Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 46 (1953)

Heft: 2

Artikel: Makroseismische Untersuchungen über das nordwestanatolische Beben vom 18. März 1953

Autor: Ketin, I. / Roesli, F.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-161697

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 16.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Makroseismische Untersuchungen über das nordwestanatolische Beben vom 18. März 1953

Von **İ. Ketin** (İstanbul) und **F. Roesli** (z. Z. in İstanbul als Mitglied der Unesco-Mission für Technische Hilfe in Seismologie)

Mit 17 Textfiguren

Veröffentlicht mit Erlaubnis des Seismologischen Instituts der Technischen Universität von İstanbul

---

Abstract: Macro-seismic research work on the recent earthquake of Gönen-Yenice in NW-Anatolia (18. 3. 1953) has furnished some very interesting evidence which indicates that this seismic event occurred as a continuation of the crustal movements which caused some of the most destructive earthquakes in northern Anatolia during the past 15 years, such as the catastrophic quake of Erzincan in northeastern Anatolia in 1939 (over 40,000 casualties), Erbaa 1942, Tosya 1943, Bolu 1944.

These crustal movements resulted in ruptures of the surface formations, forming lines of recent faults over hundreds of kilometers. The total length of these recently active faults extends over a stretch of 800–900 kilometers.

The main features of these recent fault lines are a horizontal displacement of 3·5 to more than 4·0 meters and a vertical displacement of 0·4–1·0 meters. The horizontal displacement is always "right lateral" with the central anatolian block moving relatively westward along the eastward moving marginal strip of the Black Sea "Pontic" block. The vertical displacement is in most cases N-side down. The trend of these faults runs mostly at a small angle to the older alpine structures. Their course is marked by a series of open fissures arranged "en échelon" to the general fault strike. The seismic activity started in the East and continued intermittently westward.

All these features are exactly repeated in the fault line which was formed during the quake in Yenice SE of the Dardanelles with the exception that no definite vertical displacement has occurred. The horizontal displacement is also right lateral and the mechanism is exactly the same, the length of the fault is about 50 kilometers. A seismic belt of about 200 kilometers with many local centers, which have not been very active lately, connects the two areas.

In size, sense and amount of lateral movement this North-Anatolian "Pontic" fault line compares with San Andreas fault line of California and its features show it to be one of the great geotectonic features of the mediterranean orogenic belt.

I. Einführung

Die Türkei ist seit altersher als eines der aktivsten Bebenländer des mediterranen Orogens bekannt. Es lassen sich vier Hauptregionen unterscheiden:

Die ägäische Region;

Die nordanatolische Bebenlinie (paphlagonische Narbe von Novack, von Salomon-Calvi mit der Tonale-Linie verglichen, wobei allerdings weder die eine noch die andere Bezeichnung dem Wesen des Phänomens gerecht wird);

Die ostanatolische Region (die nach Iran hin ihre Fortsetzung findet);

Die südanatolische Region (das nördliche Ende des syrischen Grabensystems)

Während der letzten etwa 15 Jahre zeigte besonders die nordanatolische Bebenlinie eine ganz ausserordentliche Aktivität. Es besteht darüber eine ziemlich reichhaltige Literatur. Zusammenfassend wurde diese Bebenserie 1948 von einem der Autoren behandelt[1]).

1. Stand der Forschung

Die ständige seismische Unruhe und deren nur allzuoft katastrophale Folgen haben dazu Anlass gegeben, dass die aufblühende Wissenschaft der Republik sich schon sehr bald auch intensiv mit diesen Problemen befasste.

Die Initiative zu diesen Forschungen ist z. T. von den Universitäten ausgegangen, z. T. auch vom Bergbauamt (MTA = Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü), bzw. der daran angegliederten Geologischen Landesanstalt. Anderseits hat sich das Ministerium für Öffentliche Arbeiten, besonders vom praktischen Standpunkt des Wiederaufbaues zerstörter Ortschaften aus, für diese Forschungen interessiert. Diesem Umstande verdanken wir u. a. die Erstellung einer kartographischen Darstellung der verschiedenen seismischen Zonen, sowie die Herausgabe von Bauvorschriften, in welchen auch die geologischen Einflüsse des Untergrundes berücksichtigt werden.

Diese Entwicklung hat vor etwa 20 Jahren eingesetzt, und wir verdanken ihr heute schon eine recht reichhaltige Literatur (vor allem in mehrern Publikationen des MTA-Instituts).

Im letzten Jahre wurde dann unter Mitwirkung der Unesco an der Technischen Universität von Istanbul ein Seismologisches Institut ins Leben gerufen. Seine Aufgabe wird darin bestehen, durch vermehrte systematische Forschung und durch Unterricht zur Verminderung der Schäden beizutragen, namentlich auf dem Wege erdbebensicherer Konstruktionen und unter besonderer Berücksichtigung des Baugrundes.

Seit der Gründung des Institutes fanden 1952 zwei kleinere, aber lokal von starken Zerstörungen begleitete Beben statt, das eine am 3. Januar in Hasankale (E Erzurum), das andere am 22. Oktober in Misis (E Adana).

Darauf folgte in der ersten Hälfte des Jahres 1953 das grosse Beben von Gönen-Yenice (18. März) SE der Dardanellen und anschliessend die lokalen Beben von Karaburun (2. Mai) NW von İzmir und von Edirne (Adrianopel) am 18. Juni.

Diese drei letztern Beben sind der Gegenstand der vorliegenden Studie.

2. Die nordanatolische Bebenlinie

Geologisch ist diese Bebenlinie schon deshalb von ganz besonderem Interesse, weil sie ein Phänomen aktueller Tektonik inmitten des alpinen Orogens darstellt. In der obigen Abhandlung wurden 12 Beben beschrieben, die sich in einem nach N konvexen Bogen vom Van-See im E bis an die Küste des ägäischen Meeres erstrekken. Das Mittelstück verläuft rund 100 km S der Schwarzmeerküste und parallel mit derselben. Es beginnt im E bei Erzincan und lässt sich fast ununterbrochen verfolgen bis in die Gegend von Bolu, etwa 200 km E von İstanbul. Die damit zusammenhängenden Brüche sind in Figur 1 schematisch zur Darstellung gebracht.

---

[1]) İ. KETIN: *Die grossen anatolischen Erdbeben in den letzten zehn Jahren.* Urania Monatsschr., Jg. *11*, H. 6. – *Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums.* Geol. Rdsch. *36* (1948).

In diesen Arbeiten finden sich auch die wichtigsten einschlägigen Literaturangaben. Als neueste Publikation sei erwähnt der Erdbebenkatalog von N. PINAR und E. LAHN, der aber leider nur in Türkisch erschienen ist: Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu, Herausgeber: T. C. Bayındırlık Bakanlığı, Ankara 1952.

Es handelt sich dabei um auffallend lang gestreckte, aber sehr schmale Zonen. Diese Tatsache ist bedingt durch den eigentümlichen tektonischen Charakter der verschiedenen Beben.

Die Hauptmerkmale des tektonischen Vorganges sind allen gemeinsam: Bruchbildungen (mit offenen Rissen), die sich oft über Hunderte von Kilometern verfolgen lassen;

Horizontale Verschiebung im Betrag von mehreren Metern mit Verschiebungssinn für den S-Teil gegenüber dem N-Teil relativ gegen W;

Vertikale Niveauänderung im Sinne einer relativen Hebung des südlichen anatolischen Hauptblockes gegenüber der nördlichen Randzone;

Verlauf oft fast parallel, aber meist spitzwinklig zu den alpinen tektonischen Leitlinien.

Von den in der obigen Publikation erwähnten Beben seien nur die drei bedeutendsten und charakteristischsten hervorgehoben:

Das Erzincan-Beben (Kelkit-Linie) vom 28. Dezember 1939.
- Grossbeben mit über 40000 Toten.
- Länge des Zerstörungsgebietes etwa 500 km.
- Länge der Katastrophenzone über 300 km.
- Breite der Katastrophenzone nur etwa 15 km.
- Bruchbildung über Hunderte von Kilometern verfolgbar.
- Begleiterscheinungen: Bergstürze, Stauseen, Austritt von Mineralquellen.
- Dauer der Nachstossperiode etwa 3 Monate.
- Stärkegrad XI der MERCALLI-SIEBERG-Skala.

Das Beben von Tosya-Ilgaz vom 28. November 1943.
- Bruchzone von 280 km Länge.
- Relative Absenkung der N-Seite etwa 1 m.

Das Beben von Bolu und Çerkes vom 1. Februar 1944.
- Beben mit über 4000 Toten.
- Länge der Zerstörungszone 200 km.
- Länge der Bruchlinie 120 km.
- Maximalbetrag der Horizontalverschiebung etwa 3,5–4 m (messbar an zerschnittenen Strassen, Häusern, Gartenzäunen).
- Relative Absenkung der N-Seite 0,4–1 m.
- Dauer der Nachstossperiode etwa 4 Monate.
- Zahl der registrierten Nachstösse 77.

Die von diesen drei Beben betroffenen Zonen schliessen in der obigen Reihenfolge örtlich sozusagen ohne Unterbruch sukzessive von E nach W aneinander an.

Im gleichen Jahr wie das Beben von Tosya-Ilgaz (20. Juni 1943) ereignete sich auch ein starkes Beben weiter W bei Adapazar, das nur etwa 100 km E von İstanbul bis an das E-Ende des Golfes von İzmit reichte. Das Gebiet des Marmara-Meeres ist als seismisches Gebiet seit langem bekannt. Das letzte starke Beben war dasjenige von 1894, dessen Nachstösse Istanbul selber monatelang in Schrecken hielten. Sein Epizentrum lag im Marmara-Meer etwa 30 km S der Prinzen-Inseln.

