

## 松代で観測された長周期回折P波\*

山 岸 登\*\*

550.34.09

### On the Long-Period Diffracted P Waves Observed at Matsushiro

N. Yamagishi

(Seismological Observatory, J. M. A.)

Long-period solitary waves appear sometimes at a few minutes preceding PKP arrival time on long-period teleseismic seismograms obtained at Matsushiro Seismological Observatory, but no phase is recorded by short-period high-magnification seismographs.

Observed arrival times of these long-period waves agree well with theoretical travel times of diffracted P waves calculated from Jeffreys-Bullen's model.

The evidence suggests that the waves are interpreted as long-period P waves diffracted at the boundary of the earth's outer core.

According to the present investigation, the long-period diffracted P waves are recorded well by a long period seismograph of vertical component. Particle motion of the waves is similar to that for direct P waves and onset of the waves is not so sharp as PKP waves.

Ground amplitudes of the waves are as large as a quarter of those for PKP waves at the same earthquake magnitude, and velocity amplitudes ( $A/T$ ) of diffracted P waves show the same trend as those for direct P waves decrease with epicentral distance.

The mean period of the waves is longer than that of PKP waves, and increases gradually from epicentral distance  $110^\circ$ . The shortest period of diffracted P waves observed at Matsushiro is 14 second at distance  $130^\circ$  and 21 second at  $150^\circ$ , respectively.

It is very difficult to locate the position of the shadow boundary using the amplitudes and periods of the long-period diffracted P waves as used in the present investigation.

#### § 1. はしがき

震源から射出された P 波は地球外核の存在により、震央距離約  $103^\circ$  (Jeffreys によれば約  $105^\circ$ ) 以遠には直達波として到達できなくなり、いわゆる P 波の Shadow zone を形成する。

しかし、外核の表面は凹凸のない完全な円形を成していないから、規模の大きい地震では Scattering による短周期 P 波が微弱ながら、Shadow zone 中の若干の距離まで観測されるといわれている。また、Gutenberg によれば、周期の長い P 波なら回折現象によって Shadow

zone 中でも観測されることがあるらしい。現在、最も広く利用されている Jeffreys-Bullen の走時表でも、震央距離  $105^\circ$  が直達 P 波の限界となっている\*\*\*。地球外核の存在が明らかにされて以来、地震波による回折現象を理論的に取扱った研究者が数多くあり\*\*\*\*、特に Shadow zone に入ってから P 波の振幅の減衰が興味のある点と考えられている。1973年から観測を始めた HGLP 地震計 (高感度の長周期地震計で、USGS から観測を委託されている) の最遠地震の記録に、PKP 波の到達時刻の 2-4 分前頃、ほぼ孤立波形をなす長周期の波が時として出現するのが見られる。明瞭な記録を示す地震の場合 3 成分を比較すると、上下成分が最も卓越し、水平 2 成分を加味した初動の動きはほぼ震央の方位を指し、あたかも直達 P 波のような振動を行う。また、その立ち上がりを見ると PKP 波ほど鋭くはないが、同じ震央距離で比較した波の周期は PKP 波よりも平均して長い。しかし、おのおのの地震で、この波の走時に相

\* Received March 3, 1977

\*\* 気象庁地震観測所。

\*\*\* このほか、S. Sacks によれば直達波の限界は  $96^\circ$ 、また I. Lehmann および K. Ergin の研究では  $130^\circ$  までが直達波となっている (おのおの参考文献参照)。

\*\*\*\* 例えば、H. Takeuchi および Alexander, S. and R.A. Phinney など (おのおの参考文献参照)。

Tab. 1. List of earthquakes used in this study.

Y	M	DT(GMT)			$\varphi$	$\lambda$	$\Delta$	H	$M_B$
1966	DEC	28	08	18 07.4	25.5S	70.7W	152.3	47	6.8
1967	FEB	9	15	24 47.2	2.9N	74.9W	130.1	58	6.3
	JULY	29	10	24 24.6	6.8N	73.0W	127.8	161	6.0
	SEPT	3	21	07 30.8	10.6S	79.8W	137.2	38	6.5
	DEC	21	02	25 21.6	21.8S	70.0W	151.5	33	6.3
1968	JUNE	19	08	13 35.0	5.6S	77.2W	135.3	28	6.4
	AUG	2	14	06 43.9	16.6N	97.7W	105.3	40	6.3
	NOV	28	10	36 07.7	15.4N	94.6W	108.2	33	5.4
1969	DEC	25	21	32 27.3	15.8N	59.7W	125.3	7	6.4
1970	JAN	21	17	51 38.5	7.0N	104.3W	107.3	N	6.2
	FEB	4	05	08 48.0	15.5N	99.5W	104.9	21	6.0
	APR	29	14	01 32.8	14.5N	92.6W	110.1	N	5.8
	JULY	31	17	08 05.4	1.5S	72.6W	135.0	651	6.8
	DEC	10	04	34 38.9	4.0S	80.7W	131.7	25	6.3
1971	MAY	9	08	25 01.7	39.8S	104.8W	131.2	N	6.2
	JUNE	11	12	56 04.3	18.0N	69.8W	119.6	57	6.1
	JUNE	17	21	00 40.9	25.5S	69.2W	154.1	93	6.3
	JULY	9	03	03 18.7	32.5S	71.2W	155.5	58	6.6
1972	MAY	2	06	56 23.4	5.2N	100.3W	111.4	N	5.8
	MAY	7	22	06 30.1	53.7S	134.2W	117.2	N	5.4
	OCT	5	10	48 19.1	13.8N	91.1W	112.0	89	5.4
	NOV	13	04	43 45.2	15.6N	95.0W	107.8	N	5.5
1973	APR	14	08	34 00.1	10.7N	84.8W	118.0	N	5.7
	APR	24	21	30 09.9	5.0N	78.1W	126.5	50	6.3
	JUNE	7	18	32 42.9	14.3N	92.0W	110.8	78	5.5
	JUNE	7	18	34 46.3	14.2N	91.9W	110.8	70	5.7
	AUG	7	14	22 45.4	26.8S	70.9W	153.5	14	5.9
	AUG	28	09	50 40.0	18.3N	96.6W	104.8	84	6.8
	AUG	28	15	01 59.1	0.2S	18.0W	137.6	N	5.8
	SEPT	21	07	13 34.0	4.4S	102.0W	116.3	N	6.1
	OCT	6	15	07 37.3	60.8S	21.5W	152.4	N	6.2
1974	JAN	2	10	42 29.9	22.5S	68.4W	153.1	105	6.4
	FEB	28	20	20 10.2	9.3N	84.1W	119.5	46	5.8
	MAR	6	01	40 26.4	12.3N	86.4W	115.8	110	5.8
	MAY	10	08	12 05.0	4.4S	102.1W	116.3	N	6.1
	JULY	13	01	18 22.9	7.7N	77.7W	124.6	12	6.4
	AUG	18	10	44 12.8	38.5S	73.4W	154.9	36	5.9
	OCT	3	14	21 29.1	12.3S	77.8W	139.6	13	6.6
	OCT	8	09	50 58.1	17.3N	62.0W	123.2	47	6.6
	NOV	9	12	59 49.8	12.5S	77.8W	139.8	6	6.0
1975	JAN	25	02	18 41.5	7.2N	77.8W	124.9	36	6.1
	MAR	13	15	26 42.5	29.9S	71.3W	154.5	4	6.2
	MAY	10	14	27 40.5	38.1S	73.1W	155.0	16	6.4
	SEPT	11	21	59 57.2	7.0N	104.3W	107.3	33	6.4

