

Die Temperaturverteilung in der Erdkruste des Alpenvorlandes und der Alpen, abgeschätzt aus tiefenseismischen Beobachtungen

Autor(en): **Giese, P.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **50 (1970)**

Heft 3

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-39271>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Die Temperaturverteilung in der Erdkruste des Alpenvorlandes und der Alpen, abgeschätzt aus tiefenseismischen Beobachtungen

Von *P. Giese* (Berlin)

Mit 8 Figuren im Text

Zusammenfassung

Auf der Grundlage von Geschwindigkeitsmessungen an Proben magmatischer Gesteine, die bis zu Drucken von 6 kbar und bis zu Temperaturen von 300° C ausgeführt wurden, wird versucht, aus den mit Hilfe der Refraktionsseismik ermittelten Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen Temperaturabschätzungen für die Erdkruste abzuleiten. Es werden Geschwindigkeitsfunktionen aus dem süddeutschen Raum und den Alpen verglichen. Während im Alpenvorland in der Oberkruste nur eine schwache Geschwindigkeitsinversion zu erkennen ist, tritt diese unter den Zentralalpen deutlich in Erscheinung, und es ist sehr wahrscheinlich, dass hier eine rezente, partielle Anatexis in einer Tiefe von 20–25 km existiert.

Summary

The results of velocity measurements at samples of igneous rocks under pressures up to 6 kbar and up to temperatures of 300° C were used in order to estimate recent crustal temperatures from velocity-depth-functions obtained by deep seismic sounding. Some examples are presented from Southern Germany and the Alpine area. Outside of the Alps the low velocity layer is only weakly developed in the upper crust whereas this zone is well expressed under the axis of the Alps. Therefore partly molten rocks may exist in a depth of about 20–25 km.

1. Einleitung

Die auf der Erde ablaufenden tektonischen Prozesse beziehen ihre Energie aus dem Erdinnern. Auch in solchen Fällen, in denen potentielle Energie Massenbewegungen ermöglicht, wie z. B. bei der Gravitationsgleitung, muss vorher die entsprechende Masse durch endogene Prozesse in ein höheres Energieniveau gehoben worden sein. Der Transport endogener Wärmeenergie

Adresse: Prof. Dr. P. Giese, Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin, Abt. Geophysik, 1 Berlin 33, Podbielskiallee 62.

von innen nach aussen ist also die Grundlage der tektonischen Vorgänge auf unserem Planeten.

Die Kenntnis der räumlichen Verteilung des Temperaturfeldes im Erdinnern würde Anhaltspunkte über die im Augenblick ablaufenden und in der Zukunft zu erwartenden tektonischen Prozesse geben. So plausibel diese Forderung erscheint, so schwierig ist es aber, sie zu erfüllen. Für den unteren Erdmantel und den Erdkern können z. Z. nur Abschätzungen über die Temperaturen ohne Berücksichtigung möglicher lateraler Änderungen gemacht werden. Die Erfassung horizontaler Temperaturgradienten liegt für den oberen Erdmantel und die Erdkruste im Bereich der Möglichkeiten. Die folgenden Erörterungen werden sich auf die kontinentale Kruste und den obersten Mantel beschränken, und es soll versucht werden, Abschätzungen über die rezente Temperaturverteilung dieser Bereiche zu gewinnen.

2. Möglichkeiten zur Temperaturbestimmung in der Erdkruste und im obersten Erdmantel

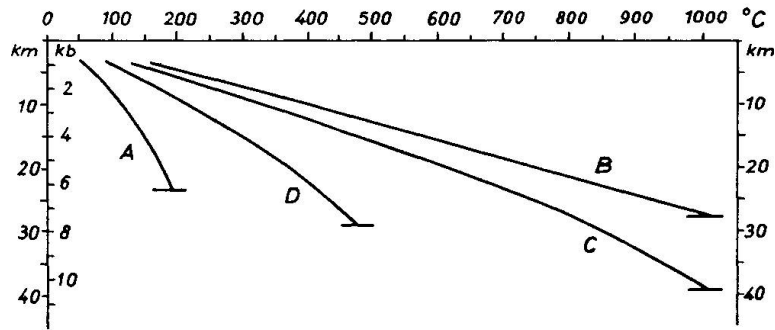
2.1. Geothermische Methode

Durch Temperaturmessungen in Bohrlöchern und in Bergwerken kann der geothermische Gradient in der Nähe der Erdoberfläche gemessen werden. Wird zusätzlich die Wärmeleitfähigkeit längs der Messstrecke bestimmt, so lässt sich der aus dem Erdinnern nach aussen fließende Wärmestrom ermitteln. Der Temperaturgradient allein ist wenig geeignet, geothermische Anomalien zu charakterisieren, da in ihm noch die örtliche Wärmeleitfähigkeit enthalten ist. Der Wärmefluss ist für geotektonische Überlegungen besser geeignet.

Die Bestimmung des Temperaturfeldes bis in einige 10 km Tiefe geht von dem gemessenen Temperaturgradienten in der Nähe der Erdoberfläche und von Annahmen über die Verteilung der Wärmeleitfähigkeit und die der Wärmequellen in dem betrachteten Tiefenbereich aus. In den meisten Fällen wird ausserdem vorausgesetzt, dass es sich um stationäre Zustände, d. h. um eine zeitlich unabhängige Temperaturverteilung handelt. Diese weitgehenden Extrapolationen bedingen entsprechende Unsicherheiten, die für den Tiefenbereich von 20–30 km bereits 200–300° C betragen können. In welchem Masse bereits Temperaturunterschiede zwischen Zonen von nur wenigen 100 km Breite und von 600–1000 km Länge auftreten können, zeigt ein Beispiel von UYEDA et al. (1964) aus Japan (Fig. 1).