II. Lokalgeographische Lage des Bebens von Gönen–Yenice vom 13. März 1953

(Vgl. Fig. 2 und 3)

Die Schadenzone des Bebens von Gönen–Yenice umfasst sozusagen das ganze Gebiet der grossen Halbinsel südöstlich der Dardanellen, zudem noch Teile südlich des Golfes von Edremit (d. h. die Vilayets Çanakkale und Balıkesir), sowie die griechische Insel Mytilene (Lesbos). Die obige Halbinsel können wir der Einfachheit halber und in Ermangelung eines bessern türkischen Namens die troische Halb-

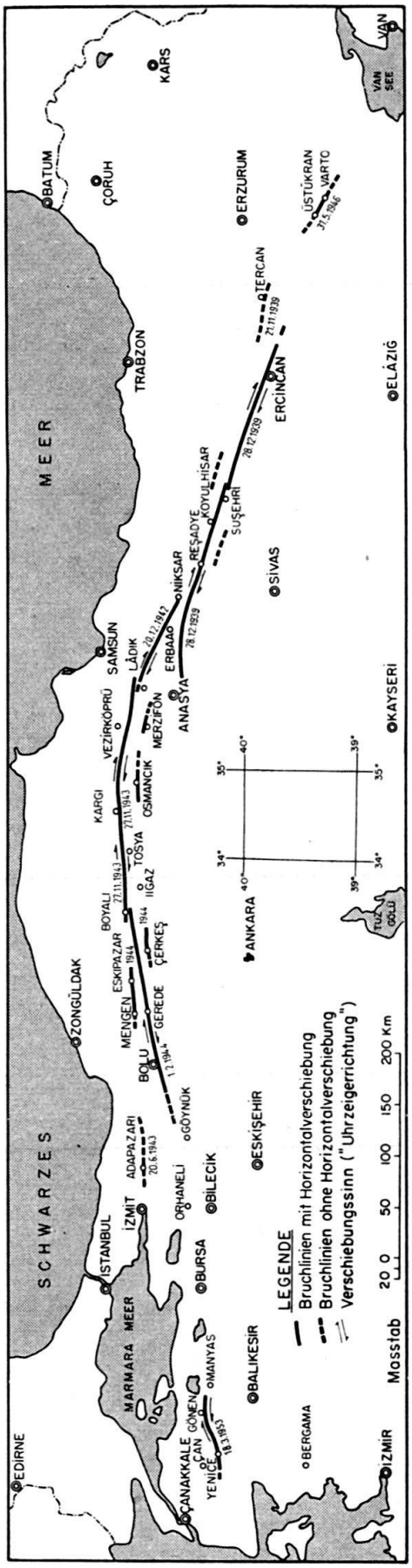


Fig. 1. Karte der in den letzten 14 Jahren seismisch aktiven Brüche Nordanatoliens.

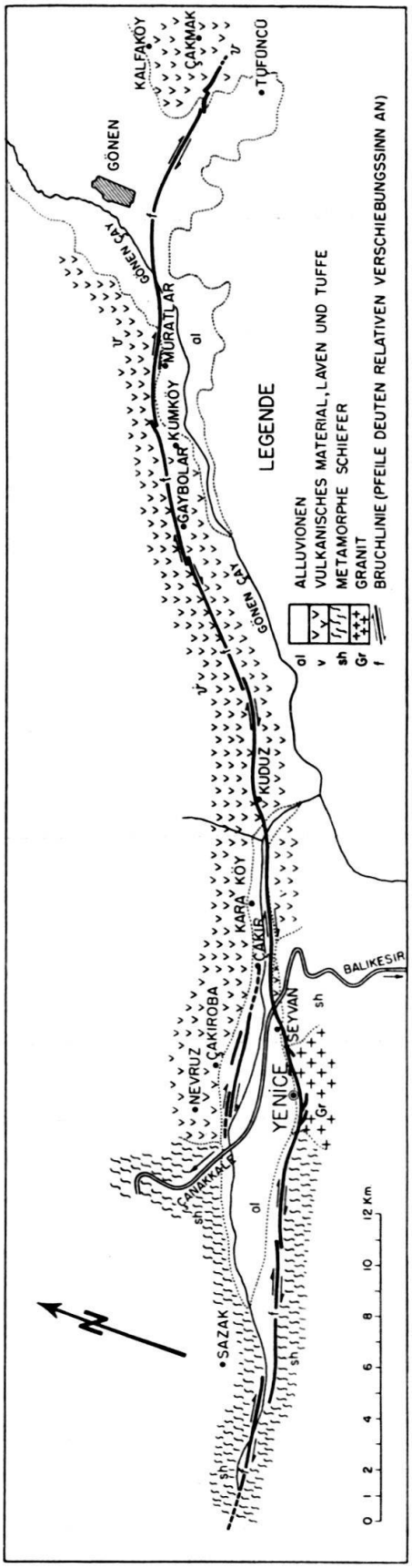


Fig. 2. Karte des Bruches Gönen–Yenice (nordwestanatolisches Beben vom 18. März 1953).

insel nennen, obwohl als Troas bei HOMER nur die westliche Küstenebene bezeichnet wurde. Sie zeigt im allgemeinen wenig Gliederung, sondern vielfach eine rollende Hügellandschaft. Die grösste Erhebung bildet im S die Kette des Kaz Dağ (das Idagebirge HOMERS) mit rund 1770 m. Die Entwässerung erfolgt z. T. nach NW durch den Küçük Menderes (den Skamander der Alten) und den Koca Çay (Çay-Fluss) von Çanakkale an den Dardanellen. Die grösseren Flüsse fliessen in nordöstlicher Richtung ins Marmara-Meer, der Kocabaş Çay über Çan und Biga, dann weiter östlich der Gönen Çay, dann der Koca Çay, der über Balya nach dem Manyas-See fliesst und schliesslich der Simav Çay, der östlich von Balıkesir vorbei sich ebenfalls gegen NE ins Marmara-Meer ergiesst.

Die Halbinsel wird in westnordwestlicher Richtung durch die grosse Durchgangsstrasse Balıkesir–Çanakkale durchzogen. Eine neue Strasse, z. T. noch in Konstruktion, führt von Çanakkale südwärts nach dem Golf von Edremit. Gönen und Manyas sind von Bandırma am Marmara-Meer zu erreichen.

III. Allgemeine geologische Grundzüge der Bebenregion vom 18. März 1953

Die einzigen geologischen Karten, die von dem Gebiet existieren, sind die Karte PHILIPPSONS (Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien, Petermanns Mitteilungen 1911) sowie die offizielle Karte der Türkei 1:800000 (Blatt Istanbul 1942).

Die geologisch bekannteste Örtlichkeit der Halbinsel ist Balya Maden, seinerzeit (1891) berühmt geworden durch die Trias-Fossilfunde ostalpiner Fazies (beschrieben durch Bittner).

Am östlichen Rande des Gebietes, in der Nähe von Susurluk südsüdöstlich von Bandırma, liegt ferner die bekannte Borazitmine, die heute noch abgebaut wird (Pandermit, ein wasserhaltiges Kalziumborat, vorkommend in neogenem Gips).

Stratigraphie und Tektonik der Halbinsel sind noch relativ wenig erforscht.

Die Höhenzüge zwischen den von SW nach NE abfliessenden Gewässern bestehen meist aus paläozoischen Massiven mit Granitkernen und Schieferhüllen, gelegentlich auch einer Bedeckung von undifferenziertem Mesozoikum. Im Osten (Gegend von Balya) herrschen Jungpaläozoikum und Trias vor. Der Küstenstreifen der Dardanellen besteht aus marinem Ober-Miozän, dem einzigen der nördlichen Ägäis und steht offenbar in Zusammenhang mit der sarmatischen Meeresbucht von Thrazien. Ein grosser Teil, wohl fast die Hälfte des Gebietes, ist von jungen vulkanischen Laven und Tuffen (meist andesitisch) bedeckt. Daneben hat auch das Neogen eine weite Verbreitung (Mergel, Tone und vulkanische Tuffe).

Die Gliederung in nordöstlicher Richtung durch die verschiedenen Flüsse lässt auf den ersten Blick einen entsprechenden Verlauf der tektonischen Strukturen erwarten. Die strukturelle Anlage scheint aber bedeutend komplizierter zu sein. Wir konnten verschiedentlich ein fast ost–westliches Falten-Streichen feststellen, so westlich Yenice in den Schiefern, so auch nördlich Edremit, wo im Kaz Dağ (İda) ein mächtiges Granitmassiv vorliegt, dessen Schieferhülle hier ebenfalls E–W streicht.

In den Bergen zwischen Gönen und Yenice streicht der Kontakt Andesit-Kalk (mesozoisch) ungefähr parallel mit dem Tal. Es handelt sich aber hier eventuell um einen Bruch.

Ein Bruch konnte auch am Golf von Edremit konstatiert werden. Dieser durchschneidet die Strasse Çanakkale-Edremit oberhalb Nusratlı und versetzt mit ganz bedeutender Sprunghöhe ein mächtiges z. T. fast horizontales z. T. intensiv gefaltetes Neogen (Tone und Tuffe) im S gegen metamorphes Paläozoikum im N. Er hat hier eine ostnordöstliche Richtung und zieht nördlich von Büyük Çetmi ostwärts.

