

**UNIVERSITY OF UTAH
RESEARCH INSTITUTE
EARTH SCIENCE LAB.**

GL03744

Bestimmungen der terrestrischen Wärmestromdichte in Deutschland

Determinations of the Terrestrial Heat Flow in Germany

R. HÄNEL, Hannover¹⁾

Eingegangen am 10. Juni 1970

Zusammenfassung: In mehreren Bohrungen wurden die Temperaturen gemessen und der Temperaturgradient ermittelt. Der Einfluß der Topographie auf den Temperaturgradienten wurde beseitigt. Die vorhandenen Bohrkernkerne dienten zur Bestimmung der thermischen Stoffwerte, insbesondere der Wärmeleitfähigkeit. Falls die Bohrkernkerne ausgetrocknet waren, wurde die Bergfeuchtigkeit durch nachträgliches Durchfeuchten wieder hergestellt. Aus Wärmeleitfähigkeit und dem dazugehörigen Temperaturgradienten wurde die terrestrische Wärmestromdichte berechnet. Unter Ausschließung anomaler Werte findet man als Mittelwert für die terrestrische Wärmestromdichte in Deutschland $\bar{q} = (1,70 \pm 0,05) \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$; der Medianwert beträgt $q_M = 1,67 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$.

Summary: In a number of drillings the temperatures were measured and the temperature gradient determined. The influence of the topography on the temperature gradient was eliminated. The drill cores obtained were used for the determination of the thermal properties, in particular of the heat conductivity. In cases where the drill cores were desiccated the interstitial water was re-established by subsequent moistening. From the heat conductivity and the relevant temperature gradient the terrestrial heat flow was computed. Excluding anomalous values, the average value of the terrestrial heat flow in Germany is found to be $\bar{q} = (1,70 \pm 0,05) \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$; the median value is $q_M = 1,67 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$.

1. Einleitung

Die terrestrische Wärmestromdichte gibt Auskunft über die thermischen Verhältnisse jenseits der uns zugänglichen Tiefen. Über terrestrische Wärmestromdichtemessungen sowie über theoretische Betrachtungen hierzu gibt es zahlreiche Veröffentlichungen. In Deutschland wurden die ersten Werte der Wärmestromdichte in

¹⁾ Dr. R. HÄNEL, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz.

Gruben gemessen [SCHÖSSLER und SCHWARZLOSE 1959, CREUTZBURG 1964]. Es folgen Messungen von HÜCKEL und KAPPELMAYER [1966] sowie HÄNEL [1970a und b]. HÄNEL [1968] hat außerdem eine neue Methode zur Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte in tiefen Binnenseen angegeben und Ergebnisse hierzu veröffentlicht. Im folgenden sollen die Ergebnisse weiterer Wärmestromdichtebestimmungen aus Bohrungen vorgelegt werden.

2. Meßgeräte

Wenn in einem größeren Abschnitt ($> 10 \text{ km}^2$) der Erdkruste die Wärme ausschließlich durch Wärmeleitung übertragen wird, kann man dort die Wärmestromdichte q als Produkt aus der Wärmeleitfähigkeit λ des Gesteins und dem Temperaturgradienten T , gemessen im Bereich dieses Gesteins, erhalten:

$$q = \lambda \cdot \text{grad } T \text{ (cal/cm}^2\text{s)}.$$

Bei den Messungen, über die hier berichtet wird, diente zur Bestimmung des Temperaturgradienten bzw. zum Abfühlen der Temperaturen eine stabförmige Sonde mit einem auswechselbaren Meßfühler von ca. 5 cm Länge und 5 mm Durchmesser. Diese dünne Meßspitze gewährleistet, daß im Wasser innerhalb weniger Sekunden die Temperatur angezeigt wird. Der Thermistor, künstlich gealtert, ist durch ein 2adriges 1000 m langes Kabel mit einer WHEATSTONESchen Brücke verbunden. Die durch Temperaturänderung hervorgerufene Widerstandsänderung wird durch Kompensation gemessen. Dabei ist die Widerstandsänderung des Kabels, verglichen mit der des hochohmigen Thermistors, vernachlässigbar. Die Meßgenauigkeit beträgt $\pm 0,05 \text{ grad}$. Theoretische Betrachtungen hierzu werden in der Arbeit von HÄNEL [1968] angestellt.

Die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit λ erfolgte im Labor an Gesteinsproben, die aus Bohrkernen herausgearbeitet wurden. Zur Messung diente ein Gerät, das nach dem absoluten Einplattenverfahren mit Schutzheizung arbeitet und eine Genauigkeit von $\pm 3\%$ hat. Eine ausführliche Beschreibung dieses Gerätes gibt MÜCKE [1962].

Die Bohrkern sind im allgemeinen im Gesteinsverband durchfeuchtet. Durch Schutzmaßnahmen und gegebenenfalls durch nachträgliche Durchfeuchtung der Gesteinsproben wurde versucht, die ursprüngliche Gebirgsfeuchte zu erhalten bzw. wieder herzustellen. Der Fehler, der aufgrund der nachträglichen Durchfeuchtung entsteht, wird auf $\pm 5\%$ geschätzt. Durch den Einfluß von Klüften und Rissen können sich unter Umständen die an den Gesteinsproben ermittelten Wärmeleitfähigkeiten erheblich mehr von den tatsächlichen Wärmeleitfähigkeiten des Gebirges unterscheiden. Der Fehler beträgt wahrscheinlich bis zu $\pm 20\%$ und wird folglich auch merkbar zu den Abweichungen der Einzelwerte q der Wärmestromdichte vom Mittelwert q_m beitragen (siehe Tabelle 4).

An denselben Bohrkernen wird außerdem die spezifische Wärme c in einem kalorimetrischen System aus Mischungsversuchen unter Anwendung der RICHMANNschen Regel ermittelt. Eine ausführliche Beschreibung des Verfahrens gibt BÖHM [1966]. Der Einfluß der Umgebungstemperatur wird durch ein Korrekturverfahren nach REGNAULT und PFAUNDLER [1961] eliminiert. Die Meßgenauigkeit beträgt $\pm 3\%$.

Schließlich wird noch die Dichte ρ ermittelt und die Temperaturleitfähigkeit $\alpha = \lambda/\rho c$ berechnet.