Die extrem schlechte Wärme- und Temperaturleitfähigkeit der Gesteine hat zur Folge, dass Temperaturschwankungen in der Tiefe sich nur sehr langsam zur Erdoberfläche durchpausen. Die aus rezenten Temperaturmessungen an der Erdoberfläche extrapolierte Temperaturverteilung in der Tiefe braucht daher nicht der dort heute herrschenden zu entsprechen. Die Berechnung instationärer Vorgänge ist noch problematischer als die der stationären Ver-

Fig. 1. Stationärer Zustand der möglichen Temperaturverteilung in vier verschiedenen Zonen Japans (UYEDA et al., 1964). Der Querstrich gibt die Tiefe der M-Diskontinuität an, seine Länge die Fehlerbreite der Temperaturbestimmung.



teilung. So erhebt sich die Frage, welche Möglichkeiten für eine indirekte Sondierung der rezenten Temperaturverteilung bestehen.

2.2 Indirekte Methoden

Einige physikalische Parameter sind in dem hier interessierenden Bereich von 0–1000° C deutlich temperaturabhängig. Für eine Tiefensondierung, d. h. die Ermittlung eines physikalischen Parameters in Abhängigkeit von der Tiefe, bieten sich zwei geophysikalische Messverfahren an, die Methoden der Seismik und die der Geoelektrik, beide im allgemeinsten Sinne des Wortes.

2.21. Elektrische Leitfähigkeit

Einen Überblick über die Abhängigkeit zwischen Leitfähigkeit und Temperatur für verschiedene magmatische Gesteine vermittelt das Diagramm der

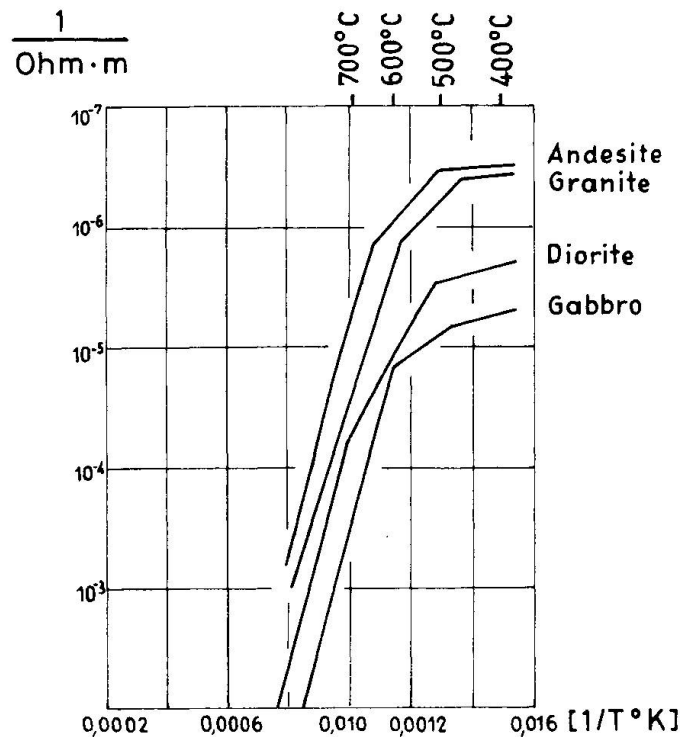


Fig. 2. Abhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit von der Temperatur für verschiedene magmatische Gesteine (CLARK, 1966). Eine Berücksichtigung des Druckeinflusses würde eine Verringerung des Widerstandes zur Folge haben.

Fig. 2. Zwischen 500 und 600° C ist eine deutliche Änderung des Gradienten $d\rho/dT$ zu erkennen. Bis zu Temperaturen von 600° C sind die magmatischen Gesteine praktisch als Isolatoren zu bezeichnen, zwischen 900 und 1000° C werden aber bereits spezifische Widerstände von nur 10^2 bis 10^3 Ohm·m erreicht. Für Olivin mit 8,4 Mol-% Fayalit verringert sich der spezifische Widerstand von 10 000 Ohm·m auf 10 Ohm·m, wenn die Temperatur von 600 auf 1000° C bei einem Druck von 9 kbar erhöht wird (SCHULT et al., 1969). Bei hohen Temperaturen wird der spezifische Widerstand eines Gesteins stark von der mineralogischen Zusammensetzung eines Gesteins bestimmt. Nach BRADLEY et al. (1964) ergibt sich für Olivin mit 50 Mol-% Fayalit bei einer Temperatur von 550° C und 10 kbar ein spezifischer Widerstand von nur 5 Ohm·m.

Aus diesen Beispielen wird deutlich, dass es im Augenblick noch zu früh ist, um quantitative Temperaturbestimmungen aus den Widerstandswerten abzuleiten. Die mineralogische Zusammensetzung der unteren Kruste und des oberen Mantels ist noch nicht so genau bekannt, um den Einfluss von Temperatur und Material trennen zu können.

Elektrische Sondierungen bis in Tiefenbereiche von 30–40 km sind nur mit Hilfe natürlicher Stromsysteme möglich. Über unerwartet hohe Leitfähigkeiten in diesen Tiefen ist bereits mehrfach berichtet worden. So fordert LOSECKE (1969) eine Schicht geringen spezifischen Widerstandes von nur 6 Ohm·m in einer Tiefe von 28–33 km unter dem nördlichen Oberrheintalgraben. Auf Zonen guter Leitfähigkeit im oberen Erdmantel wird von verschiedenen Autoren hingewiesen (z. B. japanische Inseln [RIKITAKE, 1959], Rio Grande, USA [SCHMUCKER, 1964]).

2.22. Geschwindigkeit seismischer Wellen

Die Geschwindigkeit seismischer Wellen ist von der mineralogischen Zusammensetzung, vom Druck und von der Temperatur abhängig. Zunehmender Druck verringert das Porenvolumen und erhöht somit die Geschwindigkeit, eine Temperaturzunahme dagegen bewirkt eine Abnahme der Geschwindigkeit. Da beide Größen mit zunehmender Tiefe steigen, üben sie einen gegensinnigen Einfluss auf die Geschwindigkeit der Longitudinal- und der Transversalwellen aus.