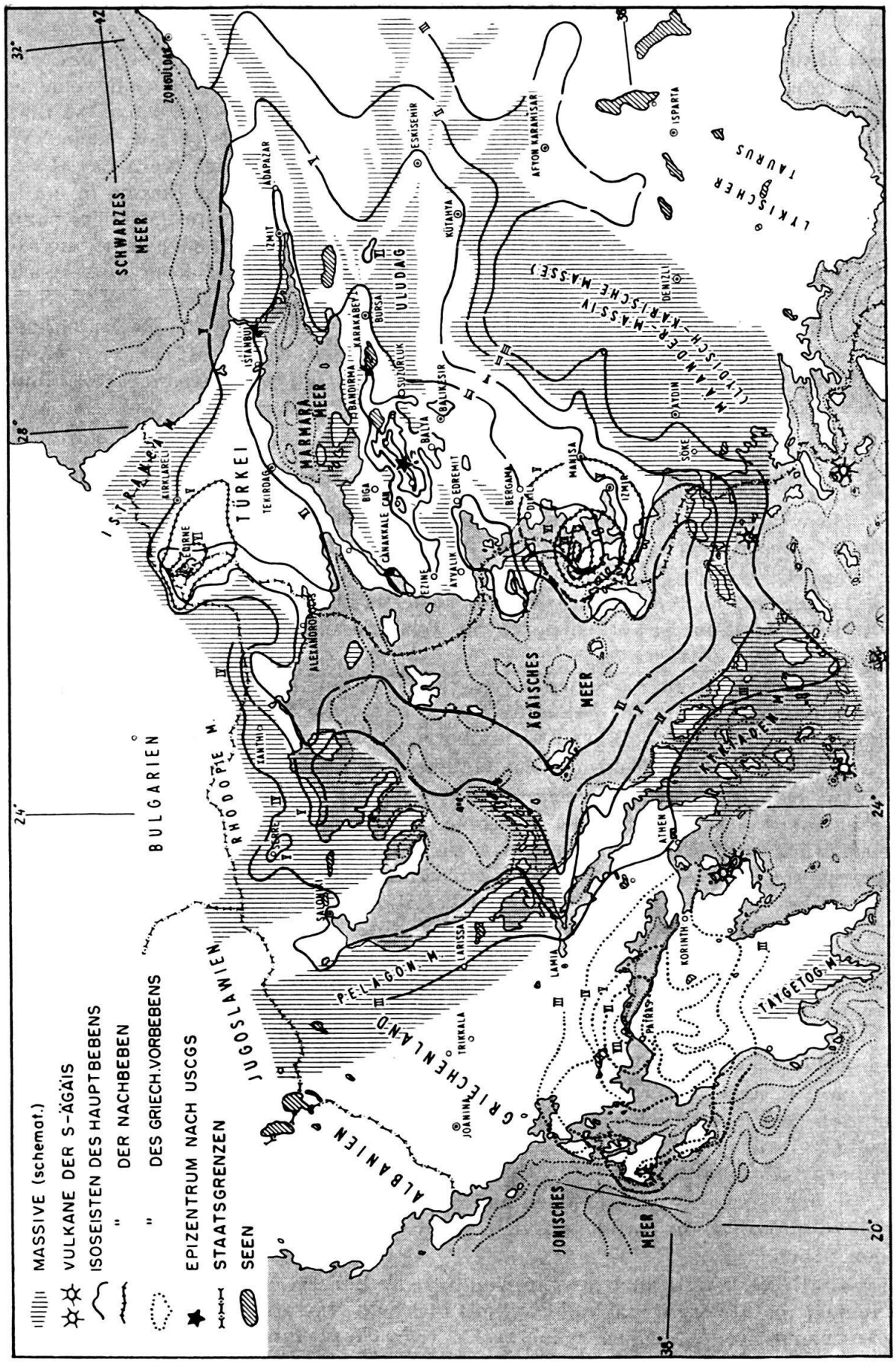


Fig. 3. Isoseistenkarte des nordwestanatolischen Bebens vom 18. März 1953 (Legende auf Karte), der Nachbeben von Karaburun und Edirne, sowie des griechischen Bebens vom 4. März 1953. Maßstab 1:6000000.

Es kann vorderhand nicht mit Sicherheit entschieden werden, wodurch die auffällige SW–NE-Richtung im Entwässerungssystem bedingt ist. Am auffälligsten ist die Tiefenrinne, die sich dem Simav-Çay entlang gegen Balıkesir und von da ins Tal des Bakır Çay (Bergama) zieht, um sich weiterhin westlich İzmir gegen S fortzusetzen. Diese Tiefenrinne fällt zusammen mit einer vorwiegend tuffigen Ausbildung des Neogens, während die begleitenden Hänge, vor allem im NW hauptsächlich aus härtern Laven bestehen. Diese reihenförmig angeordneten Lavamassen dürften ihre Entstehung spaltenartigen Ergüssen verdanken, die eine vorwiegende SW–NE-Orientierung haben. Es ist aber durchaus nicht sicher, dass dies auch die Richtung der alpinen Faltenachsen ist, sie kann auch dem Effekt einer jüngern Tektonik zuzuschreiben sein.

Immerhin ist auf der parallelen Furche İzmir–Akhisar ein älterer (alpiner) Trog vorhanden, der Radiolarit und Grüngesteine, daneben auch Eozän führt und der das Gebiet der sogenannten „Ägäischen Falten" vom mächtigen Lydisch-Karischen Massiv (Menderes oder Mäander-Massiv) im SE trennt.

IV. Auswirkungen des Bebens

Das Beben von Gönen–Yenice wurde in einem Umkreis von mindestens 200 km z. T. sehr heftig gespürt (Fig. 3), so in Istanbul, wo sogar noch vereinzelt Schaden entstanden ist (Risse auf Baufugen im neuen Gebäude der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität von Istanbul), in Edirne, in Adapazar (östlich des Golfes von İzmit, in İzmir (wo z. T. Panik herrschte), ferner bis an die E-Thrazische Küste von Griechenland und die Sporaden-Inseln: Bebenstärke VI der MERCALLI-SIEBERG-Skala.

Die Schadenzone erstreckt sich über einen grossen Teil der Vilayets Çanakkale (mit Ausnahme des Nordwestens) und Balıkesir (mit Ausnahme des südöstlichen Teils) sowie die griechische Insel Mytilene. Bebenstärke VII(–VIII).

Das eigentliche Kerngebiet der Epizentralzone mit Bebenstärke IX und X (in Yenice selber wohl sogar über X) bildet eine langgestreckte zur Hauptsache sigmoïdal gebogene Zone, die sich von Manyas-Gönen im NE bis nach Yenice erstreckt (vgl. Fig. 2 und Fig. 3).

1. Zerstörungsphänomene im Kerngebiet

Die Städte Gönen und vor allem Yenice bieten ein trostloses Bild der Zerstörung.

In Gönen (vgl. Fig. 4 und 5) sind einzelne Quartiere vollständig zerstört, andere wieder nicht. Das Regierungsgebäude und das Primarschulhaus (beide Backsteinkonstruktionen) sind nicht eingestürzt, aber unbenützbar, die Mittelschule (Skelett von armiertem Beton) zeigt schwere Beschädigungen an Fenstern, Verputz und Backsteinfüllungen. Viele Backsteinhäuser mit Betonverstärkungen sind eingestürzt, ebenso Holzhäuser und Lehmziegelbanten. Daneben sind sogar zweistöckige Lehmziegelhäuser stehen geblieben, wenn auch z. T. stark beschädigt.

Yenice (vgl. Fig. 6) ist ein einziger Trümmerhaufen. Die Hauptstrasse war anfänglich überhaupt kaum passierbar. Das Regierungsgebäude (Backstein), das Polizeigebäude, die Primarschule (alle drei Backsteinkonstruktionen) sind nicht eingestürzt aber absolut unbenutzbar. Backsteinhäuser mit Betonverstärkungen, Holz- und Lehmziegelkonstruktionen sind gleicherweise zerstört. Ein einziges Backsteinhaus mit horizontalen Betonverstärkungen ist stehen geblieben ohne überhaupt Risse zu erhalten. Der einzige Unterschied in der Konstruktion gegenüber

Fig. 4. Bild ungleicher Zerstörung in Gönen, links Backsteinhaus mit horizontalen Betonverstärkungen vollständig eingestürzt.
Haus Mitte: zerstört, aber Backsteinmauern des Erdgeschosses stehengeblieben.
Haus rechts: Holzriegelbau mit Lehmziegelfüllung, wenig beschädigt.

Fig. 5. Moschee in Gönen, schlechte Konstruktion.
Die Mauer (ein Rest davon ist rechts im Hintergrund sichtbar) besteht aus lockerem Stein- und Erdmaterial mit oberflächlichem Verputz. Die Mauer trug ursprünglich das Dach, das jetzt nur noch auf den dünnen hölzernen Ziersäulen ruht.

den unmittelbar daneben zerstörten Bauten ist ein tieferes Fundament und zwei zusätzliche quere Betonverstärkungen.

Das typische Zerstörungsbild in der Kernzone sind Diagonalrisse und klaffende Spalten, vor allem deutlich bei reinen Backsteinbauten zu erkennen. Auffallend viele Häuser sind vertikal vollständig zusammengedrückt (Fig. 6), so dass vom ganzen Haus oft nichts mehr zu sehen war als das auf dem Boden ruhende Dach.

All dies zeigt deutlich, dass hier der zerstörende Stoss von unten erfolgte.

Fig. 6. Bild der Zerstörung in Yenice. Epizentralgebiet, zerstörender Stoss von unten.

2. Randliche Zerstörungszone

Das beste Beispiel dieser Art bietet Çan (Fig. 7 und 8), im WNW von Yenice. Dieser Bezirkshauptort liegt bereits ausserhalb des eigentlichen Kerngebietes, er wurde aber wegen teilweise ungünstigen Baugrundes (Alluvionen) doch noch sehr stark mitgenommen. Eine ganze Anzahl in der Ebene gelegener Backsteinhäuser mit horizontalen Betonverstärkungen sind ganz oder teilweise zerstört.

Hier sind oft senkrechte Risse zu beobachten. Die senkrecht zur Richtung Çan-Yenice (Epizentralgebiet) orientierten Wände sind eingestürzt, Dächer in derselben Richtung seitwärts verschoben (Stoss von der Seite).

