

32. 長周期レイリー波の減衰特性と位相速度

地震研究所 吉田 満

(昭和 56 年 9 月 30 日受理)

§1. 序

1963 年 10 月 13 日の千島列島地震 (発震時, 05 時 17 分 57 秒 (グリニジ標準時); 緯度, 44.8°N ; 経度, 149.5°E ; 深さ, 60 km; マグニチュード, 8.3) は, 長周期表面波の解析より発震機構の研究 (主として観測波形と合成波の比較) が KANAMORI (1970a) によって行われた. その結果によると千島列島地震は傾斜角 22° , 傾斜方向 $\text{N}47^{\circ}\text{W}$ の低角逆断層で, 地震モーメントは $7.5 \times 10^{28} \text{dyne-cm}$ と推定された. その他震源時間関数, 断層の長さ, 破壊速度等が推定されたが, これらの震源パラメータは周期 100~400 秒の範囲でラブ波が G_4 , レイリー波が R_4 の波形の解析から推定された事に注目しておきたい. 波の伝播に伴ない振幅が徐々に減衰してゆくが, この減衰の度合いを表わす Q は, KANAMORI (1970b) の観測値を使う事により, 上記震源パラメータが推定されている.

この 1963 年千島列島地震は発震機構の研究のみならず, 自由振動の研究 (ABE, SATO and FREZ, 1970), レイリー波およびラブ波の分散の研究 (DZIEWONSKI and LANDISMAN, 1970), レイリー波の位相速度と Q の研究 (NAKANISHI, 1979) にも使われ, 地震の規模が大きいので解析される周期の範囲は 100 秒以上の長周期となる. これら自由振動, 表面波の研究により, 地球内部構造 (主として密度, P 波, S 波速度分布) が深さの関数として求められ, マントルや地球規模のより正確なモデルが構築される.

一方, 最近では上記の発震機構の研究でもとられたように観測波形と理論地震記象の比較という手法が度々用いられ, その際に表面波或いは自由振動の減衰を考慮するため, 適当な Q 値を採用しなければならない. この Q 値の変化は合成される地震記象の振幅の変化につながるので, 最適な Q 値を採用する事は非常に重要であるといえる.

本論文の目的は, 周期 100 秒から 330 秒におけるレイリー波の Q 値と減衰係数 k を, 千島列島地震によって励起されたレイリー波を解析して求めたので報告する事にある. 解析された波の径路又は波の位相等はすでに報告されているものとは異なっている. 位相速度, 群速度も同時に求められているので報告する.

§2. 解析方法

一観測点で観測される波の強さ A_1 は, 震央距離 Δ_1 , 震源における波の強さを A_0 , 減衰係数を k , divergence factor を D_0 , 地震計の特性を I_0 とすれば

$$A_1 = A_0 \cdot D_0 \cdot I_0 \exp(-k\Delta_1) \quad (1)$$

となり, 地球の大円に沿って一周更に伝播した場合は

$$A_2 = A_0 \cdot D_0 \cdot I_0 \cdot \exp(-k\Delta_2) \quad (2)$$

となる. ここで $\Delta = \Delta_2 - \Delta_1$ は地球の大円距離となる. (2), (1) の比をとり, $A = A_2/A_1$ とおけば

$$k = -\log_e A/I \quad (3)$$

となる。波の強さとして観測された任意の位相のフーリエ変換より得られた振幅スペクトルを用いると、一組のレイリー波の波群, $R_1-R_3, R_3-R_5, R_5-R_7, \dots$ を使い (3) 式より減衰係数 k が求められる。スペクトルの比を用いている為、地震計の振幅特性は相殺し合うので、 k は大円に沿う媒質における波の減衰係数となる。

これら大円を伝播する一組の波群から、位相速度が求められ (SATO, 1958), 波が震央と対照点を通過するとき生ずる位相のずれ, いわゆる Polar phase shift (BRUNE, NAFE and ALSOP, 1961; SATO and USAMI, 1963) を考慮すると、位相速度 $c(p)$ と観測された波の位相スペクトル $\phi_1(p; A_1), \phi_2(p; A_2)$ との間には次の関係式が成り立つ。

$$c(p) = \frac{p(A_2 - A_1)}{\phi_2(p; A_2) - \phi_1(p; A_1) - \pi + 2n\pi} \quad (4)$$

ここで p は角周波数, n は整数である。

さて (3) 式から減衰係数が求まるが、この k と内部摩擦を示す無次元の Q との間の関係式は次の様に書ける (BRUNE, 1962)。

$$Q = \frac{\pi}{kTU} \quad (5)$$

ここで T は波の周期, U は群速度である。よって Q を求める為には群速度 U を知らなければならない。群速度 U は位相速度 c から次の式から計算される。

$$U = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} \quad (6)$$

λ は波長である。この波長は $\lambda = cT$ から知る事ができるので、(6) 式が求めた U を使えば Q が求められる。結局、一組の波群, $R_1-R_3, R_3-R_5, R_5-R_7$ 或いは $R_2-R_4, R_4-R_6, R_6-R_8, \dots$ の振幅スペクトル, 位相スペクトルから減衰係数 k , 位相速度 c , 内部摩擦 Q が周期の関数として求められる事になる。

