

常時微動観測情報の多重活用に基づく地下構造推定の高度化に関する基礎的研究

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2021-03-23 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 伊藤, 雅基 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10098/00028715

福井大学審査

学位論文〔博士(工学)〕

常時微動観測情報の
多重活用に基づく地下構造推定の
高度化に関する基礎的研究

令和3年3月

伊藤雅基

目 次

第1章 序論	
1-1 研究の背景	1
1-2 研究の目的	3
1-3 本論文の構成	4
参考文献	6
第2章 常時微動観測	
2-1 常時微動	7
2-2 常時微動観測法	8
2-3 フーリエ解析と H/V スペクトル	10
2-4 理論 H/V スペクトルの算出法	11
2-5 表面波位相速度の算出	15
2-5-1 周波数-波数法(F-K 法)	15
2-5-2 空間自己相関法(SPAC 法)	15
2-5-3 拡張空間自己相関法(拡張 SPAC 法)	17
2-5-4 2点 SPAC 法	18
2-5-5 3成分微動観測による Love 波位相速度の算定法	21
2-5-6 スペクトル密度関数を利用した位相速度算定法	23
2-6 理論位相速度の算出法	25
参考文献	27
第3章 常時微動観測情報に基づく地下構造推定法	
3-1 観測 H/V スペクトルに基づく地下構造推定法	29
3-2 観測位相速度に基づく地下構造推定の定式化	30
3-3 観測スペクトル密度関数に基づく地下構造推定の定式化	31
3-4 遺伝的アルゴリズムによる最適パラメータの探索	32
3-5 初期S波速度構造モデルの設定法	33

3-5-1	平均S波速度と Rayleigh 波位相速度の相関	33
3-5-2	Rayleigh 波位相速度に基づくS波速度深度分布の推定	34
	参考文献	34
第4章 Rayleigh 波位相速度を用いた S 波速度構造の 直接推定法の検討		
4-1	はじめに	35
4-2	福井平野でのアレイ観測と Rayleigh 波位相速度の算出	37
4-3	Rayleigh 波位相速度を用いた S 波速度構造の 直接推定法の提案	40
4-4	直接推定法の福井平野での適用および精度検証	47
4-5	福井平野の推定地盤モデルと 30m 平均 S 波速度(V_{s30})分布	50
4-6	おわりに	51
	参考文献	51
第5章 平野域の3次元地盤構造推定への適用		
5-1	はじめに	53
5-2	常時微動観測	54
5-2-1	観測概要	54
5-2-2	アレイ観測による Rayleigh 波位相速度の算出	55
5-2-3	小浜平野における H/V スペクトル比と振動特性	56
5-3	常時微動に基づく S 波速度構造の推定	58
5-3-1	Rayleigh 波位相速度に基づく地下構造の推定	58
5-3-2	H/V スペクトルに基づく S 波速度構造推定法の定式化	59
5-3-3	推定地盤構造	59
5-3-4	平均 S 波速度(V_{s30})と寛文地震の被害状況	62
5-4	おわりに	63
	参考文献	63

第 6 章 切盛り宅地造成地への適用と地震時安定性評価	
6-1 はじめに	65
6-2 盛土造成地の地形および開発状況	66
6-3 地理情報システム(GIS)を活用した盛土造成地の 切土および盛土の区分判定	68
6-4 盛土造成地における常時微動観測	71
6-4-1 観測概要	71
6-4-2 盛土造成地の振動特性(H/V スペクトル比特性)	72
6-5 常時微動に基づく S 波速度構造の推定	74
6-5-1 直接アレイ観測による Rayleigh 波位相速度の算出	74
6-5-2 S 波速度構造の推定法	75
6-5-3 H/V スペクトルの逆解析による地盤構造の推定法	79
6-5-4 推定地盤構造	80
6-6 推定地盤構造の有限要素法による斜面安定解析モデル	83
6-6-1 斜面安定解析モデルの概要	83
6-6-2 斜面安定解析結果	85
6-7 おわりに	86
参考文献	87
第 7 章 堤体－基礎地盤系の振動特性と地下構造の推定への適用	
7-1 はじめに	89
7-2 九頭竜川堤防における常時微動観測	91
7-2-1 九頭竜川堤防の地震被害	91
7-2-2 常時微動観測	91
7-3 堤体および基礎地盤の卓越周期	93
7-4 線状展開アレイ観測による Rayleigh 波位相速度の算出	95
7-5 H/V スペクトルに基づく堤体－基礎地盤の構造の推定	97
7-5-1 地下構造推定の定式化	97
7-5-2 地盤構造推定結果	98
7-5-3 福井地震被害との相関	99

7-6 おわりに	100
参考文献	101
第8章 結 論	
8-1 本研究のまとめ	102
8-2 今後の課題および展望	105
論文目録	106
謝 辞	108

第1章 序論

1-1 研究の背景

戦災復興の兆しが見え始めた1948年（昭和23年）6月28日に発生した福井県嶺北部を震源とする福井地震（Mj7.1）では、坂井市丸岡町・春江町などの福井平野北部に位置する多くの集落で、家屋の倒壊率がほぼ100%に近いという甚大な被害に見舞われた。さらに震災間もない1948年7月には福井豪雨が発生し、地震動により損傷した九頭竜堤防が決壊し大規模な水害をもたらした。この福井地震は、気象庁震度階7が制定される契機となったことで有名であるが、地震被害と土質・地形との関係が初めて定量的に示され、都市防災や2次災害に対する多くの教訓を残した学術的に重要な歴史地震である。図1.1は、北陸震災調査特別委員会¹⁾による家屋の全壊率分布を示している。同図より福井平野の沖積層が広がる範囲は、全壊率が80~40%であるが、平野周辺を囲む第三紀層の山麓周辺や、三国町以北の洪積砂質土からなる加越台地などでは全壊率が急激に低くなっていることなどが確認でき、地盤条件の違いが地震被害に密接に関連していることが報告^{2)~4)}されている。

1995年の兵庫県南部地震以降に地震活動が活発になり、東北地方太平洋沖地震など想定外の大規模な地震が度々発生している。また、21世紀に入り、ゲリラ豪雨などの頻度も増加し、地震動や地下水の上昇に起因して、宅地造成地や道路盛土、河川堤防などの盛土地盤における被害が深刻化している。特に高度経済成長期以降に造成された、山麓地域や丘陵地の斜面の谷埋め盛土造成地において、地震動による地盤変状や斜面崩壊、液状化といった被害が多数報告^{5)~7)}されている。この盛土造成地の危険性は、1968年十勝沖地震や1978年宮城県沖地震において初めて認識された。日本では高度経済成長期に人口増加や住宅ブームに起因した宅地不足を補う形で、郊外において多くの山麓地域や丘陵地の斜面において、土地開発が行われ、危険な盛土造成地が日本に多数存在していることから、大規模な地震発生時には、甚大な被害が予測される。また、道路盛土や鉄道盛土が被災すれば交通網の遮断、河川の堤防盛土が被災すれば堤防の決壊や洪水被害などの2次災害が生じる可能性

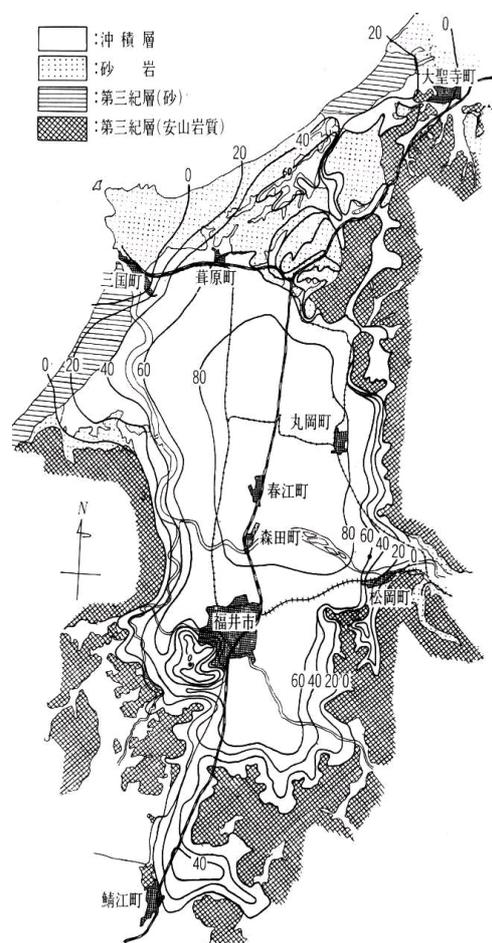


図1.1 北陸震災調査特別委員会¹⁾による家屋の全壊率分布

があり、経済的損失は計り知れず、土木建造物の強靱化や防災対策、地震被害予測の必要性が益々高まっている。

兵庫県南部地震以降、各地で地震断層の想定や地質・堆積地盤の調査を基にした地震被害予測が精力的に実施されてきた⁸⁾。この地震被害予測は、地盤調査等で得られた対象地域の堆積地盤や各層ごとの S 波速度、層厚、Q 値、密度および構成地盤の非線形性を精度よく的確に評価できるかによって、地震被害を最小限にするための防災計画を策定する上での基礎資料として活用することができる。

従来の地盤調査法は、一般的にボーリング探査や PS 検層などを実施することで、公共施設や高層建築物、土木建築物の耐震設計を行う上での必要な地盤情報を得ているが、場所的な制約や多大なコストと労力を要するため、計画段階での事前調査や広範囲の地盤調査等には不向きである。また、福井県においては、地震被害予測の一環として、ボーリングデータ等を活用した地域の地盤構造評価を実施しているが表層付近のデータが多く、地震基盤までを評価しているデータは僅かであり、より詳細に実施した多方面からの地盤構造データを蓄積する必要があると考えられる。

上述のように、従来の方法では場所的な制約や容易に地盤調査を実施できないため、地域全体における深部地盤までの 3 次元地下構造の推定や、地震時における地盤の安全性評価を行うことは難しい。従って、従来のボーリング探査や PS 検層に代わる調査法として、常時微動観測を用いて、盛土、堤防、斜面などの地盤構造物を対象とし常時微動および加振時の応答を観測し、対象物の振動特性、地下構造を 3 次元的に明らかにするとともに、その常時・地震時安定性を評価する方法、さらには簡易的に地盤の S 速度構造を直接推定できる方法の開発が急務である。

1-2 研究の目的

本研究では、前述の背景を踏まえて、従来の PS 検層やボーリング調査に比べ、低コストで労力を必要とせず機動性の高い常時微動観測から得られる観測情報を多重活用することで、場所的な制約から実施が困難であった市街地の住宅密集地域や、地震被害の甚大な軟弱地盤・盛土造成地における斜面安定解析も含めた詳細な 3 次元地下構造の推定法について検討し、地震被害予測ならびに防災・減災に資する信頼性の高い推定モデルの構築を目的とする。

上記の目的のために、以下のような検討や提案を行い、推定モデルを構築するとともに、そのモデルの妥当性について評価した。

(1) 常時微動観測情報の多重活用による線状展開アレイ観測法の提案

従来の微動アレイ観測の機動性と適用地点を拡張して、場所的な制約の多い住宅密集地や、段丘、扇状地のように S 波速度の逆転がある場所においても、Rayleigh 波位相速度の算出することができる新しい微動観法を検討する。

(2) Rayleigh 波位相速度を用いた S 波速度構造の直接推定法の検討

Rayleigh 波の波長ごとの位相速度曲線と、深さごとの平均 S 波速度曲線の類似性を明らかにして統計的に得られる回帰式を利用し、従来の逆解析手法を用いずに直接的に S 波速度構造を推定する方法について検討する。

(3) 基盤までを考慮した平野域や市街地の詳細な 3 次元地盤構造モデルの提案

微動アレイ観測と単点 3 成分観測を高密度に実施し、得られた地下構造を空間補間することで市街地全体が把握できる高解像度の 3 次元地盤構造モデルを提案する。また、既存の地盤情報と比較してモデルの妥当性の検証を行う。

(4) 切盛り造成地における 3 次元地盤構造モデルの提案と斜面安定解析

常時微動観測情報から造成地の振動特性を把握するとともに、上記 (1) の線状展開アレイ観測法を用いて盛土厚ならびにそれより下層の地下構造の推定を行う。さらに、詳細に実施した微動観測点の深度方向の推定地下構造の空間補間により、造成地全体の 3 次元地下構造推定モデルを提案する。得られた地下構造に対し、弾塑性有限要素法を適用し、切盛り造成地斜面の地震時の安定性評価について検討する。

(5) 河川堤防における振動特性と地下構造モデルの提案

上記 (4) の推定モデルを河川堤防に適用して、振動特性ならびに平均 S 波速度を求めて、堤体－基礎地盤の堆積構造などを推定するとともに、得られた地盤情報を基に福井地震の被害との関連性について明らかにする。

1-3 本論文の構成

本論文の構成（図 1.2 参照）と各章の内容を以下に概説する。

第 1 章 序 論

第 2 章 常時微動観測

第 3 章 常時微動観測情報に基づく地下構造推定法

第 4 章 Rayleigh 波位相速度を用いた S 波速度構造の直接推定法の検討

第 5 章 平野域の 3 次元地盤構造推定への適用

第 6 章 切盛り宅地造成地への適用と地震時安定性評価

第 7 章 堤体－基礎地盤系の振動特性と地下構造の推定への適用

第 8 章 結 論

第 1 章では、福井県の地震被害予測の現状や盛土造成地の地震被害、従来の地盤調査法の問題点を明らかにしたうえで、常時微動観測を用いた地盤調査の優位性を示し、本研究の背景および目的を説明した。

第 2 章では、常時微動観測の方法や基礎理論について説明するとともに、従来の SPAC 法による常時微動アレイ観測から、拡張 SPAC 法の仮定を取り入れて、微動計を任意の線上に、基準点からの距離を等比数列的に配置することにより、偏りのない広い観測点間の距離に対応する空間自己相関係数を収集することが可能となった。

第 3 章では、常時微動観測で得られた観測情報から第 2 章の基礎理論に基づき、地下構造を推定する方法について説明した。

第 4 章では、従来の常時微動アレイ観測から Rayleigh 波位相速度に基づいて、逆解析的に初期 S 波速度構造を求める方法と問題点について説明した。次に Rayleigh 波の波長ごとの位相速度曲線と、深さごとの平均 S 波速度曲線の類似性について明らかにし、統計的に得られる回帰式を用いて直接的に S 波速度構造を推定する方法を提案した。また、既存データとの比較を行い信頼性と妥当性の検証を行った。

第 5 章では、原発立地地域周辺の小浜市を例に、PS 検層や大深度ボーリング調査がほとんど行われておらず、地震被害予測に資する地盤情報が希薄な地方都市の現状について説明した。次に住民の安全に直結する市街地周辺の第三紀層基盤までの 3 次元地盤構造推定モデルを提案し、その妥当性を検証するとともに、小浜平野の地盤特性 (V_{s30}) が及ぼす寛文地震⁹⁾・10) の被害の関連性について言及した。

第 6 章では、高度経済成長期に谷を埋めて開発された、宅地造成地の地震被害ならびに危険性について説明し、盛土地盤の地下構造推定モデルを提案した。福井県内の谷埋め盛土造成地の盛土部と切土部を対象に、切土・盛土方向に第 2 章に基づく線状展開アレイ観測を、造成地全体に単点 3 成分観測を詳密に実施し、盛土造成地の振動特性および地盤構造を明らかにした。さらに推定地盤構造を弾塑性体としてモデル化し、有限要素解析を用いた地震動に対する盛土造成地の安定性評価の方法について検討した。

第7章では、重要な社会基盤である河川堤防について、歴史的に構築・改修が繰り返されており、その特性が明確でなく、地震や豪雨時の安定性の評価や改修の必要性を的確に評価できない現状について述べた。次に第6章の推定モデルに基づき、九頭竜川堤防を対象として、常時微動の線状展開アレイ観測と単点3成分観測を詳細に実施し、400mごとに実施した単点3成分観測からH/Vスペクトルを求め、堤体および基礎地盤の卓越周期の判読を行った。さらに、H/Vスペクトルをターゲットとする逆解析により、堤体のS波速度、沖積層と洪積層厚さの最適化計算を行った。最適地盤モデルは、観測H/Vスペクトルを良好に再現できることを確認した。また、福井地震の被害調査情報から推定した地盤増幅率と沖積層・第四紀層厚さには明確な対応が認められることなどを明らかにした。

第8章では、本研究の総括であり、各章の研究成果を要約するとともに今後の研究の展望や課題について言及した。

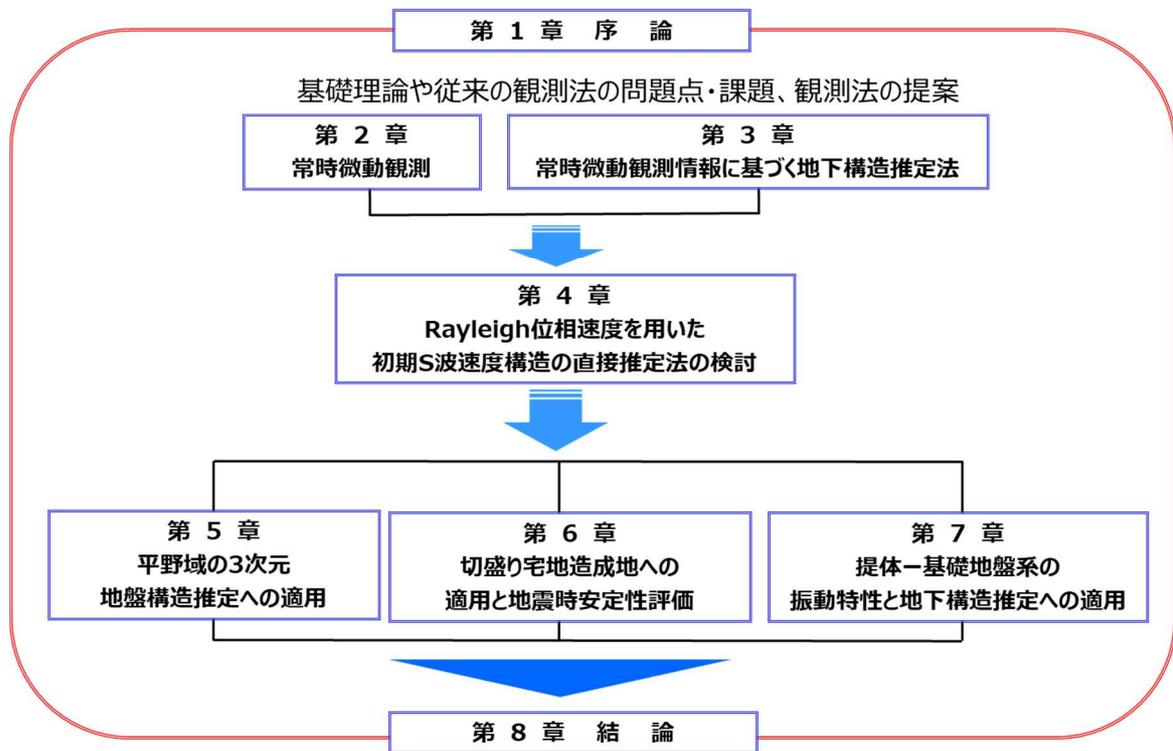


図 1.2 論文構成の概要図

参考文献

- 1) 北陸震災調査特別委員会：昭和 23 年福井地震震害調査報告 II 建築部門，1951
- 2) 小林啓美：福井地震 1948 の地震動強さ-兵庫県南部地震 1995 との比較-，土と基礎, Vol. 44, No. 3, pp.9-12, 1996.
- 3) 谷口仁士，飯田汲事：1948 年福井地震の被害の資料解析，愛知工業大学研究報告, No. 14B, pp.63-73, 1979.
- 4) Geological Surveys Branch Intelligence Division Office of Engineer, GHQ, Far East Command : The Fukui Earthquake Hokuriku Region, Japan, 1949
- 5) 古関潤一，若井明彦，三辻和弥：東北地方太平洋沖地震災害調査報告(速報)宮城県内陸部の被害，地盤工学会誌, Vol.59, No.6, pp.40-43, 2011.
- 6) 釜井俊孝：平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震によって発生した造成地盤の地すべり，自然災害科学, Vol.30, No.2, pp.193-197, 2011.
- 7) 森友宏，風間基樹：2011 年東北地方太平洋沖地震における仙台市泉区の谷埋め盛土造成宅地の被害調査，地盤工学ジャーナル, Vol.7, No.1, pp.163-173, 2012.
- 8) 福井県県民生活部：福井県地震被害予測調査総合報告書，1989
- 9) 西山昭仁，小松原琢，東幸代，水野章二，北原糸子，武村雅之，寒川旭：活断層調査と文献史料から推定した寛文二年（1662）若狭・近江地震の起震断層と震源過程，歴史地震, No.20, pp.257-266, 2005.
- 10) 小松原琢：寛文 2 年(1662)近江・若狭地震の地震像と被災地区の歴史地理的考察，京都歴史災害研究, No.5, pp.21-38, 2006.