3. Einfluss des Untergrundes

Die Folgen schlechten Baugrundes sind in einigen Fällen sehr deutlich zu erkennen, in andern wieder weniger. In Çan und auch in Manyas (ESE Gönen, Fig. 1) zeigen sich die bekannten auffälligen Unterschiede zwischen den viel stärkern Schadenwirkungen in der Alluvialebene gegenüber dem auf festem Baugrund liegenden Teil (bei Çan Andesit, bei Manyas Neogen), der wenig oder keine Schäden zeigt. Bei Çan dürften einige der Schäden am Hügel auf Gehängeschutt als Baugrund zurückzuführen sein.

4. Anomalien

Spezialfälle ergeben sich bei Kombination mit andern Faktoren z. B. Hangrutschungen. Solche Fälle sind relativ häufig. Typische Beispiele sind Gaybolar (in

der Berggegend zwischen Gönen und Yenice gelegen) und Kalfaköy (am N-hang der Hügel E von Gönen).

Beide Dörfer liegen auf neogenen (Ton-Mergel-Tuff-) Zwischenlagen im Andesit, der untere Teil von Kalfaköy auf Andesit selber. An beiden Orten sind in den Dörfern und z. T. ober- und unterhalb Wasseraustritte vorhanden. Gaybolar liegt direkt südöstlich unterhalb des beim Beben bewegten Bruches, Kalfaköy in einiger Distanz nördlich davon.

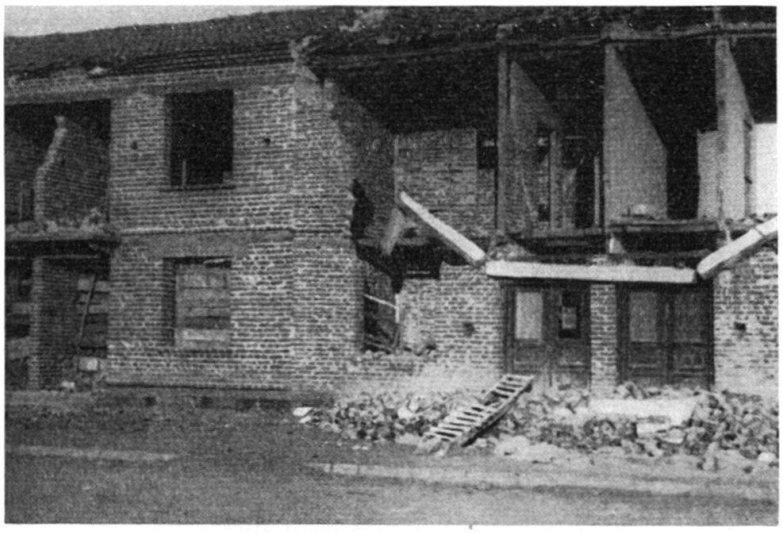


Fig. 7. Backsteinhäuser in Çan mit horizontalen Betonverstärkungen, Stoss von seitwärts zerstörend, senkrecht zur Stossrichtung orientierte Wände eingestürzt.

Fig. 8. Gemischte Konstruktion in Çan, seitwärts gestürzt.

In beiden Fällen sind am Hang halbkreisförmige Sackungsrisse und Andeutungen einer Abrissnische zu beobachten. Bäume stehen z. T. schräg. In Gaybolar ziehen die Risse mitten durch das Dorf. Von 79 Häusern wurden hier 42 total zerstört, auch die Moschee, nur 8 sind kaum beschädigt.

Ein besonderer Fall findet sich beim Dorfe Salur (nordwestlich von Manyas). Dieses befindet sich in der Schwemmebene des Manyas-Sees und steht offenbar auf

Sand (eventuell auch noch Torf). Die Beschädigungen sind sehr schwer. Das typischste Bild bietet das Schulhaus, dessen Mauern als Ganzes in den Sandboden eingerammt wurden (Fig. 9).

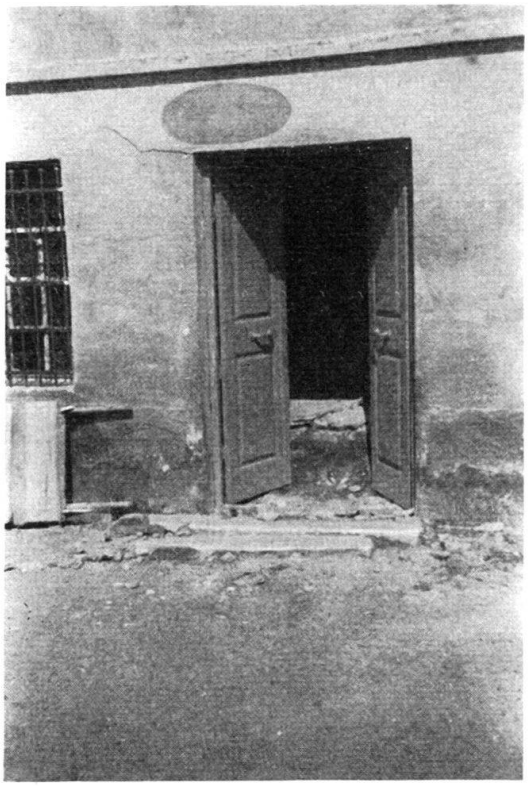


Fig. 9. Primarschulhaus in Salur (nordwestlich von Manyas). Mauer und Freitreppe in den Boden gerammt, Fussboden im Innern relativ zur Umgebung hochgehoben.

Die zwei Treppenstufen wurden auf die gleiche Ebene wie das umgebende Terrain mit heruntergerissen, die Türschwelle ebenfalls, der Innenboden wurde abgerissen und blieb hoch oder wurde noch hoch getrieben, Niveauunterschied ca. 60 cm.

Ein Kuriosum bildet auch ein Lehmziegelhaus in dem sonst fast ganz zerstörten Yenice. Dieses Haus ist, abgesehen von einigen nicht sehr bedeutenden Rissen, intakt geblieben, trotzdem es mit der einen Ecke direkt am bewegten Bruch mit seinen offenen Bodenrissen steht.

5. Einfluss auf Thermalwässer

Thermen sind auf dem vulkanischen Boden der Türkei sehr häufig und es liegt auf der Hand, dass Beeinflussungen durch ein Beben sehr leicht eintreten können.

Zwei Fälle wurden etwas näher angesehen: die Therme von Çan und die von Tepeköy (SW von Çan). Die erstere tritt im Alluvium aus, die letztere aus Laven und Tuffen.

In beiden Fällen wurde das Niveau abgesenkt und in beiden Fällen wird eine gründliche (tiefere) Neufassung notwendig werden.

6. Einfluss des Baumaterials

Vielfach wurden im Epizentralgebiet modernere und primitivere Bauten in gleicher oder ähnlicher Weise in Mitleidenschaft gezogen. Es muss aber bemerkt

werden, dass in den meisten Fällen das Baumaterial zu wünschen übrig lässt. Bei den Lehmziegelbauten wurde unreines Material mit viel Sand und Kies und wenig Stroh verwendet. Anderseits ist seit langem bekannt, dass gute Lehmziegelbauten oft erstaunlich viel aushalten. Backsteine sind ebenfalls unrein mit zahlreichen Primärrissen und offenbar sehr geringer Druckfestigkeit. Ähnliches gilt von Beton, wo gelegentlich an Riss-Stellen fremdes Material (wie Backsteine) beobachtet wurde. Auch enthält er meist zu wenig Eisen.

V. Räumliche Beziehungen der Schütterzonen zum geologischen Bau

1. Die Isoseistenkarte (Fig. 3)

Die Erstellung einer Isoseistenkarte bietet beträchtliche Schwierigkeiten, denn es ist praktisch ganz unmöglich, alle wichtigen Einzelheiten zu berücksichtigen. Es spielen dabei zu viele Faktoren mit: die Grösse des betroffenen Gebietes, der Mangel an Informationen, die Ungenauigkeit der geologischen und der topographischen Unterlagen, die ungleichen Konstruktionsmethoden.

Nach einer fünftägigen Übersichtstour Ende März haben wir in zwei grössern Begehungen per Auto, Jeep, Pferdewagen, im Sattel und zu Fuss, in 22 Tagen während der Monate April und Mai das Gebiet nach Gesichtspunkten des Zerstörungsgrades und der Geologie untersucht und dabei insgesamt über 4000 km zurückgelegt. Trotzdem haben wir nur einen kleinen Bruchteil der gesamten Schadenzone zu Gesicht bekommen.

Die offiziellen Erhebungen durch das Ministerium für Öffentliche Arbeiten und seine lokalen Zweigorganisationen haben natürlich mit denselben Schwierigkeiten zu kämpfen und sind daher auch nur unter Berücksichtigung dieser Faktoren zu verwenden.

Eine Berechnung der Schadenintensität allein nach Prozenten der zerstörten Gebäude gibt kaum ein zuverlässiges Bild. Dazu müsste man den Konstruktionszustand in jedem einzelnen Fall kennen, denn zu einem grossen Teil handelt es sich um Gebäulichkeiten, die aus Trockenmauern aufgebaut sind, deren innere Zwischenräume oft nur zur Not mit Erde gefüllt sind. Man muss sich daher bei der Beurteilung an die modernen Konstruktionen halten, das heisst, man muss die einzelnen Objekte gesehen haben, um sich darüber eine Meinung bilden zu können.

Trotzdem haben wir versucht, Prozentzahlen zur Berechnung gewisser Intensitätsstufen zu verwenden, wobei vor allem in ausgesprochen ländlichen und bergigen Gegenden für den Bauzustand Einschränkungen gemacht wurden. Es wurde auch versucht, eine Beziehung zu schaffen mit dem Zerstörungszustand in grössern Ortschaften (mit neuern Gebäuden), welche in dieselbe Zone fallen.

Dieselbe Schwierigkeit bietet die Geologie. Der Einfluss des Untergrundes (Lockermaterial, Sand, Lehm, Felsuntergrund, Art der Schichtung und ihre Neigung, Stand des Grundwasserspiegels) kann bekanntlich einen Unterschied von 1–3 Mercalli-Graden verursachen. Dazu kommen nicht selten Rutschungen und Sackungen, die auch in grosser Entfernung vom Epizentralgebiet unverhältnismässig schwere Schäden hervorrufen können.

