

土木研究所資料

沖洪積層を対象とした物理探査 (その1)

—土木研究所地質野外実験場における総合的調査—

1989年3月

建設省土木研究所
地質化学部地質研究室

Copyright © (1989) by P. W. R. I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of P. W. R. I.

この報告書は、土木研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複製は、土木研究所長の文書による承認を得ずしてこれを行なってはならない。

沖洪積層を対象とした物理探査 (その1)

—土木研究所地質野外実験場における総合的調査—

地質研究室 稲崎富士
神保悟*
阿部昌彦
長沢政和

要 旨

土木研究所構内の地質野外実験場において、屈折法探査、表面起振法探査、速度検層、浅層反射法探査及びVSPを実施し、同地区の地質構造とその地質工学的諸性質を明らかにするとともに、これらの物理探査法の沖洪積地盤の評価への適用性について検討したものである。

キーワード：沖洪積地盤，物理探査，地盤定数

* 現：関東地方建設局利根川水系砂防工事事務所

ま え が き

土木地質調査の一環として、弾性波探査、電気探査、PS 検層などの物理探査が数多く実施されている。しかし、現場技術者にとって、物理探査の評価はあまり高いとはいえないのが現実である。それは、物理探査の解析精度の不十分さと、それによってクロスチェックが必要になるという独自性の弱さに起因するものと考えられる。それに対し、物理探査技術者の側からは、「土木物理探査に対する精度の要求が高すぎる」という不満の声も聞かれる。

物理探査は元来、資源探査の分野において開発・発展してきたものである。屈折法は、その端緒を 1924 年、テキサス州において含油層を伴う岩塩ドームの存在を確認し、新油田を発見したことに求めることができる。一方、現在石油資源探査に最も広く用いられている反射法も油層構造探査を目的にして 1921 年にすでに試みられている。地下深所に胚胎する各種鉱物資源の探査にあたっては、ボーリング等の直接的調査法は対費用効率が悪く、リスクが大きいため地表等からの遠隔調査法である物理探査法が重用される所以である。

土木建築分野への物理探査の適用もかなり早い時期から行なわれているが、それは現在に至っても「応用」の域を脱しきれていない。他の分野から技術を導入し、それを応用する際に必要なことは、応用分野の特殊性に適合させるための諸条件・技術的諸課題等について十分な吟味を払うことである。その好例を我々は最近の医療診断技術のめざましい発展にみることができる。

土木物理探査が、未だに独自性を保持しえないのは、現場技術者の側の理解不足もさることながら、物理探査技術者の側で、採算性・効率性を追及するあまり、技術的改善・適合に十分な努力を払わず、安易に「応用」する姿勢にも起因しているといつて過言ではないであろう。

このギャップを埋める一段階として、我々は、同一地点において各種物理探査法の適用実験を行ない、夫々の探査法の適用条件・技術的問題等について検討を加えた。本報告が、測定条件・解析方法と解析結果の質についての関係とその定型化についての参考となることを期待するものである。

1989 年 3 月

稲崎 富士

目

次

はじめに	1
1. 地 質	3
1.1 土木研究所周辺の地質	3
1.1.1 地形概要	3
1.1.2 地質概要	3
1.2 地質野外実験場付近の地質	6
1.2.1 表土・盛土	7
1.2.2 沖積層	7
1.2.3 関東ローム層	9
1.2.4 常総粘土層	9
1.2.5 竜ヶ崎層	9
1.2.6 木下層	9
1.2.7 上岩橋層	10
1.2.8 上泉層	10
1.2.9 藪層	10
2. 探 査 法	11
2.1 適用探査法の種類	11
2.2 探査法の概要	11
2.2.1 屈折法探査	11
1) 探査法概要	11
2) 探査諸元	13
2.2.2 表面起振法探査	14
1) 表面起振法探査の概要	14
2) 調査項目	16
2.2.3 速度検層	18
1) 概 要	18
2) 観測条件	22
2.2.4 浅層反射法探査	22
1) 浅層反射法探査の概要	22
2) データ処理	25
3) 探査条件	27
2.2.5 V S P	29
1) V S Pの概要	29

2) V S P用ソンの開発	29
3) 解析法の概要	31
4) 測定条件	31
3. 探査結果とその解釈	32
3.1 屈折法探査	32
3.2 表面起振法探査	37
3.2.1 表面波波形の確認	37
3.2.2 探査システムに対する検討	39
3.2.3 地下での速度実測	41
3.3 速度検層	43
3.4 浅層反射法探査およびV S P	47
3.4.1 浅層反射法探査	47
3.4.2 V S P	53
4. 探査法の地盤評価への適用性	57
参考文献	60

は　じ　め　に

日本の国土の約 20 %は第四紀の堆積物、いわゆる沖洪積層に覆われているが、とりわけ関東・濃尾・大阪平野などではその厚さは数 100 ～ 1000 m に及ぶと推定されている。このような沖洪積平野は人口集中地帯でもあり、したがってこれまで多くの建設工事が実施され、それに伴い表層部の地質の状況について膨大なデータが蓄積されてきている。その一部は、地域地盤図として編集・公刊されている。この過程の中で、これまで、ある程度の広がりの中ではほぼ一様と考えられてきた沖洪積層の地質構造とその工学的性質が、100 m 以下のオーダーで大きく変化する場合のあることが判明してきた。

その一つに埋没谷の存在がある。幅数 10 m ～ 数 100 m 程度、相対深度 10 m ～ 30 m 程度の埋没谷は、通常ボーリングでは捉えることが困難であるが、高密度の調査によって認められることがある。埋没谷の存在は、構造物の不同沈下等に影響するため事前の確認・対処が必要である。覆在断層についても同様であり、地表地形に現われない断層の調査には従来の方法は効果的ではない。また高密度の調査・観測は N 値や S 波速度・地盤の増幅特性などの地質工学的なパラメータが水平方向にかなり不均質であることを明らかにしてきている。

一方、最近の都市地下空間の開発・高度利用の機運の高まりの中で、沖洪積地盤の地表表層部のみならず、「大深度」部分についてもその地質構造と地質工学的諸性質を詳細に評価することが求められている。

このように、現在、沖洪積地盤をより高密度にそしてより深部まで空間的に評価することの重要性が認識されはじめてきている。そのような評価にあたって、従来のボーリング調査は効果的な手法とはいえない。というのは、ボーリングはいわば“点”の調査であるので、空間的評価のために全線にわたり例えば数 10 m 間隔で調査することは経済性の点で現実的ではなく、また深部の状況を調査するにも地表からのボーリングは対費用効果の点で効率的であるとはいえないからである。しかし、ボーリングでは直接的に地質を確認でき、原位置試験等によって地盤の工学的評価を直接的に行なうことができるので他に換えられない優れた方法であるといえる。そこでボーリングは必要最小限にとどめ、その間は他の空間的評価の可能な手法で補完するという戦術が有効性をもってくる。あるいはボーリング孔から種々の情報を引き出すという努力も忘れてはならない。

このような観点から我々は、同一地点でいくつかの探査法について検証実験を行ない、その地盤評価への適用性について検討を加えた。

調査地は筑波台地上に位置する土木研究所つくば本所内の地質野外実験場で、南北にはば 300 m、東西方向に 30 m ～ 80 m の広さの台形のフィールドであり、原地盤に対して 3 m 程度の盛土がなされている。標高は約 28 m、地表は平坦であり、場内で 2 本の調査ボーリングが実施され、表層部の地質構造が推定されている。

同実験場において、屈折法、表面起振法、各種検層、浅層反射法および VSP を実施し、地盤構造を評価するとともに各探査法の適用性等について検討した。

the first of these is the fact that the
the second is the fact that the
the third is the fact that the
the fourth is the fact that the
the fifth is the fact that the

the sixth is the fact that the
the seventh is the fact that the
the eighth is the fact that the
the ninth is the fact that the
the tenth is the fact that the

the eleventh is the fact that the
the twelfth is the fact that the
the thirteenth is the fact that the
the fourteenth is the fact that the
the fifteenth is the fact that the

the sixteenth is the fact that the
the seventeenth is the fact that the
the eighteenth is the fact that the
the nineteenth is the fact that the
the twentieth is the fact that the
the twenty-first is the fact that the
the twenty-second is the fact that the
the twenty-third is the fact that the
the twenty-fourth is the fact that the
the twenty-fifth is the fact that the
the twenty-sixth is the fact that the
the twenty-seventh is the fact that the
the twenty-eighth is the fact that the
the twenty-ninth is the fact that the
the thirtieth is the fact that the

the thirty-first is the fact that the
the thirty-second is the fact that the
the thirty-third is the fact that the
the thirty-fourth is the fact that the
the thirty-fifth is the fact that the
the thirty-sixth is the fact that the
the thirty-seventh is the fact that the
the thirty-eighth is the fact that the
the thirty-ninth is the fact that the
the fortieth is the fact that the

1. 地 質

1.1 土木研究所周辺の地質

1.1.1 地形概要

土木研究所を含む筑波研究学園都市は、茨城県南部から千葉県にかけて広く広がる常総台地の一部をなす筑波台地の上に位置し、北方に筑波山を主峰とする筑波山地、東方に霞ヶ浦を臨み、西は小貝川の流下する沖積低地に境されている。台地の標高は大穂付近で30m、南西部の牛久市付近で22～23m程度であり、全体として地形面は緩く南西に傾斜している。土木研究所付近の原標高は30.0～26.5m程度であるが、試走路より西側部分では盛土されて現在はほぼ29m程度に嵩上げされている。

筑波台地の地形面を関東平野における基準面のどれと対比するかについては議論が分かれていたが最近、宇野沢ほか(1988)はその最上部にPm-1軽石層が挟在し、武蔵野ローム層に不整合に覆われることから小原台面に対比し、常総面と称した。池田ほか(1977)は、筑波台地周辺の低地の調査結果に基づいて地形発達を論じている。それによると、2～3万年前には古鬼怒川は下館付近から古里川・桜川・霞ヶ浦低地を流下していたがその後の海退期に流路を現在の小貝川・利根川低地に変えて深い谷を形成した。そして約6000年前の縄文海進期に今の流路をとるようになり、小貝川・利根川低地は埋積され、また桜川低地は閉塞され霞ヶ浦を出現させた。

台地内部には現在、花室川・乙戸川・小野川・東谷田川および西谷田川の5つの小河川が存在し、浅く谷幅の広い解析谷を形成し北北西～南南東のトレンドをもって流下している。土木研究所付近では、東谷田川の谷頭部が、河川屋外実験場へ向けて南北両方向から入り込んできている。

1.1.2 地質概要

土木研究所付近の地下地質層序については、深層ボーリングによると以下のように考えられている。すなわち、北方の筑波山地に分布する花崗岩類および変成岩類が基盤として平野下部にまで延長してきており、その上位に鮮新統～更新統下部の上総層群が厚く堆積している。上総層群の上位には更新統中～上部の下総層群が不整合でのり、表層部は関東ローム層および沖積層に覆われている。

基盤岩類の深度・境界部の形状などのいわゆる基盤構造を把握することは、大規模構造物に影響を与える数秒程度の地震動の「地震基盤」を想定する上で極めて重要であり、最近、関東平野全域にわたって基盤構造が明らかにされつつある。土木研究所内では基盤岩類に達する深いボーリングは掘られていないが、隣接する国土地理院の地殻活動観測井および筑波大学第2号観測井では基盤が確認されている。着岩深度は前者で487m(T.P.-462m)、後者では482.5m(T.P.-457m)で上部にマサ化した風化花崗岩を50m程度載せている(国土地理院, 1974; 佐藤ほか, 1980)。この基盤岩は緩く西に傾斜していると推定されており、土

木研究所付近での基盤深度はおおむね 490 m～500 m と見積られる。

上総層群は房総半島にひろく分布しており、その最大層厚は 300 m 近くにも達する。関東平野内部においても地下地質を構成している主要なグループであり、いくつかの深層ボーリングで確認されている。

土木研究所近傍では、図-1 に示す地点において深度 200 m 以深の観測井が掘削されている。図-2 はそのうち、ほぼ東西方向にならぶ 4 本の観測井の柱状図を対比したものである。

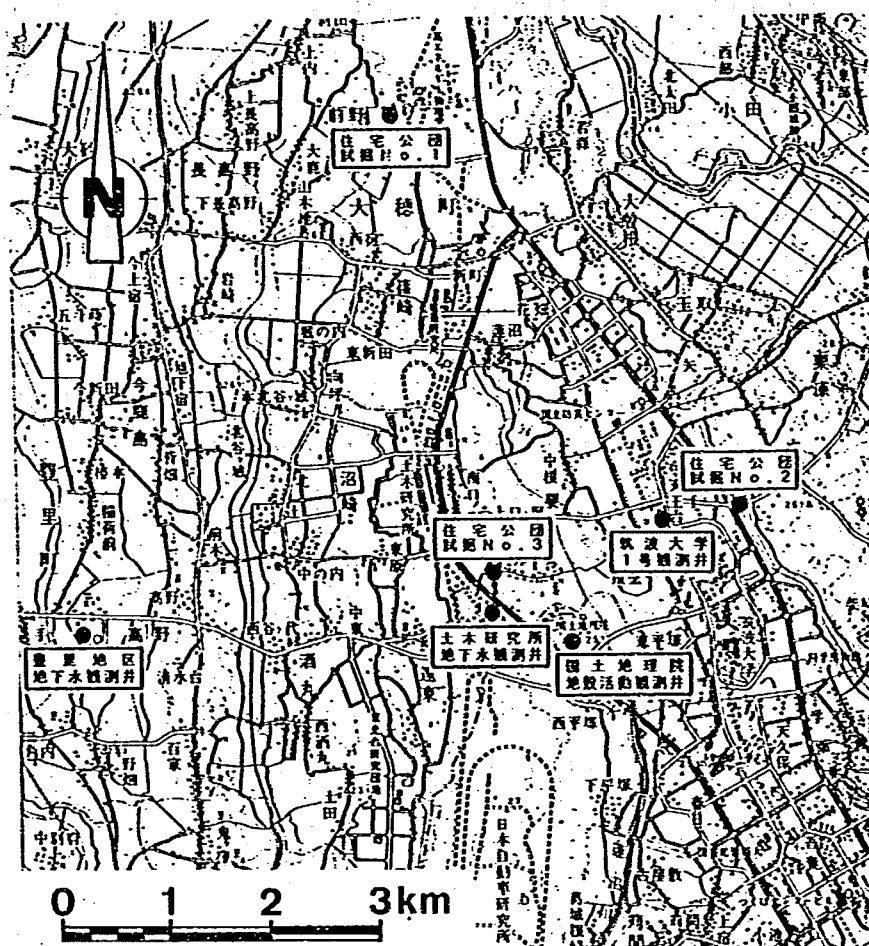


図-1 土木研究所周辺の深井戸位置図

国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「土浦」を使用した。

同図に示した電気検層の結果には、各井に共通する A～H の 7 つの特徴的なピークが認められる。このピークは各々砂礫層に対応しており、この砂礫層を基底として、上方細粒化するサイクロテムが、深度 300 m までに 9 回認められる（最下位のサイクロテムⅨの基底は国土地理院の地殻活動観測井では深度 360 m に認められている）。

電気検層のパターン等に基づいた柱状図の対比は、この方向の断面では地下地質が水平方向によく連続し、層厚・層相の変化が小さいことを示している。青木ほか(1980)は、筑波大学 1 号井のコアの化石分析をもとに、深度 231 m (T.P.-205m) のピーク H を境として、その下位を上総層群、上位を下総層群に対比させた。また豊里地区地下水観測井では、微化石分

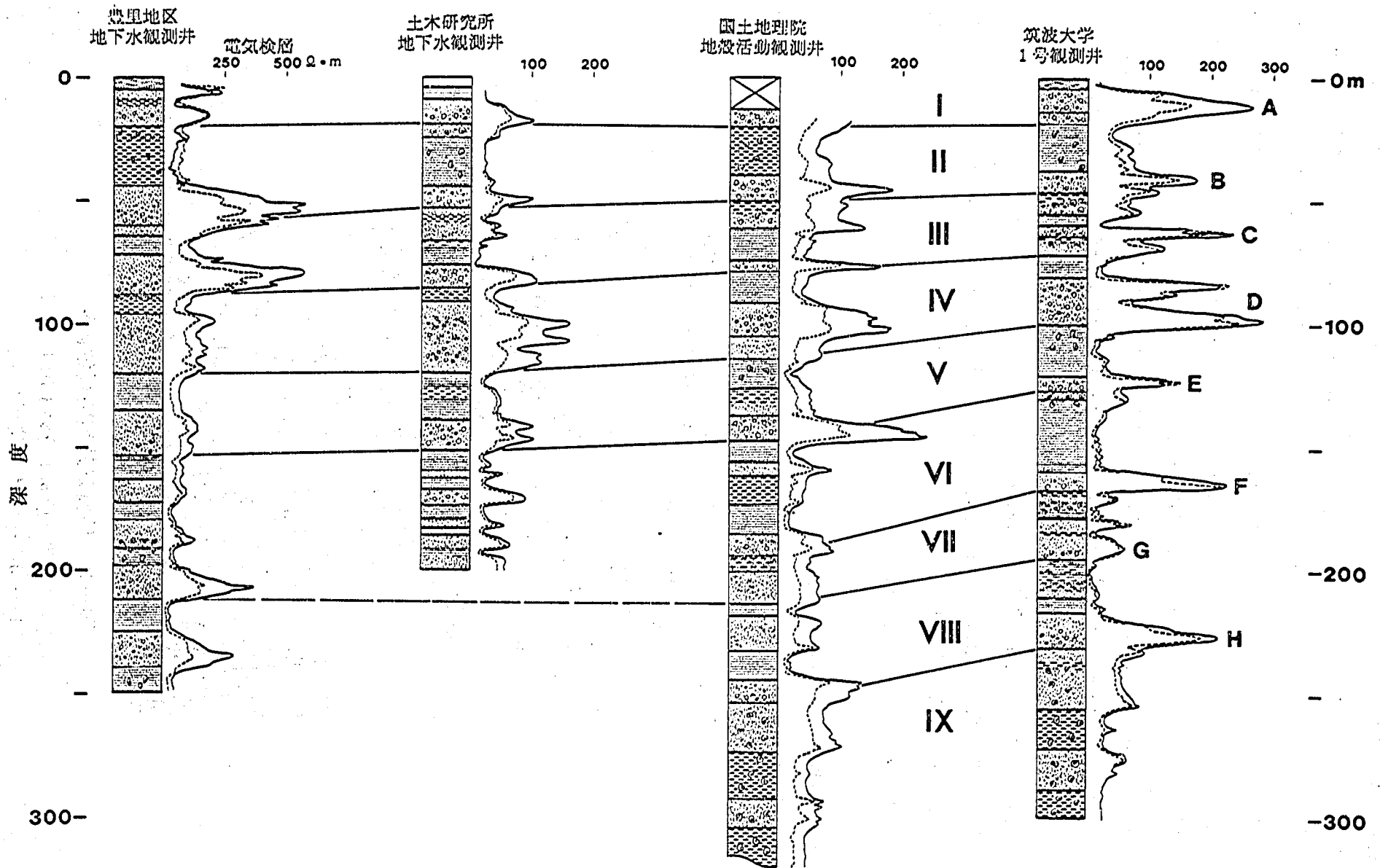


図-2 深井戸柱状図の対比

析の結果からその境界を深度 239 m に想定している（茨城県，1984）。一方国土地理院の地殻活動観測井の有孔虫化石の分析結果（国土地理院，1974）では，深度 61 m (T.P. - 26 m) をその境界と推定している。このように筑波研究学園都市周辺での両層群の境界位置については資料が少なく確定している状況ではないので，本報告では土木研究所付近では T.P. - 90 m ～ - 100 m 程度に出現する砂礫層基底（電気検層のピークでは D に相当，すなわち，サイクロテム IV と V の境界）をもってその境界に対応させることにする。

下総層群は房総半島～茨城県南部にかけて広く分布し，常総台地の主要部分を構成している。層相は，砂層・砂礫層・泥層からなり，貝化石および軽石層をしばしば挟む。学園都市周辺の本層群の分布については，青木・馬場（1978, 1979）あるいは宇野沢ほか（1988）によって明らかにされている。ここでは後者の分類に準拠し，上位から常総粘土層・竜ヶ崎層・木下層・上岩橋層・上泉層・藪層・地蔵堂層および金剛地層の 8 累層に分割する。図 - 2 においては，Ⅳが金剛地層・地蔵堂層，Ⅲは藪層および上泉層，Ⅱは上岩橋層，そしてⅠには木下層・竜ヶ崎層および常総粘土層が含まれる。

1.2 地質野外実験場付近の地質

地質野外実験場の位置を図 - 3 に示す。同場は，舗装走行実験場の西側に位置し，南北約

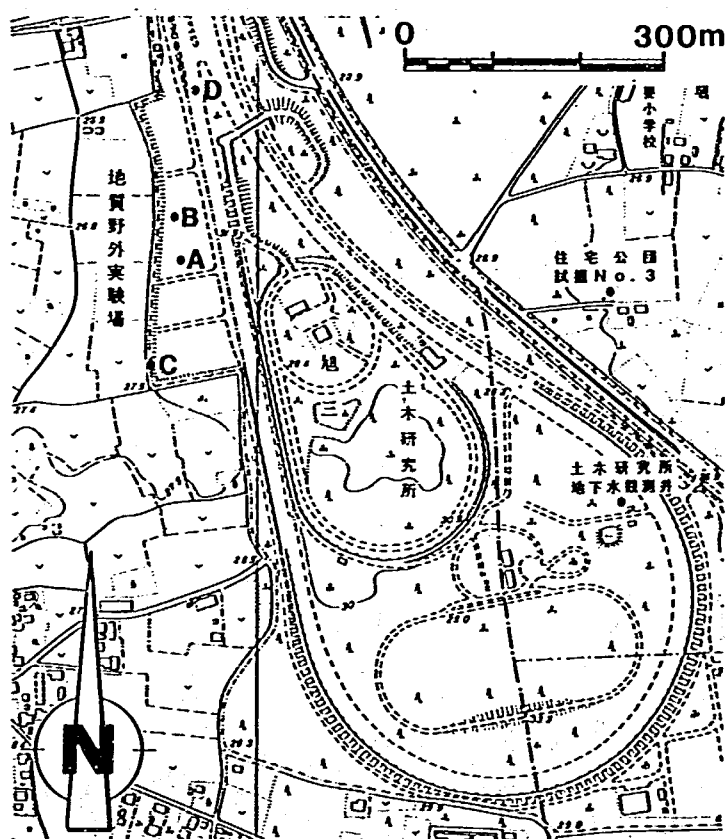


図 - 3 地質野外実験場位置図

国土地理院発行 5 千分の 1 国土基本図
「IX - JE - 65」を使用した。

300 m, 東西方向に 30 m～80 m の台形状を呈した領域である。原地形面標高は 26 m 程度であったが, その上に 2 m ないし 3 m の盛土がなされている。同実験場内において, 深度 60 m の調査ボーリングが 2 本実施されており, また近傍のボーリング資料を合わせて同場の地下地質が推定されている (図-4)。

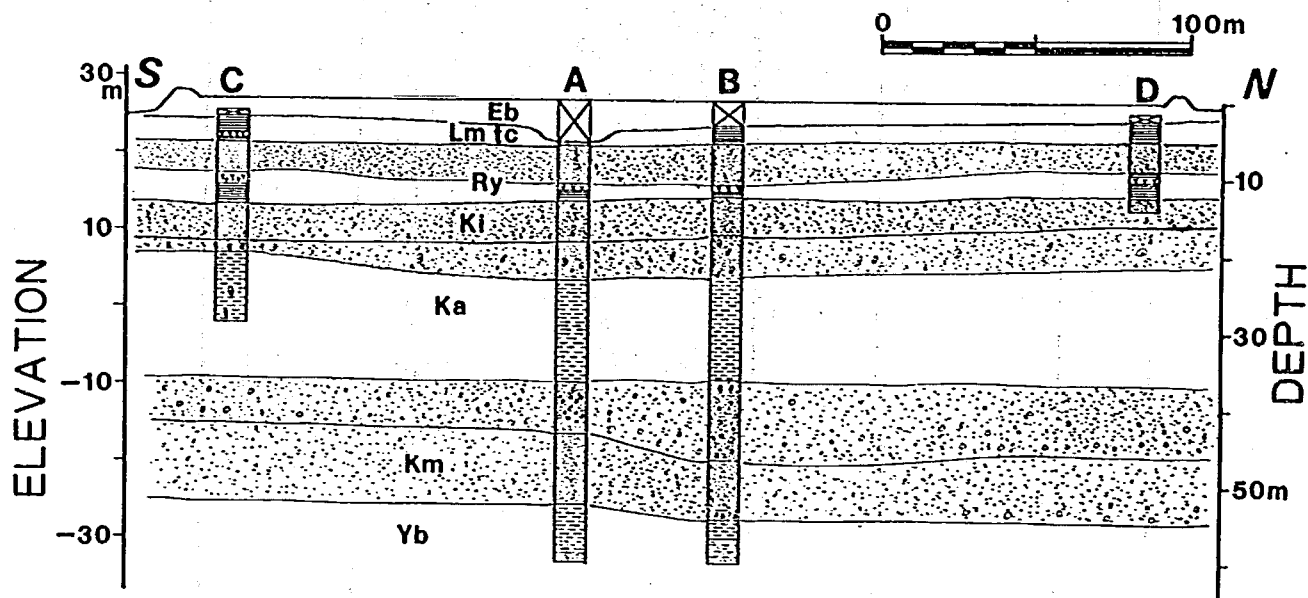


図-4 地質野外実験場表層部地質断面

稲崎 (1982 a) を改変

表-1 は土木研究所構内において実施された 100 本近いボーリングの資料に基づいて作成した土木研究所周辺の表層地下地質層序である (稲崎, 1983 を改変)。以下, 各層の層相と地質工学的特徴について概述する。

