

Seismotektonische Untersuchungen am Alpenostrand

Von GEORG GANGL^{*)}

Mit 4 Abbildungen

ZUSAMMENFASSUNG

Die Erdbeben am Alpenostrand liegen in einer NNE—SSW-streichenden Zone erhöhter seismischer Aktivität. Aus umliegenden sprengseismischen Angaben wird auf das Vorhandensein einer Geschwindigkeitsinversion in der oberen Kruste geschlossen und deren Wirkung mit der makroseismischen Intensitätsverteilung und den für verschiedene Richtungen unterschiedlichen Intensitätsabnahmekurven zu erklären versucht. Die makroseismisch ermittelten Herdtiefen für die Erdbeben am Alpenostrand liegen im oberen Krustenbereich ($9,9 \pm 3,3$ km). Die Herdflächenlösungen weisen auf vorwiegend Horizontalkomponenten der Bewegungen im Herd hin, hervorgerufen durch ein uneinheitliches Spannungsfeld. Es werden u. a. das Semmeringbeben (1964-10-27), welches sich nicht in das für Mitteleuropa und den Alpenbereich maßgebende Spannungsfeld einordnen läßt, und das Erdbeben von Seebenstein (1972-04-16) auf Grund der Anfangsbewegungsrichtung der P-Wellen untersucht.

SUMMARY

The earthquakes at the eastern edge of the Alps belong to a NNE—SSW-striking zone of increased seismic activity. Refraction seismic measurements in the Alps show a velocity inversion in the upper crust. This could also be explained by distribution of macroseismic intensities and the distance relationship which differs considerably for the different directions. The earthquake foci are situated in the upper crust ($9,9 \pm 3,3$ km). The fault plane solutions obtained from the direction of first onsets show predominantly horizontal motion (see fig. 4 and table 2). Among others the earthquake of the Semmering (October 27th, 1964) and of „Seebenstein“ (April 16th, 1972) in the southern Vienna basin are analysed.

Schon seit langem ist der transversale Charakter der Ostalpenebene bekannt. Man versteht darunter die verstärkte Fühlbarkeit etwa in Richtung NNW, normal zum Streichen der Alpen. Man erkennt diese Besonderheit einer einseitigen Ausbreitung deutlich an Hand der Isoseistenkarten oder

^{*)} Anschrift des Verfassers: Dr. GEORG GANGL, A-2100 Bisamberg, Kaiserallee 23 b, vormals: Lehrkanzel für Geophysik, Universität Wien, A-1190 Wien, Hohe Warte 38.

auch in einem Diagramm der Intensitätsabnahme mit der Entfernung vom Epizentrum, wenn die Intensitätswerte nach einer 12stufigen makroseismischen Skala (von MERCALLI-SIEBERG oder MEDVEDEV-SPONHEUER-KARNIK, 1964) für die verschiedenen Himmelsrichtungen einzeln aufgetragen werden (G. GANGL, 1969 b; J. DRIMMEL u. a., 1971).

Als Beispiel wird die Intensitätsabnahme des Bebens vom 16. April 1972 gezeigt. Das Erdbeben, dessen Epizentrum am Rande des südlichen Wiener Beckens in der Nähe des Ortes Seebenstein lag ($\varphi = 47^{\circ} 44' \text{ N}$, $\lambda = 16^{\circ} 09' \text{ E}$), hatte eine Maximalintensität von $I_0 = 7.75$ und eine Magnitude von $M = 5.4$, war in einer Entfernung von 200 km in Richtung Südosten nicht mehr zu verspüren; in Richtung NNW aber bis in eine Entfernung von 500 km. Dieses Phänomen scheint dadurch erklärbar zu sein, daß in dem Krustenbereich, in dem die Herde der Erdbeben liegen, ein Kanal geringer seismischer Wellengeschwindigkeit vorhanden ist.

Zusätzlich kann als Stützung der Hypothese eines Geschwindigkeitskanals, welcher zunächst auf Grund der Verformung der Isoseisten nur vermutet wurde (G. GANGL, 1969 a), der deutlich erkennbare Knick in den Intensitätsabnahmekurven gewertet werden: Ab einer Entfernung von 30 bis 50 km vom Epizentrum wird die Abnahme der Intensität mit der Entfernung merklich schwächer, die Kurven werden flacher; dies weist auf die größere Bedeutung der flächenhaften Ausbreitung der Bebenenergie hin. Nur in Herdnähe ist die allseitig räumliche Ausbreitung der seismischen Wellen für die Intensitätswerte durch die Scherwellen maßgeblich. Oberflächenwellen gewinnen erst nach mehreren hundert Kilometern in energetischer Hinsicht an Bedeutung.

GUTENBERG (1950) hat bereits frühzeitig auf das Vorhandensein von Zonen geringerer Geschwindigkeiten im Krustenbereich hingewiesen. Daß solche weltweit vorhanden sind (S. MÜLLER, 1966), wird insbesondere für tektonisch aktive Gebiete nachgewiesen. Auf Grund von Laufzeituntersuchungen der seismischen Station Wien konnte (W. SEIBERL, 1969) für den Alpenostrand ein Krustenmodell erstellt werden, in dessen oberen Teil in einer Tiefe von 10,5 km bis 19,6 km eine Geschwindigkeitsinversion mit einer mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeit von 5,52 km/sec aufgefunden werden.

Auf Grund refraktionsseismischer Messungen in den Ostalpen in den Jahren 1965—1969 ergab die Auswertung des Profils Eschenlohe-E einen Geschwindigkeitskanal großer Mächtigkeit (KOSCHYK, 1969). Die genannten Messungen liegen westlich des in dieser Arbeit betrachteten Gebietes, im Bereich der Nördlichen Kalkalpen. Der vollständige Geschwindigkeitsverlauf der Kruste wird in einem Alpenquerprofil (G. ANGENHEISTER u. a., 1972) für die geographische Länge $\lambda = 12,7 \text{ E}$ zusammengestellt und man ersieht deutlich die variable Mächtigkeit der Inversionszone, in welcher die Ausbreitungsgeschwindigkeit geringer als 6 km/sec beträgt und Minimalwerte von weniger als 5,6 km/sec erreicht: Die größte Ausdehnung von ca. 10 bis 23 km Tiefe hat der Geschwindigkeitskanal unter dem pennini-

