小金井における爆破地震動の3点観測

——予備的結果——

東京学芸大学教育学部地学教室 山崎謙介・加藤昌典*

法政大学工学部計測制御教室 秋山喬二・小口雄康

(昭和55年11月11日受理)

Preliminary Results of Tripartite Observations of Explosive Seismic Waves at Koganei, Tokyo

Kensuke YAMAZAKI and Yoshinori KATOH

Division of Astronomy and Earth Sciences,
Tokyo Gakugei University, Koganei, Tokyo

Kyoji AKIYAMA and Yuko OGUCHI

College of Engineering, Hosei University, Koganei, Tokyo

(Received November 11, 1980)

Explosive seismic waves generated from the 1st Ogishima explosion, western Tokyo explosions, and the 8th Yumenoshima explosion were observed at Koganei, Tokyo. The observations were done by quadripartite or tripartite array in the campus of Tokyo Gakugei University except for the 1st Ogishima explosion which was done by a single station. Apparent velocities and directions of approach of the first arrivals are derived for the respective shots by the conventional analysis of the tripartite method. They are compared with the true velocity of the base rock of Tokyo and with the direction of the great circle azimuth between the station and the shot points. Preliminary results are as follows.

(1) Velocity anomalies, which are defined by the differences between the apparent velocities and the true velocity of the base rock, are positive for waves that approach from S~E region and are negative for those from W region. This result is interpreted in terms of dipping interface of the base rock of about several degrees toward E to SE under Koganei. This interpretation is consistent with rather wide-range three dimensional structure, which is the contour map of the time terms, of the base rock of Tokyo.

(2) Azimuth anomaly, which is the angle between the observed direction of the first arrival and the great circle azimuth, measured counterclockwise from the latter, does not have such a systematic pattern as the velocity anomaly has. It is considered that the azimuth anomaly depends strongly on heterogeneity along the paths of wave propagations. The Bouguer's gravity anomaly at the western Tokyo, which may reflect the heterogeneity of sedimentary layer over the base rock and/or the irregular surface of the base rock, is the azimuth anomaly.

Time terms at shot points and at Koganei for the first arrivals are also obtained. They are consistent with the time term contour except for the B-shot of the western Tokyo explosion.

(昭和54年9月29日発表)

* 現在東京都港区立桜川小学校

§1. はじめに

最近、首都圏ではいくつかの爆破実験が東京都、または国立の研究機関によつて行われた。これらは地震防災上の立場から、いわゆる“地震基盤”[嶋他 (1976 a, b)] とその上部地表層の3次元的微細構造を明らかにすること、および地震予知のための地震波速度変化の検出を目的としている。

小金井市にある東京学芸大学構内には3点観測網が1962年に設置され脈動の観測・研究に供されてきた[池上 (1964; 1965)]。この観測点のうち1点は現在でも自然地震の常時観測に利用されている。この報告は上記首都圏での爆破実験による地震動をこの3点観測網を利用して観測し通常の方法で波動の見かけ速度、到来方向を求めた結果を述べてある。雑微動のレベルが高く S/N 比が低いこと、および3点観測網の大きさが十分でないこと (平均辺長~400 m) から、かならずしも高い精度は期待できないが、首都圏の基盤構造研究に補助的資料を提供できるものと考えられる。

§2. 爆破実験および観測方法

観測された爆破実験は次の通りである。

Fig. 1. The map of shot points and the observation station. The observation station is abbreviated to KOG. Shot points are shown by crosses with capital letters. Y: Yumenoshima shot; O_1 : The first Ogishima shot; A, B, C: Western Tokyo shots (TAMA shots A, B, C).

Table 1. Datum for each shot.

Shot	Date	Time	φ (N)	λ (E)	Δ (km)	Azimuth*
$\bar{O}_1$	1975/ 7/13	03 ^h 05 ^m 00 ^s . 598	35° 29' 28''. 37	139° 45' 11''. 97	33.17	S 45.1° E
A	1975/11/30	02 ^h 21 ^m 59 ^s . 856	35° 49' 29''. 90	139° 19' 04''. 77	20.86	N 49.6° W
B	ditto	03 ^h 02 ^m 00 ^s . 165	35° 37' 31''. 58	139° 30' 14''. 63	8.55	S 6.2° E
C	ditto	03 ^h 41 ^m 59 ^s . 466	35° 32' 07''. 78	139° 33' 55''. 22	19.58	S 19.3° E
Y	1978/10/26	02 ^h 01 ^m 59 ^s . 106	35° 36' 56''. 70	139° 50' 18''. 30	32.63	S 73.0° E

Δ ; Distance between shot point and observation station P.

(*); Azimuth of the great circle path at the station.

$\bar{O}_1$; OGISHIMA-shot-1. A, B, C; TAMA-shot, A, B, C. Y; YUMENOSHIMA-shot.

Fig. 2. Configuration of quadripartite seismic array stations in the campus of the Tokyo Gakugei University.