当する高倍率短周期上下動記録には、位相らしいものは全く認められない。観測から得られた上記のような性質をもつ波の走時を理論曲線と照合し、さらに初動方向、最大振幅波の周期、振幅の距離に対する減衰などを考え合わせると、これらの波は Core-mantle の境界層付近で回折した長周期回折P波(以下Pdと呼ぶ)と解釈される。

§ 2. 調査の方法および資料

最速地地震では常識的に、第1波がPKP波と検出され、まれにはPP波が最初に到達することもあるから、記録に現われている第1波をPd波と断定するには、まず走時の確認が必要と思われる。ここでは、震央距離104.5°以上に出現するP波を回折波とみなした。そのため、Jeffreys-Bullenのモデルにより震央距離105°の値をもとに180°までの回折P波の走時を計算し、記録上の第1波の出現時刻をチェックすると共に、念のためPKP波およびPP波の走時も合わせて検出した。HGLP地震計の記録に出現するこのような波をほかの地震計の記録からも探し出すため、過去にさかのぼり長周期の記録をも見直した。したがって資料は、1966年1月から1975年12月の10年間で、上記3種類の波が3つとも比較的良好に出現している長周期地震計(WWSSのLPおよびHGLP)の記録を主に取扱った。しかし、短周期回折P波の有無探査のため最高倍率16万6千倍の短周期地震計(WWSS-SP)の記録は特に丹念に調べた。また、外核によるP波振幅の減衰程度およびその連続性を調査する必要上、震央距離70°から104°に至る直達P波の周期および振幅をも読取り、Shadow zoneにおけるPd波のものとの関連性を調べた。なお、振幅についてはこのほか、核の中を通ってきたPKP波のものとの対比も行なった。Tab. 1に示した地震の表中、震源要素はUSGSのものを採用した\*。地震は100km以下の浅いものが多く、650kmの深発が1つある。震央距離では104.8°のものが最も近く、最も遠い場合は155.5°にもなっている。これらの地震の震央位置はFig. 1に示した通りで、大西洋にある2つを除けば、残りはすべて東側から松代に入射する伝搬経路をとる。Fig. 2には用いた地震計の倍率曲線を示した。

§ 3. 記録の例

松代でもあまり例がなく、検測上も見逃すことが多く

あったので、 $M_B$ が比較的大きく特に代表的と思われる記録(記録中ではPd波をP、PKP波をP'と記した)を震央距離の近いものから順にならべた。Fig. 3(a)はHGLP(上は高倍率、下は低倍率)およびWWSS-SPの上下成分である。記録を一見したとき、HGLPの記録には明瞭な1振動半のPd波が見られるが、この走時に相当するWWSS-SPの記録(16時28分)には位相らしいものが見当らない。ここでの記録はすべて見易いように余分な線を消してあるが、原記録を検測するときはこのPd波を別の地震、またはノイズと誤測する恐れもある。震央距離がこの程度の地震ではPKP波が比較的出现しにくいので、LOZに見られるPKP波はPd波に比べ振幅がやや小さく、周期は両者ほぼ等しい。また、HIZの記録に見られるようにPd波とPKP波の立ち上がりは同じマイナスを示している。Hand-bookには最速地地震の初動がPP波で始まることもあると書かれてい

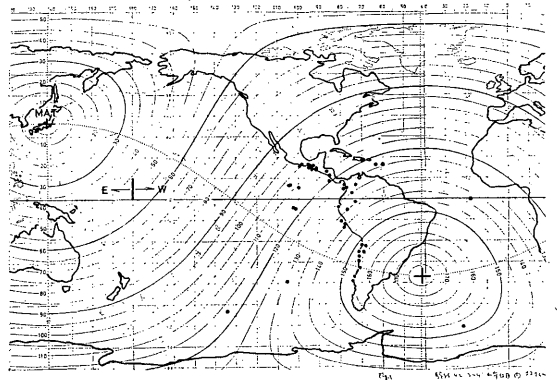


Fig. 1. Epicenters of earthquakes used in this investigation.