In den Diagrammen der Fig. 3a–3c ist der Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit und Temperatur bei verschiedenen Drucken für drei verschiedene Granitproben auf Grund von Laboratoriumsmessungen dargestellt worden. Die prinzipielle Form entsprechender Kurven ist gleich, unterschiedlich ist nur das Niveau der Kurven, in dem sich die etwas unterschiedliche mineralogische Zusammensetzung widerspiegelt. Ähnlich verhalten sich auch basische Tiefengesteine (HUGHES et al., 1957), so dass es gerechtfertigt erscheint, für alle magmatischen und hochmetamorphen Gesteine ein derartiges Verhalten

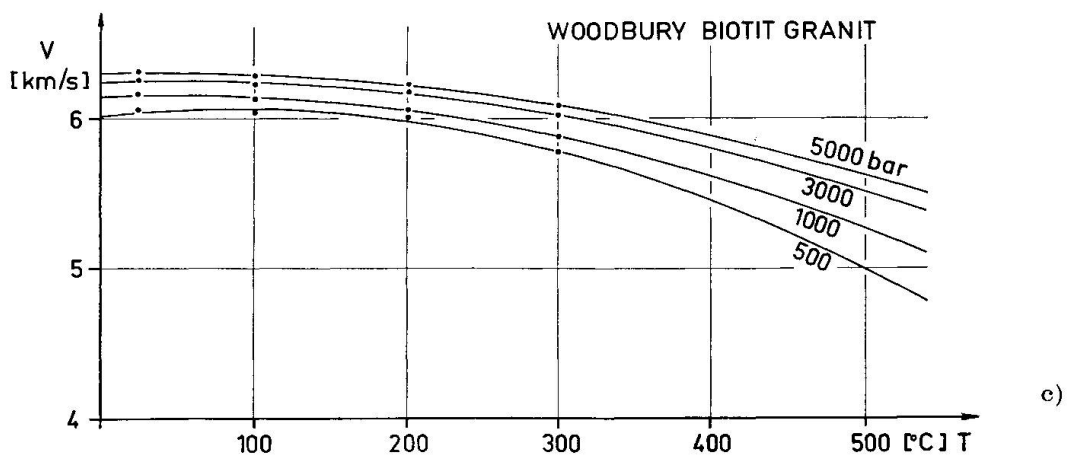
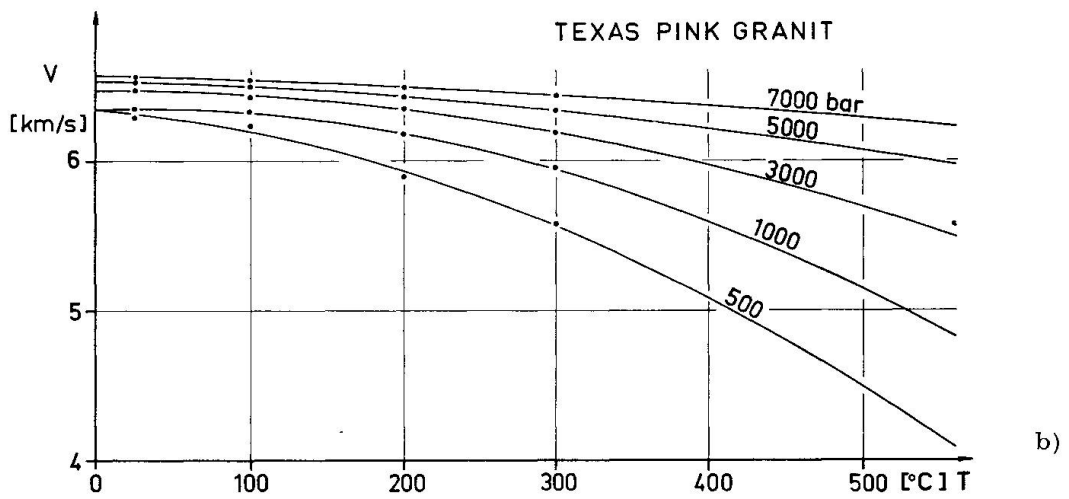
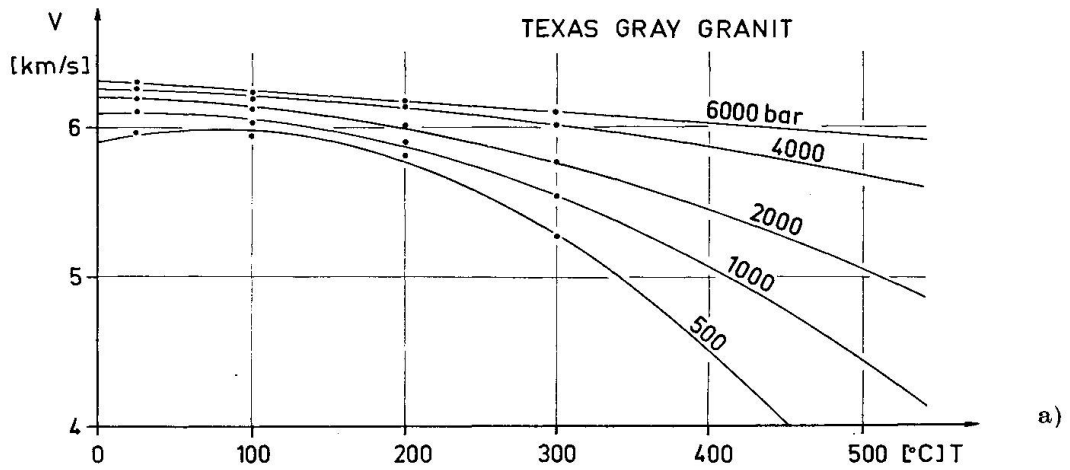


Fig. 3a-c. Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit und Temperatur bei verschiedenen Drucken (HUGHES et al., 1956).

gegenüber Druck und Temperatur vorauszusetzen. Um später aus den mit Hilfe der Refraktionsseismik bestimmten Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen Anhaltspunkte über die Temperaturverteilung in der Oberkruste zu gewinnen, wird von der Voraussetzung ausgegangen, dass der Texas-Gray-Granit als charakteristisch für die Oberkruste angesehen werden kann, und dass die an dieser Probe gemessenen Werte als Basis dienen können.

