

Werk

Jahr: 1931

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:7

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0007

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0007

LOG Id: LOG_0034

LOG Titel: Die Erdbeben Finnlands

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=101433392X>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

Die Erdbeben Finnlands

Nach H. Renqvist, Helsingfors¹⁾ — (Mit 1 Abbildung)

Für eine Behandlung der Frage nach der Seismizität der Erde sind durch die mit dem Ausgang des vorigen Jahrhunderts einsetzende neue Entwicklung der Erdbebenforschung die Unterlagen mit den Jahren immer reichlicher bzw. reichhaltiger geworden, sei es, daß die makroseismischen Untersuchungen inhaltlich vertieft und fortschreitend auf neue, bisher mehr oder weniger unberücksichtigt gebliebene Regionen der Erdoberfläche ausgedehnt sind, sei es, daß es auf dem Wege der mikro-seismischen Arbeitsrichtung möglich geworden ist, mit wachsendem Erfolg mehr und mehr die Lücken im seismischen Bilde unserer Erde auszufüllen, welche dem Wesen der Sache nach makroseismisch nicht zu ergänzen sind. Die von Renqvist besorgte eingehende monographische Bearbeitung der Erdbeben in Finnland liefert auf makroseismischer Grundlage einen sehr mannigfaltigen und anregenden weiteren Beitrag auf diesem Gebiet. Seine Darstellung hat um so weniger nur regionale Bedeutung, als in mancherlei Beziehung auch methodisch neue Wege gegangen werden und so unter anderem namentlich die wichtige Frage nach der Ursache der finnländischen Beben eine besondere Beleuchtung erfährt.

Auf Grund einer sorgfältigen Durchsicht der in Betracht kommenden Quellen wurden zunächst in Ergänzung früherer anderweitiger Listen finnländischer Beben alle so erfaßbaren makroseismischen Daten bis Anfang 1929 zusammengestellt und, soweit nötig, kritisch erörtert. Die erste Bebennachricht stammt aus dem Jahre 1610. Aus dem 17. Jahrhundert liegen freilich nur zwei Nachrichten vor, sodann aus dem 18. Jahrhundert 46, aus dem 19. Jahrhundert 91 und allein aus den ersten 29 Jahren des gegenwärtigen Jahrhunderts 96, so daß es sich um insgesamt 235 Erdbeben handelt, wobei im allgemeinen auch die Einzelstöße eines Schwarms gesondert gezählt worden sind. Das Anwachsen der Bebenzahlen mit der Zeit ist auf die lückenlosere Wahrnehmung der kleinen Beben in den letzten Jahrzehnten zurückzuführen, während welcher ein engmaschigeres Beobachtungsnetz zur Verfügung stand. Die Hälfte aller Beben fällt auf die letzten 38 Jahre, was einer mittleren jährlichen Häufigkeit von rund drei Beben entspricht, ein Durchschnitt, der größenordnungsmäßig mit dem früher von Högbom²⁾ auf jährlich ein bis zwei geschätzten übereinstimmt, wenn er auch bezeichnenderweise ein wenig höher liegt. Die stärksten Beben dürften 6⁰ Mercalli-Cancani nicht überschritten haben und machen überdies nicht mehr als 3% der Gesamtheit aus. In 18% aller Fälle wurde nur 5⁰ M-C erreicht, in 59% nur 4⁰ M-C, und die übrigen 20% waren von noch geringerer Intensität.

