahnen. Von jedem seismischen Observatorium kann man die Wellen ihren Bahnen entlang bis in die Nähe des Herdes zurückverfolgen, da, wie oben festgestellt, das Medium, in dem sie sich ausbreiten, elastisch ist. Wenn die elastischen Konstanten des Mediums bekannt sind, kann man im Prinzip sogar die Wellenform bis ins Herdgebiet verfolgen. Es ist nun aber auch klar, dass die eigentlichen Herdvorgänge nicht elastischer Natur sind. Man muss daher in der Nähe des Herdes ein Gebiet abgrenzen, ausserhalb dessen die Vorgänge elastisch sind, innerhalb dessen man aber unelastisches Verhalten der Materie zulässt. Bequemerweise nimmt man dieses Gebiet kugelförmig an und stellt sich vor, dass der Radius dieser «Herdkugel» im Vergleich mit der ganzen Erde klein ist. Man möchte also erstens die Verschiebungen auf der Oberfläche der Herdkugel aus den seismischen Beobachtungen mit Hilfe der Elastizitätstheorie herleiten, und dann, wenn möglich, ein Modell im Innern der Herdkugel konstruieren, welches die Spannungen und Verschiebungen auf der Oberfläche der Herdkugel in deren Inneres analytisch so fortsetzt, als ob die Elastizitätstheorie auch dort noch anwendbar wäre. Wenn man Glück hat, kommt man dadurch zu einer singulären elastischen Quelle, die die richtigen Spannungen und Verschiebungen auf der Herdkugel erzeugt.

Anstatt wie oben zu verfahren, kann man natürlich die Aufgabe auch umgekehrt anzupacken versuchen: Man kann verschiedene punktförmige elastische Singularitäten ausprobieren und untersuchen, ob diese die richtigen Spannungen und Verschiebungen auf der Herdkugel erzeugen. Man nennt solche Singularitäten «elastische Quellenmodelle». Man hofft, dass eines dieser Modelle zu den Beobachtungen passt.

Die Aufgabe, wie sie oben formuliert wurde, ist auf jeden Fall von ungeheurer Schwierigkeit. Erstens sollte man die Spannungen und Verschiebungen auf der Oberfläche der Herdkugel in ihrem zeitlichen Ablauf aus den Seismogrammen errechnen. Das hat noch nie jemand gekonnt; man kann höchstens das Vorzeichen und vielleicht

die Amplitude der ersten Schwingung der Verschiebungen herleiten. Zweitens sollte man einen gegebenen zeitlichen Ablauf der Verschiebungen und Spannungen auf der Herdkugel durch eine singuläre Kraft in deren Zentrum erzeugen. Das hat auch noch nie jemand gekonnt; man muss sich entweder auf rein harmonische Schwingungen oder auf die erste Bewegung beschränken. Schliesslich ist es obendrein ganz ungewiss, dass je ein elastisches Quellenmodell den Beobachtungen wirklich Genüge tun würde, da, wie oben angeführt, das Innere der Herdkugel wohl kaum einem elastischen Medium entspricht. Im Hinblick auf die Unsicherheit mit Bezug auf die wirklichen Bewegungen auf der Oberfläche der Herdkugel steht es aber zu erwarten, dass ein elastisches Modell wenigstens in den Rahmen des Möglichen fällt.

Verschiebungsebenenlösungen

Wie wir gesehen haben, ist es ein sehr kompliziertes Problem, ein zutreffendes elastisches Quellenmodell für ein Erdbeben aufzustellen. Man kann das Problem vereinfachen, wenn man den Herdvorgang kurzerhand als eine Brucherscheinung auffasst, wo einer Verschiebungsfläche entlang eine relative Verschiebung (Bruch) auftritt. Dabei ist es von vorneherein ganz klar, dass das Bild eines solchen Bruches in der Natur nie realisiert sein kann, denn die Reibung an der Bruchfläche hätte schon in geringen Herdtiefen zur Folge, dass die Schubspannung, die die Verschiebung hervorbringt, viel grösser als die Schubfestigkeit des Gesteines sein müsste. Wenn das Bild einer Verschiebung überhaupt anwendbar sein soll, muss es sich daher um eine plastische Instabilität oder dergleichen und nicht um einen «Bruch» handeln.