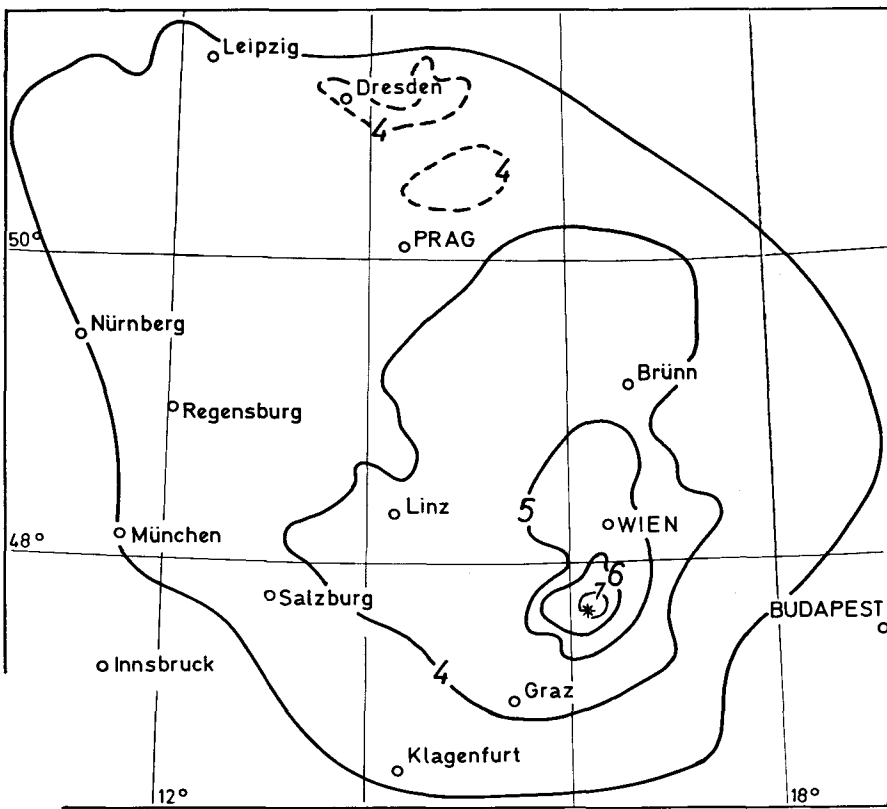


Abb. 1 a: Isoseistenkarte des Bebens von Seebenstein im südlichen Wiener Becken (1972—04—16) (aus: Jahrbücher der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien);
 fig. 1 a: Isoseismal map of the earthquake of Seebenstein in the southern vienna basin, April 16th, 1972 (Courtesy of Zentralanstalt f. Meteorologie und Geodynamik, Wien);

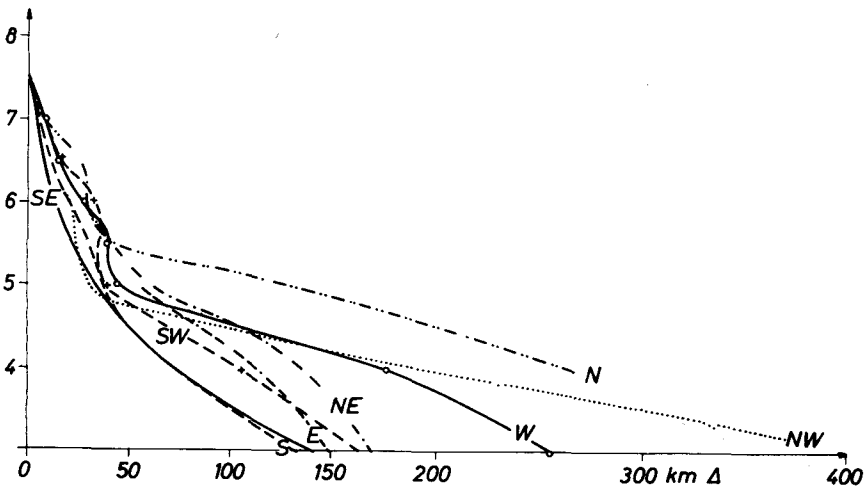


Abb. 1 b: Abnahme der Intensität mit der Entfernung für die verschiedenen Himmelsrichtungen.
 fig. 1 b: Intensity distance relationship for the different cardinal directions.

schen Tauernfenster und nimmt nach Norden und Süden an Mächtigkeit und Tiefe ab: Von Bedeutung für die anormale Energieausbreitung der Bebenenergie ist insbesondere das allmähliche Aufsteigen dieser Schicht nach Norden: Unter dem Nordrand der Alpen liegt die Zone in ca. 13 km Tiefe und steigt weiter gegen Norden an.

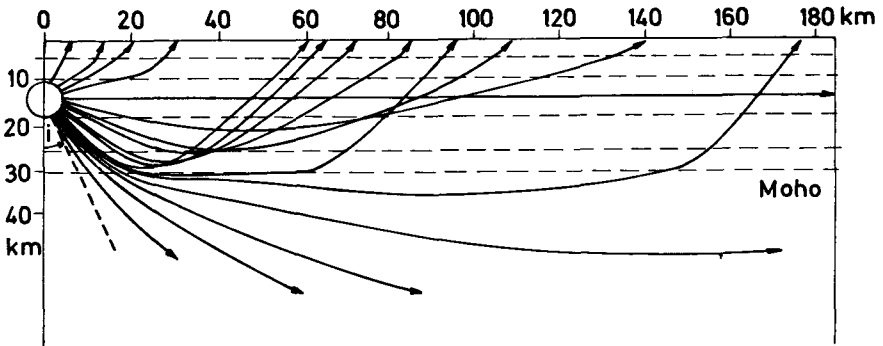


Abb. 2: Skizze des Strahlenganges der Raumwellen ausgehend von der Herdkugel mit dem Abtauchwinkel i .

fig. 2: Schematic diagram of the refraction of seismic rays for a focus in the upper crust (focal sphere and angle of incidence).

Die auf Grund gravimetrischer Messungen erstellten Krustenmodelle der Ostalpen (J. MAKRIŠ, 1971) weisen eine mächtige Einlagerung geringer Dichte auf; diese Zone keilt insbesondere unter den Südalpen aus.

In einer Entfernung von 70 km nordöstlich von Wien quert das internationale Profil VI auf dem Staatsgebiet der Tschechoslowakei das Westende des Karpatenbogens und das Wiener Becken. In diesem Bereich ergibt die Auswertung der sprengseismischen Messungen (B. BERANEK, 1972 a, b) im Bereich des Wiener Beckens Sedimentmächtigkeiten von 10 bis 12 km. Die Krustendicke von 34–35 km nimmt unter den inneren Karpaten und der Donauebene bis auf 28 km ab. Das Wiener Becken wird als tiefer Trog geringer seismischer Geschwindigkeit dargestellt und erst unter der Donauebene wurde eine markante Geschwindigkeitsinversion festgestellt. Im Bereich der Böhmisches Masse kommen Geschwindigkeitsinversionen ab 15 km Tiefe vor. Von den in den angegebenen Arbeiten erwähnten seismisch ermittelten Tiefenstörungen möchte ich insbesondere das „Peripienische Lineament“ erwähnen, welches eine Tiefenfortsetzung der Randbrüche der Kleinen Karpaten zum Wiener Becken darstellt und mit der erhöhten Erdbebentätigkeit in Verbindung steht, welche im Bereich der Alpen in der ostalpinen Bebenzone ihre Fortsetzung findet.

Im Bereich der Ungarischen Tiefebene stehen uns die Ergebnisse des Nationalen Profils 2 zur Verfügung, welches bei Fertőszentmiklós im Nordwesten endet. Für dieses Profilende wird eine Minimal-Krustendicke von 24,5 km angegeben (E. MİRUCH u. a., 1972). Von Geschwindig-

keitsinversionen, welche in bezug auf die Ausbreitung der Erdbebenenergie von Interesse sind, wird nichts erwähnt. Der Einbruch des Pannonischen Beckens scheint mit einer Hochlage der „Moho“ zusammenzufallen. Zusätzliche Angaben über Krustenaufbau und Mächtigkeit erhält man bei Fehlen von sprengseismischen Messungen auf Grund der Schweremessungen, wenn eine lokale Korrelation von Bouguer-Anomalie und Krustendecke erwiesen wird (MAKRIS, 1971).

