

Werk

Jahr: 1976

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 Z NAT 2148:42

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN1015067948_0042

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN1015067948_0042

LOG Id: LOG_0024

LOG Titel: Die Gesteinsradioaktivität und ihr Einfluß auf das Temperaturfeld in der kontinentalen Kruste

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN1015067948

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN1015067948>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=1015067948>

Terms and Conditions

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

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

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

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

Contact

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

Original Investigations

Die Gesteinsradioaktivität und ihr Einfluß auf das Temperaturfeld in der kontinentalen Kruste*

L. Rybach

Institut für Geophysik, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, CH-8093 Zürich, Schweiz

The Radioactivity of Rocks and Its Influence on the Temperature Field in the Continental Crust

Abstract. The heat produced in a given rock depends on the amounts of uranium, thorium and potassium present (1 ppm U = 0.718 cal/g y; 1 ppm Th = 0.193 cal/g y; 1% K = 26.2 μ cal/g y). Direct observations as well as inference from seismic data by means of an empirical relationship between compressional wave velocity V_p and heat production A show that A decreases exponentially with depth in continental crust in many regions. For a given surface heat flow, the higher the radioactivity of the surface rocks and the stronger the decrease with depth, the lower are the corresponding crustal temperatures.

The decrease of A with depth in the upper crust is less pronounced in the northern Alpine Foreland than in the Central Alps. Temperature-depth profiles, calculated for steady-state conduction models of these regions indicate that the zone of velocity and density inversion in the upper crust can not be explained by the presence of partially molten material.

Key words: Radioactivity of rocks – Heat flow – Temperature field – Crustal petrology.

1. Einleitung

Die Kenntnis der Temperaturverteilung in der Erdkruste und im Erdmantel ist für zahlreiche Probleme, wie z.B. für die Deutung geodynamischer Vorgänge, für die Beurteilung der Materialeigenschaften in größeren Tiefen und für die Interpretation petrologischer Daten von ausschlaggebender Bedeutung. Direkten Temperaturmessungen ist nur ein sehr beschränkter, oberflächennaher Bereich der Erdkruste zugänglich; in tieferliegenden Bereichen kann das Temperaturfeld nur durch Modellrechnungen erfaßt werden. Solche Modellrechnungen sind u.a.

* Vortrag, gehalten an der 35. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft in Stuttgart

Mitteilung Nr. 127 aus dem Institut für Geophysik, Eidgenössische Technische Hochschule, CH-8093 Zürich/Schweiz

Tabelle 1. Radiogene Wärmeproduktion in magmatischen Gesteinen (Mittelwerte). Daten aus Rybach (1973). 1 HGU = 10^{-13} cal/cm³ sec, 1 HFU = 10^{-6} cal/cm² sec

Gestein	ρ (g/cm ³)	A (HGU)	Δq^a (HFU)
Granit/Rhyolit	2,67	5,85	$5,9 \cdot 10^{-2}$
Granodiorit/Dacit	2,72	3,55	$3,6 \cdot 10^{-2}$
Diorit, Quarzdiorit/Andesit	2,82	2,59	$2,6 \cdot 10^{-2}$
Gabbro/Basalt	2,98	0,74	$7,4 \cdot 10^{-3}$
Ultramafit	{ Peridotit	3,23	$2,8 \cdot 10^{-4}$
	{ Dunit	3,28	$4,5 \cdot 10^{-5}$

^a Beitrag einer 1 km mächtigen Schicht zum Oberflächen-Wärmefluß

insbesondere für die sinnvolle Interpretation von magnetotellurischen Messungen unerläßlich.

Für einfache Temperaturabschätzungen genügen eindimensionale Modelle, um die Temperatur als Funktion einer einzigen Raumkoordinate, der Tiefe z , anzugeben. Für solche Modellrechnungen benötigt man im wesentlichen drei Eingangsdaten:

- Oberflächen-Wärmefluß $q(o)$, bestimmbar aus Temperaturgradient dT/dz und Gesteins-Wärmeleitfähigkeit K : $q(o) = K(dT/dz)$,
- vertikale Verteilung der Wärmeleitfähigkeit $K(z)$,
- Verteilung der internen Wärmequellen $A(z)$.