Zu den an sich nicht bedeutenden Epizentralintensitäten gehören indessen sehr charakteristisch erhebliche Schütterflächen, indem im Durchschnitt bei 6^o M-C ein makroseismischer Bereich von 105000 qkm, bei 5^o M-C ein solcher von 15600 qkm und bei 4^o M-C ein solcher von 3000 qkm festzustellen war, so daß es sich bei den beiden höchsten Graden um mittlere makroseismische Radien von 183 bzw. 70 km und bei 4^o M-C immerhin noch um einen Radius von 31 km handelt. Selbst den leichten, die Schwelle der unmittelbaren Fühlbarkeit nur unerheblich überschritten habenden Beben von etwa 3^o M-C eignet im Mittel ein Areal von 800 qkm oder eine makroseismische Reichweite von 16 km, sodaß man im allgemeinen nicht einmal diese als lokale Erschütterungen ansprechen kann. Ein mit den Beben von Großbritannien durchgeführter Vergleich zeigt denn auch, daß letztere ganz beträchtlich kleinere Schütterflächen aufweisen. Verbindet man mit diesem klar herausgestellten Umstand die Tatsache, daß vielfach auch kein eigentliches Epizentrum vorhanden ist, so ist gewiß der Schluß, daß die finnländischen Beben in erster Linie ursächlich mit dem epirogenetischen Vorgang der Landhebung zusammenhängen, unabweisbar. Der größte Schütterbereich hier kommt bisher wohl einem Beben vom 23. Juni 1882 zu, das bei einer maximalen Intensität von nicht über 6^o M-C eine Fläche von etwa 225000 qkm betraf, also einen mittleren makroseismischen Radius von mehr als 250 km besaß. Hinsichtlich des Zusammenhangs zwischen Bebenstärke M (im absoluten Maß der Maximalbeschleunigung nach Cancani) und makroseismischem Areal A ergibt sich angenähert die interessante Beziehung $\log A = 2.585 \cdot \log M + 0.1716$, in welcher der Faktor von $\log M$ gleich $\log 6 / \log 2$ ist, sodaß nach dem hier verarbeiteten Material bei den finnländischen Beben einer Verdopplung der epizentralen Maximalbeschleunigung M ungefähr eine Versechsfachung des Areals A entspricht.

Eine eingehendere statistische Untersuchung des täglichen und jährlichen Ganges zeigt vor allem im Gesamtergebnis eine auffallende Übereinstimmung mit den diesbezüglichen Verhältnissen in Schweden und Norwegen, so daß es, wie geschehen, gestattet ist, Fennoskandien in dieser Frage als Einheit aufzufassen. Darnach fällt in diesem ganzen Gebiet das Minimum mit 17% in die Sommermonate Juni, Juli und August und das Maximum mit 36% in die Wintermonate Dezember, Januar und Februar. Auf den Frühling und Herbst kommen 22 bzw. 25%. Ferner: mehr als ein Drittel aller Beben sind aus den sechs Nachtstunden von 22^h bis 4^h gemeldet worden. Dabei ist aber natürlich nicht außer acht zu lassen, daß es sich nur um makroseismische Daten handelt, bei denen die physiopsychologischen Momente der unmittelbaren Wahrnehmbarkeit eine große Rolle spielen.

Es ist nicht wohl möglich, in dieser Besprechung alle wichtigeren Einzelheiten der Darstellung zu berühren; doch sei nicht unerwähnt, daß auch den Bebenwirkungen wie insbesondere, soweit es das Material zuließ, den Laut- und Lichterscheinungen näher nachgegangen wurde. Hier ist namentlich der Hinweis bemerkenswert, daß Fälle von Lichterscheinungen beobachtet worden sind, in denen eine Verwechslung mit Gewittern, Meteoriten usw. nicht gut vorliegen kann.