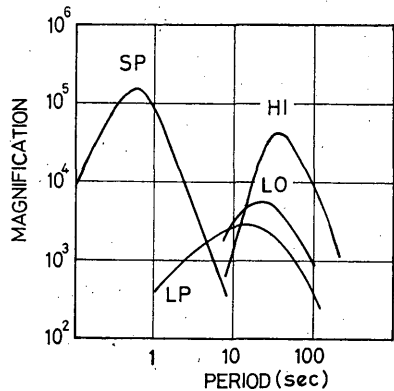


Fig. 2. Response curves of WWSS-LP and -SP, and HGLP-HI and -LO.

\* マグニチュードがISCのものとの0.4以上異なるものは両者の平均値を用いた(・印のもの)

Sept 21(07:13:34.0), '73  
 4.4 S 102.0W  
 h: N  
 MB = 6.1  
 $\Delta = 116.3^\circ$

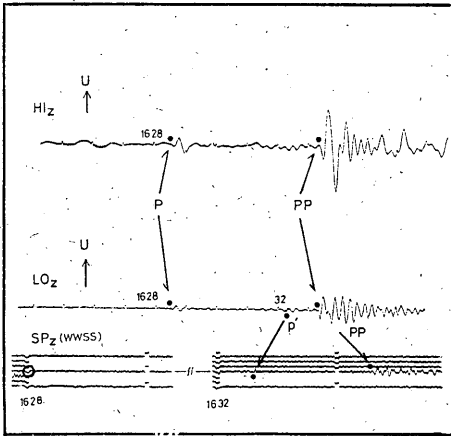
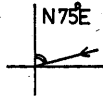


Fig. 3(a). Seismograms showing long-period *Pd* waves on a long-period record but no phase on SP-Z record.

Apr 24 (21:30:09.9), '73  
 5.0 N 78.1W  
 h: 50 Km  
 MB = 6.3  
 $\Delta = 126.5^\circ$

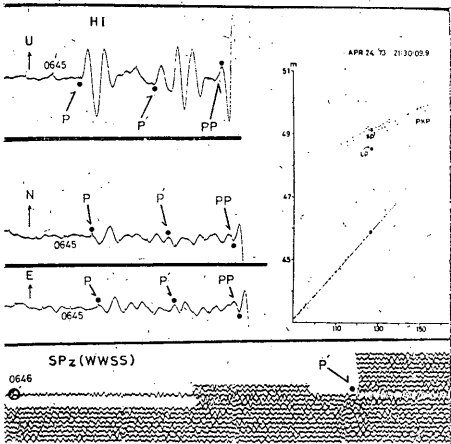


Fig. 3(b). Seismograms showing well recorded *Pd* wave. Right plot is *P* and *PKP* travel time curves.

るが、もう少し倍率の低い地震計の場合には *Pd* 波および *PKP* 波は記録されないだろうから、正にHand-book通りと思える程この地震の *PP* 波は卓越している。3つの波の走時は Fig. 5 (a) で示したようにおのおのの予定到達時刻によく適合している。なおここで記録を掲げてないが、EW成分には微弱な *Pd* 波が認められる。

Fig. 3 (b) には HGLP の高倍率 3 成分および WWSS-SP の上下成分の記録を掲げた。 *Pd* 波は 3 成分とも大変明瞭に記録され、中でも上下成分が最も卓越した孤立波形を示し、 *PKP* 波と同位相 (+) になっている。しかし倍率の高い WWSS-SP の記録には位相らしいものが全く出現していない。この地震の  $M_B=6.3$  からして、短周期 *P* 波の回折は、そのエネルギーが極めて小さいことを暗示している。 *Pd* 波の記録もこの程度明瞭なら最早ノイズとは考えられないが、高倍率の SP 記録にも何らかの振動が認められない限り、やはり験測上の疑問を伴うだろう。一般に *Pd* 波は周期が長いため立ち上りはやや鈍いが、この記録はかなり鋭い開始で始まっている。3成分とも立ち上がりから  $1/4$  振動まではほぼ同じ周期をもつので、それらを合成するとほぼ  $N46^\circ E$

Sept 3 (21:07:30.8), '67  
 10.6 S 79.8 W  
 h: 38 Km  
 MB = 6.5  
 $\Delta = 137.2^\circ$

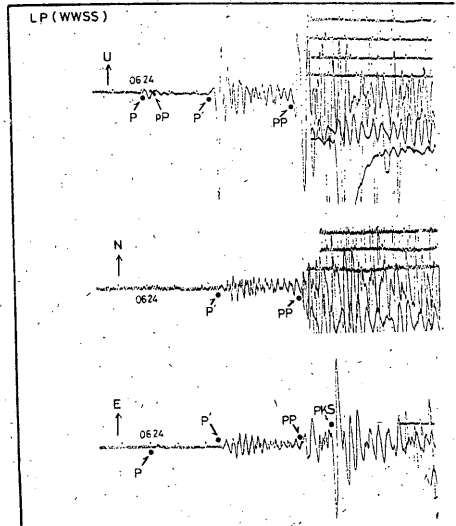
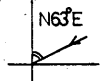
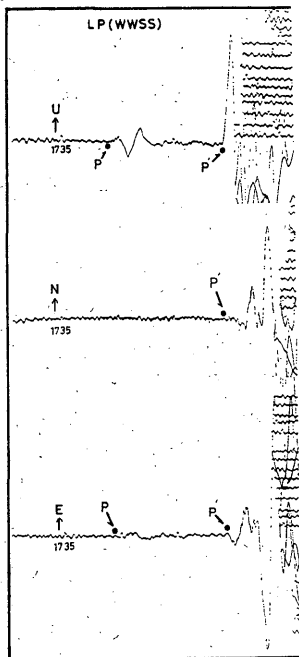


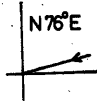
Fig. 3(c). Example of superposed diffracted-*pP* wave. *PKP* and *PKS* waves are also recorded very well on an E-W component seismogram. Initial motions of vertical *Pd* and *PKP* waves show the same direction.