Wenn man aber das Modell eines Bruches den Betrachtungen zu Grunde legt, dann stellt sich die Aufgabe, die Lage der Verschiebungsebene und des Verschiebungsvektors im Herd eines Erdbebens zu bestimmen. Die Lösung dieser Aufgabe stellt dessen «Verschiebungsebenenlösung» dar.

Um solche Verschiebungsebenenlösungen zu erhalten, verfährt man auf folgende Weise. Man beschränkt sich zunächst auf die Vorzeichen der P-Wellen, die man auf der Herdkugel, indem man den seismischen Strahlen von den Seismographen des Weltnetzes her unter Annahme des Prinzips der Erhaltung der Phasenvorzeichen folgt, einträgt. In jeder Verschiebungsebenenlösung gibt es dann zwei orthogonale Ebenen (die eine ist die Verschiebungsebene selber, die andere die «Hilfsebene», die zu dem Verschiebungsvektor orthogonal steht), auf denen das Vorzeichen wechselt. Auf der Herdkugel schneiden diese zwei Ebenen zwei Knotenlinien aus, die aus orthogonalen Grosskreisen bestehen. Die Aufgabe ist daher, zwei orthogonale Grosskreise auf der Herdkugel so zu bestimmen, dass durch sie die positiven und negativen Vorzeichen der P-Wellen auf vier Quadranten aufgeteilt werden.

Das physikalische Prinzip zur Ermittlung von Verschiebungsebenenlösungen wurde oben erläutert. Für die eigentliche Konstruktion einer Lösung arbeitet man natürlich nicht auf einer Kugel, sondern in einer geeigneten ebenen Projektion derselben. Man kann diese auf verschiedene Arten ausführen, aber die Einzelheiten sind eigentlich physikalisch von keiner Bedeutung, abgesehen davon, dass durch die Wahl einer gewissen Projektion manchmal die Gewichtsverteilung für die verschie-

denen Beobachtungen inhomogen werden kann. Es ist klar, dass man nicht erwarten darf, dass alle registrierten Vorzeichen genau in ein gewisses Quadrantenschema passen, da es immer Beobachtungsfehler gibt. Die Entscheidung zwischen mehreren möglichen Lösungen ist daher oft subjektiv und mag von der Wahl der Projektion abhängen. Es sind gegenwärtig Versuche im Gange, für die Verschiebungsebenenlösungen elektronische Rechenmaschinen zu verwenden, die dann nicht mehr subjektiv wären.

Es ist klar, dass die obige Methode nur die Lage zweier orthogonaler Ebenen im Erdbebenherd liefert, aber nicht aussagt, welche der zwei Ebenen die Verschiebungs- und welche die Hilfsebene ist. Wenn man sich nur auf P-Wellen stützt, kann man hier nicht weiter kommen; dazu muss man S-Wellen zu Hilfe nehmen. Die Vorzeichen der S-Wellen sind im allgemeinen schwierig zu ermitteln, aber man kann mit der Polarisation des Schwingungsvektors arbeiten. Dann muss man sich aber nicht nur auf ein hypothetisches Prinzip der Erhaltung der Phasenvorzeichen dem Wellenstrahl entlang stützen, sondern gar auf eine Hypothese der Erhaltung des Polarisationswinkels. Es ist daher vorzuziehen, wenn möglich nur mit P-Wellen zu arbeiten.

Wenn man sich auf P-Wellen beschränkt, bleibt daher eine gewisse Zweideutigkeit in allen Verschiebungsebenenlösungen erhalten. Es gibt aber immer eine Achse, deren Richtung eindeutig bestimmt ist: das ist die Schnittlinie der zwei orthogonalen Ebenen (Nullachse). Man frägt sich daher, ob dieser Nullachse nicht eine besondere physikalische Bedeutung zukomme.

Bevor wir uns aber den Einzelheiten zuwenden, wollen wir feststellen, dass die Zahl der Erdbeben, für die Verschiebungsebenenlösungen versucht wurden, nun schon recht gross ist. Für alle grösseren Beben der Welt seit etwa 1950 wurden solche Lösungen veröffentlicht. Für kleinere Beben besitzt man oft auch Lösungen, die auf Beobachtungen durch dichte temporäre Seismographennetze fussen. Der vollständigste Katalog der Verschiebungsebenenlösungen ist gegenwärtig der von SCHÄFFNER (1959). Er enthält ungefähr 530 Lösungen. Eine Ergänzung zu diesem Katalog (SCHÄFFNER 1962) enthält weitere (ca.) 240 Lösungen. Die Originallösungen selber wurden von vielen Erdbebenwarten der Welt ausgeführt.