第2章 常時微動観測

2-1 常時微動

常時微動とは、あらゆる方向からまんべんなく波が到来し、地盤内部が常に揺れており、人間の感覚では捉えられない極微小な地盤の振動をいう（図 2.1 参照）。その振動源は、遠方からの交通、工場の産業機械、工事現場などによる人工的な振動（振幅：数 μm 以下、周期：0.1s～1s 程度）と、海洋、波浪、強風による気象現象や火山活動などの自然現象による振動（振幅：10 μm 以下、周期：2s～10s 程度）であるとされている。ここで前者に起因する地盤の微小振動は、常時微動、雑微動または短周期微動などと呼ばれる。一方で後者の海洋や波浪に起因する振動は、特に脈動と呼ばれ、さらに火山活動によるものは火山性微動と呼ばれている。本研究の扱う範囲は、これらの微動源のうち主に人工的な震源によって発生する、周期 0.05 秒～5 秒程度の常時微動を対象としている。この常時微動は伝播する過程において、地盤特性に依存した固有の性質を有しており、地盤の振動特性を把握する上で有益な情報を多く含んでいる。常時微動観測によって得られた観測波形をスペクトル解析すると、観測地点における表面地盤の卓越周期や増幅特性を簡易的に推定することが可能であり、耐震設計の基礎資料として利用することができる。また、多数の点の常時微動を同時に観測するアレイ観測では、得られた表面波の位相速度を逆解析することによって、地盤の S 波速度構造を推定することができる。

本研究では、上述の常時微動観測から得られたデータを基に、以下に示す 2 種類の情報を用いて、地盤の振動特性や地下構造の推定を行っている。

情報①：1 地点において単点 3 成分観測を行い、その地点における水平成分と鉛直成分のスペクトル比である H/V スペクトル

情報②：複数の微動計による常時微動の同時観測（アレイ観測）に基づき、空間自己相関法や周波数波数法（FK 法）を適用して得られる表面波の周波数ごとの位相速度（分散曲線）

情報①の利点としては、1 地点における単点観測であるため、同時多数の観測を必要とするアレイ観測と比べて、場所の制約が少ないことや簡便性・機動性に優れている。

情報②のうち利点としては、表面波の位相速度は、その波長に依存する深度ごとの S 波速度を見積もることができ、分散曲線の形状は S 波速度の深度分布に依存するため、遺伝的アルゴリズムなどの逆解析手法を用いることで、その地点の地下構造の推定が可能となる。

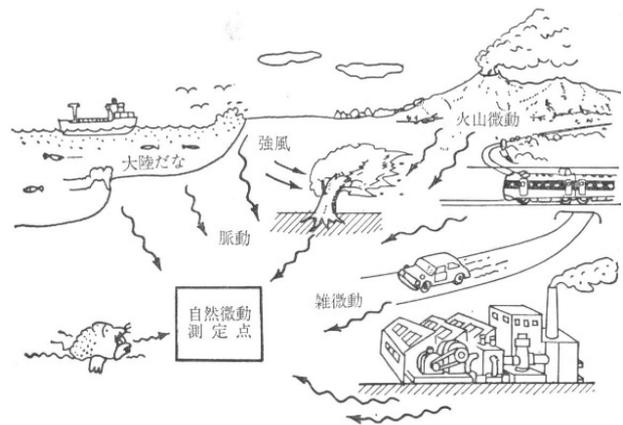


図 2.1 自然微動の振動源¹⁾

2-2 常時微動観測法

写真 2.1 は、常時微動観測における観測装置および観測状況（直線アレイ観測）を示し、図 2.2 は、観測システムの概要を示す。観測装置は、3 成分観測（上下動 UD 方向 1 成分、水平 NS/EW 方向 2 成分）が可能な速度型微動計（LE-3Dlite Mk II, Lennartz 社製、固有周期 1 秒）と、データロガー（LS-8800, 白山工業製）、GPS アンテナから構成される。微動計およびデータロガーは小型軽量で容易に運搬ができることに加え、バッテリー電源には、微動計が単 2 乾電池 8 本（約 12V）、データロガーが単 3 乾電池 8 本（約 12V）を用い、約 12 時間の計測が可能である。

常時微動観測は、1 台の微動計を用いて行う単点 3 成分観測と複数台の地震計を用いて同時観測を行うアレイ観測がある。単点観測は、上述の情報①に基づく観測法であり、アレイ観測が困難な地点においても配置が可能で、観測から得られる H/V スペクトルを逆解析することにより地下構造の推定ができる。アレイ観測は、上述の情報②に基づく観測法であり、中心点に 1 点と円周上に多数配置する円形アレイや、正三角形の中心 1 点と頂点 3 点の計 4 点に配置する正三角形アレイ、そして本研究で提案する線状に配置可能な線状展開アレイ（直線アレイ）がある。従来の円形アレイおよび正三角形アレイは、地表から深部までの地下構造を推定するためには、数種類の半径の同心円状での観測を必要とするため広い敷地が必要になり、観測可能な場所が限られる欠点があった。一方、線状展開アレイは、アレイを直線に配置するため道路などの限られた土地でも観測が可能となる。また、この手法は直線方向から到来する波を感度よく検知できるため微動の震源方向が分かっている際に特に有効である。

図 2.3 は、常時微動アレイ観測（直線アレイ観測）の配置図を示す。アレイ観測は、データロガーの GPS 機能により時刻校正を行い、配置した 4 台の地震計は同時刻で観測されている。観測条件は、フィルター 80Hz、アンプ倍率 1 倍の条件で計測を行い、0.005 秒間隔で 10 分程度計測し 12 万個ほどの微動データを得た。地震計の間隔は、1m から $\sqrt{3}$ 倍の等比数列をとり、最大距離は 73.8m とした。

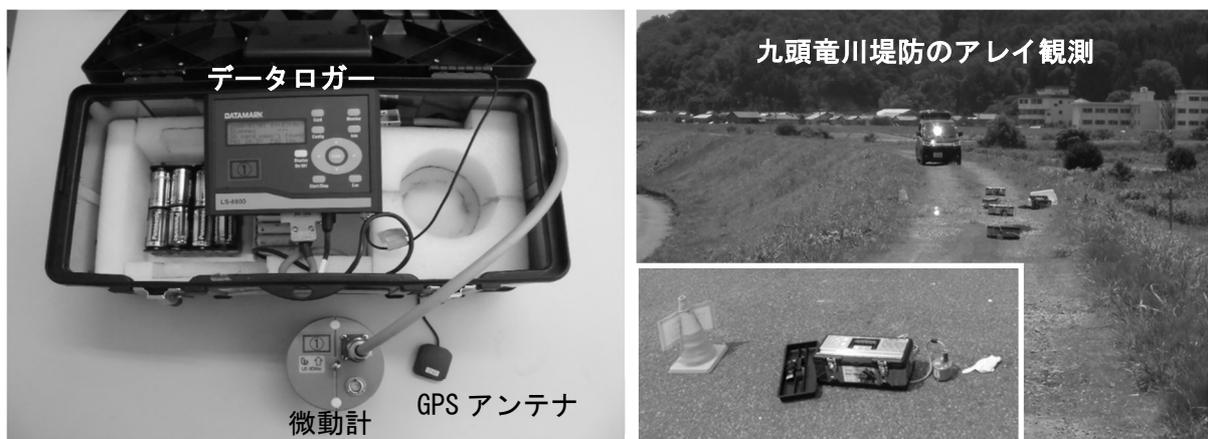


写真 2.1 常時微動観測装置および観測状況

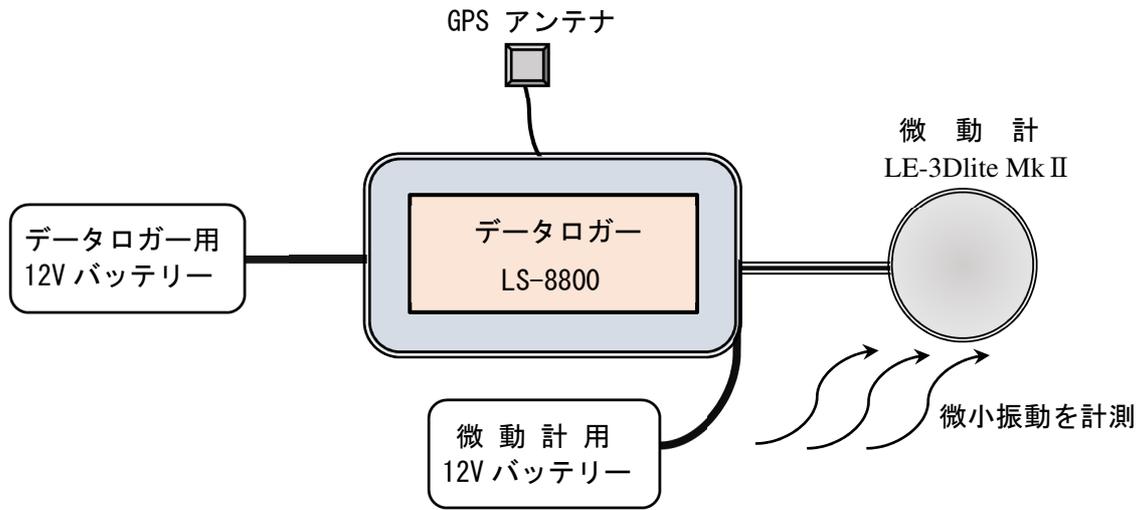


図 2.2 観測システムの概要

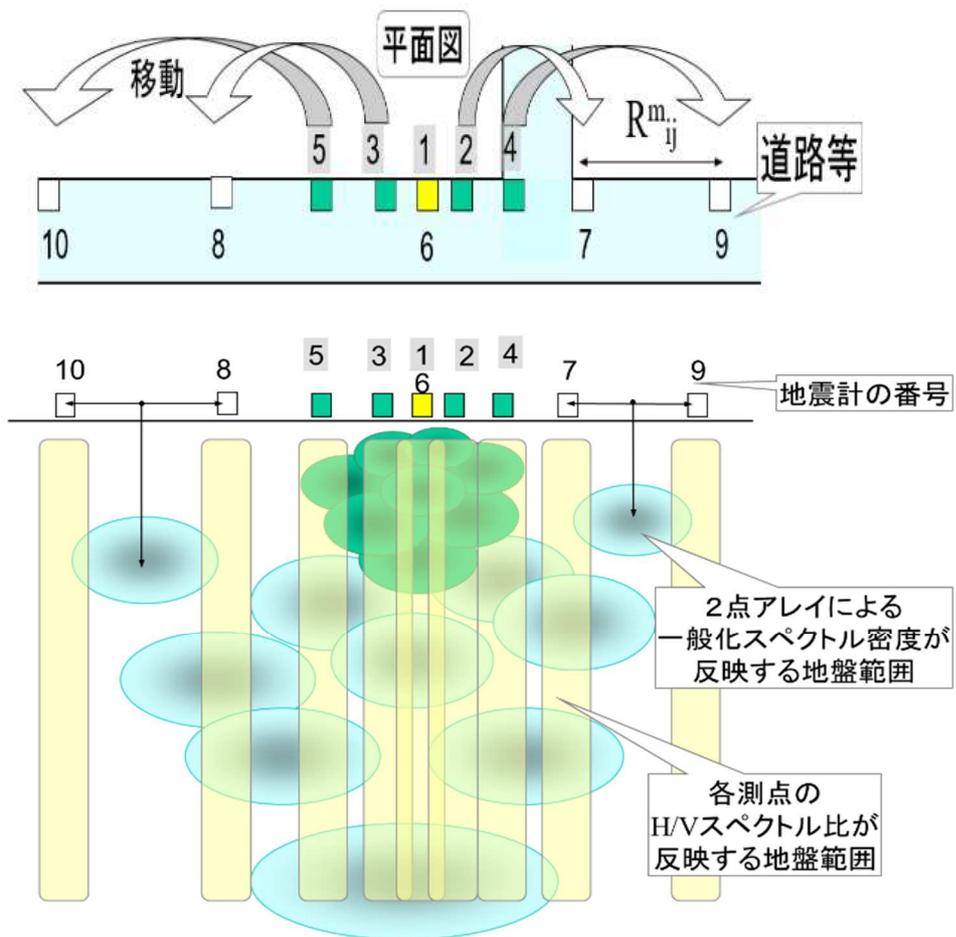


図 2.3 常時微動アレイ観測の配置図

2-3 フーリエ解析と H/V スペクトル

常時微動観測から得られる観測データは、微小な揺れの振幅について時間変化を表す時系列データであるが、各成分（NS・EW・UD 方向）の時系列波形データを周期又は周波数ごとの振幅、即ちスペクトルに分解することで、地盤の卓越周期や増幅特性を明らかにすることができる。

微動のスペクトル解析は通常の FFT 法によるフーリエ変換を使用する。1 点 3 成分観測では、水平（NS, EW）・上下（UD）方向の 3 成分の速度が観測され、3 成分のフーリエスペクトルが得られる。本研究では各成分のフーリエスペクトルに 1Hz 以下で 0.1Hz~0.3Hz のバンド幅の Parzen ウィンドウによる平滑化処理を行った。NS および EW 成分のフーリエスペクトルの自乗平均を上下動のフーリエスペクトル UD で除することで H/V スペクトルを求める。微動記録から、交通振動などの擾乱の少ない 20.48~40.96 秒の区間を 5 区間以上抽出し、区間ごとの H/V スペクトルを求め、その算術平均として観測点の H/V スペクトルを算出した。この H/V スペクトルのピーク周期は、地盤の固有周期に対応している。これに 4 分の 1 波長則を適用することにより、速度コントラストの大きい地層区分を推定することが可能である。

2-4 理論 H/V スペクトルの算出法

本節では、時松・新井⁸⁾の研究成果を根拠に理論 H/V スペクトルを定義する。まず等方弾性で K 層からなる 3 次元水平層構造を仮定し (図 2.4(a)参照), 各層の層厚, 密度, P 波速度, S 波速度が既知であるとする。地表面に直交座標系をとり, 原点 O において, 鉛直および水平直交 2 成分の変位を観測する。周波数 f における微動源として, Lachet and Bard⁹⁾の研究を参考に, 地表面に鉛直および水平点加振源が一様に分布する加振源モデルを考える (図 2.4(c)参照)。また, 鉛直加振力 L_V , 水平加振力 L_H は全加振源で一定とし, 個々の振源の加振位相は互いに無相関と仮定する。

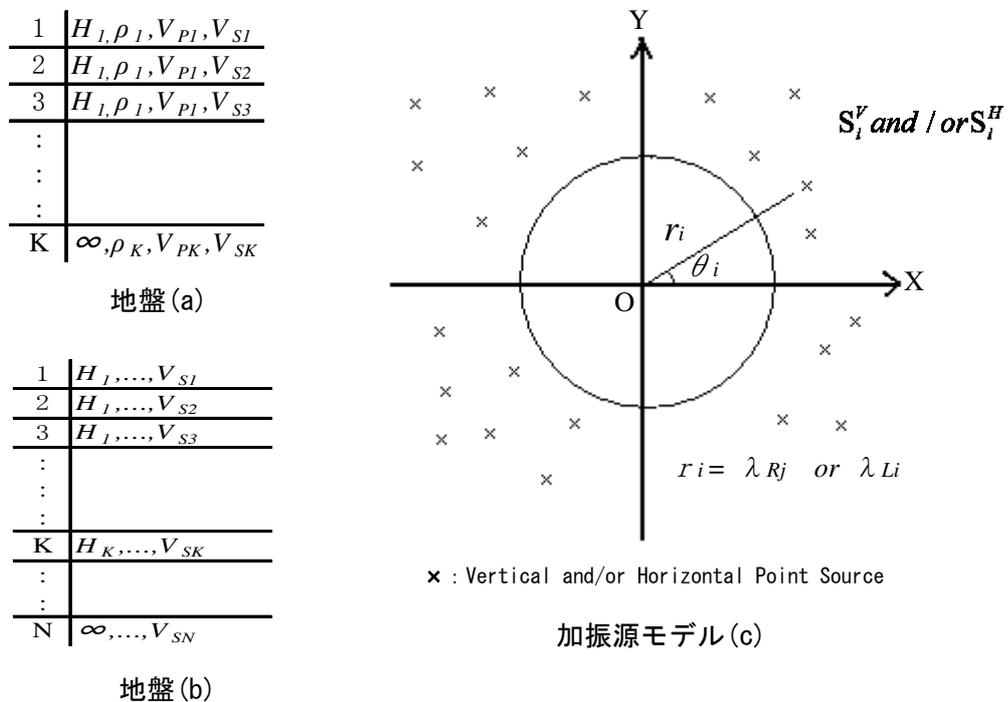


図 2.4 地盤および加振源モデルと座標系

各加振源からは表面波と実体波が伝播するものとする。両者の明確な区別は難しいが, 以下に時松・田村^{10), 11)}の既往の研究に倣い, 前者が正規モード解, 後者が分岐線積分に対応するものとする。既往の研究から, 表層と基盤の S 波速度比が大きく, 対象周期が地盤せん断振動の 1 次固有周期 T_{1K} 以下で高次の固有周期近傍でなければ, 波動場を正規モード解で表せるが, それ以外の場合, 分岐線積分の影響が無視できない場合があることが指摘されている。しかし, Harvey⁴⁾の研究から, 下部にさらに P 波速度, S 波速度の大きな層を持つ図 2.4(b)のような N 層からなる地盤構造 (1 次固有周期 T_{1N}) を仮定すれば, 周期 T_{1N} 以下では, 図 2.4(a)における正規モード解と分岐線積分の和が, 図 2.4(b)における正規モード解でほぼ表せることがわかっている。これ

は、**図 2.4(a)**における実体波成分が**図 2.4(b)**では V_{SK} よりも大きな位相速度を持つ表面波高次モードの重ね合わせによりほぼ表現できるためである。以上から、1) 地盤モデルは深部の高速度層までを考慮し、2) 対象周期帯は地盤モデルの1次固有周期 T_{IK} より短周期側に限り、3) 加振源が観測点から1波長以上離れて分布することを仮定すれば、波動場を正規モード解で近似できると考えられる。

