

松代で観測された PL_{21} 波の解析*

山 岸 登**

550.340

On the Analysis of PL_{21} Waves Observed at MATSUSHIRO SEISMOLOGICAL OBSERVATORY

N. Yamagishi

(Matsushiro Seismological Observatory, J. M. A.)

Frequently, long period P waves which have normal dispersed train of waves of period longer than about 10 seconds are recorded soon after the occurrence time of initial P waves on the long period seismograms at MATSUSHIRO SEISMOLOGICAL OBSERVATORY.

These long period waves are recorded for a number of paths and stations, so this phenomenon may be appeared in general.

Surface particle motion of these normal dispersive waves shows progressive and elliptical ones, and the amplitudes are fairly smaller than rayleigh waves.

From the natures stated above, it is evident that these waves are so-called PL waves generated by the leakage of energy and based on leaking mode propagation.

Theoretical dispersion curves for crust-mantle model were already computed and the analysis of seismograms were also reduced to practice, by some researchers.

In this paper, fundamental mode (PL_{21} waves) of PL mode is analyzed from the records of 42 shocks distributed suitably around Japan.

Such obtained group and phase velocities of PL_{21} waves are compared with the theoretical curves of crustal model JW-1 computed by YOSHII (1970).

In addition to, the attenuation constant and Q of PL_{21} waves which are most interesting matter for leaking mode propagation are obtained from the records of five shocks.

The results obtained from the present study are as follows;

1). Crustal thicknesses obtained from several regions are 20-25 km except for near coast of Kyushu and near SE. coast of Hokkaido, showing 33 km as mean crustal thickness.

2). Mean crustal thickness determined by using phase velocities of PL_{21} waves is about 30 km from the observations at ABUYAMA and MATSUSHIRO and this value is a little smaller than result derived from observations for explosion, surface wave and gravity.

3). The overall mean of attenuation constant of PL_{21} waves obtained from the records at ABUYAMA, MUKAIYAMA and MATSUSHIRO is 1.26 per 1,000 km, and this value is less than OLIVER's one obtained from the records of two Mexico earthquakes.

4). The average value of Q for PL_{21} waves from 25 to 40 sec is slightly less than 20 and about one-tenth of surface waves which are completely trapped within the crust-mantle wave guide in the same period range.

1. ま え が き

松代で観測される長周期地震計の記録に、しばしば P 波初動の到着直後から、比較的周期の長い正常分散波が

S 波の発現時刻付近まで続くのが見られる。もちろん時には、これら長周期波の振動に短周期 P 波の混入が認められるが、波の振幅が小さいから分散波の規則性を乱す

* Received Dec. 26, 1970

** 気象庁地震観測所

Table 1. Constants of Instruments.

	Name	Co.	T_1	T_2	h_1	h_2	P	Magnif.
Mu	GALITZIN	N	24	47	0.9	0.8		125
		E	24	37	0.9	0.7		205
Ma	GALITZIN	N	15	100	1.0	1.2		1,350
		E	15	100	1.0	1.1		1,640
		Z	15	100	0.8	0.9		860
	WW SS	N	15	100				3,000
		E	15	100				3,000
		Z	15	100				3,000
1 ton	N	34		0.6			6.7	
Ab	GALITZIN	N	8	150	1.4	1.0	0.0	600
		E	8	140	1.4	1.0		600
		Z	8	110	1.4	1.0		700
	PRESS EWING	N	15	111	2.0	1.0		950
		E	15	106	2.0	1.0		950
		Z	15	97	2.0	1.0		950
	L. M.	N	30		0.4		0.5	1.1

ほどの勢力はない。また、今回解析した地震は日本周辺で適当に分布し、ある限られた特定の地域だけに発生する地震でもなければ、第1表に掲げたように松代だけの長周期型地震計の、ある測器だけに記録されるような波群でもないことは明らかで、これら波群の地表での particle motion や波形などから推して leaking mode による PL 波と判断される。地震波動を対象とした leaking mode の理論および記録の解析はすでに、いくつかの研究者により発表されていて、ここで述べるのは PL mode のうち fundamental mode に相当する、周期の長い PL_{21} 波 (Gilbert & Laster による記号) の、おもに松代での記録から波の性質、分散波の群速度と位相速度、波群の減衰などを解析した結果で、分散曲線については吉井 (1970) の理論曲線 JW-1 との比較、検討を行なった。

2. 記録の解析について

a) 資料の選定

まずはじめに、これら波群の普遍性を強調するため、記録された波群の偶発性や地震計の種類および発生場所

などによる片寄りを避けるようにした。そのため、資料はなるべく多くの異なる地殻構造の経路を伝播するようなもの、地震計は第1表のようにメカニカルなものと電磁式のもの、また地震の発生場所および観測点での振動に対する特異性によらないものなどの諸点を考慮し、特に震央距離の近い地震では、この波群の性質上、山や谷の数は2~3個に限られ検測精度が低下するから、群速度分散曲線を求めるためには同じ地域での地震を数多く採用した。しかし、このようにしても震央距離が250km以下では波群の数はごくすくないから、そのような短距離での資料は用いなかった。

次に重要なことは、 PL_{21} 波は波の伝播途上で、規則的に waveguide からマントル中へ、S波の形でエネルギーを放出するからよい記録をうるためには、マグニチュードの大きい地震を選ぶことである。今回の解析では調べられていないが、同じ伝播経路上でのレーリー波の解析も必要で、crust-mantle model による guided wave としての両者の比較、例えば分散曲線からの地殻構造の検討とか波の減衰の問題など、レーリー波も、と

Table 2. List of earthquakes.