§3. データ及び解析結果

千島列島地震により励起された長周期レイリー波は世界各地の世界標準地震計により記録されたが、今回解析に用いた観測点の分布は Fig. 1 に示されている。観測点は北アメリカに最も多く分布し、南アメリカ、ヨーロッパ、西南太平洋に若干というところである。従って大円に沿って伝播する波の径路は、千島列島→北アメリカ→南アメリカ→インド洋→東南アジア→千島列島又はその逆方向の径路が圧倒的に多い。

これらの径路には、いわゆる大陸性地下構造、或いは海洋性地下構造をなす地域も部分的に含まれているが、海岸に沿った径路、又は島弧や縁海等、地質学的見地からも複雑な地域を径路として含んでいるのも少なくない。アジア大陸と太平洋を伝播する波は今回の観測波形にほとんど含まれていないという事がデータの特徴といえるかも知れない。

Fig. 1 に示された観測点で記録された波は、地球を 5 回も 6 回も回ったものもあるが、その中でも解析するのに適した位相は Table 1 に示された各ステーション毎の波群であり、 R_4, R_5, R_6 が多い。記象のサンプリング間隔は主に 2 秒である。

3.1 減衰係数

減衰係数は (3) 式より任意の周期におけるスペクトル比より求まる。Fig. 2 は各ステ

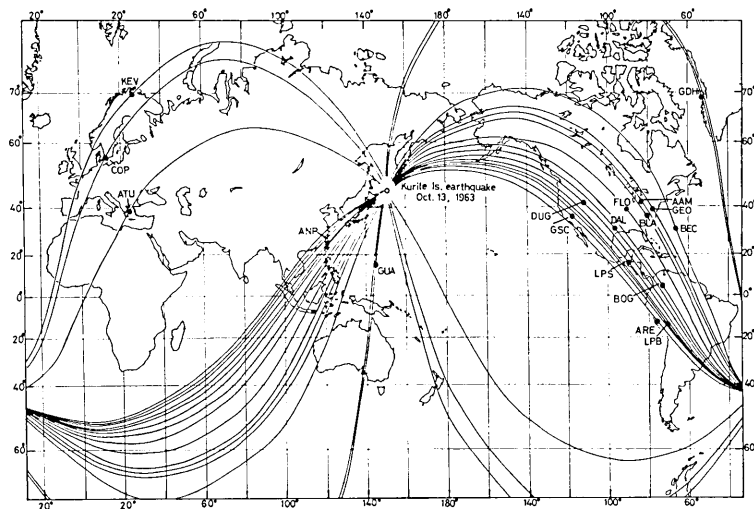


Fig. 1. Map of the epicenter of the Kurile Island earthquake of October 13, 1963, stations, and the great-circle paths.

Table 1. Station coordinates, lengths of the great-circle paths, and pairs of multiple Rayleigh waves for the Kurile Island earthquake of October 13, 1963.

No.	Station	Region	Latitude	Longitude	Minor arc (km)	Great-circle path (km)	Phase
1	AAM	Michigan	42.300°N	83.656°W	9010.8	40021.3	R ₄ -R ₅
2	ANP	Taiwan	25.183°N	121.517°E	3325.9	40033.6	R ₃ -R ₅
3	ARE	Peru	16.462°S	71.491°W	15070.4	40036.5	R ₃ -R ₅
4	ATU	Greece	37.972°N	23.717°E	9351.3	40023.2	R ₅ -R ₇
5	BEC	Bermuda	32.379°N	64.681°W	10787.4	40016.9	R ₇ -R ₉
6	BLA	Virginia	37.211°N	80.421°W	9634.2	40021.8	R ₆ -R ₈
7	BOG	Colombia	4.623°N	74.065°W	13034.0	40029.4	R ₄ -R ₆
8	COP	Denmark	55.683°N	12.433°E	8163.5	40014.5	R ₄ -R ₆
9	DAL	Texas	32.846°N	96.784°W	9118.1	40029.7	R ₄ -R ₆
10	DUG	Utah	40.195°N	112.813°W	7528.3	40032.0	R ₃ -R ₅
11	FLO	Missouri	38.802°N	90.370°W	8981.0	40025.0	R ₄ -R ₆
12	GDH	Greenland	69.250°N	53.533°W	7215.2	40009.8	R ₇ -R ₉
13	GEO	Washington	38.900°N	77.067°W	9613.2	40020.0	R ₃ -R ₅
14	GSC	California	35.302°N	116.805°W	7612.3	40035.3	R ₁ -R ₃
15	GUA	Mariana Is.	13.538°N	144.912°E	3492.7	40009.8	R ₄ -R ₆
16	KEV	Finland	69.755°N	27.007°E	6474.4	40013.1	R ₅ -R ₇
17	LPB	Bolivia	16.533°S	68.098°W	15312.9	40034.8	R ₃ -R ₅
18	LPS	El Salvador	14.292°N	89.162°W	11199.9	40033.3	R ₃ -R ₅