Um diesen Faktoren nur einigermassen gerecht werden zu können, müsste eine Karte 1:25000 oder mindestens 1:50000 zur Verfügung stehen. Es existiert aber ausser Philippsons Reisekarte nur die geologische Karte 1:800000, da die Neuaufnahmen im Maßstab 1:100000 vorderhand noch nicht publiziert wurden. Um daher den Einfluss der geologischen Faktoren (nur schon die Beziehung Fels–Lockermaterial) einigermassen beurteilen zu können, muss man die betreffenden Stellen wiederum persönlich begangen haben. Man kann sich leicht vorstellen, was

das bedeutet in einem Gebiet von etwa 100 km Radius, das zum grössten Teil recht gebirgig und schwer zugänglich ist, mit Strassen, wo oft nicht einmal ein Jeep durchkommt. Unter diesen Umständen musste unsere Isoseistenkarte weitgehend schematisch bleiben und kann in Einzelheiten keinen Anspruch auf Genauigkeit erheben.

Für die Beurteilung im eigentlichen Kerngebiet war die von auswärtigen Stationen berechnete „Magnitude" von grosser Bedeutung.

Sie wurde von verschiedenen Erdbebeninstituten auf 7½–8 (Pasadena 7¾) berechnet, was im Durchschnitt einer Intensität von über X nach der MERCALLI-SIEBERG-Skala entspricht.

In Yenice macht der Bebengrad tatsächlich den Eindruck von „vernichtend" (X). Die Anzahl der Häuser vor dem Beben ist nicht genau bekannt, es dürften etwa 500 Gebäulichkeiten gewesen sein und es sind nur einige wenige, meist stark beschädigte übrig geblieben. Der Bauzustand der Häuser war aber in der Mehrzahl schlecht und der Umstand, dass ein einziges zweistöckiges Backsteinhaus mit horizontalen Betonverstärkungen (nicht vollständiges Betongerüst) abgesehen von einem Kamin absolut intakt geblieben ist, dass ferner verschiedene offizielle Gebäulichkeiten in Backstein (ohne Beton) zwar sehr beschädigt, aber nicht eingestürzt sind, dass ferner das Monument von ATATÜRK nicht die geringste Verschiebung zeigt, all dies könnte leicht zu einer Unterschätzung des Erdbebengrades führen. Demgegenüber steht aber auch die Tatsache, dass eine ganze Reihe modernerer Konstruktionen (Backstein mit Betonverstärkungen) vollständig in Trümmer gelegt waren, ebenso die Tatsache, dass die Bruchzone mit offenen Rissen direkt durch den Südteil des Ortes zieht und ferner die oben erwähnte Berechnung durch die verschiedenen Erdbebeninstitute.

Wir haben daher für Yenice und die unmittelbare Umgebung davon die Bebenstärke X (+) angenommen. In Gönen sind die Schäden etwas geringer, dürften aber nur wenig unter X liegen. Der Bruch liegt hier etwas weiter von der Stadt entfernt als bei Yenice, der Verschiebungsbetrag ist bedeutend geringer. Manyas liegt zwischen VIII und IX. Auch hier haben Backsteinbauten im untern Teil der Stadt erhebliche Schäden und teilweise Zerstörungen aufzuweisen. Ähnlich ist die Lage in Çan, wo eine Stärke von VIII bis IX angenommen werden muss, wie die Zerstörungen in dem auf Alluvionen gelegenen Teil zeigen. Nahezu VIII dürfte für Balya gelten, das zwar im allgemeinen schlechte Bauart, aber doch auffallend viele Gebäulichkeiten mit Rissen aufweist. Stärke VII ist noch für Karacabey anzunehmen, wo noch verschiedentlich Risse auftreten und Lehmziegelbauten erheblich beschädigt sind, ebenso für Çanakkale, wo das alte Regierungsgebäude Risse hat und an einzelnen Lehmziegelbauten sogar Einstürze erfolgten.

Etwa VII ist die Bebenstärke beidseitig des Golfes von Edremit. Interessant ist der Umstand, dass auf der N-Seite die Ortschaften an der Küste weniger beschädigt sind als landeinwärts, wo eine Reihe von Dörfern beträchtliche Beschädigungen aufweisen wie Avcılar und Altınoluk. Das hängt wahrscheinlich (wenigstens teilweise) mit einem Bruch zusammen (Steilstellung des Neogens bei Avcılar) teilweise mit dem schlechten Baugrund (Tone, Mergel, Tuffe) und der Steilheit des Hanges. Ein Bruch ist an der Strasse bei Nusratlı erkennbar (Neogen gegen Paläozoikum verstellt), der hier schräg etwa gegen WSW streicht, E-wärts aber parallel zur Küste abzubiegen scheint.

Über VII ist die Intensität bei Burhaniye, südlich des Golfes von Edremit, wo das Regierungsgebäude als Folge eines Bodenrisses stark in Mitleidenschaft gezogen wurde.

Knapp VI weisen Istanbul und Tekirdağ (auf der Nordseite des Marmara-Meeres) auf, ferner Bursa, Bergama.

Die Daten über die griechischen Inseln sind den vorläufigen Mitteilungen des Seismologischen Instituts in Athen entnommen.

Im grossen ganzen ergibt sich ein Bild, das deutlich durch die Struktur des Orogens (bzw. die Verteilung der alten Massive) beeinflusst ist, modifiziert durch die höhern Stärkegrade in den grossen Alluvialebenen (wie am Meriç bzw. Evros, dem Grenzfluss zwischen Türkei und Griechenland) oder in Bruchzonen (die allerdings auf der Isoseistenkarte nicht eingezeichnet sind, um eine gewisse Übersichtlichkeit zu wahren).

Jedenfalls sind auch Nebenzentren da und dort aktiviert worden. Andeutungen dafür ergaben sich schon aus den leichtern Nachbeben. Am 1. April 03.50 Uhr spürte man in Çanakkale ein ziemlich starkes Beben, das in Çan schwach, in Balıkesir kaum gespürt wurde, während am Vorabend um 20.00 Uhr ein Beben in Balıkesir gespürt wurde, das man in Çanakkale nicht wahrgenommen hatte. Am 2. Mai ereignete sich ein stärkeres Beben mit z. T. schweren Schäden in Karaburun (nordwestlich İzmir) um 06.35 Uhr und am gleichen Tage in Pazarköy, nahe Yenice, ein leichteres, das in Yenice und Çan kaum gespürt wurde.

Anderseits ist es sehr zweifelhaft, dass die Zerstörungen in Çan auf ein selbständiges Zentrum schliessen lassen, da sich diese auf die Alluvionen beschränken und die Hügelpartien durchaus die der Distanz vom Epizentralgebiet entsprechenden Wirkungen zeigen.

Die Nachstösse dauerten nach fast drei Monaten noch immer an. Das Observatorium von Kandilli am Bosporus hat während der ersten zwei Monate nach dem Beben etwa 600 Nachstösse registriert.

2. Lokalbeben vom 2. Mai in Karaburun (Halbinsel nordwestlich İzmir)

Das Karaburun-Beben ist auf ein altbekanntes Schütterzentrum zurückzuführen, das offenbar als Folge der Störungen durch das Yenice-Beben reaktiviert wurde.

An der Nordküste der Halbinsel von Karaburun sind verschiedentlich starke Schäden eingetreten, doch sind auch hier wieder die schlechte Bauweise und der Untergrund wichtige Faktoren. Die nach dem Beben von 1949 neu erstellten öffentlichen Gebäude (Schulhäuser, usw., auf Fels) sind nicht beschädigt.

Das Herdgebiet ist sehr klein im Verhältnis zum Yenice-Beben, schon in Foça an der im E gegenüberliegenden anatolischen Küste gibt es nur (wenn auch zahlreiche) Risse.

Das Gebiet ist bei Karaburun von mehreren Brüchen durchzogen mit NNW–SSE-Richtung und quer dazu, die das Miozän an der Küste gegen den Golf von İzmir in mehrere Schollen zerteilen. Gegen das Innere der Halbinsel schliesst sich eine mächtige Riff-Front von Kreidekalken an, die weiter südlich ebenfalls von Brüchen durchzogen wird.

3. Lokalbeben vom 18. Juni in Edirne (Adrianopel)

Dieses Nachbeben hatte eine ähnliche Stärke und Ausdehnung wie dasjenige von Karaburun. Das Epizentralgebiet ist klein und beschränkt sich auf den Teil der Stadt, der im Alluvialgebiet am Zusammenfluss von Meriç und Tunca liegt. Es handelt sich um eine schmale, etwa 1 km lange Zone. Die stärksten Beschädigungen zeigen die Primarschule und das Lyceum.

Daneben haben aber auch im Zentrum der Stadt die alten historischen Moscheen z. T. erheblichen Schaden erlitten. Die Eski Cami („Alte Moschee") hat

einen bedenklichen Gewölbebruch, was offenbar mit Ungleichheiten im Untergrund zusammenhängt, da sich eine Stauchungserscheinung gegenüber der einen Wand bemerkbar macht.

An der mächtigen Kuppel (Durchmesser etwa 34 m) der Selimiye Moschee konnten 11 Radialrisse beobachtet werden, die aber z. T. ältern Datums sind, da frühere Reparaturen nachweisbar sind. Es ist aber anderseits klar, dass diese Spalten beim letzten Beben neu belebt wurden, wie die neuern Risse im Pflaster zeigen.

In der Richtung gegen Istanbul hin wurde das Beben bei Lüleburgaz noch stark gespürt (vereinzelte Schadenwirkungen), in Çorlu nur mehr schwach.