以上より、 i 番目の鉛直点加振源 S_i^V (**図 2.4(c)**参照) において発生・伝播して、観測点 O を通過する j 次モード Rayleigh 波における鉛直変位成分のパワー P_{VRij}^V および水平変位成分のパワー P_{HRij}^V は、Harkrider^{1,2)} の研究を参考にすると、周波数領域において次式で表すことができる。ただし、水平変位成分のパワーは直交2成分における線形和で表現するものと仮定する。

$$P_{VRij}^V = L_V^2 A_{Rj}^2 \left| H_0^{(2)}(k_{Rj} r_i) \right|^2 \exp(-2hk_{Rj} r_i) \quad (2.1)$$

$$P_{HRij}^V = L_V^2 (u/w)_j^2 A_{Rj}^2 \left| H_1^{(2)}(k_{Rj} r_i) \right|^2 \exp(-2hk_{Rj} r_i) \quad (2.2)$$

上式において、 A : ミディアムレスポンス、 k : 波数、 u/w : Rayleigh 波の地表での粒子軌跡縦横比であり、添字 R は Rayleigh 波を表す。 $H_n^{(2)}$ は n 次第2種 Hankel 関数とし、 $\exp(-2hkr)$ は、材料減衰 (減衰定数 h) を考慮するための付加項である。

同様に、 i 番目の水平点加振源 S_i^H について、加振源距離 $r_i > \lambda_{Rj}$ (**図 2.4(c)**参照) とすると、観測点を通過する j 次モード Rayleigh 波の鉛直および水平変位成分の P_{VRij}^V 、 P_{HRij}^V は次式で表すことができる。

$$P_{VRij}^V = (L_H^2/2) (u/w)_j^2 A_{Rj}^2 \left| H_1^{(2)}(k_{Rj} r_i) \right|^2 \exp(-2hk_{Rj} r_i) \quad (2.3)$$

$$P_{HRij}^V = (L_H^2/2) (u/w)_j^4 A_{Rj}^2 \left| H_0^{(2)}(k_{Rj} r_i) \right|^2 \exp(-2hk_{Rj} r_i) \quad (2.4)$$

また、加振源距離 $r_i > \lambda_{Lj}$ の場合、Love 波のパワー P_{HLij}^H は次式で表せる。

$$P_{HLij}^H = (L_H^2/2) A_{Lj}^2 \left| H_0^{(2)}(k_{Lj} r_i) \right|^2 \exp(-2hk_{Lj} r_i) \quad (2.5)$$

上式において、添字 L は Love 波を表す。なお、式(2.3)から式(2.4)における L_H^2 の係数(1/2)は、余弦関数における2乗期待値であり、水平加振方向の不確定性を考慮したものである。

観測点では、各加振源から到来する波が重なり合って観測される。本モデルの仮定 (各加振源の無相関性) から、観測される波のパワーは、各加振源から到来する波の線形和となる。そこで、

式(2.1)から式(2.5)をそれぞれ地表面全体にわたって積分し、観測点における各波動成分のパワーとする。この際、積分を解析的に実行できるよう、Hankel 関数の 2 乗項 $|H_n^{(2)}(z)|^2$ は、Hankel 関数の漸近展開から次式により近似する。

$$|H_n^{(2)}(z)|^2 \sim 2/(\pi z) \quad (2.6)$$

得られた各波動成分のパワーから、 j 次モード表面波における鉛直変位成分の相対パワー P_{VSj} および水平変位成分の相対パワー P_{HSj} は、減衰定数が消去されて、次式ようになる。

$$P_{VSj} = P_{VRj} = (A_{Rj}/k_{Rj})^2 \{1 + (a^2/2)(u/w)^2_j\} \quad (2.7)$$

$$P_{HSj} = P_{VRj} + P_{HLj}$$

$$P_{HRj} = P_{VRj} (u/w)^2_j \quad (2.8)$$

$$P_{HLj} = (a^2/2)(A_{Lj}/k_{Lj})$$

上式において、 a は加振力の水平鉛直比 (L_H/L_V) を表す。さらに、各加振源における無相関性の仮定より、式(2.7)、式(2.8)で表される表面波各モード間の相関もゼロになる。よって、 M 次高次モードまでを考慮すると表面波における鉛直変位成分の相対パワー P_{VS} と水平変位成分の相対パワー P_{HS} は、式(2.7)、式(2.8)のモードに関する線形和で以下のように表すことができる。

$$P_{VS} = P_{VR} = \sum_{j=0}^M P_{VRj} \quad (2.9)$$

$$P_{HS} = P_{HR} + P_{HL} = \sum_{j=0}^M P_{HRj} + \sum_{j=0}^M P_{HLj} \quad (2.10)$$

以上より、高次モードまでを考慮した表面波 H/V スペクトル $(H/V)_S$ 、Rayleigh 波 H/V スペクトル $(H/V)_R$ 、Rayleigh 波水平成分と Love 波の振幅比 (R/L) は、次式で表すことができる。

$$(H/V)_S = (P_{HS}/P_{VS})^{1/2} \quad (2.11)$$

$$(H/V)_R = (P_{HR}/P_{VR})^{1/2} \quad (2.12)$$

$$R/L = (P_{HR}/P_{HL})^{1/2} \quad (2.13)$$

本研究の方法①では、高次モードまでを考慮した理論 H/V スペクトルを常時微動から求められた観測 H/V スペクトルに近づける誤差計算から、逆解析を行っている。なお、実際には、微動が

比較的一方向から到来し、波動場を 2 次元と解釈できる場合もあると考えられる。この場合、線振源を仮定すると、 j 次モードの Rayleigh 波および Love 波の相対振幅は、振源距離に関係なく A_{Rj}/k_{Rj} , A_{Lj}/k_{Lj} と表される。このことから、 j 次モード表面波の鉛直および水平成分の相対パワーは、式(2.7), 式(2.8)で $(a^2/2)$ を a^2 に読み替えたものとする。従って、2 次元波動場においても、式(2.11)から式(2.13)が成立する。

時松ら^{13), 14)}によれば、水平直交 2 成分におけるフーリエスペクトル振幅の相乗平均は、近似的に Rayleigh 波の水平動振幅に対応すると仮定して、H/V スペクトル $(H/V)_{mR}$ を次式で定義した。

$$(H/V)_{mR} = (S_{NS} S_{EW})^{1/2} / S_{UD} \quad (2.14)$$

ここに、 S_{NS} , S_{EW} , S_{UD} は NS, EW, UD 方向成分のフーリエスペクトル振幅である。しかし、この定義は、前述の Rayleigh 波における H/V スペクトル $(H/V)_R$ とは直接対応していない。そこで、前述した理論に整合するような微動の H/V スペクトル $(H/V)_{mS}$ を、さらに次式で定義する。

$$(H/V)_{mS} = (S_{HL}^2 + S_{HS}^2)^{1/2} / S_{UD} \quad (2.15)$$

ここに、 S_{HL} , S_{HS} は、水平面における最大および最小のフーリエスペクトルである、なお、式(2.15)は次式に変形可能である。

$$(H/V)_{mS} = (S_{NS}^2 + S_{EW}^2)^{1/2} / S_{UD} \quad (2.16)$$

時松・新井⁸⁾の研究によれば、理論 H/V スペクトルは、基本モードのみならず高次モードまでも考慮すること、さらにレイリー波に加えてラブ波についても考慮することで、理論 H/V スペクトルの再現精度が向上することを示している。

以上より、本研究においては上述する手法を用いることによって、理論 H/V スペクトルを算出している。

2-5 表面波位相速度の算出

微動観測記録から Rayleigh 波位相速度を算出する代表的な手法として、空間自己相関法 (SPAC 法) と周波数波数法 (F-K 法) がある。次項ではこれらの詳細について概説する。

2-5-1 周波数一波数法 (F-K 法)

F-K 法とは地盤の面的な広がりを持つことができるように、多くの微動計を配置してアレイ観測を行い、観測データから推定される F-K (周波数一波数) スペクトルを用いることで、位相速度を推定する方法である。F-K スペクトルとは、時間、空間領域で観測される微動波形をフーリエ解析することで、周波数、波数領域に変換したものであり、平方、平均、正規化して得られる統計量 (パワースペクトル密度) である。具体的には、観測された微動 (波動) のアレイ観測点全体としての出力を周期又は周波数毎に波数パワースペクトルで表現し、得られたピークの波数からアレイ観測点を通過する波の見掛けの速度や、波動の到来方向を求めることができる。

本節では、Capon⁴⁾ による方法を紹介する。常時微動を定常な確率過程と仮定することで、その F-K パワースペクトル $P(\omega, k)$ は、以下の式ようになる。

$$\begin{aligned} P(\omega, k) &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \rho(\tau, r) \exp[i(\omega\tau + k \cdot r)] d\tau dr \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(\omega, r) \exp[ik \cdot r] dr \end{aligned} \quad (2.17)$$

ここで、 ρ は距離 r だけ離れた 2 点の相互共分散行列、 τ は 2 点におけるタイムラグ、 k は波数、 f は 2 点のパワースペクトル密度を表している。

F-K パワースペクトルの推定には MLM 法 (最尤法)⁴⁾ と BEM 法 (beam forming method)⁵⁾ があるが、MLM 法は分解能の高いスペクトルの推定が可能である。

2-5-2 空間自己相関法 (SPAC 法)

微動のアレイ観測から表面波の位相速度を算出する代表的な方法として、空間自己相関法^{2), 3)} (Spatial Auto Correlation, SPAC 法と呼称) がある。以下に SPAC 法の理論を示す。

半径 r における円形アレイの中心 $(0,0)$ と、円周上の点 (r, θ) で観測される微動の角周波数 ω の成分波を $u(0,0, \omega, t)$, $u(r, \theta, \omega, t)$ とすれば、空間自己相関関数は以下のような式で定義することができる。

$$\phi(r, \theta, \omega) = \overline{u(0,0, \omega, t)u(r, \theta, \omega, t)} \quad (2.18)$$

次に、円周上の全ての観測点で方位平均し、中心点の空間自己相関関数 $\phi(0, \omega)$ で規格化すれば、

空間自己相関係数は以下のように定義される.

$$\rho(r, \omega) = (2\pi)^{-1} \int_0^{2\pi} \phi(r, \theta, \omega) d\theta / \phi(0, \omega) \quad (2.19)$$

このとき, 角周波数 ω における表面波の位相速度 $c(\omega)$ との間には, 以下の関係が成立する.

$$\rho(r, \omega) = J_0(r\omega/c(\omega)) = J_0(x) \quad (2.20)$$

上式において, $J_0(x)$ は第 1 種 0 次のベッセル関数である. $\rho(r, \omega)$ はアレイ観測記録をもとに算出することができ, $\rho(r, \omega)$ に対するベッセル関数のアーギュメント $x = (r\omega/c(\omega))$ と定義することができる. そして,

$$c(\omega) = r\omega/x \quad (2.21)$$

上式から, 様々な円振動数 ω に対して Rayleigh 波位相速度 $c(\omega)$ の値を推定することが可能となる. ここで, 記号を簡略化して, $X(\omega)$, $Y(\omega, \theta)$ をそれぞれ中心点および円周上の方位 θ で観測される微動の複素フーリエ成分とすると,

$$\rho(r, \omega) = (2\pi)^{-1} \int_0^{2\pi} \left\{ \text{Real} [S_{XY}(\omega, \theta) / S_X(\omega) S_Y(\omega)]^{1/2} \right\} d\theta \quad (2.22)$$

ここで,

$S_{XY}(\omega, \theta) = (2\pi/T) E[X^*(\omega) Y(\omega, \theta)]$: 中心と頂点間のクロススペクトル

$S_X(\omega) = (2\pi/T) E[X^*(\omega) X(\omega)]$: 各中心の点のパワースペクトル

$S_Y(\omega) = (2\pi/T) E[Y^*(\omega, \theta) Y(\omega, \theta)]$: 各円周上の点のパワースペクトル

T : 観測時間, $E[\cdot]$: 平均操作である.

式(2.22)に FFT 法などの直接フーリエ変換法を用いれば, 時間領域の計算を行う方法と比較して, 計算時間の短縮が可能であり, 分析する周波数範囲やバンド幅の変更などが容易になるため, 全体の解析の効率化を図ることができる. そこで本研究では, 自己相関係数の算出には FFT 法を適用する.

2-5-3 拡張空間自己相関法 (拡張 SPAC 法)

本節では、凌・岡田¹⁵⁾の研究に倣い、微動の空間定常性をより広く仮定し、SPAC法の観測上の制約を緩めて、この方法の拡張を行う。これはアレイ観測の設計に自由度を増やし、広い応用が可能となる。

微動の上下動成分について、半径 r における円形アレイでの観測によって得られる周波数 f の空間自己相関係数は、

$$\rho(f, r) = J_0\left(\frac{2\pi fr}{c(f)}\right) \quad (2.23)$$

上式で表現できる。

ここで、 $\rho(f, r)$: 半径 r の円形アレイの観測で得られる周波数 f の空間自己相関係数、 J_0 : 0 次の Bessel 関数、 $c(f)$: Rayleigh 波の位相速度である。なお、空間自己相関係数 $\rho(f, r)$ は、周波数 f と距離 r の関数であり、それが 0 次の Bessel 関数で表されている。半径 r が一定の場合、式(2.23)は $r = r_0$ 、 $A = 2\pi r_0 (= const.)$ と置けるので、

$$\rho(f) = J_0\left(A \frac{f}{c(f)}\right) \quad (2.24)$$

と書ける。式(2.24)では一般に、ある周波数 f のときに与えられた $\rho(f)$ が、 $\rho(f)$ の値を満足する c はただ一つではなくなるため、多くの周波数 f についての自己相関係数 $\rho(f)$ が求められている場合に必ずそれらの一本の J_0 曲線に当てはまるという保証ができなくなる。特に $\rho(f)$ の極小値あるいは極大値近傍となった場合、位相速度 c の値を唯一の値に決めることは非常に難しくなる。一方、周波数 f が一定の場合、周波数に応じて位相速度 c が固定されることとなるために式(2.23)は、空間自己相関係数 ρ の値が r の変化に応じて単純な J_0 関数として変化する。従って ρ が誤差を含むような一般的な場合には、種々の半径 r について得られていれば位相速度 c の最小 2 乗解が求めることが容易となる。これを式として表現すると、周波数 f が一定の場合、式(2.24)は $f = f_0$ 、 $c(f_0) = c_0$ 、 $B = 2\pi f_0 / c_0 (= const.)$ と置けるので、

$$\rho(r) = J_0(Br) \quad (2.25)$$

と書ける。式(2.25)で $\rho(r)$ は半径 r の一価関数であることから、多くの半径 r において $\rho(r)$ が求められている場合には、それらに一本の J_0 曲線を当てはめることが可能となる。

上述した拡張 SPAC 法は、空間自己相関係数を与える変数 r として単にアレイの半径だけでなく、全観測点の組み合わせが可能な 2 点間の距離をできるだけ多く採用する。それらは、距離毎に広い方位について平均して得られる空間自己相関係数のあることが前提となり、これは円形ア

レイの円周上に非常に多くの観測点が密に分布することが必要で、実際の観測にはやや困難である。そこで拡張 SPAC 法では、微動の空間定常性の仮定に加えて、空間相関関数が方位によって大きく変化しないという仮定が必要である。

2-5-4 2点 SPAC 法

本節では、森川ら¹⁶⁾の研究に倣い、2地点間同時観測記録を用いた空間自己相関係数の導出を行う。以下に2点 SPAC 法の議論に必要な部分から、式の展開をはじめめる。まず、通常の SPAC 法では、半径 r の円形アレイの中心と円周上に観測点を配置する。図 2.5 に配置箇所とパラメータを示す。

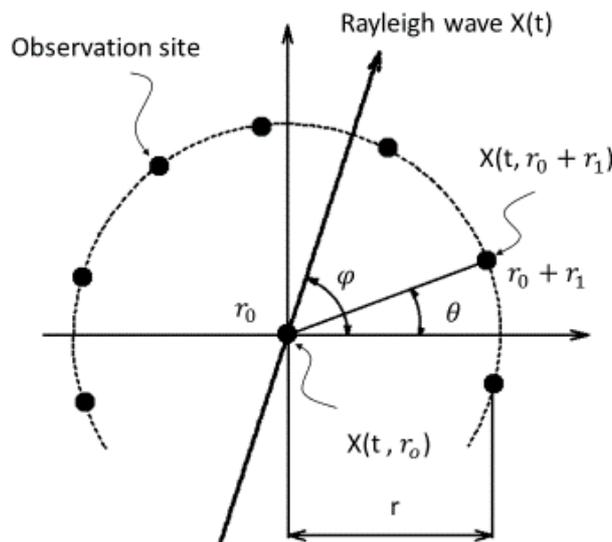


図 2.5 パラメータの定義と観測点の配置

図 2.5 より Rayleigh 波 $X(t)$ の伝播方向を φ として、中心および θ 方向にある観測点で観測される微動の上下動成分をそれぞれ $X(t, r_0)$, $X(t, r_0 + r_1)$ して定義される。

ここで、

r_0 : アレイの中心点の位置ベクトル

r_1 : アレイの中心点から円周上の観測点に向かうベクトルである。

このとき、従来の上下方向の空間自己相関を求めると以下の式で表される。

$$S(r, \omega, \theta) = \int_{-\pi}^{\pi} \exp[ikr \cos(\varphi - \theta)] \cdot h(\omega, k, \varphi) k d\varphi \quad (2.26)$$

上式において、 $h(\omega, k, \varphi)$ は微動のパワースペクトル密度関数、 k は微動の波数、 ω は円振同数、 φ は確率変数であり、 $r=0$ とした場合、

$$S(r, \omega, \theta) = \int_{-\pi}^{\pi} h(\omega, k, \varphi) k d\varphi \quad (2.27)$$

となり、微動のパワーに関する関係式を得ることができる。通常の SPAC 法では式(2.18)の方位平均をとることとなる。具体的には、振動数 ω の調和成分ごとに、 θ について $[-\pi, \pi]$ の区間で積分し 2π で割って、その後中心点でのパワーで正規化すれば、空間自己相関係数 $\rho(\omega; r)$ を以下のように求めることができる。

$$\rho(\omega; r) = J_0\left(\frac{\omega r}{c(\omega)}\right) \quad (2.28)$$

ここで、 J_0 :第1種0次のベッセル関数、 $c(\omega)$:Rayleigh波の位相速度であり、上式は通常の SPAC 法である。

拡張 SPAC 法は、実際の観測記録から空間自己相関係数を求める場合、2地点の観測記録のクロススペクトルを計算して、その実部の方位平均をとることにより、式(2.28)の左辺について要領良く求めることが可能である。すなわち、

$$\rho(\omega, r) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \frac{\Re[S_{0r}(\omega, \theta)]}{\sqrt{S_{00}(\omega)S_{rr}(\omega, \theta)}} d\theta \quad (2.29)$$

となる。上式において、

$S_{00}(\omega)$: 中心における観測点での微動のパワースペクトル密度関数

$S_{rr}(\omega, \theta)$: 円周上の方向 θ における観測点での微動のパワースペクトル密度関数

$S_{0r}(\omega, \theta)$: これら2地点での微動のクロススペクトル密度関数

$\Re[\cdot]$: 実部をとることを表す

と表現できる。なお、クロススペクトルやパワースペクトルの計算では、振動数軸方向に適当な平滑化を行って滑らかなスペクトルを求めることができる。そのため、式(2.29)の計算では平滑化を行ったのち、2地点のパワースペクトルの相乗平均で正規化して、方位平均をとるという手段で自己相関係数を求めることになる。実部のみをとるのは、方位平均をとった場合、結果として空間自己相関係数が実部となって虚部が0となることを利用したものである。式(2.29)からわかる