Elastische Quellenmodelle

Wir wollen uns nun die oben erwähnten elastischen Quellenmodelle der Erdbebenherdmechanismen etwas näher ansehen. Wie oben angedeutet, handelt es sich darum, im Innern der Herdkugel eine solche elastische Quelle zu postulieren, dass die richtigen Verschiebungen (und Spannungen) auf der Oberfläche der Herdkugel herauskommen.

Man versucht dies zunächst mit einer punktförmigen Kraftquelle. Im Prinzip können alle Berechnungen der Verschiebungen in einem elastischen Medium, die durch punktförmige Kraftquellen hervorgerufen werden, auf die entsprechende Lösung der Differentialgleichungen der Elastizitätstheorie für eine Einzelkraft zurückgeführt werden, indem man geeignete Überlagerungen vornimmt. Für eine in der x-Richtung wirkende Einzelkraft $K(t)$ in einem homogenen elastischen Medium

hat schon LOVE (1904) eine allgemeine Lösung angegeben. Diese ist für das skalare Potential Φ und das Vektorpotential A der Verschiebung:

$$\Phi = \frac{1}{4\pi\rho}\frac{\partial r^{-1}}{\partial x}\int_0^{r/a} t' K(t-t')\,dt,$$

$$A = \frac{1}{4\pi\rho}\left(\frac{\partial r^{-1}}{\partial z}j - \frac{\partial r^{-1}}{\partial y}k\right)\int_0^{r/b} t' K(t-t')\,dt',$$

$$r = (x^2+y^2+z^2)^{1/2}.$$

Hier ist ρ die Dichte des Mediums, und a und b sind die Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen. Ferner sind i, j, k Einheitsvektoren in der x-, y- und z-Richtung. Die Verschiebung u ist dann einfach

$$u = -\operatorname{grad}\Phi + \operatorname{rot} A.$$

Es ist klar, dass es gewisse Schwierigkeiten bereitet, die obigen Formeln für einen speziellen Fall auszuwerten. Vom seismischen Standpunkt aus wurde das Problem zum ersten Male von NAKANO (1923) behandelt, der einen harmonischen Zeitablauf der Kraft voraussetzte. Er untersuchte die Wirkung einer einfachen Kraft, einer Dipolkraft mit Moment und einer Quadrupolkraft. In den beiden letzteren Fällen erhält man für die radiale Schwingung auf der Oberfläche der Herdkugel zwei orthogonale Grosskreise, die Knotenlinien für die Bewegung darstellen. Man sieht also, dass diese beiden Modelle die richtige Verteilung der Vorzeichen für die P-Wellen hervorbringen. Für die tangentialen Bewegungen ergibt sich natürlich zwischen den beiden Modellen ein Unterschied, der sich in den Vorzeichen der S-Wellen bemerkbar machen sollte. Es ist aber schwierig, die letzteren auf der Basis von Beobachtungen festzustellen, so dass man auf diese Weise nicht zwischen den zwei möglichen Modellen wählen kann.

Anstatt eine Singularität in den Spannungen (d. h. eine Kraft) im Zentrum der Herdkugel vorauszusetzen, kann man auch eine Singularität in den Verschiebungen annehmen. Dann hat man im Zentrum eine Dislokation. Entsprechend den zwei Möglichkeiten mit den Kräften hat man auch hier zwei Fälle: eine einfache oder eine doppelte Dislokation (im letzteren Falle hat man zwei orthogonale Dislokationsebenen). Diese Möglichkeiten wurden vor allem von STEKETEE (1958) untersucht. Die Berechnungen werden statisch ausgeführt, d. h. man errechnet den Unterschied der Spannungs- und Verschiebungsfelder vor und nach dem Auftreten der Dislokation, unter der Annahme, dass man allezeit Gleichgewicht hat. Es stellt sich wiederum heraus, dass man in jedem Falle für die radiale Verschiebung auf der Oberfläche der Herdkugel zwei orthogonale Grosskreise als Knotenlinien erhält, so dass sich wieder eine Übereinstimmung mit der Vorzeichenverteilung der P-Wellen ergibt. In den S-Wellen würde sich dann wieder, wie oben, ein Unterschied ergeben. Man mag hier noch feststellen, dass man mit einer einfachen Dislokation (dies ist eine Idealisierung einer Bruchfläche) nicht vor und nach deren Auftreten statisches Gleichgewicht haben kann, wenn man nicht das Auftreten eines äusseren Momentes, das in grosser Entfernung von der Herdkugel wirkt, annimmt. Diese Tatsache wird oft als Grund angeführt, dass das entsprechende Modell nicht korrekt sein könne. Da

aber die Dynamik der Vorgänge bei den Rechnungen vollständig vernachlässigt wurde, kann man diesen Grund nicht als zwingend ansehen.

