

## (83) 埋設管路の地震時挙動観測 (地盤ひずみと伝播速度)

久保田鉄工(株) 正員 岩本利行  
同上 正員 ○若井伸彦  
同上 正員 山路忠雄

### 1. はじめに

現在、八戸市内の3ヶ所(幹線、下長、白山浄水場内観測所)で昭和50年5月より埋設ダクトイル管路の地震時挙動観測をおこなっている。既報の文献1で、観測開始以来、最大の地震であった1978年宮城県沖地震の記録について、下長観測所での地震時の地盤ひずみは400m前後の深い地盤まで考慮した高次のモードを含むレイリー波によって発生したことを報告した。本報告は下長観測所における上記以外の記録で地盤ひずみと地震波の伝播速度について同様な分析をおこなった結果を述べたものである。

### 2. 観測装置及び地盤特性

下長観測所は図1に示すように、管路上60m離れた2点A、Bを測点とし、更にABを一边とする正三角形の頂点にC点を設置している。このA、B、C3測点で水平2方向の地盤の加速度、速度、変位を測定し、また、A、B2測点下の基盤内で水平2方向の加速度を測定している。また、A、B2測点で地盤ひずみ、管体加速度、管体ひずみ、継手伸縮量を測定しており、総ピックアップ数は42点である。なお、地震時の停電に備えて無停電装置を設置している。

また、観測対象管路は図2に示す口径100mm、管長6mのS形ダクトイル管である。この管は継手部で引張、圧縮、曲げ方向に対してかなり大きい範囲にわたって自由に動くことができ、かつ離脱防止機構をもつものである。

地盤は図1中に示すように、腐植土層、軟質の砂層、シルト層からなり、工学的な基盤深さが約40mの成層構造の典型的な軟弱地盤である。

当地点のP S検層<sup>1)</sup>と岡田、坂尻ら<sup>2,3)</sup>によって八戸港湾に沿って深部(400m)まで調査されたデータから、当地点で推定した地盤のモデル及びそのレイリー波の理論分散曲線を図3、4に示す。(紙面の都合上、ラブ波は割愛する)なお、当地盤の卓越周期は1秒前後である。<sup>1)</sup>

### 3. 分析対象記録

今回の分析対象記録を表1に示す。青森県東部沿岸地震は直下型の近距離地震(以下、No.1と云う)に、また、宮城県沖を震源とする地震は中～遠距離地震(以下、No.2と云う)に相当するものである。

### 4. 地盤ひずみと伝播速度

図5にNo.1の記録の図1中の管軸に沿ったA、B測点での速度振幅波形(x方向)及びその波形を用いて下記の(1)

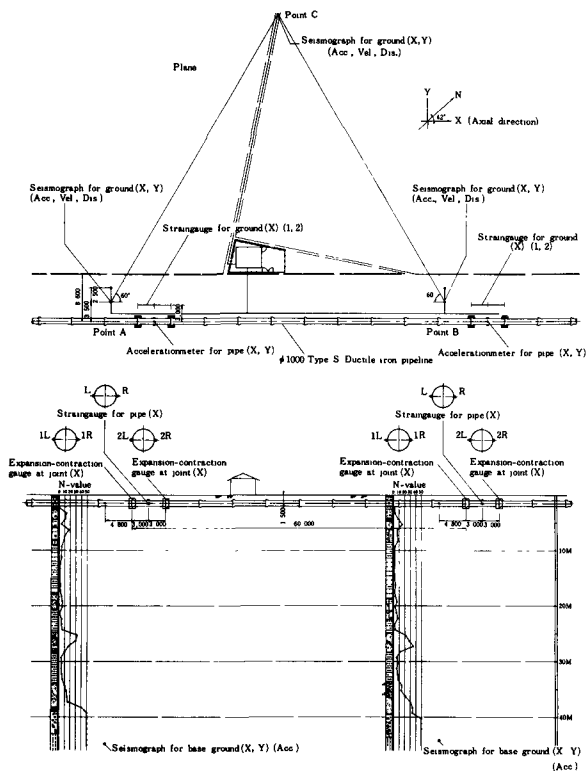


図1 下長観測所

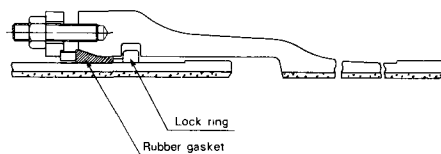


図2 S形ダクトイル管

式により求めた地盤ひずみと実測の地盤ひずみ波形を示す。

また、図6にNo.2の記録の上記と同様な結果を示す。

この図より、A、B測点の速度波形はほぼ同一であり、かつ、(1)式による地盤ひずみと実測の地盤ひずみは既報<sup>1)</sup>のものほど明瞭ではないが、ほぼ一致していることが分る。