Im folgenden soll auf den Einfluß der internen Wärmequellen auf das Temperaturfeld eingegangen werden und zwar speziell in der kontinentalen Kruste im Alpen- und Voralpen-Bereich.

Als interne Wärmequellen kommen in der Erdkruste und im Erdmantel die natürlichen Radioisotope in Frage, deren Zerfallsenergie sich in unmittelbarer Nähe der zerfallenden Atome in Wärme umwandelt (Hurley und Fairbairn, 1953). Die Wärmeproduktion durch radioaktive Isotope pro Volumeneinheit (A) eines gegebenen Gesteins ist mit dessen Uran-, Thorium- und Kalium-Gehalten direkt proportional:

$$A(\text{HGU}) = 0,317 \rho (0,718 c_U + 0,193 c_{Th} + 0,262 c_K), \quad (1)$$

wo ρ die Dichte des Gesteins (g/cm³), c_U und c_{Th} die Uran- bzw. Thorium-Gehalte des Gesteins (ppm) und c_K den Kalium-Gehalt (%) bedeuten. 1 HGU = 10^{-13} cal/cm³sec. Die Zahlenfaktoren im Klammerausdruck sind die revidierten Konstanten der Wärmeproduktion für U, Th und K (Rybach, 1973). Die Gesteinsradioaktivität, bedingt durch die U-, Th- und K-Gehalte, variiert von Gesteinstyp zu Gesteinstyp über mehrere Größenordnungen. Diese Variation widerspiegelt das geochemische Verhalten der Elemente U, Th und K während der gesteinsbildenden Prozesse (magmatische Differentiation, Sedimentation, Metamorphose). In Tabelle 1 sind charakteristische Mittelwerte für magmatische Gesteine zusammengestellt. Ein eindeutiger Trend ist ersichtlich: die Gesteinsradioaktivität nimmt mit zunehmender Basizität der Gesteine ab, was mit einer Dichte-Zunahme gekoppelt ist. In magmatischen Gesteinen wird also die Gesteinsradioaktivität

Tabelle 2. Radiogene Wärmeproduktion in metamorphen Gesteinen mit granodioritischem Pauschalchemismus. Daten aus Heier und Adams (1965)

Metamorphosegrad	ρ (g/cm ³)	A^a HGU	Δq HFU
Grünschiefer-/Amphibolit-Fazies (niedrig)	2,70	7,54	$7,5 \cdot 10^{-2}$
Amphibolit-Fazies (hoch)	↓	2,83	$2,8 \cdot 10^{-2}$
Granulit-Fazies (niedrig)	↓	1,75	$1,8 \cdot 10^{-2}$
Granulit-Fazies (hoch)	2,90	1,07	$1,1 \cdot 10^{-2}$

^a Berechnet mit $\bar{\rho} = 2,75 \text{ g/cm}^3$

durch den Gesteinschemismus bestimmt. Bei metamorphen Gesteinen ist die Gesteinsradioaktivität, selbst bei isochemischen Gesteinstypen, abhängig vom Metamorphosegrad (Tabelle 2). Sedimentgesteine, welche am Aufbau der Erdkruste prozentual nur wenig beteiligt sind, haben – insbesondere Kalke und Dolomite – sehr niedrige Wärmeproduktion. Näheres über den Zusammenhang Gesteinsradioaktivität-Gesteinschemismus s. in Rybach (1976).

2. Die vertikale Verteilung der Wärmeproduktion in der kontinentalen Kruste

Die Verteilung der radioaktiven Wärmequellen bestimmt auch das Temperaturfeld. Einfache Überschlagsrechnungen zeigen, daß die Wärmeproduktion in der kontinentalen Kruste mit der Tiefe abnehmen muß. Direkte Informationen über die Art der Abnahme sind nur spärlich vorhanden (Lachenbruch und Bunker, 1971; Swanberg, 1972; Rybach, 1973; Hawkesworth, 1974); alle diese Untersuchungen weisen jedoch auf eine Abnahme nach dem Exponentialgesetz hin:

$$A(z) = A(o) \exp(-z/H), \quad (2)$$

wo $A(o)$ die Wärmeproduktion an der Erdoberfläche und H das logarithmische Dekrement bedeuten (bei $z=H$ ist $A(z) = A(o)/e$). H ist ein Maß für die Abnahme: bei großem H -Wert nimmt die Radioaktivität langsam ab und umgekehrt. Der Beitrag einer Gesteinsschicht mit der Mächtigkeit h und mit exponentiell mit der Tiefe abnehmender Wärmeproduktion zum Oberflächenwärmefluß $q(o)$ ist

$$\Delta q = \int_0^h A(z) dz = \int_0^h A(o) \exp(-z/H) dz = HA(o) \{1 - \exp(-h/H)\}. \quad (3)$$