Da die Dislokations- und Multipolmodelle die gleichen Knotenlinien ergeben, kann man zwischen ihnen nur auf Grund von Amplitudenbeobachtungen wählen. Leider ist aber die Extrapolation der Amplituden von seismischen Observatorien auf die Herdkugel hin eine äusserst unsichere Angelegenheit, so dass die Frage, welches der möglichen Modelle die Beobachtungen am besten erkläre, noch völlig ungeklärt ist.

Ein unerfreulicher Zug der obigen Modelle ist, dass sie alle einfache Singularitäten in einem elastischen Medium darstellen. Es wäre wohl realistischer, eine ausgedehnte Quelle, die ein Moment einschliesst, anzunehmen. Dies wurde zum ersten Male von SCHOLTE und RITSEMA (1962) versucht. Diese Autoren nahmen wieder einen harmonischen Zeitfaktor an und gaben eine Spannungsverteilung auf der Herdkugel vor, ohne sich um deren analytische Fortsetzung in deren Inneres zu kümmern. Die Mathematik, die man dabei braucht, wird natürlich ziemlich kompliziert, da man sich auf Entwicklungen nach Kugel- und Besselfunktionen stützen muss, aber das Modell ist das realistischste, das je postuliert wurde.

Im Zusammenhang mit dem oben Gesagten sollte man noch erwähnen, dass PRESS (1959) versucht hat, elastische Modelle experimentell anzufertigen. In eine Platte aus plastischem Material wurde ein kleiner Schlitz geschnitten, dessen beide Seiten von piezoelektrischen Kristallen in entgegengesetzter Richtung harmonisch bewegt wurden. Die entstehenden Wellenamplituden wurden dann elektrisch am Rande der Platte untersucht. Es wurde beobachtet, dass die P-Wellen die erwarteten Knotenlinien aufwiesen, dass aber dies für die S-Wellen nicht der Fall war. Es stellte sich aber später heraus, dass die S-Wellen von Oberflächenwellen übertönt wurden, so dass die Resultate für diese Wellen nur bedingt glaubhaft erscheinen.

Feldtheorie der Erdbeben

Unsere nächste Aufgabe ist zu untersuchen, welches die Kräfte sind, die die Erdbebenhäufungen in den tektonischen Gebieten hervorrufen.

Es ist klar, dass man sich vorstellen muss, dass sich in den oberen Schichten der Erde ständig Vorgänge vollziehen, die zur Entstehung von Verschiebungen und damit zum Aufbau von Kraftfeldern führen. Sobald die Bruchgrenze (oder die «plastische Instabilitätsgrenze») des Materials erreicht ist, bildet sich eine Verschiebungsebene heran, entlang der eine Bewegung stattfindet, die einen Abbau der gespeicherten Spannungen mit sich bringt. Da das Material, aus dem die Erde besteht, eine elastische Nachwirkung besitzt, bilden sich nach einem Hauptstoss seismische Nachbeben in dem Masse, wie sich die gespeicherten elastischen Spannungen entladen. Dieses Verhalten der Materie ist charakteristisch für eine KELVIN-Substanz. Die rheologische Gleichung (d. h. die Gleichung, die den Zusammenhang zwischen den Spannungen und den Verzerrungen angibt) kann für eine solche KELVIN-Substanz mit Bezug auf die deviatorischen Komponenten des Spannungs-(τ_{ik}) und Verzerrungs-(ϵ_{ik})tensors wie folgt geschrieben werden:

$$\tau_{ik} = 2\,\mu\,\epsilon_{ik} + 2\,\eta\,\dot{\epsilon}_{ik} \quad (i \neq k),$$

wo μ einen Schubmodul und η eine Viskosität darstellen. Die «Entladungskurve» einer solchen Substanz (zur Zeit $t \geqq 0$, $\tau = 0$; zur Zeit $t = 0$, $\epsilon_{ik} = \epsilon_{ik}^0$) ist durch die folgende Gleichung gegeben:

