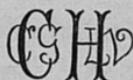


Über die Erdbeben.

Von

J. Roth.



Berlin SW., 1882.

Verlag von Carl Habel.

(C. G. Lüderitz'sche Verlagsbuchhandlung.)

33. Wilhelm-Straße 33.



Über die Erpöbden

Das Recht der Uebersetzung in fremde Sprachen wird vorbehalten

GH

Berlin 1831

Verlag von Carl Gabel

(Verlag von Carl Gabel)

In den Zweigen der Naturwissenschaft, welchen Experiment und Selbstsehen zu Gebote steht, muß der Fortschritt nothwendig ein anderer sein als in denen, wo die zusammenfassende und erklärende Theorie zum Theil in berichteten und beschriebenen Thatsachen gefunden werden muß. Niemand wird voraussetzen, daß die Wirkungsweise der mechanischen, physikalischen und chemischen Kräfte sich im Laufe der Zeiten geändert habe, wenn er die Ursachen der Veränderungen in der unorganischen und organischen Welt, in der Geschichte der Erde erläutert. Der Geolog, der Geschichtschreiber der Erde, wird stets bestrebt sein in der unendlich langen Reihe der allmählichen und von einander abhängigen Vorgänge eine gezielte Folge zu erkennen, wenn er, zunächst vom heutigen Geschehen ausgehend, die Geschichte der Vergangenheit zu enträthseln sucht. Er ist nach Cuvier's Ausdruck eine neue Art Antiquar, aber seine Ausgangspunkte sind je nach dem Gegenstand seiner Forschung doppelter und ganz verschiedener Art. Für die Veränderungen der organischen Welt liefert die Natur in den Versteinerungen, den Medaillen der Schöpfung, der Forschung eine wenngleich nicht immer hinlängliche und oft lückenhafte Grundlage, welche jedoch ein Selbstsehen gestattet. Für die Erklärung der Veränderungen in der unorganischen Welt dagegen fehlt dem Geologen nicht nur in den meisten Fällen die Möglichkeit des Experimentes, sondern häufig ist auch der Gegenstand der Beobachtung nicht mehr vorhanden, eine Controlle des Angegebenen nicht mehr ausführbar und der historische Bericht das allein Vorhandene. Könnte man stets die Glaubwürdigkeit des einzelnen Berichtes

nach dem Grade der Einsicht des einzelnen Beobachters bestimmen, überall Vermuthungen und Annahmen vom Wirklichen, thatsächlich Beobachtetes von dem Ungenauen und dem auf Hörensagen Beruhenden scheiden, so würde sich durch kritische Sichtung bald das Brauchbare herausstellen, und, wie der Geschichtsforscher Motive und Gründe für die Handlungen der Menschen entwickelt, für die geologischen Erscheinungen der Zusammenhang zwischen Ursachen und Wirkungen erkennen lassen; eine Erkenntniß, welche hier wie dort durch die Vielheit der zu einer Wirkung zusammentretenden Ursachen erschwert wird.

Fast in keinem Theile der Geologie ist die Beschreibung der Erscheinungen und Thatsachen, damit die Grundlage für die Theorie, so mangelhaft und so ungenügend als bei den Erdbeben, und das hat mehr als einen Grund. Gibt es doch kaum noch ein so großartiges, so plötzlich und unerwartet eintretendes, so rasch vorübergehendes Phänomen mit oft so fürchterlichen Wirkungen. Daher gilt in hohem Maasse dafür das, was de Bottis 1768 über die Vesuvausbrüche berichtet: „Und endlich sagten sie mir Falsches, weil die Menschen in ähnlichen Fällen gern Wunderbares und Schreckliches erzählen.“ Die Nachrichten sind ferner ungenügend, weil selbst die nüchternsten Beobachter, zumal der früheren Zeiten, nicht wußten und nicht wissen konnten, worauf es ankommt, denn nur spät und langsam lernte man die Fragen stellen, auf deren Beantwortung der Fortschritt der Erkenntniß beruht. Für die Zeiten bis zum Anfang dieses Jahrhunderts und zum Theil noch später liegen fast nur Aufzeichnungen vor, welche das Statthaben eines Erdbebens an dem betreffenden Ort ergeben. Karl von Hoff hat mit unendlicher Sorgfalt in seiner „Chronik der Erdbeben und der Vulcan-Ausbrüche“¹⁾ die zerstreuten Daten gesammelt, nach ihm haben A. Perrey²⁾, R. Mallet³⁾, Julius Schmidt⁴⁾ und Andere⁵⁾ Verzeichnisse gegeben. Rechnet man dazu die Auffätze und

(180)

Publikationen über einzelne Erdbeben, ferner die Versuche einer Erklärung, so ergibt sich, daß fast für keinen Zweig der Geologie die Literatur so groß ist als über die Erdbeben, und dennoch ist der Gewinn aus ihr ein geringer.

Daß man trotz des Ungenügens der älteren Berichte aus ihnen Schlüsse zu ziehen versuchte, erklärt sich einfach. Zunächst bot sich der Weg der Statistik. Man zählte die Erdbeben in der nördlichen und südlichen Halbkugel, in den fünf Erdtheilen, in den einzelnen Ländern, verglich die Häufigkeit in den einzelnen Distrikten, fragte, ob die erschütterten Gebiete am Meere oder an größeren Landseen, in hohen Gebirgen, in der Nähe von Thermen, in vulkanischen Gebieten lagen, ordnete die Erdbeben nach Jahrhunderten und Jahrzehnten, nach den Jahreszeiten, Monaten, Tages- und Nachtstunden, und brachte in der Hoffnung Ursächliches zu finden, die Erdbeben mit allen möglichen Dingen in Verbindung: zunächst mit den Mondphasen, den meteorologischen Erscheinungen, dem Stande des Barometers und Thermometers, ferner mit Nordlichtern, Feuerkugeln, Sonnenflecken, mit Magnetismus und Elektrizität u. s. w.

Bezeichnet man als Erdbeben die vorübergehende Bewegung des Erdbodens, deren unter der Oberfläche gelegene Ursache von unten nach oben, von der Tiefe nach außen wirkt, so sind damit ausgeschlossen die Bergstürze, Felsbrüche, Abrutschungen, Erdschlipfe, Einstürze von Höhlen, Wirkungen der Stürme, überhaupt alle Bewegungen und Erschütterungen des Bodens, welchen andere Ursachen zu Grunde liegen. Die Erdbeben können aber, vom Festland auf die Wassermasse des Oceans übergehend oder vom Meeresboden selbst ihren Ausgang nehmend, Erschütterungen des Meerwassers, Stoßwellen, Schwankungen des Meeresspiegels, Ueberflutungen der Küsten und Rückzüge des Meeres hervorrufen; Erscheinungen, welche man als Seebeben zusammenfaßt und darunter die Bewegungen der großen Binnen-

seen mitbegreift. Erreicht die Stosswelle die Küste, so erregt sie durch ihre Größe und ihre Wirkungen die Aufmerksamkeit; bleibt die Erschütterung örtlich auf ein kleines Gebiet im Ocean beschränkt, so kann nur ein zufällig vorüberfahrendes Schiff davon berichten. Da das Wasser etwa $\frac{11}{15}$ der Erdoberfläche bedeckt, so bleibt auch heute noch das größte Gebiet der genaueren und stetigen Beobachtung entzogen.

Bei statistischen Erörterungen sind diese Verhältnisse in Betracht zu ziehen, und für die rückliegenden Zeiten kommt noch ein Zweites dazu: die Kunde der Erdbeben in Amerika, Australien, einem großen Theil von Asien und Afrika beginnt natürlich erst spät, und selbst für die neueren Zeiten vertheilen sich die Berichte aus den fünf Erdtheilen sehr verschieden, ja sie fehlen aus oft erschütterten Gebieten bisweilen gänzlich und sind einigermassen vollständig nur aus Kulturländern, aus Europa und Nordamerika zu erwarten. Sie setzen eben eine Anzahl wissenschaftlich gebildeter Beobachter voraus.

Trotz aller dieser Unvollkommenheit der Berichte sieht man, daß die Erdbeben eine überaus häufige Erscheinung waren und sind. Nach A. von Humboldt „würde man sich wahrscheinlich überzeugen, daß fast immerdar an irgend einem Punkt die Erdoberfläche erbebt, wenn man von dem täglichen Zustande ihrer Gesammtheit Nachricht haben könnte⁶⁾.“ Nach Mallet⁷⁾ hat man bis zum Jahr 1850 Nachricht über etwa 7000 Erdbeben; nach Perrey fallen (und diese Zahlen würden sich nach unserer heutigen Kenntniß bedeutend erhöhen und verändern) für die Zeit von 306 bis 1843 auf Europa und die angrenzenden Theile von Asien und Afrika 2299 Erdbeben, davon auf das XVI. Jahrhundert 110, auf das XVII. 180, auf das XVIII. 660, auf das XIX. 925. Für die Zeit von 1551 bis 1850 berichtet Mallet über 6579, für die Zeit von 1701 bis 1850 über 5296 Erdbeben, also in doppelt langer Zeit nicht über die

(182)

doppelte Zahl. Nach Kluge⁸⁾ fanden in den acht Jahren von 1850 bis 1857 4620, also jährlich 577; nach Mallet von 1001 bis 1850 jährlich 7,74; von 1701 bis 1850 jährlich 35,31 Erdbeben statt. Von jenen 4620 Erdbeben fallen auf Europa (mit Ausschluß des zu Asien gerechneten griechischen Archipels) 2433, (davon auf die Alpen 1086 und auf die Alpen westlich des Rheins 1005), auf Amerika 1155, auf Asien 891, auf Afrika und Australien 121. Für Italien allein zählt M. St. de Rossi vom Dezember 1873 bis November 1874 725, für 1876 1273 mehr oder weniger starke Erdstöße auf. Man darf aus diesen sicher nicht überall vollständigen Zahlen keineswegs auf Zunahme der Erdbeben, sondern nur auf Zunahme der Beobachtung schließen und sieht zugleich, wie ungleich die Beobachter vertheilt sind. Es ergibt sich, daß kein Theil der Erdoberfläche absolut frei ist von Erdbeben, daß diese in Gegenden der verschiedensten geologischen Beschaffenheit und des verschiedensten geologischen Baues vorkommen, daß manche Gebiete öfter heimgesucht werden als andere, daß es „habituelle Stoßgebiete“ gibt, in welchen Erdbeben zu den häufigen, ja selbst zu den gewöhnlichen Dingen gehören. Ferner sieht man, daß vulkanreiche Gegenden nicht häufiger betroffen werden als vulkanfreie, wenn gleich der ursächliche Zusammenhang zahlreicher Erdbeben mit vulkanischen Erscheinungen sicher gestellt ist; daß es keine sicheren Vorzeichen, keine in gleichen Zeitfristen eintretende Wiederkehr an demselben Ort (keine Periodicität) der Erdbeben giebt; daß ihre Stärke, ihre Dauer, ihre räumliche Ausdehnung, die Art ihrer Fortpflanzung eine sehr verschiedene ist. Bald bringt das Erdbeben nur ein rasch vorübergehendes Erzittern hervor, etwa wie das Vorüberfahren eines stark beladenen Wagens, bald schwancken durch stärkere Bewegung Bäume, Häuser und Thürme, die Mauern bekommen kleine Risse, kleine Gegenstände werden umgestürzt und fortgeschleudert, bei noch stärkeren Stößen

zerreißen die Mauern, alle beweglichen Gegenstände in den Häusern werden geschoben oder umgestürzt; die heftigsten Bewegungen endlich verwandeln ganze Städte in Trümmerhaufen und der Erdboden erfährt dauernde Niveauveränderungen.