ーション毎の波群 R_3-R_5 と R_4-R_6 のスペクトル比を示し、周期が 150, 200, 250, 300 秒でそれぞれおよそ 0.2, 0.3, 0.4, 0.5 となっていて周期が長くなるにつれて波動エネルギーはより遠くまで伝播する事がわかる。この中でも、周期が 300 秒では地球を更に一周すると (約 40000 km の距離に相当するが) 振幅比が半分になる事は、長周期レイリー波の減衰の 1 つの特徴としてとらえたい。

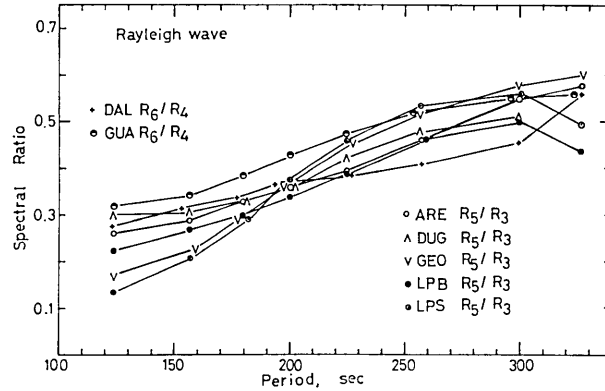


Fig. 2. Amplitude spectral ratios of pairs of multiple Rayleigh waves.

Table 2. Attenuation coefficients obtained from pairs of R_3 - R_5 .

Station	Attenuation Coefficient k (10^{-5} km^{-1})							
	124	157	180	Period (sec)		257	300	327
ARE	—	—	2.799	2.558	2.326	1.928	1.488	1.369
DUG	—	—	2.746	2.531	2.155	1.828	—	—
GEO	4.442	3.694	3.075	2.552	1.989	1.662	1.378	1.259
LPB	—	3.279	3.040	2.709	2.377	1.939	—	—
LPS	—	3.992	3.083	2.450	1.939	1.562	1.430	—
Average	4.442	3.632	2.949	2.560	2.157	1.784	1.432	1.314
s.d.		0.826	0.163	0.094	0.195	0.166	0.055	0.078

Fig. 2 に図示してあるスペクトル比の中で、観測点 GUA を除けば、他の観測点はすべて北アメリカ、南アメリカに位置し、スペクトル比の値も GUA と他のものとの間に違いがみられる。即ち、GUA のスペクトル比は、他のものより高い。これは、GUA だけが波の径路が他の DAL, ARE, DUG, GEO, LPB, LPS とは違っている為であろう。GUA の径路は千島列島→西太平洋→オーストラリア→南極→大西洋→グリーンランド西部→北極→ソ連東部→千島列島となっており、比較的構造地質学的にみて活発な地域を通過していないので波の減衰が少ないと思われる。

上記スペクトル比と地球の大円距離を (3) 式に代入し減衰係数 k が求まる。計算された k が Table 2 に示されてある。この k は、すべて一組の波群 R_3 - R_5 のみから求めたもので R_4 - R_6 は使われていない。ここで周期の範囲が 124~327 秒となっているが、各観測点における値が必ずしもすべての周期に対して記載されていない。これは、 k は Fig. 2 で示された値を使えば計算されるが、振幅スペクトルがあまり安定して求まらなかったものに対しては k を計算しなかった事による。即ち k が求めてある周期ではスペクトルが安定して求まったといえる。

安定して求まったとか、安定して求まらなかったとかの規準は、Table 1 に記録されていない複数の波群から求めたスペクトル比と Fig. 2 に示してある値との差が小さい場合に安定に求まったとし、大きい場合はその逆であるという意味である。Table 2 より、

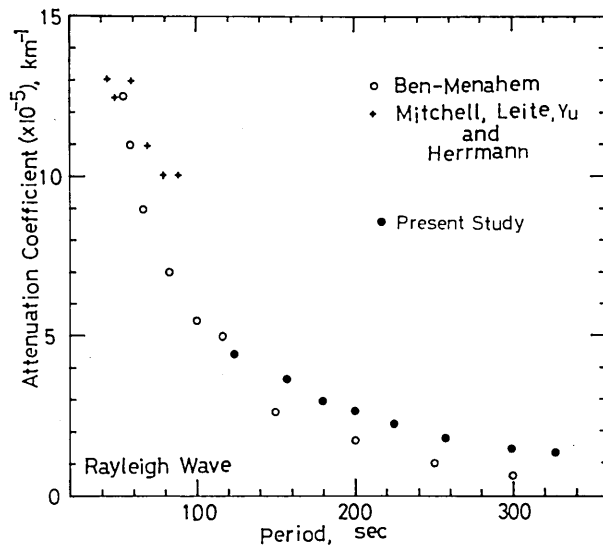


Fig. 3. Attenuation coefficients obtained using the Kurile Island earthquake, together with the values obtained by BEN-MENAHEM (1965), and MITCHELL, LEITE, YU, and HERRMANN (1976).