1.2.1 表土・盛土 (Eb)

本実験場の表層部 2 m～3 m は黒色ないし黒褐色を呈する盛土である。盛土材としては, 所内の造成時に排出された残土および腐材が充てられたらしく, 造成後約 10 年を経た現在においてもかなり不均質である。表土ボーリングによると, 実験場南側および北側の 100 m 程度の区間は黒褐色の粘性土からなり, 緩く締まっていない。それに対し, 中央部は礫混じりの粘性土でかたく, 稠密である。

なお A 孔の周囲半径 10 m の領域では, 深度 5 m まで砂置換処理が実施されている。

1.2.2 沖積層 (A)

本実験場内には分布しておらず, また土木研究所構内においてもダム水理実験施設付近に局所的に分布しているに過ぎない。層厚は平均 3 m～4 m, 乳白色～暗灰色の火山灰質粘土と暗褐色～黒褐色の有機質土からなり, とともに植物片・腐植物を多く混入している。本層は, 台地内部に樹枝状に発達する浅い谷低地に主として分布し, 台地表土の再堆積したものである。N 値は 0～3 程度でゆるく, しまっていない。

表一 1 土木研究所付近の表層地質層序

地 層 区 分			層 相	上 質 区 分		N 値
略記	地 層 名	層 厚		略 記	記 号	
A	沖 積 層	0~6m		Ac, Ap	+	0 ~ 1
Lm	関東ローム層	2~3m		Lm	▽	1 ~ 8
Jy	常総粘土層	2~3m		ts,tc	△ ▲	2 ~ 5
Ry	竜ヶ崎層	5~10m		UD1s	○	15 程度
				UD1c	●	10 程度
				MD1c	●	5 程度
				MD1p	●	
Ki	木 下 層	5~10m		LD1s,g	◎	40 程度
Ka	上 岩 橋 層	20m~30m		UD2s	□	30~40
				MD2c	■	10 程度
				MD2s	▣	30~50
						20 程度
				LD2s	□	50 以上
				LD2g	□	
Km	上 泉 層	20m~30m		UD3c	◆	45 程度
				MD3s	◇	50 程度
				MD3c	◆	10~20
				LD3g	◇	50 以上
Yb	藪 層	30m~		UD4c	★	10~20
				MD4s	☆	50 以上
				MD4c	★	10~20
				LD4s	☆	50 以上
				LD4g	☆	

シルト・粘土
 腐植土
 火山灰 (関東ローム層)
 砂
 砂礫
 貝化石
 凝灰質

稲崎 (1983 a) を改変

1.2.3 関東ローム層 (Lm)

本層は、筑波台地上を薄く覆う黄褐色ないし茶褐色を呈する風化火山灰層である。層厚は2 m～3 m未満である。宇野沢ほか(1976)は、本層最下位付近に東京軽石層(TP: 4.9 万年前)が断続的に挟まれることを見だし、本層下位を武蔵野ローム層に対比されたとした。また菅野ほか(1976)は、本層が、クラック帯を境に上下に二分できるとし、下位層を武蔵野ローム層に、上位層を立川ローム層に対比した。土木研究所で実施されたボーリングの資料からはしかし、両者を区分することは困難であるので、本報告では一括して関東ローム層として扱う。

N値はおおむね1～6程度である。当実験場では本層は盛土下位に層厚約1 mの薄層として認められる。

1.2.4 常総粘土層 (tc)

本層は乳灰色～黄褐色の凝灰質シルト・細砂を主体とし、灰色の中粒砂層にしばしば遷移する。層厚は土木研究所付近では2 m～3 m程度で、筑波台地では北にいく程薄くなるらしい。

本層は柔らかで緩く、N値はおおむね2～5程度である。

1.2.5 竜ヶ崎層 (Ry)

竜ヶ崎層の呼称は中村・福田(1953)によるものである。本報告では、ボーリング資料での特徴から竜ヶ崎層を、i) 貝化石を含まず、ii) 上部は浮石をしばしば含む礫混じりの砂層からなり、iii) 下部には植物片・腐植物などの有機物を多く混入する層が認められ、iv) 基底礫層の発達が悪い、という特徴をもって定義する。宇野沢ほか(1988)の常総層とは最上部の常総粘土層を別けた点で異なっている。

土木研究所付近における本層の層厚は5 m～10 m程度で、その基底面はほぼT.P. 15 m付近にある。本層はその層相から、上部砂泥層および下部有機質土層に分けることができる。

上部砂泥層は、褐灰色ないし暗灰色の凝灰質の粗粒～中粒の砂層とその中にレンズ状に挟まれる暗緑色のシルト層からなる。層厚は4 mから8 m、N値は砂層部で15～40、シルト層で5から15程度である。

下部有機質土層は、主として暗褐色ないし暗灰色で、腐植物を多量に混入する腐色土層とその上下部に認められる薄い粘土層からなる。この腐植土層は、土木研究所全域においてほぼT.P. 18 m～15 mに見いだされ、いわゆる鍵層となっている。層厚は2 m～3 m以下であることが多い。N値は5前後で10以上になることは稀である。また単位体積重量は1.1～1.4程度、含水比が100%以上と非常に緩いことで特徴づけられる。

1.2.6 木下層 (Ki)

本層は暗灰色ないし黄褐色の礫混じりの粗粒砂あるいは数cmの礫を主体とする砂礫層からなり、破碎された貝殻片をしばしば混入する。一般に、本層は、下位の砂層に連続的に遷移し、ボーリング資料ではその境界を明確に識別することが困難であることが多いが、N値

が相対的に高く、30～50以上を示すこと等で下位層と区別できる。層厚は野外実験場付近では8 m程度である。

1.2.7 上岩橋層 (Ka)

本層は土木研究所地域では、上部砂層、中部粘性土層および下部砂礫層に分けることができる。

上部砂層は、暗灰色ないし暗青灰色を呈する中粒～細粒の砂層で、保存のよい貝化石を多く混入する。またしばしば雲母片を含む。N値はおおむね20～30程度で、一般に上位の木下層より低い値をとる。層厚は平均2 m～3 mで、数10 cmから最厚部で5 m近くまで変化する。

中部粘性土層は暗灰色の粘土・シルト層からなり、貝殻片をしばしば含む。また一部に有機質土を混入することがある。N値は5前後である。層厚は15 m程度で中に薄い砂層がレンズ状に挟まれることがある。

下部砂礫層は層厚・層相の変化が大きい。野外実験場では層厚5 m～10 mで上部に貝殻片を含む細粒砂が認められる。

1.2.8 上泉層 (Km)

本層は土木研究所地域ではT.P. - 10 m ～ - 25 m 付近の間に見いだされる。全般に砂・砂礫層を主体とし、上部にレンズ状に粘性土層を伴うことがあるが、上位の上岩橋層基底の砂礫層によって削剥され欠如していることがある。N値は粘性土層で10～30、砂・砂礫層ではおおむね50以上である。

1.2.9 藪層 (Yb)

本層の層厚は30 m前後と見積られる。下底はT.P. - 40 m 付近にあり、厚さ5 mないし15 mの砂礫層が発達する。その上部には粘土・シルト層があり、細粒砂層と互層する。N値は砂礫層では50以上、粘土・シルト層では10～30と低い値を示す。野外実験場では本層上部のシルト層までボーリングで確認されている。

2. 探 査 法

2.1 適用調査法の種類

野外実験において実施した調査法の種類を表-2に示す。これらの調査法は、いわゆる弾性波探査と総称されるものであるが、地表からの探査とボーリング孔内における探査に分けることができる。

以下、各調査法の概要と、調査諸条件について記す。

表-2 適用調査法一覧

探 査 手 法		測 線 位 置	数 量
地 表	屈 折 法	図 - 6	約 300 m × 2 本
	表面起振法	図 - 10	4 地 点
	浅層反射法	図 - 19	SH : 約 300 m × 2 本 P : " × 2 本
孔 内	速度検層	A, B 孔	ダウンホール法 : 60 m × 2 本 サスペンション法 : 60 m × 1 本
	V, S, P.	"	SH : 60 m × 2 本 P : 60 m × 2 本
	密度検層	"	60 m × 2 本

2.2 調査法の概要

2.2.1 屈折法探査

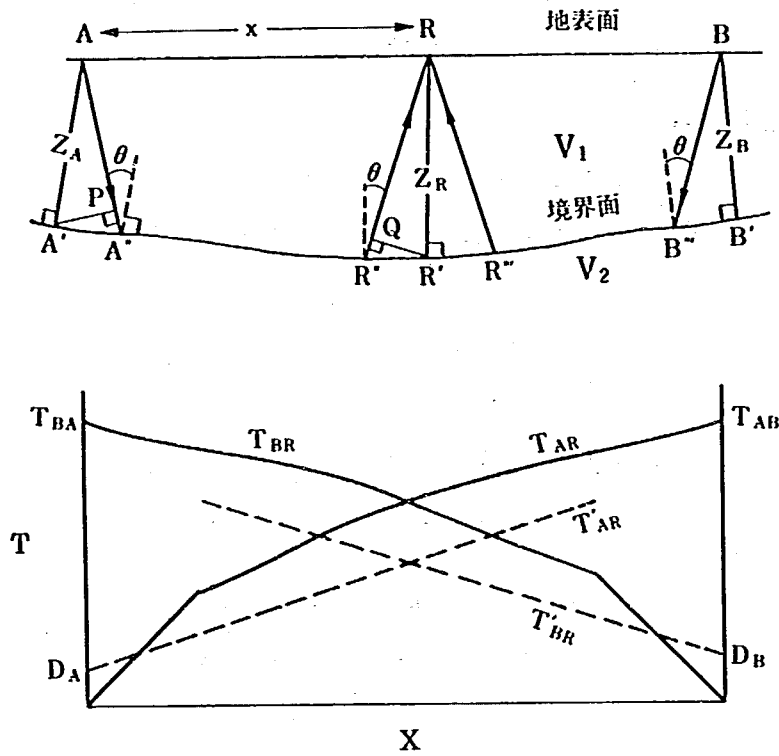
1) 調査法概要

弾性波探査の現場計測および解析法の詳細については既に多くの報告書でふれられているので、ここでは、その解析法の基本であるはぎとり法についてのみ述べることにする。

図-5においてA, Bを起振点, Rを受振点とする。RにおけるA起振の走時を T_{AR} , Bの起振の走時を T_{BR} とし, AB間の走時を $T_{AB} = T_{BA}$ とする。 T_{AR} を線分に分けて考えると,

$$T_{AR} = \frac{\overline{AA'}}{V_1} + \frac{\overline{A'R'}}{V_2} + \frac{\overline{R'R}}{V_1}$$

$$\text{ここで右辺の第一項は } \frac{\overline{AA'}}{V_1} = \frac{\overline{AP}}{V_1} + \frac{\overline{PA'}}{V_1} = \frac{Z_A \cos \theta}{V_1} + \frac{\overline{A'A'} \sin \theta}{V_1} = \frac{Z_A \cos \theta}{V_1} + \frac{\overline{A'A'}}{V_2}$$



図一5 屈折法の解析原理

さらに $D_A = \frac{Z_A \cos \theta}{V_1}$

同様に $D_R = \frac{Z_R \cos \theta}{V_1}$ とおくと

$$T_{AR} = D_A + D_R + \frac{\overline{A'R'}}{V_2} \text{ と表わされる。}$$

D_A 、 D_R は、タイムタームあるいは深度走時と称せられるものである。

同様に $T_{BR} = D_B + D_R + \frac{\overline{B'R'}}{V_2}$

$$T_{AB} = T_{BA} = D_A + D_B + \frac{\overline{A'B'}}{V_2}$$

上の3式を用いて

$$\frac{1}{2} (T_{AR} + T_{BR} - T_{AB}) = D_R = \frac{Z_R \cos \theta}{V_1}$$

左辺は観測項ばかりであるから V_1 、 V_2 が決まれば Z_R を計算することができる。

また境界面の起伏がさほど著しくない場合は、

$$\begin{aligned} T'_{AR} &\equiv T_{AR} - D_R \\ &= D_A + \frac{\overline{A'R'}}{V_2} \approx D_A + \frac{\overline{AR}}{V_2} \end{aligned}$$

同様に
$$T'_{BR} = D_B + \frac{BR}{V_2}$$

両式はともに $1/V_2$ の傾きをもつ直線となる。この直線ははぎとり線あるいは T' 曲線と呼ばれ、これより V_2 と D_A 、 D_B を求めることができる。 V_1 は起振点近傍の走時から求められる。

2) 探査諸元

屈折法は従来土木物理探査法のうち最も広範に採用されているものであり、地下構造を弾性波速度構造として評価しようとするものである。

屈折法では探査測線長に対する可深深度の比は $1/10$ 前後と見積らされているので浅部の構造調査に適した方法であるといえるが、今回、速度の遅い S H 波を用いることでさらに浅部を対象とした探査を実施した。

探査測線の位置を図-6に示す。各測線は後述の反射法探査の測線と一致しており、両探査法の解析結果のクロスチェックが可能である。探査の諸元を表-3に示す。起振法としては板たたき法(小林, 1974)を採用し、固有周波数: 40 Hz の受振器を使用した点は同じであるが、受振点間隔を $RR-SH-1$ では 2.5 m に、また $RR-SH-2$ では 1.5 m とより密にとった。そのため後者では全観測数も 1.6 倍近くなっている。探査時期には約 5 年の間隔がある。測線位置の変更、探査時期そして解析の仕方によって結果にどの程度の違いが生ずるのかについても検討された。

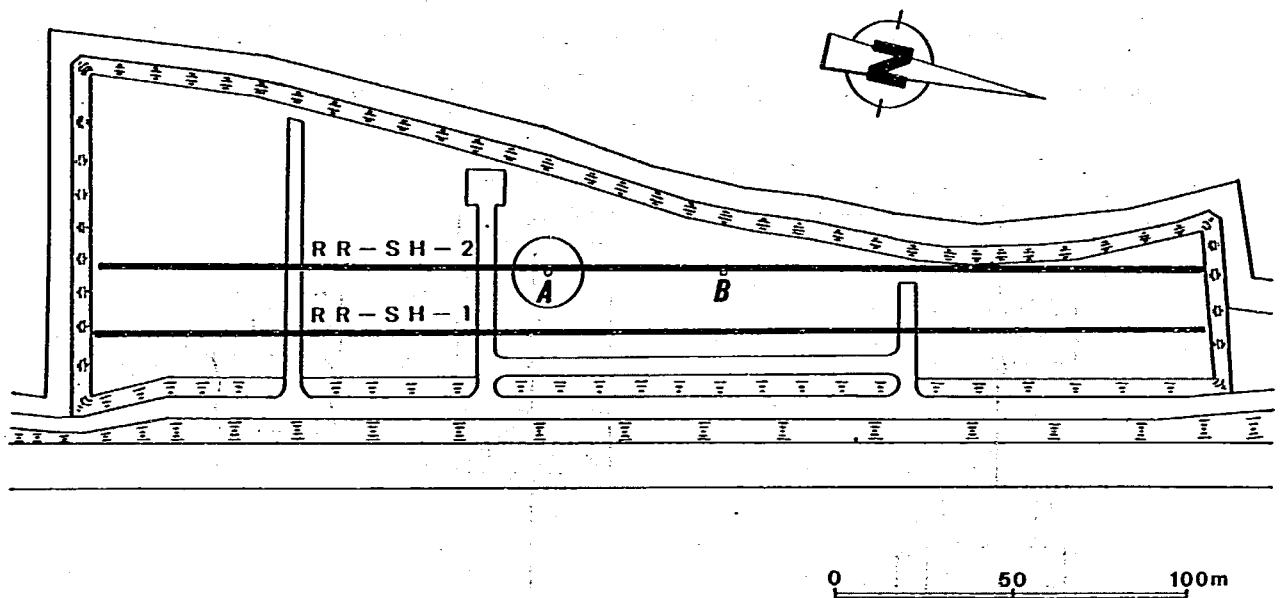


図-6 屈折法探査測線位置図

表-3 屈折法探査諸元

測 線	RR-SH-1	RR-SH-2
測 線 長	310m	309m
受 振 点 間 隔	2.5m	1.5m
起 振 点 数	7	9
起 振 法	板たたき法	板たたき法
受 振 法	40Hz	40Hz
ス タ ッ ク 数	16 ~ 32	32 ~ 128
総 観 測 数	459	789

2.2.2 表面起振法探査

1) 表面起振法探査の概要

本探査法は、起振機を用いて地盤に一定周波数の振動を連続的に与え、励起された地盤振動を起振機から距離をおいて設置した受振器で測定し、受振波形の位相差から波の速度を求めて地盤の速度構造を推定しようとするものであり、通常「佐藤式地下探査法」と称されているが、その探査原理はHeukelom and Foster (1960)に示されているものと同じである。

一般に、弾性体を伝わる波の中にはその速度が周波数によって変化する（分散）波群が存在する。そしてその分散の仕方は地下の速度構造（地質構造）を反映している。したがって、この波の分散の仕方を調べることによって地盤の構造を推定することが可能である。

観測されたデータからもとの構造や性質を求めることは一般にインバージョン（逆解析）

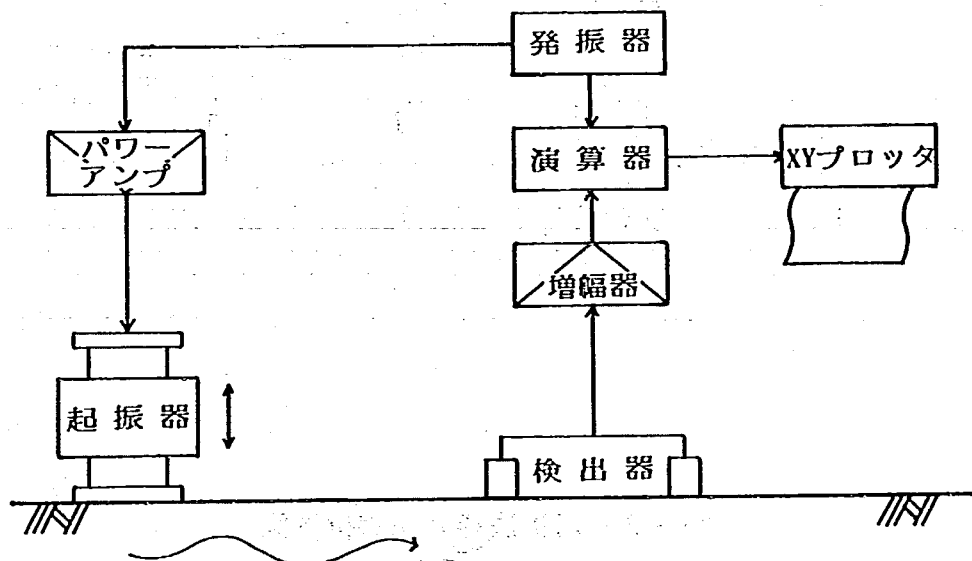


図-7 表面起振法探査装置の構成

とされているが、その解析には通常複雑で高度なテクニックが用いられる。本法はそれに対して単に「観測された波の速度は、その波長の $1/2$ の深度での速度とみなして良い」というこれまでの経験によって妥当だとしている仮定をもとに解析しようとするものである。

測定装置のセッティングを図-7に概略的に示す。

起振機によって図-8に示すような振幅変調をかけた周波数 f_0 の正弦波を発生させて一定間隔 a をおいて設置した2つの受振器で観測する。観測波形の相互相関をとって位相差 Δt を求めると波の速度 v_0 は次式によって与えられる。

$$v_0 = a / \Delta t \quad \dots\dots\dots (2-1)$$

一方この波の波長 λ_0 は

$$\lambda_0 = v_0 / f_0 \quad \dots\dots\dots (2-2)$$

によって求められる。

上述の仮定によれば、この v_0 は深度 $\lambda_0/2$ の地点の速度を表わすということになる。疑似深度-速度図上にプロットされた観測データの一例を図-9に示す。同図には←に示す部分に速度の急変が認められる。従来の「佐藤式地下探査法」の解析ではこのような急変点をもって構造の境界とみなしていた。しかし、最近、このような急変点は偽共振等によるものであって地下構造の変化を反映したものではないとの指摘がある(毎熊, 1986)。そこで、ここでは観測波形が表面波であるか否か、また上述の $1/2 \lambda$ の仮定が妥当なものであるかについて現場での比較実験を行なった。