(1) 1975 年 7 月 13 日: 第 1 回扇島爆破実験 (地質調査所によつて実施される); 以下 $\bar{O}_1$ ショットとも記す。

(2) 1975 年 11 月 30 日: 東京西部爆破実験 (防災科学技術センターによつて実施される); 同日中に 3 ケ所で実施された。これを北から順に多摩ショット A, B, C とも記す。

(3) 1978 年 10 月 26 日: 夢の島爆破実験 (東京都によつて実施される); 以下 Y ショットとも記す。

ショットの日時, 位置, および小金井との距離, 小金井から見た発破点の方位が Table 1 に, 発破点および観測点 (KOG) の位置が Fig. 1 に, 示されている。

東京学芸大学構内の 3 点観測網の配置は Fig. 2 に示されている。ここで R 点は多摩ショ

Table 2. Characteristics of seismographs for the respective shots.

Station/Component	f_0 (Hz)	h	G	Data Recorder
OGISHIMA-shot-1				
$P(V)$	4.5	0.7	0.5	TEAC R-410
$P(V, H)$	1.0	0.7	1.6	
TAMA-shot				
$P(V, H, H)$	1.0	0.7	1.6	TEAC R-70 A, 1
$Q(V), S(V)$	1.0	0.7	1.6	TEAC R-70 A, 2
$R(V)$	4.5	0.7	0.5	
YUMENOSHIMA-Shot				
$P(V), Q(V), S(V)$	1.0	0.7	1.6	TEAC R-70 A
$P(V, H, H)$	0.2	0.8	5.2	SONY FRC-1402 D

f_0 ; Natural Frequency of Pendulum of Seismograph

h ; Damping Constant

G ; Voltage Sensitivity of Seismograph (Volt/cm/s)

ットの際に設けられた臨時の観測点である。また、常時自然地震を観測している P 点 (KOG) の緯度、経度、標高は、それぞれ

$$\varphi=35^{\circ}42'07.4'', \lambda=139^{\circ}29'37.9'', H=74 \text{ m}$$

である。中心となる P 点での観測台は地下室に設けられ面積約 8 m^2 、厚さ約 2 m のコンクリート台で地表下約 4.5 m に達している。それに対して Q, S 点の観測台はコンクリートで固められてはいるが面積 $0.6 \times 0.6 \text{ m}^2$ 、厚さ約 2 m のコンクリート台が地表下 1.7 m に達しているだけである。いずれの点もコンクリート台は関東ローム層に接してはいるものの P 点と他の点とは多少条件が異なるものと考えられる。また R 点は球技場内にあり、盛土の地表に換振器を置いただけのものである。

各ショットに対して観測した観測点、および成分 (V: 上下動; H: 水平動) が地震計の諸

Fig. 3. Block diagram of the obserational system.
PU₁, PU₂, and PU₃ are elecmagnetic transducers.

特性とともに Table 2 に記されている。扇島ショットに対しては P 点のみであるが、多摩ショット、夢の島ショットについては、それぞれ P, Q, R, S の 4 点, P, Q, S の 3 点で観測している。地震計の電圧感度 (G) は換振器のコイル抵抗、シャント抵抗を考慮に入れたもので増幅器へ入力する前のものである。増幅器の倍率はショットにより異なるが約 $200 \sim 2000$ 倍であ

る。観測のブロックダイアグラムの 1 例を Fig. 3 に示す。時刻は JJY 信号を受信し、記録には FM 変調方式のデータレコーダを用いた。爆破実験は深夜に行われるが小金井付近は深夜でも交通量が多く、観測は大学の周囲の道路を交通規制して行われたことを付記しておく。

§ 3. 観測結果および初動の解析

3.1. 波形について

Fig. 4 (a) ~ (e) は順に扇島ショット、多摩ショット A, B, C, 夢の島ショットの記録である。多摩ショットについては A ショットに対し P 点での観測に失敗したが、B, C ショットについては 4 点で記録が得られ、P 点ではさらに 3 成分が観測された。R 点の換振器は固有振動数 4.5 Hz で他は全て固有振動数 1 Hz である。夢の島ショットに対しては R 点が含まれ

Fig. 4(a). Seismograms due to the 1st Ogishima shot recorded at the observation station P. V: Vertical component. f_0 : Natural frequency of pendulum.

ず P, Q, S とともに 1 Hz の上下動、さらに P 点では 0.2 Hz の 3 成分が得られている。

全ショットについて上下動に注目すれば、初動付近の孤立的な数 Hz の波と後に続く振幅の大きな後続位相が顕著である。東京西部および首都圏での爆破地震動の走時解析より初動付近は $V_p=5.5\sim 5.6$ km/s の基盤層の表面部を屈折波で伝播した波、後続位相は

Fig. 4(b). Vertical seismograms due to TAMA-A shot recorded at the stations Q, R, and S.

Fig. 4(c). Seismograms due to TAMA-B shot recorded at stations Q, R, S, and P. The component of motion is vertical one for Q, R, S, and three components are obtained at P.

Fig. 4(d). Seismograms due to TAMA-C shot recorded at stations Q, R, S, and P. Components of motion obtained are the same as the case of TAMA-B shot.

Fig. 4 (e). Seismograms due to Yumenoshima-shot recorded at P, Q, and S. Vertical seismograms recorded by seismographs with natural frequency of 1.0 Hz are shown in the upper half. Three components at P recorded by seismographs with natural frequency of 0.2 Hz are shown in the lower half.

表層を直接伝播したかあるいは表層内で反射をくり返した波と解されている【嶋他 (1976 a, b; 1978 a, b); 笠原他 (1976 b)】.