$$\epsilon_{ik} = \epsilon_{ik}^0\, e^{-\frac{\mu}{\eta} t},$$

so dass $T = \eta/\mu$ die «Relaxationszeit» für die Verzerrungen darstellt. Von einer Kurve, die die Energieabgabe von Nachbeben mit der Zeit darstellt, kann man direkt die Relaxationszeit ablesen, da die Verzerrungen der Quadratwurzel der Energie proportional sind. Man erhält für T etwa 2 Tage und daraus, wenn man für μ den Wert, den man von den Gezeiten erhält, annimmt (2×10^{12} dyn/cm^2), findet man $\eta = 3 \times 10^{17}$ Poise.

Es gibt verschiedene Theorien, welche den Aufbau der Spannungen zu erklären versuchen. Am bekanntesten ist wohl die «Feldtheorie» von MAZUZAWA (1953), der die seismischen Erscheinungen auf thermische Vorgänge zurückführen will. Es ist aber wohl wahrscheinlicher, dass die Spannungen direkt mit den tektonischen Ereignissen zusammenhängen und dass somit die Erdbebenherdmechanismen irgendwie auf die Tektonik einer Region zurückgeführt werden müssen.

Statistik der Verschiebungsebenen

Um den Zusammenhang zwischen Tektonik und Erdbebenherdmechanismus etwas näher zu untersuchen, wollen wir die Verschiebungsebenen der Erdbebenherde etwas näher betrachten. Da man einen Zusammenhang mit der Tektonik vermutet, versucht man zunächst, das Streichen und Fallen der Verschiebungsebenen von Beben, deren Verschiebungsebenenlösungen bekannt sind, in einem Erdbebengebiet einfach in eine tektonische Karte einzutragen. Man sieht dann aber sogleich, dass sich keine vernünftige Korrelation ergibt: Die Orientierung der seismischen Verschiebungsebenen erscheint vollkommen zufällig.

Man versucht daher, sich zunächst auf gewisse Parameter der Herde zu beschränken. Unter Brüchen (Verwerfungen) unterscheidet man geologisch gewöhnlich 3 Typen: normale Verwerfungen, Überschiebungen und Blattverschiebungen. Dementsprechend kann man von einer seismischen Verschiebungsebenenlösung sagen, welchem Typ von Bruch sie entspricht. Natürlich darf man nicht erwarten, dass man dabei auf ideale Fälle stosse, aber, z. B., je nachdem ob der Verschiebungsvektor und das Streichen der Bruchebene einen Winkel, der grösser oder kleiner als 45° ist, einschliesst, wird man das Beben als vom Typ einer normalen Verwerfung (oder Überschiebung, je nach Vorzeichen) oder als vom Typ einer Blattverschiebung ansehen. Man kann auch das Vorzeichen der Komponente des Verschiebungsvektors in der Einfallsrichtung als ein Charakteristikum ansehen und untersuchen, ob dieses Vorzeichen dem einer Kompression (Überschiebung) oder dem einer Dilatation (normalen Verwerfung) entspreche.

Auf diese Weise kommt man auf 2 BOOLEsche Parameter (normale oder Blattverschiebung, Kompression oder Dilatation), die zusammen 4 Klassen von Erdbeben

abgrenzen. Wenn man mit diesen 4 Klassen Statistik treibt, erhält man plötzlich sinnvolle Resultate.

Wenn man die Verschiebungsebenenlösungen von Erdbeben, die gegenwärtig in der Literatur vorhanden sind, untersucht, erhält man folgende Resultate:

a) Die meisten Erdbeben haben einen Herdmechanismus, der einer Blattverschiebung entspricht.

b) Es gibt gewisse, ziemlich begrenzte Gegenden, die Ausnahmen zu der unter a) festgestellten Regel darstellen: Eine solche Gegend ist das Pamirgebirge, eine andere Indonesien.

c) Mit Bezug auf das Vorzeichen der Komponente des Verschiebungsvektors in der Einfallsrichtung kann man keine allgemeine Regel aufstellen. Somit gibt es keine bestimmte Herdtiefe, in der eine Umkehrung des Vorzeichens stattfinden würde. Das Vorzeichen ist von Gegend zu Gegend verschieden, aber für jede Gegend (soweit dies festgestellt werden kann) für alle Herdtiefen dasselbe. Dies scheint zu bedeuten, dass die Kräfte, die die Erdbeben erzeugen (welche diese auch immer sein mögen), dieselben sind, ohne von der Herdtiefe abzuhängen. Daraus kann man eine bedeutende Folgerung für die tektonischen Kräfte ziehen: Nimmt man nämlich an, dass die Erdbeben von tektonischen Kräften erzeugt werden, so kommt man zum Schlusse, dass diese Kräfte in Tiefen von 0 bis 700 km (was der tiefsten Lage von Erdbebenherden entspricht) gleichartig wirken müssen.