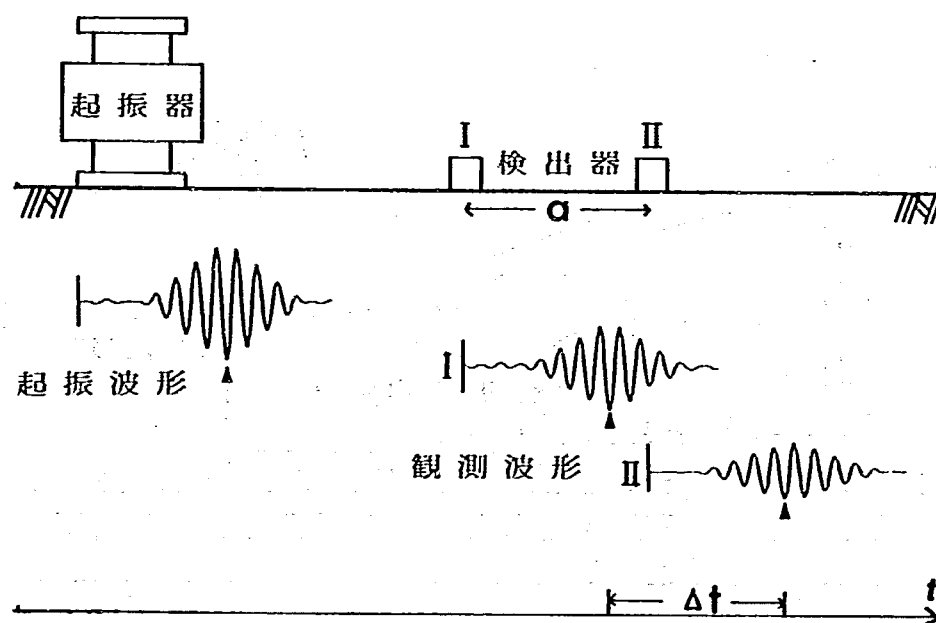


図-8 表面起振法の測定方法

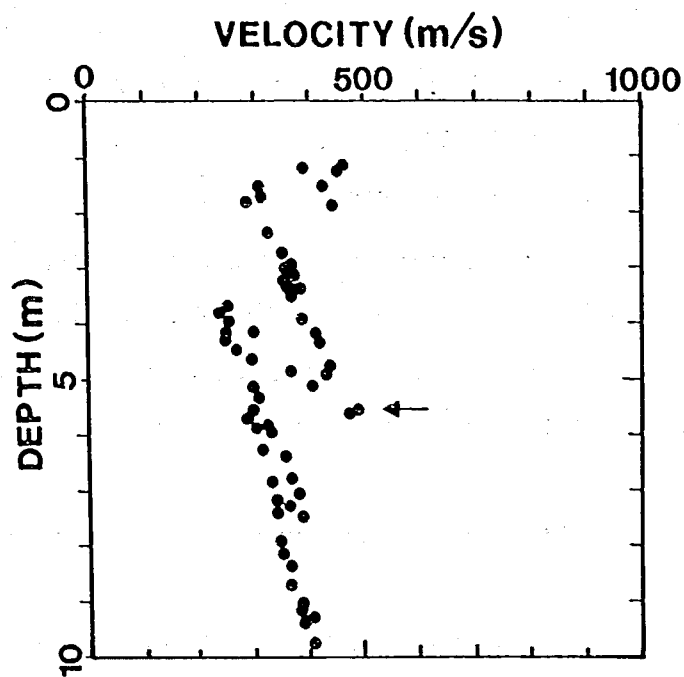


図-9 表面起振法探査記録例

2) 調査項目

表面起振法の探査・解析原理に関わる基本的な項目について検討実験を行なった。実験位置を図-10に、また実験項目を表-4に示す。

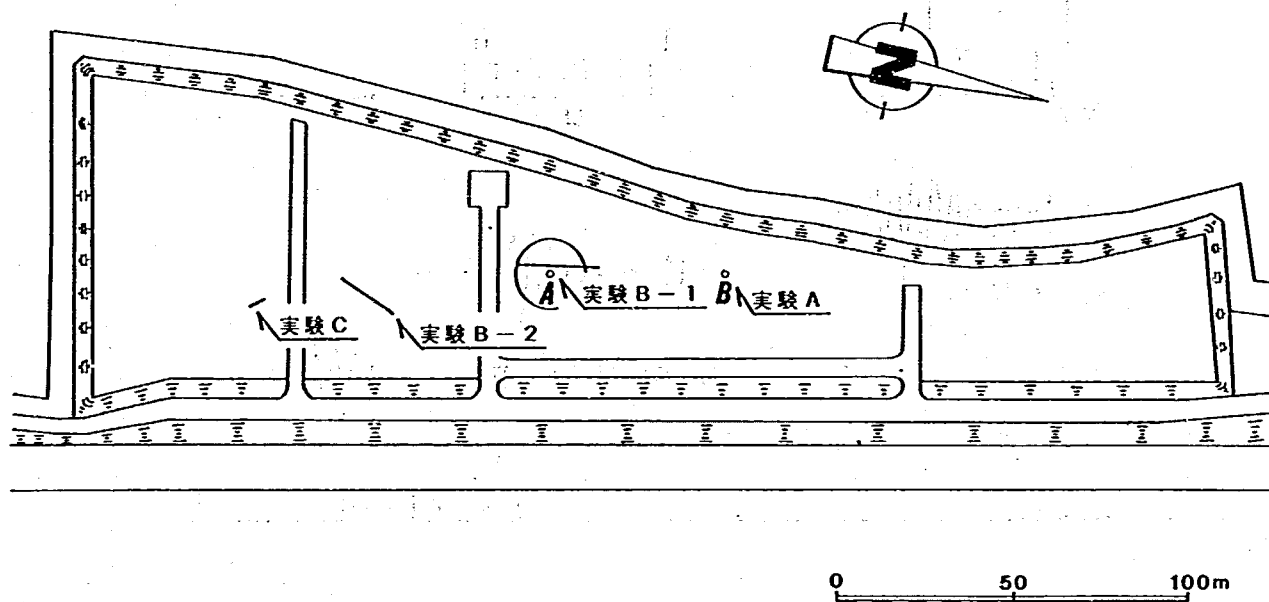


図-10 表面起振法探査測線位置図

表一 4 表面起振法探査実験項目一覧

項 目	内 容
実 験 (A) オービット観測	○ 深度・変調・周波数の組み合わせで110点 ○ GR測定; 0-0-0・3-3-9・3-5-9・3-8-9・3-9-9の5点
実 験 (B-1) 定 常 振 動 法	○ 受振器間隔 (0.25 m・0.50 m・1.0 m)・起振周波数 (50~7 Hz) 14種・変調 (0-0-0・3-3-9) の組み合わせで22回 ○ GR測定; 3点
実 験 (B-2) 距 離 減 衰	○ 水平距離10 m間で変調0-0-0・3-3-9の2種・周波数50 Hz~7.5 Hzで14段階の組み合わせで28回。 ○ GR測定; 2点
実 験 (C) 孔 間 速 度	○ 深度0~3.5 mを5 m間隔で8ヶ所・周波数は0-0-0で50 Hz~10 Hzを11段階で計88回。 ○ GR測定; 1点

以下、各実験項目毎に調査目的および実験条件を記す。

① 表面波波形の確認 (実験A)

本実験は、起振器にて発生させた正弦波および振巾変調波を地表あるいは孔内で観測し、その軌跡・振幅分布から表面波であるかどうかの確認をおこなうものであり、特に振幅変調の波形に与える影響について検討することを目的とした。

一般に表面波は、以下の様な特徴をもった一連の波群であるとされる。すなわち、

- i) 媒質の各点は、進行方向を含む鉛直面内で振動する。
- ii) 質点の軌跡は楕円形を示し、回転方向は地表では波の進行方向に対して反対になる。

また一定深度以深では順方向の回転となる。

iii) 地表では、鉛直振幅が水平方向振幅の約1.8倍程度になる。

iv) 表面波の速度はS波速度より常に小さい。

v) 振巾は、深度とともに減少するが、チャンネル波が存在する場合がある。

vi) 速度は群速度と位相速度があり、周波数によって分散する。

これらの表面波を特徴づける諸性質が観測された波形に認められるかどうかについて検討した。

② 探査システムに対する検討 (実験B)

本実験は、起振機により発生させた波を通常の弾性波探査システムと図-7に示した

本法の探査システムで同時に観測し、測定結果の比較を試みたものである。また Richart et. al. (1970) は、本法を定常振動法と称し、振幅に節と腹を有する定常波が発生していると報告しているので、この点についても検討を加えた。

③ 地下での速度実測（実験C）

本実験は、解析によって求められた速度がいわゆる $1/2$ 波長に相当する深度での速度に等しいという仮定についての検証を行なったものである。実験方法は、起振器によって発生させた振動を地表および一定深度で同時に観測し、両者を比較するものである。

2.2.3 速度検層

1) 概要

速度検層には、測定機器、対象地質の違いに対応して通常、図-11に示される4つの方法のうちのいずれかが採用される。

(a) は、ダウンホール法と称される最も一般的な方法で、主として未固結層地盤を対象とし、地表にS波、P波発生用振源を設置して孔内に挿入したセンサーで初動を観測し、この間の伝播時間から速度を求めるものである。

(b) は、(a) と全く逆のセンスで、孔内に震源をおろし地表で観測するアップホール法と呼ばれる方法である。同法ではP波、S波を同時に観測できるが、孔中起震のため孔井を損傷し、漏水したり近接の構造物へ影響する場合もあり、ほとんど採用されない。

(c) の方法は、震源-受震器を一連のゾンデとして孔内へ挿入し観測するもので、通常資源探査など深い孔井で主としてP波速度の測定に用いられている方法である。しかし、トンネル地山、ダム基礎岩盤等、岩盤のP波速度が水中音波の速度より大きい中硬岩を対

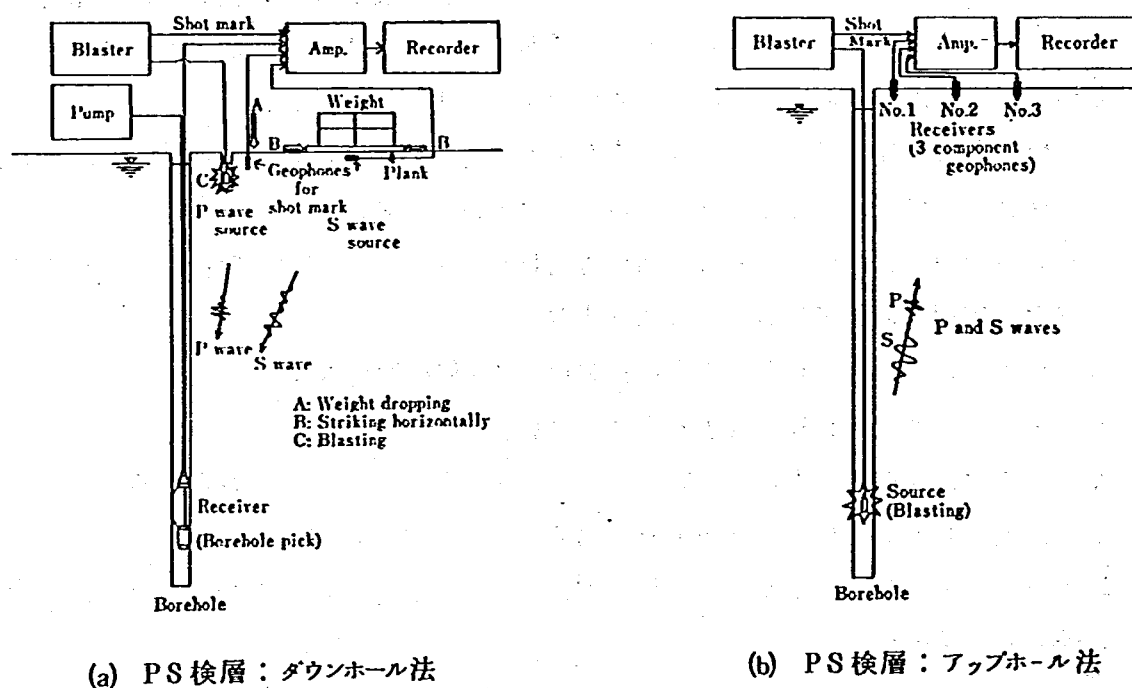


図-11 速度検層法の種類

内山 (1983) による

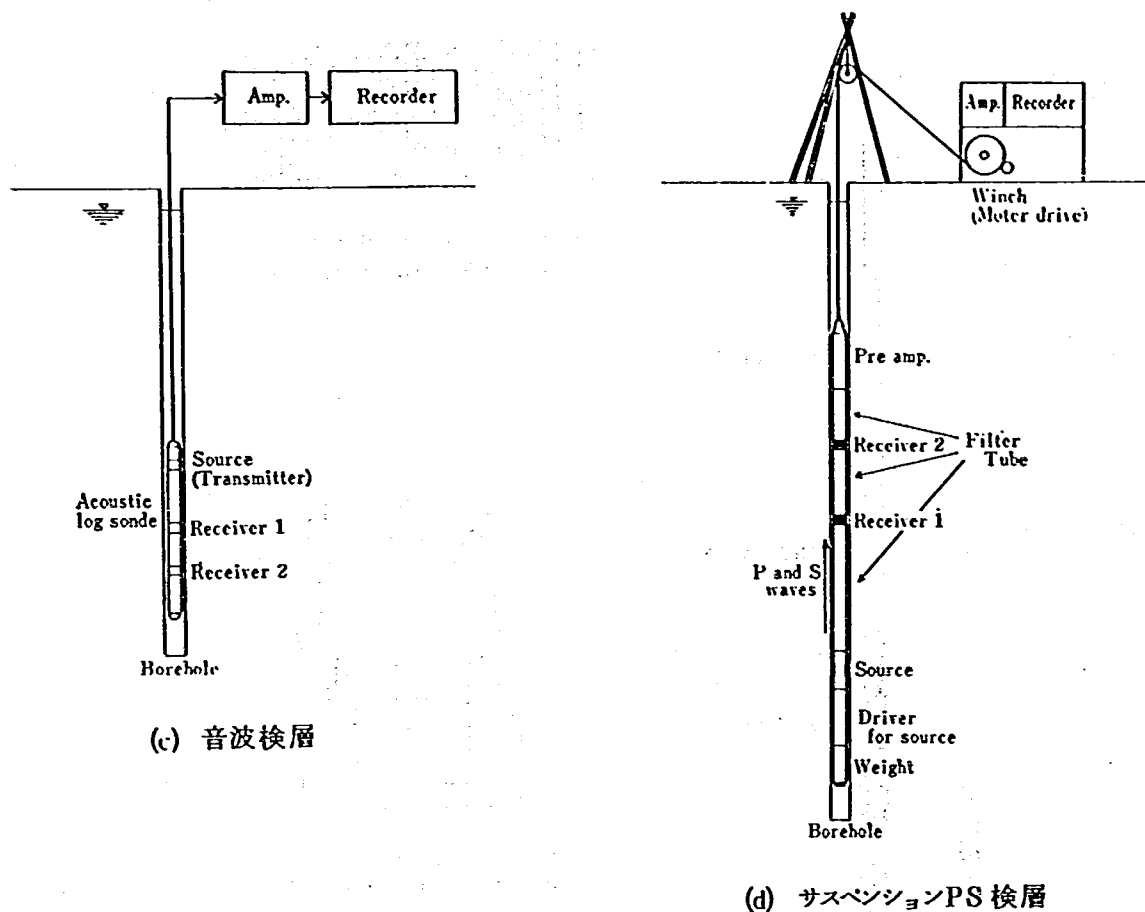


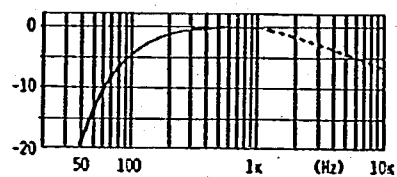
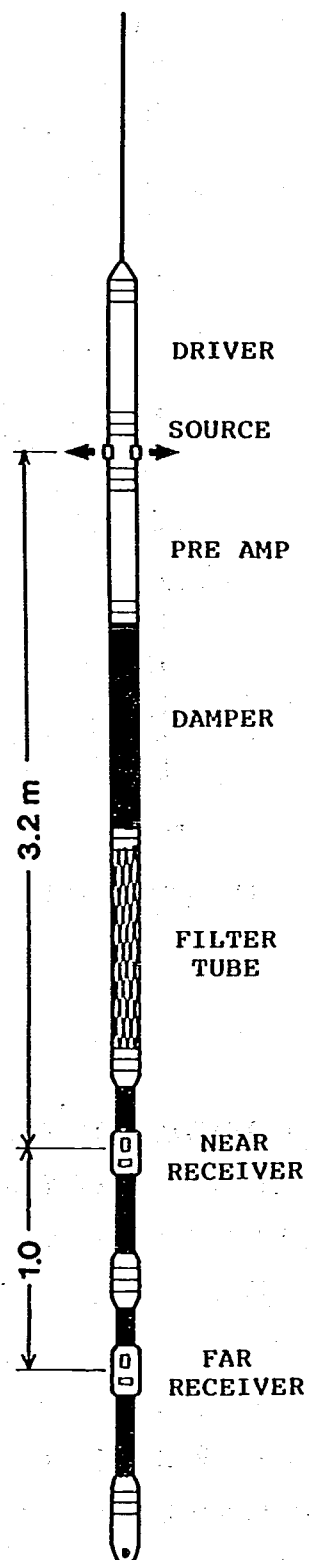
図-11 (続)

象にする場合は(a)の方法より測定精度の細かい(c)の方法が適することがある。

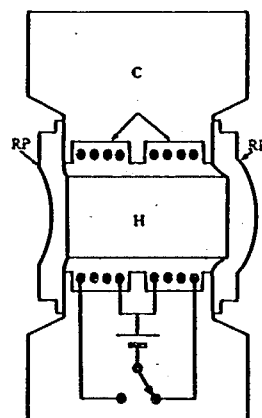
(d)も(c)の方法と同様に、震源と受震器を孔内におろして測定する方法であるが、狐崎(1975, 1979)によって開発された新しい手法として注目されている。

土木研究所においても1979年にサスペンション検層装置の試作機を購入し、作業性、解析精度等についての検討を加えてきている。

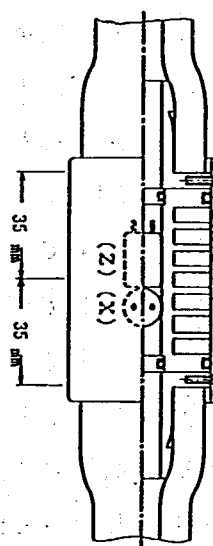
図-12は土木研究所で保有しているサスペンション検層装置のゾンデの構成を示したものである。ゾンデは1振源・2受振器方式のもので受振器間隔は1.0 mないし0.5 mに設定されている。振源にはソレノイド型コイルが使用されており、順逆両方向の起振が可能である。一方図-13は、同装置によって観測された波形を示したものである。(a)の4つのトレースは、順逆起振した際のS波の初動部の記録であり、矢印で示した位相の到達時間差から容易に区間速度を求めることができる。一方(b)は(a)の波形の中のP波部分を拡大したものである。同図には矢印で示したP波初動が良くとらえられている。これより同様にしてP波の区間速度を求めることができる。



Frequency response of suspension type S-wave logging system

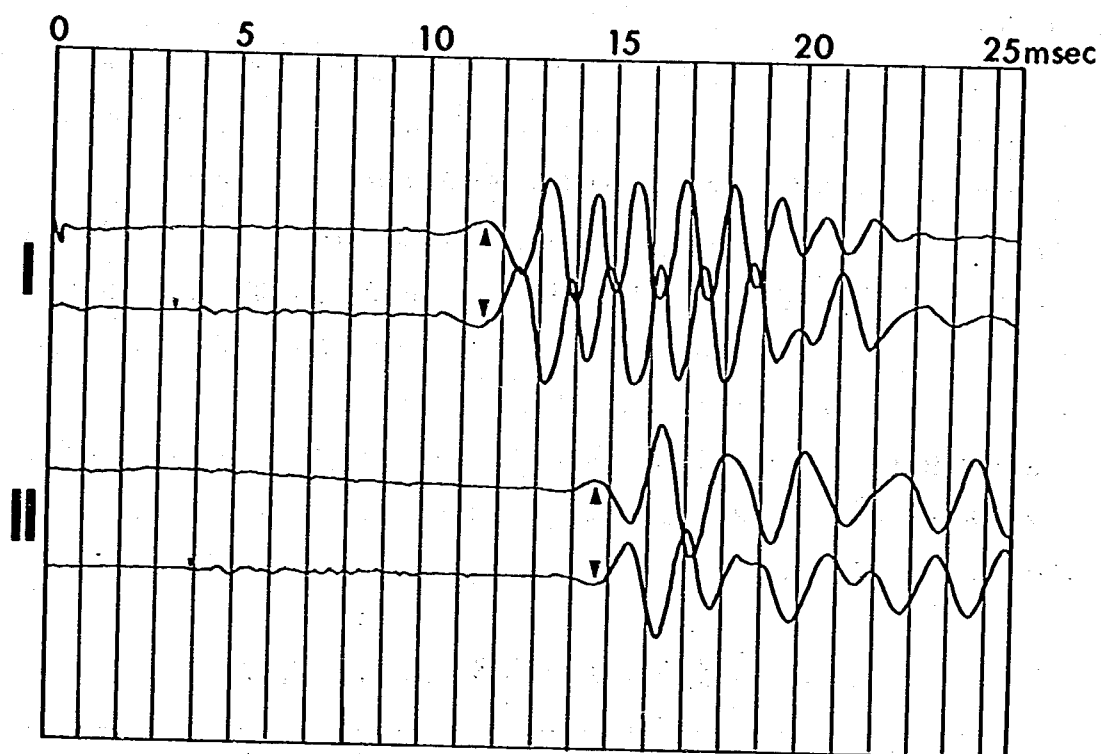


Schematic diagram of S source.
H: hammer, RP: rubber plate,
C: solenoid coil.

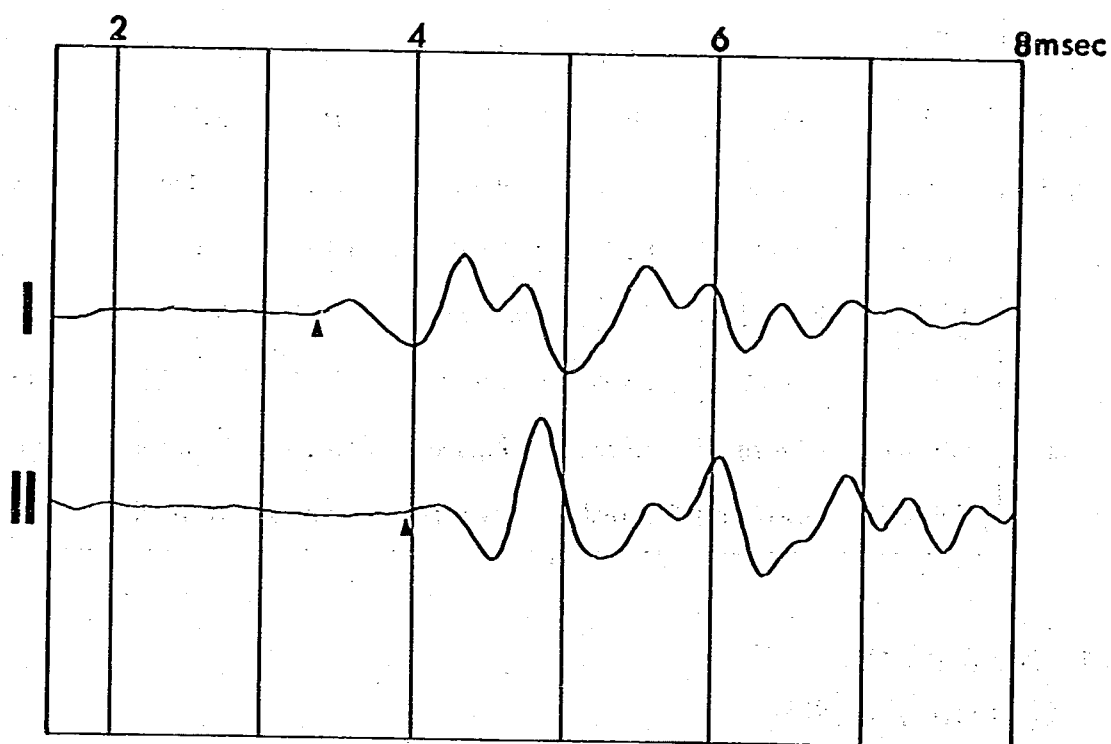


Suspension type receiver

図-12 サスペンション検層装置の構成



(a) サスペンションPS 検層測定記録



(b) 上の記録のP波部分(反転)

図-13 観測波形の例

稲崎(1985a)

2) 観測条件

地質野外実験場内に設置されている2本の調査孔において速度検層を実施した。調査孔はコアボーリングの後、ストレーナを切った塩ビケーシングによって保護され、周囲に砂充てんを行なっている。掘削後、約9年を経過しており、ケーシングパイプと孔壁の密着状態は、密度検層等の結果から判断すると、一部の砂層を除いて良好であると推定された。

各孔での測定法の種類および測定条件を表-5に示す。GSF-A孔は孔径が小さく掘削後、土圧によって孔曲りをおこしており、長尺ゾンデの場合、ジャミング事故のおそれがあるため、圧着式のゾンデによる観測しか実施していない。

GSF-B孔では、3種類のゾンデを用いて観測を行なった。これは各ゾンデ/観測法のクロスチェックと、土木研究所において新たに開発したVSPゾンデ(稲崎ほか, 1988)の機能チェックを目的としている。

表-5 速度検層およびVSP 探査観測条件

孔名 孔径 観測深度	GSF-A		GSF-B					
	60mm		100mm					
観測深度	58.5m		59.5m					
	OYO-3315		OYO-3315		54°系VSPゾンデ		サスペンションゾンデ	
観測波形	P	SH	P	SH	P	SH	SH	
測定間隔	0.5m	0.5m	0.5m	0.5m	1m	1m	0.5m	
観測数	110	360	117	300	118	364	150	
振源	ドロップ ヒッター	板たたき	ドロップ ヒッター	板たたき	カケ矢	板たたき	-	
重合数	16回	8~32回	16回	16回	8回	8回	4~8回	
サンプル間隔	0.2msec	0.5msec	0.2msec	0.2msec	0.1msec	0.2msec	50μsec	
記録長	2kwords	1kwords	2kwords	2kwords	2kwords	2kwords	1kwords	

2.2.4 浅層反射法探査

1) 浅層反射法探査の概要

反射法とは、地下の音響インピーダンス不連続面で反射してきた波を適当な振源・受振点配置-展開-により観測し、得られた記録を計算機で処理し、地下の地質構造を推定するものである。

一般に、浅部地盤では密度変化に比べて速度変化のほうが著しく、またそれはおおむね層相の変化、地質時代の変化に対応している。したがって、音響インピーダンスの変化は

地質構造の変化を示していると考えて良い。

図-14 に示されるように、地表に設置された受振器では、振源から直接的に伝搬してくる直接波と、地下の境界面で屈折または反射してきた屈折波や反射波が観測される。反射波は直接波、屈折波より後の相として出現し、多くの雑音、特に振源に起因する妨害波に埋もれて観測されるので、その測定は初動だけを読みとれば良い屈折法のように単純ではない。後述するようにその解析には複雑なデータ処理を必要とする。したがって現場においては、反射波信号のS/N比改善に努力するとともに、全波形をひずませることなく記録することが要請される。