4. Zusammenfassung über die Folgen der Beben von Gönen-Yenice, Karaburun und Edirne

Das Hauptbeben war sehr stark, X bis X ½ im unmittelbaren Herdgebiet, und es lässt sich im Ausmass ohne weiteres mit den grossen nordanatolischen Beben vergleichen. Die Verluste an Menschenleben sind allerdings relativ gering (268 Tote nach offiziellen Mitteilungen, über 5000 Häuser total zerstört, ebensoviele unbewohnbar). Die relativ geringe Zahl an Toten hat ihren Hauptgrund in der verhältnismässig geringen Bevölkerungsdichte. Zudem ereignete sich das Beben ziemlich früh am Abend (21.06 Uhr), während z. B. beim Erzincan-Beben die Bevölkerung mitten in der Nacht überrascht wurde. Bei den beiden Nachbeben von Karaburun und Edirne sind die Schadenwirkungen auf einen sehr engen Raum im unmittelbaren Herdgebiet beschränkt.

5. Das griechische Beben vom 4. März in Navpaktos

Dieses Beben von Stärke VII, das hauptsächlich den Golf von Korinth und Patras bis in die Gegend der Ionischen Inseln erschütterte, scheint räumlich und zeitlich gewisse Beziehungen zu dem grossen Beben von Gönen–Yenice aufzuweisen. Es erfolgte gerade zwei Wochen vorher und könnte in diesem Sinne als Vorbeben bezeichnet werden. Der Zusammenhang ist aber kein direkter, da die beiden Gebiete durch das Kykladen-Massiv getrennt sind, an welchem die beiden Beben von beiden Seiten her ausgeklungen sind.

VI. Phänomene der Krustenbewegung

1. Bruchbildung. – Das auffälligste Phänomen ist ein grosser Bruch, der sich über eine Distanz von etwa 50 km über Berg und Tal verfolgen lässt und der auf seinem Wege zahlreiche Strassen und Wege zerschneidet (Fig. 2, Fig. 10–12).

Er beginnt in den Hügeln ostsüdöstlich von Gönen und verläuft zunächst fast ost-westlich. Südlich der Aussenquartiere von Gönen durchschneidet er am Hügel von Nallıdede die Wasserleitung von Gönen, biegt dann in flachem Bogen gegen WSW, überquert den Gönen Çay und zieht in ziemlicher Höhe an den Hängen der NW-Seite gegen das Tal von Yenice.

Bei Gaybolar geht er zwischen Dorf und der oberhalb gelegenen Mühle durch, mit dem Effekt, dass vier Tage lang der Mühlebach nicht mehr geflossen ist.

Im Tal von Yenice wechselt er schon nahe der Einmündung in den Gönen Çay auf die Südseite hinüber, versetzt die Hauptstrasse Çanakkale–Balıkesir (Fig. 10) etwa 5 km östlich der Abzweigung nach Yenice zwischen Kilometer 107 und 108 (etwa 200 m östlich Kilometer 108), schneidet dann die am Südhang gelegenen Ortschaften auf deren S-Seite (in Yenice den S-Teil des Ortes selber).

Von hier aus dreht er weiterhin wieder in eine mehr ostwestliche Richtung. Er beschreibt daher in seinem Verlauf, abgesehen von unbedeutenden Knicken,

Abzweigungen und Verfiederungen, eine schwach gebogene, aber wohl ausgeprägte Sigmoide (Fig. 2).

Interessant ist übrigens, dass der Bruch nicht der Thermenlinie Ilıca-Hıdırlar folgt, sondern ziemlich weit nordwestlich davon durchzieht (Ilıca liegt auf der SE-Seite des Gönen Çay, Hıdırlar im nächsten Tal S von Yenice).

In geologischer Beziehung zeigte es sich, dass der Bruch von lokalen Gesteinswechseln nur wenig beeinflusst wird.

Er beginnt im ENE in vulkanischem Material, kreuzt südlich Gönen die Alluvialebene des Gönen Çay, setzt sich auf der NW-Seite des Tales wieder in vulkanischem Material bis in das Tal von Yenice fort. Dort schneidet er zunächst die Alluvionen des Yenice-Baches, der daselbst einen Knick nach S macht, folgt dann auf der S-Seite des Tales nahe dem Kontakt der Alluvionen mit dem Andesit, lokal auch im letztern drin. Südlich Çakır liegt er wieder in Alluvionen, nahe dem Kontakt. Östlich Seyvan, nach der Überschneidung mit der Hauptstrasse (Fig. 10)

Fig. 10. Verschneidung der Hauptstrasse Balıkesir–Çanakkale im E von Yenice zwischen km 107 und 108 (etwa 200 m östlich km 108). Verschiebungsbetrag mindestens 2,5 m (spitzwinklige Verschneidung). Blick gegen E.

tritt er in Kristallinschiefer und südwestlich von Seyvan in Granit ein, durch den er bis westlich Yenice zieht, um von dort weiterhin im Schiefer zu verlaufen (Fig. 2).

Es ist somit sehr deutlich, dass der Bruch sich nicht an geologische Grenzen hält.

An der Strasse nach Çanakkale nordwestlich von Yenice bilden die Schiefer eine Antiklinale mit ostwestlicher Axialrichtung, die somit spitzwinklig zu dem oben skizzierten Verlauf des Bruches steht. Nordwestlich Gaybolar haben wir in (mesozoischem) Kalk sogar ein Streichen gemessen, das nahezu senkrecht zum Bruch verläuft.

Diese Tatsachen lassen sich wiederum mit den Verhältnissen in Nordanatolien vergleichen.

Ein kleiner Bodenriss findet sich auch weiter im Süden bei Burhaniye südlich des Golfes von Edremit. Eine messbare Verschiebung lässt sich nicht nachweisen, doch handelt es sich jedenfalls um dasselbe Phänomen, was schon aus der Richtungsbeständigkeit und der Länge des Risses hervorgeht. Er streicht E 20–30° S

und beginnt etwa 1 km östlich der Stadt und setzt sich im W etwa 5 km fort bis ans Meer. Dieser Riss hat hier beträchtliche praktische Bedeutung, weil er sich mitten durch das Regierungsgebäude zieht und dementsprechend Schaden angerichtet hat.

2. *Die Lage des Epizentrums.* – Nach U. S. Coast and Geodetic Survey (USCGS) liegt das Epizentrum auf den Koordinaten 40° N/27½° E, d.h. genau auf dem Bruch in der Mitte zwischen Gönen und Yenice. Nach BCIS (Strassburg) würde das Epizentrum etwa 20 km weiter gegen NW liegen (Koordination 40,1° N/ 27⅓° E).

3. *Die Tiefe des Hypozentrums.* – Die Tiefe des Hypozentrums wurde auf 40–50 km berechnet, was grössenmaßstäblich auch den Ausmassen des oberflächlichen Schüttergebietes und der Bruchbildung entspricht.

4. *Der Verschiebungssinn und -betrag.* – Die relative Richtung der Bewegung konnte an zahlreichen Stellen nachgemessen werden, vor allem wo Strassen oder Wege quer durchschnitten werden.

Allgemein kann festgestellt werden, dass die Bewegung eine fast ausschliesslich horizontale ist. Die vertikale Komponente ändert je nach der Topographie und dem Material. Dabei kommen lokal Stauchungs- oder Zerrungserscheinungen zum Ausdruck. Das Einfallen des Bruches ist an der Oberfläche nahezu senkrecht.

Die horizontale Verschiebung hat sich in dem Sinne vollzogen, dass ausnahmslos (allerdings in verschiedenen Beträgen) die SE-Scholle sich gegenüber der NW-Scholle gegen WSW verschoben hat („right lateral" nach L. M. Hill; „Uhrzeigerrichtung" nach japanischer Bezeichnung).

Als Betrag wurde südlich Gönen 1,5 m Verschiebung (Fig. 11, 12 und 17b) gemessen, im Tal von Yenice dagegen 3,3 m (Fig. 17d), und in einem Fall, etwas östlich von Yenice, 4,3 m (Fig. 17c).

Auffällig ist, dass nicht nur der Richtungssinn, sondern auch die Grössenordnung des Verschiebungsbetrages dieselben sind wie bei den grossen nordanatolischen Beben. Es handelt sich somit ganz offensichtlich um dasselbe Phänomen.

Die tektonischen Elemente der nordanatolischen Bebenzone („Pontische Linie") streichen über die Gegend nördlich von Bursa der S-Küste des Marmara-Meeres entlang direkt in die Troische Halbinsel hinein. Es ist somit auch der örtliche Zusammenhang zwischen den beiden Sektoren im E und im W gegeben.

Der Bruch von Gönen–Yenice kann daher als direkte Fortsetzung der nordanatolischen Bruchzone angesehen werden. Es ist noch zu bemerken, dass auch da die einzelnen Bruchstrecken sich oft fiederstellig (en échelon) ablösen.

Ein weiteres Argument für eine direkte örtliche Fortsetzung und äquivalente Funktion ergibt sich aus einer Beobachtung von G. Grenet, Direktor des „Institut de Physique du Globe" in Algier, seinerzeit Mitglied der Unesco-Mission in der Türkei. Er beobachtete, dass die langsameren transversalen S-Wellen gegenüber den schnellern longitudinalen P-Wellen zu früh in Algier angekommen sind. Dieses Phänomen könnte sich nach ihm dadurch erklären lassen, dass der seismische Vorgang selber sich in westsüdwestlicher Richtung entlang dem Bruche von E gegen W vorwärtsbewegt hat, und zwar mit einer Geschwindigkeit, die grösser wäre als die der S-Wellen, kleiner als die P-Wellen. Die langsamern S-Wellen hätten somit einen westlicher gelegenen Startort, als die schnellern P-Wellen.

Demnach würde es sich bei dem Vorgang um ein Aufreissen des Bruches in ostwestlicher Richtung handeln. Auch hier ergäbe sich somit ein Fortschreiten des Bewegungsvorganges von E gegen W. Die betreffenden Beobachtungen bedürfen

noch einer Ergänzung durch Nachprüfung der Resultate weiterer Beobachtungsstationen.