In Tabelle 1 wird an drei Gesteinsproben gezeigt, wie sich die thermischen Stoffwerte der teilweise ausgetrockneten Proben bei einer nachträglichen 100%igen Durchfeuchtung ändern.

Tabelle 1 (t=trocken, f=feucht)

Probe	$\rho \text{ (g/cm}^3\text{)}$		$\lambda \text{ (mcal/cm s grad)}$		$c \text{ (cal/g grad)}$		$\alpha \cdot 10^3 \text{ (cm}^2\text{/s)}$	
	t	f	t	f	t	f	t	f
1	2,45	2,51	6,32	6,71	0,227	0,251	11,36	10,65
2	2,42	2,52	6,25	7,20	0,208	0,248	12,41	11,51
3	2,44	2,57	6,41	8,34	0,191	0,241	13,75	13,47

Aus den Unterschieden, die bei Probe 3 in λ und c über 20% ausmachen, wird deutlich, wie wichtig es ist, die natürliche Durchfeuchtung des Gesteins wiederherzustellen.

3. Fehlerquellen und Korrekturen

Das aufgrund der natürlichen Wärmeabgabe der Erde erzeugte Temperaturfeld wird in Oberflächennähe überlagert durch den Temperaturgang der Luft, wobei die Jahreswelle die weitaus größte Rolle spielt. Noch in 30 m Bodentiefe kann ihre Doppellamplitude 0,1 grad betragen.

Für den genannten Bereich zwischen 0 m und 30 m Tiefe kann die Temperatur näherungsweise bestimmt werden: Man entnimmt dem Klimaatlas für den Bohrpunkt das langjährige Mittel der Lufttemperatur und addiert hierzu 1 grad, um die mittlere Bodentemperatur T_0 an der Erdoberfläche zu bekommen [BENFIELD 1939, KOENIGSBERGER und MÜHLFELD 1911]. Der so erhaltene Wert ist, wie sich aus zahlreichen eigenen Messungen ergab, auf $\pm 0,5 \text{ grad}$ genau. Zu beachten ist hierbei noch der Einfluß des Pflanzenbewuchses. Der Temperaturunterschied zwischen Wiese und Wald beträgt im Boden ca. 1 grad [KAPPELMAYER 1968]. Bei der Interpretation der Meßergebnisse ist dies zu berücksichtigen. Die lineare Verbindung des Wertes T_0 mit dem in 30 m Tiefe gemessenen Wert kann bei sonst ungestörten Verhältnissen als

gute Näherung für die mittlere Temperaturverteilung in diesem Intervall betrachtet werden. Recht unübersichtlich sind dagegen die Störungen durch abwärts oder aufwärts gerichtete Wasserbewegungen im Untergrund. Nur in seltenen Fällen ist es möglich, eine plausible Korrektur hierfür anzubringen. Für die Bestimmung der Wärmestromdichte sollte man deshalb, sobald man am Temperaturfeld oder an artesisch gespanntem Wasser Zirkulation erkennt, diese Bohrungen auslassen oder nur unter Vorbehalt verwenden.

Das Temperaturfeld in der Bohrung ist aufgrund des Bohrvorganges gestört. Diese Störung ist nach BULLARD [1947] in der gesamten Bohrung bis auf 1% abgeklungen, wenn die Wartezeit das 10fache der Bohrzeit beträgt. Nach LACHENBRUCH und BREWER [1959] klingt die Störung bis auf 0,05 grad ab bei einer 3fachen Wartezeit. Nach eigenen Beobachtungen ist die Störung bis auf 0,1 grad abgeklungen, wenn die Wartezeit gleich der Bohrzeit ist (siehe Abb. 1).

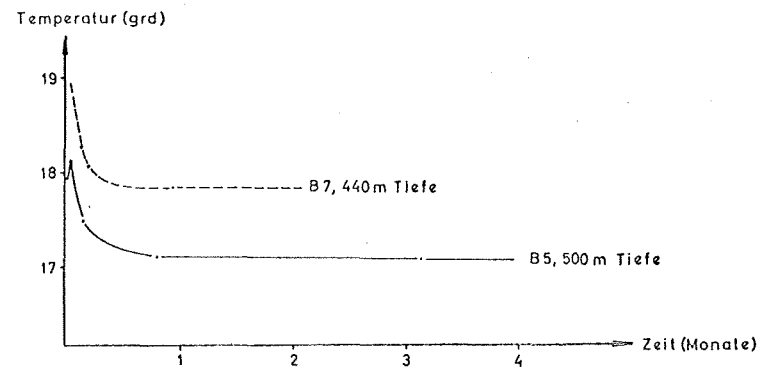


Abb. 1: Temperaturabklingkurve in Bohrungen, B 5: Bohrzeit 2 Monate, B 7: Bohrzeit 1 Monat.

Graph of fading temperature in drill holes, B 5: drill time 2 months, B 7: drill time 1 month.

Das Abklingen der Störung erfolgt normalerweise, indem die Temperatur im oberen Teil der Bohrung abnimmt und im unteren Teil der Bohrung zunimmt. Es sind jedoch Fälle bekannt, bei denen die Temperatur auch im Bohrlochtiefsten ständig abnahm. Abb. 1 zeigt zwei Beispiele mit Endteufen von mehreren 100 m. Das Abklingen der Temperaturstörung hängt im wesentlichen von der mittleren Spülungstemperatur, der Reibungswärme der Meißel und des Bohrgestänges sowie von dem ungestörten Temperaturfeld ab. Für eine Extrapolation auf die ungestörte Temperatur sind daher mindestens zwei zeitlich auseinanderliegende Messungen notwendig, da dann erst die Richtung der abklingenden Temperaturstörung erkennbar ist.

Falls die Umgebung einer Bohrung ein bewegtes Oberflächenrelief aufweist, empfiehlt sich eine topographische Korrektur nach BULLARD [1940]:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \int_0^{\infty} \frac{1 - 2 \frac{z^2}{r^2}}{\left(1 + \frac{z^2}{r^2}\right)^{5/2}} \cdot \vartheta \cdot dr \quad (1)$$

mit

$$\vartheta = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} (\bar{H} - H) (\text{grad } T - \text{grad } T_L) d\phi \quad (2)$$

Dabei bedeuten:

r, ϕ	horizontale Polarkoordinaten des Aufpunktes mit dem Bohrpunkt als Ursprung
z	Tiefe des Punktes im Bohrloch, für den die Korrektur berechnet werden soll
\bar{H}	Geländehöhe am Bohrpunkt
H	Geländehöhe am Aufpunkt
grad T	gemessener Temperaturgradient
grad T_L	Temperaturgradient der Luft (langjähriger Mittelwert, dem Klimaatlas zu entnehmen)
$\partial T / \partial z$	Korrekturwert für den Temperaturgradienten in der Tiefe z .