波の対応については多摩ショット, 夢の島ショットについて全点ともに後続位相まで含めて良好である. すなわち, 多摩ショット A, B, C について R 点の地震計が他と異なるにもかかわらず Q, R, S の波形はスペクトルを含めて対応が良い. しかし P 点での記録は他の点と比べて短周期をより多く含むことが明瞭である. 一方, 震央距離の大きい夢の島ショットの波に対してはそのような差異は明瞭には現われない. 震央距離が大きければ観測点に達するまでにすでに短周期成分が減衰していると考えられるから上記のことは観測点の条件, すなわち P 点は地表下 4.5 m までコンクリートが達した観測台であり, 他の点は高々 2 m 程度の深さまでしかコンクリートが達していないため極く表層で短周期 (10 Hz 以上) の波が減衰したものと考えられる.

3.2. 初動の見かけ速度および到来方向

前述したように各点での記録は各ショットに対し後続位相を含めて対応が良い. しかしこれまで後続位相についての走時解析はかならずしも十分にはなされておらず, したがってここでも初動のみにその対象を限定する. 各ショットに対する各点での初動の到達時刻が上下動より読みとられ 立ちあがりの明瞭さとともに Table 3 にまとめられている. 読みとりに用いた

磁気テープからの再生記録は 250 mm/s 送りのインク書きペンオシログラフによるもので読みとりの精度は 0.5 mm である。これは時刻にして 2 ms 程度になるが初動の S/N から考えれば多摩ショット B を除き 4 ms に達するものと考えられる。

波形の記録は Table 3 にまとめられたように扇島ショットを除き 3 点ないし 4 点で得られている。ここではいわゆる 3 点観測法に対する通常の解析法を適用し初動の到来方向と地表を伝播する見かけの速度を求める。Table 3 の初動の到達時刻より各観測点間の時間差から大竹 (1974) の (3), (4) 式を用いて各ショットに対する見かけ速度 (V_a) と到来方向 (Azimuth) が求められ、結果が Table 4 にまとめられている。Table 4 で Triangle とあるのは解析に用いた三角形 (3 点) である。丸山・茅野 (1969) から察せられるように Fig. 2 の P, Q, S, の組合せ以外の三角形は到来方向、見かけ速度を偏りなく測定するのに必ずしも良好な条件とはいえない。そこで P 点での観測が失敗した多摩ショットを除き PQS の三角形を用いることにした。同表で ΔV とあるのは得られた見かけ速度 (V_a) と基盤の真の速度 ($V_0=5.6$ km/s) との差で、ここでは速度異常と名づける。また $\Delta\theta$ は得られた到来方向と P 点と震央とを結ぶ大円の方角との差で、大円の方角を基準に反時計まわりに計算されたものである。 $\Delta\theta$ をここでは方位異常と名づけることにする。 ΔV , $\Delta\theta$ を方位別に図示したのが Fig. 5, Fig. 6 の ○, ● である。Fig. 5 では ΔV を大円の方角と実際に得られた方位の 2 つの位置にそれぞれ ○ と

Table 3. Arrival times for the first motion.

	P(V)	Q(V)	R(V)	S(V)
$\bar{O}_1$ (03 ^h 05 ^m)	08 ^s .78(e)			
A (02 ^h 22 ^m)	*	04 ^s .960	04 ^s .950(e)	04 ^s .904
B (03 ^h 02 ^m)	03 ^s .643(i)	03 ^s .643	03 ^s .659(e)	03 ^s .689
C (03 ^h 42 ^m)	05 ^s .411(i)	05 ^s .365	05 ^s .3(x)	05 ^s .429
Y (02 ^h 02 ^m)	07 ^s .019	06 ^s .973(e)		07 ^s .015(e)

i; excellent e; not so good x; poor *; failure

Table 4. Velocity and Azimuth anomalies

Shot	Triangle	V_a (km/s)	Azimuth*	ΔV (km/s)	$\Delta\theta$ (deg)
A	QRS	4.91	S 89.2°W	-0.69	41.2
B	PQS	6.76	S 0.6°W	1.16	-6.8
C	PQS	6.55	S 47.9°E	0.95	28.6
Y	PQS	8.60	S 76.2°E	3.0	3.2

*; Observed direction of the wave approach

V_a ; Apparent velocity

ΔV ; Velocity anomaly defined $V_a - V_0$, where V_0 is the true velocity of the bed rock.

$\Delta\theta$; Azimuth anomaly of direction of wave approach measured counterclockwise from the great circle azimuth.

Fig. 5. Velocity anomaly and its interpretation. Open circles are plotted at the azimuth of great circle between the observation station and shot points, and solid circles with primed notation of shot symbol are plotted at the azimuth of actually observed direction of wave approach. The interpretation curves are the theoretical velocity anomaly due to a plane dipping interface of velocity discontinuity. Dip angles are taken as 3° , 5° and 7° . Dip direction is designated to $S 60^\circ E$ for all the cases.

Error bars show the maximum error due to the reading error of 2 ms in time.