ように、式(2.27)の方位平均をとる演算は θ に関する積分であり、 φ に関する積分とほぼ対称となっている。これが方位平均をとるかわりに、ある特定の方向 $\theta = \theta_0$ で様々な方向から伝播してくる波を観測して空間自己相関係数を計算することこそが、式(2.27)の方位平均を代用可能であると考えられる理論的根拠にもなっている。しかしながら、式(2.26)には被積分関数のなかに φ を変数として含む関数 $h(\omega, k, \varphi)$ が存在することから、式(2.18)の積分は容易に実行することはできない。そのため、微動が等方的に到来する場合には $h(\omega, k, \varphi) \equiv h(\omega, k)$ として表されるとして、式(2.26)の積分を行うと、

$$S(r, \omega, \theta) = \int_{-\pi}^{\pi} \exp[ikr \cos(\varphi - \theta)] \cdot h(\omega, k) k d\varphi = 2\pi k J_0(kr) \cdot h(\omega, k) \quad (2.30)$$

となり、上式を用いて空間自己相関係数 $\rho(\omega; r)$ が式(2.28)となることを示している。このとき、ある特定の方向にのみに伝播する微動をデルタ関数 $\delta(\varphi - \tilde{\varphi})$ として表現することで空間自己相関係数を計算することができる。すなわち、

$$S(r, \omega, \theta) = \int_{-\pi}^{\pi} \exp[ikr \cos(\varphi - \theta)] \cdot h(\omega, k, \varphi) \delta(\varphi - \tilde{\varphi}) k d\varphi = \exp[ikr \cos(\tilde{\varphi})] \cdot h(\omega, k, \tilde{\varphi}) \quad (2.31)$$

今は、二つの観測点は固定されているため、一般性を失うことなく $\theta = \theta_0 \equiv 0$ とする。このとき式(2.31)は、

$$S(r, \omega; \tilde{\varphi}) = k \exp[ikr \cos(\tilde{\varphi})] \cdot h(\omega, k, \tilde{\varphi}) \quad (2.32)$$

となる。ここで、変数 θ は省略されている。また、相関関数は式(2.31)では r, ω, θ の関数であったが、式(2.32)では $r, \omega, \tilde{\varphi}$ の関数となる。以上より、

$$S(0, \omega; \tilde{\varphi}) = kh(\omega, k, \tilde{\varphi}) \quad (2.33)$$

が得られる。上述の仮定から、 $h(\omega, k, \tilde{\varphi}) \neq 0$ であるため、式(2.32)を式(2.33)で正規化することができ、2地点間の相関係数 $\rho_0(\omega; r, \tilde{\varphi})$ は、

$$\rho_0(\omega; r, \tilde{\varphi}) \equiv \frac{S(r, \omega; \tilde{\varphi})}{S(0, \omega; \tilde{\varphi})} = \exp[ikr \cos \tilde{\varphi}] \quad (2.34)$$

という形で求めることができる。微動の波が様々な方向から、まんべんなく伝播してくるということを表現するために、伝播方向 φ を確率変数であるとしているが、まんべんなく対応する φ の

確率論的変数として、 φ が半開区間 $[-\pi, \pi]$ で一様に分布する確率変数であるとする事ができる。このとき、 φ の確率密度変数関数は $1/2\pi$ となるので、 $\rho_0(\omega; r, \varphi)$ の平均を求めると、

$$E[\rho_0(\omega; r, \tilde{\varphi})] = \int_{-\pi}^{\pi} \exp[ikr \cos \varphi] \frac{1}{2\pi} d\varphi = J_0(kr) \quad (2.35)$$

という形で求められる。上式において、 $\tilde{\varphi}$ をもとの確率変数 φ に戻して以下の式のように表し、式(2.28)と式(2.35)を比較すると、

$$E[\rho_0(\omega; r, \varphi)] = \rho(\omega; r) = J_0\left(\frac{\omega r}{c(\omega)}\right) \quad (2.36)$$

という形で表現することができる。

以上の結果は、様々な方向からまんべんなく伝播している微動を式(2.31)のように確率変数 φ を用いて表現することができるならば、ある特定の方向の 2 点間で微動を同時観測し、相関係数の平均をとれば方位平均をとることがなく空間自己相関係数を求めることができることを示している。式(2.36)はアンサンブル平均の意味での平均をとることによって空間自相関係数を求めることができることを示しているが、実際の観測記録を用いてアンサンブル平均をとることは現実には不可能であるため、記録のエルゴード性を仮定し、記録を適当な区間に分割して区間ごとに式(2.29)によってクロススペクトルで正規化し、得られた相関係数をすべての区間について算術平均をとることで空間自己相関係数を求めることが可能となる。

以上より本研究では、上述の仮定に基づいて、微動計間の距離を等比数列的に配置する線状展開アレイ（直線アレイ）観測法（第 6 章 6-5-1 項を参照）について提案し、微動計を線状に配置することが可能となった。

2-5-5 3 成分微動観測による Love 波位相速度の算定法

本節では、以下に山本¹⁷⁾の研究を参考に詳述する。

図 2.6 のように、円形アレイに Rayleigh-type の波動と Love-type の波動が定常的に入射するとき空間自己相関係数の観測値は式(2.29)で定義される。

岡田・松島¹⁸⁾は、自然な状態にある水平動微動には、平面的に伝播する Rayleigh 波と Love 波がそれぞれあるパワーを持って存在していると仮定して、空間自己相関係数と両者の位相速度および相対パワーを結びつけた。円振動数 ω および半径 r の鉛直方向成分の空間自己相関係数は、Rayleigh 波位相速度のみから

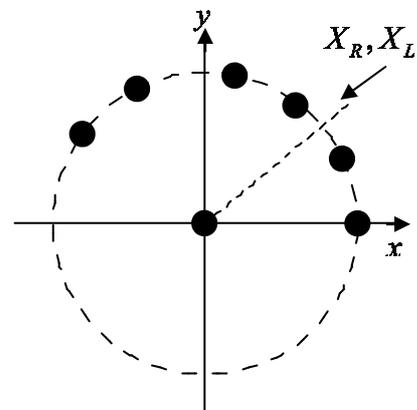


図 2.6 円形アレイ

決定される第1種0次の Bessel 関数と式(2.37)の関係有する。一方、半径方向および接線方向の空間自己相関係数は、Rayleigh 波の位相速度と Love 波の位相速度を両者のパワー比の関数として、式(2.38)および式(2.39)のように与えられる。

$$\rho_v(\omega, r) = J_0(rk^R) \quad (2.37)$$

$$\rho_r(\omega, r) = \left\{ J_0(rk^R) - J_2(rk^R) \right\} \frac{h_R}{H} + \left\{ J_0(rk^L) + J_2(rk^L) \right\} \frac{h_L}{H} \quad (2.38)$$

$$\rho_\theta(\omega, r) = \left\{ J_0(rk^R) + J_2(rk^R) \right\} \frac{h_R}{H} - \left\{ J_0(rk^L) - J_2(rk^L) \right\} \frac{h_L}{H} \quad (2.39)$$

ここに、

ρ_v	上下方向空間自己相関係数
ρ_r	水平半径方向空間自己相関係数
ρ_θ	水平接線方向空間自己相関係数
J_i	第1種 <i>i</i> 次の Bessel 関数
k^R	Rayleigh 波波数
k^L	Love 波波数
h_R	全微動中の Rayleigh 波パワー
h_L	全微動中の Love 波パワー
H	全微動パワー, $H = h_R + h_L$
h_R / H	全微動中の Rayleigh 波パワー比, $1 - h_L / H$
h_L / H	全微動中の Love 波パワー比

ここで、

$$rk^R = \frac{2\pi f}{C_R} \quad (2.40)$$

$$rk^L = \frac{2\pi f}{C_L} \quad (2.41)$$

である。3成分を対象としたアレイ観測に本手法を実行する場合、はじめに、式(2.37)を用いて上下動の空間自己相関係数の計算値と観測値を一致させることにより、Rayleigh 波の位相速度を決定する。次に、Rayleigh 波または Love 波のパワー比をある値に仮定すると、式(2.38)および式(2.39)を用いれば、Love 波の位相速度を求めることができる。これらの式の誤差を最少化するパワー比と Love 波の位相速度が、何らかの最適化アルゴリズムを用いた繰り返し計算から算出する。

2-5-6 スペクトル密度関数を利用した位相速度算定法

本節では多田ら¹⁹⁾の研究に倣い、スペクトル密度関数を利用した位相速度について、以下のよう
に定義している。地表面に展開した半径 r の円形アレイ上の方位角 θ の位置における微動上下
動の時系列記録を $Z(t, r, \theta)$ とする。次に円周上の一連の記録を方位角に関してフーリエ級数展開
したときの m 次係数に相当する時系列波形を $Z_m(t, r)$ とすると、以下のようになる。

$$Z_m(r, t) = \int_{-\pi}^{\pi} Z(t, r, \theta) \exp(-im\theta) d\theta \quad (2.42)$$

m 次フーリエ係数 Z_m は以下の式を用いて微動アレイ観測データから推定する。

$$Z_m(r, t) = \frac{2\pi}{N} \sum_{k=1}^N s(r, \theta_k, t) \exp(-im\theta_k) \quad (2.43)$$

ここで、

t = 観測開始からの時間

$s(r, \theta_k, t)$ = 位置における波形記録

θ は東方向から北方向に向かう角度（半時計回り）

N = 円周上の微動計の数、ただし、 $Z_0(0, t)$ を求める時、 $N=0$ とする

m = フーリエ級数の次数（ $m=0,1$ ）

$Z_0(r, t)$ は実数の時系列で、 $Z_1(r, t)$ は複素数の時系列である

式(2.43)を使用して、以下のようにセグメントごとの $Z_0(0, t)$ 、 $Z_0(r, t)$ 、 $Z_1(r, t)$ を作成する。

$$\begin{aligned} Z_0(0, t) &= 2\pi \cdot s(0, \theta_k, t) \\ Z_0(r, t) &= \frac{2\pi}{N} \sum_{k=1}^N s(r, \theta_k, t) \\ Z_1(r, t) &= \frac{2\pi}{N} \sum_{k=1}^N s(r, \theta_k, t) \exp(-i\theta_k) \end{aligned}$$

次に、高速フーリエ変換（FFT）による直接法により、スペクトル密度の推定を行う。そのパワー
スペクトル密度とクロススペクトル密度は、以下の式により求める。

$$G_{m, n, r_1, r_2}(f) = \frac{a}{N} \sum_{j=1}^{N_s} \frac{2\Delta t^2}{T} X_{j(m, m, r_1, r_2)}(f) \quad (2.44)$$

ここで、 $X_{j(m,m,r_1,r_2)}(f)$ は j 番目のセグメントに対応する FFT スペクトルの積であり、 $Z_{mj}(r_1, f)Z_{nj}^*(r_2, f)$ にスペクトルウィンドウを施した「平滑化スペクトル」である。（*は複素共役を表す）

さらに「一般化スペクトル密度」を $Z_m(t, r_1)$ と $Z_n(t, r_2)$ との間のクロススペクトル密度（両者が同一の場合はパワースペクトル密度）として定義し、以下の式のように示すことができる。

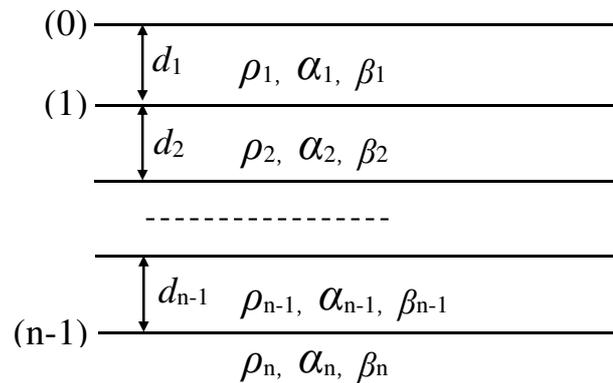
$$G_{Z_m Z_n}(r_1, r_2; \omega) = F \langle Z_m(s, r) Z_n^*(s-t, r_2) \rangle \quad (2.45)$$

- $G(0,0;0,0)$: 中心点の 0 次パワースペクトル
- $G(0,0;0,r)$: 中心と円周上の 0 次パワースペクトル
- $G(0,0;r,r)$: 円周上の点の 0 次パワースペクトル
- $G(1,1;r,r)$: 円周上の点の 1 次パワースペクトル

ここで、 ω は円振動数、 F はフーリエ変換、*は複素共役を表している。実用上では、上式を、時間変数 s に関する平均操作で代用することができる。

2-6 理論位相速度の算出法

本節では図 2.7 に示す水平成層構造モデルを仮定する. 同図のような水平 n 層構造の場合における位相速度は, 各層の層厚 d , 密度 ρ , P 波速度 V_p , S 波速度 V_s , の合計 $4n - 1$ 個のパラメータに依存し, その特性方程式は複雑であることから, 層の数が多い場合は位相速度を解析的に求めることは困難である. このため, 本研究では, Thomson-Haskell (以下は T-H 法) のマトリックス法²⁰⁾ を用いて数値的に求めているが, 以下に本手法の詳細について詳しく説明する.



インデックスは層番号 (表層から $1, 2, \dots$), d, ρ, α, β は, 層厚, 密度, P 波速度, S 波速度を表す

図 2.7 水平成層構造のモデル地盤

位相速度 c に対する波数 k ($=2\pi/\text{波長}$) の関係式は特性方程式といわれる. 水平成層構造を伝播する Rayleigh 波の特性方程式は次式で示される.

$$\frac{J_{22} - J_{12}}{J_{11} - J_{21}} = \frac{J_{42} - J_{32}}{J_{31} - J_{41}} \quad (2.46)$$

ここに, J_{11} などは, $J = E_n^{-1} a_{n-1} \dots a_1$ なる (4×4) 型行列の要素である. また, a_m は以下に示す各要素からなる (4×4) 型行列とする (m は層番号)

$$(a_m)_{11} = \gamma_m \cos P_m - (\gamma_m - 1) \cos Q_m$$

$$(a_m)_{12} = i \left[(\gamma_m - 1) r_{\alpha m}^{-1} \sin P_m + \gamma_m r_{\beta m} \sin Q_m \right]$$

$$(a_m)_{13} = -(\rho_m c^2)^{-1} (\cos P_m - \cos Q_m)$$

$$(a_m)_{14} = i(\rho_m c^2)^{-1} (r_{\alpha m}^{-1} \sin P_m + r_{\beta m} \sin Q_m)$$

$$(a_m)_{21} = -i[\gamma_m r_{\alpha m} \sin P_m + (\gamma_m - 1)r_{\beta m}^{-1} \sin Q_m]$$

$$(a_m)_{22} = -(\gamma_m - 1)\cos P_m + \gamma_m \cos Q_m$$

$$(a_m)_{23} = i(\rho_m c^2)^{-1} (r_{\alpha m} \sin P_m + r_{\beta m}^{-1} \sin Q_m)$$

$$(a_m)_{24} = (a_m)_{13}$$

$$(a_m)_{31} = \rho_m c^2 \gamma_m (\gamma_m - 1)(\cos P_m - \cos Q_m)$$

$$(a_m)_{32} = i\rho_m c^2 [(\gamma_m - 1)^2 r_{\alpha m}^{-1} \sin P_m + \gamma_m^2 r_{\beta m} \sin Q_m]$$

$$(a_m)_{33} = (a_m)_{22}$$

$$(a_m)_{34} = (a_m)_{12}$$

$$(a_m)_{41} = i\rho_m c^2 [\gamma_m^2 r_{\alpha m} \sin P_m + (\gamma_m - 1)^2 r_{\beta m}^{-1} \sin Q_m]$$

$$(a_m)_{42} = (a_m)_{31}$$

$$(a_m)_{43} = (a_m)_{21}$$

$$(a_m)_{44} = (a_m)_{11}$$

また、 E_m^{-1} を次の (4×4) 型行列とする.

$$E_m^{-1} = \begin{bmatrix} -2(\beta_m / \alpha_m)^2 & 0 & (\rho_m \alpha_m^2)^{-1} & 0 \\ 0 & c^2(\gamma_m - 1) / \alpha_m^2 r_{\alpha m} & 0 & (\rho_m \alpha_m^2 r_{\alpha m})^{-1} \\ (\gamma_m - 1) / \gamma_m r_{\beta m} & 0 & -(\rho_m c^2 \gamma_m r_{\beta m})^{-1} & 0 \\ 0 & 1 & 0 & (\rho_m c^2 \gamma_m)^{-1} \end{bmatrix}$$

ただし、 $\gamma_m = 2(\beta_m / c)^2$

$$r_{\alpha m} = \sqrt{(c / \alpha_m)^2 - 1} \quad (c > \alpha_m)$$

$$r_{\alpha m} = -i\sqrt{1 - (c / \alpha_m)^2} \quad (c < \alpha_m)$$

$$r_{\beta_m} = \sqrt{(c/\beta_m)^2 - 1} \quad (c > \beta_m)$$

$$r_{\beta_m} = -i\sqrt{1 - (c/\beta_m)^2} \quad (c < \beta_m)$$

$$P_m = kr_{\alpha_m} d_m$$

$$Q_m = kr_{\beta_m} d_m$$

となる。また、 a_m の要素である三角関数は引数が虚数のとき対応する双曲線関数とする（例えば、 P_m が虚数のときは $\sin P_m \rightarrow \sinh(iP_m)$ と読み換える）。

以上より、TH法の理論により式(2.46)のような特性方程式を書きおろすことができた。しかし、分散関係 $c = c(k)$ を具体的に求めるには数値計算によらねばならない。特性方程式は分散関係を陰関数で定義する。Haskell は c を与えて k を求めることを推奨している。

参考文献

- 1) 土と基礎の物理探査編集委員会：土と基礎の物理探査，土質工学会編，1981.
- 2) Aki, K.: Space and time spectra of stationary stochastic wave, with special reference to microtremors, Bulletin, Earthquake Research Institute, Vol. 35, pp. 415-456, 1957.
- 3) 松岡達郎，梅沢夏実，巻島秀男：地下構造推定のための空間自己相関法の適用性に関する検討，物理探査，Vol.49，No.1，pp.26-41，1996.
- 4) Capon, J.: High-Resolution Frequency Wave-number Spectrum Analysis, Proc. IEEE, 57, pp1408-1418, 1969.
- 5) LaCoss, R. T., E. J. Kelly, and M. N. Toksoz: Estimation of seismic noise structure using arrays, Geophys, 34, pp.21-32, 1969.
- 6) 宮腰研，岡田広，凌魁群：微動探査法における推定可能な微動中の表面波位相速度の波長範囲，科研報告（地震時の地盤震動特性評価のための微動の活用に関する研究），pp. 73-79, 1997.
- 7) 岡田広，松島健，日高英治：長周期微動に含まれる表面波の位相速度推定について空間自己相関法と周波数一波数法の比較，北海道大学地球物理学研究報告，No.49，pp53-62，1987.
- 8) 時松孝次，新井洋：レイリー波とラブ波の振幅比が微動の水平鉛直スペクトル比に与える影響，日本建築学会構造系論文集，No.511，pp.69-75，1998.
- 9) Lachet, C. and Bard, P. Y.: Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique, J. Phys. Earth. Vol.42, pp. 377-397, 1994.
- 10) 時松孝次，田村修次：3次元多層地盤における地表面鉛直点加振の応答変位に対する表面波と実体波の寄与，日本建築学会構造系論文集，No.476，pp.95-101，1995.
- 11) 時松孝次，田村修次：3次元多層地盤における地表面水平点加振の応答変位に対する表面波と実体波の寄与，日本建築学会構造系論文集，No.481，pp.47-54，1996.