No.	M	D	Y	ϕ	λ	h km	Mag.	Δ km
1	Mar.	10	'52	41° 7'	143° 5'	0~20	7	742
2	Feb.	14	61	42 59'	147 47'	60	6.1	1.070
3	Jan.	9	62	42 39'	145 21'	60	6.0	895
4	Feb.	21	62	42 46'	145 13'	80	—	916
5	June	8	68	43 08'	147 05'	40	5.7	1.054
6	Apr.	10	58	38 1/4	143 3/4	20	—	524
7	Sept.	3	58	40. 7	143. 3	20	5.8	639
8	Oct.	28	59	37 2/4	143 1/4	20	5.2	455
9	Feb.	5	60	38. 6	143. 2	shallow	6.1	490
10	Feb.	23	61	38. 16'	143 30'	00	6.4	510
11	Apr.	13	62	37 47'	142 56'	00	4.8	435
12	Apr.	15	62	37 29	143 20'	20	5.0	470
13	June	1	68	40 10'	142 30'	30	5.7	550
14	May.	1	68	38 34'	143 31'	60	5.5	520
15	June	14	68	39 20'	143 07'	30	5.5	531
16	July	4	57	32. 9	137. 1	40	5.3	417
17	Apr.	23	64	32 14'	138 27'	40	5.2	444
18	June	2	59	31. 4	132. 1	20	5.8	798
19	July	8	60	30 1/4	130 3/4	60	—	990
20	Feb.	27	61	31 36'	131 51'	40	7.0	805
21	June	3	62	29 42'	130 47'	20	5.4	1.020
22	Aug.	17	63	30 24'	131 03'	80	—	944
23	Oct.	4	63	31 53'	132 09'	20	6.3	750
24	May	14	68	29 35'	129 48'	160	—	1.099
25	Oct.	16	68	28 52'	129 58'	00	5.4	1.148
26	Nov.	14	68	31 32'	131 53'	10	5.3	805
27	May	21	57	36. 3	141. 5	30	5.8	295
28	Aug.	26	58	36. 3	142. 1	30	5.5	346
29	Nov.	25	58	36. 1	141. 2	shallow	5.1	273
30	Nov.	26	58	36. 2	141. 5	//	5.0	295
31	Feb.	5	59	36. 3	141. 7	//	—	314
32	Feb.	17	60	36. 2	142. 2	30	5.0	361
33	July	4	60	36 25'	141. 8	20	—	320
34	Nov.	26	61	36 12'	141 43'	20	5.8	315
35	June	3	68	35 51'	141 46'	10	4.7	329
36	June	3	68	35 55'	141 34'	00	5.0	310
37	Aug.	22	61	40 54'	139 19'	40	5.5	490
38	Sept.	6	63	36 39'	130 40'	60	6.0	680
39	Sept.	7	63	36 40'	130 40'	40	6.2	680
40	Mar.	28	68	40 51'	138 20'	00	5.0	479
41	July	18	62	42 38'	145 10'	60	5.9	918
42	Feb.	24	68	34 07'	139 14'	10	4.9	283

もによく記録されていることが望ましい。このような見地から選定した42個の地震を第1図および第2表に掲げた。図と表中の震源要素はすべてJ.M.A.により、 Δ は松代までの震央距離、Ab, Mu, Maはそれぞれ京都大学阿武山, 東北大学向山, 松代観測所の略号である。

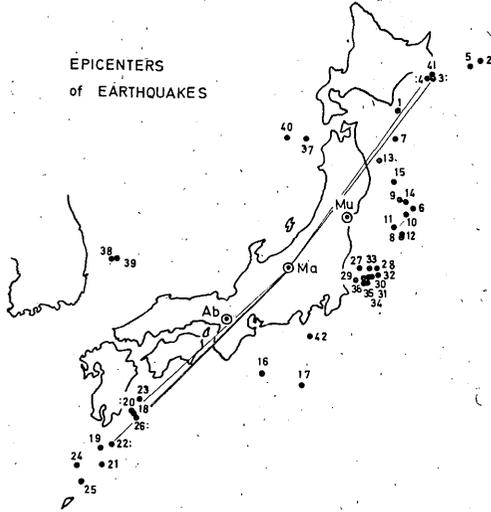


Fig. 1. Observation points and the epicenters of earthquakes.