●で記されているが、これは Fig. 6 に見られるように方位異常が大きいことによる。両図ともに観測値に付随する線分は読みとり時刻に 2 ms の誤差を与えた場合の最大誤差を丸山・茅野 (1969) の (2. 11) 式に従い計算したものである。前述したように多摩 B ショットは 2 ms 程度の誤差と考えられるが他はこの 2 倍程度は考えなければならない。また Fig. 6 の枠内の矢印群は各ショットでの予想される波の到来方向 (実線) と実際に観測された到来方向 (破線) を平面的に図示したものである。なお、両図に含まれる実曲線はこの速度異常、方位異常の解釈であり次節で説明される。また観測点間の高度差は高々数 m 程度であり無視しうることを付記しておく。

§ 4. 速度異常および方位異常の解釈

4. 1. 速度異常の解釈

観測された波の初動の到来方向が西→南→東の方位に限られ、かつ測定値が 4 コだけではあ

Fig. 6. Observed azimuth anomaly (open circles) and calculated azimuth anomaly (solid curves) due to plane dipping interface of velocity discontinuity with dip angles of 5° , 10° , 15° and with dip direction of $S60^\circ E$. Conceptual representation of the azimuth anomaly is shown in the square frame. Solid arrows indicate the expected direction of wave approach and dotted arrows indicate the actually observed directions for the respective shots.

Error bars mean the maximum errors due to the reading error of 2 ms in time.

るが、速度異常の結果は波の到来方向が南から東については正の異常を与え、西からの波は負の異常という系統的な分布を与える。このことを基盤面の傾きで説明すればどうなるであろうか、すなわち、傾斜の方向と角度がどれ程になるか、を試算してみよう。

Fig. 7 は東京都夢の島と埼玉県吉川町での両爆破実験に基づき解析・提案された夢の島から北へ向けての基盤と表層の速度構造である [嶋他 (1976 a)]. 夢の島から西および北西方向の測線による観測はなされているものの [嶋他 ((1978 a, b)], 逆測線による観測・実験はまだなされておらず基盤および表層の真の速度、傾きが得られていない。そこで小金井付近の基盤および表層の速度を Fig. 7 の南北方向の速度構造を参照して P 波の速度を地表から順に $V_1 = 1.8 \text{ km/s}$, $V_2 = 2.8 \text{ km/s}$, $V_3 = 5.6 \text{ km/s}$ と仮定する。つぎに V_1 と V_2 の境界面を地表と平行とし V_2 と V_3 の境界面、すなわち基盤面に傾斜を与えたときに理論的に期待される速度異常、方位異常を補遺に述べる方法で計算し測定値と比較する。Figs. 5, 6 の実曲線はこのようにして計算された理論的な速度異常、方位異常である。それら理論値は傾斜の角度をパラ

The proposed profile.

 Fig. 7. The velocity profile at the Tokyo Metropolis obtained by two large explosions, Yumenoshima and Yoshikawa [after SHIMA *et al.* (1976 a)].

メータとし、傾斜の方向を $S 60^{\circ}E$ に与えて図示されている。なお、補遺にも述べられているように速度異常に対してはこの場合 V_1 と V_3 が効き、方位異常に対しては V_2 と V_3 が効いてくる。

Fig. 5 の観測値と理論曲線とを比較すれば 1 つの曲線ですべての観測値を満足するような解は得られない。しかし誤差を考えても図のように傾斜角を $3^{\circ} \sim 7^{\circ}$ 程度、傾斜の方向を SE と $S 60^{\circ}E$ の間にとれば観測値はおよそ説明される。もし、このように基盤面の傾斜で速度異常の説明が可能ならば、この傾斜は小金井付近でのそれを与えるものと解され、次節の方位異常の解釈とは区別される。しかし精度の不十分な議論だけに、今後、機会あれば全方位に亘る地震波動を観測し、精度と分解能とを高めなければならない。

4. 2. 方位異常の解釈

Fig. 6 に与えられた方位異常の観測値は速度異常のように系統的な分布を示していないしその大きさも非常に大きい。この方位異常を基盤の一樣な傾きで説明するのは無理であろう。図には 5° , 10° , 15° の一樣な傾斜角を与えたときの理論的な方位異常を傾斜の方向を $S 60^{\circ}E$ に与えて実曲線で示してある。いずれの理論曲線をもつてしても観測値を満足する傾斜面は得られない。

では、この大きい方位異常をどのように説明すれば良いであろうか。1 つの可能性として伝播経路の基盤の起伏を挙げたい。Fig. 8 は防災センターによる東京西部地区の重力探査によるブーゲ異常の結果である [笠原他 (1976 a)]。A, B, C 点は多摩ショットの爆破点であり KOG は小金井市の学芸大学の位置を示す。Fault は地表に現われた立川断層を示している [東京都防災会議 (1975)]。重力のブーゲ異常は地下の密度分布の反映であるからかならずしも基盤の起伏を直接に表わすものではない。しかし地表層の密度分布が数 km から数 10 km 程度の波長 (Fig. 8 に見られる重力異常の波長) で水平方向に一樣と見なせるならば Fig. 8 の重力異常は基盤の起伏を強く反映していると考えられる。もしそうならば立川断層沿いの基盤面

Fig. 8. Contour map of Bouguer's gravity anomaly around TAMA shot points A, B, C and observation station KOG [after KASAHARA *et al.* (1976 a)]. Surface trace of the TACHIKAWA Fault is also shown. Contours for negative values are drawn by dashed lines.