- 12) Harkrider, D. G.: Surface waves in multilayered elastic media, Part1, Bull., Seism. Soc. Am., Vol54, No.2, pp.627-679, 1964.
- 13) 時松孝次, 宮寺泰生: 短周期微動に含まれる表面波のレイリー波の特性と地盤構造の関係, 日本建築学会構造系論文報告集, No.439, pp.81-87, 1992.
- 14) 時松孝次, 中條有二, 田村修次: 短周期微動の水平鉛直振幅比と地盤特性の関係, 日本建築学会構造系論文集, No.457, pp.11-18, 1994.
- 15) 凌甦群, 岡田広: 微動探査法における空間自己相関法の拡張, 物理探査学会第 89 回学術講演会論文集, pp.44-48, 1993.
- 16) 盛川仁, 大堀道広, 飯山かほり: 微動の 2 点同時観測から求められる空間自己相関係数と位相速度に関する一考察, 地震工学会論文集, 10 巻, 2 号, pp.89-106, 2010.
- 17) 山本英和: 3 成分微動アレイ観測による Love 波の位相速度の推定の試み, 物理探査, 第 53 巻, 第 2 号, pp.153-166, 2000.
- 18) 岡田広, 松島健: 微動探査法 (1) - 微動に含まれるラブ波の識別の試み -, 物理探査学会第 81 回学術講演会講演論文集, pp.15-18, 1989.
- 19) 多田卓, 長郁夫, 篠崎祐三: SPAC 法を超えて - 新しい円形アレイ微動探査法の開発と実適用, 物理探査学会第 117 回学術講演会講演論文集, pp.43-46, 2007.
- 20) Haskell, N.A.: The dispersion of surface waves on multilayered media, Bulletin of Seismological Society of America, Vol.43, No.1, pp.17-34, 1953.

第3章 常時微動観測情報に基づく地下構造推定法

3-1 観測 H/V スペクトルに基づく地下構造推定法

本研究では、単点三成分観測から求められた観測 H/V スペクトルに基づいて、観測点直下の層厚の推定を行う。この方法は観測された H/V スペクトルと仮定した地盤構造モデルに基づく理論 H/V スペクトルを比較して、両者の誤差が最小となるような地下構造を推定する。この解析方法を逆解析といい、目的関数 J として次式を定義する。

$$J = \frac{1}{F} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N_f} [\log_{10} H/V_i^o - \log_{10} H/V_i^c]^2 + \sum_{j=1}^{N_f-1} \left[\frac{G_j^o - G_j^c}{2(N_f - 1)} \right]^2 \rightarrow \text{minimize} \quad (3.1)$$

$H/V_f^o, H/V_f^c$: 周波数 f の観測および理論 H/V スペクトル比, $\sigma_{H/V,f}^o$: 周波数 f での H/V スペクトル比の標準偏差, G_f^o, G_f^c : 周波数 f と $f+df$ 間の H/V の傾きが正なら 1, 負なら -1 に 2 値化した傾きである。本研究では、従来の式(3.1)における第 1 項の H/V スペクトル振幅のみの誤差計算から、第 2 項の勾配に関する誤差計算を付加することで、理論 H/V スペクトルの再現精度の向上が可能となった。

図 3.1 に逆解析の計算例を示す。横軸が周期、縦軸が H/V スペクトルである。同図より理論 H/V スペクトルは観測 H/V スペクトルの山と谷を良好に再現していることが確認できる。

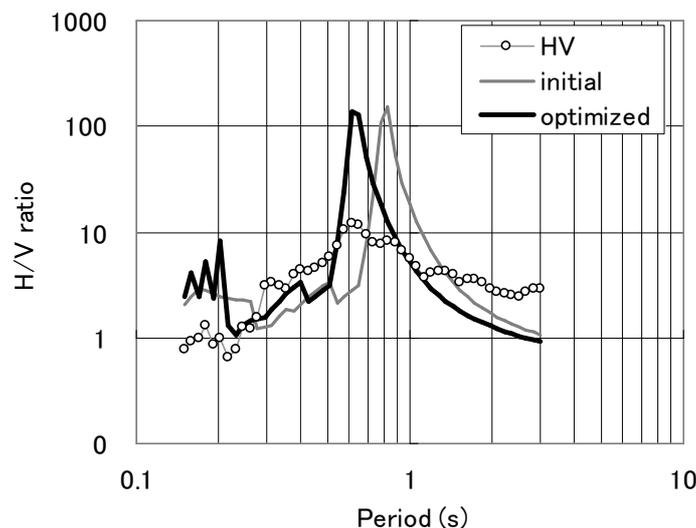


図 3.1 H/V スペクトルによる逆解析の例

3-2 観測位相速度に基づく地下構造推定の定式化

本研究では、常時微動のアレイ観測情報に基づき、観測点直下の動的地盤構造の推定に際しては、以下の式に示す通り、観測位相速度と理論位相速度の差を、観測位相速度の標準偏差で基準化し、誤差の二乗和の逆数を適応度関数 F に設定する。次に目的関数 J を最小になるまで繰り返し探索する最適化問題として定式化する。

$$J = \frac{1}{F} = \sum_{i=1}^{N_f} \left(\frac{c_i^O - c_i^C}{\sigma_i} \right)^2 \rightarrow \text{minimize} \quad (3.2)$$

ここに、 J : 目的関数、 F : 適応度関数、 c_i^O : 観測位相速度、 c_i^C : 理論位相速度、 σ_i : 観測位相速度の標準偏差、 i, N_f : 比較する周波数の番号および個数を示している。

図 3.2 に上記の方法を用いた逆解析の流れを示す。理論位相速度の算出には、水平堆積を仮定した地盤各層の、層厚、密度、S 波速度、P 波速度が必要になる。このうち密度は事前情報などから設定した値で固定し、P 波速度については、狐崎ら¹⁾による $V_p = 1.11V_s + 1290$ という経験式によって S 波速度と連動して変化するように設定した。層厚、S 波速度については、直接推定対象とはせず、初期値からの修正率を求めるものとする、最適地盤の探索には後述する遺伝的アルゴリズムを採用している。

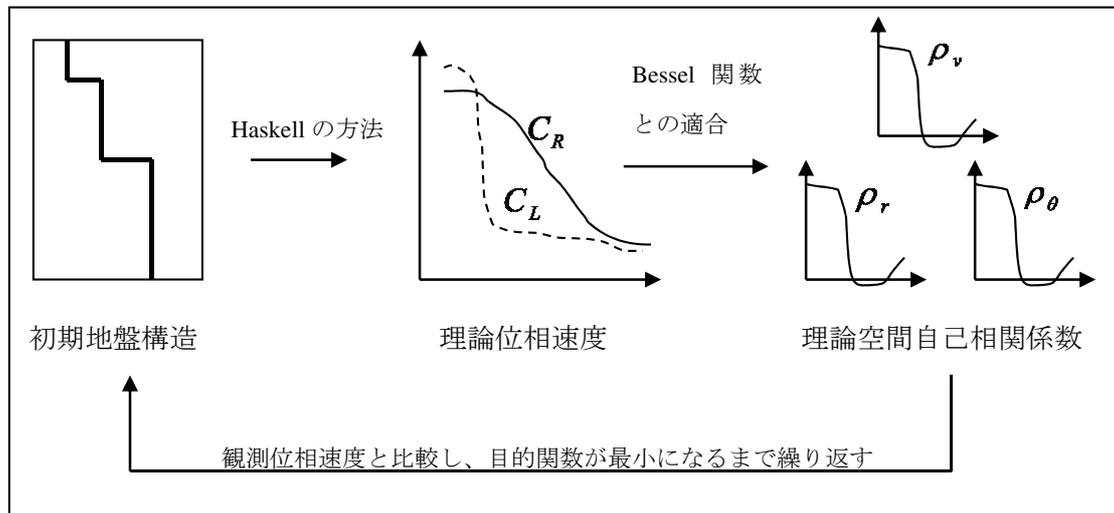


図 3.2 空間自己相関係数を目的関数とした逆解析の例

3-3 観測スペクトル密度関数に基づく地下構造推定の定式化

長らよれば²⁾, 1) 微動場の上下動成分はさまざまな方角からさまざまな強度で平面波的に入射するレイリー波成分の重ね合わせとして表現できる, 2) 個々のレイリー波成分はいずれも, 時間・空間に関して定常的なランダム場と見なすことができる, 3) レイリー波の場には単一モードが卓越する仮定条件のもとで, 2種類の異なる「一般化スペクトル密度」をお互いに割り算することで得られる各種の「スペクトル比」はそれぞれ, 以下の式(3.3)~(3.7)のように, ベッセル関数を用いた簡単な形で表現される.

$$\rho_{SPAC}(\omega, r) = \frac{G(0,0;0,r)}{G(0,0;0,0)} = J_0^2(r\omega/c(\omega)) \quad (3.3)$$

$$\rho_{CCA} = \frac{G(0,0;r,r)}{G(1,1;r,r)} = \frac{J_0^2(r\omega/c(\omega))}{J_1^2(r\omega/c(\omega))} \quad (3.4)$$

$$\rho_{H0} = \frac{G(0,0;r,r)}{G(0,0;0,0)} = J_0^2(r\omega/c(\omega)) \quad (3.5)$$

$$\rho_{H1} = \frac{G(1,1;r,r)}{G(0,0;0,0)} = J_1^2(r\omega/c(\omega)) \quad (3.6)$$

$$\rho_V = \frac{G(0,0;0,r)}{G(1,1;r,r)} = \frac{J_0^2(r\omega/c(\omega))}{J_1^2(r\omega/c(\omega))} \quad (3.7)$$

ただし, $J_m(\cdot)$ は第一種 m 次のベッセル関数を表し, $c(\omega)$ はレイリー波卓越モードの位相速度である. これらの式の左辺にあるスペクトル比は, 微動の実アレイ記録をもとに算出するので, これを右辺の理論スペクトル比関数に等しいと置いて逆解析を実行すると, 様々な円振動数 ω に対して, Rayleigh 波位相速度 $c(\omega)$ の値を推定することができる.

3-4 遺伝的アルゴリズムによる最適パラメータの探索

目的関数の式を最小化する最適地盤モデルの探索には、遺伝的アルゴリズム³⁾を採用した。遺伝的アルゴリズム (Genetic Algorithms, 略して GA) は自然淘汰に基づく生物の進化過程を模擬したもので、1) 離散変数を扱うことができる、2) 目的関数・制約条件が連続でなくともよい、3) 組み合わせ最適化問題が扱える、等の利点を持つ。GA の基本的要素は変数の遺伝子コード化、遺伝子操作 (選択・交叉・突然変異)、適応度の評価である。GA の簡単なフローは、以下の通りである。

- ①データを染色体のように扱い、ランダムに親を発生させる (初期集団の生成)。
- ②あらかじめ定めておいた条件に満足しているか評価する (適応度の評価)。
- ③評価の高い親を選択し (選択) 低いものは淘汰する。
- ④親に似ているデータの作成 (交叉)。
- ⑤進化のためにランダムに一部の染色体を強制的に書き換えばらつきのある新しい遺伝子集団の形成 (突然変異)。
- ⑥適合性のよい解が得られるまで世代交代を繰り返す。

GA の原理は、高い評価関数値を持つ解の近傍を中心とした、広域的な解探索にあるといえる。集団の設定、評価、淘汰、交叉、突然変異の 5 つのサブシステムから構成され、それらが相補的に機能する。この相乗効果の為に遺伝的アルゴリズムは高効率と大域性を兼ね備えた最適化手法として期待され、実際に多くの実験でこのことは確認されている。

以上より、本研究では次のように遺伝的アルゴリズムを選定した。

- (1) 遺伝子は通常の 2 進コードより 10 進数変換時の連続性に優れたグレイコードで表現した。
- (2) 個体の選択には、全個体から無造作に選び出し、その中から優勢な個体を選択するトーナメント法による抽出を採用した。また、世代ごとに、適応度 F の高い個体が無条件で選択されるエリート選択を併用した。
- (3) 選択された 1 組の個体の遺伝子の交叉に際しては、一点交叉ではなく、個々の個体の遺伝子座を乱数によって交換する一様交叉を採用した。
- (4) 遺伝的アルゴリズムの諸定数を以下に示す。

遺伝ビット数 : 7

世代数 : 20

個体数 : 20

交叉確率 : 0.5

突然変異確率 : 0.05

また、S 波速度の修正値は、いずれも、0.7~1.3 に設定した。これは、S 波速度が、初期値から $\pm 30\%$ の範囲内で修正することを意味している。

3-5 初期 S 波速度構造モデルの設定法

3-5-1 平均 S 波速度と Rayleigh 波位相速度の相関

位相速度曲線から初期 S 波速度モデルの算出方法として、走時により重み付ける方法（以下、走時 \bar{V}_{S_z} ）と、層厚により重み付ける方法（以下、層厚 \bar{V}_{S_z} ）の 2 通りが考えられる。それらは次式によりそれぞれ求められる。

$$\text{走時 } \bar{V}_{S_z} = \frac{Z}{\sum_{i=1} \frac{H_i}{V_{Si}}} \quad (3.8)$$

$$\text{層厚 } \bar{V}_{S_z} = \frac{\sum_{i=1} H_i V_{Si}}{Z} \quad (3.9)$$

ここに、 H_i : i 本目の層厚(m), V_{Si} : i 番目の S 波速度(m/s), Z : 深さ(m)である。長尾・紺野⁴⁾は PS 検層が実施された S 波速度構造が明らかにされている数十箇所の地点において常時微動アレイ観測を行い、観測された Rayleigh 波の波長 λ ごとの位相速度 C_λ と、深さ Z までの平均 S 波速度 \bar{V}_{S_z} との関係を調べている。小嶋ら^{5), 6)}は長尾・紺野の成果を援用し、深さ 5m ごとの走時 \bar{V}_{S_z} 、層厚 \bar{V}_{S_z} を近似する位相速度 C_λ を与える波長 λ を、5m ごとに表形式で示しており、その関係は次式で概ね近似することができる。

$$\text{走時 } \bar{V}_{S_z} \cong C_\lambda \quad \leftrightarrow \quad \lambda = 1.33Z + 1.73 \quad (3.10)$$

$$\text{層厚 } \bar{V}_{S_z} \cong C_\lambda \quad \leftrightarrow \quad \lambda = 2.22Z \quad (3.11)$$

これらの式を用いて、たとえば深さ 30m までの S 波速度の平均値を求める場合には、走時 V_{S30m} であれば式(3.10)より $\lambda = 1.33 \times 30 + 1.73 = 41.63(\text{m})$ に対応する位相速度を、層厚 V_{S30m} であれば式(3.11)より $\lambda = 2.22 \times 30 = 66.6(\text{m})$ に対応する位相速度をそれぞれ読みとればよい。以上より、式(3.10)、式(3.11)の相関関係を用いれば、地盤深さに対応する S 波速度の関係を求めることができる。

3-5-2 Rayleigh 波位相速度に基づく S 波速度深度分布の推定

S 波速度深度分布の算出法は、上述の式(3.10)および式(3.11)による近似が成立すれば、両式をそれぞれ以下のように表記することにより、表層から順次区間ごとの S 波速度の近似値を求めることができる。

$$\text{走時 } \bar{V}_{S_z} = \frac{Z}{\sum_{i=1}^n \frac{H_i}{V_{Si}}} = \frac{Z}{\sum_{i=1}^{n-1} \frac{H_i}{V_{Si}} + \frac{H_n}{V_{Sn}}} = \frac{Z}{T_{n-1} + \frac{H_n}{V_{Sn}}} \quad (3.12)$$

$$\text{層厚 } \bar{V}_{S_z} = \frac{\sum_{i=1}^n H_i V_{Si}}{Z} = \frac{\sum_{i=1}^n H_i V_{Si} + H_n V_{Sn}}{Z} \quad (3.13)$$

以上より、本研究ではアレイ観測で求められた位相速度曲線に式(3.10)から式(3.13)を用いて初期S波速度モデルを推定している。さらに第4章で詳述するが、波長 λ に対応する位相速度 C_λ と地盤深さ Z の平均S波速度には類似した傾向があることがわかっている。そこで位相速度と平均S波速度の両者が対応するような波長 λ と地盤深さ Z の関係式を求め、位相速度から直接的に平均S波速度を推定できる方法についても検討した。

参考文献

- 1) 狐崎長琅, 後藤典俊, 小林芳正, 井川猛, 堀家正則, 斉藤徳美, 黒田徹, 山根一修, 奥住宏一: 地震予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定, 自然災害科学, Vol.9, No.3, pp.1-17, 1990.
- 2) Cho, I., Tada, T. and Shinozaki, Y.: A generic formulation for microtremor exploration methods using three-component records from a circular array, *Geophysical Journal International*, Vol.165, No.1, pp.236-258, 2006.
- 3) 石田良平, 村瀬治比古, 小山修平: パソコンで学ぶ遺伝的アルゴリズムの基礎と応用, 森北出版, 1997.
- 4) 長尾毅, 紺野克昭: 常時微動のアレイ観測に基づく表層地盤の平均 S 波速度推定精度に関する研究, 土木学会論文集, No. 696/I-58, pp.225-235, 2002.
- 5) 小嶋啓介, 本耕大: 常時微動アレイ観測に基づく福井平野の S 波速度構造の推定, 土木学会論文集, A1, 68, pp.98-109, 2012.
- 6) 小嶋啓介, 辻森卓実, 苗加一典: 常時微動観測に基づく福井平野東西断面の S 波速度構造の推定, 応用力学論文集, Vol. 7, pp. 119-128, 2007.