Diese Formel ist anwendbar, wenn der Wärmestrom im ganzen betrachteten Gebiet stationär und zur Erdoberfläche hin gerichtet ist.

Für die praktische Berechnung der Korrektur werden die Integrale (1) und (2) durch entsprechende endliche Summen ersetzt. Man teilt zu diesem Zweck die Umgebung des Bohrlochs auf durch Kreise (Zähler i) und Sektoren (Zähler k), deren Anzahl n entsprechend der Oberflächengestalt zu wählen ist und im allgemeinen mit wachsendem i zunehmen soll. Man erhält so anstelle von (2)

$$\vartheta_i = \sum_{k=1}^n \frac{1}{n} \cdot h_{i,k} (\text{grad } T - \text{grad } T_L) \quad (3)$$

In (3) wird mit $h_{i,k} = \bar{H} - H_{i,k}$ auf dem i -ten Kreisring gemittelt über die Differenz zwischen der wirklichen Temperatur $h \cdot \text{grad } T_L$ und der aus der Messung im Bohrloch linear extrapolierten Temperatur an der Erdoberfläche.

Im Integranden von (1) setzt man $r = (r_i + r_{i+1})/2$, $dr = r_{i+1} - r_i$ und erhält damit folgende Summe

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = \sum_{i=1}^N 4 \cdot \frac{1 - 8 z^2 / (r_{i+1} + r_i)^2}{\left(1 + 4 z^2 / (r_{i+1} + r_i)^2\right)^{5/2}} \cdot \frac{r_{i+1} - r_i}{(r_{i+1} + r_i)^2} \cdot \vartheta_i \quad (4)$$

die eine für die Durchführung der Rechnungen praktische Näherung von $\partial T / \partial z$ darstellt. $\Delta T / \Delta z$ ist als Korrekturwert von dem gemessenen Temperaturgradienten

abzuziehen. Als zweckmäßig haben sich folgende Radien in km erwiesen, wobei in Klammer die dazugehörige Anzahl n der Höhenwerte steht: 0,05(4) — 0,125(4) — 0,2(6) — 0,35(6) — 0,5(8) — 0,7(8) — 1,0(12) — 1,5(12) — 2,25(16) — 3,25(24) usw.

4. Meßergebnisse

4.1 Kommentare zur Bestimmung der Wärmestromdichte

In Tabelle 2 sind die zur Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte zur Verfügung stehenden Bohrungen zusammengestellt. Die darin gemessenen Temperaturkurven können der Abb. 2 entnommen werden. Der Meßpunktabstand ist unterschiedlich und liegt zwischen 5 m und 25 m. Die extrapolierten Teile der Meßkurven sind gestrichelt, wobei die Extrapolation unter Berücksichtigung der Temperatur T_0 an der Grenzfläche Luft/Erde erfolgte.

Der Temperaturgradient wurde jeweils im Bereich des entnommenen Bohrkerns aus zwei benachbarten Meßpunkten berechnet. Erfolgte die Kernentnahme aus Bohrlochtiefen mit extrapolierten Temperaturkurven, so wurde der Temperaturgradient hieraus ermittelt.

Tabelle 2

Bohrung	φ	λ	h (m)
1	50° 23',5	9° 7',8	240
2	59° 52',7	12° 2',7	675
3	49° 46',4	8° 34',2	511
4	49° 35',5	11° 37',5	534
5	49° 26',2	12° 6',7	391
6	49° 6',8	9° 4',9	216
7	48° 51',3	13° 23',9	555
8	48° 43',8	8° 40',0	662
9	48° 40',9	8° 39',6	417
10	48° 29',5	10° 8',8	454
11	48° 25',7	9° 41',9	630
12	48° 20',3	9° 56',0	489
13	47° 45',0	8° 52',0	440

Für alle Bohrungen wurde die topographische Korrektur berechnet. Die Größe dieser Korrektur und die berechneten Wärmestromdichtewerte sind in Tabelle 3 (siehe S. 126/127) zusammengestellt.

Bohrung 2. Diese Bohrung wurde unter einem Winkel von 60 Grad niedergebracht. In Abb. 2 sind die Meßergebnisse auf die Senkrechte reduziert angegeben. Da die Bohrung bis zur Messung verschlossen war und die Bohrung ab 20 m Wasser führt, ist das Temperaturfeld ab etwa 30 m Tiefe ungestört. Die Bohrung ist mithin trotz der geringen Tiefe zur Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte brauchbar. Der Temperaturgradient wurde aus der mittleren Temperaturgeraden zwischen 20 m und 52 m berechnet.