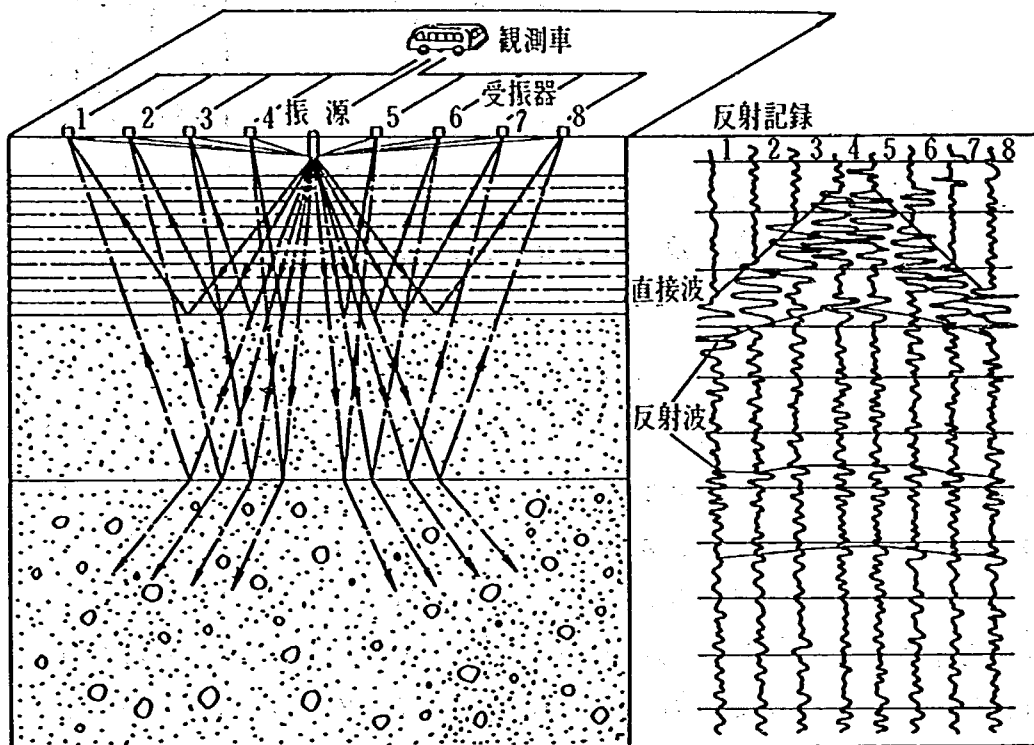


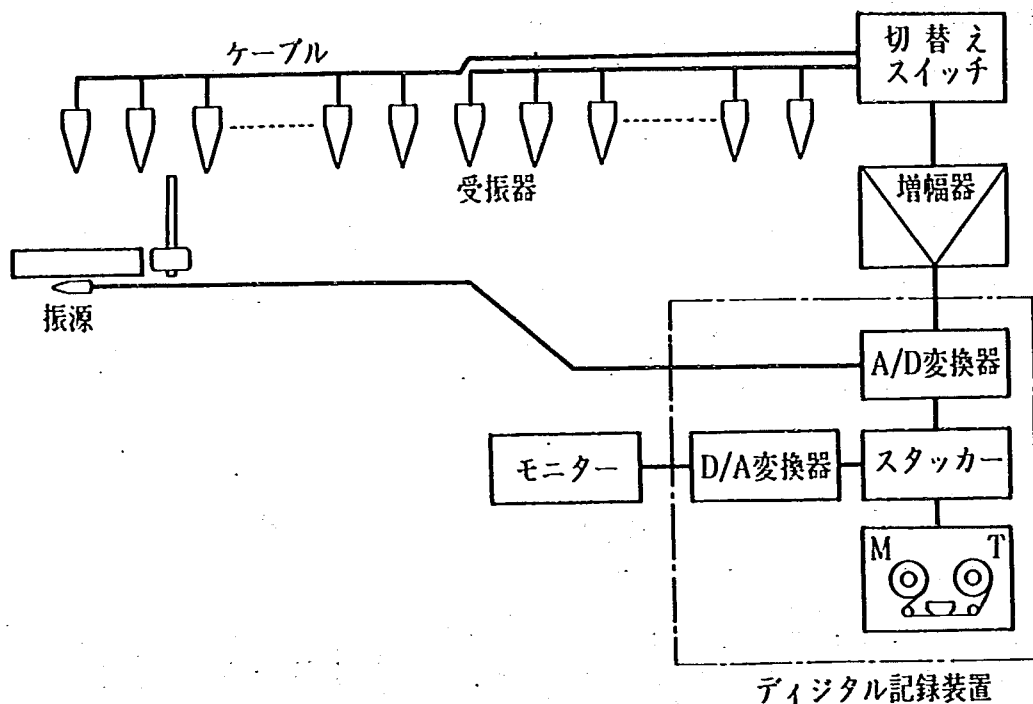
図-14 反射法の概念図

稲崎 (1983b)

測定装置の構成を図-15 に示す。

受振器は固有周波数 $f_0 = 40 \text{ Hz}$ あるいは 100 Hz と高い周波数の速度型地震計を使用している。これは、表面波などの優勢な低周波雑音は入力段階で除去し、高分解能の記録を得ることを目的としているためである。

受振器からの信号は、切替スイッチを介して24成分増幅器に送られ、デジタル記録装置に収録される。この記録装置は、24成分の信号をリアルタイムでA/D化することができる。分解能は16 bit、サンプル時間は最小0.5 m秒である。加算（パーティカルスタック）機能を有しており、同一条件で繰返し観測することでS/N比を向上させることができる。



図一 15 浅層反射法探査装置の構成

稲崎 (1985b)

デジタル磁気テープに収録された記録は、そのまま大型計算機での処理が可能である。振源には屈折法探査では一般に爆薬振源が用いられている。しかし、平野部など人口・構造物集中地ではその使用が不可能に近い。浅層反射法の振源に求められる要件として、前記の安全性のほか、繰返し起振が容易であること、可搬性に優れていること、高周波成分を含むものであることなどが挙げられる。筆者らは、P波発生用振源として、ドロップヒッターと称する電磁モーター式簡易杭打機の使用あるいは掛矢による地表面の直接打撃またSH波の発生には、いわゆる“板叩き法”を採用している。これらの方法は労力がかさむ割に起振エネルギーが小さいが、前述の要件をほぼ充足しており、有効な振源であると言える。

これまでの浅層反射法探査では、主にP波が利用されていたが、かわりにSH波を利用すると以下の点で有利となる。すなわち、第一に、P波に比べて同程度の周波数であっても、波長が短く、したがって構造分解能が高いこと、第二に、速度が遅いため、時間分解能が向上すること。第三にS波速度が地盤の重要な物性値であることから、結果の工学的解釈を可能にする点である。

反射法では特殊な測定方法が採用される。それは、屈折法では固定した展開で観測するのに対し、反射法では一観測ごとに、展開を少しずつ移動する点である。一回当たりの移動距離は、一受振点間隔(a)を標準としている(図一16)。したがって500 m程度の測線では、受振点間隔を2.5 mとすると、約180展開分の観測を要し、測定日数も、筆者らの経験では2～3日程度かかる。単純な比較はできないが、屈折法に比べて反射法の作業量

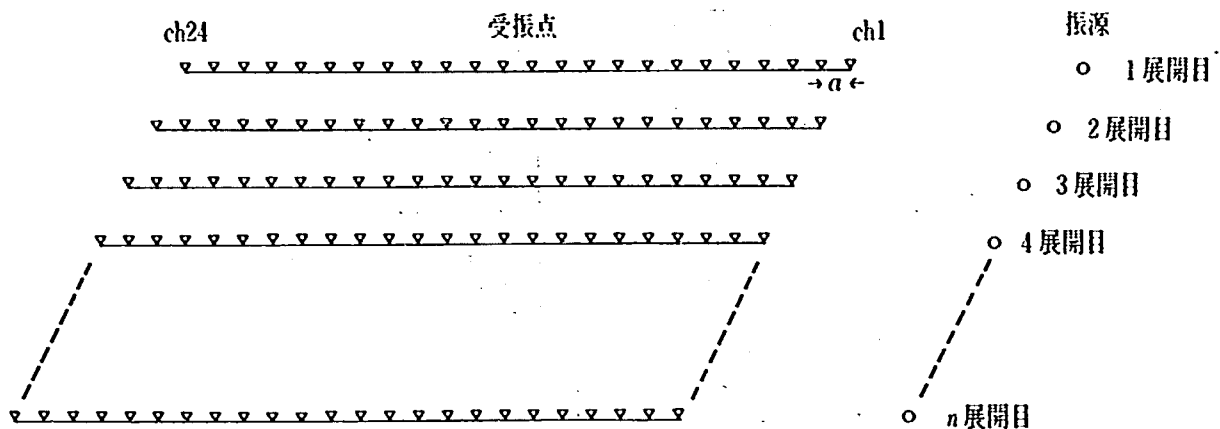


図-16 反射法の測線展開法

稲崎 (1985b)

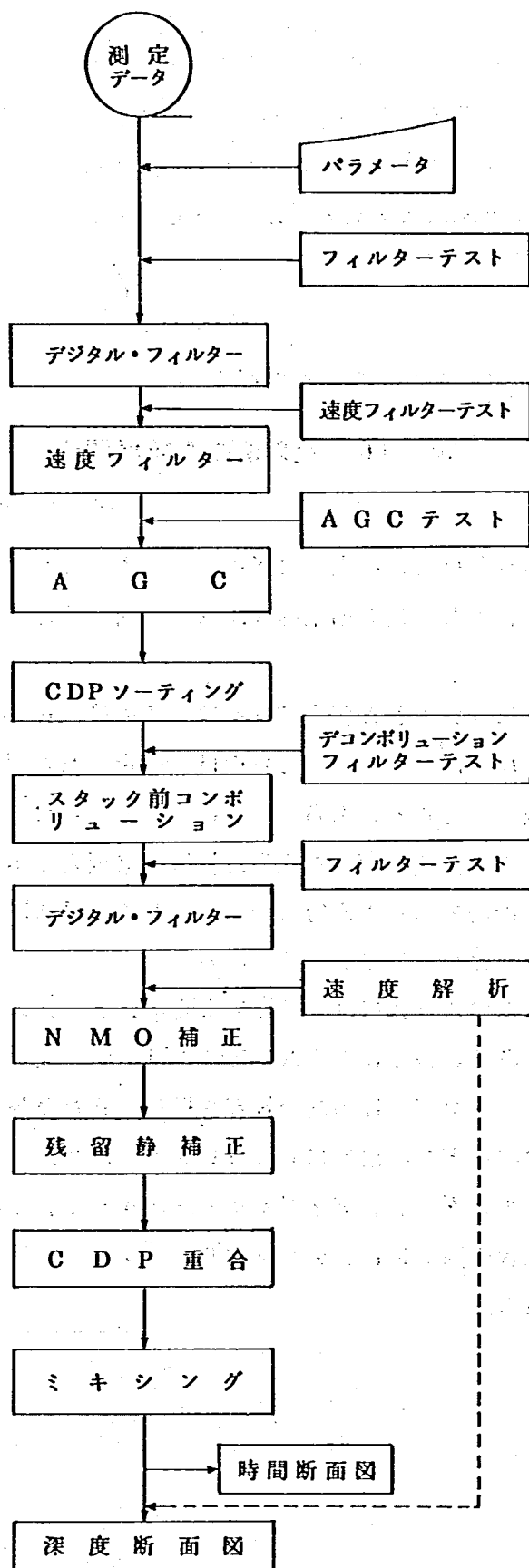
は5倍程度であり、経済性の点では屈折法に劣る。しかし、あえてこのような測定方法が採用されるのは、それが最も効果的なS/N比改善の手法だからである。

2) データ処理

磁気テープ上に収録された測定データは、その後図-17に示されるような流れに沿って処理される。反射法データ処理の特徴は、測定された記録波形そのものを処理して疑似映像断面を合成するところにある。一般に、データ量は 10^7 バイトのオーダーであり、その処理にはベクトル演算の可能な大型計算機を必要とする。

処理手順の各段階での処理内容についてはここでは省略するが、その基本的観点は反射波信号を様々な雑音から分離することにある。

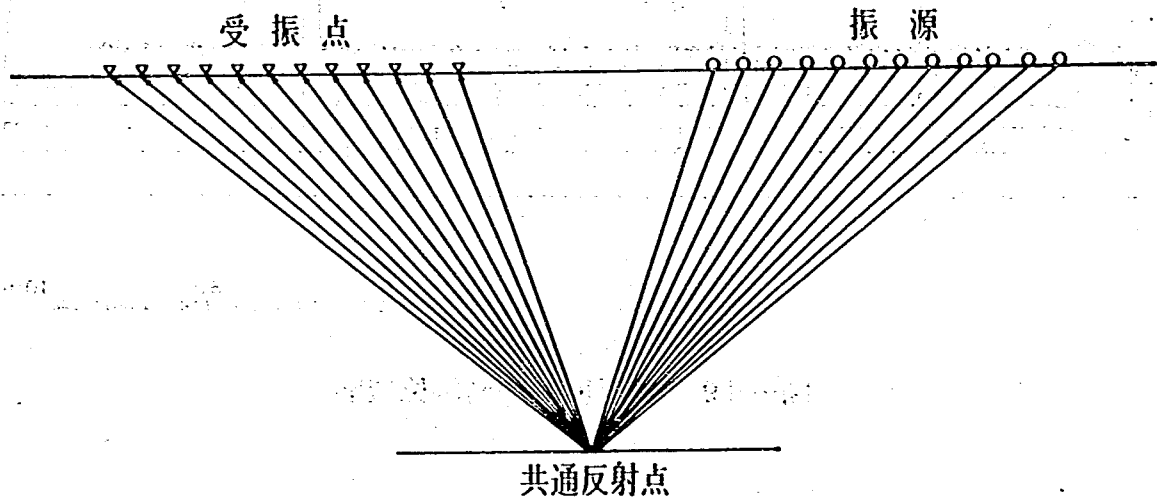
反射波信号に重なる雑音には、振源によらないランダムなものと振源に起因するコヒーレントなものがある。振源によらない雑音とは、風、交通などによる振動雑音、測定装置の内部雑音など、ランダム性の高い雑音を指し、また振源に起因する雑音には、表面波、音波、多重反射波など振源波形にコヒーレントな雑音が含まれる。ランダム雑音の低減には、パーティカルスタック、ディジタル・フィルター、ミキシングが効果的である。またコヒーレント雑音の除去には、デコンボリューション、速度フィルター、CDP重合などの方法が採用される。



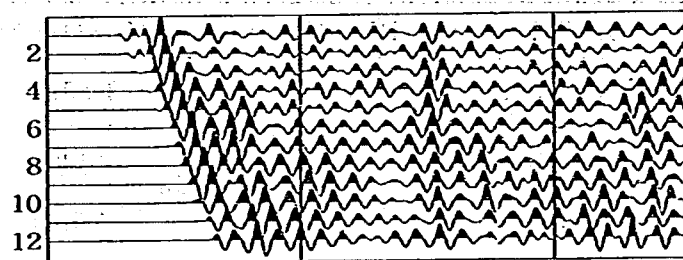
図一 17 データ処理の流れ

稲崎 (1985b)

これらのうち最も基本的なS/N比改善の手法はCDP重合である。図-16に示した測定によって、反射点の共通な12のトレースを得ることができる(図-18(a),(b))。経路が異なるため、各トレース上での反射波の出現時間にずれを生じるが、この時間のずれを補正処理(NMO補正)することによって、反射波のみを強調することができる(図-18(c))。CDP重合は、一種の空間的なアンテナによる信号強調法であると言える。

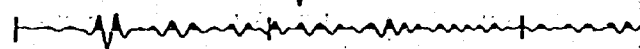


(a) CDP反射波線



(b) CDPトレース

↓ NMO補正



(c) CDPスタックトレース

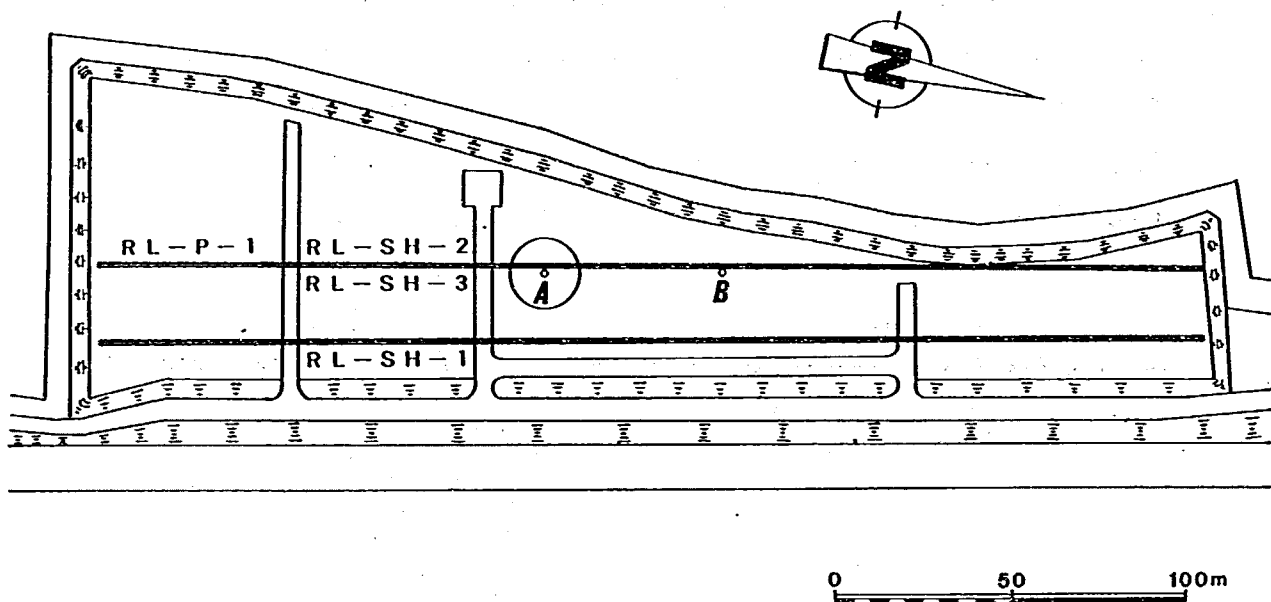
図-18 CDP重合法の概念

稲崎(1985b)

3) 探査条件

測線位置を図-19に示す。RL-SH-2, 3およびRL-P-1測線はほぼNS方向に、調査孔上を通るように設定された。また他の一測線はその東方約20mに平行にとられた。

測定時のパラメータを表-6に示した。SH波を用いた3本の測線の測定条件における重要な変更点は、受振点間隔とインラインオフセット距離である。受振点間隔は、探査密



図一 19 浅層反射法測線位置図

表一 6 浅層反射法探査条件

測 線	RL-SH-1	RL-SH-2	RL-SH-3	RL-P-1
測 線 長	307.5m	300m	309m	309m
受 振 点 間 隔	2.5m	2.5m	1.5m	1.5m
起 振 点 間 隔	2.5m	2.5m	1.5m	1.5m
振 源	板たたき	板たたき	板たたき	ドロップヒッター
受 振 器	40Hz	40Hz	40Hz	100Hz
ス タ ッ ク 数	8-32	16-64	32-64	32-64
最小オフセット	30m	15m	6m	24m
シ ョ ッ ト 数	87	100	185	177

度に直結しており、一般に小さくするほど密なデータを得ることができるが、観測量が増大し、費用効率が悪化するため、目標とする構造の変化の程度を考慮して決定する必要がある。当実験場においては、ほぼ水平な構造が推定されており、受振点間隔による解析精度の向上度合について検討を加えた。また、オフセット距離は、振源からの表面波などの妨害波を避け、ある深度からの反射波をS/N比の良好な時間領域で捉えるという、観測の“窓”を設定するための重要なパラメータである。一般にオフセットを大きくとる程下

部の構造を捉えやすくなるが、逆に浅部の構造は捉えにくくなる。従来、浅部構造を反映した信号は、振源ノイズに覆われて見落されていたため、オフセット距離を大きくとることが行なわれていたが、最近、データ処理法の向上によってそれに対処することが可能になってきており、オフセットは数m程度と小さくとられるようになってきた。

2.2.5 VSP

1) VSPの概要

VSP (Vertical Seismic Profiling) とは、発振点を地表付近・受振点をボーリング孔内に連続的に配置して観測する反射法探査で、通常の反射法で問題となる表面波、屈折波などの影響を受けない、真の反射波と多重反射波の分離ができる、反射面の深度を直接求めることができるなどの特徴を有し、近年注目されている方法である。

図-20はVSPの概要を示したものである。通常のPS検層(ダウンホール法)では、直接波のみを解析の対象としているのに対し、VSPではアフターフェイズに含まれる下部からの反射波を解析する。観測に際しては、全波形を記録することから、この記録の初動部分を用いて従来のPS検層の解析も行なうことができる。

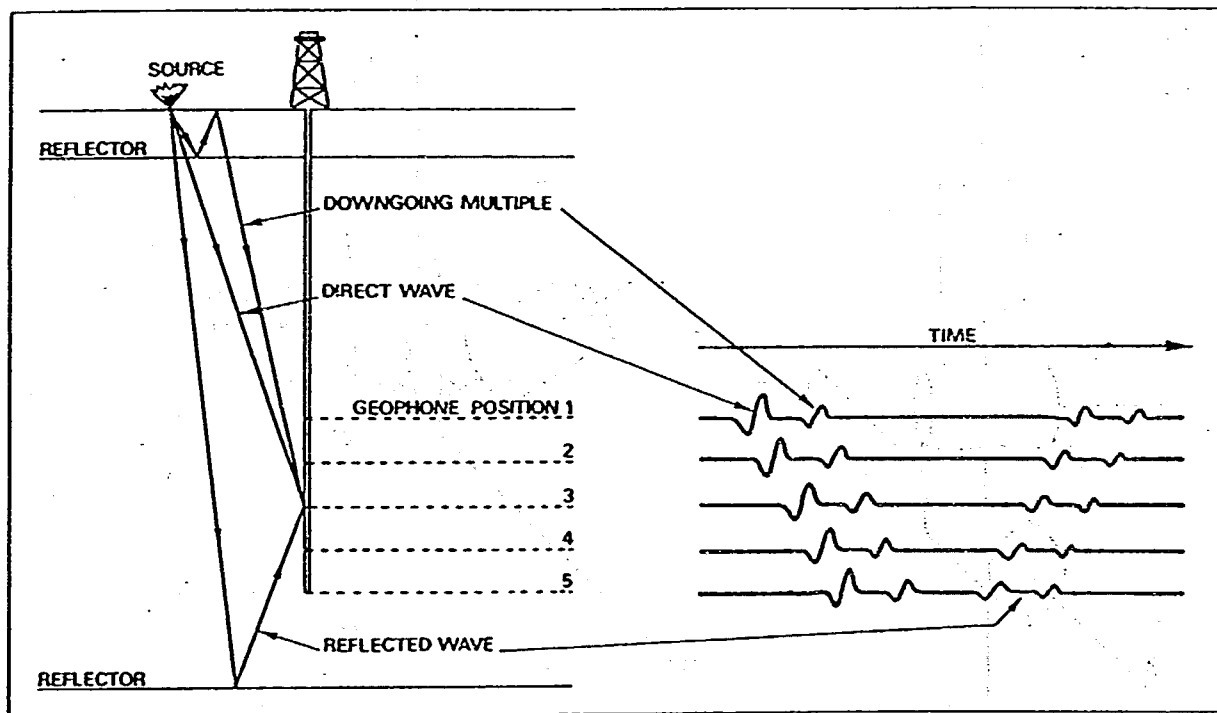


図-20 VSP法の概要

2) VSP用ソンドの開発

VSPにおいては、アフターフェイズを含めて、全波形を記録し、解析処理を行なうため、現位置において波形をなるべく歪ませることなく収録することが必要である。そこでVSP用に新しい検層用ソンドを試作した(稲崎ほか, 1988)。主な改良点は、①地震計エレメ

ント配置の変更，②インナーショッカーの装着，③圧着方法の改良である。

従来の検層用ゾンデでは，エレメントの配置は，図-21 (a) に示す，直交3成分系がとられていた。この配置はしかし，地震計を横に寝かせるため周波数特性が変化してしまう，たて方向に間隔をあけてエレメントを配置するため，一点の運動に追従できないという問題点を有していた。それに対して，試作機のエレメント配置は，鉛直方向に約 54° 傾け，水平面で 120° 間隔に3個設置する方式を採用した。この方式では上記の問題点を完全に解決することができる。またゾンデ内にとりつけたインナーショッカーで鉛直方向にエレメントを起振することで，容易にゾンデの固定状況を更正することができる。さらに，従来のPS検層用ゾンデはゴムチューブを圧縮ガスでふくらませ，孔壁に圧着させる方法がとられているが，この方法ではゾンデの振動特性に不均一性があることが知られている。そこで新しいゾンデでは側方に取り付けたピストンで孔壁にゾンデを強く押しつける方法を採用した。