Interessant ist auch der Hinweis auf die Geschwindigkeit des Vorganges (schneller als die S-Wellen, langsamer als die P-Wellen). Die Geschwindigkeit müsste nach obigem in der Grössenordnung von rund 5–7 km pro Sekunde liegen.

Auch nach B. GUTENBERG und H. BENIOFF muss man sich den Vorgang als von einem Punkt der Bruchfläche entlang fortschreitend vorstellen, mit einer

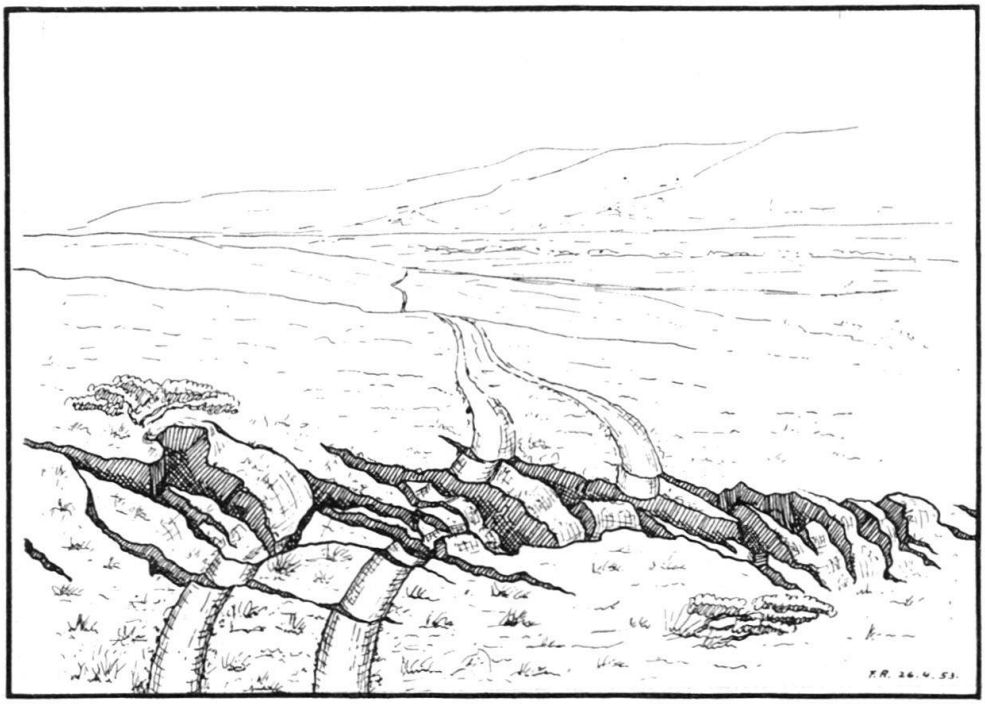


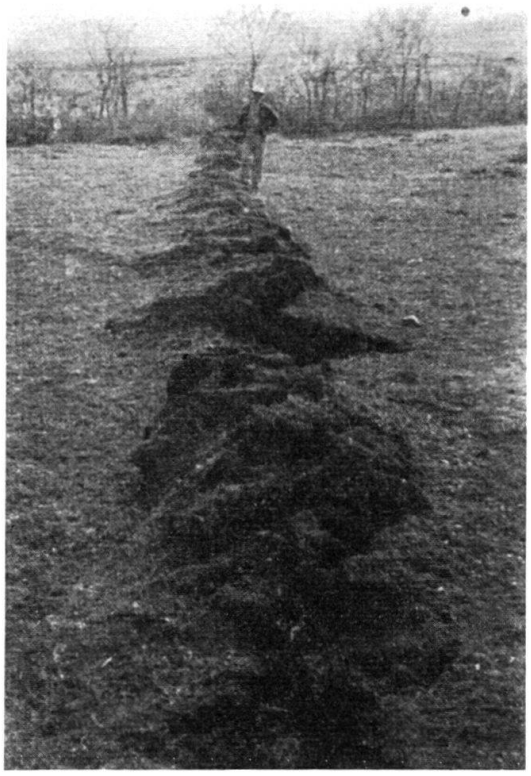
Fig. 11. Ansichtsskizze des Bruches etwa 1 km nordöstlich von Muratlar, Horizontalverschiebung von 1,5 m am Feldweg von Muratlar nach Mayıdere. – Blick nach SSE ins Tal des Gönen Çay.

Fig. 12. Versetzung an Feldweg etwa 1 km nordöstlich von Muratlar (südwestlich von Gönen). Verschiebungsbetrag 1,5 m (vgl. Ansichtsskizze Fig. 11).

Geschwindigkeit, die zwischen derjenigen der longitudinalen und der transversalen Wellen liegt (B. GUTENBERG, Seismology GSA Bull. Juni 1941)[1]).

5. *Oberflächenerscheinungen.* – Das Bruchphänomen äussert sich an der Oberfläche nicht einfach als ein mehr oder weniger offener Riss. Es handelt sich vielmehr um ein System von Diagonalrissen, die bei gleichem Material und ebener

Figur 13



Figur 14

Fig. 13. Risszone nordöstlich Muratlar (südwestlich von Gönen) hier etwa 2 m breit (beachte Messband), offene Risse 20–30 cm. Verschiebungsbetrag etwa 1,5 m, Blick gegen ENE (vgl. Fig. 17*a*).

Fig. 14. Rissbildung im Alluvialboden östlich Karacaalan (südwestlich von Gönen) auf dem W-Ufer des Gönen Çay. Blick gegen WSW.

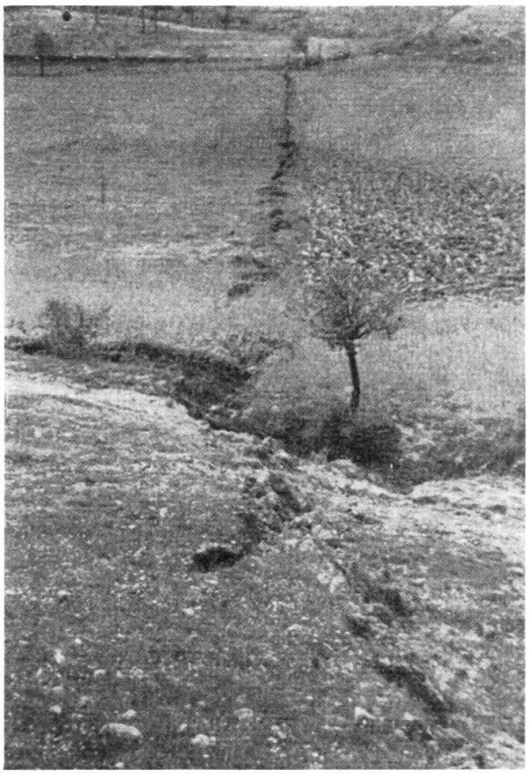
Oberfläche (z. B. Alluvionen) in auffallend konstantem Winkelverhältnis zur Hauptrichtung des Bruches stehen und fiederstellig (en échelon) hintereinandergereiht sind. Auch sie sind meist sigmoidal an den Enden abgebogen (Fig. 13, 14 und 17a).

Es lässt sich also aus dem Bild selber der Verschiebungssinn ohne weiteres erkennen.

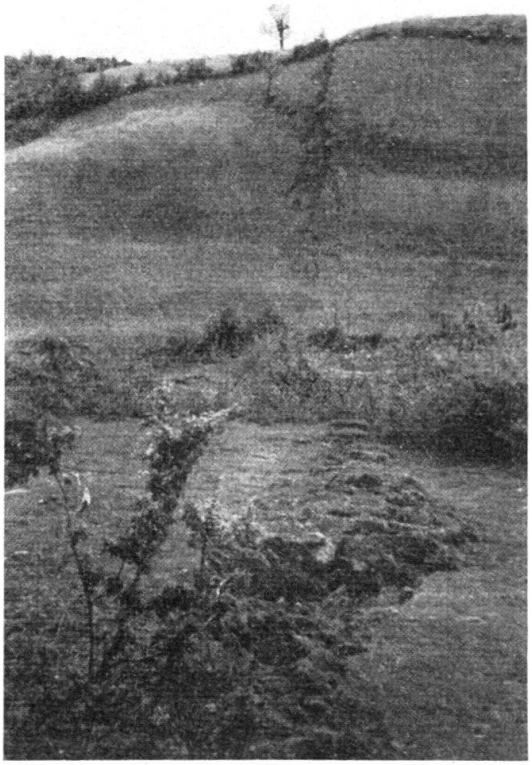
[1]) Eine für dieses Problem sehr interessante Beobachtung verdanken wir einer nachträglichen mündlichen Mitteilung von T. HAGIWARA (Prof. HAGIWARA amtet z. Zt. in der Nachfolge von G. GRENET als Mitglied der Unesco-Mission an der Technischen Universität von Istanbul). Es handelt sich dabei um einen Fall, wo ein Landwirt zu Hause am Tisch sitzend durch die in der Vorphase des Bebens eintreffenden Schwingungen aufgeschreckt, zu der mehrere Meter entfernten Türe rennt, um gerade vor das Haus zu gelangen in dem Moment, wo dieses vom aufreissenden Bruch in zwei gegeneinander verschobene Hälften zerschnitten wurde (T. HAGIWARA, Instrumentelle Beobachtungen über Bruchvorgänge usw. beim Tottori-Beben. 10. September 1943, Bull. Earthq. Res. Inst. *22*, 1944, Publikation nur in japanischer Sprache).

Auch diese Beobachtung ist als Bestätigung der genannten Auffassung zu bewerten.

Beim Auftreffen auf verschiedenes Material und bei Gefällsänderungen in der Topographie treten nicht selten leichte lokale Richtungsänderungen ein, die zu Aberrationsphänomenen, Ablösungen und Bildung von Rissbüscheln führen. Solche Knicke in der Risszone kommen oft in der Weise zustande, dass vorübergehend ein Diagonalriss die Linienführung bestimmt und dass erst an seinem Ende wieder



Figur 15



Figur 16

Fig. 15. Bruch mit Verschneidung eines Feldweges im Osten von Seyvan (östlich Yenice), Verschiebungsbetrag 3,5 m. Blick gegen WSW.