Zunächst nach Stärke und Dauer unterscheidet man gewöhnlich: die verheerendsten, mindest häufigen, aus wenigen kurz aufeinander folgenden heftigen Stößen bestehenden Erdbeben, denen meist schwächere Stöße vorausgehen und mehr oder minder zahlreiche, an Stärke allmählich abnehmende oder wechselnde nachfolgen; die schwächeren, oft auf ein kleineres Gebiet begrenzten, Monate, selbst Jahre lang dauernden Erschütterungen, „Erdbebenschwärme“ nach von Seebach's Bezeichnung; und die ganz isolirten, durch lange Zwischenräume von den vorhergehenden getrennten, schwachen und kurzen Erschütterungen, die meist nur an einem Punkt gespürt werden.

Nach dem Zeugniß von A. von Humboldt wurde am 26. März 1812 die Stadt und Provinz Caracas durch drei heftige Stöße zerstört, von denen der stärkste etwa 3 — 4 Sekunden anhielt; das Ganze drängte sich in den Zeitraum von wenigen Minuten zusammen, welche mehr als 20 000 Menschen das Leben kosteten. Die Bewegungen dauerten fort bis in die Mitte des Jahres 1813. Man hatte das Erdbeben bis in 180 Meilen Entfernung bemerkt. Bei dem fürchterlichen Erdbeben am 6. Juni 1692 in Jamaica war Alles in drei Minuten vollendet, und die ganze Insel so umgewandelt, daß keine Landschaft ihr altes Ansehen behalten hatte. Die Erschütterungen wiederholten sich zwei Monate lang. Das Erdbeben, welches am 11. Januar 1839 die Insel Martinique und die ganze Kette der kleinen Antillen erschütterte und sich 120 Meilen weit fortpflanzte, bestand aus zwei sehr heftigen Stößen, welche in 30 Sekunden vorüber waren. Die Katastrophe, welche am 8. Februar 1843 die Insel Guadeloupe betraf, dauerte 1½ Minuten, die Wir-

kungen wurden bis Cayenne und Süd-Carolina verspürt. Die Bewegungen dauerten bis zum 31. Mai, man zählte über 200 einzelne Stöße.

Bei dem großen Erdbeben von Riobamba am 4. Februar 1797 — nach A. von Humboldt einem der furchtbarsten Phänomene der physischen Geschichte der Erde — dauerten die ersten Stöße beinahe vier Minuten und die Erscheinungen ununterbrochen fort bis zum 5. April, an welchem Tage sie den ersten an Heftigkeit wenig nachgaben. Dem Erdbeben, welches am 18. August 1853 die Stadt Theben in Böotien zerstörte, gingen schwache Stöße voraus; die Stöße dauerten wenigstens bis zum Februar 1854, also 6 Monate lang, „denn vergebens würde man sich bemühen zu entscheiden, wann die Wirkungen des großen Erdbebens aufhörten und wann neue Bewegungen auftraten“⁹⁾. Die Erdbeben, welche einen großen Landstrich der Vereinigten Staaten am Mississippi, Arkansas und Ohio zu Ende des Jahres 1811 erschütterten, hielten zwei volle Jahre an, waren an der Ostseite der Alleghanies viel schwächer als an der Westseite und traten an einigen Stellen fast regelmäßig von Stunde zu Stunde ein. Der Hauptschauplatz ihrer Bewegungen wanderte regelmäßig das Mississippithal, allmählich immer weiter von Süd nach Nord, herauf.

Nach Julius Schmidt hielt das phokische Erdbeben, welches am 31. Juli 1870 begann und eine Fläche von 2375 Quadratmeilen erschütterte (Durchmesser von Korfu bis Seriphos), drei und ein halb Jahr an. Man zählte bis zum 1. August 1873 35 sehr große Stöße; „ich bin aber sicher, daß mir kaum der zehnte Theil bekannt ward, daß man für die drei Jahre gegen 300 oder 320 schwere Erdbeben ohne Uebertreibung annehmen darf und etwa 50 000 gewöhnliche Erdstöße, die man nicht beachtete“⁹⁾. Schon Fr. Hoffmann nennt es charakteristisch, daß

bedeutendere Erdbeben gewöhnlich da, wo sie ein Mal begonnen haben, nicht sobald wieder aufhören.

Als Beispiele für schwächere Erdbebenschwärme mögen die genannt werden, welche vom October 1869 bis November 1871, zuletzt kaum bemerkbar und in Monate langen Pausen, in Groß-Gerau und Darmstadt gespürt wurden; ferner die im Pastorat Nesne, Norwegen, vom 29. Juni bis 9. Juli 1871 beobachteten Erdstöße, deren man deutlich 19, z. Th. heftige unterschied.

Zu den vereinzelt auftretenden Erdbeben gehören unter anderen die der Insel St. Helena, wo am 15. Juli 1865 das vierte¹⁰⁾ seit Besitznahme durch die Engländer (1650) beobachtet wurde, und die sparsamen Erdbeben der norddeutschen Ebene.

So sicher diese angeführten Daten sind, so unsicher erscheinen die aus der Statistik abgeleiteten Annahmen über Vertheilung der Erdbeben nach Mondphasen, Jahres- und Tageszeiten, meteorologischen Erscheinungen, Sonnenflecken und Nordlichtern. Diese Unsicherheit liegt zunächst in der schon angeführten Beschränktheit und Ungenauigkeit der Angaben nach Raum und Zeit, ferner in dem Umstande, daß bei lang dauernden Erschütterungen die einzelnen Stöße, in oft erschütterten Gegenden schwache Oscillationen des Bodens nicht mehr gezählt werden¹¹⁾, und endlich in dem Zusammenwerfen zweier ganz verschiedener Arten von Erdbeben, von denen später zu reden ist. Ganz abgesehen davon, daß in manchen Statistiken bei länger dauernden Erdbeben für den einzelnen Monat nur der Anfang des Erdbebens gezählt wird, aber nicht seine Fortsetzungen in den folgenden Monaten.

Einen Einfluß der Constellationen des Mondes zu Sonne und Erde hatte man schon im vorigen Jahrhundert angenommen. Nach Perrey sollen die Erdbeben häufiger sein im Voll- und Neumond als bei erstem und letztem Viertel, häufiger bei Erdnähe als bei Erdferne des Mondes, häufiger an jeder

erschütterten Stelle, wenn sich der Mond im Meridian befindet¹²). Nach Julius Schmidt ergiebt sich für die Periode von 1766—1873 eine etwas größere Zahl der Erdbeben bei Erdnähe als bei Erdferne des Mondes; ein Maximum um die Zeit des Vollmondes, ein zweites zwei Tage nach dem ersten Viertel; dagegen eine Abnahme der Häufigkeit um die Zeit des Vollmondes, ein Minimum am Tage des letzten Viertels; nach den Orienterdbeben zwischen 1200 und 1873 fällt die größte Häufigkeit in die Zeit der Sonnennähe, die geringste in die Zeit der Sonnenferne, ferner ein Maximum zwischen 2 und 3 Uhr Morgens, ein Minimum zwischen 12 und 1 Uhr Mittags¹³). So ehrwürdig alt der Glaube an Häufigkeit der Erdbeben in gewissen Jahreszeiten ist — schon Seneca nennt den Winter verhältnißmäßig erdbebenfrei — so genau die Stellung des Mondes zur Zeit des Erdbebeneintritts, so sicher das arithmetische Mittel aus den Stunden des Tages und der Nacht festgestellt sein mag — aus den oben angeführten Gründen kann man diesen Zahlen einen großen Werth nicht beilegen. Noch weniger verläßlich ist der Zusammenhang mit meteorologischen Erscheinungen, wie Windstille, Windstößen, drückender Hitze, dunstigem Horizont, starken Gewittern, mit Veränderungen im Luftdruck und in der Abweichung der Magnetnadel, mit Nordlichtern und der Periode der Sonnenflecken, mit der Häufigkeit der Feuerkugeln. Gegen einen Theil dieser Annahmen spricht die große Ausdehnung der erschütterten Gebiete, in denen dieselben Erscheinungen nicht auftreten, und vor allen Dingen die Thatsache, daß die direkten Beobachtungen für irgend welchen Zusammenhang bis jetzt sichere Beweise nicht liefern, obwohl sehr vorsichtige Beurtheiler die Möglichkeit eines Zusammenhangs zwischen Erdbeben und Regenfall nicht ganz abweisen. Auch der Synchronismus, das gleichzeitige Eintreten von Erdbeben in weit auseinander liegenden Gegenden beweist nicht

für einen Zusammenhang, da an zwei Orten gleichzeitig auftretende Dinge sehr verschiedene Ursachen haben können.