Ab: ABUYAMA Mu: MUKAIYAMA
Ma: MATSUSHIRO

Numbers denote the earthquake ones shown in Table 2.

b) 記録の例

観測点の違う場所で、多くの異なる経路を伝播した、いろいろの地震による PL_{21} 波の記録例を Fig. 2~Fig. 4 に示す。Fig. 2 の右下にはこれら地震の番号その位置を示した。茨城県東方沖の No. 29 は用いた資料中最も短距離の例で、波群の振動はわずか2山の記録であるが、周期約23秒から始まる規則的な正常分散波形がS波までつづき、震央は松代のほぼ真東に位置するので、P波の当然の性質としてEW成分の記録が卓越している。この記録ではEW成分はNS成分より倍率が小さいから、真の地動に換算すればもっとEW成分は顕著な卓越を示すだろう。No. 38はNo. 29と全く逆の位置関係にある日本海南海沖の場合で、震央距離がNo. 29よりやや大きいので波群の振動は3山記録され、分散は約32秒周期の波から開始され、やはりEW成分が卓越している。上下動ではS波の直前から短周期P波が大きく混入し分散波形を乱している。

No. 37とNo. 40は異なる特性をもつ、違う種類の地震計での、ほぼ似た震央位置(秋田西方沖)からの記録で、両者とも松代の真北近くに位置するので、上記No. 29やNo. 38とは波の入射方向が $\pi/2$ だけ異なるからNS成分がよく記録され、EW成分は両者ともラブ波の著しい発達にくらべ、 PL_{21} 波の波群はほとんど認められない。またNo. 40ではUD成分が比較的大きく記録され、通常 wave guide 中の位相速度が大きい範囲では PL_{21} 波の水平振幅は上下成分より卓越する、という理論的算定には矛盾するが、wave guide 中の phase velocity をやや小さく仮定すれば記録への判断は満足される。前二者に対し、No. 17は全く反対の位置にある本州南方洋上のもので、やはりNS成分が卓越したよい記録を示し、No. 37およびNo. 40と同じくEW成分は微弱記録である。No. 20, No. 22, No. 25はいずれも九州近海の地震で、No. 20はメカニカル地震計により(阿武山

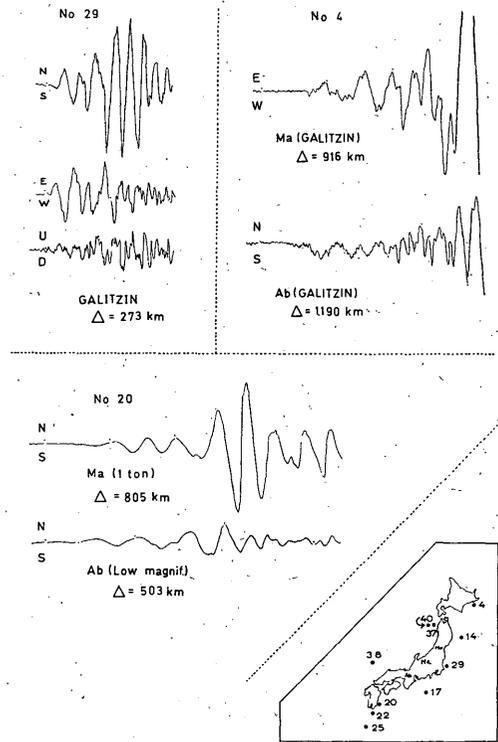


Fig. 2. Traced records of the earthquakes at ABUYAYAMA and MATSUSHIRO for No. 29, No. 4 and No. 20, respectively.

No. 29 is the nearest earthquake from MATSUSHIRO within 42 shocks.

Right side map denotes the epicenters of earthquakes shown from Fig. 2 to Fig. 4.

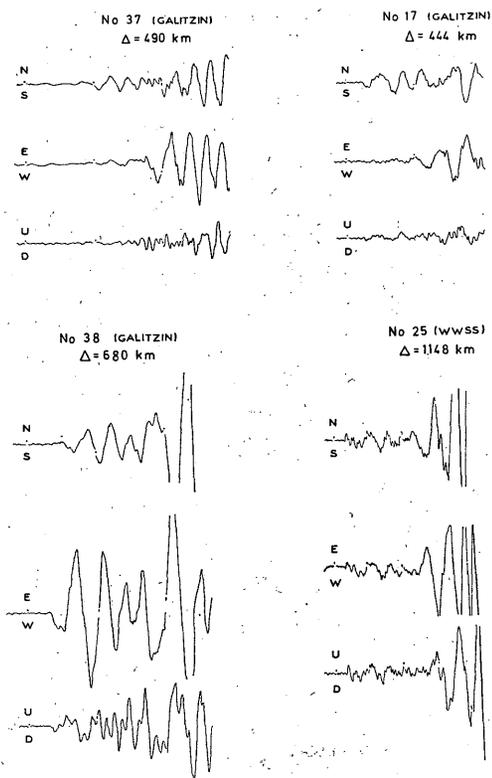


Fig. 3. Traced records of the earthquakes for No. 37, No. 17, No. 38 and No. 25 at MATSUSHIRO.

No. 25 is the most distant earthquake from MATSUSHIRO in this study.

は長周期型低倍率、松代では1 ton地震計、近距離の阿武山でもよい分散波形が見られ、両者の波形はよい対立を現わしている。この地震のマグニチュードは $M=7.0$ で、解析資料中最大級のものであるが、両地震計ともピークが25秒付近にある倍率特性をもつので、記録に見られるように短周期波の全く混入しないスムーズな記録が描かれている。No. 22 は No. 20 と同じく波の位相速度を求めるのに用いた記録で、阿武山、向山、松代での走時は Fig. 5 (a) に示されている。松代の記録では南北および上下成分とも、振動の初期では短周期波が混入しているが、目視によって長周期波へのフィルターは容易である。No. 25 は WWSS 地震計 3 成分記録で、用いた資料中松代での震央距離が最も大きく、短周期 P 波の到達直後から約 2 分間にわたって分散波形が見られる。松代からみた震央方位は約南西に相当し、短周期 P 波の初動はこれを誤りなく裏付けているが、その直後から出現している長周期 PL_{21} 波でも明らかに SW-NE の伝播