Statistik der Nullachsen

Die Statistik der Verschiebungsebenen, die wir oben behandelt haben, leidet darunter, dass man gewöhnlich für jedes Erdbeben zwei mögliche orthogonale Verschiebungsebenenlösungen hat. Die Streuung der Resultate ist daher grösser als man auf Grund der physikalischen Prinzipien zu erwarten hätte.

Da es sich für jedes Erdbeben, von dem eine Verschiebungsebenenlösung bekannt ist, eine unzweideutige Richtung gibt (die Nullachse), liegt es einem nahe, sich zu fragen, ob man nicht gewisse statistische Betrachtungen auf den Nullachsen aufbauen könne.

Es ist in der Tat leicht zu sehen, dass man ein Modell aufstellen kann, das auf der Statistik der Nullachsen fusst. Nimmt man nämlich an, dass die Erdbeben das Resultat einer differentiellen Bewegung von Schollen sind, wo die relative Bewegungsrichtung durch eine gewisse Achse («Bewegungsachse») gekennzeichnet ist, so ersieht man gleich, dass sich die Nullachsen im Mittel orthogonal zur Bewegungsachse ausrichten sollten. Die Lagen der Verschiebungsebenen können dabei ganz willkürlich sein, aber die Nullachsen, die diejenige Richtungen anzeigen, in welchen keine Bewegung stattfindet, sollten normal zur Bewegungsachse liegen. Man sollte also erwarten, dass man umgekehrt aus einer statistischen Behandlung der Nullachsen der Erdbeben einer Gegend deren Bewegungsachse ableiten könne.

Die Methode, um die Bewegungsachse von den Nullachsen abzuleiten, stützt sich auf das Prinzip der kleinsten Quadrate. Bezeichnet man die Richtungskosinusse der i-ten Nullachse mit n_{xi}, n_{yi}, n_{zi} (x Nord, y Ost, z abwärts), die der Bewegungsachse mit x, y, z, so will man ein Minimum für die Summe S

$$S = \sum_i (x\, n_{xi} + y\, n_{yi} + z\, n_{zi})^2$$

unter der Nebenbedingung

$$x^2 + y^2 + z^2 = 1 \tag{N}$$

erzielen; dabei sind x, y, z unbekannt. Man sieht sogleich, wenn man die Summe S in ihre Bestandteile entwickelt

$$S = (\sum_i n_{xi}^2)\, x^2 + (\sum n_{yi}^2)\, y^2 + (\sum n_{zi}^2)\, z^2$$
$$+ 2\,(\sum n_{xi}\, n_{yi})\, x\, y + 2\,(\sum n_{xi}\, n_{zi})\, x\, z + 2\,(\sum n_{yi}\, n_{zi})\, y\, z,$$

dass man es hier mit einem Minimalisierungsproblem einer quadratischen Form in x, y, z unter der Nebenbedingung (N) zu tun hat. Dies ist aber ein klassisches Problem und läuft auf das Problem der Hauptachsentransformation der Matrix der Koeffizienten der quadratischen Form heraus. Die Matrix ist a_{kl}, wo

$$a_{kl} = \sum_i n_{ki}\, n_{li}$$

(k und l nehmen die «Werte» x, y, z an). Der kleinste Eigenwert der Matrix a_{kl} ist dann der Minimalwert der Summe S; der entsprechende Eigenvektor stellt die Bewegungsachse dar. Der Minimalwert der Summe S ist zudem ein bequemes Mass für die Streuung der Nullachsen um die zur Bewegungsrichtung orthogonale Ebene; er ist nämlich die Summe der Quadrate der Sinusse der Winkel, die die Nullachsen mit der oben beschriebenen Ebene einschliessen. Indem man den Minimalwert von S durch die Zahl der Nullachsen dividiert, die Quadratwurzel aus dem Resultat zieht und den entsprechenden Arkussinus aufsucht, erhält man den «mittleren Streuungswinkel» der Nullachsen. Die Einzelheiten der Theorie wurden von FARA und SCHEIDEGGER (1963) beschrieben.