周期 100~300 秒では減衰係数は $10^{-5}/\text{km}$ のオーダーである事がわかる。

今回求めた減衰係数を図示すると Fig. 3 のようになる。この図では BEN-MENAHEM (1965) および MITCHELL *et al.* (1976) によって報告されている減衰係数も載せてあるが、周期 100~300 秒の範囲では BEN-MENAHEM による値と今回の結果が比較できる。全体としては今回求めた値は BEN-MENAHEM により求められたものより少し高めである。即ち波の伝播と共に減衰する度合いは強いという特徴がみられる。

ここで BEN-MENAHEM (1965) により求められた減衰係数の計算方法および波の径路をみると次の様になる。方法は今回用いた解析法と同じで、地震は 1952 年カムチャッカ地震 (マグニチュード $8\frac{1}{4}$) を含む大地震 12 個をデータとし、レイリー波は R_1, R_2, R_3, R_4 が解析された。波の径路は日本、フィリピン、インドネシア等をほとんど含まず、Fig. 1 に図示されている径路と較べて地球の平均的な構造を調べるのに適したものとなっている。

つまり Fig. 3 に顕われた今回求めた減衰係数と BEN-MENAHEM (1965) によるものとの差異、およそ $1 \times 10^{-5}/\text{km}$ は径路の違いによると思われる。今回得られた係数は地球の平均的な値よりもやや大きいといえよう。MITCHELL *et al.* (1976) によって報告されている周期 40~90 秒位までの減衰係数と、今回求めたものとを比較すると、50 秒付近での値は 300 秒における値のおよそ 10 倍、1 桁減衰が大である事がわかる。尚 MITCHELL *et al.* の値は太平洋における減衰係数である。

3.2 位相速度

同一観測点で記録された大円上を同一方向に伝播したレイリー波の一組の波群の位相差を計算し、かつ Polar phase shift の π を考慮して (4) 式から位相速度が求まる。Fig. 4 には、Table 1 に記載した各ステーション毎の波群 $R_n - R_{n+2}$ から計算された位相速度の平均値が図示されている。海洋モデル: 8099 (DORMAN, EWING and OLIVER, 1960),

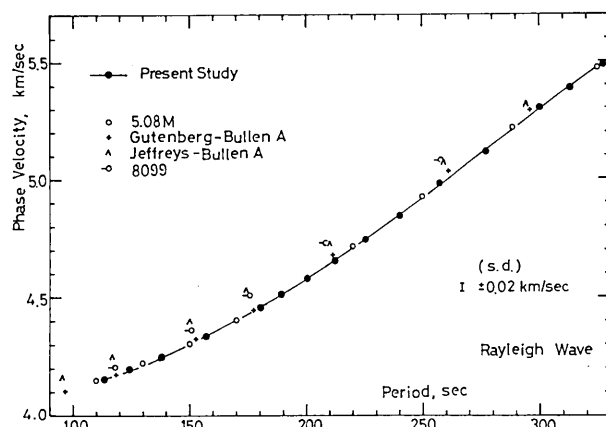


Fig. 4. Phase velocities obtained using the Kurile Island earthquake, together with those calculated for the earth models 5.08 M, Gutenberg-Bullen A, and Jeffreys-Bullen A, and the oceanic model 8099. The standard deviation (s.d.) of ± 0.02 km/sec is shown by the vertical bar in the figure.

地球モデルで低速層がないもの: Jeffreys-Bullen A (ALTERMAN, JAROSCH and PEKERIS, 1961) と低速層のあるもの: Gutenberg-Bullen A (DORMAN, EWING and OLIVER, 1960) (この二つの地球モデルは実体波からきめられたものであるが), 実体波, 表面波, 自由振動の観測データを使ってきめられた地球モデル: 5.08 M (PRESS, 1970; KANAMORI, 1970b) の4つのモデルに対して計算された位相速度も Fig. 4 に示してある. 今回得られた位相速度は 5.08 M モデルと非常によく合致しており, 次に Gutenberg-Bullen A モデルに近い事がわかる.

Fig. 4 には周期が 113~327 秒までの位相速度が図示されているが, この範囲では標準偏差は $\pm 0.011 \sim \pm 0.029$ km/sec で ± 0.02 km/sec 以下でできまっているものが多い. Table 3 に今回得られたすべての位相速度およびそれらの標準偏差が示してある. 周期が 330 秒を越えると誤差も大きくなっている事に気がつく.

3.3 群速度

前節で得られた位相速度から (6) 式を用いると群速度が求められ, Table 4 に示してある. この手法により求められた群速度は短周期になるにつれて決定された群速度にばらつきが多くなる傾向があるので, 数値微分で得られた値を平滑化し最終的な値とした. 故に位相速度の精度よりは若干悪いといえよう. 群速度の決定には通常はこのような方法はとらず, 独立に他の方法で決定されるが, 今回は位相速度データを使って群速度を求める事を試みてみた. Fig. 5 は今回採用された (6) 式により決定された群速度の1つの例を示している. 周期 200 および 300 秒が波長でそれぞれ約 900 および 1600 km に相当し, 低速層の影響は前者の波に強い.

3.4 Q 値

減衰係数と群速度が求まると, (5) 式から値 Q が計算される. Table 5 はこのようにしてきまった Q 値を示し, Fig. 6 に周期と Q 値の関係を図示した. これらの表および図から, レイリー波の Q 値は周期 100~300 秒の範囲で周期が長くなると増加する傾向

Table 3. Phase velocities calculated from pairs of multiple Rayleigh waves from the Kurile Island earthquake. s.d. is the standard deviation.