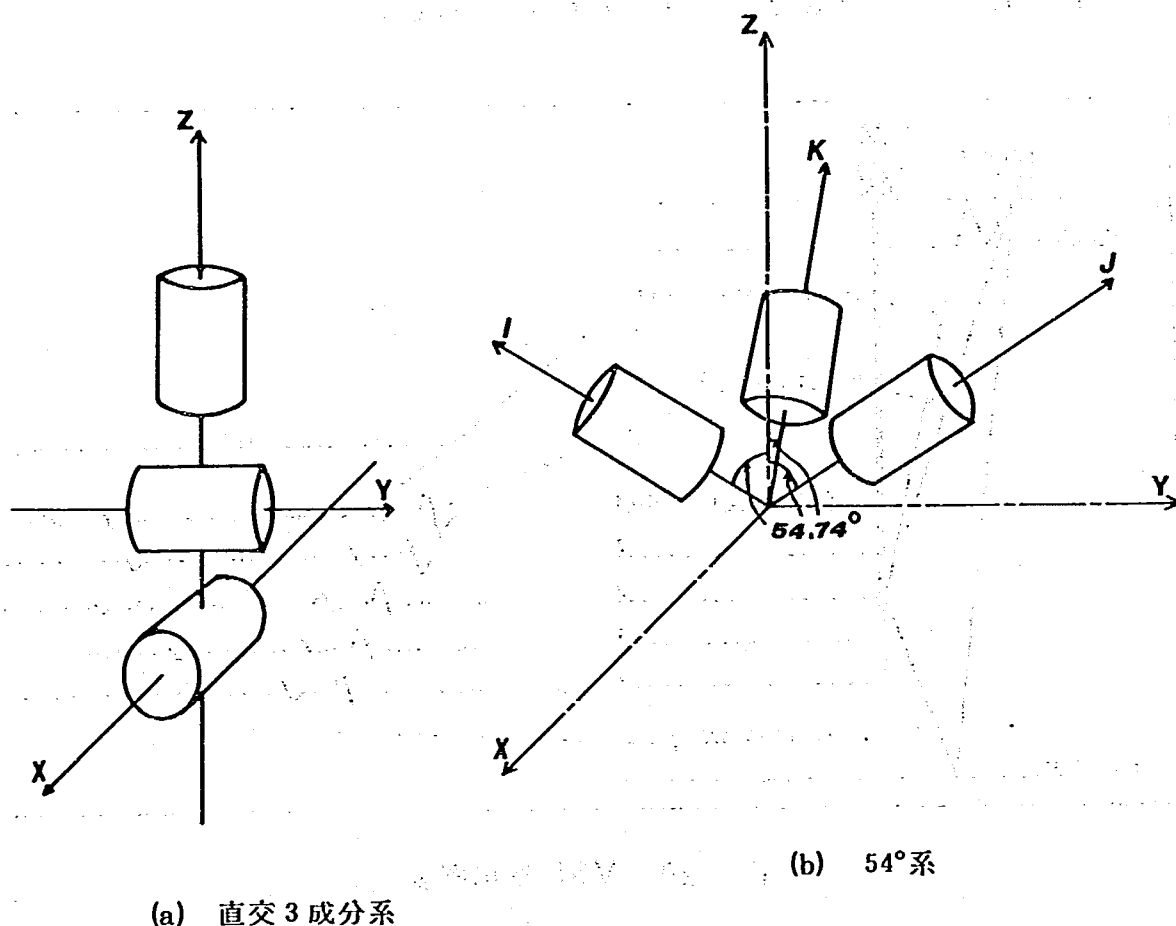


図-21 ゾンデ内の受振器配置

3) 解析法の概要

VSPにおいて着目する波群は、下部の反射面から反射してくる波 (Upgoing Waves) であり、これを他の波から分離するために図-22に示すような波形処理が行なわれる。すなわち、AGC ; アタフェイズの振幅回復 (b)、波動の分離 ; Upgoing Waves のみを抽出する (c)、時間シフト ; 初動走時分だけ、各トレースを後にシフトさせる (d)。この処理によって各反射面からの反射波は、同時軸上に並ぶのでこれを加算処理することによってVSPの合成記録を求めることができる。

VSPによって以下の地盤定数を評価することが可能である。

- ① h の推定 : 特定境界で反射してきた反射波と直接波の振幅を比較することで、各層の減衰定数 h を求めることができる。
- ② 地盤の増幅特性の評価 : 地表波形と一定深度での波形を比較することで地盤の増幅特性を能動的に評価することができる。

4) 測定条件

GSF-B孔において、従来の検層用ゾンデと新たに開発した54°系VSPゾンデを用い、VSP測定を行なった。測定条件は表-6に示してある。またGSF-A孔では、地表にモニター用地震計を設置し、振源波形をモニターするとともに、孔口より南北にオフセットをとって起振し、オフセットVSP観測も実施した。なお振源には、SH波の場合板たたき法を、P波の場合、ドロップヒッターあるいは掛矢による打撃法を採用している。

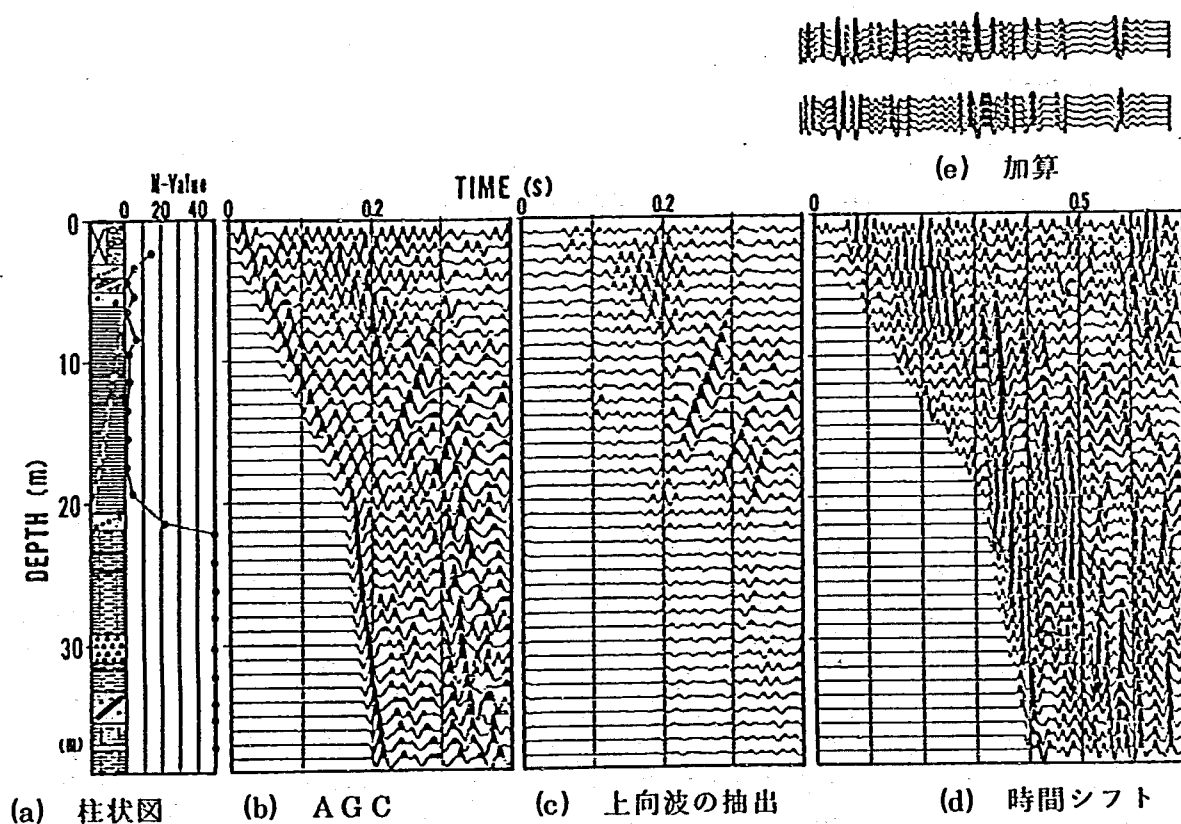


図-22 VSP データ処理の流れ

Suyama et. al. (1986)

3. 探査結果とその解釈

3.1 屈折法探査

測線 RR-SH-1 の走時曲線および解析断面図を図-23 に示す。解析結果は、同測線下が深度 5~7 m を境にして二層の速度層に区分されることを示している。第一層の速度は $V_s = 110\text{m/sec} \sim 140\text{m/sec}$ 、また、第二層ではおおむね $V_s = 240\text{m/sec}$ 前後の値を示す。このように、当地区では、第一層の速度値が局所的にかなり変化することが特徴である。この第一層の速度変化には、測線中央部~北側に掛けて大きな値をとり、測線南北両側でやや低くなる傾向が認められるが、これは後述の RR-SH-2 の解析結果にも同様に認められ、実験場内の表層部分の不均質性を示唆している。一方第二層との境界面深度はほぼ平坦に解釈されている。

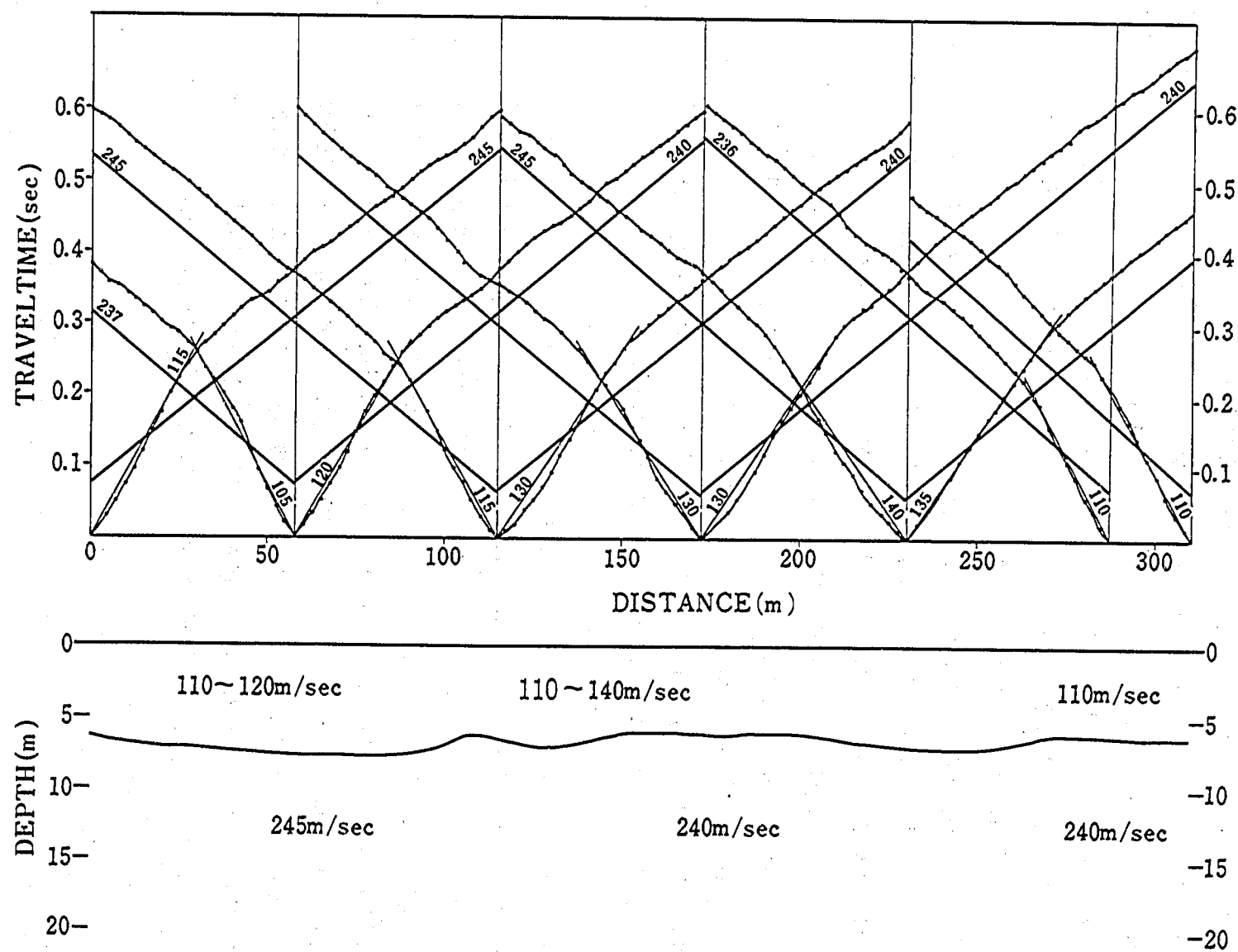


圖-23 屈折法探查解析結果 (RR-SH-1)
走時曲線(上), 解析断面(下)

図-24は測線RR-SH-2の起振位置144 m地点での屈折波の観測記録をAGC処理を施した後トレースアップしたものである。一般に、屈折法の走時の読取は記録紙上において行なわれてきた。この方法ではしかし、観測時に振幅調整を適切に行なわないと、初動以外の波群を読み誤る危険性があった。それに対し、本図のようなトレースアップ記録からの読み取りは、パターン認識も可能であり、より容易に行なうことができる。また屈折波と、反射波や表面波などの波群との関係づけと識別もしやすいという利点がある。一方、同図では振源近傍部分にいくつかの波群が輻輳して出現しており、初動の確認が困難であった。そこで、振源近傍部分については振幅をおとした波形を別に出力し、それによって初動走時を求めた。求められたRR-SH-2の走時曲線および解析断面を図-25に示す。

まず図-23との比較であるが、両者の走時曲線は大変調和的であり、ほぼ同じ位相の波群を初動として読みとっていることがわかる。しかし図-25では遠方の初動は第三層からの屈折として扱っている。この違いは、後者においては測定間隔が密であること、また、トレースアップ表示によって波群の識別が可能になったのに対し、前者では測点数が充分でなく、第二層と第三層からの屈折波が分離されなかったことによるものである。また解析断面においても、第一層と第二層の境界深度は5 m~7 m程度であり、大体において調和的であると言えるが、後者では、特に測線位置210 m付近に認められるような、細かな構造の変化を認めることができる。また、第三層との境界面深度は測線南側で15 m 付近、北側では20 m 程度と想定され、測線位置200 m 付近より北側ではゆるく北に傾斜するように解釈されている。

図-4に示した地質断面との対比では、これらの速度層については次のように解釈することができる。すなわち、まず深さ約5 m~7 mの速度層境界は、T.P. 22 m 付近に位置する常総粘土層と竜ヶ崎層の境界に対比される。測線南端部付近のC地点のボーリングデータでは層境界標高は22.16 m であり、実験場表面からの深度は5.7 m 程度となる。また測線位置125 m のGSF-Aでは5.4 m、同じく175 m のGSF-Bでは5.8 m 程度にあり、図-25の解析結果はそれと非常に調和的である。つぎに第二・第三速度層境界についてであるが、C地点では深さ約14.1 m に竜ヶ崎層と木下層境界が存在する。この境界面深度は、GSF-A 地点で12.8 m、GSF-Bでも12.8 m 付近に認められる。それに対し、屈折法の解析結果ではおおむね15 m 付近にあり、やや深めになっている。速度検層の結果でも、速度境界と層境界が一致しておらず、前者約1 m 程度深い位置にある。

S-WAVE SHOT GATHER

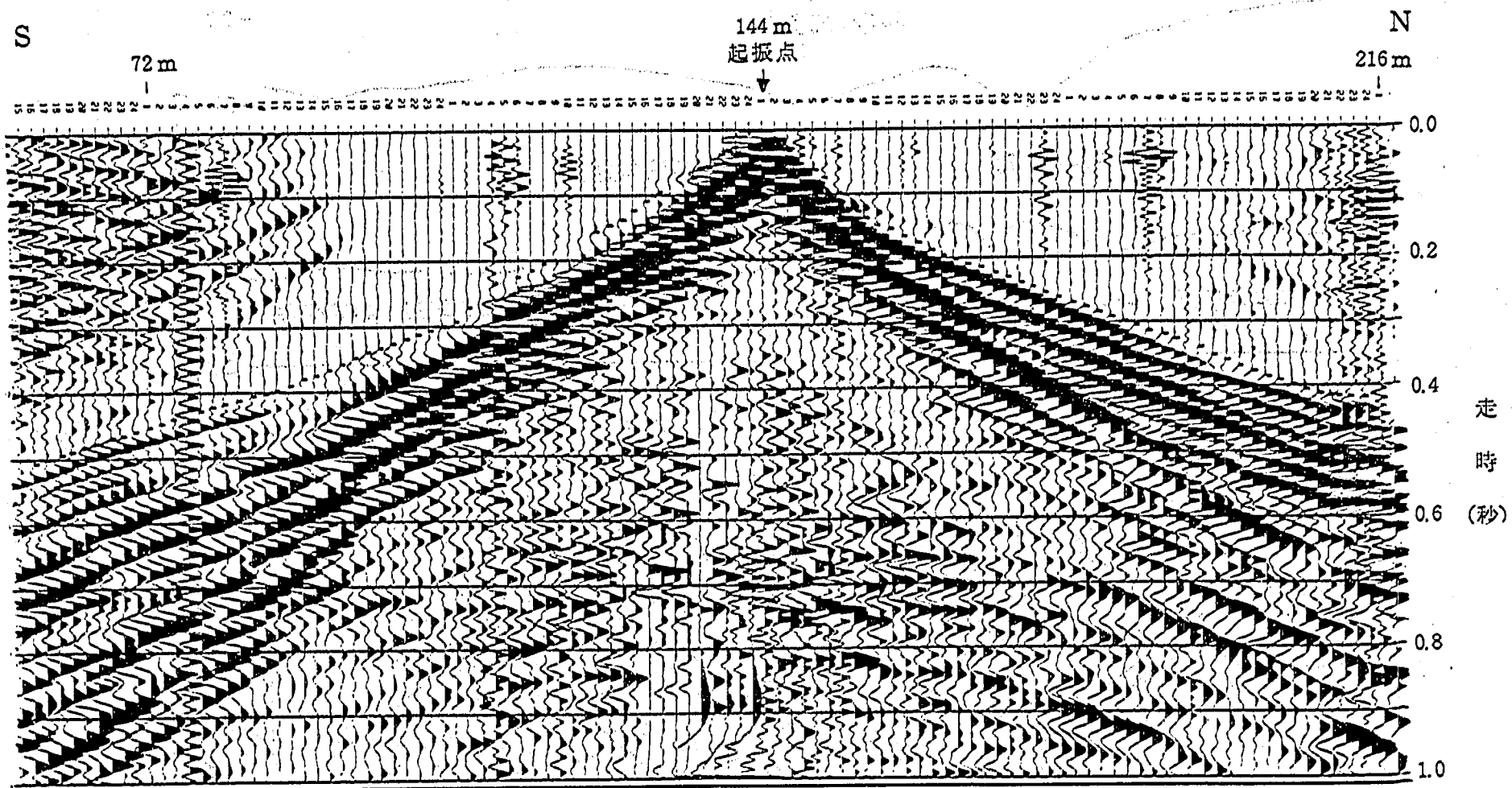
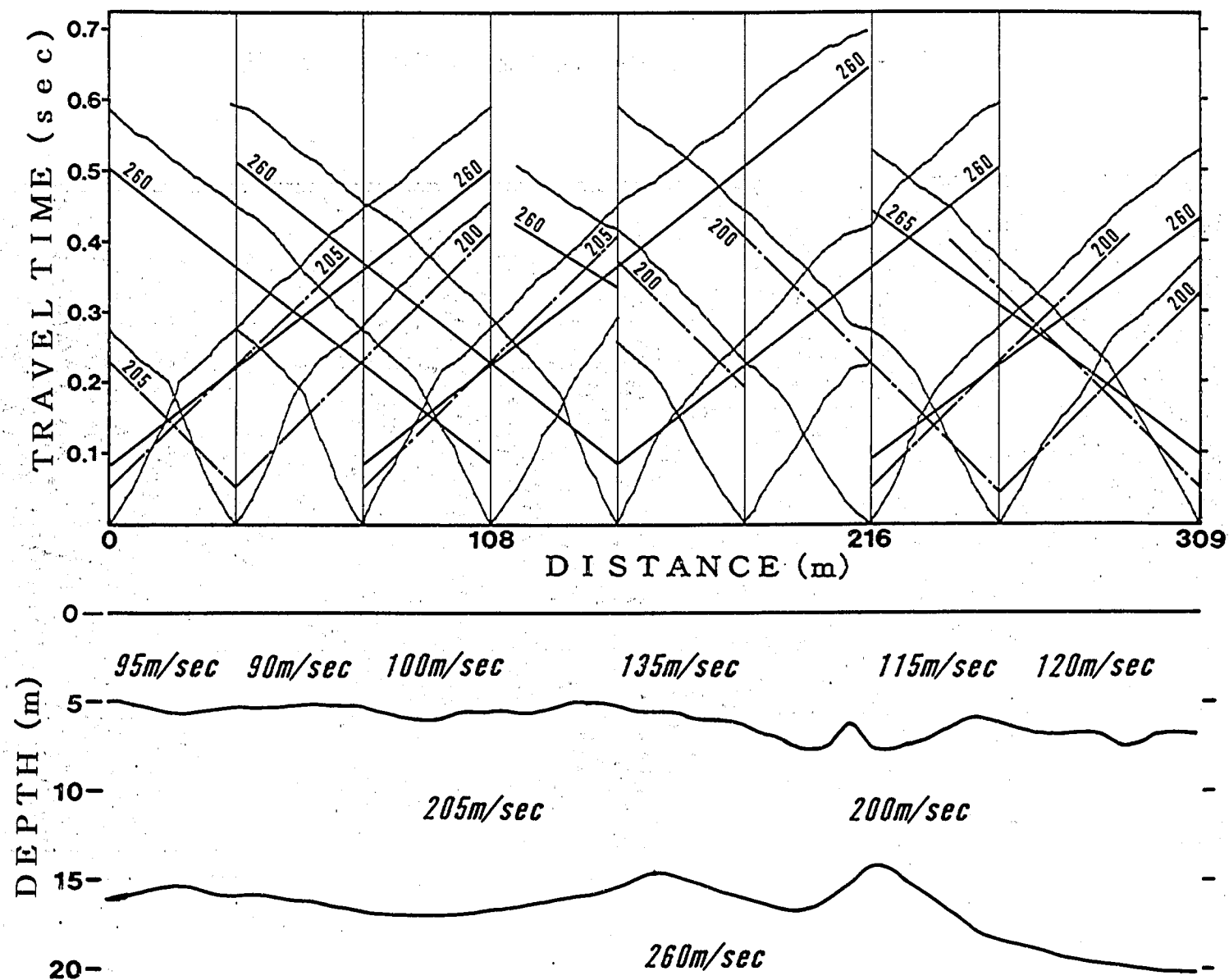


図-24 屈折法観測波形トレースアップ (RR-SH-2)



图—25 屈折法探查解析結果 (RR-SH-2)

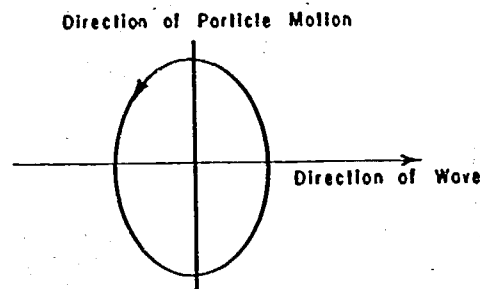
走時曲線(上), 解析断面(下)

3.2 表面起振法探査

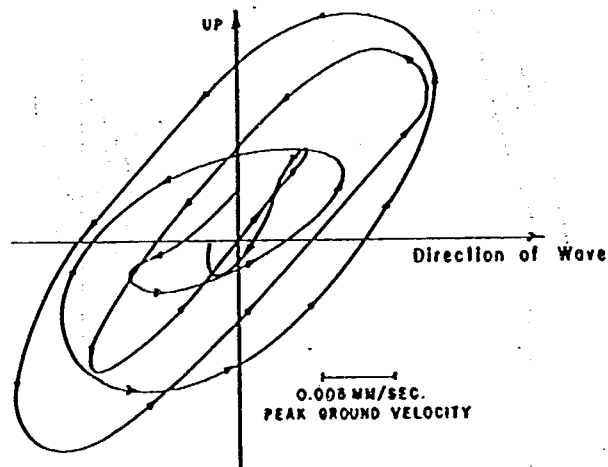
3.2.1 表面波波形の確認（実験A）

本実験は、起振器で発生させた正弦波および振巾変調波を地表およびボーリング孔内で観測し、その軌跡・振巾分布が表面波としての性格を有しているかどうかについて検討するものである。

理想的な半無限媒質の自由表面におけるレーレー波の軌跡は、図-26 (a) に示すように、進行方向に対して逆まわりの楕円軌道をとる。しかし、実際には同図 (b) に示すような、進行方向にやや傾いた楕円となる。これは、実体波との分離が不充分であることや、地表近傍の成層構造によってレーレー波が複雑な分散を起こし、種々の波の複合した形で観測されるためである。



(a) 理想的レーレー波



(b) 実測波

FIG. R-2. Rayleigh-wave motion. (a) Theoretical Rayleigh wave has retrograde elliptical motion at the surface. (b) Hodograph of particle velocity involved in ground roll. (From Howell, 1959, p. 80.)