Man kann die Rechnungen für ein Erdbebengebiet sogar von Hand ausführen; die Hauptachsentransformation erfordert die Lösung einer kubischen Gleichung. Bequemer ist es aber, die ganze Methode für eine elektronische Rechenmaschine zu programmieren, dann kann man eine beliebige Zahl von Erdbeben verwenden, und das Resultat ist in einigen Zehntelsekunden erhältlich.

Es mag bekannt sein, dass eine «Bewegungsachse» in der Literatur auch dadurch hergeleitet wurde, dass man die Halbierenden im Quadrantenschema einer Verschiebungsebenenlösung errechnete; diejenige Halbierende, die der grössten Kompression entspricht (resp. deren Projektion), wird oft als PHS- (prinzipielle [horizontale] Spannungs-)Richtung bezeichnet. Wenn man alle PHS-Richtungen in einem Erdbebengebiet mittelt, entsteht eine «Bewegungsachse». Man kann sich leicht davon überzeugen, dass, wenn unser Modell richtig ist, d. h. wenn die Nullachsen wirklich einer Ebene parallel sind, wobei die Lage der Achse in der Ebene dem Zufall unterworfen ist, die PHS-Richtungen um die Normale zu dieser Ebene (d. h. um die nach unserem Schema berechneten Bewegungsachse) streuen müssen; der Streukegel hat dabei einen halben Öffnungswinkel von 45°. Durch die Mittelung der PHS-Richtungen sollte sich aber eine viel grössere Streuung als durch die Minimalisierung der Summe S ergeben. In diesem Zusammenhange ist es z. B. interessant festzustellen, dass

BALAKINA (1962), auf der Basis der Mittelung der PHS-Achsen der einzelnen Erdbeben im Marianeninselbogen, nicht im Stande war, eine Bewegungsachse für dieses Gebiet abzuleiten, während es auf der Basis der Minimalisierung der Summe S ohne weiteres gelang (FARA und SCHEIDEGGER, 1963).

Zusammenhang zwischen tektonischen Verschiebungs- und Spannungsfeldern

Die statistische Analyse der Nullachsen führt auf eine regionale Verschiebungsachse. Man möchte nun aber auch gerne über das regionale Spannungsfeld etwas aussagen können. Es ist daher wichtig, den Zusammenhang zwischen tektonischen Verschiebungs- und Spannungsfeldern zu untersuchen.

Über diesen Zusammenhang kann man keine allgemeingültige Aussagen machen, da die Beziehungen zwischen den Spannungen und den Verzerrungen von der «Rheologie» des Materials abhängen. Wenn man sich aber auf Erdbebenherde beschränkt, kann man wohl annehmen, dass die Vorgänge denen, die der ANDERSONschen (1942) Theorie der Brüche zu Grunde liegen, entsprechen.

In der ANDERSONschen Theorie nimmt man an, dass die möglichen Bruchflächen einen Winkel von ungefähr 45° mit den Richtungen der grössten und kleinsten Hauptspannung einschliessen und der Richtung der mittleren Hauptspannung parallel sind. Die ANDERSONsche Theorie stellt nichts anderes als eine sehr vereinfachte Form der bekannten MOHRschen Bruchhypothese dar.

In der ANDERSONschen Theorie nimmt man also an, dass in jedem nicht degenerierten Spannungszustand zwei Bruchflächen möglich sind, die zueinander orthogonal stehen. Falls die eine dieser Bruchflächen realisiert ist, liegt der Verschiebungsvektor so, dass die andere die dazugehörige Hilfsebene darstellt.

Wenn man daher annimmt, dass im Mittel die Richtung der grössten Hauptspannung in einem Gebiete konstant sei, dann müssen die restlichen Hauptspannungsrichtungen in einer zu dieser Richtung orthogonalen Ebene liegen. Da die Nullachsenrichtung mit der mittleren Hauptspannungsrichtung zusammenfällt und man annimmt, dass die Nullachsen ungefähr einer Ebene parallel sind, so kommt man also zum Schluss, dass die Bewegungsachse eines Gebietes im Mittel der Richtung der grössten Hauptspannung entsprechen muss.