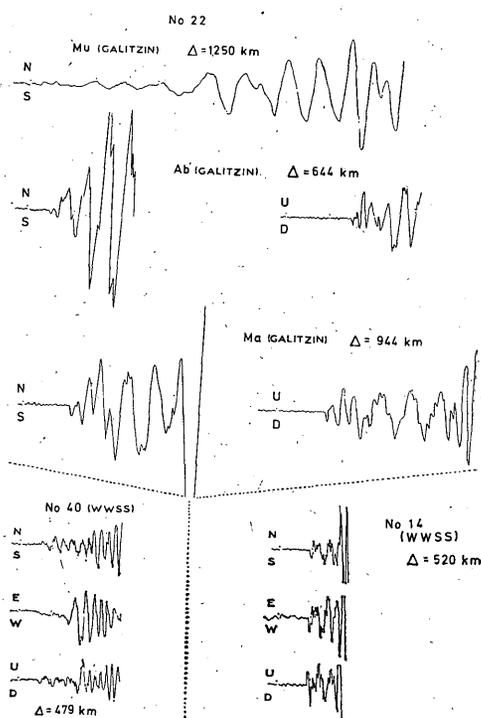


Fig. 4. Traced records of Galitzin seismographs for the earthquakes of No. 22 [at MUKA-IYAMA ABUYAMA and MATSUSHIRO. No. 40 and No. 14 show the tracing records of WWSS instrument at MATSUSHIRO.]

方向が推定できる。No. 4 は北海道南東沖の地震で、阿武山と松代観測所に対し、ほぼ北東から入射するのでそれぞれ違う成分の記録をとりあげた。阿武山の分散波は周期約47秒の長周期波、松代では約41秒の波で分散が開始されおよそ S 波までつづいている。

c) 解析の方法

用いた42個の地震はそれぞれ発生地域により、Fig. 6 で示すように7区に分けた。記録はすべて相隣る山と谷の走時を読みとり、短周期 P 波が混入している時はそれらを考慮し、スムーズした後でこれを行ない、地震計の相違による位相差の補正をほどこしたのから、佐藤の方法(1958)により波群の周期、群速度、位相速度などを求めた。Fig. 5 (a) はその一例で、九州近海の地震 (No. 22) による阿武山、松代、向山の3観測点 (すべてガリッピン地震計 NS 成分) での相隣る山と谷の走時で、どの測点でも正常分散型の伝播を示していることがわかる。Fig. 5 (b) は茨城県東方沖地震 (No. 36) の WWSS 地震計の記録と、その地表での particle motion を描き

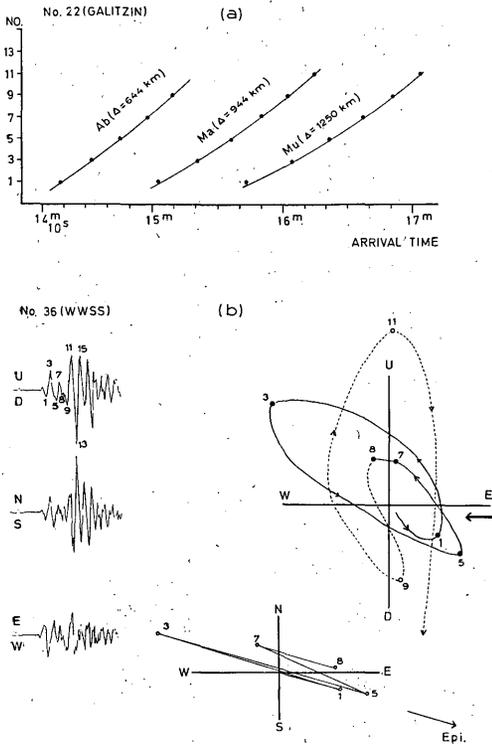


Fig. 5. (a). Arrival times observed at ABU-YAMA, MATSUSHIRO and MUKAIYAMA for the earthquake near S. coast of Kyushu.

(b). Traced records, direction of oscillation and surface particle motion for the earthquakes near E. coast of IBARAGI Pref.

表わし、上下成分に付けた波の発現時刻順の番号にしたがって、水平二成分でのベクトル合成図を作れば震央方位にほぼ合致する軌跡が得られ(番号で1から8番まで)、明らかにP地と同種の波の入射を現わしている。またEWとUDの組み合わせから、1番から8番までの運動は水平成分に長軸をもつprogressiveな楕円運動を示し、 PL_{21} 波の特徴を顕著に示している。8番以降のparticle motionは、まったく逆方向のretrogradeに変転し、長軸は上下成分に移動し正常なラーリー波の到来を現わしている。

d) 解析結果

i) PL_{21} 波の群速度

上に述べた方法により、地域ごとに求めた PL_{21} 波の分散波による群速度をまとめてFig. 6に示す。図中の実線はマンツルのP波速度に近い位相速度を与えたときのJW-1の理論曲線、点線はおおのこの地域での観測値に