Da die Messungen nur bis 300°C vorgenommen werden konnten, ist der Kurvenverlauf unter der Annahme einer quadratischen Beziehung zwischen Geschwindigkeit und Temperatur mit Hilfe der Ausgleichsrechnung bis zu 500°C extrapoliert worden. Natürlich ist dieser erweiterte Bereich mit entsprechenden Vorbehalten zu verwenden. Aus dieser Darstellung lassen sich Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen für die Oberkruste für beliebige Temperaturverteilungen konstruieren.

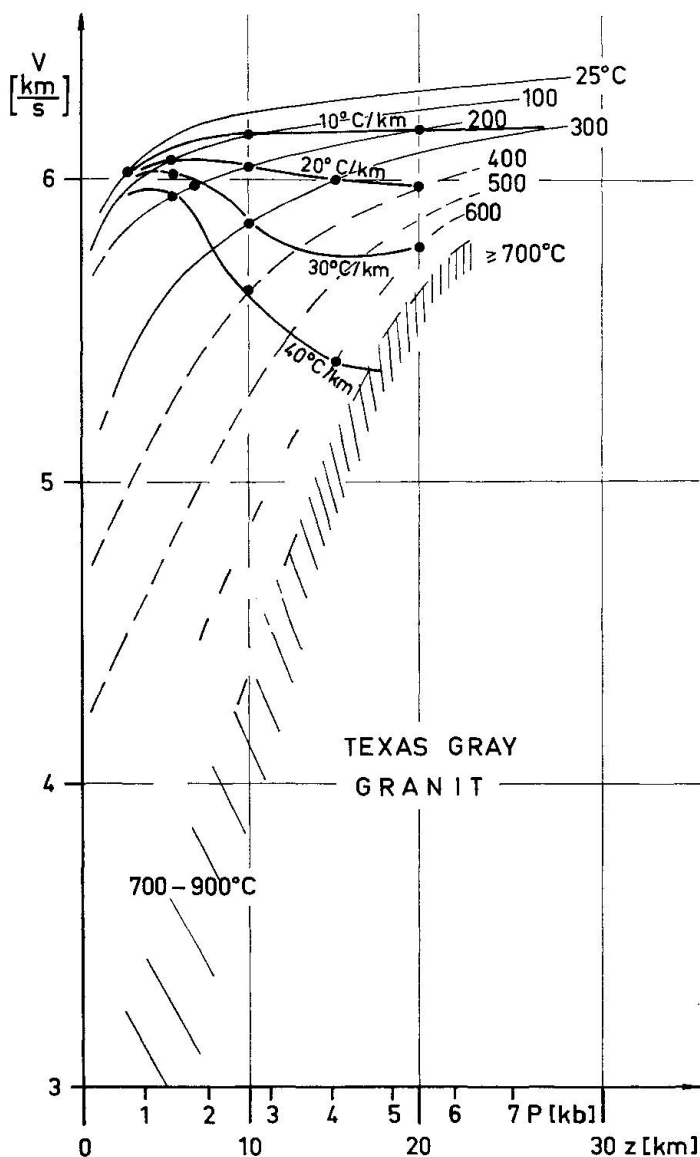


Fig. 4. Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit und Druck (Tiefe) mit der Temperatur als Parameter. Der gestrichelte Bereich soll die beginnende Anatexis charakterisieren. Eingezeichnet wurde die mögliche Extremlage, möglicherweise sind die Geschwindigkeitswerte vor einsetzender Aufschmelzung schon geringer als hier extrapoliert. Die starken Linien zeigen Tiefen-Geschwindigkeits-Funktionen für bestimmte geothermische Gradienten.

An der Basis der Oberkruste in 20–30 km Tiefe können Temperaturen von 650–750° C erreicht werden, so dass hier mit dem Auftreten von zumindest partieller Anatexis gerechnet werden muss. Wenn z. Z. auch noch keine Geschwindigkeitsmessungen an Proben in diesem hohen Temperaturbereich vorliegen, so muss doch vermutet werden, dass das Auftreten einer flüssigen Komponente die Geschwindigkeit der seismischen Wellen stark verringert. Bei einer Reihe von Metallen (Hg, Pb, Cd und Zn) beträgt das Verhältnis zwischen den Geschwindigkeiten in der festen und der flüssigen Phase 2 zu 1 (LANDOLT-BÖRNSTEIN, 1931, S. 1654). Überträgt man dieses Verhältnis unter allen Vorbehalten auf granitisches Material, so dürfte die Geschwindigkeit in einer vollständigen Schmelze wohl etwa bei 3 km/s liegen. An einem Beispiel wird später gezeigt, dass durchaus mit Geschwindigkeiten um 4 km/s in der unteren Oberkruste zu rechnen ist.

Die Messwerte der Laboratoriumsexperimente, die Extrapolationen und die zuletzt erwähnten Abschätzungen sind in dem Diagramm der Fig. 4 zusammengefasst worden. Ein Temperaturgradient unter 15° C/km verursacht keine merkliche Geschwindigkeitsverringering in der Oberkruste, übersteigt der Gradient jedoch schon den normalen Wert von 30° C/km, so tritt eine deutliche Inversion auf. Im Augenblick wäre es allerdings noch zu früh, wesentlich über diese qualitativen Aussagen hinauszugehen, da umfangreiche Messreihen an Gesteinsproben bislang fehlen.

Auf den Zusammenhang zwischen der Intensität der Geschwindigkeitsinversion in der Oberkruste und der Grösse des Wärmeflusses weisen bereits MÜLLER et al. (1966) hin.

3. Temperaturabschätzungen, abgeleitet aus Geschwindigkeitsmessungen

3.1. Oberkruste

3.11. Süddeutschland

MEISSNER (1967) und BRAM et al. (1968) haben krustenseismische Messungen, die in Süddeutschland im Raum von Augsburg durchgeführt wurden, interpretiert und kommen zu dem Ergebnis, dass die Geschwindigkeitsinversion in der Oberkruste im Tiefenbereich zwischen 10 und 20 km nur sehr schwach ist (0,1–0,2 km/s). Bezieht man die Kurve von MEISSNER für die Tiefe $z = 10$ km auf 6,2 km/s, so erreicht das Minimum der Kurve $v(z)$ den Temperaturbereich zwischen 200° und 300° C (Fig. 5) in 15–20 km Tiefe. Auf das Areal des jungen Vulkanismus in SW-Deutschland kann dieses Ergebnis nicht übertragen werden, da hier die Kruste vermutlich stärker erwärmt ist.