Von den Erscheinungen, welche häufig die Erdbeben begleiten, oft aber auch ganz fehlen, ist zunächst das unterirdische Getöse zu nennen. Seine Stärke und seine Verbreitung entspricht nicht denen der Bodenbewegung; es tritt vor, bei und nach den Erschütterungen ein, wird sehr verschiedenartig, als Brausen, Rasseln, Donnern, Rollen, Gebrüll beschrieben, bisweilen gleichzeitig über große Räume hin vernommen, kommt aber auch ohne jede merkbare Erschütterung vor. Zu dieser letzteren Gruppe gehören die von A. v. Humboldt so oft erwähnten *bramidos y truenos subterranos* von Guanajuato auf dem mexikanischen Hochland, bei welchen weder auf der Oberfläche noch in den 1500 Fuß tiefen Gruben irgend ein leises Erdbeben bemerkbar war. Die furchtbare Erscheinung, langsam rollender Donner mit kurzen krachenden Schlägen abwechselnd, wurde ununterbrochen und auf einen kleinen Raum beschränkt vom 9. Januar bis Mitte Februar 1784 gehört. Sie verzog sich, wie sie gekommen war, mit abnehmender Stärke. Es entstand Hungersnoth, weil aus Furcht vor den *truenos* keine Zufuhr aus der kornreichen Hochebene kam. Ähnliche *bramidos* (Gebrüll) hört man häufig auf dem Plateau von Quito, wo gewöhnlich ihnen schwache Erdstöße folgen. Während der Erdbeben in Piemont 1808 vernahm man das Getöse häufig, ohne Erschütterungen zu spüren. Auf der dalmatinischen Insel Meleda dauerte das Getöse vom März 1822, oft durch große Pausen unterbrochen, bis Februar 1826, meist ohne alle Erschütterung. Lange nach dem großen Erdbeben von Neu-Granada am 16. November 1827 hörte man im Caucathale von 30 zu 30 Secunden unterirdische Detonationen. Der Schall wird nicht durch die Luft, sondern durch die Erde fortgepflanzt. Oft sehr weit: bei dem heftigen Erdbeben von Neu-Granada

im Februar 1835 hörte man den unterirdischen Donner gleichzeitig in Popayan, Bogotà, Santa Marta, Caracas, in Haiti, Jamaica und an dem See von Nicaragua. In Italien nennt man das rollende Getöse rombo, im Alterthum sprach man von unterirdischen Gemittern.

Daß bei manchen Erdbeben beobachtete Hervorbrechen von Gasen und Dämpfen, das Hervorstößen von Sand und Schlamm aus neu entstandenen Spalten des Bodens, die Entstehung von Schlammströmen erklärt sich durch die neu gebildete Verbindung der tieferen Schichten mit der Oberfläche der Erde. Dahin gehört auch die Erhöhung der Temperatur, die Erübung, das Ausbleiben der Quellen und Thermen, die Entstehung neuer Quellen, die Vermehrung oder Verminderung der Wassermasse in Brunnen, Bächen und Flüssen.

Bei dem heftigen, 60 Meilen weit wahrgenommenen, peruanischen Erdbeben am 30. März 1828 wird Folgendes berichtet, das, wenn wahrheitsgetreu, auf einen Gas-Ausbruch mit sehr hoher Temperatur aus dem Meeresgrunde hinweist. Das britische, im Hafen von Callao an zwei starken Eisenketten vor Anker liegende Schiff Bolant erlitt einen starken Stoß; das um die Schiffe 25 Faden tiefe Wasser zischte auf, als hätte man glühendes Eisen hineingetaucht, bedeckte sich mit Blasen, welche beim Zerplatzen einen starken Geruch nach Schwefelwasserstoff verbreiteten; das Fahrzeug schwankte um 14 Zoll herüber und hinüber. In diesem Augenblick erfolgte am Lande der Stoß, welcher einen Theil des schon oft zerstörten Callao in Trümmer stürzte. Man lichtete sogleich die Anker und fand, daß die Ankerkette, welche auf weichem Schlammgrunde gelegen hatte, ziemlich weit hin und 25 Klafter vom Schiff entfernt eine Art von Schmelzung erfahren hatte. An diesem Stück waren die 2 Zoll im Durchmesser haltenden Kettenglieder in die Länge gezogen, nur noch 4—5 Linien stark und zeigten an der Ober-

fläche viele unregelmäßige Vertiefungen. Die Kette des zweiten Ankers hatte nicht gelitten, ebensowenig die Anker der übrigen naheliegenden Schiffe.

Die durch die Erschütterungen des Bodens entstehenden Spalten wachsen von schmalen Rissen bis zu weiten, tiefen und viele tausend Fuß langen Klüften, welche meist gradlinig und parallel verlaufen, in festem Gestein geöffnet bleiben, in weichem, lockerem Gestein schneller sich schließen. Bisweilen werden die Spalten zusammengedrückt und wieder aufgerissen: bei dem Erdbeben am 14. August 1851 fand man in Barile, Basilicata, eine Henne mit beiden Füßen eingeklemmt in das Pflaster, das sich erst geöffnet und dann wieder geschlossen hatte. In den Berichten über die großen verheerenden Erdbeben ist oft die Rede davon, daß Häuser mit ihren Aufsassen von den unter ihnen aufklaffenden Spalten verschlungen werden und spurlos verschwanden. Bisweilen zeigen die Spaltenränder ein verschiedenes Niveau, eine Verwerfung, weil der eine Theil gehoben oder gesenkt wurde; bisweilen findet sich eine strahlenförmige Anordnung der Spalten um einen Mittelpunkt und Verbindung der Längsspalten durch Querrisse. Solche vielfach abgebildeten Rundlöcher sind oft die Mittelpunkte von Sandkegeln und Sandfrateren. Julius Schmidt sah diese bei dem Erdbeben von Nigion (Vostizza) am 26. December 1861 in Kalamaki am Golf von Aegina als Augenzeuge in dem durch Abrutschung sinkenden Gebiete entstehen. Viel bedeutender waren die ähnlichen Erscheinungen in der aus angeschwemmtem Lande bestehenden Küste östlich von Nigion und der achäischen Ebene. Die Deltabildung der Flüsse löste sich von den Abhängen des älteren Gebirges und versank z. Th. ins Meer, während der Küstenstrich von zahllosen Spalten durchzogen ward. Mit diesem in Folge der ungleichförmigen Beschaffenheit ungleichförmigen Sinken war nothwendig ein ungleicher, vielfach und rasch wechselnder

(190)

Druck verbunden, welcher auf den Spalten Schlamm und Sand aufpreßte. Traten noch Wasserstrahlen und Gasentwicklung dazu, so kam es auf den Kegeln zur Bildung von Krateren, aus denen die flüssigen Massen austraten. Der größte Kegel hatte am Fuß 20 m Durchmesser, sein Krater war kaum 1 m breit. Dieselben Bildungen fanden sich bei dem phokischen Erdbeben am 1. August 1870, nach Schüler bei dem wallachischen Erdbeben im Januar 1836, ebenso bei dem calabrischen von 1783, bei dem chilenischen 1822 in dem von aufgeschwemmtem Boden bedeckten Thale Viña a la mar, bei dem Erdbeben in Murcia März 1829, am Strande bei Penzance bei dem Erdbeben, welches am 15. Juli 1757 Cornwall betraf, bei dem Erdbeben 1880 von Agram in der Nähe von Resnik.

Dauernde Niveauveränderungen werden nicht häufig und nur bei stärkeren Erdbeben gefunden. Es sind plötzliche Senkungen und Hebungen, welche man als instantane von den säcularen, langsam vor sich gehenden unterscheidet. Bei dem verheerenden Erdbeben am 16. Juni 1819 wurde östlich des Indusdelta eine Fläche von 94 Quadratmeilen durch Senkung binnen wenigen Stunden in eine Lagune umgewandelt, Dorf und Fort Sindree versanken ohne umgestürzt zu werden. Nördlich der Senkung hob sich auf eine lange Strecke der Boden und bildete den Ullah-Bund (Gottesdamm, so genannt zum Unterschied von den künstlich errichteten Dämmen), dessen später durch größere Wassermassen des Indus bewirkter Querschnitt Thonlager mit Muscheln zeigte. Es war also durch den Druck des gesenkten Gebietes eine Auspressung des lockeren Bodens eingetreten. Bei dem Erdbeben im December 1853 senkte sich die Koralleninsel Tongataboo, Freundschaftsinseln, so weit, daß das Meer jetzt zwei Miles früheren Landes bedeckt. Bei dem Erdbeben am 27. Januar 1855 hob sich am Südennde der Nordinsel Neu-Seeland das Land auf eine Strecke von 12 Miles

Länge, im Maximum um 9 Fuß (eine Zone weißer, gerade unter der Linie der Ebbe mit Nulliporen bedeckter Gesteine erlaubte diese genaue Messung), gleichzeitig fand südlich der Coosstraße eine Senkung um etwa 5 Fuß statt. Bei dem chilenischen Erdbeben 1822 und 1823 hob sich die z. Th. aus Granit bestehende Küste um 3–4 Fuß, bei dem am 20. Februar 1835, wie Fitzroy und Darwin an Ort und Stelle beobachteten, um 4–5 Fuß, sank jedoch bis zum April wieder bis auf 2–3 Fuß über ihr früheres Niveau. Nach dem Erdbeben von Valdivia am 7. November 1837 fand Coste den Meeresgrund um 8 Fuß höher als 2 Jahre vorher und sah Klippen, welche früher stets unter Wasser lagen, über dem Wasser aufragen und bedeckt mit verwesenden Muscheln und Fischen. Daß eine Hebung des Meeresgrundes und nicht etwa eine Senkung des Meeresspiegels stattfand, beweisen die Beobachtungen von Fitzroy an der Insel Santa Maria, WSW von Concepcion: an der Nordseite waren die den Felsen ansitzenden Muscheln um 10 Fuß, an der Südseite dagegen nur um 8 Fuß über den Meeresspiegel heraufgerückt.

Auch Horizontalverschiebungen kommen vor: Baumalleen verschieben sich, ohne entwurzelt zu werden, ganze Häuserquartiere wechseln ihren Ort. Hamilton fand nach dem calabrischen Erdbeben im Februar 1783 bei Oppido Stücke Landes mehrere Morgen groß mit mächtigen fröhlich weiter wachsenden Eichen und Delbäumen von dem mindestens 500 Fuß höheren Sandsteinplateau losgerissen auf dem Boden des Thales und in etwa $\frac{3}{4}$ Miglien Entfernung von ihrem früheren Standort. Dolomieu erwähnt, daß bei Cossolito ein Haus mit seinen Umgebungen durch einen Erdstoß einige hundert Fuß weit unbeschädigt aus seiner Lage geschoben und an einen bedeutend höheren Ort wieder abgesetzt wurde¹⁴⁾.