Ein Überblick über den derzeitigen Stand der Erforschung des Aufbaus der Erdkruste in dem den Alpenostrand umliegenden Gebiet schien für das Verständnis des Ausbreitungsmechanismus der Bebenenergie und dem transversalen Charakter der Ostalpenbeben von Bedeutung. Für die weiteren seismotektonischen Betrachtungen ist zunächst die *Herd tiefe* der Erdbeben am Alpenostrand von Interesse. Als Voraussetzung für eine mikro-seismische Bestimmung der Herdtiefe von Krustenbeben ist zunächst das Vorhandensein herdnaher Stationen zu nennen, sowie Angaben über den Verlauf der Ausbreitungsgeschwindigkeit mit der Tiefe. Die Abnahme der makroseismischen Intensität mit zunehmender Entfernung vom Bebenherd gestattet eine Bestimmung der Herdtiefe aus makroseismischen Angaben. Eine Überprüfung der gefundenen Werte kann aus den Angaben der instrumentell bestimmten Magnitudenwerte und der Maximalintensität am Epizentrum erfolgen (N. V. SHEBALIN in BAROSH, 1969).

Die Abnahme der makroseismischen Intensität als Funktion der Entfernung vom Herd kann fast immer durch eine Gleichung folgender Art beschrieben werden:

$$I_0 - I = a \log r/h + b (r-h) \quad (1)$$

wobei r die mittlere Länge des Strahles vom Bebenherd zum Beobachtungspunkt der Intensität I bedeutet und aus der Epizentraldistanz Δ und der Herdtiefe h ermittelt wird:

$r = \sqrt{\Delta^2 + h^2}$. Die beiden Koeffizienten a und b charakterisieren die Ausbreitung der seismischen Energie: a ergibt sich aus der geometrischen Ausbreitung und der Zahlenwert ist entsprechend einer kugelförmigen oder zylindrischen Ausbreitung zwischen 1,35 und 5,4 (E. PETERSCHMITT, 1969). Der Koeffizient b charakterisiert die Absorption.

Obwohl zur Ermittlung der Herdtiefe möglichst viele Angaben verwendet werden sollen, erscheint es notwendig, für den Fall der ostalpinen Beben, sich auf den Intensitätsabfall in Epizentrennähe zu beschränken: Nur im Nahbereich ist die näherungsweise Berechnung der Strahlenlänge r mit dem Pythagoräischen Lehrsatz anwendbar, da die großen Geschwindigkeitsunterschiede im Bereich des Wiener Beckens (J. KAPOUNEK u. a., 1965) bei schräg einfallenden Strahlen eine starke Brechung bewirken. Da der Koeffizient der geometrischen Ausbreitung [in Gleichung (1) mit a bezeichnet] von Beben zu Beben schwankt, erscheint es nicht vorteilhaft, einen empirisch ermittelten Wert als konstant vorzugeben, da im folgenden für Erdbeben in verschiedenen geologischen Zonen die Herdtiefen bestimmt werden sollen.

Als bedeutende Einschränkung muß aber die Tatsache gewertet werden, daß der Koeffizient a für ein und dasselbe Beben gemäß der in der Einleitung beschriebenen anomalen Energieausbreitung (Knick der Intensitätsabnahme) mit der Entfernung vom Epizentrum geringere Werte annimmt. Ein Verfahren zur Herdtiefenbestimmung kann nur für jene Bereiche Anwendung finden, für welche die Konstanz des Koeffizienten angenommen werden kann.

Die in der Einleitung zitierten regionalen Ergebnisse des Krustenaufbaus zeigen, daß die Annahme eines Geschwindigkeitskanals aus umliegenden refraktionsseismischen Krustenuntersuchungen und der Analyse der Laufzeiten der Station Wien (insbesondere im Nordwesten der ostalpinen Bebenzone) gerechtfertigt erscheint. Liegt ein Bebenherd in dieser Zone geringer Geschwindigkeit, so wird in bereits geringer Entfernung die „Kanalwirkung“ bewirken, daß Strahlen, die den kritischen Winkel überschreiten, nicht mehr an die Oberfläche gelangen. In großen Entfernungen hingegen wird die Intensität zusätzlich durch Ansteigen des Geschwindigkeitskanals verstärkt.

Da für den Nahbereich die Absorption längs des Strahlenweges weniger stark ins Gewicht fällt, wurden Herdtiefen aus drei Angaben I_0 , der Entfernung $\Delta_1 = \Delta (I_0 - 1)$ und $\Delta_2 = \Delta (I_0 - 2)$ ohne Berücksichtigung eines Absorptionsterms entsprechend folgender Beziehung berechnet und die Ergebnisse in Tabelle 1 zusammengestellt.

Tabelle 1

1. Datum	4. Maximalintensität
2. Herdzeit	5. Magnitude (Oberflächenwellen)
3. Epizentrum (geogr. Breite, Länge, herdnächster Ort)	6. Koeffizient $2k$ nach (2)
	7. Herdtiefe in km

Table 1

1. Date	4. Maximum intensity
2. Origin time	5. Surface wave magnitude
3. Epicentre (Latitude, longitude, nearest village or town)	6. Coefficient $2k$ acc. (2)
	7. Focal depth in km

1.	2.	3.		4.	5.	6.	7.	
1972 04 16	11.05	47° 43'	16° 04'	Neunkirchen (Nachbeben)	6,5	4,6	3,84	6,3
1972 04 16	10.10	47° 44'	16° 09'	Seebenstein	7,7	5,4	3,23	8,5
1972 04 05	04.57	47° 48'	16° 15'	Wiener Neustadt	6,1	4,2	3,88	7,8
1964 10 27	19.46	47° 36'	15° 48'	Semmering	6,5	5,3	4,07	18,3
1964 06 30	12.30	47° 36'	15° 48'	Semmering	5,0	4,0	2,14	12,0
1963 12 02	06.49	47° 54'	15° 24'	Ebenfurt	6,2	5,0	2,05	10,2
1939 09 18	00.15	47° 48'	15° 24'	Puchberg	7,0	5,1	2,10	12,6
1938 11 08	03.12	48° 00'	16° 24'	Ebreichsdorf	6,5	5,1	2,42	7,5
1927 10 08	19.49	48° 06'	16° 36'	Schwadorf	7,5	5,2	3,87	7,8
1927 07 25	20.35	47° 30'	15° 30'	Wartberg	6,7	5,2	2,91	12,2
1926 09 28	15.42	47° 42'	16° 00'	Ternitz	6,5	4,7	4,18	8,5
1926 07 06	07.39	47° 42'	15° 42'	Mürzzuschlag	6,7	4,6	3,47	6,6
1910 05 11	18.09	47° 42'	16° 00'	Sieding	6,5	4,5	4,14	10,2

Auf Grund von Formel (2) werden implizit zwei Unbekannte die Herdtiefe h und der Koeffizient $2k$ aus den Entfernungen Δ_1 und Δ_2 der Intensitätsabnahmekurve bei jedem Erdbeben ermittelt (vgl. E. PETERSCHMITT, 1969, S. 40, 3 b) und es kann auf diese Weise die verstärkte Intensitätsabnahme in Epizentralnähe berücksichtigt werden. Deutlich ist bei den Intensitätsabnahmekurven zu erkennen, daß im Mittel bei einer Entfernung von 30—50 km vom Epizentrum ein Knick der Kurven auftritt, von der die Intensität nur langsamer abnimmt (als Beispiel sind in Abb. 1 b die Intensitätsabnahmekurven für die verschiedenen Himmelsrichtungen des „Seebensteiner Erdbebens“ wiedergegeben; vergleichen Sie dazu die Intensitätsabnahmekurven der stärksten österreichischen Beben dieses Jahrhunderts in GANGL, 1969 b, S. 29—34).