3.12. Alpen-Nordrand

Die Registrierungen des am Alpen-Nordrand zwischen den Bayrischen Alpen und dem Salzkammergut beobachteten Refraktionsprofils Eschenlohe-E

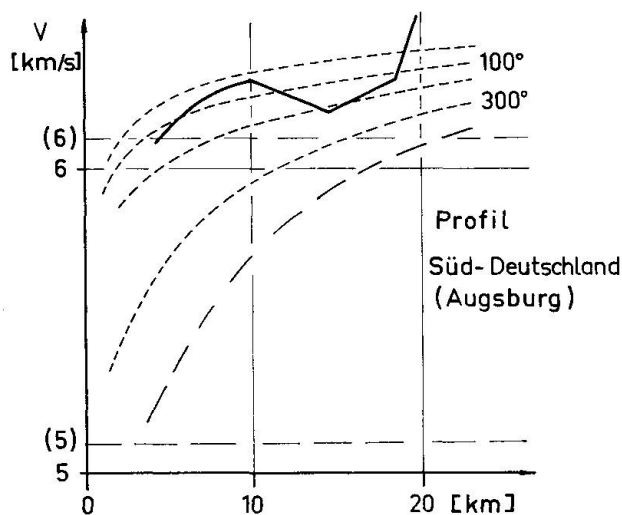
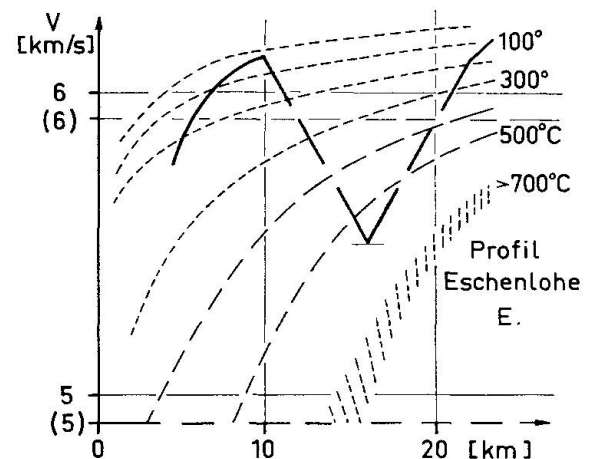


Fig. 5. Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion des Profils bei Augsburg (MEISSNER, 1967), eingetragen in das Diagramm der Fig. 4. Die Ordinatenwerte ohne Klammer beziehen sich auf die gemessene Geschwindigkeitsfunktion. Das Diagramm der Fig. 4 ist so eingetragen worden, dass bei $z=10$ km der Wert $v=6,2$ km/s auf der gemessenen Kurve liegt. Entsprechend der Darstellung von KOSCHYK (1969) ist die Funktion innerhalb der Inversionszone in Dreiecksform angegeben. Die Tiefenlage des Geschwindigkeitsminimums innerhalb dieser Zone ist nicht festgelegt. Diese Form dürfte den tatsächlichen Verlauf der Geschwindigkeit besser beschreiben als die vielfach gebrauchte Rechtecksform, die die einfachste Näherung darstellt.

Fig. 6. Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion des Profils Eschenlohe-E (Alpen-Nordrand). Weitere Erläuterungen siehe Fig. 5 (GIESE 1968; KOSCHYK 1969).



lassen bereits eine deutliche Inversion im unteren Teil der Oberkruste erkennen (GIESE, 1968; KOSCHYK, 1969). Führt man die Normierung wieder für $z=10$ km durch, so liegt das Minimum der Funktion $v(z)$ im Intervall zwischen 500 und 700°C (Fig. 6). Da die Unterseite der Inversionszone nicht tiefer als $22\text{--}24$ km liegen kann, muss angenommen werden, dass in $15\text{--}20$ km Tiefe Temperaturen um 600°C oder auch noch darüber erreicht werden.

3.13. Ostalpen

Aus dem Alpen-Querprofil zwischen den Bayrischen Alpen und den Dolomiten (Profil Eschenlohe-Lago Lagorai) resultiert eine noch intensivere Geschwindigkeitsinversion, deren Minimum in $15\text{--}25$ km Tiefe unter 5 km/s liegt und somit in den Temperaturbereich über 700°C hineinreicht (Fig. 7). Während im Alpenvorland in der unteren Oberkruste heute nicht mit partieller Anatexis zu rechnen ist, muss unter den Zentralalpen mit einer rezente Teil-aufschmelzung gerechnet werden.

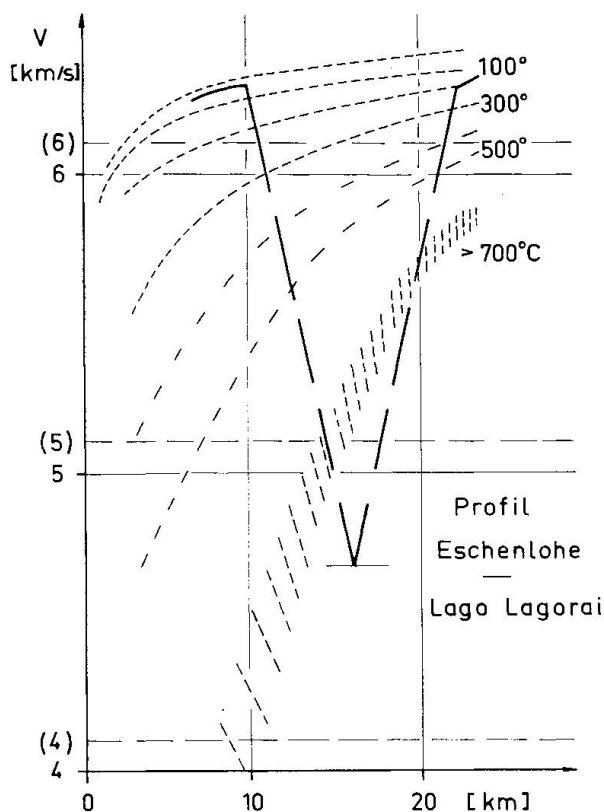


Fig. 7. Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion des Profils Eschenlohe-Lago Lagorai (Ostalpen) (GIESE 1966). Weitere Erläuterungen siehe Fig. 5.