よる平均分散曲線である。先にも述べたように、今回の資料は陸地に震央のあるものはただ一つもないから、どの地震も多少の差はあるが海的構造の経路を伝播して観測点に到達する。したがって薄い海水層を導入した、例えばJW-1WA(吉井:1970)などのモデルと比較したほうが有意義なのかもしれないが、観測値から描いた平均分散曲線は、かなりのバラツキを含んでいるから、分散に寄与する海水層の小さな影響を見出すことは不可能と思われる。この考慮からここでは陸的構造をモデルとしたJW-1の理論曲線だけを比較の対象基準においた。図において、震央距離の遠い北海道南東沖と九州近海のものでは、分散が約45秒の長周期から始まり、波群の総振動時間は比較的長く、約20秒の波までつづき、ほかの地域にくらべ平均分散曲線の傾斜勾配はゆるく現われている。また、どちらも20秒の波では約4 km/secの群速度をもち、その後はnormal modeの表面波に続いている。この両地域は松代からほぼ等しい距離にあるが、経路上での海的構造部分の占める割合、および平均海深はそれぞれ60%、45%および1 km以下、約1.5 kmで、やや条件が違うけれども、観測値からの分散曲線はほとんど同じ型で示され、しかもJW-1から推定される地殻の厚さは30~35 kmで相当に厚いことがわかる。このことは阿武山の観測結果からも示される。すなわち、九州近海の地震に着目すれば、同地域から松代に至る平均値よりはやや小さいが、やはり地殻の厚さを30 kmに推定しなければならない。

また、筑波の資料による解析でも、これら両地域からの地殻の厚さは比較的大きく求められ(24~30 km)、吉井はこれを、厚い堆積層の存在を導入することで解決の可能性あることを暗示している。最も距離の近い茨城県沖のものでは分散波の周期は短かく、波群の減衰も早いために、ほかの地域の分散曲線にくらべ傾斜勾配が急で、図の一番左側に寄り、JW-1から約23 kmの厚さが推定される。10個の地震が比較的集中した分布を示すこの地域での分散曲線は、震央距離の短いことに因る験測精度の低下は避けられないとしても、震源直上の海深が深い地震ほど同じ周期に対する群速度が早くなる傾向を与えている。次に、宮城-福島沖のものでは震央位置がかなりバラツキているが、周期25秒以下では観測値がよくまとまり、平均値として約24~25 kmの厚さが推定される。また、この地域は海の経路が約50%あり、しかも平均海深が約3 km存在するから、もし海水層の存在を考慮すれば、実際にはもう少し地殻は薄いものと思われる。秋田県西方沖および日本海西南部の場合は、やや資