が得られ、この地震の震央位置から得られる松代への入射方位角  $N48^\circ E$  の方向をかなり良く反映している。これは  $Pd$  波が直達  $P$  波と全く同じ振動的性質を有する波であることに外ならない。上下成分の記録で明らかのように、最大振幅波を比較すると  $Pd$  波の周期は  $PKP$  波のものより長い。また、震央距離がこれくらいでも  $Pd$  波の振幅は  $PKP$  波より大きい。記録中に挿入した走時図はこの地震における、ほかの観測点の到達時刻との調和をみるため、資料は ISC によった (黒の大きい丸が松代の観測値)。震央距離約  $105^\circ$  までの直達  $P$  波群と  $132^\circ$  に出現している回折  $P$  波と思われる観測点の走時とをならして直線で結ぶと、松代の  $Pd$  波は丁度その直線上にプロットされる。 $PKP$  波は DF (WWSS-SP) と GH (HGLP) ブランチの2つに分れて観測される。 $PP$  波を含めた走時は Fig. 5 (b) に示した。Fig. 3 (c) には WWSS-LP の3成分のみを掲げた。 $Pd$  波の到達時刻の少し前、具体的には06時23分に小さい近地震があるので、WWSS-SP の記録は掲げてない。LP の上下成分は  $PKP$  波の初動と向きが同じであり、連続した3振動の動きが見られるが、この地震の震源の深さからして

最初の約1振動以降は別の波、すなわち、回折  $pP$  波と思われる。 $Pd$  波の周期はやはり  $PKP$  波のものよりいくらか長く、逆に振幅のほうは相当小さい。これは、この地震の震央距離が  $PKP$  波の焦点約  $143^\circ$  に近いとめと考えられる (EW 成分に見られる  $PKS$  波の卓越した振幅も、上下成分との相違はあるがこの波の焦点に近いことによる)。入射方向のおよその見当は NS と EW 成分の見かけの振幅比からうかがえる。また、3種類の波の走時は Fig. 5 (c) で示されるようにおのおのの予定到達時刻に合っている。Fig. 3 (d) は WWSS-LP の3成分記録で、震央距離  $152.3^\circ$  に対し、 $M_B$  が大きく且つ記録ドラムのスピードが早いので  $Pd$  波の孤立波形が上下成分に良く現われ、初動は  $PKP$  波と同じ向きを示し、立ち上がりは  $PKP$  波程するどくはない。 $Pd$  波の周期は明らかに  $PKP$  波のものより長く、振幅は前の記録と同様かなり小さい。NS 成分にはほとんど振動が認められないことから、東側に近い方向から入射したことが定性的に知れる。 $PP$  波の付近は記録が重なり良く判別できない。 $Pd$  波および  $PKP$  波の走時は Fig. 5 (d) にプロットされているとおりである。Fig. 3 (e) は南



Dec 28, '66  
(08:18:07.4)  
25.5S 70.7W  
h: 47 Km  
MB = 6.8  
 $\Delta = 152.3^\circ$



Oct 6 (15:07:37.3), '73  
60.8S 21.5W  
h: N  
MB = 6.2  
 $\Delta = 152.4^\circ$

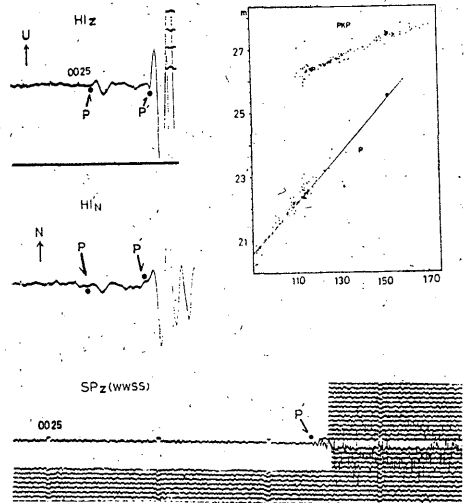
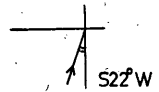


Fig. 3(d). Seismograms showing a remarkable  $Pd$  wave. Period of  $Pd$  waves is longer than that of  $PKP$ , but amplitude of  $Pd$  wave is small.

Fig. 3(e). Initial motions of  $Pd$  and  $PKP$  waves on vertical and horizontal components indicate the same direction. Arrival times of  $P$  and  $PKP$  wave harmonize well with those for other stations.

西大西洋の地震で、HGLP および WWSS-SP の記録を示した。震央位置からすればこれまでのものと異り、南南西の方向から松代へ入射する場合で、東西成分の振幅は小さいため図示はないが、初動は僅かに東方へ動いている。この地震の  $Pd$  波と  $PKP$  波とを見くらべると振幅にかなりの相違はあるが、初動は上下成分も水平成分もそれぞれ全く同じ向きの動きを示しており、両者のいずれからでも大ざっぱな震央方向をうかがい知ることができる。理論的に、 $P$  波は回折しても位相は変わらないし、核の内外を屈折した  $PKP$  波も位相に変化は伴わない筈であるから、この記録はその典型的なもの一つにも数えられる。WWSS-SP には位相らしいものが全く認められない。HIZ の記録から  $Pd$  波の走時を求めると、右側に挿入した走時図で示されるように、Jeffreys-Bullen ( $h=33$  km) の走時の、震央距離  $90^\circ$  と  $105^\circ$  とを結んだ直線の延長上よりわずかにおくれている。波の周期は、前者同様、 $PKP$  波より長く、振幅のほうは小さい。Fig. 3 (f) はここでの資料中、最も遠距離のもので震央は松代から  $N 89^\circ E$  の方向で、真東に近い。記録は WWSS-LP の3成分と SP の上下成分、および BL (ベ