Um den Einfluß von H auf das Temperaturfeld zu demonstrieren, wurden einfache Modellrechnungen durchgeführt gemäß der Formel in Abb. 1. Es wurde dabei mit zwei verschiedenen H - und $A(o)$ -Werten gerechnet, da diese Größen $T(z)$ auf gleiche Weise beeinflussen. Aus der Formel in Abb. 1 folgt nämlich

$$dT/dz = (1/K)q(o) + \{\exp(-z/H) - 1\} HA(o)/K, \quad (4)$$

ferner

$$(dT/dz)_{z \ll H} \approx q(o)/K \quad \text{und} \quad (dT/dz)_{z \gg H} \approx (1/K) \{q(o) - HA(o)\}. \quad (5)$$

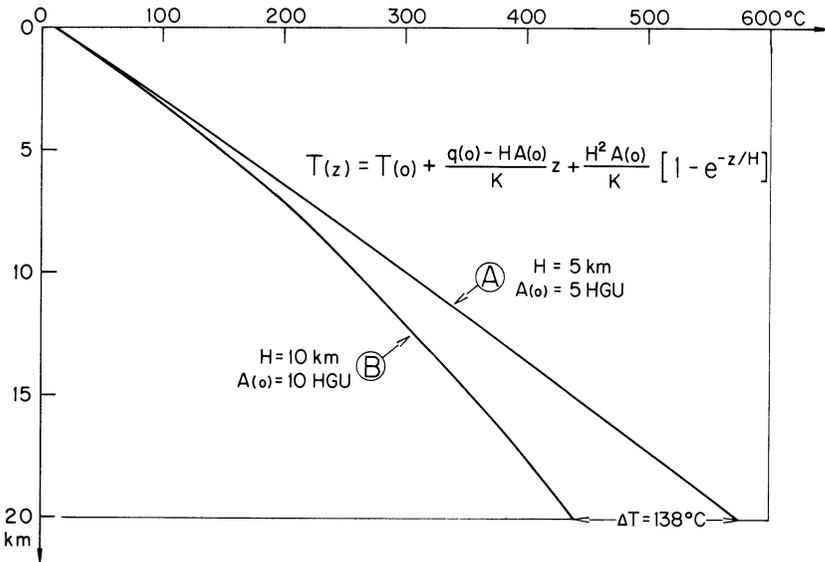


Abb. 1. Einfluß der Gesteinsradioaktivität auf das Temperaturfeld. $A(o)$ ist die radiogene Wärme-
 produktion an der Oberfläche, H das logarithmische Dekrement der exponentiellen Abnahme. Be-
 rechnung gemäß der Formel von Lachenbruch (1968) mit $q(o) = 1,75$ HFU und mit $K = 5,0 \cdot 10^{-3}$ cal/
 cm, sec, $^\circ\text{C}$. Modell (A) mit der niedrigeren, mit der Tiefe rascher abnehmenden Wärmeproduktion
 ergibt die höheren Temperaturen. Gemessene Temperaturwerte in Deutschland (bis max. 7 km Tiefe,
 s. Hürtig und Schlosser, 1973; Haenel, 1975) liegen zwischen den Kurven (A) und (B).