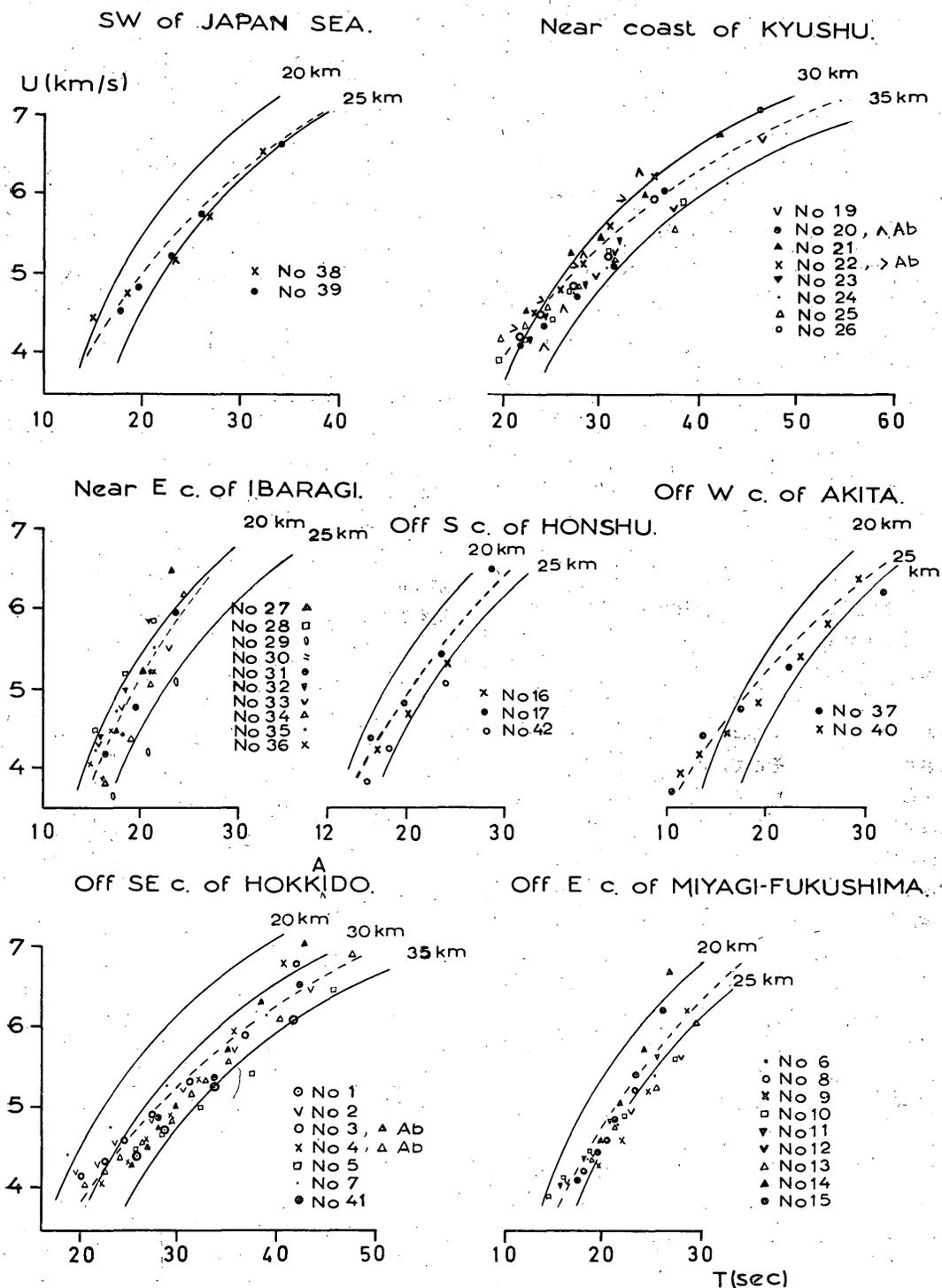


Fig. 6. The comparison of observed and theoretical group velocities of the PL_{21} waves for several regions. Solid lines are theoretical dispersion curves for Model JW-1 of YOSHII (1970) and dotted lines show the mean group velocities curves observed at MATSUSHIRO.

料がすくないけれども比較的まとまった観測値が得られている。両者とも、薄い海水層が経路の約80%を占め、地殻の厚さは JW-1 から 20~25 km の間におさまる。しかし、茨城県沖や福島沖のものにくらべ分散曲線がゆるい傾きを示している。次いで、本州南方洋上のもは 3 個の地震が位置的にかなり隔り、観測値もバラツキがあるので平均分散曲線の真価は疑わしく、位置的にまとまった多くの地震で解析する必要があるとも考えられるが、茨城県沖地震と同様、海水層の厚いものほど群速度が大きく、分散曲線は地殻の薄いほうに近づく傾向が認められる。このように、ある狭い地域内だけの地震に着目すれば海水層の影響が定性的にやや認められ、海的なものほど分散曲線は左側に寄るけれども、7 地域全部の分散曲線を概観したとき、最も地殻が厚く、傾斜勾配のゆるい北海道南東沖と九州近海のもの、ほかの地域での地震より陸的構造の径路を多く伝播したとは考えられない。やはり海水のほかに、速度の遅い厚い堆積層を導入しなければ解決できないのであろう。

ii) 位相速度

適当な位置に、精度の高い同種類、同特性の地震計が配置よく多数置かれていれば、位相速度は理想的な解析ができるかもしれない。しかし、同じ周期の波でもレーリー波などより、かなり波長の長い PL_{21} 波を対象とするとき、このような条件はわが国の観測ネットからは満たされそうもない。そこで、震源から放出されるエネルギーの方向性を考えて阿武山、松代、向山の 3 観測点をほぼ似通った方位角で伝播する九州近海および北海道南東沖地震のうちから、記録のよいもの 5 個を選び、前に述べた方法で位相速度を求めた。もちろん、3 測点での地震計は種類が異なり、地震計の特性もまちまちであるから、得られた値は精度のやや低い第一近似値であることはいうまでもない。Fig. 7 (a) では、下に九州近海、上に北海道南東沖のものを示し、なお、これらの地震での 3 測点における群速度も参考に記入した。(この図の群速度からは九州近海のもが、北海道南東沖より地殻の厚さはいくらか薄いようにみえる。) 図中の実線は同じく位相速度 $C=7.9$ km/sec に対する JW-1 の理論分散曲線である。両地域とも観測値のバラツキは大きい、平均値を求めるとすれば、地殻の厚さ 30km とした JW-1 の理論曲線でほぼ代表させることができる。向山の資料は No. 22 の地震だけに限られたので、松代~向山間を除外すれば、阿武山~松代間の地殻の厚さは平均 30 km と推定される。これは、北海道南東沖地震およびその全く反対側からの地震によっても、ほぼ一致がみら

れ爆破や重力または表面波などの解析から得られた上記 2 点間の値に比べ、いくらか小さいように思われる。わずかに 5 個の地震を用い、器械的および地盤的特性の異なる 2 測点での記録から得られた値は、とても定量的な解釈をする基準にはならないが、もし、精度のよい観測値が得られるならば位相速度法で、ラブ波やレーリー波のように S 波速度に敏感である波群にくらべ、 P 波の速度に依存度が大きい PL_{21} 波の解析からは、人工地震による地殻構造判定の一つの裏付けが可能であろう。

3 PL_{21} 波の減衰について

もともと、この波はエネルギーのリーケージに因るものであるから、その減衰を調べることは最も重要なことと思われる。地表面近く wave guide をリークのない完全な形で、guided wave として伝播するラブ波やレーリー波などにくらべれば、波群の減衰は大きいことがあらかじめ予想されるところである。しかし、地震記録に分散波としての波形を出現していることは、エネルギーの損失があまり大きくない事実を示すもので、 PL_{21} 波が the lowest leaking mode として成り立つ理論的根拠もここにあるわけである。ここでは、震央距離の増加による PL_{21} 波の減衰を求め、おのおのの観測点の記録から周期の関数としての地動振幅を求め、これら波群の周期は Airy phase の近くでないものとして、上記 3 観測点の資料を用いた。そのうえ、規則的に wave guide からエネルギーを失いながら伝播をつづける PL_{21} 波も、やはり波群の振幅は指数関数的に減衰するから、震央距離 d における分散波の振幅を A とすれば