Fig. 16. Bruchverlauf in seinem Verhältnis zur Topographie. Hügel im Anstehenden. Stufenbildung als Folge horizontaler Blattverscherung. Blick gegen WSW. Vgl. Photo Fig. 15, die auf der Rückseite des Hügels (Fig. 16) gegen WSW anschliesst.

parallele Fiederrisse die alte Richtung weiterführen. In solchen Fällen ist es im Gelände oft nicht ganz leicht, den richtigen Riss zu verfolgen. Vor allem bei geringer Spaltenöffnung kommt man dabei leicht auf Abwege, was dann zu falschen Deutungen führen kann.

Im allgemeinen ist aber die Richtung der Spaltenbildung auffallend konstant und die Brüche lassen sich oft ganz unbeeinflusst von geologischen Schichtwechseln und Strukturen, wie auch von topographischen Phänomenen über Berg und Tal verfolgen (Fig. 14, 15 und 16).

Das Studium dieses Verschiebungsmechanismus mit seinen wechselvollen Details an Zerrungen, Stauchungen, Überschiebungen usw. hat etwas sehr Reizvolles an sich, und zwar besonders deshalb, weil viele charakteristische Merkmale dieser Miniaturtektonik sich im grossen wiederholen und so zu einem bessern Verständnis der entsprechenden grosstektonischen Erscheinungsformen führen können.

Die beschriebenen Phänomene sind auch im Experiment leicht nachzuahmen, das genau dasselbe Bild zeitigt.

Hier aber können wir das Ergebnis des Vorganges in natura beobachten. Das ist aktuelle Tektonik, die sich in der beweglichen Erdkruste direkt unter unsern Füssen abspielt.

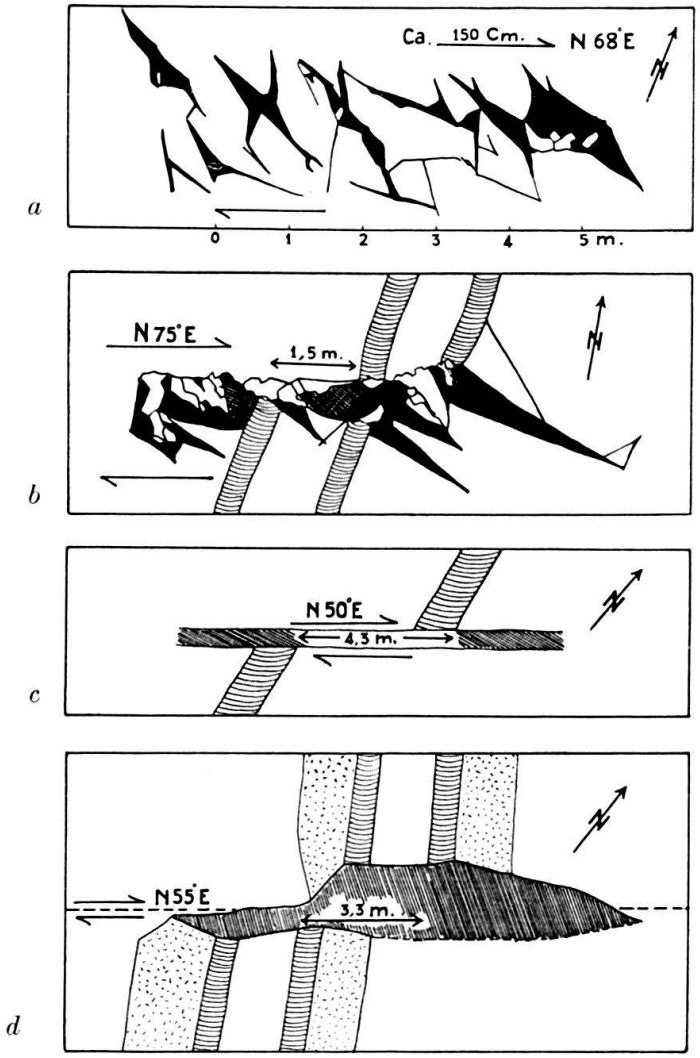


Fig. 17. Planaufnahmen der Spaltenbildung mit seitlichen Verschiebungsbeträgen (in grossem Maßstab). – *a* Spaltenbildung 1 km NE Muratlar SW Gönen, *b* Spaltenbildung mit Horizontalverschiebung an einem Feldweg bei Muratlar. Vgl. Fig. 11. *c* Horizontalverschiebung an Feldweg etwa 1,5 km E von Seyvan (bei Yenice). – Maximalbetrag: 4,3 m. *d* Horizontalverschiebung an Feldweg E Seyvan, S der Hauptstrasse Balıkesir–Çanakkale (ungefähr S km 108).

VII. Zusammenfassung

Aus den obigen Darlegungen ergibt sich, dass das Grossbeben von Yenice, in NW-Anatolien, sich in Parallele setzen lässt mit den entsprechenden Vorgängen an der seismischen Linie Nordanatoliens während der letzten 15 Jahre.

Sämtliche dieser Grossbeben sind eindeutig auf einen gemeinsamen Vorgang zurückzuführen und sie folgen demselben Mechanismus. Alle diese Beben von ungefähr derselben Grössenordnung zeigten sich als Folgen einer seitwärtigen Horizontalverschiebung zweier Schollensysteme. Der Verschiebungsbetrag ist bei allen von derselben Grössenordnung. Die Bewegungsrichtung ist bei allen gleichsinnig:

right lateral (d.h. wenn man von einem Block quer über die Bruchlinie auf den gegenüberliegenden blickt, so bewegte sich der letztere relativ gegen rechts), mit andern Worten: der zentralanatolische Block hat sich im Verhältnis zur nördlichen, pontischen Randzone gegen W bewegt, die letztere relativ gegen E (im Uhrzeigersinn nach japanischer Bezeichnung).

Derselbe Bewegungssinn wurde, nebenbei bemerkt, auch bei der berühmten San-Andreas-Bruchlinie in Kalifornien beobachtet. Die nordanatolische Linie hat damit auch andere Merkmale gemein, so eine grössenmaßstäblich entsprechende Längenausdehnung und ähnliche Verschiebungsbeträge.

In beiden Fällen macht sich derselbe Mechanismus bemerkbar, der jedenfalls nichts mit dem zu tun hat, was man gemeinhin als eine „Narbe" bezeichnet.

Der San-Andreas-Bruch ist allerdings in bezug auf geologische Detailkartierung und vor allem auch entwicklungsgeschichtlich weit besser bekannt. Frühere Phasen konnten als Bruchvorgänge in ältern Formationen vielfach gut datiert werden. Dies ist hier bis jetzt nicht der Fall. Der Grund dafür liegt nicht nur in den fehlenden Detailaufnahmen, sondern vielfach auch darin, dass ältere Formationen grossenteils von ganz jungen vulkanischen Ergussgesteinen und Tuffen überdeckt werden. Auf der ganzen etwa. 50 km langen Strecke, die wir teilweise zu Fuss begangen haben, liess sich bis jetzt kein älterer Bruchkontakt finden, der irgendwie datierbar gewesen wäre.

Immerhin erinnert das Talstück bei Yenice, wenigstens auf der S-Seite des Tales, morphologisch sehr stark an eine Bruchstufe, z.B. etwa den Abfall des Schwarzwaldes gegen das Rheintal in der Gegend von Freiburg i.B. Solange wir über den innern Aufbau dieser alten Massive nichts Genaueres wissen, lässt sich aber ein Vergleich geologisch nicht begründen. Allerdings müsste ein solcher Bruch ebenso einseitig sein wie der rezente, denn der nördliche Talhang zeigt eine ganz andersgeartete Morphologie.

Trotzdem die Geologie im einzelnen noch zu wenig bekannt ist, zeigen die erwähnten Tatsachen deutlich, dass es sich bei dem System pontischer Blattverscherungen um ein tektonisches Grossphänomen handelt, das in weitgespanntem Bogen von Ostanatolien bis an die Ägäis durchziehend das jüngste und zugleich auffallendste Strukturelement Nordanatoliens darstellt. Nur das Zwischenstück Bolu–Manyas war in neuerer Zeit seismisch nicht sehr aktiv. Immerhin ist auch die Gegend von Bursa, wie auch die Senke von İsnik (Nicäa)–Gemlik als seismische Zone seit langem bekannt. Wenn in diesem Zusammenhang eine Reaktivierung der betreffenden Zone oder auch des ägäischen Raumes im Bereich der Möglichkeit liegt, so ist anderseits zu berücksichtigen, dass Krustenbewegungen bei langsamem Ablauf des Vorganges auch ohne seismische Nebenerscheinungen vor sich gehen können. Auf jeden Fall stellen uns diese Krustenverschiebungen in Anatolien vor ein tektonisches Problem, das unbedingt unsere weitere Aufmerksamkeit verdient. Sicher werden sich aus seiner genauern Erforschung noch viele interessante Rückschlüsse auf den Mechanismus der rezenten Krustenbewegungen ziehen lassen.

Diese Forschung hat natürlich in einem so mobilen Erdrindenstück wie der Türkei auch einen eminent praktischen Sinn. Das neue Seismologische Institut soll durch Forschung und Unterricht für ein stets besseres Verständnis dieser bereits bekannten Phänomene wirken. Darüber hinaus soll es aber eine junge Generation von Wissenschaftlern heranbilden, die imstande sein werden, auch die praktischen Fragen der Verminderung der Schadenwirkungen durch die Verbesserung der Konstruktionsmethoden und die Wahl günstigen Baugrundes weiterzuführen.

Manuskript eingereicht am 19. Juni 1953.