Als Maß für die Geschwindigkeitsumkehr mit der Tiefe läßt sich (P. GIESE u. a., 1971) die „Intensität der Geschwindigkeitsinversion“ in Isolinienplänen darstellen: Die aus sprengseismischen Krustenuntersuchungen abgeleitete Größe gibt die Zeitverzögerung an, die ein vertikaler Strahl infolge der Geschwindigkeitserniedrigung in der Inversionszone erleiden würde. Die Zusammenhänge der Energieausbreitung der Nahbeben mit der Inversionszone in der Kruste werden an Hand der Isoleistenkarte deutlich und lassen auf Grund der raschen makroseismischen Intensitätsabnahme in Richtung Südost auf ein Auskeilen der Schicht geringerer Geschwindigkeit in der ungarischen Tiefebene schließen. Ein ähnlicher Krustenaufbau ist aus den refraktionsseismischen Messungen aus den Westalpen bekannt (M. CHOUDHURY u. a., 1971, S. 232).

Die in Tabelle 1 angeführten Herdtiefen zeigen, daß am Alpenostrand eine mittlere Herdtiefe von $9,9 \pm 3,3$ km mit einem mittleren Koeffizienten der Intensitätsabnahme $2k = 3,25$ nach (2 bzw. 2 a) vorliegt.

Die makroseismischen Herdtiefen bestimmen das Zentrum der Energieabstrahlung, sofern die Herdfläche sich bereits in einer Tiefe befindet, wo die Wirkungen des oberen und des unteren Teils der Herdfläche an der Erdoberfläche einander entsprechen. Da die Bruchgeschwindigkeit kleiner als die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Longitudinal- und Transversalwellen ist, wird hingegen die Tiefe, des aus Seismogrammen bestimmten Fokus, den Ausgangspunkt des Bruchvorganges darstellen. Aus der Bestimmung der Amplitudenspektren an verschiedenen seismischen Stationen kann die Bruchgeschwindigkeit und die Größe der Bruchfläche ermittelt werden. Die Bruchlänge wird von verschiedenen Autoren vorzugsweise in Abhängigkeit von der Magnitude dargestellt (Zusammenstellung von R. SCHICK, 1972, S. 909). Demnach kommt dem Erdbeben von Seebenstein eine Bruchausdehnung mit der Größenordnung von 5 bis 7 km zu. In Mitteleuropa und insbesondere in den Ostalpen sind bei einem Erdbeben noch keine sichtbaren Verstellungen an der Erdoberfläche beobachtet worden: Für ein „Durchreißen“ der seismischen Bruchfläche ist die Tiefe der Bebenherde in der Regel zu groß.

Nur in Sonderfällen ist die Vorstellung eines punktförmigen Bebenherdes gerechtfertigt.

Eine Erdbebenstatistik über die Lage der Epizentren vermittelt am besten ein Bild von der seismischen Tätigkeit des jeweiligen Gebietes. Weltkarten oder die Zusammenstellungen über die Erdbeben-tätigkeit von Europa (KARNIK, 1968, 1972, oder BRUNE u. a., 1970) zeigen uns, daß das zu behandelnde Gebiet nicht zu den seismisch aktivsten Zonen der Erde gehört; aber eine Untersuchung der Erdbebenhäufigkeit zeigt, daß eine Zone erhöhter Häufigkeit deutlich am Alpenostrand, nämlich im südlichen Wiener Becken, im Gebiet des Semmeringpasses und längs dem Mürz- und Murtal vorhanden ist (M. TOPERCZER u. a., 1950; G. GANGL, 1969 a, b).

In der globalen Plattentektonik zeigen die Häufungszonen der Epizentren deutlich die Grenzen der Platteneinheiten der Erdkruste an. In kleinerem Maßstab kommt der Ostalpinen Bebenzone innerhalb der alpinen Gebirgseinheiten einer rezente tektonische Bedeutung zu.

Ebenso wie die geometrische Ausdehnung der seismisch aktiven Zone den Bereich bestimmt, in dem sich Spannungen ansammeln können, welche die Erdbeben hervorrufen, so ist auch die vertikale Ausdehnung der seismisch aktiven Schicht für die maximale Magnitude verantwortlich, welche entstehen kann (N. V. SHEBALIN, 1970). In oberflächennahen Bereichen nimmt die maximal mögliche Magnitude von ganz niedrigen Werten in der Sedimentzone auf Grund der Festigkeit im Herdbereich gesetzmäßig zu. Es scheint aber, daß die Magnitudenangaben aus diesem Jahrhundert, welche für den Alpenostrand in Tabelle 1, Spalte 5, angegeben sind, und als Funktion der Herdtiefe aufgetragen werden können, den maximal möglichen Werten nahezu entsprechen könnten; am Alpenostrand ist ein systematischer Anstieg der Magnitudenwerte in der seismisch aktiven Schicht der oberen Kruste nicht zu beobachten. Ein Konstantbleiben der Maximalmagnituden erscheint daher verständlich, da der Geschwindigkeitskanal gleichzeitig eine Zone verringerter Scherfestigkeit ist und die Erdbebenherde in dieser Zone oder im oberen Bereich liegen. Die Untergrenze der seismoaktiven Zone liegt etwa in zwanzig Kilometer Tiefe. Dies stimmt gut mit Ergebnissen aus den Westalpen (L. AHORNER u. a., 1972) überein, wo ebenfalls der in dieser Tiefe angenommene Conraddiskontinuität die Rolle der Untergrenze der Zone der Krustenbeben zukommt.

Untersucht man die Amplituden und die Anfangsbewegungsrichtung ein und desselben Erdbebens, so zeigt es sich, daß die Amplituden der Longitudinal- (P), der Transversal- (S) und der Oberflächenwellen unterschiedlich in die verschiedenen Richtungen vom Herd abgestrahlt wurden und die Stationen systematische Muster zeigen, ob die P-Welle zunächst als Stoß (Kompressionseinsatz) oder als Zugbewegung (Dilatationseinsatz) an die seismische Station gelangt.

Aus der Verteilung der ersten Ausschlagsrichtungen der Seismographen läßt sich die Lage der Herdflächen bestimmen.