第4章 Rayleigh 波位相速度を用いた S 波速度構造の直接推定法の検討

4-1 はじめに

地盤のS波速度構造は地震動の増幅特性を支配する要因であり、耐震設計や地震被害予測において、精度と信頼性が高い地下構造モデルを推定・設定することは、非常に重要な課題であると言える。従来方法は、PS検層やボーリング調査、標準貫入試験のN値などによって地盤のS波速度構造モデルが求められてきた。しかし、上記の方法は経済的、労働力ともに負担が大きく強震観測地点といったごく限られた地点でしか実施が難しい。また、ボーリング調査や標準貫入試験では大型の重機を用いるため、住宅密集地での調査も困難である。そこで経費及び人的負担を軽減してS波速度構造モデルを求める方法として、常時微動観測による方法が、近年、活用されつつある。通常、常時微動観測からS波速度構造モデルを推定する場合、微動観測に周波数一波数法(F-K法)¹⁾や空間自己相関法(SPAC法)²⁾を適用してRayleigh波位相速度を求め、その逆解析³⁾により求めることが多い。しかし、逆解析を用いた地下構造の推定では、初期モデルの設定や最適化などの複雑な段階を踏む必要があり専門的知識と時間を要し、現時点ではこれらの統一的な方法が提案されていない。

従来の常時微動のアレイ観測に基づいてS波速度構造を推定する一般的な手順は、①微動のアレイ観測、②SPAC法やF-K法による位相速度曲線の算出、③算出された位相速度ならびに周辺のPS検層やボーリング調査などを参考とした初期S波速度構造モデルの設定、④遺伝的アルゴリズムなどを用いた最適化あるいは人為的なフォワード法による位相速度を再現できる速度構造モデルの導出、という段階からなる。上記の段階のうち③の位相速度曲線から初期モデルを設定する手順は、地方では地盤調査が希薄で参照できるモデルが少ないこと、地域特性や人為的判断に左右される傾向にあることなどから、改善の余地が残されている。

これまでに位相速度曲線から初期S波速度構造の推定法としては、主にBallardの方法⁴⁾と紺野の方法⁵⁾がある。Ballardの方法⁴⁾は、深さZにおけるS波速度 V_s を次式により求めている。

$$V_s(Z) = 1.1C(T), \quad Z = (1/3 \sim 1/2)C(T) \cdot T = (1/3 \sim 1/2)\lambda \quad (4.1)$$

ここで、T: 周期, C(T): 周期Tの位相速度, λ : 波長である。Ballardの方法⁴⁾では、推定できる限度深さは最大波長 λ_{\max} の1/3~1/2であるため、例えば位相速度の波長が長くなるような基盤までを推定対象とすると困難な場合がある。

次に紺野の方法⁵⁾はBallardの方法⁴⁾に修正項を加えており、以下のようにS波速度を求めている。

$$V_s(Z_n) = \beta \left(C_{n+1} + \frac{\Delta C_n}{\Delta T_n} \right), \quad Z_n = \alpha \cdot C_n \cdot T_n \quad (4.2)$$

ここに、添字nは離散的に得られる位相速度のn番目のデータであることを示す。上式の α および

β は、東京・神奈川県内の多数のPS検層を基にS波速度の推定を行った結果、実測値の残差二乗和が最小となる値として $\alpha=0.5$ 、 $\beta=0.8$ としている。また紺野によればBallardの方法⁴⁾では位相速度の変動に伴い推定S波速度は深さ方向に緩やかな変化をするのに対して、紺野の方法⁵⁾では、深さ方向に大きく変動すること、逆解析における初期モデルとしてはBallardの方法⁴⁾が適していることなどを挙げている。

さらに長尾・紺野⁶⁾は、位相速度と地盤の平均S波速度の関係から表層地盤構造を推定する方法について研究し、主に関東地方の多数のPS検層地点の結果から、波長 λ ごとの位相速度 C_λ と、地盤深さ5mごとの平均S波速度の関係には、位相速度が大きくなるほど平均S波速度も増大し、両者の高い相関関係から類似性があることを明らかにしている。小嶋ら⁷⁾は、上述の長尾・紺野の成果を援用し、初期S波構造モデルの設定に際して、アレイ観測から求められたRayleigh波位相速度からS波速度構造モデルを推定する方法を提案し、波長 λ ごとのRayleigh波位相速度から、対応する深さZの平均S波速度を直接的に求めることが可能であることを示した。

しかしながら、Rayleigh波位相速度は、P波速度や密度によっても変化することが指摘されている⁸⁾。従って地盤特性は、地域によっても異なるものと考えられ、対象地域の地盤特性を考慮したS波速度構造を推定する方法についても検討の余地がある。

そこで本研究では、上述の課題等を踏まえて、逆解析を必要とせず、アレイ観測によるRayleigh波観測位相速度のみからS波速度を直接推定することができる方法を新たに検討した。次に地盤特性を考慮した直接推定にあたり、福井平野周辺で小嶋ら⁹⁾~¹¹⁾によって詳細に実施されたアレイ観測地点のS波速度構造(56地点)、ならびに周辺のPS検層地点のS波速度構造(6地点)を既存情報(62地点)として活用し、微地形区分ごとに統計的に直接推定することができる方法を提案した。さらに得られた地下構造の空間補間を行い、福井平野の3次元的地盤モデルを作成し、既存モデルとの比較・検討を行った。ついで提案モデルを用いて、福井平野における地震動の増幅特性を知る上で有効であると指摘¹²⁾、¹³⁾されている、深さ30mまでの平均S波速度Vs30の地盤モデルについても推定を行った。

4-2 福井平野でのアレイ観測とRayleigh波位相速度の算出

図4.1は福井平野の地質図¹⁴⁾と観測対象地点の概要を示す。表4.1は図4.1の観測対象地点の緯度・経度および微地形区分を示す。表7.1の微地形区分は福井県地質図¹⁴⁾およびJ-SHIS¹⁵⁾を参照して、福井平野を三角州、氾濫原、自然堤防、扇状地に分類した。福井平野は九頭竜川とその支流の日野川、足羽川、竹田川などが形成した平野であり、九頭竜川の上流側から下流に向かって、扇状地、自然堤防、氾濫原、三角州が広がる典型的な沖積平野である。また、福井県地質図¹⁴⁾によれば、福井平野周辺の山体および平野内の孤立丘は中新世安山岩系の糸生累層に区分されており、PS検層地点(福井土木事務所)の深層ボーリング調査¹⁶⁾においても同層が確認されており、平野の基盤にも同層が分布していると推察される。

福井平野における歴史地震としては、福井県嶺北部を震源とする1948年の福井地震(Mj7.1)が最大である。同地震では、福井平野東縁断層帯西部を震源断層(図4.1の破線)とし、坂井市丸岡町・春江町などの福井平野北部では、沖積層軟弱層が広く覆われていることから、多くの集落で家屋の倒壊率がほぼ100%に近いという甚大な被害¹⁷⁾をもたらしている。

本研究の対象地点62地点であり、図4.1の●印で示す56地点では小嶋らによってアレイ観測が実施され、同図の☒印で示す6地点ではPS検層が実施されており、全ての地点においてS波速度構造が求められている。小嶋ら^{9)~11)}による常時微動のアレイ観測は、表4.1に示すグラウンドや小学校、公園などで日中に観測を実施された。計測機器は、旧Akashi製のJEP6A3型加速度計、ならびにLennartz社製のLe-3D/lite型速度計(固有周期1秒)とLe-3D /5s(固有周期1秒)を白山工業製のデータロガーLs-8000SHを組み合わせ使用した。サンプリング間隔は0.01秒とし、日中で周辺の交通が少ない10分程度で計測した。アレイの配置は、正三角形の中心に1台、各頂点に3台設置し、アレイ半径5m,15m,40mの3セットを基本として、観測地点の状況に応じて3m~40mの範囲で大、中、小の3種の半径を設定した。得られた微動データは、アレイ半径に対して算出する波長範囲が広いとされる空間自己相関法(SPAC法)¹²⁾を適用し、Rayleigh波位相速度を算出した。空間自己相関係数の算出に際しては、微動データからノイズの少ない区間を選択し、2,048個のデータを1フレームとし、4分の1にあたる512個をオーバーラップさせながら解析フレームを取り出した。次に、フレームごとの鉛直動(上下動)の振幅二乗和によりパワーを求め、過度にパワーの大きいフレームを除いて解析対象とした。これより、半径ごとの正三角形アレイの中心-頂点間および頂点-頂点間の空間自己相関を求め、Bessel関数と比較し位相速度を算出した。小嶋らは^{9)~11)}、求められた位相速度ならびに周辺のボーリング情報等を参照して初期モデルを設定し、遺伝的アルゴリズム¹⁸⁾による逆解析を行い、観測位相速度を再現できるS波速度構造を推定した。

小嶋ら^{9)~11)}の研究成果によれば、福井平野の地盤構造は表層から沖積層、洪積層、新第三紀層、地震基盤とされ、位相速度の逆解析によりS波速度構造が明らかにされている。さらに位相速度ならびに推定されたS波速度構造は、微地形の特徴やPS検層と調和的で矛盾が少なく、強震観測に基づく推定構造、ならびに重力異常に基づく密度差構造と比較においても、新第三紀層までの構造は、全体的に矛盾のない結果を示しており、信頼性の高いS波速度構造が求められている。

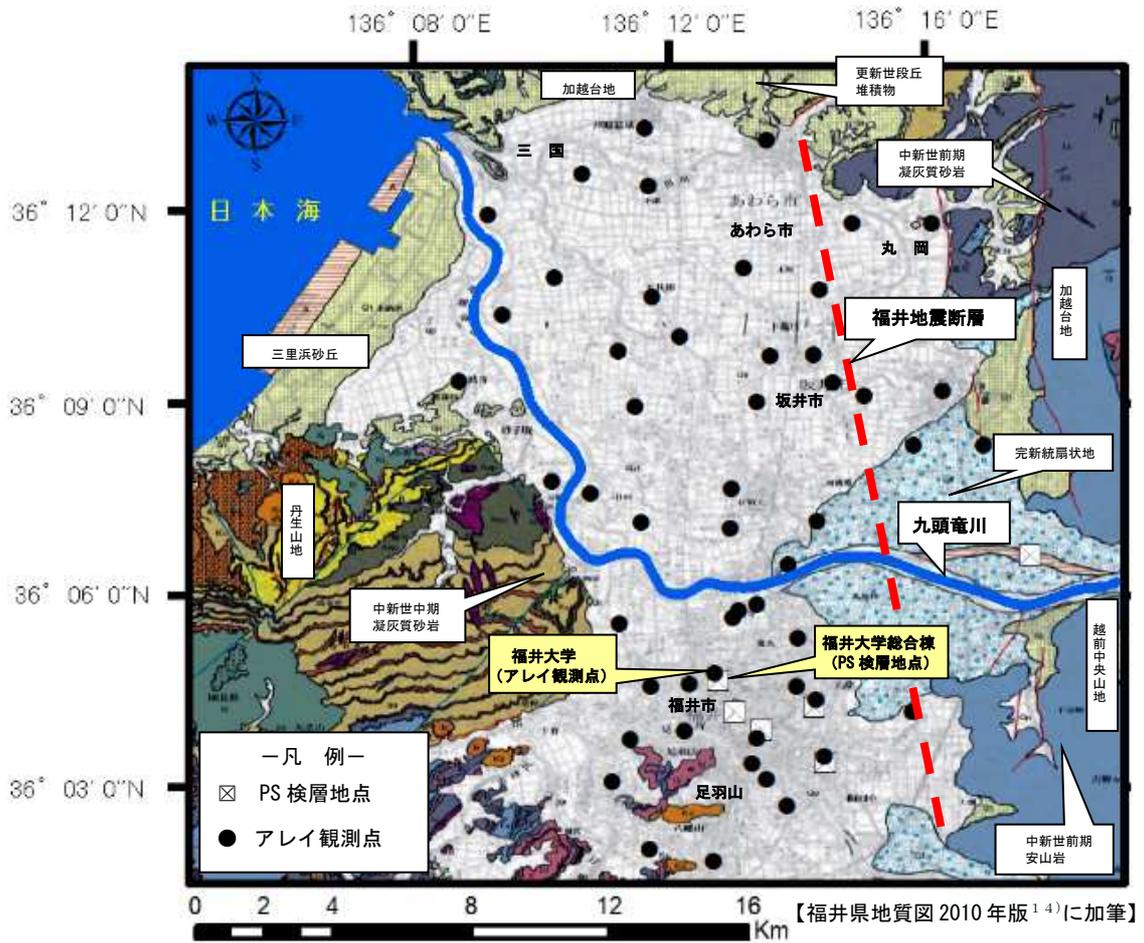


図 4.1 福井平野の地質図と観測対象地点

表 4.1 観測対象地点の諸元

アレイ観測地点									
No.	名称	緯度	経度	微地形区分	No.	名称	緯度	経度	微地形区分
1	芦原小学校	36.2217	136.1942	三角州	33	中藤公園	36.0958	136.2186	氾濫原
2	金津小学校	36.2183	136.2258	氾濫原	34	灯明寺中学校	36.0942	136.2169	氾濫原
3	新郷小学校	36.2097	136.1778	三角州	35	福大野球場	36.0925	136.1875	氾濫原
4	本荘小学校	36.2064	136.1950	自然堤防	36	高木中央公園	36.0889	136.2342	扇状地
5	伊井小学校	36.1967	136.2481	自然堤防	37	福井大学(グラウンド)	36.0797	136.2125	氾濫原
6	金津東小学校	36.1967	136.2689	氾濫原	38	西藤公園	36.0767	136.2058	氾濫原
7	三国金井	36.1989	136.1533	三角州	39	町屋グラウンド	36.0761	136.2339	氾濫原
8	大関小学校	36.1850	136.2200	自然堤防	40	西藤島小学校	36.0761	136.1958	氾濫原
9	木部小学校	36.1828	136.1706	三角州	41	和田グラウンド	36.0728	136.2389	扇状地
10	SODICグラウンド	36.1794	136.2397	氾濫原	42	盲学校	36.0697	136.2639	扇状地
11	坂井西部公園	36.1775	136.1961	三角州	43	順化小学校	36.0628	136.2233	氾濫原
12	折戸公園	36.1728	136.1572	自然堤防	44	東安居小学校	36.0625	136.1906	氾濫原
13	兵庫小学校	36.1672	136.2033	三角州	45	福井土木	36.0581	136.2408	氾濫原
14	NECグラウンド	36.1636	136.1872	氾濫原	46	市営球場1	36.0561	136.2222	氾濫原
15	坂井町中央公園	36.1625	136.2381	氾濫原	47	市営球場2	36.0519	136.2258	氾濫原
16	勤労者グラウンド	36.1622	136.2269	氾濫原	48	運動公園	36.0514	136.1856	氾濫原
17	三国砂子田	36.1556	136.1458	三角州	49	板垣中央公園	36.0450	136.2311	氾濫原
18	田島川西	36.1553	136.2431	氾濫原	50	社南小学校	36.0339	136.1953	氾濫原
19	平章小学校	36.1531	136.2717	氾濫原	51	大島グラウンド	36.0306	136.2119	氾濫原
20	田島川東	36.1519	136.2514	氾濫原	52	六条小学校	36.0233	136.2364	氾濫原
21	福井空港	36.1503	136.2233	氾濫原	53	清明小学校	36.0222	136.2056	氾濫原
22	ゆりの里北部球技場	36.1489	136.1917	三角州	54	文殊小学校	36.0097	136.2342	氾濫原
23	丸岡スポーツランド	36.1389	136.2642	氾濫原	55	足羽中学校	36.0031	136.2083	氾濫原
24	丸岡高校	36.1389	136.2825	扇状地	56	足羽第一中学校	36.0011	136.2533	氾濫原
25	ハートピア	36.1278	136.2167	自然堤防	PS検層地点				
26	春江東部球技場	36.1192	136.2392	自然堤防	No.	名称	緯度	経度	微地形区分
27	宮下グラウンド	36.1297	136.1700	氾濫原	1	福井土木(PS検層)	36.0571	136.2408	氾濫原
28	セーレングラウンド	36.1264	136.1800	三角州	2	福井大学総合棟	36.0779	136.2131	氾濫原
29	河合小学校	36.1189	136.1933	氾濫原	3	春山合同庁舎	36.0697	136.2173	氾濫原
30	つくし野公園	36.1172	136.2164	氾濫原	4	三の丸	36.0650	136.2243	氾濫原
31	森田小学校	36.1081	136.2314	扇状地	5	県立病院	36.0709	136.2380	氾濫原
32	天池公園	36.0975	136.2233	氾濫原	6	福井大学(松岡)	36.1103	136.2944	扇状地

4-3 Rayleigh波位相速度を用いたS波速度構造の直接推定法の提案

本節ではS波速度構造モデルの直接推定に際し、福井大学をモデル事例として、位相速度からS波速度構造を直接的に推定できる方法について検討する。

図4.2は図4.1に示す福井大学・総合棟のPS検層地点から求められたS波速度構造で、表層から20mまでが沖積層、20m以深が洪積層であることが確認されている。図4.3はPS検層地点のS波速度構造からHaskellのマトリックス法¹⁹⁾により求めた基本モードRayleigh波理論位相速度 C_r (○印)と、福井大学・グラウンドの微動アレイ観測からSPAC法²⁾を適用し、一価関数となるようにHanningウィンドウによる平滑化処理を行って算出した基本モードRayleigh波観測位相速度 C_o (●印)を、波長 λ ごとに示したものである。同図より算出した観測位相速度は、理論位相速度と同様に波長が長いほど位相速度も増大しており、全体的に一致度も高いことから、矛盾のない結果であることが確認できる。図4.4は左軸に上述した波長ごとの理論位相速度 (○印)ならびに観測位相速度 (●印)を、右軸に前述 (第3章3-5-2項を参照) の式(3.12)・式(3.13)を適用して求めた走時平均S波速度 (Δ 印)、層厚平均S波速度 (\square 印)を示す。長尾・紺野⁶⁾は、位相速度と平均S波速度の関係は類似性が高いことを指摘しているが、図4.4においても波長 λ と深さ Z の増加に伴い、位相速度曲線と平均S波速度曲線も増大していることから、同様の傾向が確認できる。そこで、これらの類似性に着目して波長 λ の位相速度と同じ値となる深さ $Z(\lambda)$ の対応関係から、近似的に平均S波速度を次のように求めてみる。①波長 λ から深さ $Z(\lambda)$ を求める、② λ に等しい位相速度を読み取る、③位相速度は平均S波速度との類似性より概ね等しいと仮定する、④以上より深さ Z に対応する平均S波速度を求めることができる。

$$Z = a \times \lambda^b \quad (4.3)$$

ここに、 Z ：地盤深さ、 λ ：波長、 a, b ：回帰係数である。ここで、この回帰係数は、福井大学の場合、走時では $a=0.47$, $b=1.14$ 、層厚では $a=0.83$, $b=0.90$ の値が求められているが、位相速度や微地形が変わると地点ごとに異なる値である。次にこの変換式は、位相速度と平均S波速度が同じ値をとる波長 λ と深さ Z の関係から得られるものであるから、式(3.12)・式(3.13)の走時・層厚平均S波速度は位相速度 $C_r(\lambda)$ と等しいとし、任意の地盤深さ Z_n に対応する走時ならびに層厚の推定S波速度 (走時推定S波速度 V_{sT} 、層厚推定S波速度 V_{sH})を以下のように定義する。

走時：

$$C_r(\lambda) \cong \overline{V_{sZ}}^T = \frac{Z_i}{T_{n-1} + \frac{H_n}{V_{s_n}(Z_n)}} \Rightarrow V_{s_n}(Z_n) = \frac{H_n}{Z_i / C_r(\lambda) - T_{n-1}} = V_{sT} \quad (4.4)$$

層厚：

$$C_r(\lambda) \cong \overline{V_{sZ}}^H = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} H_i \cdot V_{s_i}(Z_i) + H_n V_{s_n}(Z_n)}{Z_i} \Rightarrow V_{s_n}(Z_n) = \frac{C_r(\lambda) \cdot Z_i - \sum_{i=1}^{n-1} H_i \cdot V_{s_i}}{H_n} = V_{sH} \quad (4.5)$$

以上より、推定 S 波速度は、式(4.3)の変換式を用いて波長 λ から深さ Z を求め、式(4.4)・式(4.5)より走時・層厚平均 S 波速度 \equiv 位相速度とし、表層から順次計算し、算出することができる。

図 4.6 は式(4.4)・式(4.5)を用いて理論位相速度から求めた走時・層厚平均 S 波速度に基づく推定 S 波速度構造を、既存の S 波速度構造とともに示す。同図の Δ 印は走時（理論位相速度）の推定 S 波速度、 \square 印は層厚（理論位相速度）の推定 S 波速度を示し、走時・層厚ともに深度方向に緩やかに増加しながら、S 波速度構造の変動を良好に再現していることが確認できる。図 4.7 は図 4.1 に示す福井大学で実施された、微動アレイ観測の観測位相速度から求めた場合の推定 S 波速度構造を示している。同図の Δ 印は走時（観測位相速度）の推定 S 波速度、 \square 印は層厚（観測位相速度）の推定 S 波速度を示し、両者とも表層付近では S 波速度構造を良好に再現しているが、10m 以深では深度方向に向かって変動が大きくなる。全体的に層厚推定 S 波速度は、変動が大きい部分もあるが理論位相速度から求めた推定値と同様の傾向にあることが見て取れる。一方で走時推定 S 波速度では、層境界の前後で変化に敏感であることが確認できる。これらの理由として、図 4.3 に着目すると、観測位相速度の曲線は、波長の長い点では前後の間隔が大きくなるため、得られた位相速度から式(4.4)・式(4.5)を用いて、 V_sT と V_sH を算出する際に、前層との差（走時では分母の項、層厚では分子の項）が大きくなり、S 波速度の推定値にバラツキが生じることが挙げられる。また走時の推定値では、分母の項で前層との差をとるため、層厚の推定値より変動が大きくなる。