No.	Code	Period (sec)																			
		103	113	124	138	157	180	189	200	212	225	240	257	277	300	313	327	343	360	379	400
1	AAM	4.118	4.150	4.193	4.227	4.330	4.450	4.542	4.553	4.659	4.714	4.848	5.028	5.104	5.312	5.391	5.520	5.585			
2	ANP	4.116	4.168	4.183	4.269	4.338	4.466	4.471	4.580	4.617	4.743	4.788	4.976	5.044	5.310	5.383	5.449	5.541	5.650		
3	ARE	4.121	4.142	4.199	4.253	4.377	4.492	4.545	4.606	4.692	4.780	4.885	5.006	5.152	5.341	5.419	5.493	5.610	5.702	5.763	5.947
4	ATU	4.127	4.133	4.184	4.252	4.361	4.460	4.490	4.541	4.652	4.748	4.859	5.008	5.105	5.312	5.383	5.480	5.642	5.660	5.804	5.964
5	BEC	4.098	4.178	4.185	4.214	4.288	4.416	4.513	4.594	4.666		5.077	5.095	5.312	5.418						
6	BLA	4.143	4.146	4.186	4.240	4.354	4.476	4.507	4.554	4.678	4.758	4.854	4.958	5.128	5.303	5.399	5.470	5.584	5.722	5.836	0.0
7	BOG	4.108	4.171	4.183	4.252	4.328	4.456	4.477	4.578	4.648	4.732	4.813	4.953	5.100	5.300	5.396	5.493	5.627	5.707	5.897	0.0
8	COP	4.118	4.145	4.197	4.271	4.376	4.453	4.519	4.576	4.661	4.744	4.824	4.983	5.116	5.308	5.349	5.488	5.502	5.681	5.825	0.0
9	DAL	4.128	4.140	4.202	4.240	4.308	4.471	4.522	4.590	4.648	4.743	4.840	4.961	5.084	5.272	5.379	5.517	5.667	5.675	5.803	5.940
10	DUG	4.141	4.177	4.206	4.272	4.336	4.452	4.512	4.576	4.656	4.729	4.848	4.973	5.117	5.309	5.387	5.487	5.583	5.700		
11	FLO	4.128	4.174	4.210	4.247	4.352	4.447	4.523	4.587	4.652	4.770	4.852	4.971	5.134	5.278	5.393	5.508	5.677	5.781		
12	GDH	4.113	4.131	4.186	4.229	4.351	4.460	4.504	4.605	4.609	4.756	4.872	4.979	5.188	5.301	5.392	5.494	5.603	5.701	5.837	5.906
13	GEO	4.137	4.183	4.201	4.267	4.335	4.425	4.532	4.599	4.660	4.764	4.873	4.994	5.130	5.298	5.393	5.497	5.619	5.779	5.833	
14	GSC	4.146	4.167	4.205	4.242	4.355	4.466	4.512	4.573	4.659	4.739	4.843	4.981	5.122	5.308	5.432	5.482	5.612	5.716	5.790	
15	GUA	4.157	4.173	4.209	4.248	4.328	4.463	4.525	4.584	4.652	4.700	4.870	4.992	5.151	5.280	5.384	5.503	5.596	5.717	5.822	
16	KEY	4.105	4.125	4.220	4.272	4.343	4.480	4.526	4.577	4.652	4.744	4.850	4.973	5.121	5.287	5.394	5.498	5.620	5.734		
17	LPB	4.137	4.180	4.211	4.239	4.310	4.454	4.548	4.590	4.645	4.747	4.852	4.971	5.131	5.310	5.369	5.475	5.605	5.753	5.884	5.944
18	LPS	4.122	4.167	4.191	4.280	4.335	4.477	4.509	4.580	4.645	4.737	4.839	4.973	5.127	5.298	5.382	5.483	5.599	5.727	5.895	
Average		4.126	4.158	4.197	4.251	4.339	4.459	4.515	4.580	4.653	4.744	4.848	4.986	5.117	5.302	5.391	5.490	5.604	5.713	5.832	5.940
s.d.		0.016	0.019	0.011	0.018	0.023	0.018	0.021	0.017	0.019	0.019	0.023	0.029	0.026	0.016	0.019	0.017	0.041	0.037	0.042	0.021

Table 4. Group velocities calculated from the Kurile Island earthquake data.
s.d. is the standard deviation.