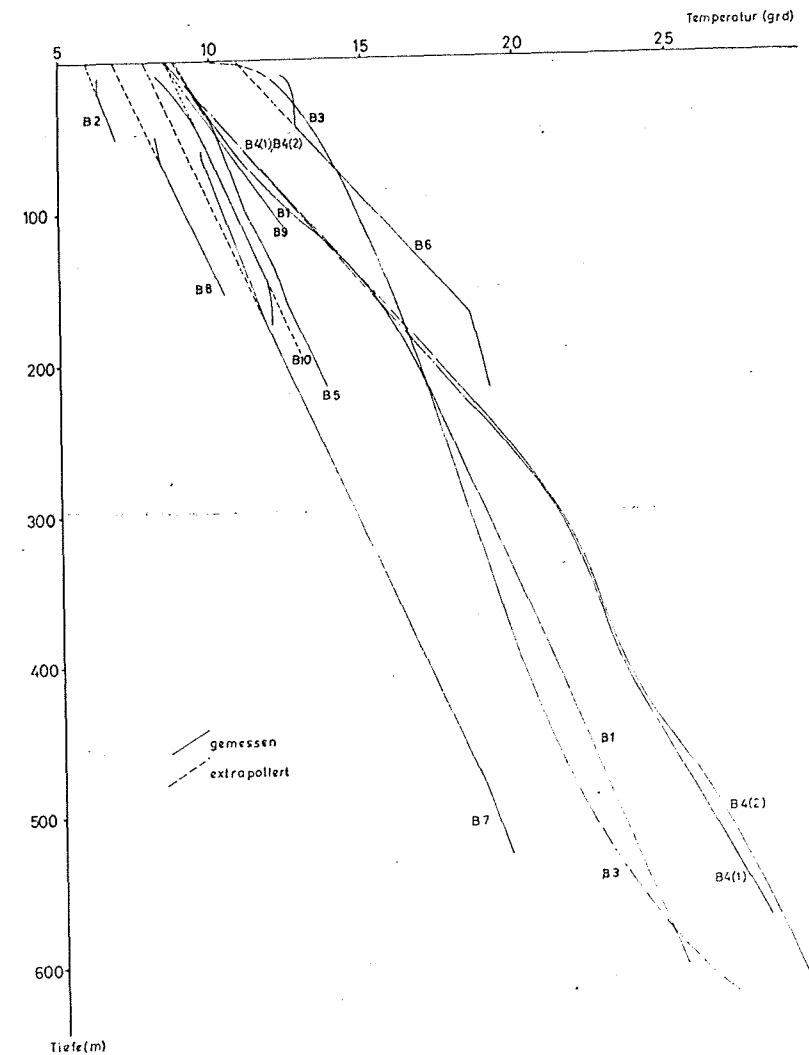


Abb. 2: Temperaturkurven. — Temperature graphs.

Bohrung 3. Das Temperaturfeld im Bereich dieser Bohrung ist gestört, da die Wartezeit nur 3 Wochen betragen hatte, die Bohrzeit hingegen 5 Wochen. Man erkennt dies auch noch deutlich daran, daß die Temperaturkurve in den ersten 100 Metern verhältnismäßig scharf zum Oberflächenwert T_0 hin abbiegt. Das Abklingen der Störung verhält sich normal. In ca. 700 m Entfernung steht eine weitere, etwa gleichtiefe Bohrung. Der Vergleich der Temperaturkurven beider Bohrungen ergibt, daß die in Bohrung 3 im Bereich des Bohrlochtieftsten gemessenen Werte nur

Tabelle 3

Nr. der Bohrung	Tiefe (m)	Gestein	$\lambda \cdot 10^{+3}$ (cal/cm s grd)	ρ (g/cm ³)	c (cal/g grd)	$\alpha \cdot 10^{+3}$ (cm ² /s)	grad		q (μ cal/cm ² s)	q_m (μ cal/cm ² s)
							$T \cdot 10^{+4}$ (grd/cm)	$T_k \cdot 10^{+4}$ (grd/cm)		
1	52	Basalt	4,14	2,86	0,212	6,83	3,90	3,56	1,47	
1	93	Basalt	3,84	2,84	0,212	6,38	5,00	4,76	1,83	
1	137	Basalt	4,05	2,89	0,211	6,54	4,20	4,02	1,63	
1	217	Sandstein	8,17	2,42	0,236	14,30	2,40	2,28	1,86	
1	373	Sandstein	8,18	2,47	0,254	13,03	2,04	1,98	1,62	1,68
2	23	Granit	6,75	2,57	0,212	12,39	2,09	2,35	1,59	
2	43	Granit	6,04	2,50	0,211	11,48	2,09	2,27	1,37	
2	57	Granit	6,75	2,59	0,230	11,32	2,09	2,22	1,48	
2	61	Granit	7,39	2,62	0,197	14,31	2,09	2,20	1,62	1,52
3	620	tonig. Mergel	3,26	—	—	—	5,00	5,00	1,65	1,65
4 (1)	491	tonig. Sandstein	7,15	2,49	0,193	14,88	2,28	2,28	1,63	
4 (2)	504	Sandstein	6,92	2,29	0,259	11,66	2,60	2,60	1,80	
4 (2)	570	Sandstein	5,69	2,19	0,240	10,82	1,96	1,96	1,12	
4 (2)	580	Sandstein	7,53	2,29	0,256	12,84	1,96	1,96	1,47	
4 (2)	622	Sandstein	7,29	2,34	0,244	12,77	1,96	1,96	1,43	1,49
5	56	Granit	7,60	2,63	0,219	13,19	2,00	2,33	1,77	
5	117	Granit	6,87	2,61	0,195	13,53	2,50	2,47	1,70	
5	172	Gneis	6,16	2,71	0,191	11,56	2,30	2,16	1,33	
5	176	Gneis	6,28	2,71	0,190	11,97	2,30	2,16	1,36	
5	195	Granit	7,15	2,63	0,203	13,39	2,40	2,26	1,62	1,57
6	59	Sandstein	5,55	2,35	0,216	10,94	4,50	4,21	2,34	
6	155	Muschelkalk	6,10	2,67	0,207	11,03	4,50	4,27	2,60	
6	164	Dolomit	6,01	2,54	0,220	10,75	4,50	4,28	2,57	
6	165	Dolomit	6,52	2,50	0,205	12,72	4,50	4,28	2,79	
6	169	Anhydrit	14,70	2,91	0,224	22,55	1,75	1,56	2,29	
6	235	Anhydrit	12,30	2,93	0,195	21,52	1,75	1,60	1,97	2,43
7	267	Granit	7,70	2,71	0,224	12,68	2,60	2,26	2,00	
7	346	Granit	6,95	2,68	0,214	12,12	2,80	2,56	1,78	
7	366	Granit	8,93	2,74	0,221	14,74	2,20	1,99	1,78	
7	382	Granit	9,51	2,75	0,196	17,64	2,00	1,80	1,71	1,82
8	55	Sandstein	6,69	2,27	0,182	16,18	2,35	2,39	1,60	
8	103	Sandstein	9,35	2,41	0,184	21,08	2,00	2,05	1,92	
8	127	Sandstein	6,02	2,28	0,187	14,12	2,45	2,50	1,51	1,68
9 (1)	28	Konglomerat	9,33	2,32	0,275	14,62	3,60	2,03	1,89	
9 (1)	50	Sandstein	7,52	2,43	0,234	13,22	3,60	2,22	1,66	
9 (1)	60	Sandstein	6,71	2,51	0,251	10,65	3,64	2,35	1,58	
9 (1)	63	Sandstein	7,49	2,52	0,238	12,48	3,64	2,37	1,78	
9 (2)	64	Sandstein	7,30	2,62	0,256	10,88	3,60	2,34	1,71	
9 (2)	84	Sandstein	7,20	2,52	0,248	11,51	3,40	2,29	1,65	
9 (2)	101	Sandstein	8,34	2,52	0,241	13,47	3,20	2,20	1,83	1,73
10	123	Dolomit	6,67	2,35	0,221	12,85	2,40	2,40	1,60	
10	192	Dolomit	8,23	2,65	0,239	13,00	2,20	2,20	1,81	1,70
11	10	Massenkalk	6,53	2,58	0,220	10,78	3,25	2,47	1,61	
11	38	Massenkalk	8,38	2,65	0,208	15,21	3,25	2,56	2,14	
11	45	Massenkalk	5,58	2,58	0,213	10,62	3,25	2,59	1,44	
11	56	Massenkalk	6,34	2,66	0,219	10,86	3,25	2,64	1,67	
11	106	Kalk	5,74	2,62	0,227	9,64	3,25	2,80	1,61	1,69
12	383	Kalkstein	5,54	2,56	0,212	10,21	3,66	3,64	2,02	
12	412	Mergelstein	6,07	2,67	0,221	10,28	3,66	3,64	2,21	
12	448	Kalkstein	5,93	2,52	0,212	11,10	3,66	3,64	2,16	
12	458	Mergelstein	5,55	2,59	0,217	9,89	3,66	3,64	2,02	2,10
13	315	Mergelton	4,21	2,49	0,236	7,17	3,59	3,82	1,40	
13	402	Tonmergel	5,68	2,64	0,226	9,52	3,59	3,33	1,89	
13	604	Tonmergel	4,93	2,63	0,234	8,01	3,59	3,39	1,67	1,65