Denkt man sich um das gesamte Herdvolumen, das ist jener Bereich von dem während des Herdvorganges seismische Energie abgestrahlt wird, eine Kugel einheitlicher Herdgeschwindigkeit und untersucht man die Abstrahlrichtung, so kann bei Krustenbeben ein verhältnismäßig kleiner Teil der Herdkugeloberfläche durch die Untersuchung der Anfangsbewegungsrichtung an den seismischen Stationen erfaßt werden (A. R. RITSEMA, 1969). In der Abbildung 2 ist eine maßstabgetreue Skizze der Abtauchwinkel und des Strahlenverlaufs der Raumwellen dargestellt, welche bei den Herdflächenlösungen nach den Angaben von SCHICK (1972) Verwendung finden. Der Bebenherd befindet sich bei dem angenommenen Geschwindigkeitsverlauf in der Zone geringerer Geschwindigkeit der oberen Kruste.

Aus der Verteilung der Kompressions- und Dilatationseinsätze, welche auf der Herdkugel zurückgeführt wurden, lassen sich die beiden Herdflächen als die Knotenlinien bestimmen, an welchen sich die Richtung und Amplitude der Anfangsbewegung ändert. Unter Verwendung des Herdmodells des „doppelten Kräftepaars ohne Moment“ (double couple) können aus der Lage der beiden Herdflächen die drei Hauptspannungsrichtungen abgeleitet werden. In Abbildung 3 (links und mitte) sind die dem double couple äquivalenten Richtungen der maximalen Druckspannung (P-Achse), der maximalen Zugspannung (T-Achse) und der mittleren Hauptspannungsrichtung (B-Achse) angegeben, welche die Schnittlinie zwischen den beiden Herdflächen (A und C) bildet. Unter der wirkenden Spannung kommt es zu einem Scherbruch, welcher die Bruchfläche darstellt, während die zweite Herdfläche im allgemeinen nur eine Hilfsebene bildet. Die Abbildung 3 (rechts) zeigt die Polardarstellung der Amplituden der P- und S-Wellen.

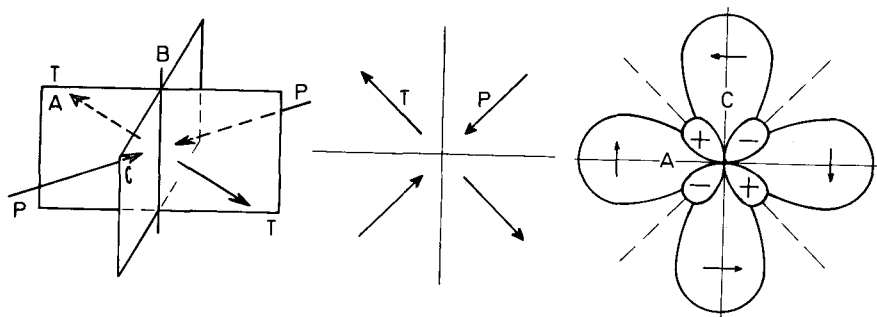


Abb. 3: Links: Hauptspannungsachsen (max. Druckspannung P, max. Zugspannung T und intermediäre Achse B) und Herdflächen (Bruchfläche A, Hilfsfläche C); mitte: im Grundriß; rechts: Polardiagramm der Amplituden der P-Wellen (innen) und der S-Wellen (außen); die Knotenlinien A und C trennen die Quadranten mit Kompressions (+) und Dilatationseinsätzen (-).

fig. 3: Double couple fault mechanism: left: Principal stresses (P-Pressure, T-Tension, B-intermediate axis), focal planes (fault plane A and auxilliary plane C); right: Radiation pattern of first motion of P- and S-waves [compression (+), dilatation (-)].

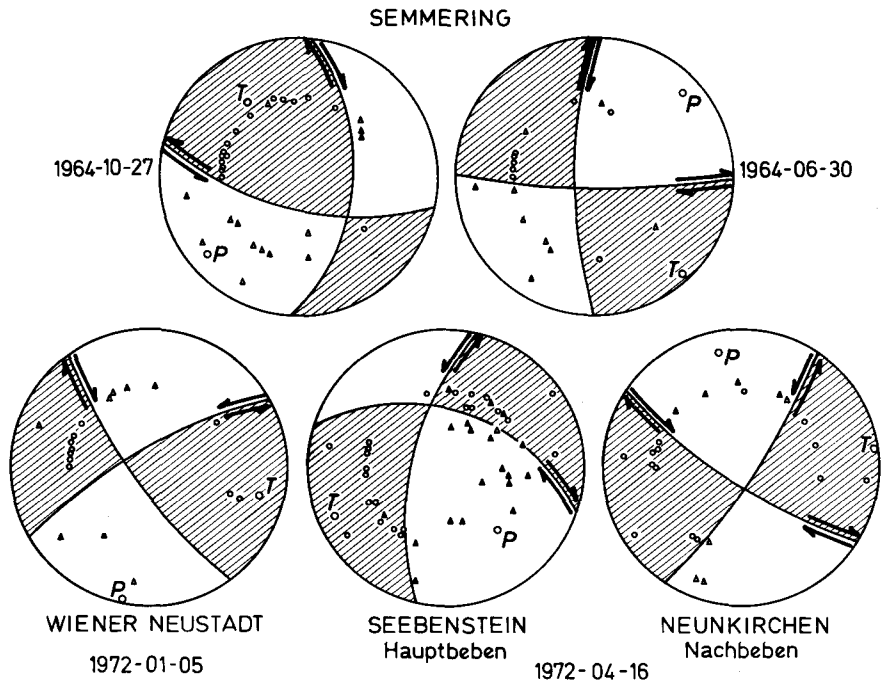


Abb. 4: Verteilung der Kompression- (Kreise) und Dilatationseinsätze (Dreiecke) der Anfangsbewegungsrichtung auf der unteren Hälfte der Herdkugel; Herdflächenlösung mit den Hauptspannungsrichtungen (siehe Tab. 2).

fig. 4: Distribution of compression (circles) and dilatations (triangles) of the first motion of P-waves shown on the lower half of the focal sphere; direction of strike of the fault planes and principal stresses (P, T) see table 2).

In Abbildung 4 sind die unteren Hälften der Herdkugeln für fünf Beben auf dem Wulffschen Netz dargestellt. Die Tabelle 2 gibt die Richtungen der drei Hauptspannungsachsen, die Lage der Herdflächen und die für die Herdlösung verwendeten Daten, Kompressions- bzw. Dilatationseinsätze, welche an den seism. Stationen registriert wurden, zur Bestimmung des Abtauchwinkels i (Abb. 2) die Entfernung und das Azimut der Station an.

Die beiden bedeutendsten Beben sind hierbei das Semmeringbeben (1964-10-27) und das Beben von Seebenstein (1972-04-16). Bei energiereichen Beben ist auf Grund der großen Anzahl der Stationsangaben über die Anfangsbewegungsrichtung und bei einer gleichmäßigen Verteilung der Angaben auf der Herdkugel die Verlässlichkeit der Herdflächenlösung größer, als bei nur wenigen Angaben seismischer Stationen. Die Daten wurden entweder durch Analyse der Originalseismogramme (D/C in Tabelle 2) gewonnen oder den Zusammenstellungen des Bureau Central International de Seismologie (BCIS) in Straßburg oder den Stationsbulletins entnommen.