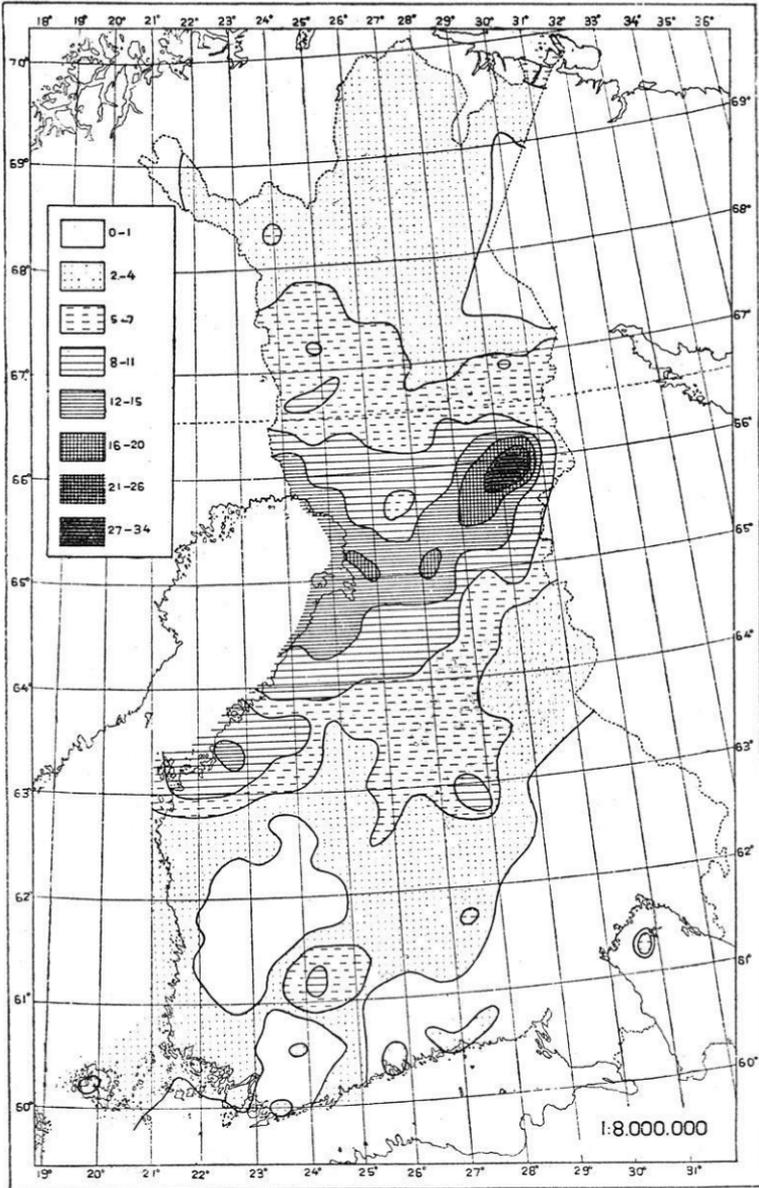


Fig. 1. Die Seismizität Finnlands
Nach H. Renqvist

Weitgehende Beachtung scheinen mir nun aber noch die Ausführungen über die Seismizität Finnlands im engeren Sinne zu verdienen. Hier schlägt der Verfasser mit bestem Erfolg einen neuen Weg ein, welchen er kurz bereits früher in dieser Zeitschrift beschrieben hat³⁾. Die dort in kleinem Maßstab veröffentlichte vorläufige Karte ist nun durch die in Fig. 1 wiedergegebene größere Karte ersetzt, in der auf Grund erheblich reicheren Materials noch mehr Abstufungen im Grad der seismischen Regsamkeit der verschiedenen Landstriche zur Darstellung gelangten. Der bei dem Entwurf der Karte leitende Gedanke besteht darin, daß für jeden Punkt eines das ganze Land gleichmäßig überdeckenden Netzes mit nunmehr nur 20 km Punktabstand nach den makroseismischen Bereichen der einzelnen Beben festgestellt wurde, wie oft er erschüttert worden ist, und dann in einer bestimmten Staffelung (siehe die Karte) Linien gleicher Bebenhäufigkeit gezogen wurden. Die Schüttergebiete der verschiedenen Beben sind aus fünf im Maßstab $1:5 \cdot 10^6$ wiedergegebenen Kartenblättern zu ersehen. Bei Lokalbeben, welche zufolge der Kleinheit ihres Schüttergebiets durch die Maschen des Punktnetzes hindurchfielen, wurde dem nächstliegenden Punkt des Netzes eine halbe Einheit hinzugefügt. Die zunächst außer acht gelassene Stoßintensität kam dabei mittelbar durch Mitzählung aller Nachbeben zur Geltung, sodaß so zweifellos auch die maßgebenden Epizentralbezirke mit erfaßt sind. Andererseits wurde die sonst bei ausschließlicher Berücksichtigung der tatsächlich vorliegenden Bebennachrichten so bedenkliche Fehlerquelle vermieden, daß die Zahl solcher Nachrichten wesentlich von der Bevölkerungsdichte abhängt. Außerordentlich deutlich tritt nun auf der Karte als Gebiet maximaler Seismizität der Streifen Landes hervor, welcher sich von der Nordostküste des Bottnischen Meerbusens in nordöstlicher Richtung nach der Halbinsel Kola zu erstreckt; und es ist gewiß kein Zufall, daß derselbe zur Hauptsache mit der Zone der stärksten Landhebung übereinstimmt.