No.	Code	Period (sec)									
		124	157	180	200	225	257	300	327	360	400
1	AAM	3.780	3.700	3.650	3.600	3.550	3.570	3.770	3.950	.	.
2	ANP	3.770	3.650	3.590	3.530	3.530	3.630	3.780	3.900	4.030	4.300
3	ARE	3.700	3.650	3.620	3.580	3.580	3.620	3.800	3.920	4.140	4.380
4	ATU	3.800	3.650	3.600	3.550	3.550	3.620	3.760	3.870	4.030	4.280
5	BEC	3.750	3.650	3.570	3.520	3.500	3.570	3.740	3.860	4.070	4.300
6	BLA	3.780	3.650	3.580	3.520	3.520	3.600	3.750	3.900	4.080	4.320
7	BOG	3.820	3.680	3.590	3.530	3.530	3.570	3.670	3.750	3.870	.
8	COP	3.800	3.660	3.600	3.550	3.550	3.620	3.750	3.880	4.060	4.350
9	DAL	3.780	3.660	3.600	3.560	3.560	3.610	3.780	3.900	4.070	4.330
10	DUG	3.800	3.690	3.620	3.570	5.550	3.600	3.750	3.880	4.050	4.260
11	FLO	3.840	3.670	3.600	3.530	3.530	3.600	3.730	3.850	4.080	4.450
12	GDH	3.790	3.640	3.550	3.510	3.510	3.590	3.770	3.920	4.100	4.320
13	GEO	3.820	3.670	3.600	3.520	3.520	3.590	3.750	3.890	4.130	.
14	GSC	3.820	3.680	3.580	3.540	3.540	3.630	3.820	3.920	4.100	.
15	GUA	3.770	3.650	3.570	3.530	3.530	3.590	3.790	3.930	4.150	.
16	KEV	3.730	3.650	3.580	3.550	3.560	3.630	3.760	3.900	4.080	4.340
17	LPB	3.770	3.670	3.580	3.540	3.540	3.600	3.740	3.850	4.070	4.440
18	LPS	3.790	3.670	3.600	3.570	3.570	3.630	3.770	3.900	.	.
Average		3.784	3.663	3.593	3.544	3.540	3.604	3.760	3.887	4.069	4.339
s.d.		0.034	0.016	0.022	0.024	0.021	0.021	0.032	0.044	0.064	0.059

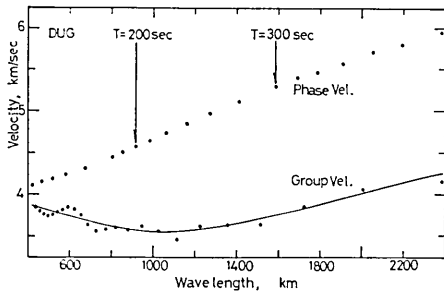


Fig. 5. An example of the group velocity (solid line) determined by means of the numerical differentiation using the observed phase velocity data.

にあるのは明らかである。即ち周期 100 秒付近で Q は 130 位で 330 秒付近では 190 位になる。しかし見方によっては周期 250 秒位で極大値をもっているようにもみえる。

今まで報告されている周期 100~400 秒の範囲における基本モードレイリー波の Q 値でも、周期 250 秒で極大値 189 (KANAMORI, 1970b), 325 秒で極大値およそ 190 (JOBERT and ROULT, 1976; DESCHAMPS, 1977), 294 秒で極大値 231 (NAKA-

NISHI, 1979) 等みかけ上極大値がでているが、これらは、物理的に意味があると解釈するか、或いは解析した波のダイナミックレンジの違いにより計算上生ずる誤差と解釈するか二通りの見方がある。今回解析した周期の範囲では、他の報告をみても一般的に周期が長くなると誤差は増加する傾向にある。

ABE, SATO and FREZ (1970) によると、周期 200~300 秒と 380~400 秒の範囲では前者の Q 値が 200 ± 49 、後者が 251 ± 30 と求められており周期 500 秒位までは Q 値は周期と共に増加している。周期が 500 秒以上になると Q の観測データは非常に少なくなるが、地

Table 5. Q factors obtained from pairs of R_3 - R_5 .

Station	Q factor								Phase
	124	157	180	Period (sec)		257	300	327	
				200	225				
ARE	—	—	172	171	167	175	185	179	R_3 - R_5
DUG	—	—	175	173	182	185	—	—	R_3 - R_5
GEO	149	147	157	174	199	204	202	196	R_3 - R_5
LPB	—	166	160	163	165	175	—	—	R_3 - R_5
LPS	—	139	157	179	201	215	194	—	R_3 - R_5
Average	149	151	164	172	183	191	194	188	
s.d.		14	9	6	17	18	9	12	

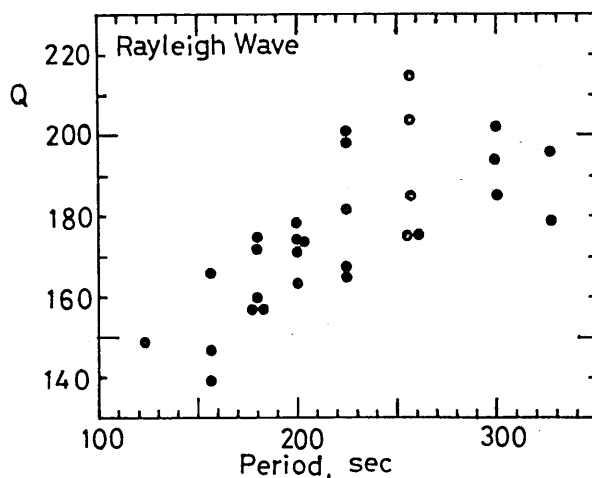


Fig. 6. Q factors obtained using the Kurile Island earthquake of October 13, 1963.