ニオフの長周期) の上下成分を示した。震央距離が極めて遠いにもかかわらず LP の  $Pd$  波は、あたかも直達  $P$  波のように明瞭な弧立波形を成し、Fig. 3 (e) と同様、上下と東西成分の立ち上がりは  $PKP$  波と全く同じ方向に振動している(南北成分の鋭い立ち上がりは第2動である)。 $Pd$  波の南北成分にはほとんど振動が記録されていないことから、直達  $P$  波を用いる場合のようにすれば、震央の方向が容易に察知される。下部に掲げた SPZ および BLZ でも、 $PKP$  波は鋭い立ち上がりを示すが、 $Pd$  波は全く現われていない。震央距離は非常に遠いが  $M_B=6.6$  といえは大地震の部類に属するから、すくなくとも WWSS-SP には、短周期の  $Pd$  波が出現す可能性も期待される。しかし、みられるように記録には振動の痕跡すら認められない。ほかの観測点の到達時刻は  $PKP$  波を含めて左下の挿入図に示してある。

#### § 4. 記録の解析

##### (A) 走時について

松代からの震央距離が約  $105^\circ$  よりも遠く、しかも  $Pd$  波の観測されるような大きい規模の地震が発生する地域は自から限定されるので、どの地域のものがより良く出現するのか、又は周期や波形に特徴が見られるのか、などという地域的な特質については、今回の調査から到底知る事ができない。Fig. 4 には Tab. 1 を見容くするため、 $M_B-\Delta$  の関係を示した。震央距  $120^\circ$  離以下なら  $M_B=5.4$  でも  $Pd$  波は時として出現し、それより遠方になると  $M_B=5.8\sim 5.9$  にならなければ松代では観測されることがわかる。ちなみに、松代で験測した地震のうち震央距離  $\Delta \geq 120^\circ$  で、 $M_B \geq 5.8$  の場合を当てみるとその出現率は約 20% となる。これらにつき、主として WWSS-LP の記録から得られた  $P$  波、 $PKP$  波および  $PP$  波の走時を示すと Fig. 5 のようになる。実線による  $PP$  波の走時曲線は Jeffreys-Bullen の  $h=33$  km、 $PKP$  波は Bolt の  $h=40$  km のものである。 $P$  波のものは Jeffreys-Bullen のモデル(外核の深さ 2898 km、ここでの  $P$  波の速度は一定で 13.64 km/秒、形状は完全同心球)から計算した、 $h=0$  km, 96 km, 667 km の回折  $P$  波の走時で、これらは平行した 4.4 秒/ $1^\circ$  の直線と与えられる。図中の小さい数字はやや深いと思える地震の震源の深さ、また a, b などの文字は記録例に掲げた地震の記号を示し、DF および GH は  $PKP$  波の2つのブランチを現わしている。同一震源を出発した3種類の  $P$  波の走時は、概観しておおのの地震で良く理論曲線に適合しているのが見られ、走時的にみて  $Pd$  波を別の

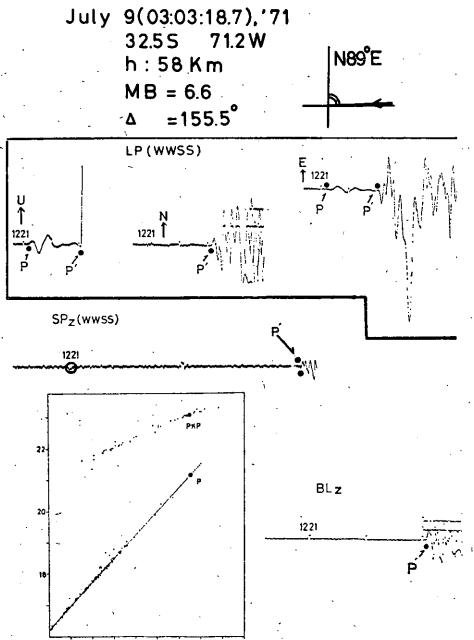


Fig. 3(f). Seismogram of  $Pd$  wave at the largest distance in this study. Onset of initial motion of  $Pd$  wave is dimmer than  $PKP$  wave, but period is longer than  $PKP$  wave. There is no  $Pd$  phase on both SP-Z and BL-Z seismograms.

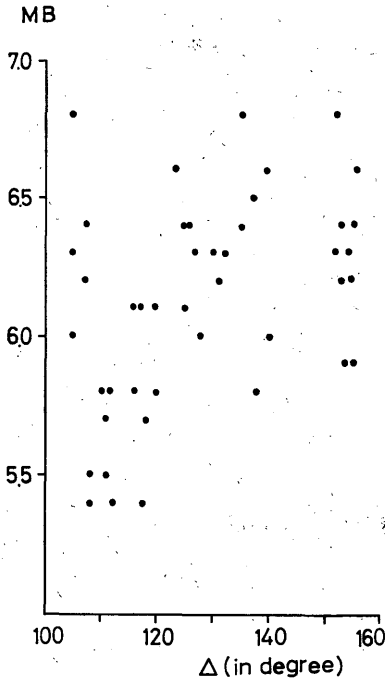


Fig. 4. Relation between  $M_B$  and epicentral distance of  $Pd$  waves observed at Matsu-shiro. In the case of  $\Delta \leq 120^\circ$ ,  $Pd$  waves are recorded even for  $M_B=5.4$ .