は急な断層崖を形成していることになる。また C 点は基盤面の窪地に対応することになる。そこで各爆破点から KOG までの地震波の初動の伝播経路については、例えば A 点から KOG までに達する最小時間の波線は断層崖に沿って伝播する屈折波 (head wave) が考えられる。したがって地表に投影された波線はかならずしも A 点と KOG を結ぶ大円に沿うものではなく、立川断層側に大きく屈曲した曲線と考えられる。同様に C ショットによる波線はまず北へ向かい途中で西に屈曲していく波が最も早く KOG へ達するとも考えられる。B ショットは近距離ということもあり、そのような影響が少ないと解されよう。しかし、こうした解釈は首都圏の微細な基盤構造が判明した際に 3 次元的な波線追跡法などにより証明されなければならない。ここではただ、その可能性を指摘するにとどめよう。

§5. 爆破点および小金井でのタイムターム

前節のような解釈を可能ならしめるためには微細な 3 次元的地下構造を必要とする。3 次元

的地下構造を求める 1 つの方法としてタイムターム法とよばれるものがある。これは 1 測線上に測定点が並んでいない場合でも有効であるからしばしば用いられている。2 層構造において基盤面の凹凸あるいは傾斜がそれ程大きくない場合に、 i 番目の爆破点 A_i から j 番目の測定点 B_j までの距離を Δ_{ij} 、基盤での地震波速度を V とし、 A_i から B_j に達する屈折波の走時を T_{ij} とすれば

$$T_{ij} = a_i + b_j + \Delta_{ij}/V \quad (5-1)$$

となる。 a_i 、 b_j がそれぞれ A_i 、 B_j におけるタイムタームとよばれる量である。

Fig. 9 は夢の島から西 (高尾山) および北西 (堂平) 方向の測線により得られたタイムタームの図である [嶋他 (1978 a, b)]。タイムタームはその場所の表層の厚さに比例した量であるからこの図は基盤面の起伏を表わすものと考えてよい。小金井 (KOG: $\Delta=33$ km) はこの 2 つの測線の間の中間の位置にありながら、前節で得られた速度異常の解釈、すなわち小金井での基盤面が夢の島の方向へ大きな傾斜をもつということとこのタイムタームの図とは調和するといえる。

夢の島でのタイムターム (以後単位は秒) は 1.03 と求まっており [嶋他 (1978 a)], Table 3

Fig. 9. Contour map of the time terms in and around the Tokyo Metropolis [after SHIMA and YANAGISAWA (1979)]. Shot points are shown by crosses. Values of the time terms are the ones of 100 times of original amounts.

Fig. 10. The underground structure obtained through the time term method [after SHIMA *et al.* (1978 a, b)]. The profiles from Yumenoshima to Takao and to Dodaira are shown.

の夢の島ショットに対する KOG での走時から KOG でのタイムタームが 1.04 と求められる。さらにこの KOG でのタイムタームを基にふたたび Table 3 と (5-1) 式とから A, B, C, $\bar{O}_1$ 点でのタイムタームが求まり、それぞれ

$$\tau_A=0.33, \tau_B=0.91, \tau_C=1.41, \tau_{O1}=1.22$$

となる。Fig. 10 は嶋・柳沢 (1979) による首都圏での人工地震の観測によるタイムタームの図に、現在得られた KOG での値 1.04 と工藤・座間 (私信) による東小金井での値 (1.09) を書き加えたものである。この等タイムターム線と上に求められた A, B, C, $\bar{O}_1$ でのそれらを比較すれば B 点での値 τ_B を除いて互いに矛盾するものではない。しかし B 点での値は 0.3 s 程のくいちがいがあり問題である。これは B ショットによる KOG での初動は基盤を屈折した波ではないことを示唆しているとも思える。とすれば前節に得られ、また解釈された速度異常の結果は修正されるべきであろう。しかし、笠原他 (1976 b) の多摩ショットの走時図からはこの程度の距離 ($\Delta=8.6$ km) では基盤からの屈折波が初動となつてはいるはずであり不可解なことである。いずれ解決されるべき問題である。

§ 6. ま と め

第 1 回扇島爆破 (1975.7), 東京西部地区爆破 (多摩ショット A, B, C; 1975.11), 夢の島

爆破 (1978.10) 実験による地震動が都下小金井市にある東京学芸大学構内でそれぞれ 1 点, 4 点, 3 点で観測された。東京西部地区爆破, 夢の島爆破に対しては通常の 3 点観測法とその解析法により初動の見かけ速度および到来方向が得られ, それぞれ基盤の真の速度との差 (速度異常) が求められた。また, 観測点と各爆破点でのタイムタームが求められ, 速度異常, 方位異常と合わせて首都圏の 3 次元的地下構造究明に資せられた。予備的な結果とその解釈は以下のようにまとめられる。

(1) 速度異常の方位分布は波の到来方向が南から東の領域と西の領域に分けられ, それぞれ正, 負の異常を与える。このことを基盤面の傾斜で説明すれば小金井付近の基盤面は東〜東南へ向けて大きさ約数度の傾斜をもつと解釈される。また, この解釈は首都圏のタイムタームマップ, すなわち, 基盤面の 3 次元的構造とも調和する。