Man sieht daraus, daß in größeren Tiefen der Temperaturanstieg umso größer ist, je *kleiner* H und/oder $A(o)$ sind. Danach spielt H eine dominierende Rolle. Die bisher vorliegenden Untersuchungen (Lachenbruch und Bunker, 1971; Swanberg, 1972; Rybach, 1973; Hawkesworth, 1974) haben gezeigt, daß H in der Größenordnung von einigen Kilometern liegt und daß der H -Wert von Gebiet zu Gebiet variiert. Die geochemischen Vorgänge, welche zu einer Tiefenverteilung der wärmeproduzierenden Radioisotope in der kontinentalen Kruste nach dem Exponentialgesetz geführt haben, sind bei weitem noch nicht klar; es sind nur Lösungsansätze vorhanden (Turcotte und Oxburgh, 1972; Rybach und Labhart, 1973; Albarede, 1975). Es ist also selbst bei genauer Kenntnis der petrologischen Struktur und der geologischen Vergangenheit eines gegebenen Gebietes keine Voraussage des H -Wertes möglich, was aber zu Temperaturberechnungen für das betreffende Gebiet unerlässlich wäre.

Im nachstehenden wird eine Methode vorgeschlagen, mit welcher die vertikale Verteilung der radioaktiven Wärmeproduktion, $A(z)$, aus seismischen Daten (Verteilung der Kompressionswellen-Geschwindigkeit, $V_p(z)$) bestimmt werden kann. Gestützt auf die in Rybach (1973) näher beschriebene empirische Beziehung zwischen A und V_p , kann aus einer gegebenen $V_p(z)$ -Struktur (z.B. Profil Eschenlohe-Lago Lagorai, Abb. G 31.2 in Giese, 1968) die entsprechende $A(z)$ -Verteilung bestimmt werden. Wie aus Abb. 2 ersichtlich, ergeben sich bezüglich $A(z)$ regionale Unterschiede zwischen Alpenvorland (Profil Böhmischesbrück-Eschenlohe) und Alpengebiet (Eschenlohe-Lago Lagorai). In der *oberen Kruste* liegt

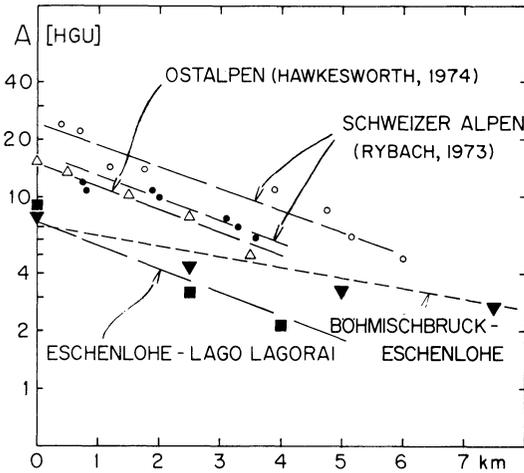


Abb. 2. Exponentielle Abnahme der radiogenen Wärmeproduktion (A) mit der Tiefe ($1 \text{ HGU} = 10^{-13} \text{ cal/cm}^3 \text{ sec}$). Oben: Resultate direkter Bestimmungen (Punkte, kleine Dreiecke). Unten: Wärmeproduktionswerte, aus seismischen Daten ermittelt (s. Text). Die Abnahme erfolgt in den Alpen schneller als im nördlichen Alpenvorland (Profil Böhmischesbrück-Eschenlohe)

demnach im Alpen- und Voralpen-Gebiet eine exponentielle Abnahme der Wärmeproduktion mit lokal unterschiedlichem Dekrement H vor.

Was die Wärmeproduktionsverteilung in tieferen Krustenbereichen betrifft, so kann folgendes festgehalten werden: die Zone geringerer seismischer Geschwindigkeiten („Inversionszone“) in der *mittleren Kruste* (etwa im Tiefenbereich zwischen 10 und 20 km, siehe z.B. Giese, 1968; Choudhury *et al.*, 1971; Makris, 1971) zeichnet sich im Bild der Wärmeproduktion nicht ab. Die unserer $A(V_p)$ -Beziehung wesensverwandte NAFE-DRAKE-Beziehung $\rho(V_p)$ ist innerhalb der Inversionszone ebenfalls nicht gültig (Makris, 1971, S. 38). Das Vorhandensein einer Gesteinszone mit sprunghaft erhöhter, der Geschwindigkeitsinversion entsprechender Wärmeproduktion in der mittleren Kruste ist außerdem aus geochemisch-petrologischen Gründen unwahrscheinlich: eine derartige Konzentrationsverteilung der natürlichen Radioisotope kann im p/T -Gefälle der mittleren Kruste nicht bestehen. Für die nachfolgenden Modellrechnungen wurden deshalb in der Inversionszone konstante Werte eingesetzt, die zwischen jenen Werten liegen, welche knapp ober- und unterhalb der Inversionszone mit Hilfe der $A(V_p)$ -Beziehung (Rybach, 1973) ermittelt wurden.