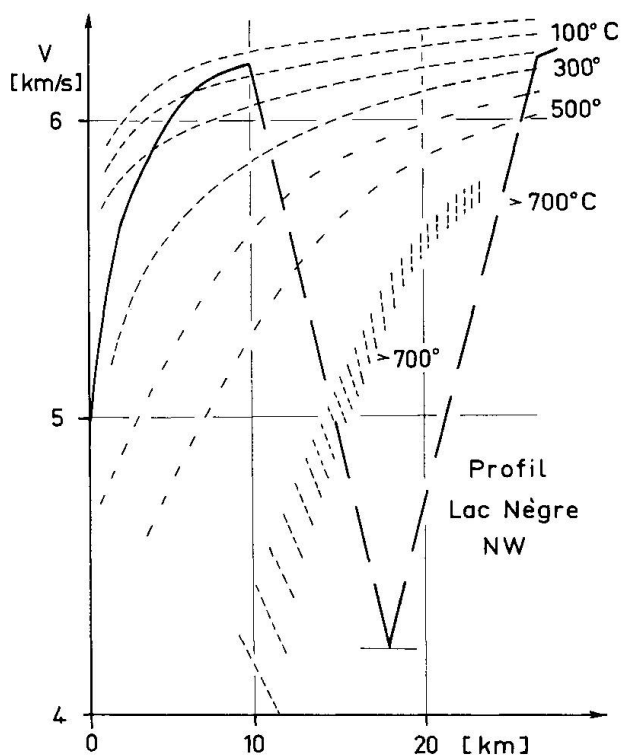


Fig. 8. Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion des Profils Lac Nègre-NW (französische Westalpen) (GIESE, 1966). Weitere Erläuterungen siehe Fig. 5.

3.14. Südliche Westalpen

Die intensivste Geschwindigkeitsinversion ist unter dem südlichen Ende der Westalpen zu beobachten. Diese Zone geringerer Geschwindigkeit erstreckt sich sogar bis unter das Schwerehoch der Ivrea-Zone. Aus einem Refraktionsprofil, welches vom Mercantour-Massiv nach NW verläuft (Profil Lac Nègre-NW) ergibt sich eine Geschwindigkeitsfunktion mit einer äusserst ausgeprägten Inversion zwischen 10 und 22 km Tiefe (Fig. 8). Hier werden fast Werte um 4 km/s erreicht, so dass kaum noch Zweifel möglich sind, dass die untere Oberkruste im Tiefenbereich zwischen 15 und 20 km wenigstens teilweise aufgeschmolzen ist. Auch petrographische Befunde sprechen dafür, dass an der Westseite des Ivrea-Schwerehochs eine erhöhte Durchwärmung der Erdkruste stattgefunden hat (z. B. BEDERKE, 1963).

3.2 Unterkruste

Der positive Geschwindigkeitsgradient in der Unterkruste weist daraufhin, dass sich in dieser Zone ein mehr oder minder kontinuierlicher Übergang von

sauren zu basischen und ultrabasischen Gesteinen vollziehen muss. Geschwindigkeitsänderungen werden daher hier weniger durch unterschiedliche Temperaturen als vielmehr durch Materialänderungen bestimmt. Der Aufbau der Unterkruste ist aber noch nicht so genau bekannt, um aus der Geschwindigkeit Temperaturabschätzungen vornehmen zu können

3.3. Oberer Mantel

Abgesehen von tektonisch aktiven Gebieten zeigt der obere Mantel zwischen 30 und 100 km Tiefe eine relativ homogene Struktur. Im oberen Mantel ist der Temperaturgradient kleiner als in der Kruste (etwa $10\text{--}15^\circ\text{C/km}$ [LUBIMOVA, 1967]). Überträgt man die prinzipiellen Gesetzmässigkeiten zwischen Geschwindigkeit, Temperatur und Druck, wie sie bei Graniten und Gabbros gefunden wurden, auf ultrabasische Gesteine, so müsste sich bei einem Gradienten von $10\text{--}20^\circ\text{C/km}$ gerade der Wechsel von einem positiven Geschwindigkeitsgradienten zu einem negativen vollziehen. Gibt es hierfür Beispiele?

3.31. Süddeutschland

Vom bereits erwähnten Schusspunkt Eschenlohe (südlich von Murnau) am Alpen-Nordrand erstreckt sich ein Fächer von Refraktionsprofilen in das süddeutsche Dreieck. Wie aus den Seismogramm-Montagen, die PRODEHL (1965) veröffentlicht hat, zu entnehmen ist, tritt die für den oberen Mantel charakteristische Welle P_n in den Registrierungen im NE-Sektor von Eschenlohe deutlich auf, nicht aber in denen aus dem NW-Sektor (Raum Schwäbische Alb). Das Verschwinden der P_n -Welle kann durch einen schwachen negativen Geschwindigkeitsgradienten im oberen Mantel gedeutet werden, d. h. unter der Fränkischen Alb dürfte die Temperatur des oberen Mantels etwas geringer als unter der Schwäbischen Alb sein.

Anomal niedrige Geschwindigkeitswerte ($7,5\text{--}7,7\text{ km/s}$) treten im oberen Mantel im Bereich des Oberrheintal-Grabens auf (u. a. ANSORGE et al., 1970; MEISSNER et al., 1970). Vielfach wird für diese Zone anomaler Geschwindigkeit auch der Ausdruck „Kissen“ gebraucht, der insofern nicht sehr zutreffend ist, da deren Unterseite nicht prägnant vom übrigen oberen Mantel getrennt ist. Es liegen hier ähnliche Geschwindigkeitsverhältnisse wie unter den mittelozeanischen Rücken und unter anderen Grabensystemen vor. Da trotz erhöhter Wärmezufuhr ein positiver Geschwindigkeitsgradient vorhanden ist, muss der oberste Mantel hier aus einem Material bestehen, dessen Dichte mit der Tiefe zunimmt.