図-26 レーレー波の地表での軌跡

図-27は本実験で観測された起振器振動の地表および孔内での軌跡を描いたものである。同図には、パーティクルモーションが波の進行方向に傾いた逆向きの楕円軌動を描いていることが示されている。この形状は、図-26(b)に示したグラウンドロールのそれと極めて類似している。一方図-28は、起振器振動の沿直成分の振幅の深度変化を示したものである。振幅値は地表振幅で規格化し、また深度は波長で規格化してある。図に示されている振幅分布のパターンは、一部でバラつくものの、全体としては表面波のそれと極めて調和的である。

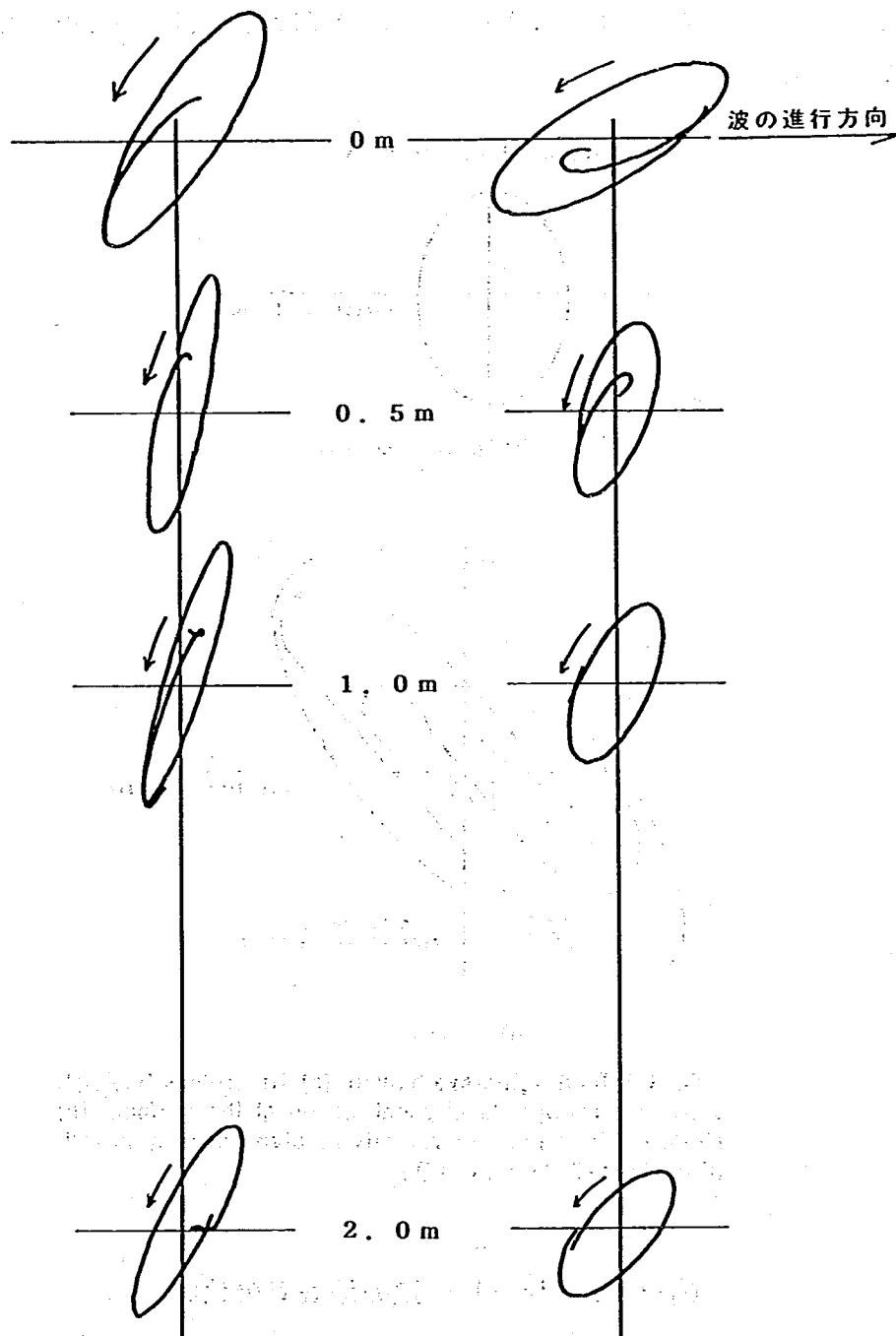


図-27 起振器振動の軌跡の深度変化

本実験においては、地表測定系と孔内測定系の位相・周波数特性が異なっている、ケーシングパイプの影響を考慮していない、起振器近傍で観測しており、実体波との分離が充分であるか否か検討されていない等の観測上の問題がある。しかし、測定結果から判断すると、起振器振動には、表面波成分が卓越していると考えられる。

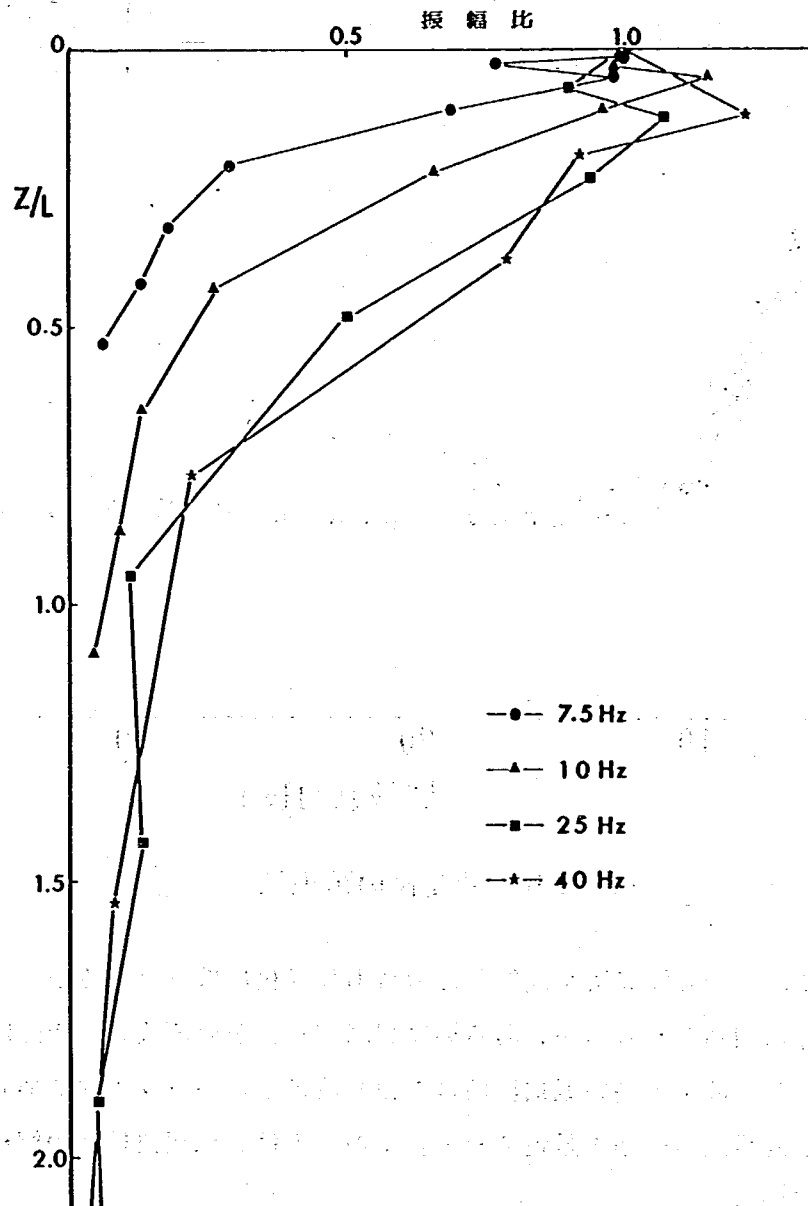


図-28 起振器振動の沿直成分の深度変化

稲崎 (1984)

3.2.2 探査システムに対する検討 (実験B)

実験場内のほぼ同一地点において、測定期日を変えて3回の測定を行ない、再現性について検討を行なった。図-29は、ほぼ類似した分散曲線上にプロットされるものの、低周波・領域あるいは20 Hz以上の高周波領域において有意な相違が認められることを示している。

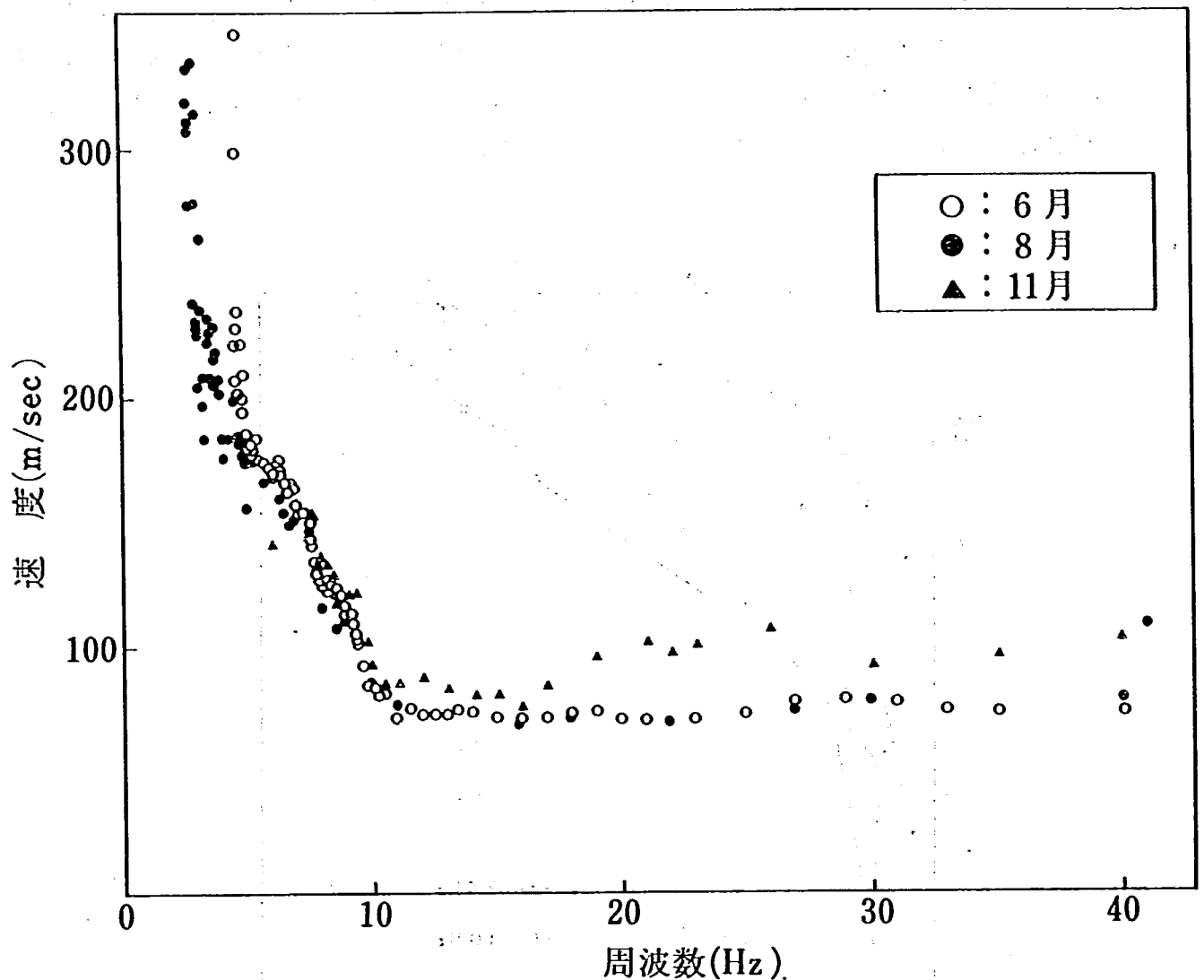


図-29 観測値の再現性

この原因としては、この探査法が地盤条件の微小な変化に敏感であるか、観測システム、特に波形処理過程に問題があるのか、あるいは観測データが表面波の位相速度ではない等が考えられるが、概して波長の長い低周波領域で観測値に常にバラツキが認められることなどから、観測・処理過程上の問題と想定できる。このことは、低周波領域の解析には注意を要することを示している。

図-30は、起振器振動波形の距離減衰を示したものである。Richart et.al (1970)は、この方法を定常振動法と称し、振源近傍においては定常波が観測され、振幅の節と腹が存在するとしている。しかし、同図に示された振幅分布には、観測地点毎のバラツキは認められるものの、節・腹の存在を示唆する様な規則的な振幅変化は認められず、通常の進行波が観測されていると見なしてよい。表面波の場合、幾何減衰の項は $r^{-1/2}$ となるので、これより7.5 Hz ~ 40 Hzの範囲で減衰定数を見積ると $\alpha = 0.06 \sim 0.28$ となり、計算によって $Q_R = 5.1 \sim 8.7$ という値を得る。この値は、洪積地盤のものとして概ね妥当である。

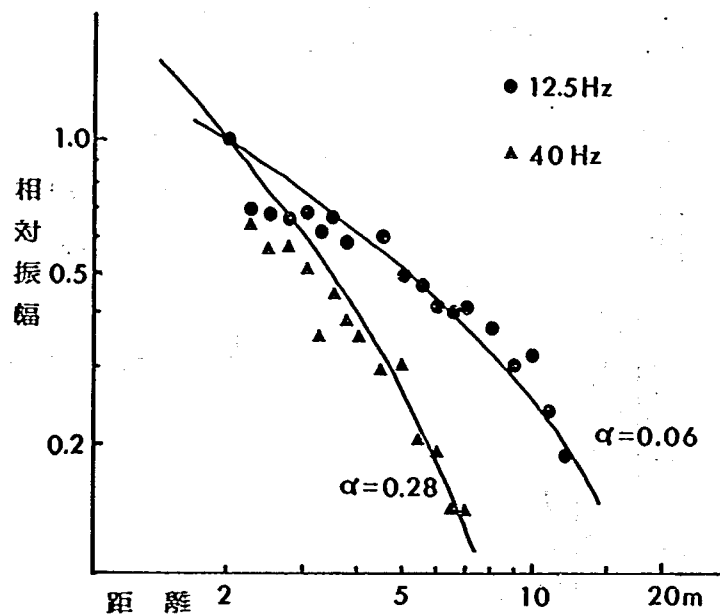


図-30 起振器振動の距離減衰 (沿直成分)

稲崎 (1984)

3.2.3 地下での速度実測 (実験C)

この実験は、本探査法での $1/2$ 波長深度換算、すなわち、表面波が一波長深度領域の影響を強く受け、その速度値が $1/2$ 波長の深さでの平均的な値として示されるという仮定について検討したものである。

図-31 は一定深度での実測値とこの仮定によって求められた値を比較したものである。地表観測値からの深度換算および速度分布の推定値はいずれも実測値とは対応しない。すなわち、図中の黒丸は、地表の観測データを $1/2$ 波長の位置にプロットしたもの、また推定速度分布とは、その値から計算によって求めたものであるが、それは 50 Hz, 25 Hz および 12.5 Hz の起振器振動を各々の深度で観測し、位相速間を求めたものと合致しない。前述の仮定では、例えば 12.5 Hz の起振器振動波形は、地表での速度が 61 m/sec であり、その値が $1/2$ 波長深度 2.4 m までの平均的な速度値ということになるが、深度 2.5 m での実測値は 90 m/sec であり一致していない。

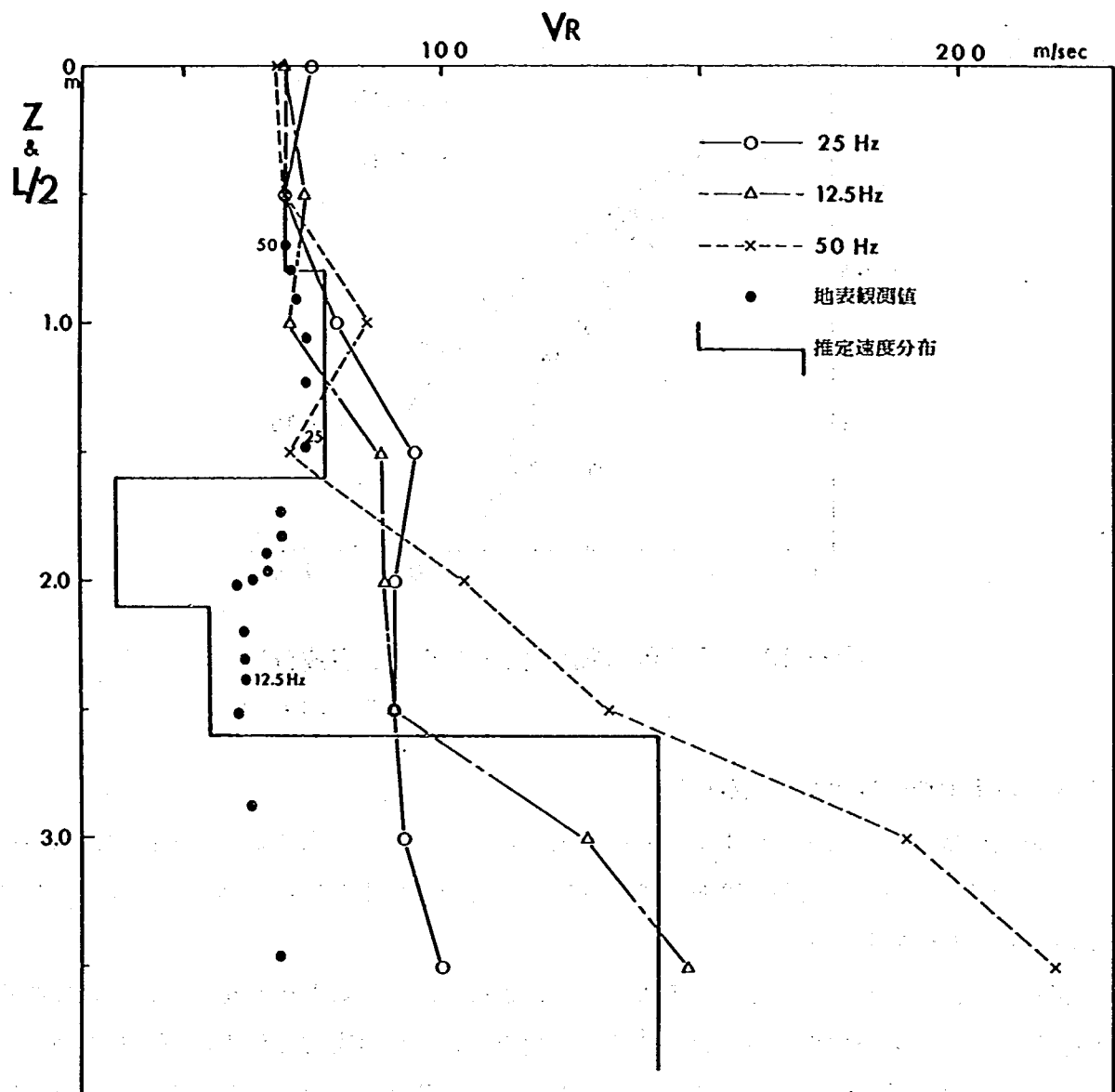
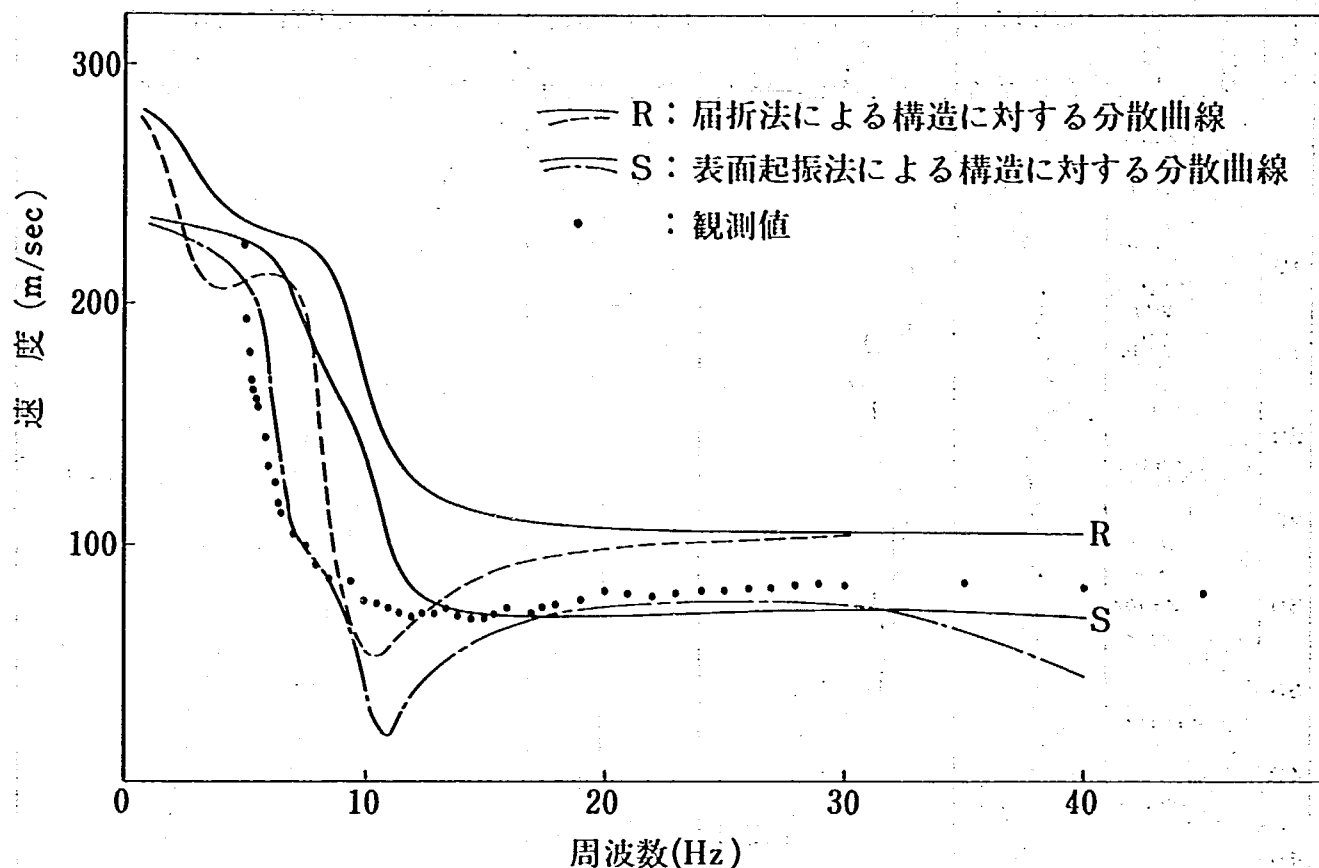


図-31 深度換算値と実測値の比較

稲崎 (1984)

一方、図-32は、観測された分散データと、屈折法探査より求められた構造に対する理論分散曲線、および観測値から推定された構造に対する理論分散曲線とを比較したものである。観測値はそのどちらの理論分散曲線とも一致していない。この事実は、 $1/2$ 波長換算と平均速度の仮定による同法の構造解析法が、理論解と矛盾するということであり、その仮定に問題があることを示しているものである。



図一 32 観測値と理論分散との比較

稲崎 (1984) を修正

3.3 速度検層

図 - 33 は実験場内のGSF-B孔の総合柱状図である。本孔においては、密度検層、ダウンホール法によるPS検層およびサスペンション法によるS波速度検層を実施しており、その解析結果と走時-深度曲線を示した。

まず密度検層の結果についてであるが、本孔の孔内水位は測定時には約3.5mであり、それより上の部分については更正を行っていない。また、深度18m付近、37m付近では密度が 1.4 g/cm^3 程度まで低くなっているが、これは、地層の真の密度を示すものではなく、ケーシング外の孔壁が洗掘あるいは脱落しているためであると考えられる。その部分を除くと、密度値は深度40mまでは概ね 1.6 g/cm^3 、40m以深では $1.7\sim 1.8\text{ g/cm}^3$ 程度とやや大きくなっている。なお深度40m付近および50m付近の高密度部は砂礫層内の礫の集中部と対応しているらしい。