位相に誤測してはいないことがわかる。観測から得られた  $Pd$  波の走時の傾きを、震央距離  $120^\circ$  以上の地震だけについて求めると、平均して  $dt/d\Delta = 4.5 \text{ 秒}/1^\circ$  となり、数値として理論値よりほんの僅か大きくなるが、特別問題視する程のものではないと考えられる。従って、記録に現われたこれらの第1波は、 $Pd$  波と断定し得る、最も基本的条件である走時の面を十分満足している。

(B)  $Pd$  波の振幅

(i)  $M_B$  との関係

回折波といえども地震の規模に比例して振幅も増大することが見込まれる。Fig. 6 には  $PKP$  波と比較した  $Pd$  波の実動振幅を、 $M_B$  の大きさに対応させて示した。ここで振幅とは、ほぼ完全な孤立波形をなす  $Pd$  波の上下成分の最大全振幅をいい、回折  $pP$  波が直後に混入したり、振動が長時間続く場合は、なるべく初動に近い部分を選ぶようにした。他方、 $PKP$  波のほうは、2つのブランチを区別することなく、その最大波に着目した。図に見られるように、振幅の大きさはかなりバラバラだが、総体的に  $PKP$  波のほう大きい。目

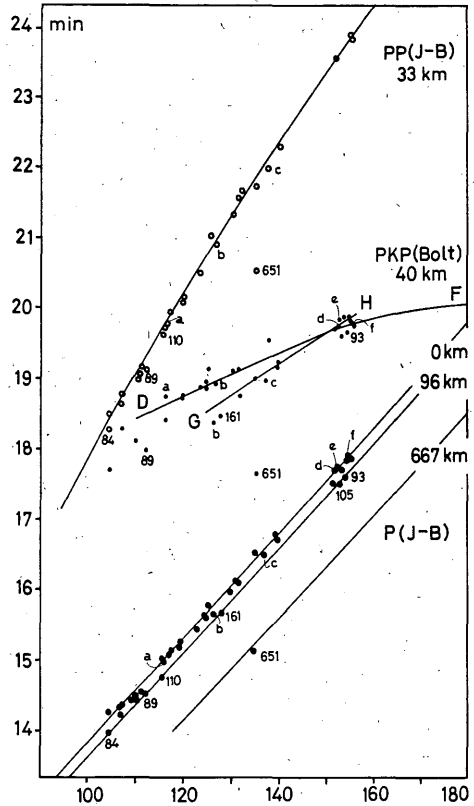


Fig. 5. Observed and theoretical travel times for  $Pd$ ,  $PKP$  and  $PP$  waves, respectively. Small numerals and small letters show the focal depth and the symbol of sample, respectively.

視により極く荒い平均値を求めると実線のようなになる ( $PKP$  波については焦点のことを考慮してない)。

両実線はほぼ平行関係にあり、 $M_B$  が増すにつれて振幅も大きくなる傾向が明らかに見られる。しかし、同じ  $M_B$  の値について両者を比較すると、例えば  $M_B=6.0$  では  $Pd$  波が  $0.74 \mu$ 、 $PKP$  波は  $3.2 \mu$  となるから、両者の相違は4倍程にもなる。これは大ざっぱにいうと、長周期回折波のエネルギーは同じく長周期屈折波の  $1/4$  しかないことに相当する。

(ii) 震央距離との関係

マントル底部と外核表面との境界層付近で行なわれる回折現象によって生成され、Shadow zoneの部分に相当するマントル中を伝搬する  $Pd$  波は、直達  $P$  波に比べ周期や振幅に何らかの変化が認められるに違いない。逆にいえば、これらの変化は回折波の特徴たり得る大きな要素ともいえる。いま、もし精度の高い明瞭な資料が沢

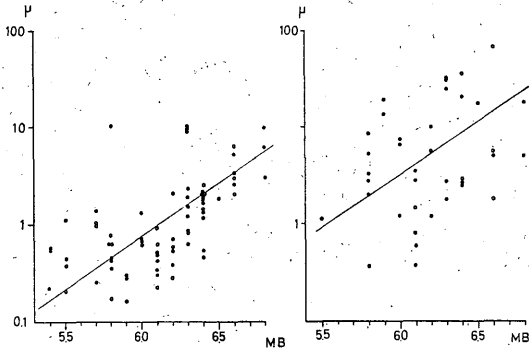


Fig. 6. Observed ground-amplitudes versus  $M_B$  for  $Pd$  waves (left) and  $PKP$  waves (right). Solid and open circles are derived from WWSS-LPZ and HGLP-Z, respectively. Both mean lines are almost parallel, but  $Pd$ -amplitudes are considerably smaller than  $PKP$  waves' ones.

山得られるならば、これらの変化量や変動の状態から、例えば、外核の大きさを推定したり、境界層付近の物性のこまかい状態などを知ることが出来るであろう。しかし、ここではそのような問題からはなれ、Shadow zone に入ってから、 $P$ 波の振幅の距離に対する減衰傾向およびその連続性だけについての調査を行なった。Fig. 7(a)には、震央距離  $70^\circ$  から約  $156^\circ$  までの間に発生した(核実験は除いてある)、 $M_B$ の異なる多くの地震による  $P$ 波の振幅を、 $M_B=5.8$ の値に換算した速度振幅 ( $A/T$ ,  $A$ : ミクロン;  $T$ : 秒)の形で示した(図中の大, 小の黒丸は WWSS-LPZ から得られた  $P$ 波の振幅を震央距離  $104.4^\circ$  で区別したもの, 白丸は HGLP-Z によるもの,  $PKP$ 波でも同じ)。これらの地震の松代に至るまでの伝搬経路はさまざまであり、 $P$ 波の周期も長短を含み、また発震機構などもおのおの異なるだろうから、プロットされた点はかなりバラツキを示している。しかし、震央距離が増すにつれて次第に振幅の減衰してゆく状態は一目瞭然としている。震央距離約  $135^\circ$  付近から勾配がゆるくなる傾向がみられるが、震央距離  $104.5^\circ$  の前後で、すなわち Shadow zone を境として  $P$ 波の振幅が急に減衰したり、段階を伴う不連続の状態を呈する様子などはほとんど認められない。したがって、ここで得られたような比較的周期の長い  $P$ 波に関する限り、回折  $P$ 波の振幅は直達  $P$ 波とほぼ同じ割合で減衰してゆくことが知られ、期待したような変化は何も起きない。Fig. 7(b)に、同図(a)で用いたのと同じ地震による  $PKP$ 波の、震央距離による減衰傾向を比較のため