Die Beben des Semmeringgebietes (Hauptbeben 1964-10-27 sowie 1964-06-30) lassen sich nicht in das ansonsten weitgehend einheitliche Spannungsfeld Mitteleuropas einordnen (L. AHORNER u. a., 1972; G. GANGL, 1972). Auch das Erdbeben im südlichen Wiener Becken (Ebenfurth—Hornstein 1963-12-02) zeigt die gleiche seismotektonische Stellung (A. E. SCHEIDEGGER, 1967) einer Entlastung normal zum generellen Streichen der Alpen. In den genannten Fällen ist eine vorherrschende Horizontalbewegung längs einer der beiden Herdflächen festzustellen, wobei die maximale Druckspannung etwa NE—SW verläuft (siehe Tab. 2). Das Hauptbeben im Semmeringgebiet (1964-10-27) zeigt eine nach SE einfallende B-Achse und nach S bzw. E geneigte Herdflächen. Infolge der Doppeldeutigkeit der Bestimmung der seismischen Herdflächen aus den Anfangsbewegungsrichtungen ist eine eindeutige Zuordnung der Bruch- bzw. Hilfsfläche nicht möglich.

Die Erdbeben des Jahres 1972 sind durchwegs anders orientiert. Das Beben von Wr. Neustadt (1972-01-05) ist eine Horizontalverschiebung auf einer der Herdflächen unter Wirkung der etwa N—S gerichteten maximalen Druckspannung und kann als Entlastung in der E—W-Richtung gedeutet werden (siehe Tab. 2). Dies steht in guter Übereinstimmung mit den Nivellement-Wiederholungsmessungen, welche ein Andauern des Einsinkens der Inneralpinen Wiener Beckens dokumentieren. Für das Hauptbeben von Seebenstein (1972-04-16) ließ sich, dank der zahlreichen Angaben nicht nur naher, sondern auch entfernter seismischer Stationen, die räum-

Tabelle 2: Lage der Herdflächen (Fallrichtung, Fallwinkel); Hauptspannungsrichtungen (B, P, T); Seismische Stationen (Kode), Epizentralentfernung (km), Azimut von Norden im Uhrzeigersinn, Kompression/Dilatation.

Table 2: Faultplanes (Direction of fall, angle of fall) Direction of principal stresses (B, P, T); Seismic station (Code), distance (km), azimuth, compression/dilation.

1964 06 03

A 270/81, C 180/84, B 237/79, P 45/11, T 136/02

BEO	473	129	D	LJB	198	210	D	TRI	261	217	D (L)
BNS	728	304	D	MSS	513	280	C	TLM	250	239	D
FEL	583	275	C	PRU	(291	340)	C	UME	1823	7	D
KJF	1982	17	C	STU	506	287	C	VIE	83	30	D
COP	928	347	C	SOP	58	80	D (Z)	TUB	511	284	C
								ZAG	199	176	C
								ZUR	547	269	C

1964 10 27

A 90/61, C 190/70, B 130/54, P 228/06, T 323/35

BEO	472	129	C	MOS	1745	51	D	TUB	511	284	C
BRA	116	56	D	MOX	455	320	C	TRI	261	217	D
BNG	4815	176	D	PRU	(292	340)	C	UPP	1368	4	C
BNS	728	304	C	ROM	684	203	D	TOL	1273	232	D
FEL	583	276	C	RAV	463	275	C	UME	1823	7	D
HEI	558	294	C	SOP	58	80	D (Z)	VIE	83	70	D
COP	928	347	C	SVE	3157	54	D	VYB	1679	25	C
KRA	407	46	D	SKA	1790	354	C	TLM	250	239	D
LJB	198	210	D	STU	507	287	C	ZAG	199	176	D
MSS	513	280	C	STR	606	284	C	ZUR	(548	270)	C

1972 01 05

A 326/80, C 234/79, B 279/74, P 191/0, T 101/15

BUH	602	282	C	HEI	581	291	C	PRU	273	333	D
BUB	(575	272)	C	KSP	(342	0)	D	PRA	285	333	D
CLL	455	330	D	KRL	594	286	C	SOP	26	119	D
CMP	728	109	C	COP	(926	345)	D	VIE	51	9	D
FUR	372	278	D	LJB	235	214	D	VKA	51	6	D
GRF	425	302	C	NIE	349	57	C	WLS	664	279	C
								ZUR	577	269	C

1972 04 16, 10.10 Uhr GMT

A 24/57, C 280/70, B 346/41, P 147/40, T 244/08

AQU	636	201	D	KEV	3519	10	C	SOP	31	100	C
APA	2410	18	C	KFA	183	230	C	STU	528	285	C
BKR	2249	97	D	KON	1392	345	C	STR	(609	282)	C
BUH	597	283	C	KRA	377	46	D	TAB	2661	103	D
BRA	86	55	C	KRL	590	287	C	TOL	1303	232	D
BNG	4826	176	D	KSP	346	2	D	TRI	290	220	C
BUD	216	96	D (Veg)	KUR	4024	164	D	TIK	5743	22	D
BRC	245	269	C	LJB	225	214	C	UME	1803	6	C
ELT	4796	55	D	MOS	1715	51	C	VIE	59	15	D
HRB	153	83	C	NIE	(364	57)	D	VKA	60	11	D
IFA	364	263	C	NUR	1522	18	C	VAJ	334	242	C
IFR	1830	214	C	OBN	1637	52	C	WLS	656	280	C
ILT	7075	7	D	PVL	868	123	D	YAK	6469	30	D
JOS	337	74	D	RBN	315	32	D	ZUR	576	269	C
KBL	4567	91	D	RAC	300	29	C				
				SEM	8073	110	D				
				SVE	3127	54	D				

1972 04 16, 11.03 Uhr (Nachbeben)

A 125/80, C 217/80, B 172/76, P 353/14, T 82/0

AQU	632	200	D	JOS	343	74	C	RAC	306	30	D
BRA	92	57	C	KRL	583	287	C	SOP	37	96	C
BRC	238	271	C	KHC	242	312	D	STU	(560	285)	C
BUH	590	283	C	KRA	384	46	D	TRI	284	209	C
BUD	223	96	C (Veg)	LJU	219	213	C	UME	(1805	6)	C
FUR	360	280	C	NIE	366	57	D	VIE	64	17	D
				PRU	276	337	D	VAJ	334	242	C
								ZUR	(589	269)	C

liche Lage der Herdflächen feststellen. Bemerkenswert ist die mit 57° nach NNE fallende Bruchfläche (A), welche von der Hilfsfläche (C) zunächst infolge der Isoseistenstreckung im Epizentralbereich unterschieden werden konnte; aber aus der Lage der Epizentren der Nachstöße läßt sich eine Streckung in Richtung der Bruchfläche des Hauptbebens ableiten (Nachbeben von Neunkirchen). Die maximale Zugspannung streicht in Richtung NNW—SSE und entspricht demnach weitgehend den in den Alpen und für Deutschland abgeleiteten tektonischen Hauptspannungen, wie auch für das Erdbeben von Metnitz in Nordkärnten (G. GANGL, 1971) gezeigt werden konnte.