このことより、地盤ひずみは2測点間の位相差によって発生し、これはAからB測点への地震波の伝播によって生じたものと思われる。(なお、実測の地盤ひずみ波形は継手伸縮の波形を管長6mで除したものである)

Vp (m/sec)	Vs (m/sec)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	H (m)	Depth (m)
280	40	1.35	2	0
670	40	1.35	1	2
670	60	1.30	2	3
1450	180	1.65	4	5
1450	110	1.45	9	9
1450	160	1.60	7	18
1450	235	1.90	4	25
1450	170	1.55	5	29
1450	270	1.80	7	34
2300	470	2.10	159	41
5000	2800	2.60	$\infty$	200

図3 地盤のモデル化

表1 分析対象記録

No.	LOCATION	DATE	EPICENTER	Mag	DEPTH (km)	IWA INTENSITY SCALE	Max. Acc(X) (gal)	DISTANCE (km)
1	ADOMORI E COAST	1978. 5 16 17:23	141°27' E 40°56' N	5.8	10	III	48.6	46
2	MIYAGIKEN- OKI	1978. 6. 14 20.34	142°29' E 38°21' N	6.3	40	II	14.8	257

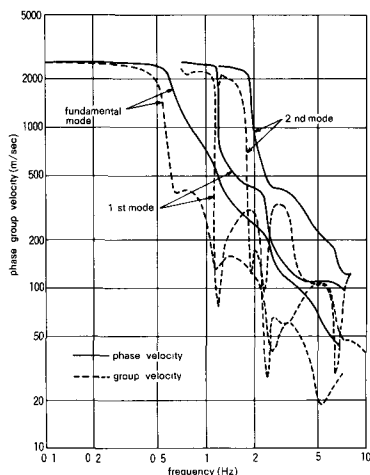


図4 レイリー波の理論分散曲線

$$\varepsilon = \int (v_B - v_A) dt / \ell (=60 \text{ m}) \quad (1)$$

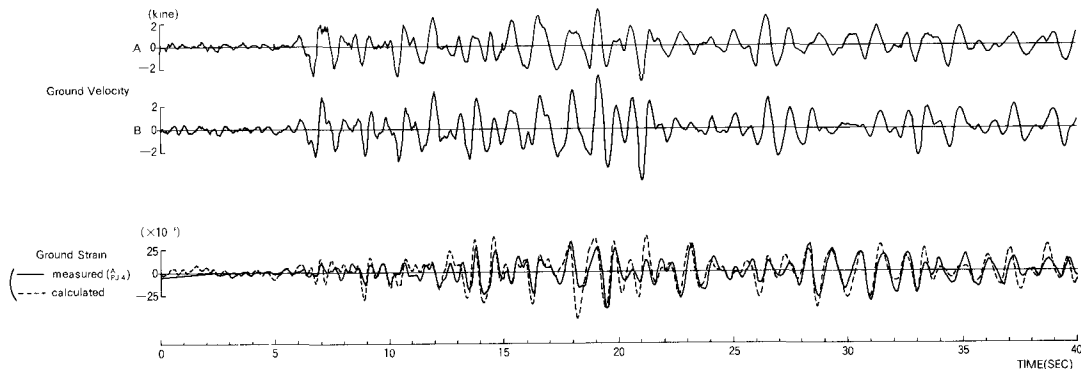


図5 速度振幅波形及び(1)式による地盤ひずみと実測の地盤ひずみの比較(No.1)