球の伸び縮み振動の研究により、周期 660 秒位 (モードは ${}_0S_0$) では Q 値は 320 (SLICHTER, 1965) から 366 (BENIOFF, PRESS and SMITH, 1961), 周期 1230 秒位 (モードは ${}_0S_0$) では Q 値は 900 (SMITH, 1961), 7500 (BENIOFF, PRESS and SMITH, 1961), 又は 25000 (SLICHTER, 1965) とも報告されている (詳しくは SATO (1967) を参照). これらの結果によると、周期 1000 秒に到るまで Q 値は増加し続ける.

§ 4. 最小二乗法による表面波位相速度の決定

大円上の二つの場所で観測された表面波の位相スペクトル ϕ_1, ϕ_2 をとすれば次の式が成り立つ (SATO, 1955).

$$\begin{aligned} \beta(p) + px_1/c(p) &= \phi_1(p) \\ \beta(p) + px_2/c(p) &= \phi_2(p) \end{aligned} \tag{7}$$

ここで $\beta(p)$ は震源時間関数, 断層型, 断層の運動方向, 断層の長さ等に依存する表面波初期位相 (詳しくは YOSHIDA (1977) を参照) である. 二つの場所における震央距離 x_1, x_2 に対して大円上の同一点を同一方向に向かって何回もぐるぐる伝わる波の震央距離を

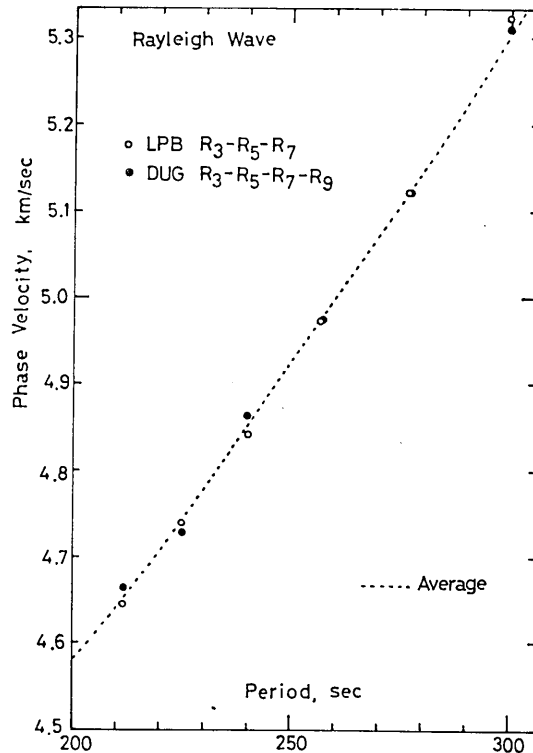


Fig. 7. Phase velocities for LPB and DUG as determined by means of the method of least squares using multiple Rayleigh waves more than three. Average corresponds to the one given in Table 3.

$x_1, x_3, x_5, x_7, x_9, \dots$ ($x_3 - x_1 = x_5 - x_3 = x_7 - x_5 = x_9 - x_7 = \dots \approx 40000$ km) として, Polar phase shift を考慮すれば (7) 式は次のようになる.

$$\begin{aligned}
 \beta(p) + px_1/c(p) &= \phi_1(p) + 2m_1\pi \\
 \beta(p) + px_3/c(p) &= \phi_3(p) - \pi + 2m_3\pi \\
 \beta(p) + px_5/c(p) &= \phi_5(p) - 2\pi + 2m_5\pi \\
 \beta(p) + px_7/c(p) &= \phi_7(p) - 3\pi + 2m_7\pi \\
 \beta(p) + px_9/c(p) &= \phi_9(p) - 4\pi + 2m_9\pi
 \end{aligned} \tag{8}$$

いまここでレイリー波の R_1, R_3, R_5, \dots を対象とすると, (8) 式における m_1, m_3, m_5, \dots が何らかの方法でわかれば, ある p に対する R_1, R_3, R_5, \dots の位相スペクトル, 震央距離 x_1, x_3, x_5, \dots を (8) 式に代入する事により最小二乗法で $c(p)$ を求める事ができる.

一例として観測点 DUG の周期 257 秒の位相速度を求める. この周期の $\beta(p), c(p)$ は (4) 式から求めるとそれぞれ 2.530, 4.973 となるが, この値を初期値として使うと (8) 式から m_3, m_5, m_7, m_9 はそれぞれ 38, 70, 102, 134 となる. これらの m の値と R_3, R_5, R_7, R_9 の震央距離, 位相スペクトルを (8) 式に代入し, 最小二乗法で新しく $\beta(p), c(p)$ を再計算するとそれぞれ 3.590, 4.977 と求まる. このようにして他の周期に対して位相速度を求めて図示すると Fig. 7 のようになる. 図には観測点 LPB で $R_3, R_5,$

R_7 を使って最小二乗法求めた位相速度も示してある。

大円を数回も回った波, R_5 , R_7 , R_9 等は, 回数が多くなるにつれて逆方向に数回回った波により波形, 従って位相も乱され易くなるので, ここで使った方法で精度良く位相速度を求める為には位相の分離等を正確にやる必要があると思われる。