Durch Erschütterung des Bodens bedingen die Erdbeben

Abbrutschen des Terrains auf geneigter Unterlage, Landschliffe und Felsstürze; diese z. Th. schon erwähnten Erscheinungen sind hier nur soweit in Betracht zu ziehen, als sie Folge der Erdbeben sind¹⁵⁾. Bei dem oft erwähnten calabrischen Erdbeben 1783 stürzten Felsblöcke vom Berge Nastia auf die Stadt Scilla herab, später fiel südlich der Stadt ein großes Stück des Berges Montafina ins Meer. Gegen Abend stürzte die Anhöhe Campalla in der Ausdehnung von $1\frac{1}{2}$ Quadratmiglia zum Meere herab, zwei große Wellen näherten sich dem Strande und segten fast die ganze dahin geflüchtete Bevölkerung, über 1400 Menschen, hinweg¹⁶⁾. Nach Julius Schmidt waren bei dem phoischen Erdbeben am 1. August 1870 aus der glatten Wand der Phaedriaden oberhalb Delphi riesige Felsprismen von 300—400 Fuß Höhe und 60—80 Fuß Dicke gegen Süden auf das Feld herabgefallen, welches Delphi von dem Lokal der Castalischen Quelle scheidet. Er sah z. Th. als Augenzeuge die unerhörten Felsstürze am Korar, an der Kirphis und bei Chryssö. Von diesen die Erdbeben begleitenden und durch sie bedingten Erscheinungen, welche Aufstauungen und Aenderung im Laufe der Flüsse verursachen können, liefert fast jedes größere Erdbeben Beispiele.

Die Wirkung der Erdbeben auf das Meer zeigt sich in Stößen, welche die Schiffe auf dem offenen Meer empfinden, in heftigen Schwankungen des Meeresspiegels, welche an den Küsten Rückzüge des Meeres und Ueberflutungen des Landes bewirken. Von der Größe dieser Erscheinungen zeugen folgende Thatsachen: Bei dem Erdbeben von Lima und Callao am 28. October 1746 wurden von den im Hafen von Callao befindlichen 23 Schiffen vier (darunter die Fregatte St. Fermin) über die Mauern der Festung hinweg fast eine Stunde weit in das Land hinein und dort auf das Trockne getrieben, die übrigen 19 Schiffe gingen unter. Bei dem großen Erdbeben von Lissabon am 1. November 1755 zog sich zuerst das Meer zurück und brach dann als große

Flutwelle drei bis vier Mal in die Stadt hinein. Die Bewegung des Meeres war an der ganzen Westküste von Portugal, in Cadix, auf den Azoren, Madeira, den Canaren, in Cornwall, auf Barbados, Martinique, Antigua, in den nördlichen Gegenden der Vereinigten Staaten bemerkbar. Die flutende Bewegung erreichte noch in Martinique die oberen Stockwerke der Häuser und legte die Entfernung von fast 800 geographischen Meilen in 9½ Stunde zurück. Bei dem chilenischen Erdbeben am 20. Februar 1835 zog sich das Meer so weit zurück, daß Schiffe, die vorher 7 Faden Wasser gehabt hatten, auf den Grund geriethen, und stürmte dann mit hoher Woge zurück, welche die Stadt Talcahuano bis auf die Grundmauern wegschwemmte. Bei dem japanischen Erdbeben am 23. December 1854 früh 9 Uhr gerieth die Wassermasse im Hafen von Simoda in so heftige Wirbel, daß die russische Fregatte Diana in 30 Minuten 43 Mal völlig um ihre Axe gedreht wurde. Man schätzte die Höhe der Wellen auf 30 Fuß. Die Hebung des Seebodens gab der Bai eine völlig veränderte Tiefenlage. Die durch das Erdbeben entstandenen Flutwellen, deren Geschwindigkeit von der Meerestiefe abhängig ist, erreichten in Gestalt von 7 Wellenreihen St. Francisco nach 12 Stunden 28 Minuten (Entfernung 4527 nautische Meilen, Maximum der Wellenhöhe 0,65 Fuß), S. Diego, S. von San Francisco (Entfernung 4917 nautische Meilen, Maximum der Wellenhöhe 0,50 Fuß) in 13 Stunden 50 Minuten. Als am 13. August 1868 ein gewaltiges Erdbeben in Chile das Gebiet von Callao bis Copiapò (eine Strecke von etwa 200 geographischen Meilen Länge) erschütterte hatte, wurden vom 13. bis 16. August die Gestade der Südsee von Valdivia bis San Francisco, von Neuseeland, von Australien, bis zu den japanischen Inseln von Fluterscheinungen heimgesucht, wie man sie so ausgedehnt und z. Th. so verheerend kaum jemals beobachtet hat. Im Mittelpunkt der Fluterschei-

nung um Iſlay, Arica und Squique hob ſich das Meer zuerſt, zog ſich dann weit zurück und kehrte dann in einer Reihe furchtbarer Wogen wieder, welche bei Arica 56 Fuß über Hochwasserlinie reichten. Iſt die erſte, gleichzeitig mit oder unmittelbar nach dem Stoß eintretende Emporhebung des Meeres die direkte Wirkung des Stoßes und nach Ruſſel's Wellentheorie eine „forcirte poſitive Welle“, ſo ſind die ſpäter in größerer Anzahl und in beſtimmten Zeitintervallen nacheinander hereinschlagenden Flutwogen als oſcillatorische Wellen zu betrachten, welche ſich am Rande des unterſeeiſchen Stoßgebietes ausbildeten und von da nach allen Richtungen fortpflanzten, viel weiter als die Erſchütterung des Feſtlandes. Drei Stunden nach Eintritt des Stoßes in Arica gelangte die erſte Woge nach Coquimbo (um 8 Uhr Abends, 720 nautiſche Meilen ſüdlich von Arica), in 7 Stunden nach Corral bei Valdivia (1420 nautiſche Meilen ſüdlich von Arica), erſt am 14. Auguſt nach Südkalifornien, wo die Ufer bei San Pedro (4200 nautiſche Meilen von Arica) bis zu 63 Fuß Höhe über dem gewöhnlichen Niveau überſchwemmt wurden. Die Wellen erreichten die Sandwichiſeln, ferner am 15. Auguſt die Chathamiſeln 1½ Uhr früh, Lyttelton in Südneuſeeland um 4¾ Uhr früh, Newcastle in Neu-Süd-wales in Australien (7380 nautiſche Meilen von Arica) nach 22 Stunden 28 Minuten um 6½ Uhr früh. In Lyttelton wurde die Bucht zuerſt durch Rückzug des Meeres ganz trocken gelegt, dann kehrte das Meer als 10 Fuß hoher, ſchäumender Wall zurück, zog ſich noch einmal zurück und erſt mit der vierten Welle hatten die Hauptſtürungen ein Ende¹⁷⁾. Ähnliche Erſcheinungen traten bei dem Erdbeben von Squique am 9. Mai 1877 ein. An der ſüdamerikaniſchen Küſte empfand man die Bewegung des Meeres bis ſüdlich von Concepcion, nach Norden hin bis Acapulco, Mexico, ferner auf den Sandwichiſeln, Chathamiſeln, Neuſeeland, an der Oſtküſte von Australien

und an der japanischen Küste¹⁸⁾. Nach R. Mallet bilden sich, wenn die Erschütterungen von einem Theil des Meeresgrundes ausgehen, zwei Wellensysteme, von denen das eine in der festen Erdkruste dem anderen in der Wassermasse vorausseilt, so daß die Meereswoge das Land erst erreicht, wenn die eigentliche Erdbebenwelle schon durchgegangen ist.

Es mag noch bemerkt werden, daß die Gegend des atlantischen Meeres zwischen 7° N. B. bis 3 $\frac{1}{2}$ ° S. B. und von 15° 50' bis 29° 30' W. L. von Greenwich durch häufige submarine Erdbeben ausgezeichnet ist.

A. von Humboldt, einer der ersten, welche den die Erdbeben begleitenden physischen und geologischen Vorgängen nachspürte, schildert¹⁹⁾ in dem von Unbefugten so viel geschmähten Kosmos „den unaussprechlich tiefen und ganz eigenthümlichen Eindruck, welchen das erste Erdbeben, das wir empfinden, in uns zurückläßt. Was uns so wunderbar ergreift, ist die Enttäuschung von dem angeborenen Glauben an die Ruhe und Unbeweglichkeit des Starren, der festen Erdschichten. Alle Zeugnisse unserer Sinne haben den Glauben an die Unbeweglichkeit des Bodens, auf dem wir stehen, befestigt. Wenn nun urplötzlich der Boden erbebt, so tritt geheimnißvoll eine unbekannte Naturmacht als das Starre bewegend, als etwas Handelndes auf. Ein Augenblick vernichtet die Illusion des ganzen früheren Lebens. Das Erdbeben stellt sich als etwas Allgegenwärtiges, Unbegrenztes dar. Von einem thätigen Ausbruchskrater, von einem auf unsere Wohnung gerichteten Lavaström kann man sich entfernen, bei dem Erdbeben glaubt man sich überall, wohin auch die Flucht gerichtet sei, über dem Heerd des Verderbens.“ Die Furcht vor dem Erdbeben pflegt bei den Menschen mit der Zahl der erlebten Erschütterungen zu wachsen.

Der Angabe der meisten Beobachter, daß manche Thiere (besonders Hunde, Schweine, Ziegen, Esel, Hühner) schon vor dem

Eintritt der von Menschen empfundenen Erschütterungen in Aufregung gerathen, vielleicht in Folge vorausgehender, unserer Wahrnehmung sich entziehender schwacher Beben oder von Gasausströmungen, wird von anderen Beobachtern widersprochen. Von der Wirkung des Erdbebens auf die Thiere berichtet A. von Humboldt: „die Crocodile im Orinoco, sonst so stumm als unsere kleinen Eidechsen, verlassen den erschütterten Boden des Flusses und laufen brüllend dem Walde zu.“

Die Ausdehnung der von einem Erdbeben bewegten Theile der Erdoberfläche kann eine sehr geringe sein, aber auch viele tausend Quadratmeilen erreichen. Bei dem großen Erdbeben von Lissabon am 1. November 1755 wird das Gebiet der Schwingungen (in Land und Meer) zu $\frac{1}{13}$ der ganzen Erdoberfläche angegeben. Erdstöße empfand man westlich bis Madeira, südlich bis Mogador (Marocco), nördlich bis in Schottland und Norwegen, östlich bis Teplitz. Für das Mittelmeerbeben am 24. Juni 1870 berechnet F. Schmidt die Ausdehnung zu 83000 Quadratmeilen, und als ungefähre Näherung 62000 Quadratmeilen für das Mittelmeerbeben am 12. October 1856. Das Erdbeben am 23. Januar 1838 empfand man von Wien bis Sinesopol, Krym, auf eine Entfernung von 190 deutschen Meilen.