$$A = A_0 \frac{e^{-\alpha d}}{r_0 \sin d^{1/2} \cdot d^{1/2}} \text{ で表わされる。}$$

ここで α は減衰常数で、 $\alpha = \pi/QCT$ (C および T はそれぞれ波の位相速度および周期、 Q^{-1} は内部摩擦係数) である。

震源から放出されるエネルギーの方向性を考えれば、上記 3 観測点は九州近海および北海道南東沖地震に対しては、ほぼ同じ伝播方向と見なせるから、 d の異なった 3 測点の振幅から、波面の幾何学的拡散 ($|\sin d|^{-1/2}$) および分散 ($d^{-1/2}$) の影響を除去すれば、粗い方法ではあるけれども α の値を求めることができる。上の関係式で A_0 , r_0 は常数であるから、 d と $\ln A \cdot \sin d^{1/2} \cdot d^{1/2}$ との関係直線を直線で表わせるとみれば、Fig. 7 (b) で示すようにそれらの傾きから α の値が得られる。第 3 表には、このようにして求めた α (per 1,000 km) の値を左側に、先に得られた位相速度 (C) を用いて算出した Q の値を右側に示してある。なお、最下欄には α と Q の全体の平均

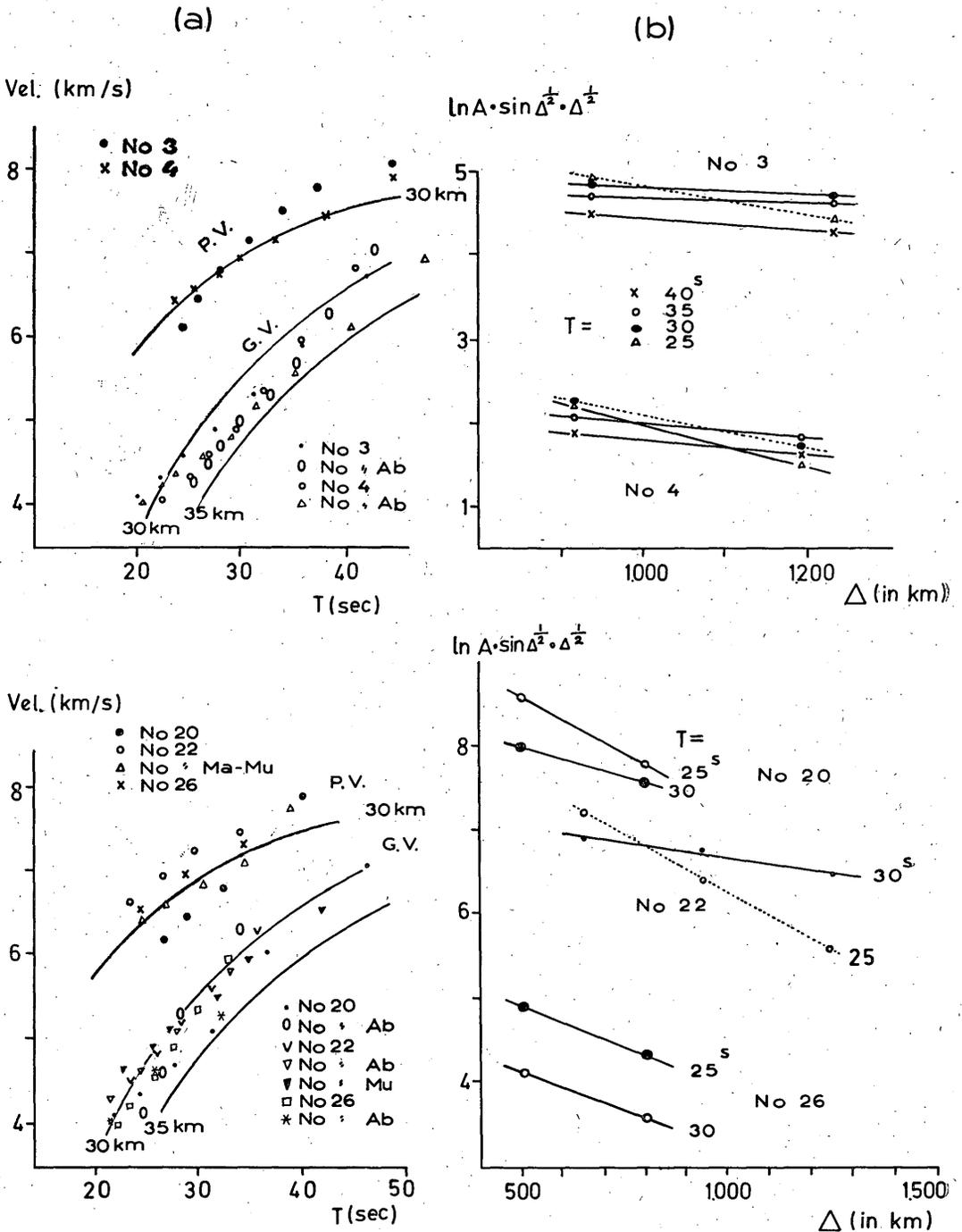


Fig. 7. (a). Observed phase velocities from two earthquakes near SE. coast of Hokkaido (upper) and three earthquakes near coast of Kyushu (lower). Solid lines are theoretical dispersion curves of 30 km for Model JW-1 and observed group velocities are plotted as reference.