(2) 方位異常は速度異常と異なり系統的な分布を与えない。また, その大きさも基盤面の傾斜では説明されない程に大きい。方位異常は震源から観測点までの波の伝播経路に強く依存し, 結局, 途中の媒質の不均質性を反映すると考えられる。事実, 東京西部地区の重力のブーゲ異常を参照すれば, 震源 (爆破点) から小金井までの波の経路は, 表層および基盤の不均質性 (断層崖, 窪地など) によつて強く屈曲することが示唆される。

(3) 初動の走時より小金井および各爆破点でのタイムタームが求められ, すでに知られている首都圏全体のタイムタームマップと比較すると, 多摩ショットの B 点を除き, よく調和する。B 点は小金井との距離が近いということもあり, 残された問題である。

謝 辞

東京学芸大学教授池上良平先生には多くのご教示と励ましを下さつたことを記して謝意を表します。また, 重力異常のマップを提供された防災科学技術センターの笠原敬司氏, タイムタームマップを提供された東大地震研究所嶋悦三教授にも御礼申し上げます。速度異常, 方位異常の理論については建築研究所大塚道男博士にはご議論いただいた。

文 献

- 池上良平, 1964, 小金井における脈動観測結果について (I), 地震, 2, 17, 68-88.
 池上良平, 1965, 小金井における脈動観測結果について (III) 脈動の到来方向と Orbital Motion との関係, 地震, 2, 18, 245-254.
 笠原敬司, 鈴木宏芳, 高橋博, 1976 a, 東京西部地区基盤調査について 1, 昭和 51 年度地震学会春季大会講演予稿集, 54.
 笠原敬司, 鈴木宏芳, 高橋 博, 1976 b, 東京西部地区基盤調査について 2, 昭和 51 年度地震学会秋季大会講演予稿集, 139.
 丸山卓男, 茅野一郎, 1969, 3 点観測から決めた地震波のみかけ速度と到来方向の誤差, 地震研究所彙報,

47, 571-598.

大竹政和, 1974, 三点方式で決めた地震波の到来方向について, 地震 2, 27, 285-296.

OTSUKA, M., 1966 a, Azimuth and Slowness Anomalies of Seismic Waves Measured on the Central California Seismographic Array. Part I. Observation, Bull. Seism. Soc. Am. 56, 223-239.

OTSUKA, M., 1966 b, Azimuth and Slowness Anomalies of Seismic Waves Measured on the Central California Seismographic Array. Part II. Interpretation, Bull. Seism. Soc. Am., 56, 655-675.

嶋 悦三, 柳沢馬住, 1979, 首都圏の地震基盤, 文部省科学研究自然災害特別研究成果, No. A-54-3, 地震活動度と震害分布, 13-18.

嶋 悦三, 柳沢馬住, 工藤一嘉, 瀬尾和大, 山崎謙介, 1976 a, 東京の基盤構造 その 2 第 3 回夢の島, 吉川町爆破実験による地下深部探査, 地震研究所彙報, 51, 45-61.

嶋 悦三, 柳沢馬住, 工藤一嘉, 吉井敏尅, 一ノ瀬洋一郎, 瀬尾和大, 山崎謙介, 大保直人, 山本嘉俊, 小口雄康, 長能正武, 1976 b, 東京の基盤構造 第 1 回, 第 2 回夢の島爆破実験による地下深部探査, 地震研究所彙報, 51, 1-11.

嶋 悦三, 柳沢馬住, 工藤一嘉, 吉井敏尅, 瀬尾和大, 黒羽公明, 1978 a, 東京の基盤構造 その 3 第 4 回, 第 5 回夢の島爆破実験による地下深部探査, 地震研究所彙報, 53, 305-318.

嶋 悦三, 柳沢馬住, 工藤一嘉, 吉井敏尅, 瀬尾和大, 大保直人, 星野 努, 長能正武, 1978 b, 東京の基盤構造 その 4 第 6 回, 第 7 回夢の島爆破実験による地下深部探査, 地震研究所彙報, 53, 1245-1255.
東京都防災会議, 1975, 東京直下地震に関する調査 (その 2).

補遺 傾斜不連続面による速度異常, 方位異常を求める方法

OTSUKA (1966 a, b) はアメリカ西海岸にあるカリフォルニア大学の大規模な群列観測網による自然地震の記録を用いて地震波の速度異常, 方位異常を議論し上部マントルの不均質性による

Fig. A-1. Geometry of a seismic ray S_i incident on dipping interface at O yielding refracted ray S_r and their projection to the horizontal plane.

言及した. ここでは傾斜不連続面による速度異常を OTSUKA (1966 b) により具体的に求める.

OTSUKA (1966 b) の Fig. 3 をそのまま引用したものが Fig. A-1 である. すなわち, 水平地表面 (法線ベクトル k) に対してある傾斜をもつ速度不連続面 (法線ベクトル n) の下から平面波が入射角 i で入射したとする. 入射波の slowness ベクトルを S_i とし, 屈折波のそれを S_r とする. 下層, 上層の地震波の速度をそれぞれ V_i , V_r とすれば, S_i , S_r の大きさ S_i , S_r はそれぞれ

$$S_i = 1/V_i, S_r = 1/V_r \quad (\text{A-1})$$

である。また **slowness** ベクトルの地表に投影されたものは $\mathbf{P}$ と記され **apparent slowness** と名づけられている。 $\mathbf{P}$ と $\mathbf{S}$ の関係は

$$\left. \begin{aligned} \mathbf{P}_i &= \mathbf{S}_i - (\mathbf{k} \cdot \mathbf{S}_i) \mathbf{k} \\ \mathbf{P}_r &= \mathbf{S}_r - (\mathbf{k} \cdot \mathbf{S}_r) \mathbf{k} \end{aligned} \right\} \quad (\text{A-2})$$