Die Form der erschütterten Erdoberfläche, des Schütterbezirkes, ist vorzugsweise eine genähert kreis- bis ellipsenförmige oder eine schmale, langgezogene, gürtelförmige; häufig finden sich innerhalb des Schütterbezirkes einzelne nicht bewegte Punkte, welche, wenn sie bei wiederholten Erdbeben verschont bleiben, bezeichnend von den Peruanern Brücken genannt werden, weil sich unter ihnen die Erschütterung fortpflanzt. Diese Brücken erweisen sich jedoch nicht als beständig, sie werden im Laufe der Zeiten in Mitleidenschaft gezogen.

Unterscheidet man nach der Form des Schütterbezirkes centrale und lineare Erdbeben je nach der radial von einem Punkt oder einem kleineren Distrikt mehr oder wenig concentrisch nach allen Richtungen oder nach der nur in einer Richtung auf einem langen und verhältnißmäßig schmalen Landstrich fortgepflanzten Bewegung, so wird bei centralen Erdbeben die Stärke nach den äußeren Grenzen des Schütterbezirkes abnehmen und nach innen wachsen. Die Unregelmäßigkeiten der Grenzen und der übrigen Erscheinungen sind, abgesehen von mangelnden Beobachtungen, auf den geologischen Bau und das Oberflächenrelief zurückzuführen: die Erdbebenwellen sind wie die Schallwellen der Coincidenz, Brechung, Reflexion und Interferenz unterworfen. Oft bemerkt man an einzelnen isolirten Punkten außerhalb des Schütterbezirkes den Erdstoß, vielleicht weil er in dem zwischenliegenden Gebiet mit so verminderter Stärke sich fortpflanzte, daß er nur durch feinste Instrumente nachweisbar wäre, und durch besondere geologische Verhältnisse (wie Lokalspannungen in den Gesteinen) wieder an Intensität zunahm. Fortpflanzung des Stoßes auf einzelnen Linien außerhalb des eigentlichen Schütterkreises, ungleichmäßige Abnahme der Festigkeit vom Oberflächenmittelpunkt (Epicentrum) aus und Zunahme der Festigkeit in einem Gebiet, das vom Hauptschütterbezirk durch wenig betroffene Gegenden getrennt ist, sind eine häufige, durch die geologische Beschaffenheit bedingte Erscheinung: Dolomieu erwähnt sie bei den Stößen am 7. Februar und 28. März 1783 des calabrischen Erdbebens; bei dem rheinischschwäbischen Erdbeben vom 24. Januar 1880 tritt sie deutlich hervor. Bei den in mehreren Stößen wiederholten centralen Erdbeben sieht man bisweilen den Mittelpunkt nach einer bestimmten Richtung wandern: so bei dem calabrischen Erdbeben 1783 von Oppido N. nach Soriano und von da N. nach Girifalco.

(198)

Bei centralen Erdbeben werden die Linien, welche gleichzeitig erschütterte Orte verbinden, die Homoseisten, und die, welche gleich stark erschütterte Orte verbinden, die Isoseisten, annähernd kreisförmig sein und elliptisch dann, wenn der Ausgangspunkt in der Tiefe (das Centrum, der Heerd) etwa eine Spalte war, von deren Neigung gegen den Horizont die Form des Erschütterungsbezirkles bestimmt wird. Bei den linearen Erdbeben, deren Theorie viel weniger erforscht ist als die der centralen Erdbeben, treten fast im ganzen Erschütterungsgebiet nach Zeit, Stärke, Stoßrichtung gleiche Erscheinungen zerstreut und gleichzeitig auf. Die Erschütterung geht nicht von einem heftigen lokalen Anstoß aus, vielmehr liegt ihre Ursache nur in gleichzeitiger und gleichartiger ruckweiser Bewegung eines sehr ausgedehnten Stückes Erdrinde.

Der Einfluß der geologischen Beschaffenheit, des geologischen Baues und des Oberflächenreliefs auf Verbreitung und Stärke eines Erdstoßes ist noch nicht hinreichend aufgeklärt. In nahe gelegenen Punkten wirkt die Erschütterung oft sehr verschieden; bald bemerken in der Tiefe arbeitende Bergleute sie nicht, bald wird sie nur von ihnen und auf der Oberfläche gar nicht, meist an hochliegenden Orten stärker empfunden als im Thal. In massigen, nicht geschichteten Gesteinen ohne größere Spalten und Verwerfungen pflanzt sich die Bewegung am regelmäßigsten fort, in geschichteten Gesteinen besser parallel der Schichtung als quer dazu. Eine dünne Decke von lockerem und losem Material wie Schutt, Sand, Gerölle, gilt als ein gefährlicher Untergrund, erweist sich aber nicht immer als solcher, während eine mächtige Decke von ähnlicher Beschaffenheit, wie sie die norddeutsche Ebene bietet, die Bewegung nur selten auf die Oberfläche gelangen läßt; vielleicht liegt der Grund in den nur schwachen Bewegungen, welche hier die Unterlage erfährt.

Die Bedeutung der Gestaltung der Erdoberfläche geht

daraus hervor, daß die Erdbeben der Längsbeben (longitudinalen Beben) häufig dem Lauf größerer Gebirgsketten folgen und diese nicht überschreiten. So pflanzen sich in Chile und Peru die Erdbeben hauptsächlich längs der Westseite der Anden fort, in Venezuela längs der Nordseite des dortigen Küstengebirges. Bei dem calabrischen Erdbeben 1783 bildete die das Land in der Richtung von NNW. nach SW. durchziehende Gebirgskette einen Damm, jenseits dessen nach Osten hin die Erschütterungen nur sehr schwach waren.

Aber auch in den angeführten Gebieten wie in anderen, namentlich in den Alpen und im Apennin pflanzt sich das Erdbeben als transversales oder Querbeben quer durch die Richtung der Gebirgskette fort.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit von Stoßwellen, welche Mallet durch Pulverexplosionen in verschiedenen Gesteinen hervorrief, fand er für die Sekunde

in nassem Sand	= 251,5 Meter
„ zerklüftetem Granit	= 398 „
„ festerem Granit	= 507,5 „
„ starkgefaltetem Schiefer	= 331,5 „

aber in diesem = 412,0 Meter, wenn er die Pulverladung und damit die Stärke des ersten Anstoßes verdreifachte. Wegen Ungleichmäßigkeit und ungleicher Raumerfüllung gingen fast sieben Achtel der theoretisch berechneten Geschwindigkeit verloren. Ähnliche Zahlen fand Pfaff:²⁰⁾ Fortpflanzungsgeschwindigkeit für die Sekunde

in granitischem Gestein	= 539,2 Meter
„ Kalksteinen	= 546,7 „
„ Thonschiefer	= 736,7 „

Abbot bestimmte bei seinen Felsprengungen mit Dynamit als Maximum der Geschwindigkeit 2864,8 Meter in der Sekunde, fand je nach der Stärke des ersten Anstoßes die Ge-

(200)

schwwindigkeit sehr verschieden, Abnahme derselben je weiter die Welle vorrückt und die Bewegungen in der Erdoberfläche sehr verwickelt²¹⁾. Da nun die Erde aus Massen besteht, welche nach Stoff, Struktur, Festigkeit, Elastizität stark von einander abweichen, und außerdem die Stärke des ersten Anstoßes sehr verschieden sein kann, so darf man weder gleiche Fortpflanzungs-Geschwindigkeit an der Oberfläche bei den einzelnen Erdbeben noch Gleichheit der Fortpflanzung nach allen Richtungen bei einem und demselben Erdbeben erwarten. Aus der Entfernung des Ortes, in welchem der Stoß zuerst bemerkt wurde, von dem am weitesten ab gelegenen Orte oder aus dem Zeitunterschied des Eintritts an zwei Stellen, deren Entfernung bekannt ist, leitet man eine mittlere Oberflächen-Geschwindigkeit ab, deren Genauigkeit von der Schärfe der Zeit-Bestimmungen abhängt. Sie wird berechnet²²⁾ für die Sekunde bei dem

- | | | | |
|---------------------------|-------------------|------------|----------------|
| 1. rheinischen | Erdbeben 29. Juli | 1846 | zu m 434 |
| 2. neapolitanischen | " " | 16. Dez. | 1857 " " 240 |
| 3. mitteldeutschen | " " | 6. März | 1872 " " 767,7 |
| 4. rheinisch-schwäbischen | " " | 24. Januar | 1880 " " 550 |

Uebrigens stehen Intensität und Ausdehnung bei diesen Erdbeben nicht im directen Verhältniß zu den angeführten Zahlen.

Nach dem Gefühl und den mechanischen Wirkungen unterscheidet man die undulatorische und die successorische Bewegung: ein wellenförmiges Auf- und Abschwanfen durch horizontale Schwingungen und eine aufstoßende, von unten nach oben gerichtete Bewegung durch senkrechte Schwingungen, welche durch seitliche Ausbreitung in die undulatorische übergeht. Schnell aufeinanderfolgende und schwache Wellenbewegung erscheint als ein gleichmäßiges Zittern des Bodens. Die Wirkungen der beiden Bewegungsarten stehen einander nicht nach. Wie Hamilton berichtet, hüpfen bei dem calabrischen Erdbeben 1783 in Folge der successorischen Bewegung die höheren Theile der Granitberge

Calabriens auf und nieder, Häuser und Menschen wurden plötzlich in die Höhe geschleudert wie durch eine Mine, die Steine des Straßenpflasters flogen in die Höhe, so daß sie beim Niederfallen ihre Unterseite nach oben kehrten. Bei dem Erdbeben am 7. Juni 1692 in Jamaica wurden in Port Royal einige Menschen, welche sich mitten in der Stadt befanden, weit hinaus in den Hafen geworfen und retteten so bei der allgemeinen Zerstörung der Stadt ihr Leben. Bei der großen Katastrophe von Riobamba am 4. Februar 1797 empfand man deutlich eine minenartige Explosion. Auf dem mehrere hundert Fuß hohen Hügel Cerro de la Calca fand man fünf Jahre nachher Steinschutt mit Menschengerippen vermengt, die Leichname waren hinaufgeschleudert worden. Durch die undulatorischen Bewegungen bei dem calabrischen Erdbeben 1783 neigten sich die Bäume derartig, daß ihre Kronen den Erdboden berührten, ebenso bei dem Erdbeben 1811 bei Neu-Madrid in Missouri. Wenn sich sogleich nach dem Durchgang der Welle die Bäume wieder aufrichteten, geriethen sie zum Theil mit ihren Aesten in einander, was die Wiederaufrichtung hinderte. Wird die Schwingungsweite der Welle sehr groß, so erreicht die Zerstörung ein hohes Maas, da alle zwischen einem Wellenberge und einem Wellenthal befindlichen Gegenstände momentan aus ihrer Stellung gebracht werden und bedeutende Neigung gegen den Horizont erhalten, so daß die Gebäude einstürzen, weil ihre Mauern Risse erhielten.