つぎにS波速度分布であるが、ダウンホール法とサスペンション法の解析結果はほぼ一致している。しかしサスペンション法では1mの区間速度を求めることができるので、より細かな構造が捉えられている。なおサスペンション法では孔内水位より上に振源が位置する区間の速度は求められていない。ダウンホール法では、深度5.5mに120 m/sec と170 m/secの境界がある。また、14.5mに270 m/sec 層との大きな速度コントラストを有する境界が認められる。この

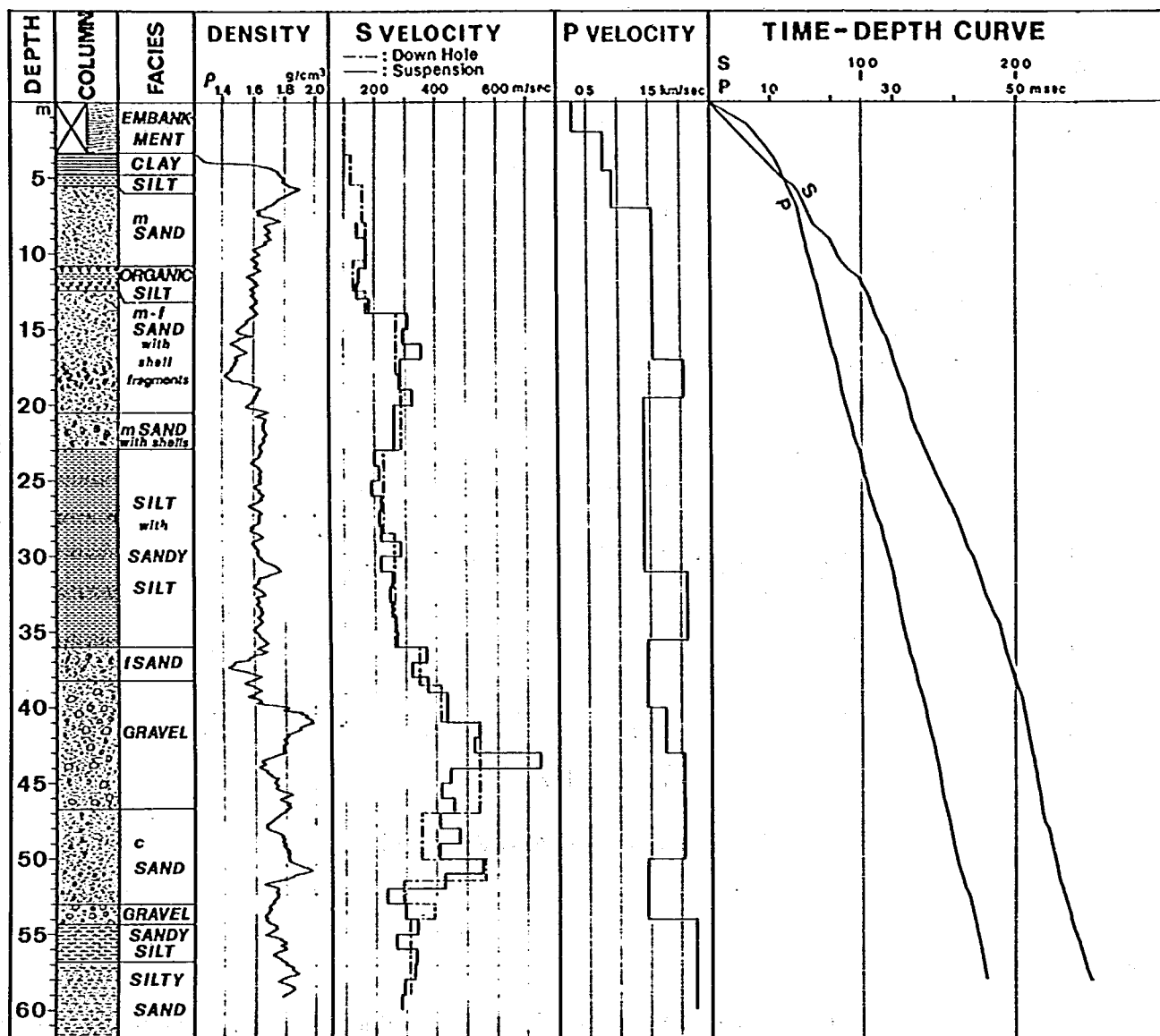


図-33 GSF-B 孔総合柱状図

境界位置は、図-25に示した屈折法探査の解析結果と大変調和的である。S波速度値は、深さ40m付近の上岩橋層基底礫層部では500 m/sec以上に達するが、礫層上部境界部では階段状に大きくなるのに対し、下部境界では急激に低下している。このような特徴的傾向は未固結層中の砂礫層に一般的に認められる。

P波速度分布は、本孔付近では、深度2mまでが350 m/sec、7mまで750～900 m/sec、それ以深の1500 m/sec以上の三層に大きく分けることができる。この構造は、走時-深度曲線にも明瞭に現われている。同曲線は、P波では孔底位置が45 msec程度に、S波では250 msec程度に対応することを示している。

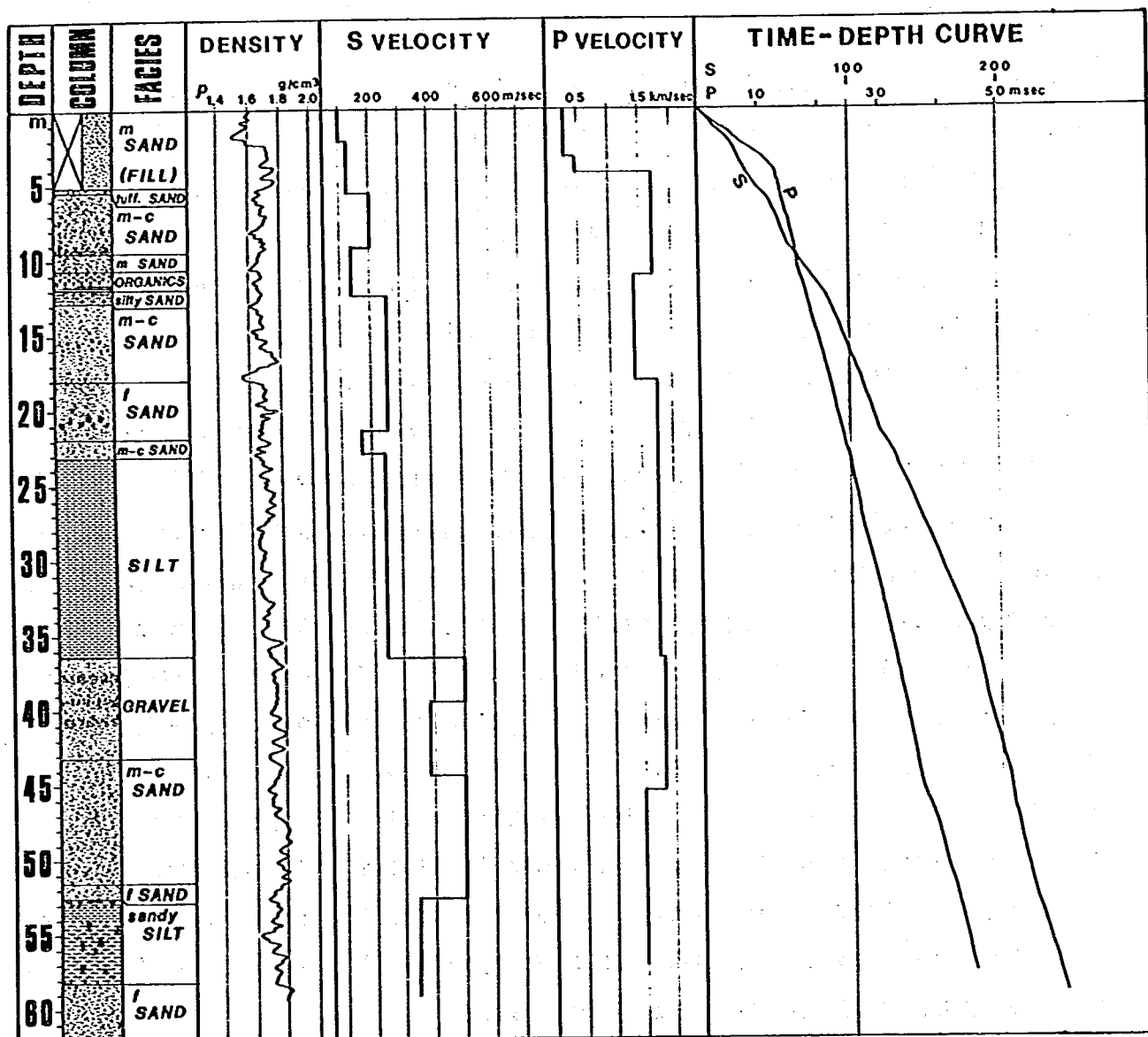
図-34はGSF-A孔の総合柱状図を示したものである。本孔では、密度検層、ダウンホール法によるPS検層が実施されている。

密度検層の結果は、層相にかかわらず、ほぼ一定値を示しているようにも見えるが、深度36mを境に上位は $1.6 \sim 1.7 \text{ g/cm}^3$ 、下位は $1.7 \sim 1.8 \text{ g/cm}^3$ とやや高くなっている。しかし、礫層に対応するような高密度部は認められていない。また深度18m付近に認められる密度低下部も、B孔と同様に洗掘を反映したものと考えられる。

つぎに、P波速度分布であるが、本孔においては深度約4.5mまでが、 $300 \text{ m/sec} \sim 470 \text{ m/sec}$ 程度の風化層、それ以深の層は 1500 m/sec 以上の速度を示している。風化層の厚さは本孔では4.5m、B孔では約7mと異なっているが、深度走時でみると、ともに15msec前後で一致している。この速度境界は非常に明瞭であり、VSPの結果においてもこの境界からの顕著な多重反射波が捉えられている。また、それ以深においても両孔の深度走時はほぼ一致しており、孔底位置も45msec程度である。本孔の孔内水位は、密度検層時(湧水期)において約5m、またB孔では3.5mであった。一般にP波速度は地下水位以下では 1600 m/sec 以上となり、地下水位以浅がいわゆる風化層と見なされる。本孔では、概ね地下水位と風化層厚が一致している。しかし、B孔においては両者はかなり異なっている。両孔の表層部の層相を比較してみると、B孔では盛土の下部に層厚2m程度の粘性土層が認められるのに対し、A孔では30cm程度の薄い凝灰質細砂層が認められるにすぎない。B孔に認められる粘性土層は、関東ローム層の下部および常総粘土層であるが、これらは透水性がかなり低いことが知られており、いわゆる不透水層となっている。筑波台地の表層部の地下水についての調査結果では、この常総粘土層をはさんで、上位の関東ローム層内と下位の竜ヶ崎層内に各々自由地下水面が存在することが知られている。このことは、B孔近傍において竜ヶ崎層上部が不飽和である可能性を示唆するものであり、P波速度の低いことが関係づけられる。

ダウンホール法で求めたS波速度分布では、表層は深度5.5mまでが $V_s = 100 \sim 125 \text{ m/sec}$ 、それ以深の速度は 205 m/sec ないし 150 m/sec 、そして深度12.5mからは 255 m/sec と解析されている。この結果も屈折法探査で求められた速度構造と概ね調和的である。前述のように、屈折法での第二・三層境界部の深度は、速度検層の結果に比べてやや深めに解析されている。これは、第二層の速度が実際には 200 m/sec で均一ではなく、速度検層の結果に示されるようにその下部に 150 m/sec 前後の低速度層が存在していることが影響していると考えられる。

A、B両孔で求められたS波の走時-深度曲線を比較すると、B孔のそれが、深度約8m以深ではA孔に比べて15msec程度後方にずれている。これは、表層部の速度値が、A孔とB孔付近でかなり異なっていることを反映したものであり、後述の浅層反射法探査結果に認められる反射面の上方シフトが、構造的なものではなく速度の変化によるものであることがわかる。



圖—34 GSF—A孔綜合柱狀圖

3.4 浅層反射法探査およびVSP

3.4.1 浅層反射法探査

図-35は、測線RL-SH-1のデータに対して一連の処理を施して得られた反射時間断面である。処理手順は、ほぼ図-14の流れに沿ったものであるが、屈折法探査結果から補正量を求め、静補正を施した。また10~70 Hzのバンドパスフィルタ、トレース間ミキシング処理を行なった。但し、重合速度は200 m/secで一様に行なっているので、同図はいわば、Constant Velocity Stack Sectionである。したがって、細部に対する詳細な検討はできないものの、いくつかの反射面の存在から、概略的な解釈を行なうことが可能である。すなわち、同図には、往復走時0.35秒付近、および0.45秒付近にほぼ水平によく連続する反射面が認められる。また、断面北側部分ではその下にも断続的ではあるが何枚かの反射面が認められる。これらの反射面の深度であるが、重合速度を200 m/secとしているので、概ね35 m、45 mとなり、それぞれ上岩橋層基底礫層および上泉層基底礫層への対比が可能である。一方断面上部は反射波の情報が乏しい。これはオフセット距離を30 mと長くとしたためである。オフセット距離の設定は、前述のように表面波などの妨害波の除去を主として考慮していたが、そのために、極浅部の情報も得られなくなるため、慎重に行なう必要がある。

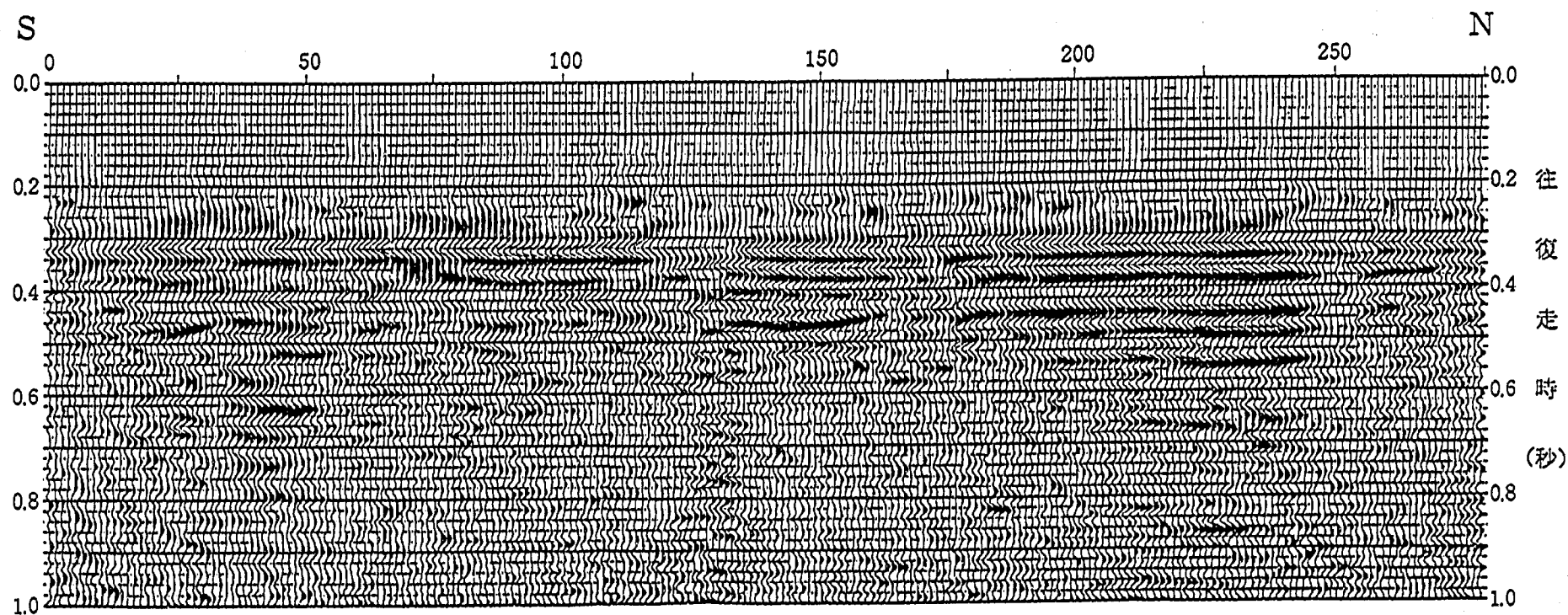
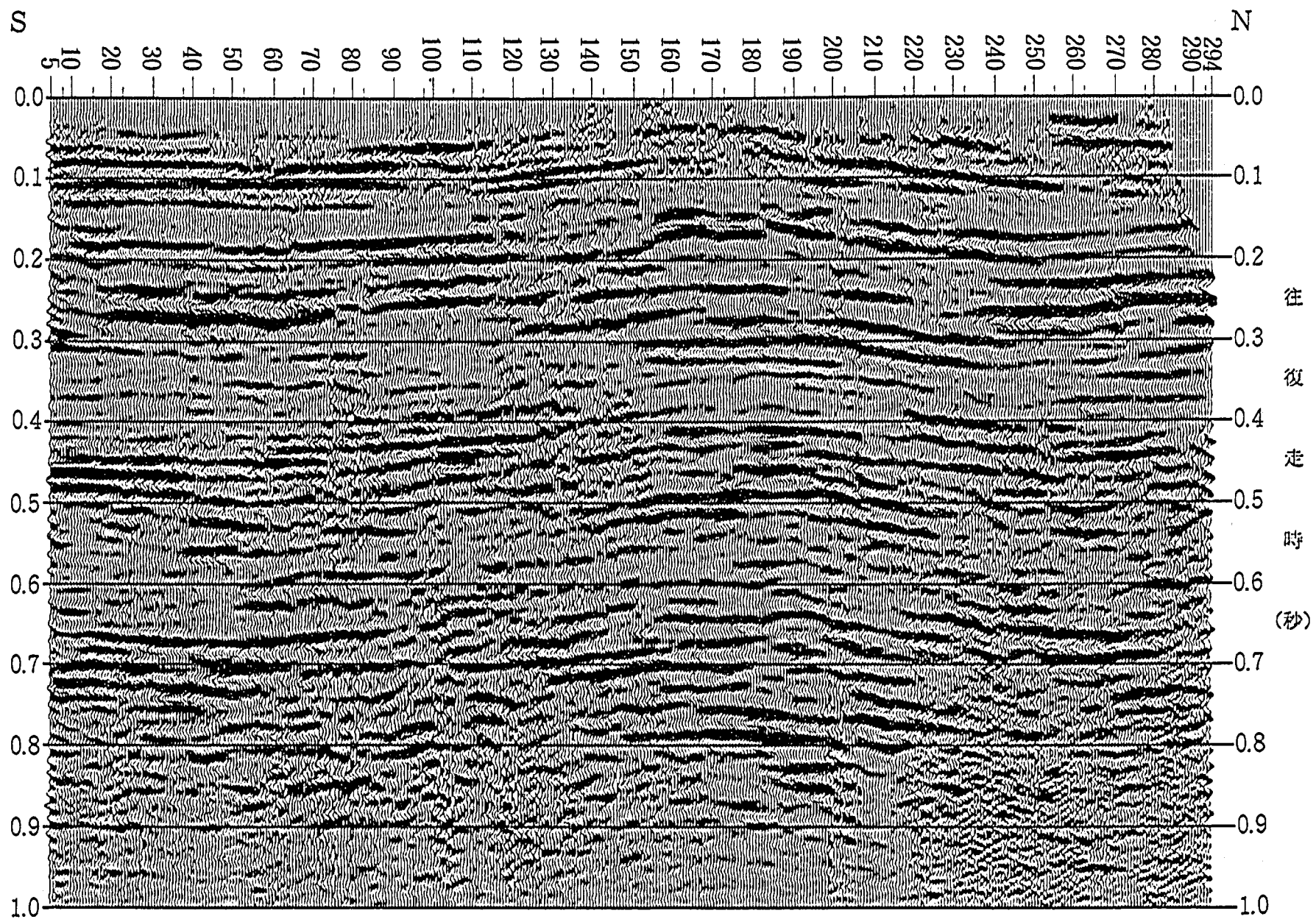


図-35 SH波反射法時間断面 (RL-SH-1)

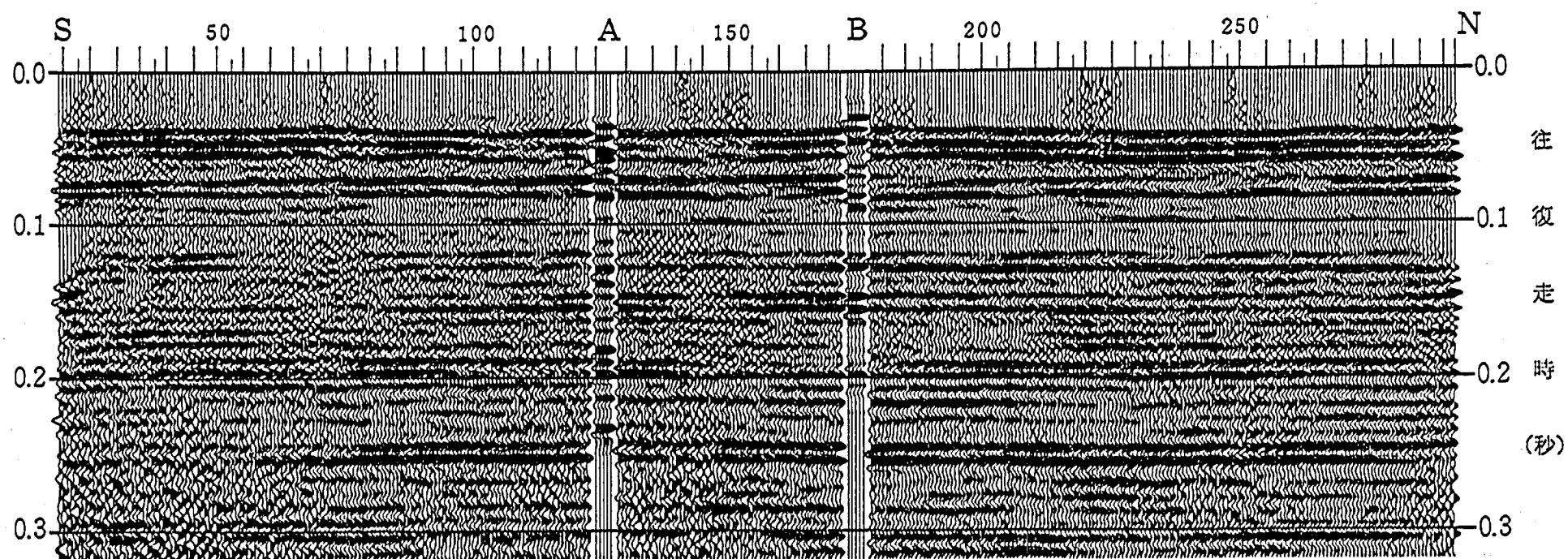
稲崎 (1982)

図-36は、測線RL-SH-2の反射時間断面である。表-5に示したように、この測線では受振点間隔を1.5 mとし、またオフセットも6 mと短かくとっているため、浅い部分の反射が、前図に比べてより明瞭にとらえられていることがわかる。測線中央部付近では反射面が全体的に上方にシフトしているが、これは前述のように表層の速度変化を反映したものである。したがって厳密な解釈はできないものの、概略的には以下のように解釈することができよう。すなわち往復走時0.1 sec 付近の反射面は、屈折法探査での表層と第二層との境界に対比できる。また0.2 sec 付近の反射面は第二層・第三層境界に対比される。また0.4 sec 付近の反射面は、深度40 m付近に分布する上岩橋層の基底礫層に対応させることができる。



圖—36 SH波反射法時間断面 (RL-SH-2)

図-37は、同一線でのP波反射法の時間断面である。同図には、A、B両孔で実施したVSPの結果を投影してある。両者は良い一致を示している。この図には40 msec から300 msec 以深まで、水平多層構造を表わす何枚もの反射面が認められるが、A、B両孔のVSPデータおよび構内の他の100 m孔で得られた走時-深度曲線から判断すると、40 msec~50 msec 付近の反射は、深さ15 m~20 m付近に分布する木下層および上岩橋層上部砂層に、70 msec 付近のものは深度約40 mの上岩橋層基底礫層に、また測線北側に認められる80 msec の反射波は、深度55 m付近に出現する上泉層基底の薄い砂礫層に対比される。さらに125 msec の反射は深度80 m付近の、また150 msec 付近のものは深さ100 m付近の礫層に対応している。250 msec 付近の顕著な反射は、深さ200 m前後に分布する、サイクロテムVI・VIIあるいはVII・VIII境界の礫層に対比が可能である。