Im süddeutschen Raum lassen sich also drei Regionen unterscheiden:

1. Region mit normalen Geschwindigkeitswerten und einem schwachen positiven Gradienten;

2. Region mit einem annähernd normalen Geschwindigkeitswert aber einem schwachen negativen Gradienten und
3. Region mit anomal niedrigen Geschwindigkeitswerten und einem positiven Gradienten.

Die Temperatur nimmt von Zone 1 über 2 nach 3 zu, eine über diese qualitative Aussage hinausgehende Angabe ist heute noch nicht möglich.

3.32. Alpen

Unter den Alpen liegt die Grenze Kruste/Mantel etwa 20 km tiefer als im Vorland. Dennoch sind die für den oberen Mantel gemessenen Geschwindigkeiten für beide Areale etwa gleich, nämlich 8,0–8,2 km/s. Daraus muss der Schluss gezogen werden, dass die Geschwindigkeitserhöhung infolge der Druckzunahme durch den gegensinnig wirkenden Temperatureffekt gerade kompensiert wird. Im Bereich der Zentralalpen kann der Temperaturgradient in der Unterkruste und im oberen Mantel kaum höher als 10° C/km sein, anderenfalls dürften die P_n -Einsätze nicht mehr auftreten.

Die junge Metamorphose in den Zentralalpen lässt vermuten, dass hier ein erhöhter Wärmefluss aus dem oberen Mantel stattfinden muss. Die Ergebnisse der seismischen Beobachtungen sprechen nicht dafür. So drängt sich der Verdacht auf, dass die Gesteine der Zentralalpen ihre erhöhte Wärmezufuhr nicht in ihrer heutigen Position, sondern in einer älteren Lage mit einem stärkeren Wärmefluss aus dem oberen Mantel erhalten haben. Im Zuge der alpinen Orogenese könnten somit die Decken der metamorphen Gesteine auch zum Transport einer „Wärmeanomalie“ gedient haben. Der Metamorphosesprung an der Insubrischen Linie, der sich sowohl im Grad der Metamorphose als auch im Alter ausdrückt, stützt diese These. Hiermit soll aber nicht die Möglichkeit ausgeschlossen werden, dass sich eine schwächere Regionalmetamorphose infolge einer Absenkung überlagert.

3.33. Südalpen, Poebene und Apennin

Der obere Mantel südlich der Periadriatischen Linie unterscheidet sich von dem des alpinen und des nördlichen Alpenvorlandes. Die Geschwindigkeit im oberen Mantel liegt unter 8 km/s und der Bereich bis 100 km Tiefe weist eine sehr inhomogene Struktur in Form von eingelagerten Zonen geringerer Geschwindigkeit auf. Detailangaben werden erst in einigen Jahren möglich sein, wenn die Ergebnisse der geplanten Messungen vorliegen werden.

4. Bedeutung für die Tektonik

Die Ergebnisse der seismischen Messungen haben gezeigt, dass im süddeutschen Raum und in den Alpen in der unteren Oberkruste und im obersten

Mantel laterale Temperaturgradienten in der Grössenordnung von 300° C auf 100–200 km auftreten können. Welche Folgerungen ergeben sich daraus für die Tektonik?

Die erhöhte thermische Ausdehnung ist so gering, dass sie nur äusserst geringe Effekte zur Folge hat. Auch die damit verbundene Dichteabnahme, in derselben Grössenordnung von 10^{-6} , ist vernachlässigbar klein gegenüber materialbedingten Dichteinhomogenitäten.

Von Bedeutung sind dagegen die Erscheinungen, die infolge eines übernormalen Temperaturgradienten in der unteren Oberkruste auftreten können. Mit der Bildung einer flüssigen Komponente wird die Scherfestigkeit der Gesteine herabgesetzt, und damit ist die Voraussetzung für eine Ablösung von Platten krustalen Ausmasses geschaffen. Die Kristallindecken der Ötztal- und Silvretta-Masse konnten sich auf diese Art vom Untergrund trennen. Auch die Masse des Südalpen-Poebenen-Blockes könnte sich auf die gleiche Weise vom primären (präalpinen) Untergrund abgelöst haben (GIESE et al., 1970).

Eine regionale Anatexis ist nur durch erhöhte Wärmezufuhr aus dem oberen Mantel möglich. Für den Transport von Wärmemengen kommt wahrscheinlich Material in Frage, das aus dem tieferen oberen Mantel aufsteigt. Vermutlich ist mit diesem Prozess eine Aufwölbung der Erdkruste verbunden, so dass geneigte Abscherungsflächen entstehen. Eine Gravitationsgleitung, wie sie z. B. VAN BEMMELEN (1960) vorschlägt, kann sich ausbilden. – Die Entstehung von Abscherungshorizonten an der Unterseite der Oberkruste in Verbindung mit geneigten Flächen verhindert es wohl auch, dass die sialische Kruste (Oberkruste) mächtiger als 20–30 km wird.

Zwei weitere Erscheinungen sind mit der Bildung von Schmelzen verbunden. Die flüssige Komponente hat eine geringere Dichte als die ihr entsprechende feste Phase. Bei vollständiger Anatexis nimmt z. B. die Dichte von Diabasen um 8–10% ab (CLARK, 1966). Zwischen 5 und 10% dürfte auch die Volumenvergrösserung bei sialischen Gesteinen liegen, wenn sie vollständig aufgeschmolzen sind. Die mit der Volumenvermehrung verbundene Dichteverringering schafft eine Dichteinversion, die zu einer Instabilität führt. Diese bleibt auch dann noch erhalten, wenn das granitische Magma erstarrt ist, da Granit eine geringere Dichte hat als chemisch gleiche Gesteine der Mesozone (BEDERKE, 1963). Diese wenigen Bemerkungen sollten andeuten, welche Aussagen sich aus einer detaillierten Erforschung der Erdkruste und des oberen Erdmantels mit Hilfe seismischer Methoden gewinnen lassen.