Eine dritte früher angenommene, wirbelnde, drehende, rotatorische Weise der Bewegung (*moto vorticoso, oscillation tournante*) ist durch Mallet auf gradlinige Bewegung zurückgeführt worden. Körper werden durch die gradlinige Wellenbewegung verdreht, wenn ihr Schwerpunkt und ihr Haftpunkt nicht in die Richtung der Bewegungsebene fallen. Das bekannte Beispiel der zwei Obelisken vor dem Kloster des heiligen Bruno in Stefano del

Bosco in Calabrien, zu welchem sich viele spätere hinzufügen ließen, zeigt die Erscheinung und ihre Erklärung am vollständigsten. Die Piedestale der Obeliskten waren unverrückt stehen geblieben, die oberen vierseitigen Steine hatten sich gegen die unteren horizontal um ihre Ase gedreht, blieben aber aufeinander liegen. Mit aufeinander gelegten Brettsteinen kann man durch schräg auf die Unterlage von unten nach oben gerichtete Stöße die Drehung leicht hervorrufen. Wie Toulou berichtet, war bei dem Erdbeben, welches am 9. November 1880 Agram zerstörte, der etwa 30 m hohe, im Querschnitt kreisförmige Schornstein einer Dampfmühle in seinen unteren und allerobersten Theilen unversehrt, zunächst dem oberen Ende entstanden viele Spalten, und Theile des Mauerwerks waren so hervorgetreten, als ob man versucht hätte, den oberen Theil des Schornsteins zu drehen.²³⁾

Da man bekanntlich unmittelbar durch das Gefühl nur Aenderungen der Geschwindigkeit auffaßt, während eine constante Geschwindigkeit unbemerkt bleibt, so wird beim Durchgehen einer Welle unter dem Beobachter die stärkste Geschwindigkeit, welche in jeder der beiden Wellenhälften vorkommt, besonders stark empfunden, und daraus erklärt sich der Eindruck von zwei Hauptstößen bei einer Welle. Ferner scheinen dem Beobachter, der bald vorwärts bald rückwärts gestoßen wird, die Bewegungen aus zwei genau entgegengesetzten Himmelsrichtungen zu kommen, so daß die Richtungen an demselben Ort sehr verschieden angegeben werden. Richtung und Fortpflanzungsrichtung schwacher Stöße können außerdem durch die Richtung der Fundamentmauern, der Balkenlagen und ähnliche Dinge abgelenkt und gebrochen werden. Um von diesen Einflüssen und anderen Zufälligkeiten unabhängig zu sein, hat man schon früh versucht durch Instrumente (Seismometer oder Seismographen) Eintrittszeit, Richtung, Stärke, Dauer u. s. w. der Stöße zu bestimmen, aber von der

großen Zahl der vorgeschlagenen Instrumente, deren einer Theil nach jedem Stoß beobachtet werden muß, während ein anderer Theil selbstthätig registrirt, haben sich nicht gar zu viele bewährt. Man hat, um einige Methoden anzuführen, vorgeschlagen Pendel, deren unteres Ende Spuren der Bewegung hinterläßt; Gefäße mit Quecksilber bis zunächst an ringsherum vertheilte Oeffnungen gefüllt, aus denen bei geneigter Stellung das Quecksilber in unterstehende Gefäße abfließt; Schwankungen von Quecksilberhorizonten oder von Libellen in Wasserwagen; Säulchen von abnehmendem Durchmesser und gleicher Höhe und daher von abnehmender Stabilität in zwei rechtwinklig zu einanderstehenden Reihen aufgestellt, welche beim Umstürzen in Sand fallen; Säulen, auf deren oberer ebener Fläche eine Kugel frei aufliegt, welche beim Stoß weggeschleudert wird; Sekundenuhren, deren aus der Gleichgewichtslage gebrachter Pendel durch das Erdbeben in Schwingung gebracht wird; Arretirung des Pendels einer Uhr bewirkt durch Abfallen einer Kugel, wobei sich ein Hebelarm auslöst; Uförmige Röhren, deren bewegtes Quecksilberniveau durch einen Platindraht auf eine Daniell'sche Batterie wirkt und dadurch eine Uhr arretirt u. s. w. Man kann aussprechen: die roheren Instrumente genügen nicht, die sehr feinen sind sehr theuer und bedürfen der Ueberwachung, es fehlt an allgemein einfühbaren, billigen und dabei sicheren und genauen Apparaten.

Man hat die Ursache der Erdbeben im Laufe der Zeit in den verschiedensten Dingen gesucht. Als man die Elektrizität für die Ursache hielt, waren die Erdbeben ein ungeheurer Blitz; man schlug daher, entsprechend den Franklin'schen Blitzableitern, Erdbebenableiter vor (1779), nämlich tief in die Erde gestoßene Metalldrähte. Als der Galvanismus entdeckt war, wurden die Erdbeben unterirdische, durch galvanische Elektrizität

erzeugte Gewitter, später Entladungen des elektromagnetischen Fluidums oder gar Wirkungen von Wirbelwinden im Innern der Erde. Gegen die zuerst von L. A. Necker 1838 ausgesprochene Ansicht, ein Theil der Erdbeben sei dem Einsturz unterirdischer, durch Auswaschung von Steinsalz, Gyps, Kalkstein, Sand, Thon u. s. w. entstandener Hohlräume zuzuschreiben, ist anzuführen, daß darnach zunächst Senkungen und Einsturztrichter entstehen müßten, daß diese Ansicht die plötzlichen, große Strecken betreffenden Hebungen und das oft so lange anhaltende Erbeben des Bodens ohne Senkung und Hebung nicht erklärt und endlich daß die geognostische Beschaffenheit der erschütterten Gebiete mit dieser Theorie nicht übereinstimmt. Jeder Versuch, dieselbe auf alle Erdbeben anzuwenden, scheitert an der Ausdehnung der Schütterbezirke. Die Bodenerschütterungen, welche in der That durch Einsturz erfolgen, sind mit anderen ähnlichen Erscheinungen schon oben (S. 5) als nicht zu den Erdbeben gehörig bezeichnet worden. Ihre Wirkung beschränkt sich stets auf kleine Gebiete.

Auch Gasspannungen im Innern der Erde, plötzliche Umwandlung großer Wassermengen in Dampf, nach Art des Leidensfrostschen Phänomens und durch andere Umstände bedingt, hat man zur Erklärung der Erdbeben herangezogen oder diese als Versuche einen Vulkan zu bilden bezeichnet. Eine ältere, neuerlich wieder mit großer Zuversicht ausgesprochene Hypothese leitet die Erdbeben von der Fluthbewegung ab, welche, wie die des Meeres, Sonne und Mond im feurigflüssig gedachten Erdinnern erzeugen. Zunächst sind die Ansichten der Physiker über den Zustand des Erdinnern getheilt; bedeutende Autoritäten betrachten dasselbe als fest. Aber selbst angenommen, das Erdinnere sei flüssig oder trotz des ungeheuren Drucks doch verschiebbar, so wird „so wenig Fluth entstehen als wenn das Meer eine unzerprengbare Eisdecke hätte.“²⁴⁾ Außerdem fallen Erdbeben von

so langer Dauer wie die S. 9 angeführten in Zeiten aller Constellationen von Mond und Sonne. Bei der großen Zahl der Erdbeben werden stets einige für die aufgestellte Theorie zu sprechen und etwaigen Prophezeiungen Recht zu geben scheinen.

Nach dem heutigen Stande der Untersuchungen, die nicht als abgeschlossen anzusehen sind, bezieht man das Eintreten der Erdbeben auf zwei Ursachen: ein Theil steht im Verbande mit thätigen Vulkanen, ein Theil wird zurückgeführt auf Ausgleichung der Spannungen, welche durch die fortdauernde Raumverminderung der festen Erdkruste, besonders ihrer tieferen Regionen bedingt sind. Darüber besteht kein Zweifel, daß die Ursache der Vulkane und der Erdbeben in der Tiefe liegt, aber die Annahmen über die Tiefe des Erdbebenherdes (des Centrums) gehen weit auseinander. Nimmt man an, daß Vulkane gebunden sind an Störungszonen im Schichtenbau der Erde und daß in diesen auch die Erdbeben vorzugsweise auftreten, so ist die ersichtliche Verbindung beider gegeben. Sicher ist, daß in der Nähe der Vulkane keineswegs die Stärke der Erdstöße die größte ist, daß weder ein neuer Vulkan bei großen Erdbeben entsteht noch diesen immer der Ausbruch eines nahegelegenen Vulkans folgt. Seismologie, die Lehre von den Erdbeben, und Vulkanologie, die Lehre von den vulkanischen Erscheinungen, berühren sich an vielen Punkten, aber die örtlichen Gebiete, in welchen die Fragen zum Austrag gebracht werden können, fallen nicht immer zusammen: vulkanreiche wie vulkanfreie Gegenden werden von Erdbeben betroffen. Bis jetzt sind die neueren Einzeluntersuchungen wesentlich in vulkanfreien Gebieten Europas, namentlich in den Alpen und in Mitteldeutschland angestellt. Daher erklärt sich die Neigung, einen Zusammenhang der Erdbeben mit Vulkanen, welcher früher fast ausschließlich betont wurde, weniger in Betracht zu ziehen und den „tektonischen Erdbeben“, denen, welche auf Ausgleichungen der

Spannungen in den gestörten Krustentheilen zurückgeführt werden, das Hauptgewicht einzuräumen. Das Sammeln vieler möglichst genauer Daten erscheint vorläufig als Hauptaufgabe. Das ist nicht so leicht und so einfach, als es auf den ersten Blick erscheint. Der Einzelne vermag dabei wenig zu thun, erst aus dem Vergleich vieler der einzelnen Erdbeben betreffenden und dabei genauen Angaben kann der Fortschritt der Erkenntniß hervorgehen. Dazu sind verschiedene Schritte gethan.