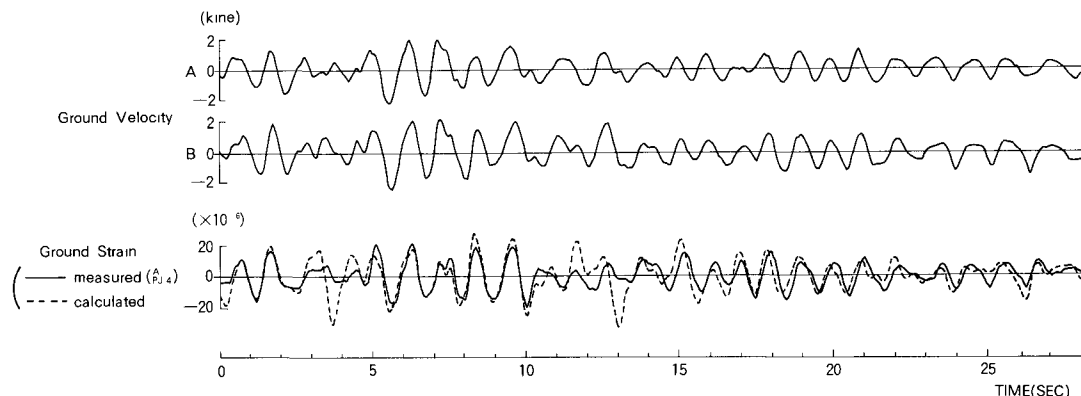


図6 速度振幅波形及び(1)式による地盤ひずみと実測の地盤ひずみの比較(No.2)

以下、このA、B 2測点間の地震波の伝播速度 (V) の分析を次の2通りの方法でおこなってみた結果について述べる。

(1) 速度振幅波形 (v) を地盤ひずみ波形 (ε) で除して、そのフーリエスペクトルより求める

「 $V=v/\epsilon$  の方法」。

(2) 2測点のフーリエ位相スペクトルの差から求める「位相差法」。

上記の方法で求めたNo.1、2の記録の伝播速度 (位相速度) を図7、8に示す。また、図中には図3の地盤モデルによるレイリー波、ラブ波の理論分散曲線の位相速度を示す。

これより、(1)、(2)の方法による結果はほぼ同一であり、また、No.1、2とも既報のものと同様、レイリー波の位相速度とよく一致し、かつ、基本モードのみでなく、1～3次の高次のモードを考慮したものと一致しているように思われる。

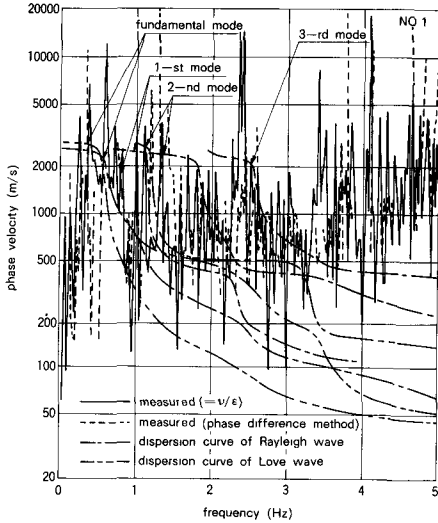


図7 実測の位相速度とレイリー波、ラブ波の理論分散曲線の位相速度との比較 (No.1)

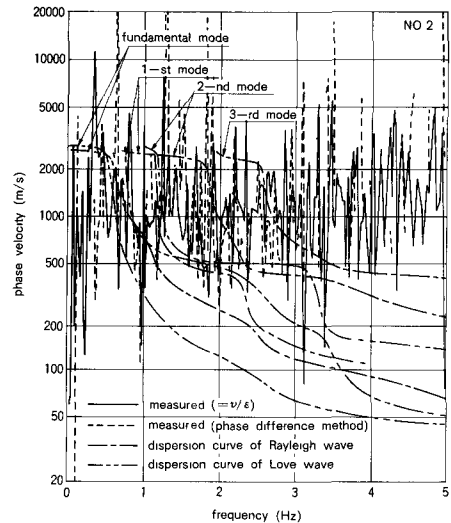


図8 実測の位相速度とレイリー波、ラブ波の理論分散曲線の位相速度の比較 (No.2)

ここで、レイリー波の位相速度 (V) とA点の実測の速度振幅 (v) を用い、地盤ひずみ (ε) を  $\epsilon=v/V$  により求めた波形と実測の地盤ひずみ波形を図9、10に示す。ただし、Vは基本モードのみから、3次モードまでの各々を考慮した。なお、図のフーリエスペクトル中に計算に用いた位相速度を一点鎖線で示す。