掲げた。  $PKP$ 波は、たとえ震央距離が同じでも、 $Pd$ 波とは全く異なる伝搬経路を通るから、振幅や周期および振動の状態などは、直接  $Pd$ 波との比較の対象にならないが、同一震源を出た屈折波と回折波との間のエネルギーの差を知ること、1つの興味ある点と思われる。 $PKP$ 波の焦点付近の資料がないので、それ以遠とのつながりを述べることは避けるが、概観すれば、震央距離の増加につれて振幅は大きくなり、 $Pd$ 波とは全く逆の傾向を示しているのが見られる。

### (c) $Pd$ 波の周期

前項で述べたのと同じ地震による WWSS-LPZ から求めた  $P$ 波(上)、および  $PKP$ 波(下)の最大振幅波の周期を、震央距離の順にプロットすると Fig. 8 のようになる。 $P$ 波の周期は特別の例外(震央距離  $75^\circ-78^\circ$ にある周期 20 秒以上の 5 点)を除き、震央距離  $70^\circ$  から  $110^\circ$  付近まではほぼ一定の値をとるように見える。Shadow zone の境界付近は資料が少ないので、この図から詳しいことは言えないが、ともかく震央距離  $105^\circ$  付近で周期の急変は認められない。これは、比較的周期の長い波の場合、外核をかすめるような臨界角に達した直後は、外核の形状もさることながら、回折する距離と波長との関係からして周期は直達波のものに比べ急激には変化しないものと思われる。震央距離で  $110^\circ$  を過ぎると約 16 秒位のバラツキ幅を持ちながら、周期はほぼ直線的傾向で延びを示し、震央距離  $130^\circ$  では約 14 秒、 $150^\circ$  を越すと最も短いものでも 21 秒以上なければ、松代においては回折波と

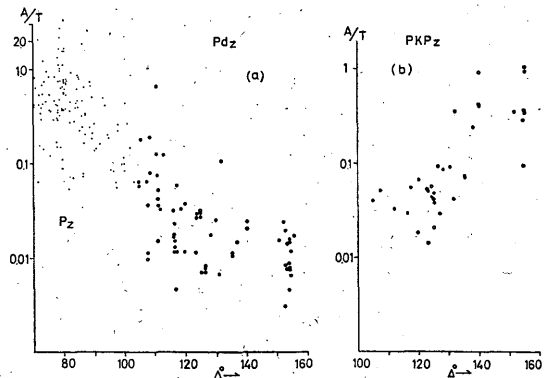


Fig. 7. Left plot shows logarithms of ratio of amplitude  $A$  (in microns) from  $P$  and  $Pd$  waves to period  $T$  (in seconds) as a function of epicentral distance, and the right plot is for  $PKP$  waves.  $P$  and  $Pd$  waves have almost the same decreasing trend up to about  $135^\circ$ .



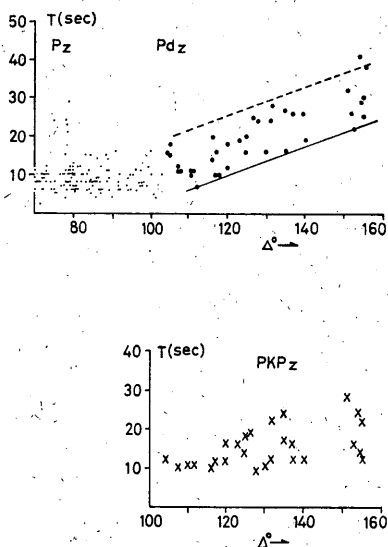


Fig. 8. Observed periods of  $P$  and  $Pd$  waves (upper) and  $PKP$  waves (lower). Changes in period of direct  $P$  waves show roughly the same tendency, but periods of  $Pd$  waves become linearly longer with increasing epicentral distance.

して観測されないことがわかる。もともと、直達P波でも短周期波のエネルギーは減衰が早いことから上の傾向は納得がゆく。同図の下に、同じ地震のPKP波の周期を同じく距離に関係させて示した。Pd波と同じく震央距離が増すと周期も長くなるが、記録の例でも見られたように平均的にはPd波の周期より短く、また出現する最短の周期も震央距離によってあまり違いがない(もっとも、PKP波は短周期の地震計に、通常、良く出現するから、短周期記録から得られる最短の周期はもっと短い)。次に、地震波の周期は距離の増加だけに限らず、マグニチュードの大きさにも比例するから、一応、その事も調べる必要がある。Fig. 9の上、Pd波のT- $M_B$ の関係を掲げた。図によれば、 $M_B$ が大きくなるに従って明らかにPd波の周期も増すから、Fig. 8のところで述べたPd波としての特徴は疑問視される。そこで、資料が十分ではないが $M_B=6.3$ および6.4のものをほぼ同一規模の地震と見なし、震央距離との関係を見るとFig. 9の下のようなになる。すなわち、同じ規模の地震でも震央距離が増せば周期の伸びを生ずる。このことから、マグニチュードの大きさに起因する周期の伸びはいくらか含まれるにしても、やはりPd波の最大振幅波の周期は震央距離の長短に大きく関与することがわか