圖—37 P 波反射法時間断面 (RL—P—1)

3.4.2 VSP

図-38にB孔におけるP波VSP結果を示す。同図(a)は、測定記録にAGC処理を施したもの、また(b)、(c)は各々、メディアンフィルター、 τ -p変換によって波動分離を行った後の最終結果である。同図(a)には孔底部で約45 msec付近に連なるP波初動、同じく250 msec付近に連なるSV波、そして孔底部で100 msec、孔口部で150 msec付近に位置する明瞭な反射波が認められる。この反射波に対応する反射境界は、本孔では直接確認されていないが、孔底深度以深においても同様の速度分布を仮定すると概ね、深度90~100 m付近に存在するものと推定される。また100 msec以浅の反射波群については、30 msecに認められる強い反射は深度7 m付近の速度境界に、65 msec付近の反射は深度38 mに位置

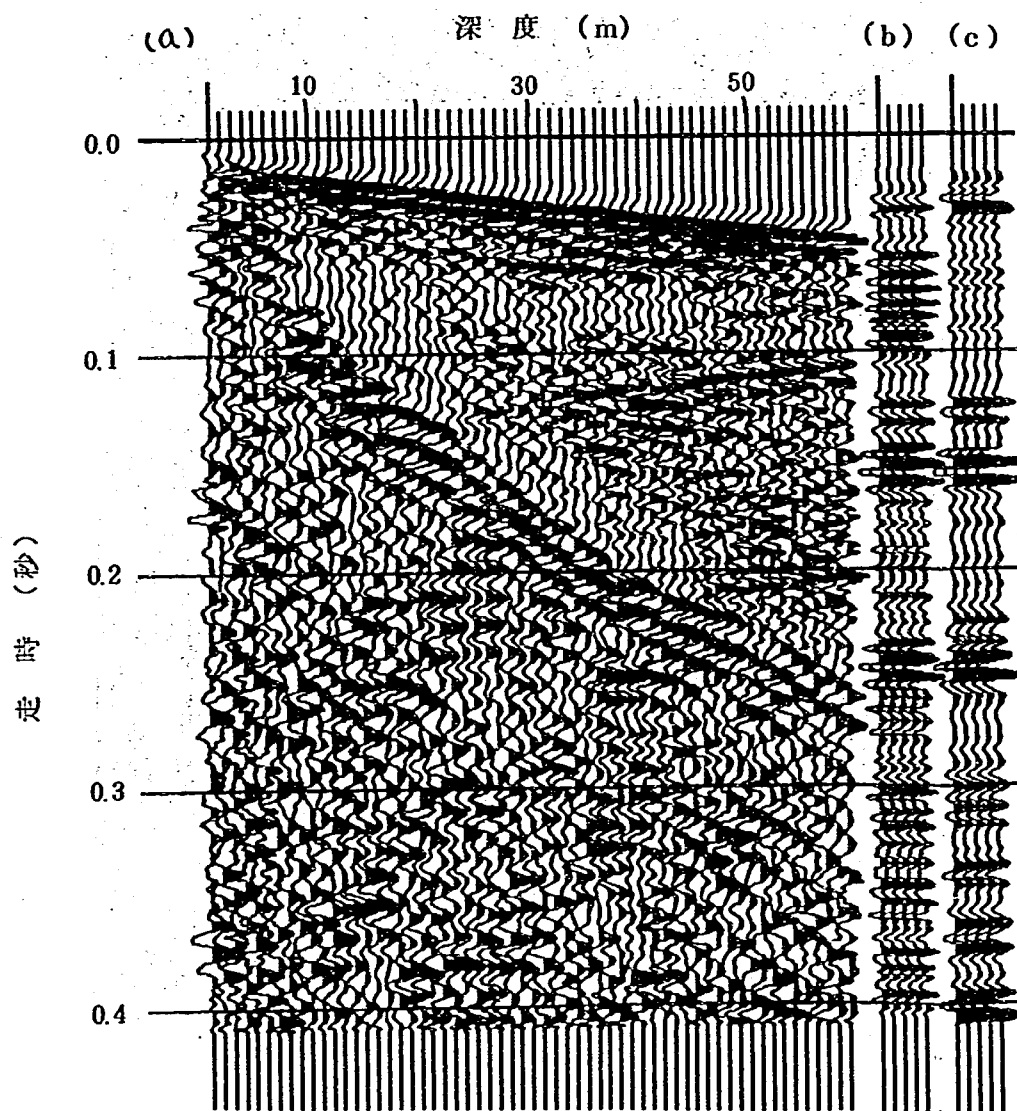


図-38 VSP解析結果 (P波 ; GSF-B 孔)

(a) 測定波形 (AGC 処理)

(b) 解析結果 (メディアンフィルター処理)

(c) 解析結果 (τ -P 変換処理)

する礫層上面に、また同図(c)に認められる85 msec 付近のやや弱い反射は深度 53 m に位置する礫層に対応させることが可能である。因みに、同図(a)には初動に平行してほぼ 30 msec 程後方に下向波群が認められるが、これは深度 7 m の速度境界と地表との間で反射をくり返した多重反射波である。

図-39 はA 孔での SH 波による VSP 探査結果である。同図(a)の AGC 処理後の測定記

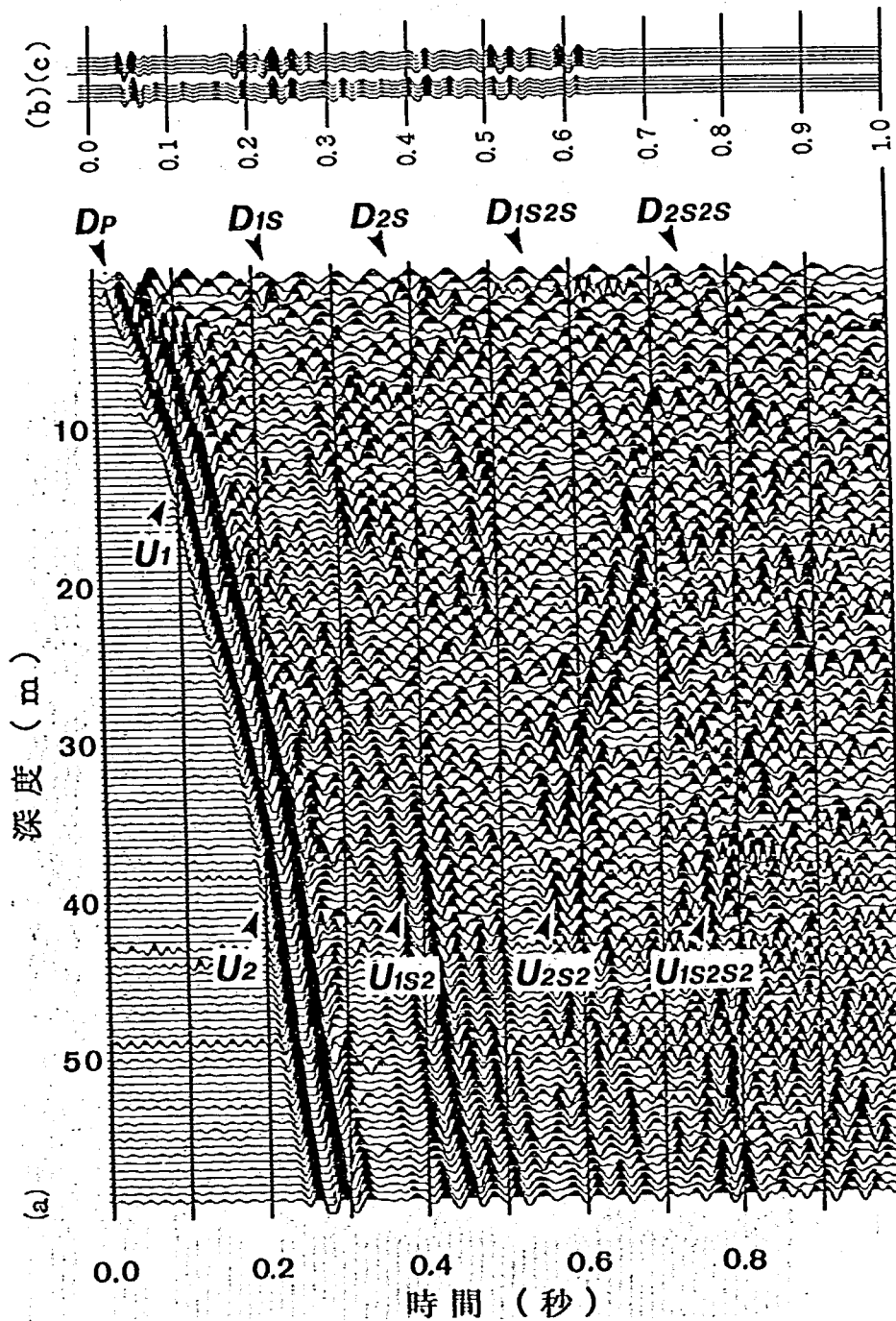


図-39 VSP 解析結果 (SH 波; GSF-A 孔)

(a) 測定波形 (AGC 処理)

(b) 解析結果 (メディアンフィルタ処理)

(c) 解析結果 (τ -P 変換処理)

録には、初動下向波 (D_p) とともに、地表と層境界の間で反射をくり返した多重反射がいくつか認められる。たとえば D_{2s2s} は、地表と深度 36.5 m の層境界 2 との間で 2 回多重反射し、下向する波群である。この境界面 2 は、上岩橋層内の中部粘性土層 (MD_{2c}) と基底礫層 (LD_{2s} , LD_{2g}) の境界に対応している。また 0.16 秒間隔の多重反射は、深度 12.5 m 付近に位置する竜ヶ崎層の中の腐植土層 (MD_{1p}) と下位の木下層の砂層 (LD_{1s}) との境界面と地表とで多重反射したものである。次に同図 (b), (c) に示した最終結果には、0.05 秒付近、0.16 秒付近、0.25 秒付近、0.42 秒付近、そして 0.51 秒付近に反射波が認められる。これらの反射面の深度は各々、約 5 m, 12.5 m, 23 m, 36.5 m, 58 m に対応づけられるが、それらは図-34 に示した柱状図断面と非常に調和的である。

この多重反射の状態から、重複反射理論に基づく地盤の増幅特性の計算の際の層区分・音響インピーダンスの評価が可能である。また直接波と上向波・下向波の振幅比から地盤の減衰定数を求めることができる。図-39 の中で波群の分離の良好な深度 40~60 m 付近の D_p と D_{1s} から表層の減衰定数を以下の手順で求めてみた。

深さ z における直接波 D_p 及び多重反射波 D_{1s} の周波数スペクトル $A_p(f, z)$, $A_{1s}(f, z)$ は、以下のように表わされる。

$$A_p(f, z) = S(f) \cdot M(f) \cdot G_p(f, z) \cdot \exp \{ -\alpha(f, z) \cdot z \} \quad (1)$$

$$A_{1s}(f, z) = S(f) \cdot M(f) \cdot G_{1s}(f, z) \cdot \exp \{ -\alpha(f, z) \cdot (z + 2H) \} \quad (2)$$

$S(f)$: 振源特性, $M(f)$: 計器特性, $G(f, z)$: 地盤の伝達特性

$\alpha(f, z)$: 減衰定数, H : 表層の層厚

両者のスペクトル比を対数で表わすと、

$$\ln \{ A_{1s}(f, z) / A_p(f, z) \} = \ln \{ G_{1s}(f, z) / G_p(f, z) \} - \alpha(f, z) \cdot 2H \quad (3)$$

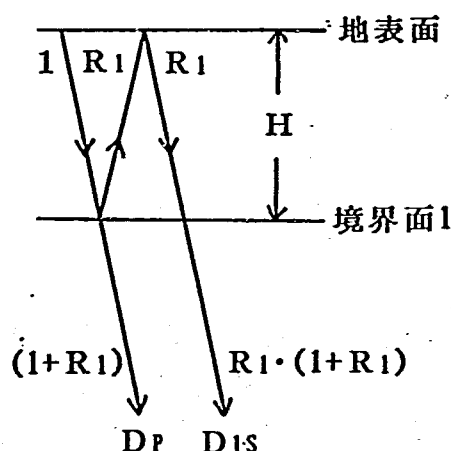


図-40 反射波の透過係数

DpとDisの伝達特性の違いは、図-40に示されるように表層内の多重反射の有無だけであり、後は同一の経路をたどるので、球面発散を仮定すると、

$$G_{1s}(f, z) / G_p(f, z) = z \cdot R_1 / (z + 2H) \quad (4)$$

(3), (4)式より

$$\alpha(f, z) = \ell n \{ z \cdot R_1 \cdot A_p(f, z) / (z + 2H) \cdot A_{1s}(f, z) \} / 2H \quad (5)$$

$$Q = \pi f / \alpha V, \quad h = \alpha V / \omega \quad (6)$$

上式より表層の減衰定数を求めたところ、 $Q = 7 \sim 10$ 、 $h = 5 \sim 7\%$ という値を得た。表層は主として盛土及びローム層で構成されているが、この値は他地域での結果及び表面波分散からの推定値とも調和的であった。なお測定波形の歪みレベルは 10^{-6} 程度と見積られるので、強震時にはより大きな値をとることが想定される。

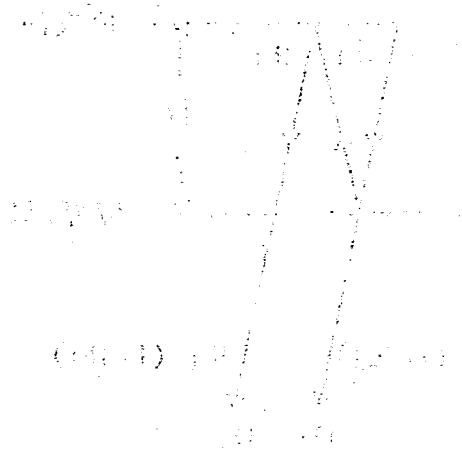


図-40

4. 探査法の地盤評価への適用性

最近における計測技術・計測装置の急速な進歩に伴って、高精度・高速・大容量でのデータ取得が可能になってきており、データ処理技術の発展と相俟って新しい探査法も開発されてきている。しかし、その大部分は資源探査を対象にしたものであるから、地質工学分野へ適用をはかる際には考慮しなければならない点が多い。

土木物探査に求められるものとしては、

- i) 空間的な領域を遠隔調査によって評価できること。
- ii) 定量的情報が得られること。
- iii) それが地質工学的情報として利用できること。
- iv) 対応性が良好であること。すなわち、解析精度が満足できるものであること。
- v) 対費用効果が良好であること。
- vi) 解析過程が客観的であること。

等が挙げられよう。これらのうち、適用性評価の上で特に重要な点はiv), v)およびvi)であると考えられる。そこでこれらの観点から、本実験場において実施したいいくつかの探査法について検討を加える。もとより、一実験場での結果のみから結論を導びくことは強引ではあるが、探査法に内在する諸問題については、探査場所を問わず共通するものがあると考えられる。なお、議論の前提として、沖洪積層地盤、すなわち未固結の第四系堆積物が対象であることは言うまでもない。

屈折法探査は前述のように土木物理探査法として現在最も広範に採用されている方法であり、ほぼ確立された方法であると言って良い。しかし、その解析過程は、経験を要し、また先験的な仮定を必要とすることがあるため、まだ客観的であるとは言えないのが現状である。

図-23と図-25に示された解析断面を比較すると、第一層と第二層の境界の深度が2 m以上くい違っているところがある。この原因としては、第二層の速度を、図-23では240 m/secとしているのに対し、図-25では200 m/secとしていること、また各受振点のdelay timeの見積りに当って誤差の影響を考慮に入れていないこと等が考えられる。後者の問題については、振源を多くとり、同一地点での測定数をふやして統計的に処理することで解決できる可能性がある。

表面起振法探査に対する基礎的な実験では、起振器振動によって発生する波群が分散性を呈し、その軌跡・振幅分布等から表面波成分を含んでいることは確認されたが、地下での速度実測・理論分散との比較では1/2波長の仮定には問題があることが明らかにされた。表面波を用いて地下の構造を調べる方法はしかし、地球内部を対象とした地震学の分野では広く用いられているので、それらの方法の適用の余地が残されている。

速度検層はボーリング孔を利用した物理探査法として地盤の物性評価に広く利用されている。また最近の計測技術・機器の進歩によって、より高精度の情報が得られるようになってきている。特に、今回採用したサスペンション法については、図-33に示されるように、層相を反映したより細かな構造を捉えることが可能である。また、ストレーナー加工が施されていれば塩ビケー

シングによって保孔されている調査孔においても測定が可能であることが明らかにされた。同法にはしかし、地下水位より上部については原理的に測定できないという決定的な問題点がある。地表部は速度変化が大きいため、類堆的手法が有効でない場合が多い。また、後述のVSPとの結合や、地盤の減衰性評価を考慮に入れると、孔壁に圧着し測定する方法にも検討の余地が残されている。

浅層反射法探査の優位性は、空間的な地質構造のつながりを評価できるところにある。土木地質調査の手法として最も一般的に採用されている方法はボーリング調査であるが、この方法は、地表上では離散的な“点”の調査でしかないことから、地質構造の空間的な変化を捉えることが困難である。それに対し、浅層反射法探査では、例えば図-35～37に示したように、二次元的な地質構造断面が得られる。地表における測線配置を工夫すれば、したがって三次元的な構造の把握も可能である。

一般に、各々の探査法は、適用する原理や用いる波の性質などによって、特有の探査領域を有している。反射法の探査領域は、前述のように地下数kmと深く設定されていた。それに対し、浅層反射法での可探深度領域は、数100m以浅の浅部の領域である。野外実験場において、表-6に示した探査条件下における可探深度領域（構造が明瞭に捉えられている部分）は、図-35～37によると、P波では15m～250m程度、S波では5m～150m程度と見積もられ、地表から深度5mないし10mまでの部分には構造を反映した信号は捉えられていない。この見積りは、同法が“大深度地下空間”の調査には有効であるものの、地下10m程度までの極浅部の調査には今だ不十分であることを示している。この問題点を解決するために、高密度探査の適用、表層補正の合理化等について検討を加えていく必要がある。

浅層反射法の問題点として、他に探査に時間と労力がかかりすぎるという点もあげられる。これは主として振源の操作に関わることであり、操作性に優れ、移動の容易な振源の開発が、対費用効率向上の点から待たれている。

浅層反射法によって得られる情報は、主に地質構造という状態に関するものであり、地質工学的にはそれを定量的に評価することが必要である。特にS波速度分布は重要な示標であるが、SH波による浅層反射法探査では、その把握が可能である。

VSPによって、孔底深度までであれば反射面の深度を特定することが可能であり、上述の浅層反射法の結果の解釈がより容易になる。また多重反射の識別もでき、地質構造を直接反映した反射面とそれ以外のものを区別することも可能である。VSPではしかし、図-38、39に示されているように波動場の分離法によって、結果がかなり異なってしまうという問題点があり、適切な分離法の選定に注意する必要がある。また図-39には地層境界および地表で反射をくり返した多重反射波が多く認められ、この波群を利用して、増幅特性の評価に必要な層区分の決定および各層の減衰率の測定が可能である。

本探査を実施するにあたっては、地質研究室部外研究員藤本 睦氏、古西和夫氏および吉村辰朗氏に援助していただいた。また屈折法の解析にあたっては日本物理探鉱の吉田寿寿氏より有

益な御教示をいただいた。さらに日本物理探鉱学会の渡辺文雄氏、学会ダイヤコンサルタントの土家輝光氏および杉本芳博氏との討論は、本論をまとめるにあたって極めて有意義であった。以上の方々に深く感謝いたします。

参 考 文 献

- 青木直昭・馬場勝良(1978)：成田層の古地理，筑波の環境研究，3，p. 187 - 197
- ・———(1979)：霞ヶ浦 - 北浦地域の下総層群，筑波の環境研究，4，p. 186 - 195
- ・———・堀口 興(1980)：筑波大学地下の下総層群の化石分析，筑波の環境研究，5 A，p. 39 - 50
- 茨城県(1984)：茨城県豊里地区地下水観測井設置工事報告書，
- Heukelom・Foster(1960)：Dynamic Testing of Pavements，Proc. ASCE，vol. 86, No. SM 1，p. 1 - 28
- Howell, B. (1959)：Introduction to Geophysics, Mc Graw-Hill，New York.
- 池田 宏・小野有伍・佐倉保夫・増田富士雄・松本栄治(1977)：筑波台地周辺低地の地形発達 - 鬼怒川の流路変更と霞ヶ浦の成因，筑波の環境研究，2，p. 104 - 113
- 稲崎富士(1982)：SH波を利用した浅層反射法探査，日本応用地質学会昭和57年度研究発表会予稿集，p. 106 - 109
- (1983a)：筑波研究学園都市，土木研究所付近の地盤地質，日本応用地質学会昭和58年度研究発表会予稿集，p. 59 - 62
- (1983b)：S波を利用した浅層反射法探査の実験的考察，土木技術資料，Vol. 25，p. 61 - 66
- (1984)：表面波分散による浅部地盤構造探査について，物理探査学会昭和59年秋季講演会講演予稿集，p. 48 - 49
- (1985a)：ボーリングに伴う情報 - 物理値，土木研究所資料，2221号，p. 113 - 132
- (1985b)：浅層反射法による地盤構造調査，土と基礎，vol. 33，no. 7，p. 45 - 48
- ・渡辺文雄・鈴木文大・河村茂樹・星野達也(1988)：小孔径VSPプローブの開発，物理探査学会第78回学術講演会講演論文集，p. 77 - 81
- 管野三郎・鈴木淑夫・佐藤 正・藤井 隆・猪郷久義・青木直昭・本間久英・増田富士雄(1976)：筑波研究学園都市付近の地質，筑波の環境研究，1，p. 1 - 9
- 狐崎長琅(1975)：漂遊型受震方式によるS波の検層，物理探査，vol. 28，p. 13 - 21
- (1979)：振源部と受振部とを一連のゾンデとするS波検層方式，物理探査，vol. 32，p. 1 - 13
- 小林直太・中野迪夫・渡辺 健(1974)：板叩き法によるSH波の基礎的な実験，地質工学，第9輯，p. 15 - 26
- 国土地理院(1974)：国土地理院地殻活動観測井掘削報告書
- 毎熊輝記・佐藤長範・折野秀美・荏林繁徳・渡部儀一(1986)：起振器振動の伝播と媒質境界の影響，物理探査学会昭和61年講演会講演予稿集，p. 43 - 44

- 中村一夫・福田 理(1953)：常総台地の地形および地質(演旨)，地質雑，59，p. 319.
- Richart・Hall・Woods(1970)：土と基礎の振動，鹿島出版会，449 p.
- 佐藤 正・新藤静夫・青木直昭・市川正巳・榎根 勇・田中 正・小沼直樹・海老原 寛(1980)
：筑波地区における深層地質および深層地下水の地球科学的研究—その2—，筑波の環境
研究，5A，p. 1 - 8
- Suyama・Imai・Ohta・Takahashi(1986)：Delineation of structures in alluvium and delluvium
using SH-wave reflection and VSP methods，in SHEAR WAVE EXPLORATION, p. 165-179.
- 内山成和(1983)：孔井内弾性波速度測定，物理探鉱，vol. 36，p. 276 - 293
- 宇野沢 昭・磯部一洋・桂島 茂(1976)：筑波研究学園都市地域表層部の地質に関する1，2の
知見，地質ニュース，260，p. 10 - 15
- 宇野沢 昭・磯部一洋・遠藤秀典・田口雄作・永井 茂・石井武政・相原輝雄・岡 重文(1988)
：2万5千分の1筑波研究学園都市及び周辺地域の環境地質図説明書，特殊地質図(23-
2)，地質調査所，139 p.

沖洪積層を対象とした物理探査
(その1): 土木研究所地質野外
実験場における総合的調査

I S S N 0 3 8 6 - 5 8 7 8
土木研究所資料第2759号
1 9 8 9 年 3 月
地質研究室 稲崎富士・神保 悟
阿部昌彦・長沢政和

要旨 土木研究所地質野外実験場における総合的調査

土木研究所構内の地質野外実験場において、屈折法探査、表面起振法探査、浅層反射法探査、速度検層及びVSPを実施し、同地区の地質構造とその地質工学的諸性質を明らかにするとともに、これらの物理探査法の沖洪積地盤の評価への適用性について検討したものである。

キーワード: 沖洪積地盤, 物理探査, 地盤定数

郵便はがき

41円切手
をはって
下さい

3 0 5 - □ □

茨城県つくば市大字旭一番地

建設省土木研究所
地質研究室 御中

No. 051

No. _____

配布先氏名

配布先住所

土木研究所資料第2759号 部

上記のとおり受領しました。

所 属（住所）

氏 名 印