(b). Relationship between $\ln A \cdot \sin \Delta^{1/2} \cdot \Delta^{1/2}$ and epicentral distance (Δ).

Table 3. Attenuation Constant α (per 1.000 km) and Q .

No.	DATE	40 s		35 s		30 s		25 s	
		α	Q	α	Q	α	Q	α	Q
20	Nov. 27 '61					1.54	10	2.28	9
22	Aug. 17 '63					1.10	15	2.30	3
26	Nov. 14 '68					0.70	22	1.10	18
3	Jan. 9 '62	0.19	45	0.46	45	0.75	21	1.07	18
4	Feb. 21 '62	0.88	12	1.10	11	1.50	17	2.64	7
mean values		0.54	29	0.78	28	1.12	17	1.88	11

Overall mean $Q: 18$ $\alpha: 1.26 \times 10^{-3}$

値を示した。 α は、わずかに2測点の観測値から決めたので、はなはだ危険な決め方であるが、No. 25でみられるように3点での観測値が、ほぼ直線状にプロットされることから、ほかの地震の場合でも同じ状態が示されるものと推測して直線の傾きを決めた。

4. あとがき

狭い地域での sub-oceanic 型構造を伝播する PL mode のうち、松代で記録された fundamental mode である PL_{21} 波の解析を行なった。得られた結果を要約すると次のようになる。

i) 震源の位置や観測場所に関係なく、長周期型の地震計なら条件さえよければほとんど記録される。波群は正常分散型で、短周期 P 波の到達時刻またはその直後から分散が始まり、 S 波の発現時刻付近までつづき、震央距離の遠いものほど長い周期で始まる。また、波の伝播方向は短周期 P 波と同じであり、地表面での particle motion は長軸を水平成分にもつ progressive な楕円軌道を描く。

ii) 地域ごとに得られた群速度分散曲線は理論曲線 JW-1 によれば、地殻の厚さ 20~25 km の間におさまる。しかし、北海道南東沖および九州近海でのものは海洋経路が多いにもかかわらず厚い地殻構造が推定される。

iii) 位相速度分散曲線はバラツキを伴っているけれども、松代側および阿武山側からみてもほぼ等しく、これら2点間の地殻は平均して 30 km ぐらいに推定され、ほかの方法で得られている値に比べいくらか小さい。

iv) 減衰定数 α の値は同じ周期の波でも、地震によって差が認められる。同一地域で繰り返し発生する地震の発震機構は大差がないから、上述の差は2測点における

地震計の特性が大きく影響しているように思われる。同じ特性をもつ測器で精度の高い観測が望まれるが、今回の調査では定性的ながら、周期の長い波ほど α の値が小さいといえる。また、周期 25~40 秒の波では α 平均値として 1.26×10^{-3} が得られ、J. Oliver がメキシコの地震から求めた北米大陸での平均値 1.53×10^{-3} (周期 30~50 秒) よりやや小さい。

v) 通常、表面波に対して行なわれる方法で求めた PL_{21} 波の Q 値は平均して 18、同じ周期のレーリー波やラブ波の Q の約 1/10 程度である。このことはリーケージによる PL_{21} mode の性質をよく表わしている。

vi) normal mode で伝播するレーリー波は、 P 波より S 波の速度にたいしての依存度が大きいから、次の機会には同じ path 上で得られるレーリー波の群速度や位相速度および higher leaking mode 波 (例えば PL_2^2 波) による分散曲線も同時に求め、おのおのの立場から地殻構造などをやや詳細に比較、検討したい。

おわりに、記録のコピーをいただいた京大阿武山観測所および東北大向山観測所に謝意を申し上げます。

参考文献

- Gilbert, F. and S. J. Laster (1962): Experimental Investigation of PL Modes in a Single Layer, Bull. Seism. Soc. Amer., **52**, 59~66.
- Ibrahim, A-B. K., (1969): Leaking and Normal Modes as a Means to Determine Crust-Upper Mantle Structure for Different Paths, Bull. Seism. Soc. Amer., **59**, 1695~1712.
- Oliver, J. and M. Major. (1960): Leaking Modes and the PL Phase, Bull. Seism. Soc. Amer., **50**, 165~180.
- Oliver, J. (1964): Propagation of PL Waves across the United States, Bull. Seism. Soc. Amer., **54**, 152~160.
- Phinny R.A. (1961): Leaking Mode in the Crust Waveguide,

- J. Geophys. Res., **66**, 1445~1469.
- 佐藤良輔 (1958) : 分散曲線による地殻構造の決定について (II) 地震, **11**, 121~134.
- Su, S.S. and J. Dorman (1965) : The Use of Leaking Modes in Seismogram Interpretation and in Studies of Crust-Mantle Structure, Bull. Seism. Soc. Amer., **55**, 989~1021.
- 吉井敏尅 (1969) : いくつかの形の leaking mode の性質, 北大地球物理学研究報告, **21**, 117~131.
- 吉井敏尅 (1969) : 自然地震の記録に見られる leaking mode について (その1), 地震, **22**, 54~65.
- 吉井敏尅 (1970) : 自然地震の記録に見られる leaking mode について (その2), 地震, **22**, 318~327.