Wie fruchtbar die vom Verfasser angegebene Methode ist, lehrt übrigens auch die nach ihr von Sahlström⁴⁾ entworfene und dem Referenten vorliegende Karte der Seismizität von ganz Fennoskandien und Dänemark. Um freilich eine noch vollständigere Anschauung von der seismischen Regsamkeit eines Landes und seiner einzelnen Teile gewinnen zu können, erscheint es erforderlich, sich auch die für seine Hauptbezirke charakteristischen Intensitätsgrade der in ihnen auftretenden Beben zu vergegenwärtigen. Sofern entsprechende Angaben nicht mehr gut ins Kartenbild aufgenommen werden können, dürfte es daher zweckmäßig sein, dieselben in einer kurzen Legende der Karte beizufügen.

Bezüglich der Entstehung der Beben wird betont, daß bei ihrem zweifellos engen Zusammenhang mit der Landhebung jedoch nicht so sehr eine relative Vertikalverschiebung der einzelnen Erdschollen in Frage kommt, sondern gemäß der noch immer wesentlich muldenförmigen Anlage der Zone stärkster Hebung mehr das horizontale Voneinanderstreben der Muldenränder; denn diese sich ja im großen und ganzen mit dem Streifen höchster Seismizität deckende Mulde ist nicht zugleich auch das Gebiet gedrängtester Isobasen. Hypothetisch

werden auch durch die Hebung der festen Kruste geförderte Kristallisationsvorgänge in unterlagernden Magmamassen, sowie für andere Bezirke isostatische Prozesse in Betracht gezogen.

Abschließend sei auf die dem Referenten sonst noch nicht begegnete interessante graphische Veranschaulichung der Beziehungen zwischen Areal und zugehöriger Bebenhäufigkeit nach Art der hypsographischen Kurve der Erdrinde aufmerksam gemacht. Bei Zugrundelegung des gesamten Materials, welches etwa 100 Jahren organisierten Erdbebendienstes entspricht, lehrt sie unter anderem, daß nur $2\frac{1}{3}\%$ des Bodens von Finnland im Laufe eines Jahrhunderts von wenigstens 15 Beben betroffen werden dürfte, dagegen 90 % des Landes nicht mehr als 10 Beben und die Hälfte des Landes nicht mehr als 3 Beben erfährt, wobei die Höchstzahl 33 Beben beträgt. Letztere ergab sich für Kuusamo in rund 66° N und 29° E, am nordöstlichen Ende der Zone größter Seismizität.

E. Tams, Hamburg.

Literatur

¹⁾ Henrik Renqvist: Finlands Jordskalv. Mit deutscher Zusammenfassung. Fennia LIV. Nr. 1, 113 S. Mit 13 Figuren (darunter 7 Karten) und 16 Tabellen. Helsingfors 1930.

²⁾ A. G. Högbom, Fennoskandia. Handb. d. region. Geologie, IV. Bd., 3. Abtlg., Heft 13. Heidelberg 1913.

³⁾ H. Renqvist: Über kartographische Darstellung der Seismizität. Zeitschr. f. Geophys. 4, 348—352. 1928.

⁴⁾ K. E. Sahlström: A Seismological Map of Northern Europe. Sveriges Geolog. Undersökning. Ser. C, Nr. 364. Stockholm 1930.

Über isostatische Schwereanomalien

(Fortsetzung)

Von **Heinrich Jung**, Göttingen — (Mit 2 Abbildungen)

Als Fortsetzung der unter ähnlichem Titel auf S. 173 des VI. Jahrgangs der „Zeitschrift für Geophysik“ erschienenen Abhandlung werden die dort erwähnten Beziehungen der verschiedenen Schwereanomalien an geeignet konstruierten Beispielen näher untersucht. Die Beispiele sind so ausgewählt, daß die wichtigsten typischen Fälle berücksichtigt sind. Die bei der Reduktion der beobachteten Schwerebeschleunigungen zu erwartenden Verhältnisse lassen sich annäherungsweise aus diesen Beispielen entnehmen, da sich besondere lokale Einflüsse, die das Bild stark verändern können, in den meisten Fällen abschätzen und in Rechnung setzen lassen.

Auf S. 173 ff. des VI. Jahrgangs der „Zeitschrift für Geophysik“ habe ich die Beziehungen der verschiedenen Schwereanomalien — insbesondere der sogenannten „isostatischen“ Anomalien — einer näheren theoretischen Betrachtung unterzogen und speziell bei Anwendung der Beziehung

$$\frac{\Delta g_{is}}{\Delta g'_0} = \frac{\varrho' - \varrho}{\varrho'} \dots \dots \dots (A)$$