ある周期の初期位相とか位相速度の近似値が独立にわかる場合には (8) 式を最小二乗法で解くのも有効であろう。

§5. 結 び

大円上を伝播するレイリー波は周期が長くなる程減衰の度合いは小さく, 地球を一周すると振幅スペクトルは周期 300 秒でおよそ半分となる。これに相当する減衰係数は $1.44 \times 10^{-5} \text{ km}^{-1}$ であり, Q は 194 という値が今回の解析より得られた。周期 300 秒といえば波長が約 1600 km (Fig. 5) で, 上部マントルの中でも岩石圏や岩流圏はもちろん水平方向の不均質を最も深く見積った 700 km に到るまでの構成物質の弾性的性質が減衰特性や速度に反映していると推定される。

1963 年千島列島地震によって観測された表面波の解析により得られたものですでに報告された減衰特性, 速度特性と今回得られた特性とを比較すると今回の結果が減衰量は多く, 速度は遅い傾向にある。これは大円径路に地球の平均的な構造をもつ地域よりはむしろプレートとプレートの境界とか, 地質学的にみて変動帯に属する地域を含んでいる為と思われる。今回得た減衰および速度特性に近いのは KANAMORI (1970b) の結果であった。

周期 100 秒から 330 秒の範囲で得られた Q 値は, 長周期表面波の振幅補正や, 合成の際, 有用なデータになるとと思われる。

謝 辞

本解析の初期段階においてご注意を頂いた鹿児島大学, 佐藤泰夫教授に感謝の意を表します。

References

- ABE, K., Y. SATÔ and J. FREZ, 1970, Free oscillations of the earth excited by the Kurile Islands earthquake 1963, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 48, 87-114.
- ALTERMAN, Z., H. JAROSCH and C. L. PEKERIS, 1961, Propagation of Rayleigh waves in the earth, *Geophys. J.*, 4, 219-241.
- BENIOFF, H., F. PRESS and S. SMITH, 1961, Excitation of the free oscillation of the earth by earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 66, 605-619.
- BEN-MENAHEM, A., 1965, Observed attenuation and Q values of seismic surface waves in the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, 70, 4641-4651.
- BRUNE, J. N., J. E. NAFE and L. E. ALSOP, 1961, The polar phase shift of surface waves on a sphere, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 51, 247-257.
- BRUNE, J. N., 1962, Attenuation of dispersed wave trains, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52, 109-112.
- DESCHAMPS, A., 1977, Inversion of the attenuation data of free oscillations of the Earth (fundamental and first higher modes), *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 50, 699-722.
- DORMAN, J., M. EWING and J. OLIVER, 1960, Study of shear-velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 50, 87-115.

- DZIEWONSKI, A. and M. LANDISMAN, 1970, Great circle Rayleigh and Love wave dispersion from 100 to 900 seconds, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **19**, 37-91.
- JOBERT, N. and G. ROULT, 1976, Periods and damping of free oscillations observed in France after sixteen earthquakes, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **45**, 155-176.
- KANAMORI, H., 1970a, Synthesis of long-period surface waves and its application to earthquake source studies-Kurile Island earthquake of October 13, 1963, *J. Geophys. Res.*, **75**, 5011-5027.
- KANAMORI, H., 1970b, Velocity and Q of mantle waves, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **2**, 259-275.
- MITCHELL, B. J., L. W. B. LEITE, Y. K. YU and R. B. HERRMANN, 1976, Attenuation of Love and Rayleigh waves across the Pacific at periods between 15 and 110 seconds, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 1189-1201.
- NAKANISHI, I., 1979, Phase velocity and Q of mantle Rayleigh waves, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **58**, 35-59.
- PRESS, F., 1970, Earth models consistent with geophysical data, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **3**, 3-22.
- SATO, R., 1967, Attenuation of seismic waves, *J. Phys. Earth*, **15**, 32-61.
- SATŌ, Y., 1955, Analysis of dispersed surface waves by means of Fourier transform I, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **33**, 33-48.
- SATŌ, Y., 1958, Attenuation, dispersion, and the wave guide of the G wave, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **48**, 231-251.
- SATŌ, Y. and T. USAMI, 1963, Phase angle of waves propagating on a spherical surface with special reference to the polar phase shift and the initial phase, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 459-466.
- SLIGHTER, L. B., 1965, Earth's free modes and a new gravimeter, *Geophysics*, **30**, 339-347.
- SMITH, S., 1961, An Investigation of the earth's free oscillations, Ph. D. thesis, California Institute of Technology, Pasadena.
- YOSHIDA, M., 1977, Initial phase and phase velocity of surface waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **52**, 343-355.

32. Attenuation Characteristics and Phase Velocity of Long-Period Rayleigh Waves.

By Mitsuru YOSHIDA,

Earthquake Research Institute.

The attenuation coefficients, Q values and phase velocities of Rayleigh waves excited by the Kurile Islands earthquake of 1963 have been obtained for the wave periods from 100 to 330 seconds by means of Fourier spectral analysis. Due to the path effect that the great circle paths of the long-period surface waves are predominantly located along the circum-Pacific seismic zone, the coefficients determined are somewhat larger and Q values lower than the standard ones. The Rayleigh wave attenuation is calculated on the basis of the amplitude spectral ratios of R_{n+2}/R_n which are about 0.2, 0.35 and 0.5 for the periods 100, 200 and 300 seconds respectively. A relationship between the apparent characteristics of Q values versus the wave period and the errors made in the wave analysis is discussed.