In der *unteren Kruste* nimmt die Wärmeproduktion, entsprechend der V_p -Zunahme, mit der Tiefe ebenfalls ab. Die Abnahme ist, im Gegensatz zur oberen Kruste, weniger stark ausgeprägt. Für Alpenvorland und Alpengebiet wurde, ebenfalls mit Hilfe der $A(V_p)$ -Beziehung, einheitlich $H \approx 15 \text{ km}$ gefunden.

3. Modellrechnungen des Temperaturfeldes für Alpenvorland und Zentralalpen

Für die aus seismischen Daten ermittelten $A(z)$ -Krustenmodelle wurden ein-dimensionale, stationäre Temperaturberechnungen mit einer Schrittweite von

Tabelle 3. Krustenmodelle mit Eingabedaten für Temperaturberechnungen. Schichtmächtigkeiten nach Giese (1968), Harcke (1972) und Makris (1971). 1 TCU = 10^{-3} cal/cm, sec, °C

Alpenvorland $q(o) = 1,75$ HFU				Zentralalpen $q(o) = 2,0$ HFU			
	Mäch- tig- keit (km)	Wärme- leit- fähigkeit (TCU)	Wärme- produktion (HGU) z in km		Mäch- tig- keit (km)	Wärme- leit- fähigkeit (TCU)	Wärme- produktion (HGU) z in km
1. Schicht	10	6,5	$8 \exp(-z/10)$	1. Schicht	4	6,5	$10 \exp(-z/4)$
2. Schicht	12	6,0	2,45 (konstant, s. Text)	2. Schicht	10	6,5	$3,7 \exp[-(z-4)/10]$
3. Schicht	11	5,0	$2 \exp[-(z-22)/15]$	3. Schicht	14	6,0	2,45 (konstant, s. Text)
				4. Schicht	22	5,0	$2 \exp[-(z-28)/15]$
MOHO-Tiefe: 33 km Mantel-Wärmefluß: 0,80 HFU				MOHO-Tiefe: 50 km Mantel-Wärmefluß: 0,93 HFU			

$\Delta z = 2,5$ km durchgeführt. Die Eingabedaten sind in Tabelle 3 gegeben, die Resultate sind in Abb. 3 und 4 dargestellt.

Nördliches Alpenvorland

Für das Alpenvorland (etwa in der Umgebung von Stuttgart) wurde mit einem charakteristischen, mittleren Oberflächen-Wärmefluß $q(o) = 1,75$ HFU (Haenel und Zoth, 1973) gerechnet, für die Oberflächen-Temperatur wurde $T(o) = 10^\circ$ C gesetzt. Die mit den Daten der Tabelle 3 errechnete MOHO-Temperatur beträgt rund 650° C. Eingezeichnet wurden in Abb. 3 die Faziesgrenzen der Metamorphose nach Winkler (1967). Nach neuen petrologischen Erkenntnissen besteht die untere Kruste nicht aus basaltischen bzw. gabbroiden Gesteinen, sondern, entsprechend den dort herrschenden p/T -Bedingungen, aus Metamorphiten (s. z.B. Smithson und Decker, 1974). Die Faziesgrenze Grünschiefer/Amphibolit liegt beispielsweise im nördlichen Alpenvorland in etwa 28 km Tiefe. Teilschmelzen (infolge beginnender Anatexis) sind hier, wie aus Abb. 3 ersichtlich, selbst im untersten Krustenbereich nicht zu erwarten.