Literatur

- ANSORGE, J., D. EMTER, K. FUCHS, J. P. LAUER, St. MÜLLER und E. PETERSCHMITT (1970): Structure of the Crust and Upper Mantle in the Rift System around the Rhinegraben. Graben Problems, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart, Nägele & Obermiller, S. 190–197.

- BEDERKE, E. (1963): Densité, anomalies de gravité et métamorphisme dans les Alpes occidentales. Chapitre II D, 5 S. in *Séismologie Année Géophysique Int.*, C.N.R.S., Sé. XII, Fasc. 2.
- BRADLEY, R. S., A. K. JAMIL und D. C. MUNRO (1964): The electrical conductivity of olivine at high temperatures and pressures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 28, S. 1669 to 1678
- BRAM, K. und P. GIESE (1968): Die Geschwindigkeitsverteilung der P-Welle in der Erdkruste im Raum Augsburg (Süd-Deutschland). Ergebnisse und Vergleich zweier seismischer Messungen. *Z. Geophys.* 34, S. 611–626.
- CLARK, S. P. (1966): *Handbook of Physical Constants*. Geol. Soc. America, Memoir 97, S. 1–587.
- GIESE, P. (1966): Versuch einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeitkurven sowie eine geologische Deutung, 1968. Veröffentl. d. Inst. f. Meteorologie u. Geophys. Berlin, Bd. 1, H. 2, 202 S.
- (1968): The Structure of the Earth's Crust in Central Europe, an Attempt of Data Generalization. *German Research Group for Explosion Seismology*. Europ. Seism. Com., Leningrad, 30 S.
- GIESE, P., K. GÜNTHER und K. J. REUTTER (1968): Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 120, S. 151–195.
- HUGHES, D. S. und C. MAURETTE (1956): Variation of Elastic Wave Velocities in Granites with Pressure and Temperature. *Geophys.* 21 (2), S. 277–284.
- (1957): Variation of Elastic Wave Velocities in Basic Igneous Rocks with Pressure and Temperature. *Geophys.* 22, S. 23–31.
- KOSCHYK, K. (1969): Beobachtungen zur Erforschung der Erdkruste mit der Methode der Refraktions-Seismik längs der beiden Profile Eschenlohe-SE und Eschenlohe-E in den Ostalpen 1965–1969. Dipl.-Arb., Inst. Ang. Geophysik, Univ. München, 48 S.
- LANDOLT-BÖRNSTEIN (1931): *Physikalisch-Chemische Tabellen*. 5. Aufl., 2. Ergänzungsband, 2. Teil, J. Springer-Verl., Berlin.
- LOSECKE, W. (1969): Ergebnisse magnetotellurischer Messungen bei Speyer. Graben Problems, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart, Nägele & Obermiller, S. 242–243.
- LUBIMOVA, E. A. (1967): Theory of Thermal State of the Earth's Mantle, S. 232–326 in *The Earth's Mantle*, edited by Gaskell Academic Press, London and New York.
- MEISSNER, R. (1967): Zum Aufbau der Erdkruste, Ergebnisse der Weitwinkelmessungen im bayrischen Molassebecken. *Gerlands Beitr. Geophys.*, 76, S. 211–254 u. 295–314.
- MEISSNER, R., H. BERCKHEMER, R. WILDE und M. PORSADeg (1970): Interpretation of Seismic Refraction Measurements in the Northern Part of the Rhinegraben. "Graben-Problems", Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele & Obermiller), S. 184 bis 189.
- MÜLLER, ST. und M. LANDISMAN (1966): Seismic Studies of the Earth's Crust in Continents. Part I, Evidence for a Low-Velocity Zone in the Upper Part of the Lithosphere. *Geophy. J., R.A.S.* 10, S. 525–538.
- PRODEHL, C. (1965): Struktur der tieferen Erdkruste in Südbayern und längs eines Querprofiles durch die Ostalpen, abgeleitet aus refraktionsseismischen Messungen bis 1964. *Boll. Geof.* 25, VII, S. 35–88.
- RIKITAKE, T. (1959): Anomaly of Geomagnetic Variations in Japan. *Geophys. J.*, 2, S. 276.

- SCHMUCKER, U. (1964): Anomalies of Geomagnetic Variations in the Southwestern United States, *J. Geomagn. Geoelect.*, 15, S. 193–220.
- SCHULT, A. und M. SCHÖBER (1969): Measurement of electrical conductivity of natural olivine at temperatures up to 950° C and pressures up to 42 kbar. *Z. Geophys.*, 35, S. 105–112.
- UYEDA, S. und K. HÖRAI (1964): Terrestrial Heat Flow in Japan. *J. Geophys. Res.* 69, S. 2121–2141.
- VAN BEMMELEN, R. W. (1960): Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. *Geol. Rdsch.*, 50, S. 474–499.

Manuskript eingegangen am 30. November 1970.

Nachtrag

Nach der Einsendung des Manuskriptes ist von FIELITZ (1971) eine Arbeit erschienen, in der der Zusammenhang zwischen Schallgeschwindigkeit, Druck und Temperatur experimentell für eine Reihe von Gesteinen untersucht wird. Im Gegensatz zu HUGHES und MAURETTE arbeitet FIELITZ bei konstantem Druck bei etwa 4 kbar, vermag dafür aber die Temperatur bis zu maximal 700° C zu steigern. Nach diesen Messungen ist der Temperatureffekt bezüglich der Geschwindigkeiterniedrigung nicht ganz so stark wie bei HUGHES und MAURETTE. Dies hätte zur Folge, dass die Minima in Fig. 4 sich etwa um die Hälfte abschwächen. Da aber die seismisch ermittelten Geschwindigkeitsverringerungen bestehen bleiben, müssten die Temperaturen in der Erdkruste auf Grund dieser neuen Messungen höher als hier abgeschätzt sein. Auch dürfte der Anteil der partiellen Anatexis stärker sein als bisher vermutet.

- FIELITZ, K. (1971): Untersuchungen zur Temperaturabhängigkeit von Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeiten in Gesteinen unter erhöhtem Druck. Diss. Techn. Univ. Clausthal, 111 S.