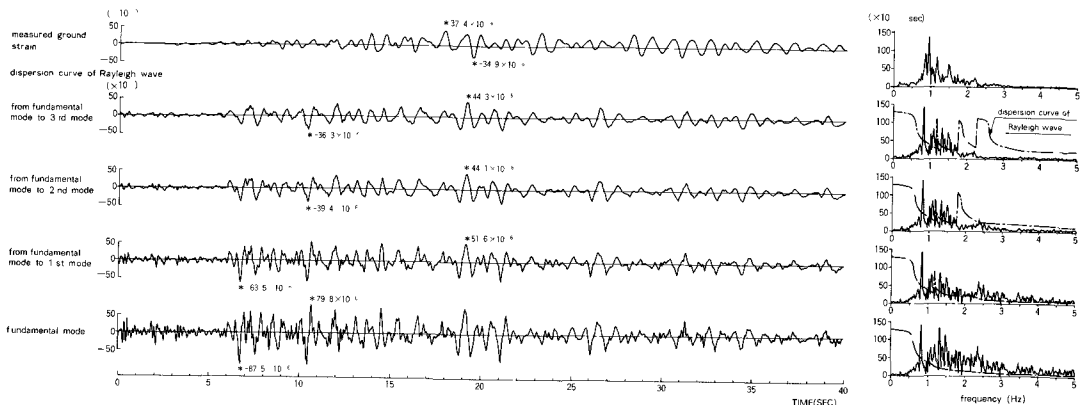


図9 実測の地盤ひずみとレイリー波の理論分散曲線による計算の地盤ひずみの比較 (No.1)

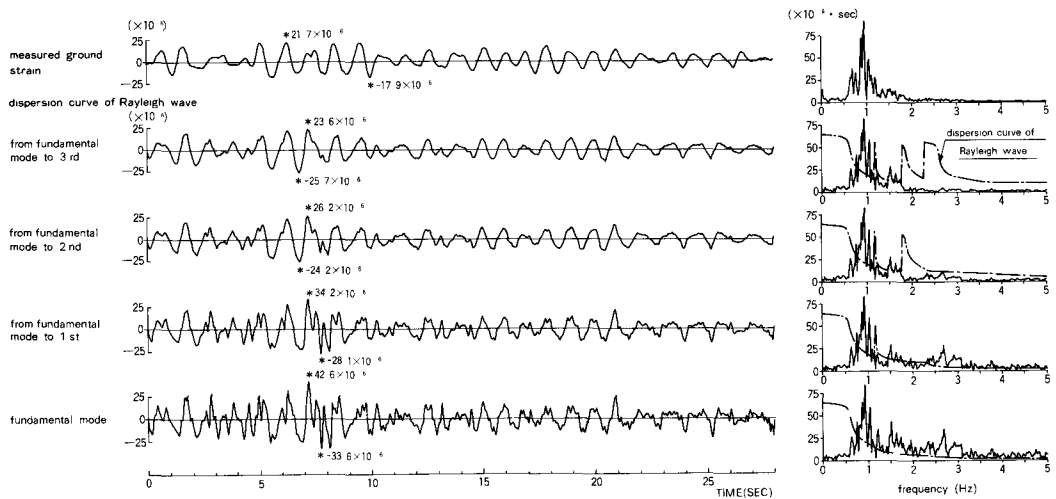


図10 実測の地盤ひずみとレイリー波の理論分散曲線による計算の地盤ひずみの比較(No.2)

この図より、基本モードのみでは高周波成分により実測波形とよく一致せず、高次のモードを考慮していくことにより実測波形とよく一致してることが分る。ただし、No.1はNo.2ほど実測とよく一致していない。

## 5. まとめ

- (1) 地盤ひずみは地震波の伝播によって発生する地盤の2点間の挙動差により生ずるものと思われる。
- (2) 地震波の伝播速度は400m前後の深い地盤まで考慮した高次のモードを含むレイリー波の位相速度に相当する。
- (3) 上記の位相速度を考慮した計算の地盤ひずみは実測のものに比べて、直下型の近距離地震ではあまりよい一致はみられないが、中～遠距離地震は実測とよい一致を示す。
- (4) 以上のことより、当地震の地盤ひずみは1978年の宮城県沖地震の結果<sup>1)</sup>と同様、400m前後の深い地盤まで考慮した高次のモードを含むレイリー波によって発生したのものと思われる。

## 6. おわりに

以上、下長観測所での直下型の近距離地震及び中～遠距離地震の2つの記録の地盤ひずみと伝播速度の分析結果について述べたが、今後は他の記録についても詳細な分析をおこなってゆきたい。

当観測は八戸市水道部殿のご協力のもとにおこなっており、紙面をかりて深く謝意を表する次第である。

## 参考文献

- (1) 岩本・若井・山路、耐震ダクト管の地震時挙動観測（地盤ひずみと伝播速度）、第6回日本地震工学シンポジウム、1982。
- (2) 岡田、弾性波による八戸市内の基盤探査、北海道大学地球物理学研究報告26号、昭和46年9月、141～167。
- (3) 坂尻他、やや長周期の微動観測と地震工学への適用(1)、地震第2輯、第27巻(1974)、338～351。
- (4) 桜井彰雄、地盤の震動解析に基づく埋設パイプラインの耐震性の研究、1971年10月。