Der Mantel-Wärmefluß kann aus Oberflächen-Wärmefluß und $A(z)$ -Modell berechnet werden. Auf diese Weise läßt man die untere Randbedingung des Temperaturfeldes offen. Es wurde damit grundsätzlich anders vorgegangen als Buntebarth (1973), der einen räumlich unveränderlichen Mantel-Wärmefluß annimmt. Verlässliche Daten über den Mantel-Wärmefluß sind jedoch praktisch keine vorhanden. Mit $q(o) = 1,75$ HFU und den in Tabelle 3 angegebenen Wärme-produktionsverhältnissen resultiert für das Alpenvorland ein Mantel-Wärmefluß von 0,80 HFU, in Übereinstimmung mit dem Befund von Haenel (1971).

Zentralalpen

Für den Bereich der Zentralalpen (etwa das Gebiet der Schweizer Zentralmassive) wurde als mittlerer Oberflächen-Wärmefluß $q(o) = 2,0$ HFU eingesetzt, ein mehr oder weniger repräsentativer Mittelwert aus Daten von Clark und Niblett (1956),

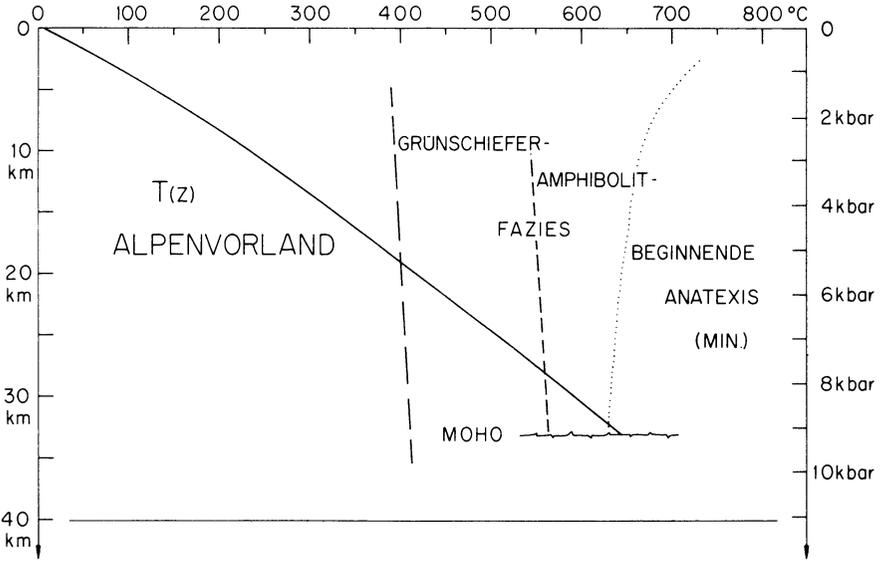


Abb. 3. Temperatur-Tiefenkurve für das nördliche Alpenvorland, berechnet aufgrund der Daten der Tabelle 3. Faziesgrenzen der Metamorphose und Anatexis-Kurve für einen intermediären Gneis in Amphibolit-Fazies nach Winkler (1967)