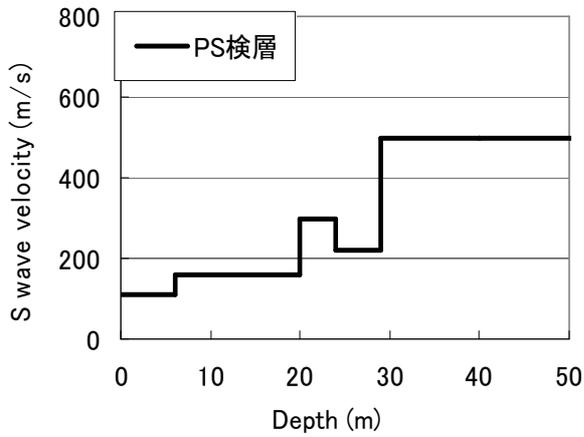


図 4.2 福井大学における S 波速度構造

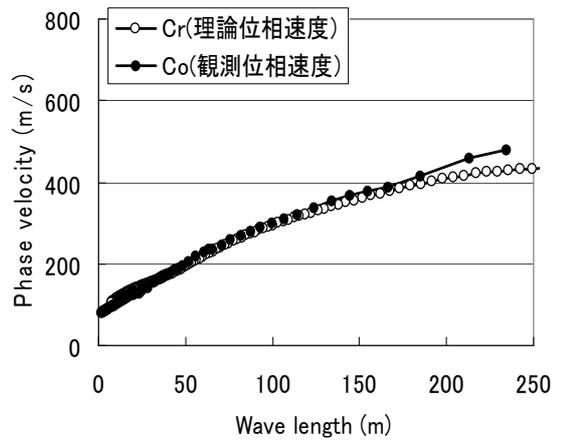


図4.3 福井大学における理論位相速度と観測位相速度の関係

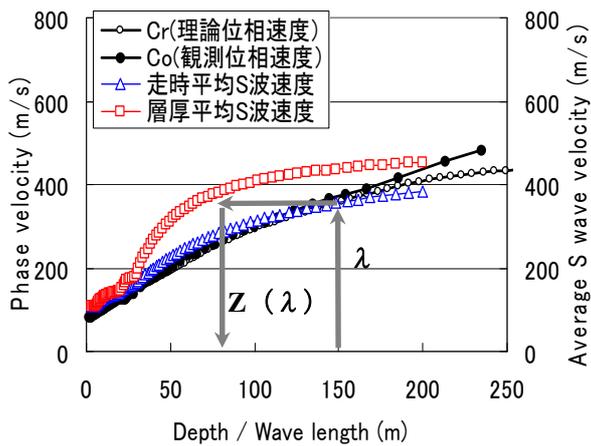


図4.4 走時・層厚平均S波速度と理論・観測位相速度（波長）の関係

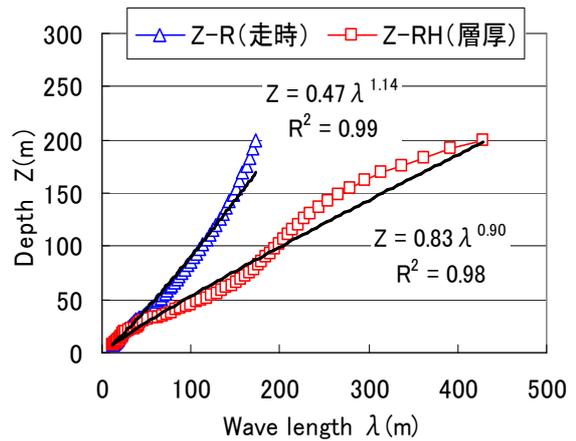


図4.5 波長λと深さzの対応関係

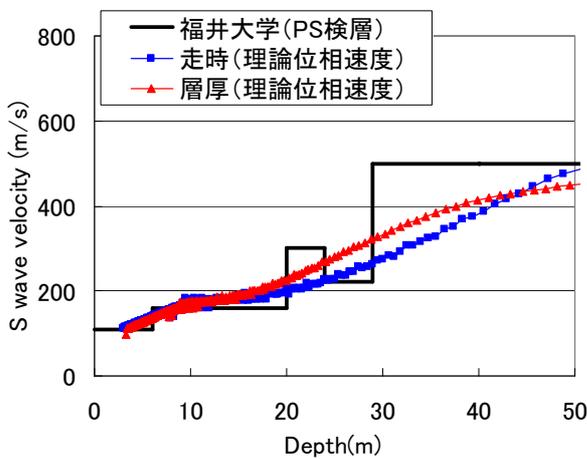


図4.6 推定したS波速度構造（理論位相速度）

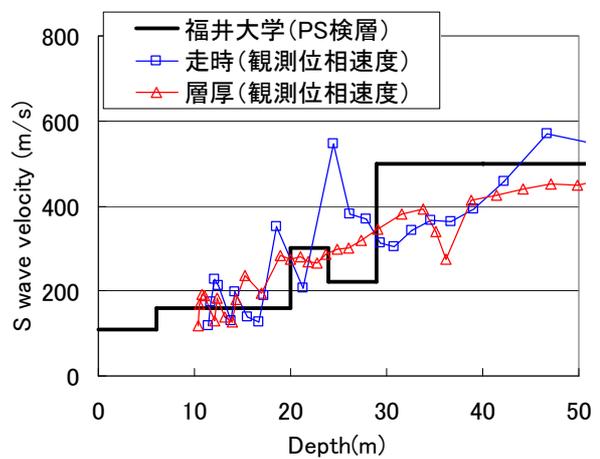


図4.7 推定したS波速度構造（観測位相速度）

図 4.8 は、Ballard の方法、紺野の方法および上述の提案法を用いて、PS 検層結果から求めた理論位相速度における S 波速度の推定値を、既存の S 波速度構造（黒実線）とともに、それぞれ示す。Ballard の方法では、式(4.1)右辺の係数を 1/3, 1/2 としたときの深さ Z における S 波速度を、それぞれ灰色実線、黒破線として示している。Ballard の方法による S 波速度の推定値は、両者とも比較的単調に増加し、表層付近では既存の S 速度構造と一致度が高いが、福井土木事務所を除いて深部地盤ほど遅めに推定される傾向にある。次に紺野方法では、S 波速度の推定値を灰色実線で示している。紺野の方法による S 波速度の推定値は、既存の S 波速度構造、Ballard の方法と比較して、全体的に S 波速度構造の変動を概ね捉えており、深部地盤の推定値に関しては一致度が高いことが見て取れる。最後に本提案手法による方法では、走時・層厚による推定 S 波速度を、それぞれ灰色実線、黒破線で示している。本提案法による S 波速度の推定値は、紺野の方法と同様の傾向を示しているが、浅部および深部地盤の S 波速度構造との一致度が他の方法と比較して高いことが確認できる。以上より、全体的に本提案法は、厳密な S 波速度構造の推定は難しいものの、S 波速度構造の簡易推定を行う際には有効であると考えられる。

上記の方法は、既存の S 波速度構造（PS 検層）から理論位相速度を求めた場合の S 波速度構造の推定を行ったが、地方都市において信頼性の高い PS 検層などの地盤情報が近隣にあるとは限らない。そこで、微動アレイ観測から得られる観測位相速度を用いた場合の S 波速度構造の推定について、従来法と提案法との比較を行う。ここでの従来法とは、観測位相速度から S 波速度構造を求めることができる第 3 章 3-5 節の初期 S 波速度構造モデルの設定法を用いている。

図 4.9 は福井大学・総合棟における既存の S 波速度構造（PS 検層）と、周辺の福井大学・グラウンドで実施した微動アレイ観測から得られる観測位相速度を用いて推定した、従来法および提案法による推定 S 波速度構造をそれぞれ示している。図 4.9 右図の従来法・提案法による層厚推定 S 波速度は、全体的に類似した傾向を示しているが、左図の従来法・提案法による走時推定 S 波速度では、15m 以深で層厚推定 S 波速度に比べて変動が大きいことが確認できる。

図 4.10 は図 4.9 の従来法と提案法における推定 S 波速度構造について、既存の S 波速度（PS 検層結果）と推定 S 波速度の相対誤差を次式により算出し、比較したものである。図中の□棒は従来法、■棒は提案法を示し、既存の S 波速度構造との走時・層厚推定 S 波速度の相対誤差を表している。

$$\varepsilon = \left(\frac{EVs(z) - CVs(z)}{CVs(z)} \right)^2 \times 100(\%) \quad (4.6)$$

ここで、 ε : 相対誤差、 $EVs(z)$: 深さ Z における推定 S 波速度、 $CVs(z)$: 既存の地盤モデルによる S 波速度とする。図 4.10 より相対誤差は、従来法の走時推定 S 波速度で 33%、提案法の走時推定 S 波速度で 29%、従来法の層厚推定 S 波速度で 16%、提案法の層厚推定 S 波速度で 11%となっており、提案法は従来法と比較して相対誤差が小さい結果となった。

以上より提案法による観測位相速度から求めた S 波速度構造の推定は、従来法と類似した傾向であることや、従来法と比べて推定精度が向上することなどを確認できた。

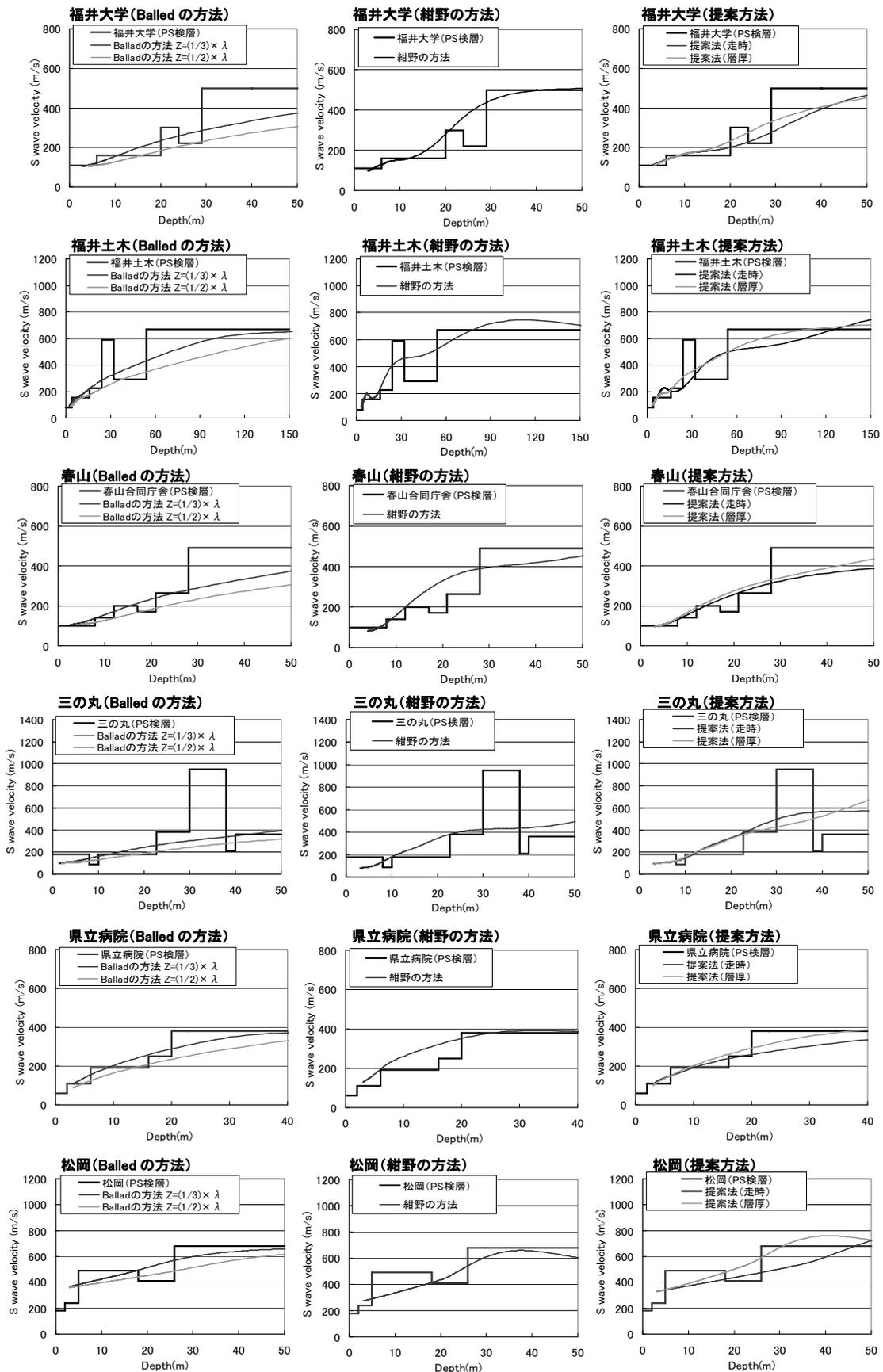


図 4.8 Balled の方法、紺野の方法および提案方法の比較

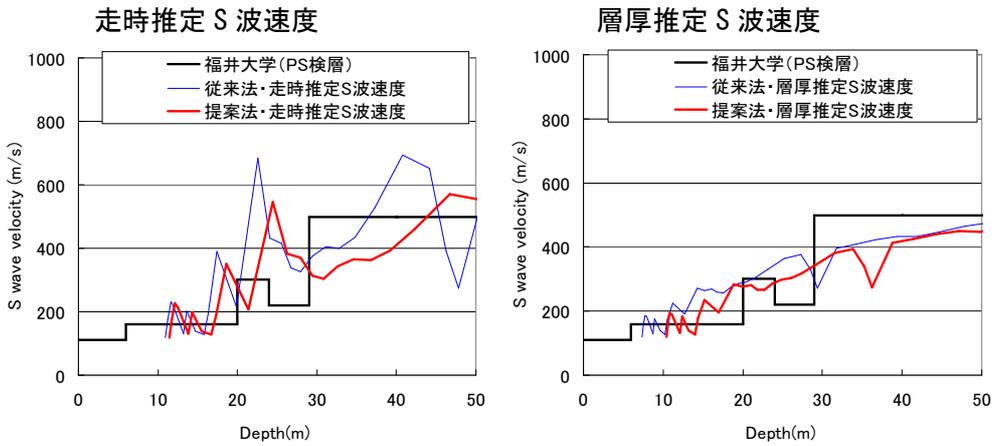


図4.9 既存のS波速度構造 (PS検層), 従来法および提案法により推定したS波速度構造 (観測位相速度)

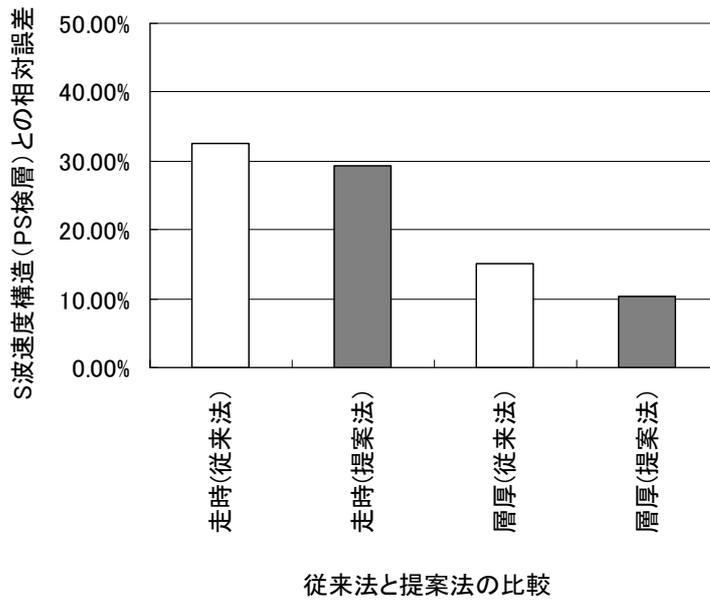


図4.10 従来法および提案法により推定したS波速度構造 (観測位相速度) の誤差評価

図 4.11 は上述した直接推定法の一連の過程をフローチャートに示したものである。福井大学における適用事例では、既存の S 波速度構造情報 (PS 検層地点) から理論位相速度と変換式の回帰係数を求めて、アレイ観測による観測位相速度から S 波速度構造の直接推定に関して検討を行った。しかし現実的な問題として、変換式中の a,b で表される回帰係数は地点ごとに異なり、S 波速度構造が不明な地点で用いることは困難であり実用的ではない。そこで次章では、福井平野で常時用いることが可能な係数 a,b を統計的に求め、検討を行う。

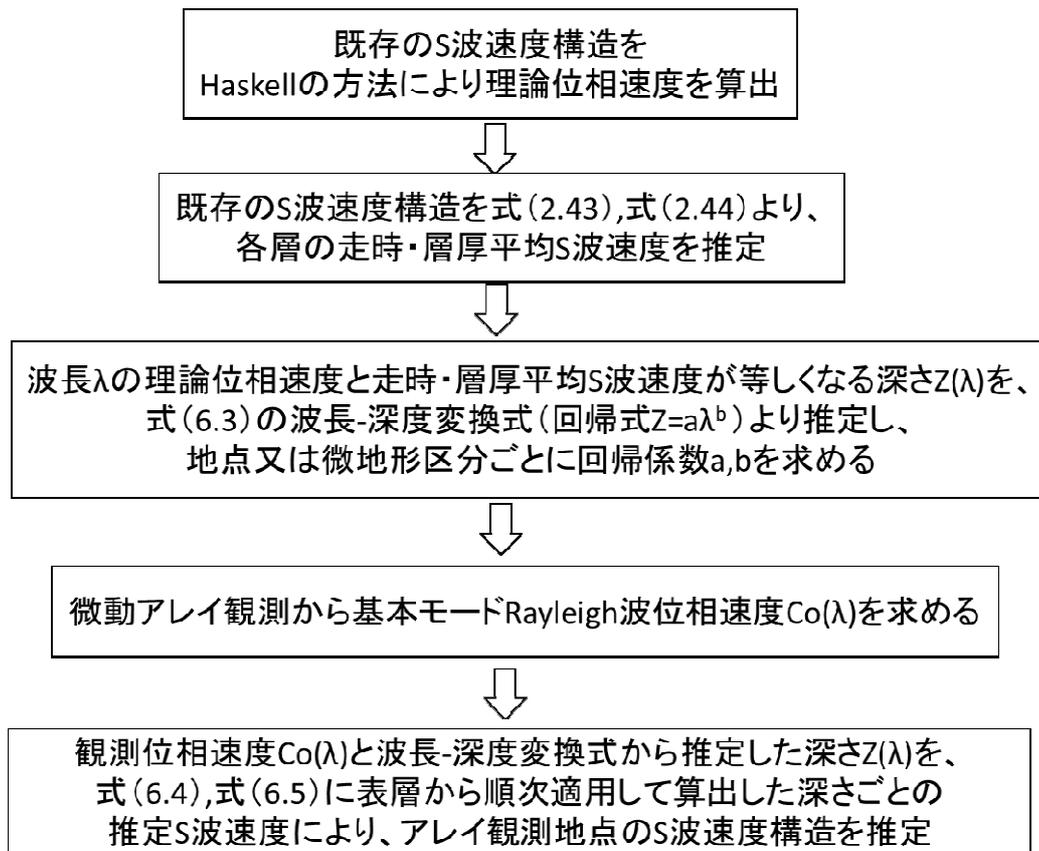


図4.11 直接推定法のフローチャート

4-4 直接推定法の福井平野での適用および精度検証

本節では、福井平野周辺におけるPS検層地点のS波速度構造およびアレイ観測地点の逆解析によりS波速度構造が求められている62地点を微地形区分別に整理し、変換式の回帰係数 (a,b) を統計的に求め、微動アレイ観測から得られる観測位相速度のみから、図4.11の方法によりS波速度構造を直接推定する。既知点のS波速度構造の微地形分布は、氾濫原41，三角州9，自然堤防6，扇状地6である。図4.12は一例として氾濫原および三角州に属するすべての地点について、波長 λ と走時平均S波速度（左側）ならびに層厚平均S波速度（右側）の深さZの対応関係を示したものである。図中の実線は波長-深度変換式（式(4.3)）で近似した回帰曲線であり、層厚平均を用いる場合には、位相速度曲線から探査できる最大深度が浅くなる傾向にあることが確認できる（一例として氾濫原走時の波長 λ が300m⇒深さZは280m，氾濫原層厚の波長 λ が300m⇒深さZは140mとなる）。表4.2は全地点，ならびに4つの微地形区分ごとに分けて図4.11と同様の処理を行い，得られた回帰係数の平均値をまとめたものである。