Seit 1874 veröffentlicht Michele Stefano de Rossi als *Bulletino del vulcanismo italiano* eine Zeitschrift, welche die Zusammenfassung der Beobachtungen und der Geschichte der endogenen Erscheinungen des italienischen Landes sich zur Aufgabe stellt. Rossi nennt endogen alle Erscheinungen, deren Ursachen unter der Erdoberfläche liegen, berücksichtigt daher neben anderen Dingen auch das Verhalten der Vulkane. Die Schweizerische naturforschende Gesellschaft setzte 1879 eine Erdbeben-Kommission ein, welche alle Daten über die Erdbeben der Schweiz sammeln und verarbeiten soll, der Karlsruher naturwissenschaftliche Verein betraute 1880 eine Erdbeben-Kommission, mit der Aufgabe, „möglichst vollständige Nachrichten über die in Südwestdeutschland auftretenden Erdbeben zu sammeln und überhaupt der Frage nach der Erscheinungsweise und den Ursachen der Erdbeben ein genaueres Studium zu widmen.“ Neuerdings sind auch in Ungarn Erdbeben-Kommissionen gebildet worden, und die Ausdehnung der systematischen und genauen Beobachtungen auf weitere Gebiete durch „Erdbeben-Stationen“ ist ebenso wahrscheinlich als wünschenswerth.

In Bezug auf die mit Vulkanen zusammenhängenden Erdbeben ist daran zu erinnern, daß nur zwei Vulkane stetig und genau beobachtet werden: Vesuv und Aetna. Von Stromboli, Vulcano, Island und den außereuropäischen Vulkanen erhalten wir gelegentliche Berichte, namentlich bei größeren Ausbrüchen.

Die Nachrichten aus älteren Zeiten sind gleichfalls für Vesuv und Aetna vollständiger als für die übrigen Vulkane, und doch ist es auch heute nicht immer möglich, mit Sicherheit den Zusammenhang zwischen Erdbeben und dem nächsten Vulkan nachzuweisen, da häufig genaue Angaben über Zeit, Stoßrichtung, Verlauf u. s. w. mangeln. Es stellt sich heraus, daß große Vulkanausbrüche keineswegs immer von heftigen, die nächste Umgebung treffenden Erdstößen begleitet werden. So empfand man bei dem mächtigen Ausbruch 1866 in Santorin nur schwache Erschütterungen, Ausbrüche in Hawaii gehen oft ohne Erschütterungen vor sich. In schwacher Form sind diese bei thätigen Vulkanen häufig; bald ganz örtlich auf den Krater beschränkt (Beobachtungen von Fr. Hoffmann 1832 auf Stromboli, von A. v. Humboldt 1805 am Vesuv), bald weit darüber hinausreichend. Oft und in allen Stadien der vulkanischen Thätigkeit, wenn auch häufiger vor den großen Ausbrüchen, wird die Umgebung des Berges mehr oder minder heftig erschüttert. Am Aetna mißt der Halbmesser der jetzt oft erschütterten nördlichen Umgebung 15 Kilometer, bisweilen reicht die Erschütterung bis Messina und Reggio, Calabrien, bisweilen über Bronte, Nicosia bis nach Palermo und auch nach Süden hin, selten breitet sie sich über ganz Sicilien aus. An dem viel kleineren Vesuv wird die Umgebung in einem Umkreis von 15 Miglien erschüttert, einzelne Stöße gelangen bis in die weiter entfernten Städte Avellino und Ariano. Selten werden gleichzeitige radiale Stöße angegeben, welche außer jenen Orten noch S. Angelo de' Lombardi und Calabritta (29. November 1732) erreichen.

Nach den Untersuchungen von Suess (a. a. D.) gehen von den liparischen Inseln, welche die thätigen Vulkane Stromboli und Vulcano enthalten, radiale Stöße aus, welche in einzelnen, bald hierhin bald dorthin gerichteten Strahlen das Gebiet von Palermo im Südwesten bis Cosenza und Rossano in Calabrien

im Nordosten erschüttern. Bei den großen Ausbrüchen der isländischen Vulkane, namentlich des Hekla, wird nicht selten die ganze Insel erschüttert, die Stöße pflanzen sich bis Scandinavien fort. Von anderen thätigen Vulkanen ließen sich derartige Beispiele reichlich anführen. In Italien sind von den erloschenen Vulkanen das Albaner Gebirg und der Vultur Ausgangspunkte von Erdstößen, ebenso die Gegend, wo im Juni 1831 zwischen Pantellaria und der Südwestküste von Sicilien die seitdem wieder zerstörte vulkanische Insel Julia entstand. Ob Stöße von der Roccamonfina und den Ponza Inseln ausgehen, ist mir unbekannt. Aber schon in dem bestbekanntesten süditalischen Stoßgebiet wird es schwer zu entscheiden, ob man in einzelnen Fällen mit vulkanischen oder tektonischen Erdbeben zu thun hat. S u e s s unterscheidet in Sicilien und Calabrien erstens Erdererschütterungen, welche von einem Vulkan ausgehen und von ihm als Eruptivstöße bezeichnet werden; zweitens solche, welche in einem Vulkan ihren Ursprung haben, von diesem aber nach bestimmten Linien als Radialstöße ausgesendet werden und drittens „solche, welche ihren Mittelpunkt nicht in einem Vulkan haben, wenn auch eine gewisse Wechselwirkung zwischen ihrem Auftreten und nahen Vulkanen angedeutet ist. Sie zeigen eine höchst auffallende Vertheilung. Verbindet man die Stoßpunkte Bisignano (zwischen Cosenza und Rossano), Rogliano, Girifalco, Polistino, Oppido, Reggio und jenseit der Straße von Messina Ali, so erhält man ein weites Kreissegment, dessen Mittelpunkt die Liparen sind. Die Fortsetzung dieser Linie nach Westen fällt zusammen mit der Linie, welche vom Aetna ausgeht und über Bronte, Nicosia, Polizzi westlich nach Palermo führt. Die Stöße auf dieser von Bisignano bis Palermo reichenden peripherischen Linie der Liparen, welche nicht den ausschließlichen, wohl aber den hauptsächlichsten Verbreitungsbezirk der liparischen Radialstöße umfaßt, heißen peripherische Stöße.

Von den radialen unterscheiden sie sich auch dadurch, daß sie auf der peripherischen Linie hin und her rücken und so binnen kurzer Zeit an demselben Punkt aus verschiedenen Richtungen anlangen können“. Hamilton berichtet, daß man am 5. Februar 1783 den Stoß als deutlich von Oppedo her sich einstellend auf den liparischen Inseln bemerkte und Spallanzani berichtet dasselbe von Messina. In diesem Falle war also Oppedo der Mittelpunkt des centralen Erdbebens, dessen Halbmesser 18 geographische Meilen betrug.²⁵⁾ Vergleicht man andere Gebiete, so sieht man in ihnen die Stöße in sehr verschiedenen Richtungen anlangen. Kommt der Stoß in Scandinavien von dem erschütterten Island aus Westen, so wird man ihn auf Island beziehen, langt er von Süden an und ist gleichzeitig das südlich von Scandinavien gelegene Gebiet erschüttert, so wird man ihn als Fortsetzung dieses tektonischen Stoßes betrachten und ihn ebenso bezeichnen wenn er nur in Scandinavien auftritt und Island oder ein von Scandinavien südlich gelegenes Gebiet nicht betroffen sind.

Die Untersuchung der tektonischen (Dislocations- oder Struktur-) Beben in den ostrheinischen Alpen hat einen Theil der österreichischen Geologen auf Erdbebenlinien geführt, auf Linien, denen die Erdbeben mit Vorliebe folgen. Diese sollen mit dem geologischen Bau in engster Verbindung stehen, z. Th. parallel der Längserstreckung der Alpen, z. Th. quer dazu verlaufen. Die ersteren, Längsbrüchen entsprechenden, peripherischen Bruchlinien, welche durch das Wandern der Stoßpunkte verrathen werden, sollen die Längsbeben, die den Querbrüchen entsprechenden Radiallinien die transversalen Beben liefern. Die Ausdehnung der einzelnen Schütterbezirke wird durch diese Linien nicht genau bestimmt, da die von Bruchrändern umgrenzten Schollen der Erdrinde ihre Bewegung den anderen mittheilen. Man hat sogar versucht, die radialen Stoßlinien

der Alpen mit denen in Nordwestdeutschland zu verbinden; ein Versuch, den man nur als fühlbar bezeichnen kann.

Nach Heim, der bei seinen Untersuchungen überall genaue Zeitbestimmungen vermißt, liegen bei den tektonischen Erdbeben mindestens drei Formen vor: 1. radiale Ausbreitung eines von beschränkter Stelle ausgehenden Stoßes; 2. der Ausgangspunkt ist eine langgestreckte Fläche, auf welcher der Stoßpunkt wandert; 3. kleine ruckweise Verschiebung eines ausgedehnteren Stückes der Erdrinde. Zu diesen Anschauungen ist Heim²⁶⁾ durch die Untersuchung von 69 Erdbeben gelangt, welche die Schweiz in 14 Monaten (vom November 1879 bis Ende 1880) betroffen haben. Er findet die Ausdehnung gar nicht direkt von der Intensität abhängig, da sich bei gleicher Beschaffenheit und gleicher Anordnung des Gesteins schwache Stöße weit, stärkere weniger weit ausbreiten. Er ist daher geneigt, die Ausdehnung eines Bebens nur zum geringsten Theile der elastischen Fortpflanzung einer lokalen Erschütterung zuzuschreiben. Bei dem Stoß am 5. December 1879, dessen Hauptgebiet der Baseler Thura war, läßt sich keine bestimmte Anordnung der Punkte verschiedener Stoßstärken finden; ebenso wenig sind bei dem Transversalbeben am 4. Juli 1880, das fast die ganze Schweiz betraf, Zonen verschiedener Stoßstärke zu unterscheiden: „Intensität, Schall, Zeit, Stoßrichtung, Art der Bewegung lassen kein engeres Ausgangsgebiet erkennen; fast im ganzen Erschütterungsgebiet treten gleiche Erscheinungen zerstreut und gleichzeitig auf. Die Erschütterung kann ihre Ursache nur in der gleichartigen und gleichzeitigen ruckweisen Bewegung eines sehr ausgedehnten Stückes Erdrinde, nicht aber in einem lokalen heftigen Anstoß haben“.

Das Bündener Beben am 7. Januar 1880 war ein Querbeben mit einer Nord-südlängsaxe von 80 Kilometer, das sich in zwei von einander getrennten Längszonen in der Streich-

richtung der Schichten je 55 Kilometer ausbreitete, so daß das Schüttergebiet eine gelappte Form erhält. Die Erschütterung der Längszonen hält Heim für eine von der Hauptbebenzone abgesplitterte und von ihr angeregte Erschütterung, welche sich in der Streichrichtung der Schichten fortpflanzte. Der primäre Stoß war nach ihm ein Verschiebungsdruck quer durch die Alpen, welchem eine mechanische Discontinuität im Alpenkörper entspricht.