Zusammenfassend ergeben die Analysen der Erdbeben ein recht uneinheitlich wirkendes Spannungsfeld, für welches die Verwendung einer aus mehreren Erdbeben abgeleiteten kombinierten Lösung nicht anwendbar ist. Gemeinsam sind bei allen Erdbeben der ostalpinen Bebenzone vorwiegend

Horizontalverschiebungen wirksam. Die Herdflächen können nicht mit der Streichrichtung der ostalpinen Bebenzone korreliert werden, so daß die Vorstellung einer großräumigen Bruchfläche, an der immer wieder gleich orientierte Verstellungen auftreten, nicht bestätigt werden kann.

Die Annahme, daß das Spannungsfeld in geologisch kurzen Zeiträumen keine Veränderung erfährt, erlaubt die rezenten Krustenbewegungen sowie den quartärgeologischen Nachweis des fortdauernden Einbruchs des Inneralpinen Wiener Beckens durch die Bildung der pleistozänen Grabenbrüche der Mitterndorfer und der Laseer Senke (J. STINY, 1932) mit den Ergebnissen der Herdflächenlösungen der Erdbeben am Alpenostrand in Verbindung zu bringen. Exakte Vergleiche mit den durch Erdbeben hervorgerufenen Bewegungen lassen sich aber nur aus den im gleichen Zeitraum wiederholten Höhenmessungen ziehen. Neben den kontinuierlichen Bewegungen sind die Erdbeben das auffallendste Merkmal der rezenten Tektonik:

Der Vergleich der Nivellementmessungen von 1956 und 1972/73 längs der Linie Hohe Wand—Wr. Neustadt—Zemendorf lassen Absinkbeträge von bis zu 16 mm im Beckenbereich östlich von Wr. Neustadt erkennen, wenn als Bezugsniveau die Fischauer Berge im Westen und der östliche Teil der Nivellementlinie (Bereich bei Pötsching) gewählt wird. (Für die entgegenkommende Mitteilung sei Herrn Dr. E. SENFTL, B.E.V. vielmals gedankt.) Dieses Ergebnis kann unmittelbar mit der Herdflächenlösung des Wr. Neustädter Bebens (1972-01-05) verglichen werden, welches als eine Entlastung in Richtung der T-Achse (101/15) angesehen werden kann. Eine weitere Nivellement-Wiederholungsmessung (1955—1970/73) längs der Bundesstraße 17 von Gloggnitz—Wr. Neustadt—Mödling—Purkersdorf bestätigt die Aussage des fortdauernden Einsinkens im Bereich des süd-südlichen Inneralpinen Wiener Beckens.

Die absinkende Tendenz im Inneralpinen Wiener Becken ist großräumig auch in der Ungarischen Tiefebene vorhanden (J. A. MESCHERIKOV, 1971). Von den Ostalpen liegt keine Karte der rezenten Krustenbewegungen vor, dafür aber sind Wiederholungsmessungen in diesem Jahrhundert für Höhenvergleiche zulässig und gestatten Aussagen über Krustenbewegungen. Als Beispiel kann die Hebung des Südens des Tauerntunnels genannt werden (E. SENFTL, 1970; CH. EXNER u. a., 1973). Für die Schweizer Alpen wurden die stärksten Hebungen im Lepontin mit der Inversionszone in der Kruste in Zusammenhang gebracht, welcher auf Grund des Zusammenhangs zwischen geringer seismischer P-Geschwindigkeit mit einer erhöhten Wärmeproduktionsrate (L. RYBACH, 1973) besondere Bedeutung für den Krustenaufbau zukommt.

Danksagung

Für die Zurverfügungstellung von Seismogrammen gilt mein Dank vor allem den seismischen Stationen. Für die Anregungen bei Diskussionen danke ich meinen Kollegen, mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. J.

DRIMMEL (Wien) und Herrn Dr. G. SCHNEIDER (Stuttgart); die in Abbildung 1 a wiedergegebene Isoleistenkarte beruht auf der vereinfachten Arbeitskarte der Geophysikalischen Abteilung der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien, wofür ich Herrn Dr. E. TRAPP sowie Frau G. LUKESCHITZ meinen Dank ausspreche.

- AHORNER, L., 1970: Seismo-tectonic Relations between the Graben Zones of the Upper and Lower Rhine Valley, Graben Problems (Illies H., St. Müller [Hrsg.]), S. 155—166.
- AHORNER, L., MURAWSKI, H., SCHNEIDER, G., 1972: Seismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin. — Geol. Rundsch. 61, S. 915—942.
- ANGENHEISTER, G., 1970: Die Erforschung der tieferen Erdkruste — Untersuchungsmethoden und Ergebnisse. — Physik in unserer Zeit 2.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P., 1972: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. — Geol. Rundsch. 61, S. 349 ff.
- BABUSKA, V., RUPRECHTOVA, L., 1966: Contribution to the Investigation of East-Alpine Earthquakes. — Travaux Inst. Géophys. Acad. Tchécosl. Sci. No. 225.
- BAROSCH, J. P., 1969: Use of Seismic Intensity Data to Predict Effects of Earthquakes and Underground Nuclear Explosions in Various Geologic Settings. — Geological Survey Bulletins 1279, US Atomic Energy Commission.
- BERANEK, B., DUDEK, A., FEIFAR, M., HRDLICKA, A., SUR, M., MILADA ZOUNKOVA, WEISS, J., 1972: The Crustal Structure of Central and Southeastern Europe based on the Results of Explosion Seismology. — Czechoslovakia, Geophysical Transactions, Special Edition, Hungarian Geophysical Institute „Roland Eötvös“.
- BERANEK, B., DUDEK, A., 1972: The Results of Deep Seismic Sounding in Czechoslovakia. — Z. f. Geophys. 38, 415—427.
- BRUNE, V. I., NIKOLAEV, N. I., POLYAKOVA, T. P., 1970: Scheme of seismotectonic Regions in Europe. — XIII Assemblée Générale de la Commission Sismologique Européenne Luxembourg, Obs. Royal de Belgique, S. 88—98.
- CHOUDHURY, M., GIESE, P., VISITINI, DE G., 1971: Crustal Structure of the Alps: Some General Features from Explosion Seismology. — Boll. Geof. teor. ed. applic. XIII, 211—240.
- DRIMMEL, J., GANGL, G., TRAPP, E., 1971: Kartenmäßige Darstellung der Seismizität Österreichs. — Mitt. Erdb. Komm. 70, Österr. Akademie d. Wiss.
- DRIMMEL, J., GANGL, G., GUTDEUTSCH, R., KOENIG, M., TRAPP, E., 1972: Modellseismische Experimente zur Interpretation makroseismischer Daten aus dem Bereich der Ostalpen. — Z. f. Geoph. 39, S. 21—39.
- DRIMMEL, J., GANGL, G., 1973: The Earthquake Risk in the Region of the Eastern Alps. — First Meeting of the European Geophysical Society, Zürich.
- DRIMMEL, J., DUMA, G., 1974: Bericht über Ausmaß und Ursachen der anomalen Wirkungen des Seebensteiner Starkbebens vom 16. April 1972 im Raume Wien. — Mitt. Erdb. Komm. 74, Österr. Akademie d. Wiss.
- ERGIN, K., 1969: Observed Intensity-Epicentral Distance Relations in Earthquakes. — Bull. Seis. Soc. Am. 59, 1227—1238.
- EXNER, CH., SENFTL, E., 1973: Rezente Hebungen der Hohen Tauern und geologische Interpretation. — Verh. Geol. B.A. 73, 209—234.
- GANGL, G., 1969 a: Ein Beitrag zur Seismizität des Alpenostrandes. — Mitt. Erdb. Komm. 68, Österr. Akademie d. Wiss.
- GANGL, G., 1969 b: Die Erdbebenstätigkeit in Österreich 1901—1968. — Arbeiten aus d. Zentralanstalt f. Meteorologie und Geodynamik, Heft 7.