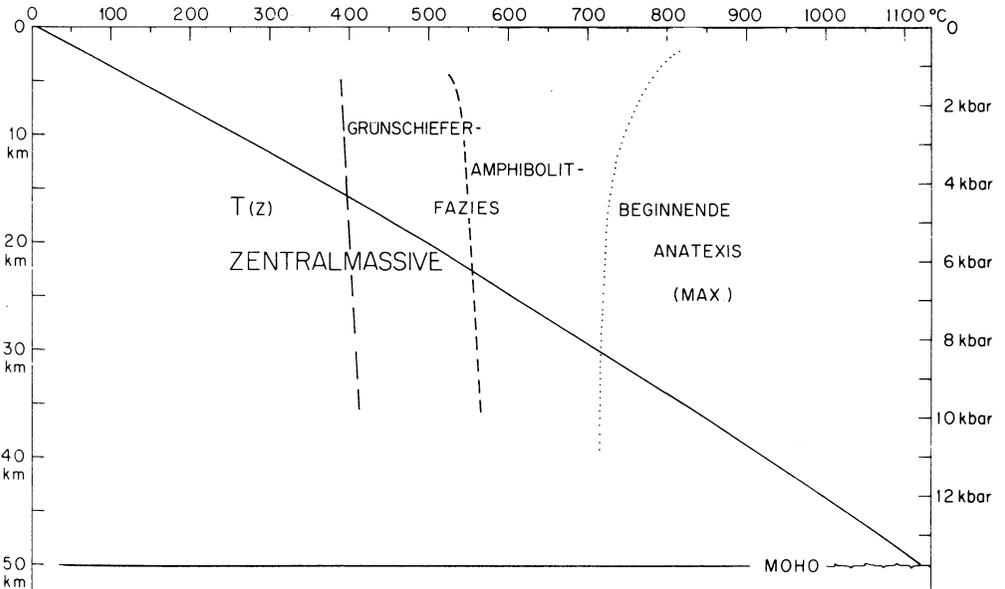


Abb. 4. Temperatur-Tiefenkurve für die Zentralalpen, berechnet aufgrund der Daten der Tabelle 3. Faziesgrenzen der Metamorphose und Anatexis-Kurve für einen intermediären Gneis in Amphibolit-Fazies nach Winkler (1967)

von Herzen *et al.* (1974), Haenel (1974), ferner $T(o) = 5^\circ \text{C}$. Der Mantel-Wärmefluß beträgt hier 0,93 HFU. Die MOHO-Temperatur (Abb. 4) ist wesentlich höher ($\sim 1100^\circ \text{C}$) als im Alpenvorland, dies wegen a) der größeren MOHO-Tiefe, b) des höheren Oberflächen-Wärmeflusses und c) der andersgearteten $A(z)$ -Struktur, insbesondere wegen der rascheren Abnahme der Wärmeproduktion (s. Abb. 1). Wiederum wurden die Faziesgrenzen der Metamorphose in Abb. 4 eingetragen, ferner die Anatexis-Kurve bei $p_{\text{H}_2\text{O}} = p_{\text{tot}}$ für einen Gneis mit intermediärem Plagioklas (Winkler, 1967). In der betreffenden Tiefe sind jedoch basischere Gesteine zu erwarten mit wesentlich höheren Schmelztemperaturen (s. hierzu auch Meissner, 1974; Höhndorf *et al.*, 1975). Auch kann infolge niedrigeren H_2O -Partialdruckes mit einer Erhöhung der Schmelztemperatur gerechnet werden. Anatektische Schmelzen sind, wenn überhaupt, nur an der Basis der Kruste vorhanden.

4. Schlußfolgerungen

Die Gesteinsradioaktivität stellt in der kontinentalen Kruste eine Wärmequelle erster Ordnung dar. Die radiogene Wärmeproduktion in einem gegebenen Gestein hängt im wesentlichen von dessen Gehalten an Uran, Thorium und Kalium ab. Die radiogene Wärmeproduktion ist ein skalarer und isotroper Gesteinsparameter, welcher von der in situ-Temperatur und vom -Druck unabhängig ist.

Die vertikale Verteilung der Wärmeproduktion – wie auch diejenige der Wärmeleitfähigkeit – beeinflusst das Temperaturfeld in entscheidender Weise. Entgegen der weitverbreiteten Meinung, wonach eine mächtige Schicht mit hoher Wärmeproduktion (z.B. Granit-Schicht) zu hohen Temperaturen führt, kann gezeigt werden, daß je geringer die Radioaktivität der Oberflächengesteine ist und je schneller diese mit der Tiefe abnimmt, die Temperatur umso *stärker* ansteigt.

Ein Vergleich der Temperatur-Tiefenverteilung im Voralpen- und Alpengebiet mit Faziesgrenzen der Metamorphose und mit Anatexis-Kurven läßt den Schluß zu, daß die Zone der Geschwindigkeitsinversion in der oberen Kruste durch das Vorhandensein von teilweise geschmolzenem Material nicht erklärt werden kann, da in diesen Tiefen die hierzu notwendige Temperatur noch nicht erreicht ist.