Dabei bedeuten: λ = Wärmeleitfähigkeit
 ρ = Dichte
 c = spezifische Wärme
 α = Temperaturleitfähigkeit

grad T = gemessener Temperaturgradient
grad_k T = korrigierter Temperaturgradient
 $q = \lambda \cdot \text{grad}_k T$ = Wärmestromdichte
 q_m = mittlere Wärmestromdichte

wenig von der ungestörten Temperatur abweichen. Der Fehler des Temperaturgradienten ist dort praktisch vernachlässigbar. Zur Bestimmung der thermischen Stoffwerte liegt eine Probe aus 620 m Tiefe vor. Sie besteht aus tonig-mergeligem Material, und ihre natürliche Feuchtigkeit blieb erhalten. Eine Aufbereitung für die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit war wegen der zu geringen Festigkeit der Probe nicht möglich. Die Wärmeleitfähigkeit wurde deshalb mit einer ca. 12 cm langen und 0,2 cm dicken Nadelsonde [VON HERZEN und MAXWELL 1959] in situ an fünf verschiedenen Stellen an der Probe bestimmt und ihr Mittelwert angegeben.

Bohrung 4. Als Bohrung 4 werden zwei 850 m auseinanderliegende Bohrungen 4(1) und 4(2) bezeichnet. Die Ergebnisse aus beiden Bohrungen wurden zur Ermittlung der Wärmestromdichte zusammengefaßt, da über diese Distanzen Änderungen der Wärmestromdichte erfahrungsgemäß nicht meßbar sind. Die Koordinatenangaben beziehen sich auf einen Punkt, der in der Mitte zwischen beiden Bohrungen liegt.

Bohrung 6. Die einzelnen Meßwerte streuen verhältnismäßig stark. Die Berechnung der Wärmestromdichte erfolgte deshalb mit dem mittleren Temperaturgradienten von 4,5 grad/100 m bzw. 1,75 grad/100 m in den aus Abb. 2 ersichtlichen Intervallen. In etwa 5 m Entfernung wurde eine gleichtiefe Bohrung niedergebracht, deren Wartezeit bis zum Abklingen der Temperaturstörung, hervorgerufen durch den Bohrvorgang, noch nicht verstrichen war. Falls diese Bohrung parallel verläuft, ist kein störender Einfluß zu erwarten. Da aber nicht völlig auszuschließen ist, daß der Abstand der beiden Bohrungen in manchen Abschnitten kleiner als 5 m ist, kann der hier erhaltene Wert der Wärmestromdichte $q_m = 2,43 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$ nicht als gesichert und repräsentativ gelten.

Bohrung 7. Die Bestimmung der Temperaturgradienten erfolgte aus Temperaturmessungen im Abstand von 5 m. Der Fehler der Temperaturmessungen beträgt bei der verwendeten Apparatur zwar 0,05 grad, der Fehler von Differenzmessungen ist jedoch kleiner als 0,01 grad.

Bohrung 8. Bei dieser Bohrung handelt es sich wieder um eine Schrägbohrung, die mit einer anfänglichen Neigung von 45 Grad abgeteuft wurde und im Bohrloch-tiefsten etwa eine Neigung von 60 Grad hatte. Zur Darstellung in Abb. 2 wurden die Temperaturwerte auf senkrechte Tiefe reduziert.

Bohrung 9. Die Temperaturkurve wurde aus zwei Bohrungen gewonnen, die einen Abstand von ca. 300 m haben.

Bohrung 11. Aus dieser Bohrung stehen 5 Bohrkerne zur Verfügung. Da das Temperaturfeld durch ausfließendes Wasser gestört ist, wurde der mittlere Temperaturgradient aus drei in 5 km Entfernung stehenden Bohrungen übernommen. Diese Übertragung des Gradienten dürfte keinen merklichen Fehler mit sich bringen, da sich die topographische Korrektur für die drei Bohrungen über ein Gebiet mit einem Radius von $r = 6 \text{ km}$ erstreckt, mithin auch Bohrung 11 erfaßt.