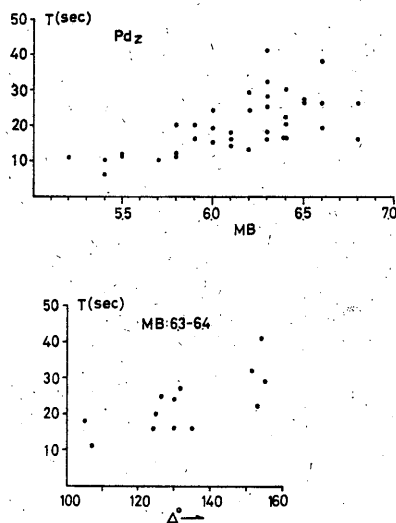


Fig. 9. upper: Observed period vs.  $M_B$  for  $Pd$  waves. The period is nearly proportional to  $M_B$ .

lower: Relation between period and epicentral distance for  $Pd$  waves of events of the same magnitude. Period of  $Pd$  waves becomes larger with increasing epicentral distance, too.

る。

### § 5. ま と め

震央距離約 $105^\circ$ 以上の最遠地地震で、PKP波の少し前に出現する長周期孤立波を、波の走時からCoreとMantleとの境界層で回折したP波(Pd波と呼ぶ)と判断し、それにつき、主として振幅や周期および振動の仕方などの調査を行った。得られた結果は、およそ、次のようになる。

(i) 今回の資料によれば、Pd波は長周期地震計の記録に出現するが、たとえ高倍率であっても、短周期地震計には全く出現しない。松代で観測された $M_B \geq 5.8$ で $\Delta \geq 120^\circ$ の地震のうち、Pd波の出現率を求めると約20%となる。

(ii) 3成分のうち、上下成分が最も卓越し、振動は直達P波と全く同じ動き方を示す。また、波の立ち上がりはPKP波ほど鋭くないが、ほとんどの場合PKP波と同位相の動きを示す。

(iii) 観測によるPd波の到達時刻は、Jeffreys-Bullnのモデルで計算した回折P波の走時に良く適合する。震央距離 $\Delta \geq 120^\circ$ の地震から得られた $dT/d\Delta = 4.5$ 秒/

1°となり、理論値と約0.1秒/1°の相違があるだけである。

(iv) *Pd*波の振幅は *PKP*波と同様、ほぼマグニチュードの大きさに比例する。しかし、同じ  $M_B$  で比較すると、*Pd*波の振幅は、*PKP*波の  $\frac{1}{4}$  程度しかない。また、最も重要と考えられるのは、同一規模に換算した速度振幅の震央距離による減衰で、*Shadow zone* を境として、振幅の減衰傾向が急変したり、不連続的に小さくなることは認められない。したがって、ここで記録されたような長周期の *Pd*波の振幅を用いる限り、*Shadow zone* の境界を明らかにすることはおよそ不可能と思われる。なお、焦点距離より近い *PKP*波の場合は、*Pd*波と全く逆に震央距離に比例して振幅が増大する。

(v) *Pd*波の周期は平均して *PKP*波のものより長く、震央距離的には *Shadow zone* を越えた約110°付近から、ほぼ直線的傾向で伸びを示す。しかし、周期の長短はマグニチュードの大小にも関係するので、同一規模の地震を選んでみたが、やはり震央距離の増加による周期の伸びがみられる。したがって、上の傾向は、回折波全般にわたる一つの特徴とも考えられる。もともと、ここでの目的は回折波を用いて、マントル底部の物性とか、外核の大きさなどを探索することではなかったが、たとえ定性的にしろ少くとも長周期波の振幅や周期などから、*Shadow zone* の境界を決めることはできそうにもないことが示唆される。ほかの波、例えば反射波や屈折波などを用いる場合は別として、*Pd*波だけからこれらのおよその見当をつけるには、 $M_B$ の大きい地震で、ほ

ぼ同じ伝搬経路上の多数の観測点による、明瞭な長短両周期の *P*波および *Pd*波の記録を多数集積し、でき得れば周波数分析を行って同一周期の波を対象とするのが最良の方法と思われる。幸い、*Pd*波はすべての地震波に先行して到達するから、他のいかなる位相の擾乱も受けない。したがって、上記の条件に適う資料は *WWSSN* などを利用すれば、比較的容易に得ることができると期待されるので、次回は多点観測の方法を試みる予定である。

#### 参 考 文 献

- Alexander, S. S., and R. A. Phinny (1966): A Study of the Core-Mantle Boundary Using P Waves Diffracted by the Earth's Core. *J. Geophys. Res.*, **71**, 5943-5958.
- Bolt, B. A. (1968): Estimation of PKP Travel Times. *Bull. Seism. Soc. Amer.* **58**, 1305-1324.
- Buchbinder, G. G. R. (1974): Diffraction from the PKP caustic. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **64**, 33-43.
- Ergin, K. (1967): Seismic Evidence for a New Layered Structure of the Earth's Core. *J. Geophys. Res.*, **72**, 3669-3687.
- Gutenberg, B. (1960): The Shadow of the Earth's Core. *J. Geophys. Res.*, **65**, 1013-1020.
- Jeffreys, H. and K. E. Bullen. (1958): *Seismological Table*. British Association for the Advancement of Science, Gray Milne Trust, London.
- Lehmann, I. (1953): On the Shadow of the Earth's Core. *Bull. Seismo. Soc. Amer.*, **43**, 291-306.
- Sacks, S. (1966): Diffracted Wave Studies of the Earth's Core, I, Amplitudes Core Size, and Rigidity. *J. Geophys. Res.*, **71**, 1173-1181.
- Takeuchi, H. (1950): Diffraction of Elastic Waves by an Elastic Sphere. *Geophys. Note, Tokyo Univ.*, **3**, 1-28.