である。ここで $(\mathbf{k} \cdot \mathbf{S})$ は両ベクトルの内積を表わす。OTSUKA (1966 b) は **slowness anomaly** を $|\mathbf{P}_r| - |\mathbf{P}_i|$ と定義したが (OTSUKA (1966 b) の (6) 式は $|\mathbf{P}_i| - |\mathbf{P}_i|$ となつていゝがミスプリであろう)、我々が当面問題にしているのは小規模三角形による観測であり、直接に測定されたのは波が地表を伝わる見かけ速度である。したがつてここでは上の **slowness anomaly** の代りに **velocity anomaly** (速度異常) を次のように定義し測定値と比較することとする。すなわち、

$$\Delta V = 1/|\mathbf{P}_r| - 1/|\mathbf{P}_i|. \quad (\text{A-3})$$

また、方位異常は OTSUKA (1966 b) の (7) 式と同じく次のように定義される。

$$\Delta \theta = \text{ang}(\mathbf{P}_i, \mathbf{P}_r) \quad (\text{A-4})$$

ここで特に入射波 (**slowness** ベクトル $\mathbf{S}_i$) は傾斜境界面を伝わる屈折波 (**head wave**) で観測点までの地表層に臨界角で屈折していく波 (**slowness** ベクトル $\mathbf{S}_r$) と考え、傾斜角 α 、最大傾斜の方向と $\mathbf{S}_i$ の方向とがなす角 λ を与え具体的に ΔV , $\Delta \theta$ を求める式を導入しよう。

一様な傾斜をもつ速度不連続面と水平地表面との交線を X 軸とし、地表面を (X, Y) 面、鉛直上方を Z 軸とした様子が Fig. A-2 に示されている。原点 O を中心とした単位球面を考え X, Y, Z 軸との交点をそれぞれ A, B, C とすれば $\vec{OC} = \mathbf{k}$ である。傾斜面の法線ベクトル $\mathbf{n}$ を $\vec{OL}$ とし、最大傾斜の方向は $\vec{OB}$ 、傾斜角を α 、 C および B を通る大円と傾斜不連続面との交点を H とすれば $\widehat{BH} = \alpha$ である。いま、入射波 (**head wave**) の **slowness** ベクトル $\mathbf{S}_i$ と、 $\mathbf{S}_i$ を地表に投影した **apparent slowness** ベクトル $\mathbf{P}_i$ とが単位球面と交わる点をそれぞれ N, J とする。 $\widehat{BJ}$ ($=\angle JCB$) が傾斜の方向と入射波の **apparent slowness** ベクトルの方向とのなす角 λ を与える。ここで $\widehat{JN} = \alpha'$ と置こう。

地表の観測点に達する屈折波の **slowness** $\mathbf{S}_r$ は波線理論によれば $\mathbf{S}_i$ を含み、傾斜面と直交する平面 (L, N を通る大円と $\vec{OL}$, $\vec{ON}$ が作る平面) 内にあることになる。 $\mathbf{S}_r$ と単位球面との交点を M として、 C および M を通る大円が (X, Y) 面および傾斜面と交わる点をそれぞれ E, G とする。 $\vec{OE}$ の方向が $\mathbf{S}_r$ の地表に投影された $\mathbf{P}_r$ の方向を与えることは自明であろう。以下に球面三角法を適用し α , λ と ΔV , $\Delta \theta$ の関係を導こう。

Fig. A-2. Geometry of a specific seismic ray of the case of Fig. A-1. The incident ray S_i is a head wave propagating along the dipping boundary with normal vector $\mathbf{n}$. Critically refracted ray S_r reaches the horizontal surface, (X, Y) plane with normal vector $\mathbf{k}$. S_i and S_r are vertically projected on to the horizontal free surface. They are shown by P_i and P_r , respectively, and are called apparent slowness vectors of incident and refracted seismic rays.

S_i , S_r の OZ からの天頂角をそれぞれ θ_i , θ_r とすれば

$$\left. \begin{aligned} \theta_i &= \widehat{CJN} = \pi/2 + \alpha' \\ \theta_r &= \widehat{CM} \end{aligned} \right\} \quad (\text{A-5})$$

であり $\widehat{CL} = \alpha$, $\widehat{LM} = r_c = \sin^{-1} V_r/V_i$, $\widehat{LN} = \pi/2$ であるから $\angle CNL = \beta$ と置き余弦法則を $\triangle CNL$, $\triangle CNM$ に適用し (A-5) を用いれば

$$\begin{aligned} \cos \alpha &= \cos \widehat{CL} = \cos \widehat{LN} \cos \theta_i + \sin \widehat{LN} \sin \theta_i \cos (\angle CNL) \\ &= \cos (\pi/2) \cos (\pi/2 + \alpha') + \sin (\pi/2) \sin (\pi/2 + \alpha') \cos \beta \\ &= \cos \alpha' \cos \beta, \end{aligned} \quad (\text{A-6})$$

$$\begin{aligned} \cos \theta_r &= \cos \widehat{CM} = \cos \widehat{MN} \cos \theta_i + \sin \widehat{MN} \sin \theta_i \cos \beta \\ &= -\sin r_c \sin \alpha' + \cos r_c \cos \alpha' \cos \beta \end{aligned} \quad (\text{A-7})$$