Bohrung 12 und 13. Die Bohrungen 12 und 13 haben frei auslaufendes Wasser. Der Temperaturgradient läßt sich daher nicht unmittelbar bestimmen. Da aber die Zuflußtiefe bekannt ist, und wegen der nahezu horizontalen Schichtung angenommen werden kann, daß das Wasser eine dieser Tiefe entsprechende Temperatur mitbringt, kann der mittlere Gradient bestimmt werden. Er wurde für B 12 zu 3,66 grad/100 m berechnet bei einer Zuflußtiefe von 450 m mit einer Wassertemperatur von 25,0 grad und einem $T_0 = 8,5 \text{ grad}$. Für B 13 findet man grad $T = 3,59 \text{ grad}/100 \text{ m}$ bei einer Zuflußtiefe von 540 m mit 28,9 grad und einem $T_0 = 9,5 \text{ grad}$. Da die beiden „Temperaturkurven“ nur auf je zwei Punkten beruhen, wurde auf eine graphische Darstellung verzichtet.

In Tabelle 4 und Abb. 3 sind alle bisher in Deutschland veröffentlichten Ergebnisse zusammengestellt. Hiervon ausgenommen sind die hohen Wärmestromdichtewerte von CREUTZBURG [1964] im Bereich von Salzstöcken. Die hohen Werte sind bedingt durch die fokussierende Eigenschaft der Salzstöcke aufgrund ihrer guten Wärmeleitfähigkeit. Eine Korrektur nach MUNDY [1966] ist jedoch nicht möglich, da die Figur der Salzstöcke zu wenig bekannt ist. Des weiteren wurden noch zwei Messungen von SCHÖSSLER und SCHWARZLOSE [1959] ausgelassen, da hierfür nur Näherungswerte angegeben wurden.

Die Koordinaten der Werte von CREUTZBURG sowie SCHÖSSLER und SCHWARZLOSE wurden entsprechend den Angaben im Text mit Hilfe von topographischen Karten (1:25000, 1:100000) ermittelt; sie sind mit einem entsprechenden Fehler behaftet. Die Höhenangaben konnten, bis auf wenige Ausnahmen, unmittelbar der Literatur entnommen werden.

Abb. 3: Lage der Meßpunkte, Wärmestromdichte in $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$.
Position of the heat flow measurements, heat flow in $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$.