Literatur

- Albarede, F.: The heat flow/heat generation relationship: An interaction model of fluids with cooling intrusions. *Earth Planet. Sci. Lett.* **27**, 73–78, 1975
- Buntebarth, G.: Modellberechnungen zur Temperatur-Tiefen-Verteilung im Bereich der Alpen und des Alpenvorlandes. *Z. Geophys.* **39**, 97–107, 1973
- Choudhury, M., Giese, P., Visintini, G. de: Crustal structure of the Alps: Some general features from explosion seismology. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* **13**, 211–240, 1971
- Clark, S.P., Niblett, E.R.: Terrestrial heat flow in the Swiss. *Royal Astron. Soc. Geophys. Supp. Monthly Notices* **7**, 176–195, 1956
- Giese, P.: Versuch einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeit-Kurven sowie eine geologische Deutung. *Geophys. Abh. des Inst. f. Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin* **I/2**, 1968

- Haenel, P.: Heat flow measurements and a first heat flow map of Germany. *Z. Geophys.* **37**, 975–992, 1971
- Haenel, R., Zoth, G.: Heat flow measurements in Austria and heat flow maps of Central Europe. *Z. Geophys.* **39**, 425–439, 1973
- Haenel, R.: Heat flow measurements in Northern Italy and heat flow maps of Europe. *Z. Geophys.* **40**, 367–379, 1974
- Hänel, R.: Bericht über flächenhafte Darstellung von Temperaturdaten aus dem Untergrund Deutschlands (Zwischenergebnisse). Bericht Nr. 66728, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, 1975
- Harcke, H.: Die Struktur der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland – eine Synthese aus seismischen und gravimetrischen Daten. Diss. Universität Karlsruhe, 1972
- Hawkesworth, C.J.: Vertical distributions of heat production in the basement of the Eastern Alps. *Nature* **249**, 435–436, 1974
- Heier, K.S., Adams, J.A.S.: Concentration of radioactive elements in deep crustal material. *Geochim. Cosmochim. Acta* **29**, 53–61, 1965
- Herzen, R.P. v., Finckh, P., Hsü, K.J.: Heat-flow measurements in Swiss Lakes. *Z. Geophys.* **40**, 141–172, 1974
- Höhndorf, A., Haenel, R., Giesel, W.: Geothermal models of the Ivrea-Zone. *Z. Geophys.* **41**, 179–187, 1974
- Hurler, P.M., Fairbairn, H.: Radiation damage in zircon: A possible age method. *Bull. Geol. Soc. Am.* **64**, 659–673, 1953
- Hurtig, E., Schlosser, P.: Analyse der Wärmeflußdaten Mitteleuropas. Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde Potsdam **14**, 665–699, 1973
- Lachenbruch, A.H.: Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.* **73**, 6977–6989, 1968
- Lachenbruch, A.H., Bunker, C.M.: Vertical gradients of heat production in the continental crust 2. Some estimates from borehole data. *J. Geophys. Res.* **76**, 3852–3860, 1971
- Makris, J.: Aufbau der Erdkruste in den Ostalpen aus Schweremessungen und die Ergebnisse der Refraktionsseismik. *Hamburger Geophys. Einzelschriften* **15**. Berlin: De Gruyter & Co. 1971
- Meissner, R.: Viscosity-depth-structure of different tectonic units and possible consequences for the upper part of converging plates. *Z. Geophys.* **40**, 57–73, 1974
- Rybach, L.: Wärmeproduktionsbestimmungen an Gesteinen der Schweizer Alpen. *Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser.* **51**. Bern: Kümmerly & Frei 1973
- Rybach, L., Labhart, T.P.: Regelmäßigkeiten der Radioaktivitätsverteilung in granitischen Gesteinskörpern (Beispiele aus den Schweizer Alpen). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **53**, 379–384, 1973
- Rybach, L.: Radioactive heat production: A physical property determined by the chemistry of rocks. In: *Proc. NATO Adv. Study Inst. on Petrophysics*. Im Druck 1976
- Smithson, S.B., Becker, E.R.: A continental crustal model and its geothermal implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* **22**, 215–225, 1974
- Swanberg, C.A.: Vertical distribution of heat generation in the Idaho Batholith. *J. Geophys. Res.* **77**, 2508–2513, 1972
- Turcotte, D.L., Oxburgh, E.R.: Statistical thermodynamic model for the distribution of crustal heat sources. *Science* **176**. 1021–1022, 1973
- Winkler, H.G.F.: Die Genese der metamorphen Gesteine, 2. Aufl. Berlin-Heidelberg-New York: Springer 1967

Eingegangen am 1. Oktober 1975; revidierte Fassung am 24. November 1975