Umgekehrt erlaubt einem daher die statistische Analyse von Erdbebenherdmechanismen, die mittlere Richtung der grössten Hauptspannung in einem Gebiete zu ermitteln.

Wenn das unseren Betrachtungen zu Grunde liegende Modell richtig ist, sollte die aus den Nullachsen hergeleitete mittlere PHS-Richtung dieselbe sein wie die, die man erhält, wenn man über die einzelnen PHS-Richtungen der individuellen Erdbeben mittelt.

Grosstektonische Betrachtungen

Es bleibt noch übrig, die oben angeführte Theorie auf konkrete Fälle anzuwenden. Um dies tun zu können, müssen für eine Gegend genügend Verschiebungsebenenlösungen von Erdbeben vorhanden sein.

Dies war zum Beispiel für die Erdbebenherde im Marianeninselbogen im westlichen Pazifik der Fall. In der Gegend dieses Inselbogens gibt es viele Erdbeben, von denen 21 auf ihren Herdmechanismus hin untersucht wurden.

Wenn man die oben erwähnte statistische Analyse an den Nullachsen dieser Erdbeben ausführt, erhält man eine Bewegungsachse, die von Südosten nach Nordwesten streicht. Diese Richtung ist somit ungefähr dem nördlichen Ende des Inselbogens parallel und daher zum Streichen der Küste Ostasiens ungefähr orthogonal. Es mag interessant sein, diese Richtung mit der mittleren PHS-Richtung zu vergleichen, die japanische und russische (z. B. BALAKINA, 1962) Forscher für die japanischen Beben abgeleitet haben: man bemerkt nämlich, dass diese zwei Richtungen identisch sind.

Wenn man unsere Methode auf verschiedene Gebiete anwendet, so stellt sich heraus, dass die tektonischen Spannungsrichtungen im Mittel über grosse Gebiete konstant sind. So scheint z. B. ein Zusammenschub zwischen dem Pazifischen Ozean und der Ostküste Asiens zu bestehen. Die Richtung der grössten Hauptspannung ändert sich von Grossgebiet zu Grossgebiet. Die Einzelheiten dieser Spannungen sind aber noch nicht klar, da es sich hier um Resultate von Forschungen handelt, die eben im Gange sind.

Literatur

ANDERSON, E. M. (1942): The Dynamics of Faulting and Dyke Formation With Applications to Britain. Edinburgh: Oliver and Boyd.

BALAKINA, L. M. (1962): Obshchie zakonomernosti v napravleniyakh glavnykh napryazhenii, deistvuyushchikh v ochagakh zemletryasenii tikhookeanskogo seismicheskogo poyasa. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz. Nol. 11, 1471—1483.

FARA, H. D. und SCHEIDEGGER, A. E. (1963): An Eigenvalue Method for the Statistical Evaluation of Fault Plane Solutions of Earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Amer. *53*, 811—816.

LOVE, A. E. H. (1904): The Propagation of Wave-Motion in an Isotropic Elastic Solid Medium. Proc. Lond. Math. Soc. ii, *1*, 291—344.

MATUZAWA, T. (1953): Feldtheorie der Erdbeben. Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo *31*, 179.

NAKANO, H. (1923): Notes on the Nature of the Forces which Give Rise to the Earthquake Motions. Seism. Bull. Centr. Met. Obs. Japan *1*, 92—120.

PRESS, F. (1959): Elastic Wave Radiation from Faults in Ultrasonic Models. Pub. Dom. Obs. Ottawa *20*, 271—277.

SCHÄFFNER, H. J. (1959): Die Grundlagen und Auswerteverfahren zur seismischen Bestimmung von Erdbebenmechanismen. Freiberger Forschungshefte C63.

— (1962): Tabellen kinematischer Erdbebenherdparameter. Veröff. Inst. Angew. Geophysik, Bergakademie Freiberg.

SCHEIDEGGER, A. E. (1963): Principles of Geodynamics. Zweite Auflage. Berlin: Springer.

SCHOLTE, J. G. J. und RITSEMA, A. R. (1962): Generation of Earthquakes by a Volume Source with Moment. Bull. Seismol. Soc. America *52*, 747—765.

STEKETEE, J. A. (1958): On Volterra's Dislocations in a Semi-Infinite Elastic Medium. Canad. J. Phys. *36*, 192.