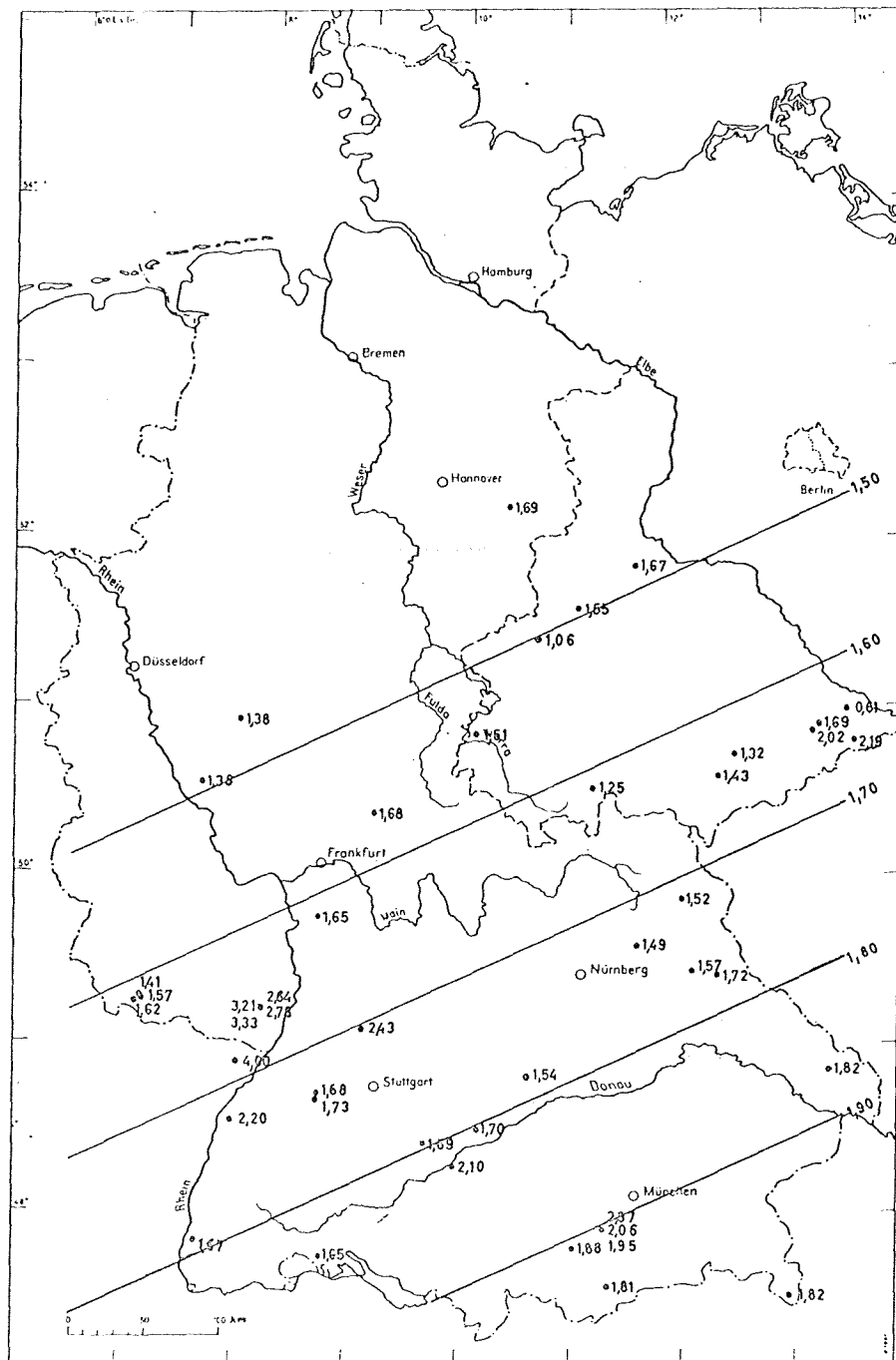


Tabelle 4

Lfd. Nr. Autor	φ (Grad-Minuten)	λ (Grad-Minuten)	Höhe (m)	Wärmestromdichte ($\mu\text{cal}/\text{cm}^2/\text{s}$)
1-1	52-11,1	10-24,3	98	1,69
2-1	50-45,5	7-56,8	320	1,38
3-1	50-34,2	7-31,1	382	13,8
4-1	49-24,5	12-10,9	402	1,72
5-1	47-51,6	7-38,3	230	1,67
6-1	47-47,4	11- 3,4	592	1,88
7-2	50-23,5	9- 7,8	240	1,68
8-2	49-52,7	12- 2,7	675	1,52
9-2	49-46,4	8-34,2	511	1,65
10-2	49-35,5	11-37,5	534	1,49
11-2	49-26,2	12- 6,7	391	1,57
12-2	49- 6,8	9- 4,9	216	2,43
13-2	48-51,3	13-23,9	555	1,82
14-2	48-43,8	8-40,0	662	1,68
15-2	48-40,9	8-39,6	417	1,73
16-2	48-29,5	10- 8,8	454	1,70
17-2	48-25,7	9-41,9	630	1,69
18-2	48-20,3	9-56,0	487	2,10
19-2	47-45,0	8-52,0	440	1,65
20-2	48-50,2	10-38,3	412	1,54
21-2	49-15,5	8- 8,2	155	2,64
22-2	49-14,1	8- 8,3	161	2,78
23-2	49-13,8	8- 8,4	156	3,33
24-2	49-13,3	8- 8,8	138	3,21
25-2	48-33,3	7-54,7	141	(2,20)
26-2	47-57,2	11-20,7	585	2,37
27-2	47-54,4	11-18,8	585	2,06
28-2	47-51,1	11-19,5	585	1,95
29-2	47-35,2	11-21,3	802	1,81
30-2	47-31,5	12-57,5	602	1,82
31-3	49-19,2	7- 5,0	307	1,41
32-3	49-20,3	7- 4,0	300	1,57
33-3	49-18,8	6-59,6	265	1,62
34-4	48-54,3	7-52,7	172	(4,00)
35-5	51-50,5	11-37,5	76	1,67
36-5	51-36,0	11- 3,0	437	1,55
37-5	51-27,0	10-35,0	228	1,06
38-5	50-59,0	13-38,5	355	0,61
39-5	50-54,5	13-20,5	427	1,69
40-5	50-52,0	13-19,0	504	2,02
41-5	50-51,5	10- 6,0	242	1,51
42-5	50-46,0	13-42,5	740	2,19
43-5	50-44,5	12-34,5	328	1,32
44-5	50-35,5	12-24,5	498	1,43
45-5	50-32,5	11-13,0	737	1,25

Autoren: 1 -- CREUTZBURG, 2 -- HÄNEL, 3 -- HÜCKEL und KAPPELMEYER, 4 -- KAPPELMEYER, 5 -- SCHÖSSLER und SCHWARZLOSE,

4.2 Diskussion der Wärmestromdichtewerte

Das Mittel aller Werte beträgt $1,84 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$. Bei der Beurteilung der in Abb. 3 dargestellten Werte muß man jedoch berücksichtigen, daß der Fehler des Einzelergebnisses aus den Möglichkeiten der Meßtechnik auf $\pm 20\%$ geschätzt wird. Für den Mittelwert $1,84 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$ reicht also das Intervall des dreifachen Fehlers von $0,74$ bis $2,94 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$ und umfaßt damit fast alle angegebenen Werte. Man mußte daher mit Kriterien der Statistik prüfen, ob aus diesem Datenmaterial signifikante Aussagen gewonnen werden können.

Die 45 Werte wurden deshalb als Stichprobe aus einer normal verteilten Gesamtheit auf Ausreißer geprüft [GRAF et al. 1966]. Für das Vorhandensein von Ausreißern ergab sich eine Wahrscheinlichkeit von $97,5\%$. Als Ausreißer wurden zunächst die drei höchsten Werte der Stichprobe: $3,21$, $3,33$ und $4,00$ betrachtet. Sie liegen dicht beisammen links des Oberrheins im nördlichen Elsaß und in der SE-Ecke von Rheinland-Pfalz. Die unmittelbar daneben ermittelten Werte $2,64$ und $2,78 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$ wurden gleichfalls als zu dieser Anomalie gehörig betrachtet.

Die von diesen 5 Werten befreite Stichprobe von 40 Werten enthielt aber noch immer mit über 95% Wahrscheinlichkeit Ausreißer, und erst nachdem noch der sehr niedrige Wert $0,61 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$ entfernt war, konnten die verbleibenden 39 Werte als Stichprobe einer normal verteilten Gesamtheit betrachtet werden. Der Wert $0,61 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$ stammt von der oberen Elbe. In seiner Nachbarschaft liegen noch die drei Werte mit $1,69$, $2,02$ und $2,19 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$, deren Mittelwert über dem gemeinsamen Mittel $1,84 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$ liegt. Es muß daher offen bleiben, ob der Wert $0,61$ zu einer realen negativen Anomalie gehört oder nicht.

Eine Analyse dieser 39 Werte ergab einen linearen Trend mit von NW nach SE ansteigenden Werten. Er ist in Abb. 3 durch die Geraden $1,50$ bis $1,90 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$ dargestellt. Ein Signifikanztest dieses Trends ergibt den F -Wert $5,98$ (der F -Wert ist das Verhältnis der Varianz der Trendflächenwerte in den einzelnen Punkten zur Varianz der Restwerte; Beobachtungswert — Trendflächenwert), der größer ist als der für 95% ige Sicherheit zu fordernde Wert $3,26$.

Man gelangt so zu folgenden Aussagen:

1. Die 5 Werte links des Oberrheins (Nr. 21—24, 34 der Tabelle 4) können als Anomalie betrachtet werden. Ferner stellt der an der oberen Elbe ermittelte Wert $0,61 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$ eine Besonderheit dar.
2. Die verbleibenden 39 Werte zeigen eine von NW nach SE ansteigende Tendenz. Ihr Mittelwert beträgt $\bar{q} = (1,70 \pm 0,05) \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$ und ihr Medianwert $q_M = 1,67 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$.

In die nach SE ansteigende Tendenz der 39 „normalen“ Werte fügen sich fünf von CLARK [1961] in den Alpen ermittelten Werte, deren Mittelwert $1,83 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$ beträgt, zwanglos ein.