- GANGL, G., 1971: Das Erdbeben von Metnitz (Kärnten) am 2. Juni 1969. — Mitt. Erdb. Komm. 69, Österr. Akademie d. Wiss.
- GANGL, G., 1972: Seismic Regime and Seismotectonic Analysis of Earthquakes in the Eastern Alps. — Europäische Seismolog. Kommission 13. Generalversammlung, Brasov, Rumänien.
- GANGL, G., GUTDEUTSCH, R., 1973: Herdtiefenbestimmung von Erdbeben im Gebiete der östlichen Alpen. — 33. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Göttingen.
- GIESE, P., STEIN, A., 1971: Versuch einer einheitlichen Auswertung tiefenseismischer Messungen aus dem Bereich zwischen Nordsee und den Alpen. — Z. f. Geophysik 37, 237—272.
- Jahrbücher der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien, Seismischer Bericht 1972.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A., TURNOVSKY, A., 1965: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Miozän in Niederösterreich. — Erdöl-Erdgas-Zeitschrift 4.
- KARNIK, V.: Seismicity of Europe, Part I (1969), Part II (1971).
- KHATTRI, K., 1973: Earthquake Focal Mechanism Studies. — A review, Earth Sci. Rev. 9, S. 19—63.
- KOSCHYK, G. K., 1969: Beobachtungen zur Erforschung der Erdkruste mit der Methode der Refraktionsseismik längs der beiden Profile Eschenlohe-SE und Eschenlohe E in den Ostalpen 1965—1969. — Diplomarbeit am Inst. f. Angew. Geophysik, Universität München.
- LANDISMAN, M., MÜLLER, ST., MITCHELL, B. J., 1970: Review of Evidence for Velocity Inversions in the Continental Crust. — In: The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust, Geoph. Monograph 14.
- MAKRIS, J., 1971: Aufbau der Kruste in den Ostalpen aus Schweremessungen und die Ergebnisse der Refraktionsseismik. — Hamburger Geophysikalische Einzelschriften 15.
- MEDVEDEV, S. V., 1962: Engineering Seismology. — Inst. of Physics of the Earth, O. Yu. Schmidt, Translated from Russian Israel Program for Scientific Translations 1965.
- MESCHERIKOV, J. A. (Hrg., 1971): Map of Recent Vertical Crustal movements of Eastern Europe. — IUGG, International Associations of Geodesy, Subcommission on Recent Crustal Movements, Moskau.
- MITUCH, E., POSGAY, K., 1972: The Crustal Structure of Central and Southeastern Europe based on the Results of Explosions Seismology: Hungary. — Geophysical Transactions, Special Edition, Hungarian Geophysical Institute „Roland Eötvös“.
- MÜLLER, S., LANDISMAN, M., 1966: Seismic studies of the earth's crust in continents. — 1. Evidence for a low velocity zone in the upper part of the lithosphere. — Geoph. J. Roy. Astron. Soc. 10, 525—538.
- PETERSCHMITT, E., 1969: Possibilité et limites d'utilisation des donnée macroséismiques. — W.-Hiller-Festschrift, S. 32—66, Stuttgart.
- RITSEMA, A. R., 1958: (i , Δ -Curves for Bodily Seismic Waves of any Focal Depth. — Verhandlungen 54, Lembaga Meteorologi dan Geofisik, Djakarta.
- RITSEMA, A. R., 1970: Seismotectonic implications on a review of European Earthquake Mechanisms. — Geolog. Rundsch. 59, S. 36—56.
- RYBACH, L., 1973: Radioactive heat production of rocks from the Swiss Alps; geophysical implication. — First meeting of the European Geophysical Society, Zürich.
- SCHICK, R., 1972: Erdbeben als Ausdruck spontaner Tektonik. — Geol. Rundsch. 61, 896—914.
- SCHICK, R., SCHNEIDER, G., 1972: Intensität und Magnitude von Erdbeben. — Naturwiss. Rundsch. 25, 467—472.
- SCHICK, R., SCHNEIDER, G., 1973: Physik des Erdkörpers. — Ferdinand-Enke-Verlag, Stuttgart.

- SCHEIDEGGER, A. E., 1967: The Tectonic Stress in the Vicinity of the Alps. — *Z. f. Geoph.* 33.
- SENFEL, E., 1970: Ein Beitrag zum Nachweis rezenter Bewegungen in den Hohen Tauern. — *Österr. Z. f. Vermessungswesen* 58, S. 41—47,
- SCHNEIDER, G., 1968: Erdbeben und Tektonik in Südwest-Deutschland. — *Tectonophysics* 5, S. 459—511.
- SCHNEIDER, G., 1971: Seismizität und Seismotektonik der Schwäbischen Alb. — Stuttgart.
- SCHNEIDER, G., 1972: Die Erdbeben in Südwestdeutschland als tektonisches Ereignis. — *Naturwissenschaften* 59, S. 112—119.
- SHEBALIN, N. V., 1970: The Maximum Magnitude Scale Intensity of an Earthquake. — *Izvestia Earth Physics* No. 6, 12—20.
- SPONHEUER, W., 1960: Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik. — *Freiberger Forschungshefte*, C 88.
- SPONHEUER, W., 1965: Bericht über die Weiterentwicklung der seismischen Skala. — *Deutsche Akad. d. Wissenschaften zu Berlin, Veröffentlichungen des Instituts für Geodynamik, Jena.*
- STINY, J., 1932: Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen im Wiener Becken. — *Jb. Geol. B.A.* 82, 1/2.
- SUBBOTIN, S. I., SOLLOGUB, I. B., PROSEN, D., DRAGASEVIC, D., MITUCH, E., POSGAY, K., 1968: The Crustal Structure of Southeastern Europe according to Data of DSS. — *Boll. Geof. Teor. Appl.* X, 39.
- TOLLMANN, A., 1969: Die Bruchtektonik in den Ostalpen. — *Geol. Rundsch.* 59, 278—288.
- TOLLMANN, A., 1970: Ostalpen-Tektonik I: Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. — *Geotektonische Forschungen* 34, 1—90.
- TOPERCZER, M., TRAPP, E., 1950: Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs. — *Mitt. Erdb. Komm.* 65, *Österr. Akademie d. Wiss.*
- TRAPP, E., 1961: Die Erdbeben Österreichs 1949—1960. — *Mitt. Erdb. Komm.* 67, *Österr. Akademie d. Wiss.*
- TRAPP, E., 1973: Die Erdbeben Österreichs 1961—1970. — *Ebdort* 72.
- Während der Drucklegung erscheint:
- FRANKE, A., GUTDEUTSCH, R., 1974: Makroseismische Abschätzungen von Herdparametern österreichischer Erdbeben aus den Jahren 1905—1973. — *Z. f. Geophysik* 40.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 1. Februar 1974.