Allen diesen verwickelten Erscheinungen stehen wir gegenüber mit der Möglichkeit, auf der Oberfläche die Eintrittszeit, Stärke, Richtung, Zahl, Dauer, Art, Wirkungen der Stöße und die das Erdbeben begleitenden Erscheinungen zu bestimmen. Als weiteres Hilfsmittel dient die Kenntniß des geologischen Baues in dem erschütterten Gebiet, welche je nach Größe und Tiefe der Durchschnitte sichere Schlüsse auf die geologische Beschaffenheit bis zu einer gewissen Tiefe, unter derselben mehr oder weniger hypothetische Schlüsse gestattet.

Aus den direkten Beobachtungen ergibt sich die Ausdehnung auf der Oberfläche, d. h. die Größe und Form des Schütterbezirks und die Oberflächengeschwindigkeit. Die Stärke wird, soweit es ohne Instrumente geschieht, in aufsteigender Linie durch Schwanken von Flüssigkeiten und aufgehängten Gegenständen (wie etwa Lampen, Vogelbauer) durch Verschieben, durch Umwerfen beweglicher Gegenstände, durch Beschädigung, durch Umwerfen, durch Einstürzen der Baulichkeiten und Häuser gemessen, wobei ihre mehr oder weniger solide Konstruktion in Betracht zu ziehen ist. Die größte Intensität (X) wird Spalten und Störungen in den Erdschichten und Bergstürze hervorrufen. So stellt sich eine Intensitätskala her, von deren 10 Graden I. und II. nur mit Hilfe von seismometrischen Instrumenten, III. als sehr schwache, von Wachenden nur unter besonders

günstigen Umständen wahrnehmbare Erschütterung, IV. bis X. durch die oben angegebenen Merkmale bezeichnet werden.

Alle Versuche aus Stoßstärken, Stoßrichtungen und Zeitbestimmungen auf Tiefe, Lage und Form des Herdes und auf den Zeitpunkt des ersten Anstoßes zu schließen, erscheinen bis jetzt sehr wenig genügend. Bei der Zeitbestimmung handelt es sich um Bruchtheile von Sekunden und die meisten Zeitbestimmungen sind nicht auf Minuten genau. Genaue Uhren müssen als das erste Erforderniß der künftigen Erdbebenstationen bezeichnet werden.

Der Versuch, welchen R. v. Seebach bei dem relativ schwachen centralen mitteldeutschen Erdbeben vom 6. März 1872 anstellte, durch eine nur auf exakte Zeitbestimmung gegründete Methode das Epicentrum, die Tiefe des Erdbebenherdes, die wahre Fortpflanzungsgeschwindigkeit und den Zeitpunkt des ersten Anstoßes zu bestimmen, zeichnet sich durch eine elegante Methode aus, aber das Ergebniß läßt sich mit den Beobachtungen nicht in Einklang bringen. Die Voraussetzung, daß trotz der verschiedenen Gesteinsbeschaffenheit die Ausbreitung des Stoßes nach allen Seiten hin gleich sei, muß zu ungenauen Resultaten führen. R. Mallet ging von einer anderen Grundlage aus. Das neapolitanische Erdbeben vom 16. December 1857 (Entfernung vom Mittelpunkt Caggiano bis La Roccella im Süden 35,37 Meilen) hatte Risse und Spalten in den Gebäuden hinterlassen; aus diesen und der Richtung der umgestürzten und fortgeschleuderten Gegenstände bestimmte Mallet, als er 1859 die dauernden Wirkungen des Erdbebens untersuchte, das Centrum, das Epicentrum und den Emerisionswinkel der Wellenbewegung, den Winkel, unter welchem sie an einem Ort den Horizont schneidet. Auch diese nur bei stärkeren Erschütterungen anwendbare Methode setzt die Erde als gleichartige Masse voraus und kann auf nicht mehr Sicherheit Anspruch machen als die oben erwähnte.

Mallet berechnet bei dem von ihm untersuchten Erdbeben die Tiefe des Herdes als zwischen $2\frac{3}{4}$ und $8\frac{1}{8}$, im Mittel $5\frac{3}{4}$ nautischen Meilen liegend und die überhaupt möglich größte Tiefe eines Erdbebenherdes zu 30,64 nautischen Meilen, K. von Seebach berechnet für die Tiefe des Centrum's bei dem schwachen mitteldeutschen Erdbeben das Minimum zu 7,76, das Maximum zu 11,76, das Mittel zu 9,68 nautischen Meilen, letzteres also etwa um die Hälfte tiefer als für das neapolitanische Erdbeben. Als Tiefe des Centrum's für das rheinische vom 29. Juli 1846 findet er 20,93 nautische Meilen.

Liegen, wie nicht zu bezweifeln, die Ursachen und Ausgangspunkte der Erdbeben in der Tiefe, hängen die Schütterbezirke eng mit der geognostischen Beschaffenheit zusammen, so wird es zunächst die Aufgabe sein, möglich genaue Zeiten, Stoßrichtungen und Intensitäten der Erdbeben mit der geologischen Beschaffenheit in Einklang zu bringen, und demnächst festzustellen, ob in Folge der Erdbeben dauernde, vielleicht minimale Hebungen und Senkungen eingetreten sind. Ausgerüstet mit einer Reihe solcher Daten wird man an eine Theorie der Erdbeben denken können, bei welcher die Fortpflanzung der Erschütterungen in den unvollkommen elastischen, verschiedenartigen und nicht homogenen Medien nicht unbedeutende Schwierigkeiten bieten wird.

Anmerkungen.

- 1) Die „Chronik der Erdbeben und Vulcanausbrüche“, nach des Verfassers Tode (1837) von Berghaus 1840 und 1841 herausgegeben, bildet den vierten und fünften Theil der „Geschichte der durch Ueberlieferung nachgewiesenen Veränderungen der Erdoberfläche.“ Die Chronik umfaßt mit Ausnahme einer Lücke von 1806 bis 1820 den Zeitraum bis Ende 1832.
- 2) In zahlreichen Aufsätzen seit 1841. Die Erdbeben sind nach Jahren, z. Th. auch nach Ländern geordnet. Ein bis 1859 reichendes Verzeichniß von Perrey's Arbeiten gab R. Mallet in Report Brit. Assoc. 1859, 122. In Perrey's bis 1865 reichender Bibliographie séismique, welche auch die Vulcanausbrüche enthält, sind 4015 Nummern aufgezählt.
- 3) Erdbebenkataloge in Rep. Brit. Assoc. 1851, 1854, bis 1843 reichend.
- 4) Zuerst in Studien über Erdbeben 1875, später fortgesetzt.
- 5) Seit 1865 gab C. W. C. Fuchs jährlich eine Uebersicht der vulkanischen Erscheinungen. Bis 1871 im Jahrbuch für Mineralogie, seitdem in Eschermat's mineralogischen Mittheilungen.
- 6) Kosmos I, 218, 1845.
- 7) Rep. Brit. Assoc. 1859, 51.
- 8) Kluge: „Ueber die Ursachen der in den Jahren 1850 bis 1857 stattgefundenen Erd-Erschütterungen.“ Stuttgart 1861.
- 9) Julius Schmidt: Studien über Erdbeben. 1875, 41, 118, 133.
- 10) Elliot. Quart.-J. geol. Soc. 21, 45, 1865.
- 11) „Vielsährige Gewohnheit und die sehr verbreitete Meinung, gefahrbringende Erschütterungen seien nur zwei oder drei Mal in einem Jahrhundert zu befürchten, machen, daß in Lima schwache Oscillationen des Bodens kaum mehr Aufmerksamkeit erregen als ein Hagelwetter in den gemäßigten Zonen.“ Kosmos I, 225. Nach Volger (Petermann. Geographische Mittheilungen 1856, 87) erneuerten sich nach dem Erdbeben von Basel 1356 die Erschütterungen ein Jahr lang, „wurden jedoch weder einzeln aufgezählt noch auch nur gezählt und von ihnen waren viele bedeutender als hundert Ereignisse, welche wir im heutigen Jahrhundert genau notiren.“ Dasselbe gilt für viele lang anhaltende Erdbeben, wie für Griechenland S. 9 nachgewiesen wurde.

- 12) Propositions sur les tremblements de terre 1863.
- 13) Studien über Erdbeben 1879.
- 14) Fr. Hoffmann, Hinterlassene Werke II, 408, 1838.
- 15) Wenn G. Bischof (Chemische Geologie II, p. 533, 1866) ausspricht: „Keine Erdschlipfe, keine Erdbeben ohne Wasser“ und p. 548: „Hätte man in den Berichten über Erdbeben den Kern von der Schale gefondert, so würde man schon lange zu der Ueberzeugung gekommen sein, daß die längst bekannte Ursache der Erdschlipfe auch die der Erdbeben ist,“ so hat er für die erste Ursache der Erdschlipfe sicher recht, ohne Wasser kein Erdschlipf. Daß er die Ursache der Erdbeben auf Wasser zurückführt, ist eine Folge seiner neptunischen Ansichten und seiner Weise Alles in Frage zu stellen, was ihm nicht paßt.
- 16) Suess, Die Erdbeben des südlichen Italiens 1874, 18.
- 17) Fr. von Hochstetter in Petermann Geograph. Mittheilungen 1869, 222. Eine nautische Meile oder eine Miglie = 1855,5 Meter.
- 18) E. Geinitz ib. 1877, 454.
- 19) Kosmos I, 224.
- 20) Zeitschrift der geologischen Gesellschaft XII, 457, 1860. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Schalls in der Luft zu 1024 Fuß = 332,6 Meter angenommen.
- 21) Amer. Journal of science (3/XV, 178, 1878).
- 22) 1 bis 3 aus R. von Seebach, Das mitteldeutsche Erdbeben. Leipzig 1873, 179; 1 nach der zweiten Berechnung von Julius Schmidt (1858); 2 nach R. Mallet; 3 nach v. Seebach.
- 4 aus dem Bericht der Erdbebenkommission des naturwissenschaftlichen Vereins zu Karlsruhe 1881. Entfernung von Karlsruhe bis Straßburg 50 Kilometer, Unterschied der Zeit $1\frac{1}{2}$ Minute nach Reduktion auf gleichen Meridian.
- 23) Ueber den gegenwärtigen Stand der Erdbebenfrage. Wien 1881.
- 24) Kosmos IV, 488.
- 25) Fr. Hoffmann, Hinterlassene Werke II, 317.
- 26) Die Schweizerischen Erdbeben vom November 1879 bis Ende 1880. Bern 1881.