が得られ, (A-6), (A-7) より θ_r について

$$\cos \theta_r = -\sin r_c \sin \alpha' + \cos r_c \cos \alpha \quad (\text{A-8})$$

と求まる．問題の対称性から $0 \leq \lambda \leq \pi$ として $\angle \text{CNL}$ に正弦法則を適用すれば，

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{\sin \widehat{\text{LN}}}{\sin (\angle \text{NCL})} = \frac{\sin (\pi/2)}{\sin \lambda} . \quad (\text{A-9})$$

(A-6), (A-9) より β を消去し, α' を α, λ で表わすとなつぎようになる．

$$\begin{aligned} \cos \alpha' &= \cos \alpha / \sqrt{1 - \sin^2 \alpha \sin^2 \lambda} , \\ 0 &< \alpha < \pi/2 , \\ \left[\begin{array}{l} 0 < \alpha' < \pi/2 ; 0 \leq \lambda \leq \pi/2 , \\ -\pi/2 < \alpha' < 0 ; \pi/2 < \lambda \leq \pi . \end{array} \right] \end{aligned} \quad (\text{A-10})$$

したがつて (A-10) より (A-5), (A-8) の θ_i, θ_r が α, r_c, λ と関係づけられる．

また (A-2), (A-5), (A-8) より

$$\begin{aligned} (\mathbf{P}_r \cdot \mathbf{P}_i) &= [\mathbf{S}_r - (\mathbf{k} \cdot \mathbf{S}_r) \mathbf{k}] \cdot [\mathbf{S}_i - (\mathbf{k} \cdot \mathbf{S}_i) \mathbf{k}] \\ &= S_r S_i \cos (\pi/2 - r_c) - S_r S_i \cos \theta_i \cos \theta_r \\ &= S_r S_i [\sin r_c + \sin \alpha' (\cos r_c \cos \alpha - \sin r_c \sin \alpha')] , \end{aligned} \quad (\text{A-11})$$

$$\begin{aligned} |\mathbf{P}_r| &= P_r = (\mathbf{P}_r \cdot \mathbf{P}_r)^{1/2} = [S_r^2 - (\mathbf{S}_r \cdot \mathbf{k})^2]^{1/2} = S_r (1 - \cos^2 \theta_r)^{1/2} \\ &= S_r [1 - (\cos r_c \cos \alpha - \sin r_c \sin \alpha')^2]^{1/2} \end{aligned} \quad (\text{A-12})$$

となる．同様に

$$|\mathbf{P}_i| = P_i = S_i (1 - \cos^2 \theta_i)^{1/2} = S_i \sin \theta_i = S_i \cos \alpha' . \quad (\text{A-13})$$

故に, (A-1), (A-3), (A-4), (A-11), (A-12), (A-13) より速度異常, 方位異常がそれぞれつぎのように表わせる．

$$\begin{aligned} \Delta V &= 1/P_r - 1/P_i \\ &= V_r / [1 - (\cos r_c \cos \alpha - \sin r_c \sin \alpha')^2]^{1/2} - V_i / \cos \alpha' , \end{aligned} \quad (\text{A-14})$$

$$\begin{aligned} \Delta \theta &= \text{ang}(\mathbf{P}_i, \mathbf{P}_r) = \cos^{-1} [(\mathbf{P}_r \cdot \mathbf{P}_i) / P_r P_i] \\ &= \cos^{-1} \frac{\sin r_c + \sin \alpha' (\cos r_c \cos \alpha - \sin r_c \sin \alpha')}{[1 - (\cos r_c \cos \alpha - \sin r_c \sin \alpha')^2]^{1/2} \cos \alpha'} . \end{aligned} \quad (\text{A-15})$$

ΔV については $\lambda=0, \pi$ でそれぞれ最小, 最大を示すが, $\lambda=\pi/2$ でかならずしも 0 にならないことは注意される． $\Delta \theta$ は $\lambda=0, \pi$ で 0 になり, かつそれらの点を境に反対称になることは自明であろう．

上の理論では地表面と傾斜不連続面との間の層はは等方均質の媒質と考えたが, 途中にいくつかの不連続面がある場合にも OTSUKA (1966 b) は理論的な slowness 異常を導いている．本論文で用いたモデル, すなわち Fig. A-3 のように地表面と傾斜不連続面との間に地表面に

Fig. A-3. Model of two interfaces of seismic velocity discontinuity. V_1 , V_2 , and V_3 are the P-wave velocities of the first horizontal layer, of the second wedge shaped layer, and of the semi-infinite layer, respectively.

平行な不連続面がある場合は、方位異常が最下層とそれに接した楔形の層で決まり、速度異常は最下層と最上層で決まることに注意しよう。したがって (A-14) の臨界角は

$$r_c = \sin^{-1}(V_1/V_3)$$

であり (A-15) のそれは

$$r_c = \sin^{-1}(V_2/V_3)$$

を用いなければならない。