Für ganz Eurasien teilen LUBIMOVA und POLYAK [1969] folgende Mittelwerte mit:

Tektonische Einheiten	Mittelwert ($\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$)
präkambrisch gefaltete Gebiete	0,96
paläozoisch gefaltete Gebiete	1,6
herzynisch gefaltete Gebiete	1,6
känozoisch gefaltete Gebiete	1,7
davon junge Faltengebirge	1,8

Man findet auch in diesen Werten eine sehr starke Streuung, doch zeigt sich eine Abnahme der Mittelwerte mit zunehmendem Alter der Faltung, was dem in Deutschland gefundenen Trend jedenfalls nicht widerspricht. Der Mittelwert $1,70 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$ liegt in den für Eurasien gefundenen Intervallen der entsprechenden Regionen.

5. Danksagung

Der besondere Dank gebührt der Deutschen Forschungsgemeinschaft in Bad Godesberg. Sie ermöglichte durch finanzielle Unterstützungen die Durchführung der Arbeiten. Herrn Prof. Dr. A. HAHN und Herrn Dr. E. MUNDRY möchte ich an dieser Stelle ebenfalls für zahlreiche Hinweise zu dieser Arbeit danken. Ferner waren an der Durchführung der Arbeiten beteiligt Herr Ing. ZOTH, Herr BRINKMANN und Herr REICH. Ihnen sei ebenfalls gedankt.

Literatur

- BENFIELD, A. E.: Terrestrial heat flow in Great Britain. Proc. Roy. Soc., A, 173, 428—450, 1939
- BÖHM, V.: Die Bestimmung der spezifischen Wärme von Gesteinen. Bericht d. Nieders. Landesamtes f. Bodenforschung, Hannover, Geothermik Nr. 68, 1966
- BULLARD, E. C.: The disturbance of the temperature gradient in the earth's crust by inequalities of height. Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl., 4, 360—362, 1940
- : The time necessary for a borehole to attain temperature equilibrium. Monthly Notices Roy. Soc., Geophys. Suppl., 5, 127—130, 1947
- CLARK, S. P.: Heat flow in the Austrian Alps. Geophys. J., 6 (1), 54—63, 1961
- CREUTZBURG, H.: Untersuchungen über den Wärmestrom der Erde in Westdeutschland. Kali u. Steinsalz, Bd. 4 (3), 73—108, 1964
- GRAF, U., H. HENNING, und K. STANGE: Formeln und Tabellen der mathematischen Statistik. Berlin, Heidelberg, New York, 1—362, 1966

- HÄNEL, R.: Interpretation of the terrestrial heat flow in the Rhinegraben. Rhinegraben Report 1969, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 116—120, 1970a
- Temperaturmessungen in der Bohrung Wörnitzostheim. *Geologica Bavarica*, 61, 1970b
- Untersuchungen zur Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte in Binnenseen. Dissertation, Clausthal 1968
- HÜCKEL, B., und O. KAPPELMEYER: Geothermische Untersuchungen im Saarkarbon. *Z. deut. geol. Ges.*, Jg. 65, 117, 280—311, 1966
- KAPPELMEYER, O.: Beiträge zur Erschließung von Thermalwässern und natürlichen Dampfvorkommen. *Geol. Jahrb.*, 85, 783—808, 1968
- KOENIGSBERGER, J., und M. MÜHLBERG: Über Messungen der geothermischen Tiefenstufe, deren Technik und Verwertung zur geologischen Prognose und über neue Messungen in Mexiko. *Neues Jb. f. Mineral.*, Stuttgart, 31, 105—157, 1911
- LACHENBRUCH, A. H., and M. C. BREWER: Dissipation of the temperature effect in drilling a well in Arctic Alaska. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1083—C, 73—109, 1959
- LUBIMOVA, E. A., and B. G. POLYAK: Heat flow map of Eurasia. *The Earth's Crust and Upper Mantle*. Am. Geophys. Union, Washington, pp. 82—88, 1969
- MÜCKE, G.: Untersuchungen über die Wärmeleitfähigkeit von Karbongesteinen und ihre Beeinflussung durch Feuchtigkeit im Zusammenhang mit der Wärmeübertragung des Steinkohlengebirges an die Grubenwetter. Dissertation, Aachen 1962
- MUNDRY, E.: Berechnung des geothermischen Feldes mit Hilfe eines Relaxationsverfahrens. *Z. Geophys.*, 32 (3), 157—162, 1966
- REGNAULT und PFAUNDLER: Bestimmung des Verbrennungswertes und des Heizwertes. *Erdöl u. Kohle*, 14, 639—649, 1961
- SCHÖSSLER, K., und J. SCHWARZLOSE: Geophysikalische Wärmeflußmessungen. *Freiberger Forschungsh.*, *Geophys. C* 75, 1—120, 1959
- VON HERZEN, R. P., and A. E. MAXWELL: The measurement of thermal conductivity of deep-sea sediments by a needle probe method. *J. Geophys. Res.*, 64, 1557—1563, 1959

Map of Tectonic Flux of Japan

P. HÉDERVÁRI, Budapest¹⁾

Eingegangen am 10. August 1970

Summary: A map of tectonic flux of Japan is presented, based on the data of Japanese earthquakes occurred between 599 and 1964. The data were compiled by USAMI [1966]. It is stated that the most active centers are distributed along the Pacific coast of Japan and some of them seem to be in connection with the andesite-line.

Mapping the Tectonic Flux

The term of tectonic flux was introduced into the geophysics by St. AMAND [1956]. For an area A the tectonic flux is defined as

$$\mu(A) = \frac{\omega}{A} \frac{1}{\langle t_1, t_2 \rangle} \int_A \int_{\langle t_1, t_2 \rangle} E^{0.5} dA dt, \quad (1)$$

where $\langle t_1, t_2 \rangle$ is the investigated time-interval ($t_2 > t_1$), E the seismic energy, expressed in ergs and ω is a constant, which depends on the scale used. If M is the earthquake-magnitude, then:

$$\log E = 11,8 + 1,5 M. \quad (2)$$

Let A_1, A_2, A_3 and A_4 be four adjoining areas, measured in square kilometres (Fig. 1). These areas have only one common point which can be marked as

$$P(A_1, 2, 3, 4) \text{ or more simply as } P.$$

Supposing that

$$A_1 = A_2 = A_3 = A_4, \quad (3)$$

¹⁾ F. R. A. S., Dr. rer. nat. PÉTER HÉDERVÁRI, Vice-President of International Association of Planetology (IUGS-UNESCO), Secretary of Commission of Planetary Physics of IAP, President of International Lunar Society; VI. Lenin-blvd. 82/III/6a/, Budapest, Hungary.