図4.13は三角州および氾濫原に属する地点について表4.2の微地形区分別の回帰係数から，観測位相速度を用いて式(4.4)・式(4.5)より求めた推定S波速度構造である。図中の黒実線は既存のS波速度構造を，△印は走時推定S波速度，□印は層厚推定S波速度を示している。同図より走時推定S波速度は，層厚推定S波速度と比較すると，推定値のバラツキが大きく，層境界前後で変動が激しいこと，探査深度が深いことなどが確認できる。一方で層厚推定S波速度は，探査深度は小さいが推定値が安定的であることが確認できる。また推定S波速度構造は，既存のS速度構造と相対誤差の大きい箇所も見受けられるが，全体的に類似した傾向が確認でき，位相速度からS波速度構造の概略推定が可能であると判断できる。

図4.14は図4.13の微地形区分別の変換式を用いた推定S波速度構造について，推定精度を検証するため，既存のS波速度と推定S波速度の相対誤差を式(4.6)により算出し，微地形区分別に示したものである。図中の□棒（番号1）は走時推定S波速度，■棒（番号2）は層厚推定S波速度である。図4.14より，走時推定S波速度の誤差分布は全地点で18%，最小が氾濫原で10%，最大が扇状地で29%となっており全体的にバラツキが大きい。比べて，層厚推定S波速度は全地点で9%，その他の地点が5%~8%でありバラツキが小さい。結果として，他の地点においても層厚推定S波速度は，推定誤差を小さくすることが可能であることを確認できた。

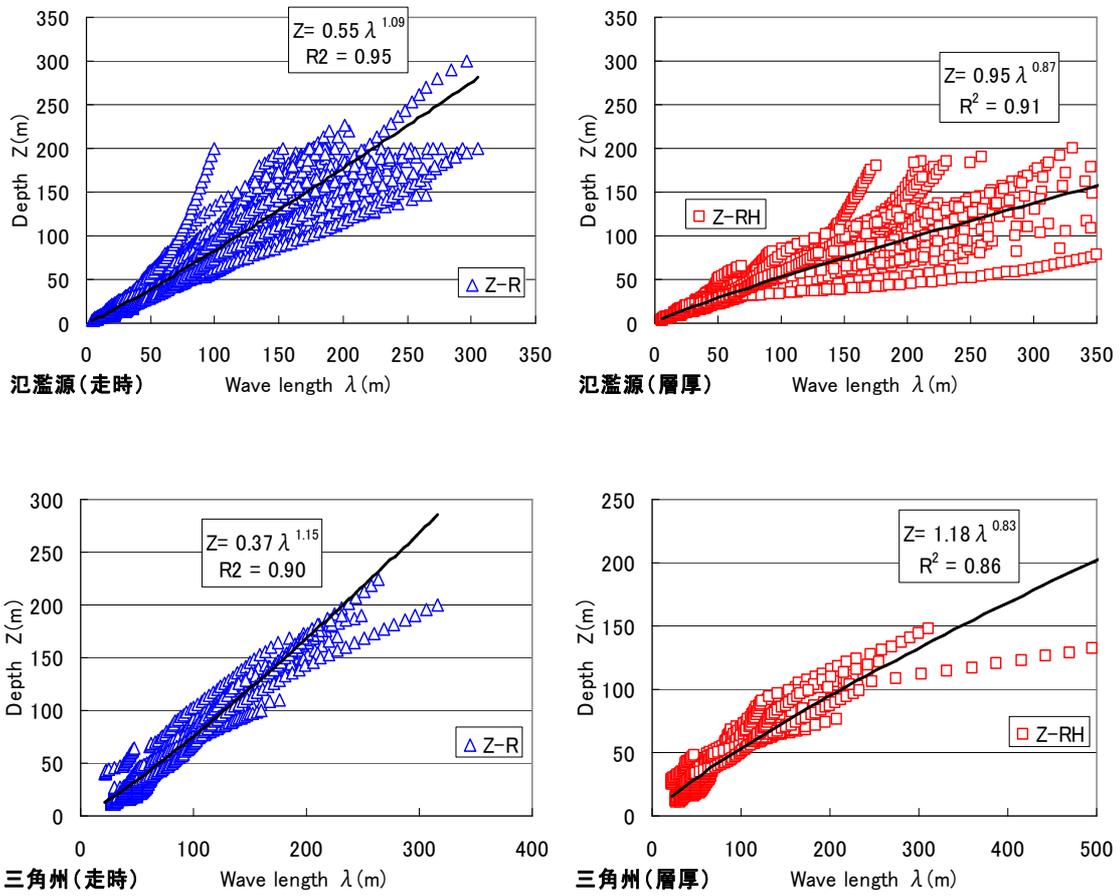


図4.12 微地形区分ごとの波長λと深さzの対応関係

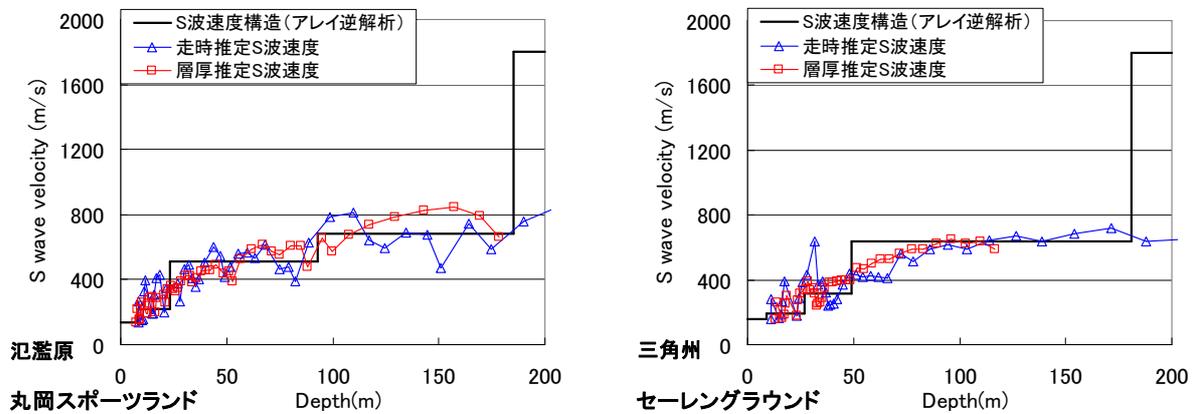


図4.13 微地形区分別の統計式を用いて推定したS波速度構造

表4.2 微地形区分別による波長・深度変換式の回帰係数

微地形区分	地点数	走時平均		層厚平均	
		a	b	a	b
全地点	62	0.47	1.13	0.83	0.91
三角州	9	0.37	1.15	1.18	0.83
氾濫原	42	0.55	1.09	0.95	0.87
自然堤防	6	0.40	1.16	0.59	0.94
扇状地	6	0.56	1.10	0.58	0.99

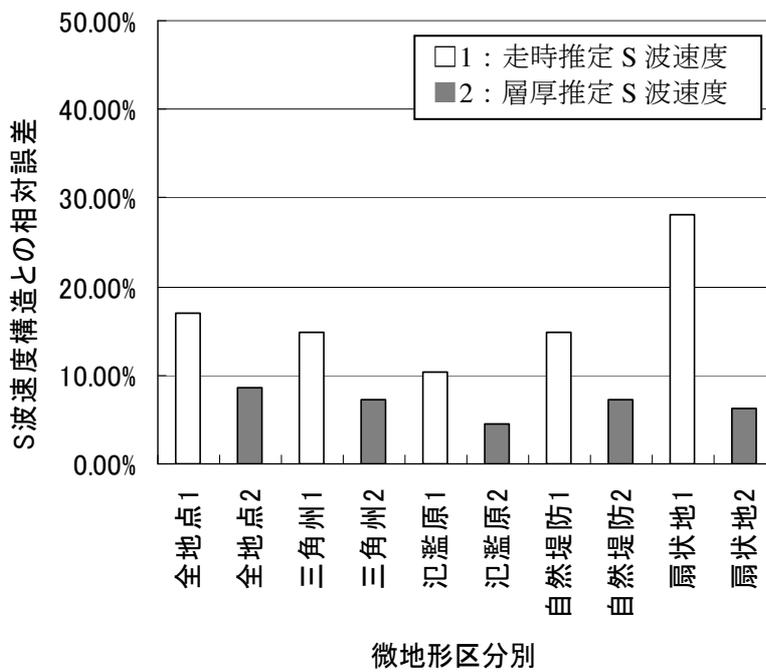


図4.14 推定S波速度の誤差評価（微地形区分別）

4-5 福井平野の推定地盤モデルと30m平均S波速度 (Vs30) 分布

図4.15は前節で提案した微地形区分別の回帰係数を用いた変換式による方法で、全地点の層厚推定S波速度を算出し、ArcGISのKriging手法^{20), 21)}による空間補間を行い作成した、沖積層厚 (Vs=300m/s以下と仮定) の地盤モデルと既存モデルの比較を示す。同図より福井平野の沖積層厚は、両モデルとも九頭竜川の上流域で15~30m, 中流域で30~40m, 下流域から河口付近で40m~60m程度と流下に伴って厚くなることが確認でき、既存モデルと良好に対応していることが確認できる。

図4.16は提案モデルの層厚推定S波速度から算出した、深さ30mまでの平均S波速度 (Vs30) の分布である。平野の大半で240m/s以下であり、平野北部の九頭竜川中流域~河口付近および平野南部に210m/s以下の領域が広がっていることが見て取れる。図4.1に示した地質図を参照すると、九頭竜川が平野に入って形成した扇状地では、270~330m/s程度という比較的大きなVs30が対応していることが確認できる。

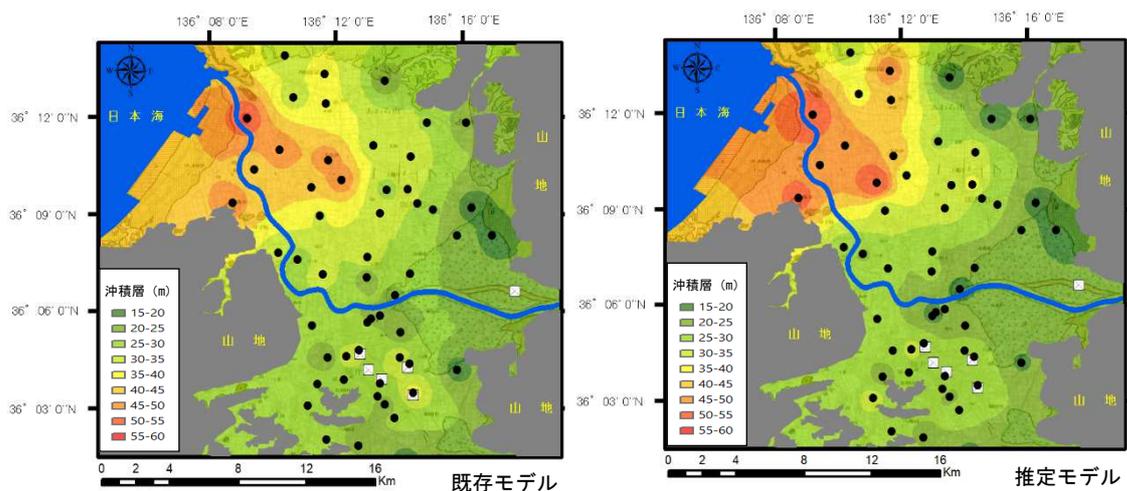


図4.15 福井平野におけるS波速度構造の既存モデルと推定モデルの比較

4-6 おわりに

本研究では、福井平野において実施した微動アレイ観測などから比較的容易に推定できる基本モードRayleigh波位相速度を用いることにより、従来の逆解析といった複雑な工程を経ることなく、S波速度構造を直接推定する方法について検討を行った。その結果、走時推定S波速度は、位相速度に対する感度が大きく推定可能な深度が大きいことが、推定値のバラツキが大きいこと、一方で層厚推定S波速度では、表層付近での精度が高く安定的であるが、層境界の特定が難しいことなどの知見が得られた。さらに推定したS波速度の空間補間を行い、福井平野の3次元地盤モデルを作成した結果、推定モデルは既存モデルを良好に再現していることが確認できた。

今後はさらにアレイ観測点数を増やして精度向上を図るとともに、S波速度構造の直接推定に際しては、表層付近は層厚推定S波速度により、深部地盤のS波速度と層境界の判定には、走時推定S波速度により、両者を併用して推定する方法の検討を行う。

参考文献

- 1) Capon, J.: High-Resolution Frequency Wave-number Spectrum Analysis, Proc. IEEE, 57, pp1408-1418, 1969.
- 2) 松岡達郎, 梅沢夏実, 巻島秀男: 地下構造推定のための空間自己相関法の適用性に関する検討, 物理探査, Vol.49, No.1, pp.26-41, 1996.
- 3) Horike, M.: Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized area, J. Phys. Earth, 33, pp. 59-96, 1985.
- 4) Ballard, R. F. and Jr.: Determination of soil shear moduli at depth by in situ vibratory techniques, U. S. Army Waterways Experiment Station, 1964.
- 5) 紺野克昭: レイリー波の分散曲線の近似計算法の提案と地下構造推定への応用, 土木学会論文集, 1-41, pp. 89-105, 1997.
- 6) 長尾毅, 紺野克昭: 常時微動のアレイ観測に基づく表層地盤の平均S波速度推定精度に関する研究, 土木学会論文集, No. 696/I-58, pp.225-235, 2002.
- 7) 小嶋啓介 鈴木大輔, 辻森卓実, 苗加一典, 黒田貴紀: 福井平野における常時微動のアレイ観測, 福井大学地域環境研究教育センター研究紀要, No.10, pp.47-57, 2003.
- 8) 佐藤泰夫: 弾性波動論, 岩波書店, 1978.

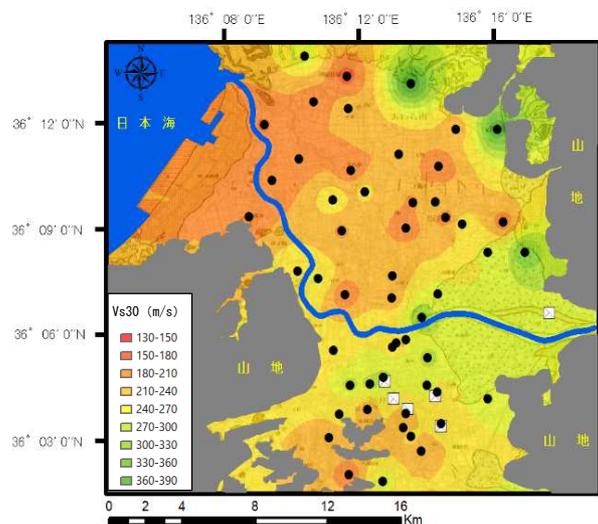


図4.16 福井平野におけるVs30の分布

- 9) 小嶋啓介, 辻森卓実, 苗加一典: 常時微動観測に基づく福井平野東西断面の S 波速度構造の推定, 応用力学論文集, Vol.7, pp.119-128, 2004.
- 10) 小嶋啓介, 本耕大: 常時微動アレイ観測に基づく福井平野の S 波速度構造の推定, 土木学会論文集, A1, 68, pp.98-109, 2012.
- 11) 小嶋啓介, 安井 譲: 常時微動観測に基づく福井平野の深部地盤構造の推定, 自然災害科学, Vol.33, No.4, pp.359-374, 2015.
- 12) 翠川三郎, 松岡昌志, 作川孝一: 1987 年千葉東方沖地震の最大加速度・最大速度にみられる地盤特性の評価, 日本建築学会構造系論文報告集, No. 442, pp.71-78, 1992.
- 13) 松岡昌志, 若松加寿江, 藤本一雄, 翠川三郎: 日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均 S 波速度分布の推定, 土木学会論文集, No.794/I-72, pp.239-251, 2005.
- 14) 福井県建設技術公社: 福井県地質図 2010 年版, 2010.
- 15) J-SHIS: 地震ハザードステーション, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/> (参照 2020-2-12).
- 16) 福井県県民生活部: 福井県地震被害予測調査総合報告書, 1989.
- 17) 北陸震災調査特別委員会: 昭和 23 年福井地震震害調査報告 II 建築部門, 1951
- 18) 松岡達郎, 梅沢夏実, 巻島秀男: 地下構造推定のための空間自己相関法の適用性に関する検討, 物理探査, Vol.49, No.1, pp.26-41, 1996.
- 19) Haskell, N.A.: The dispersion of surface waves on Multilayered media, Bulletin of Seismological Society of America, Vol.43, No.1, pp.17-34, 1953.
- 20) ArcGIS Esri 社: クリギング (Kriging) の仕組み, <https://desktop.arcgis.com/ja/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/how-kriging-works.htm> (参照 2020-4-2).
- 21) 間瀬茂: 地球統計学とクリギング法—R と geoR によるデータ解析—, オーム社, 2010.

第5章 平野域の3次元地盤構造推定への適用

5-1 はじめに

本章では、大飯原子力発電所の立地地域周辺の小浜市を例に、小浜平野域の市街地において精密な常時微動観測を行い、得られた観測情報を多重活用することで、基盤までの詳細な3次元地盤構造を推定する方法について検討・提案を行う。

福井県の若狭地域は、リアス式海岸の美しい景観で国定公園に指定されているが、原子力発電所の集中地域としての側面も有している。若狭地域の中央部に位置する小浜市の人口は約3万人、中世の寺院が散在する海のある奈良と呼ばれている。小浜平野は、南川と北川が形成した東西に細長い氾濫平野であり、旧市街地は小浜湾に面した浜堤と埋立地周辺に位置している。一方、平野の南端には熊川断層が東西に横たわり、その延長線上の小浜湾から若狭湾の海底にも断層が確認されている。また、舞鶴若狭自動車道、国道27号、JR小浜線などの交通インフラは、熊川断層に沿うように配置されている。若狭地域に被害を与えた歴史地震としては、寛文二年（1662年）近江・若狭地域地震（以下、寛文地震）が最大である。同地震では、小浜市から15km程度東に位置し、南北に連なる日向断層と琵琶湖湖西の花折断層北部の活動が推定されており、両断層に挟まれた南北走向の三方断層、花折断層北部に直交する熊川断層、日向断層の北東に位置する野坂断層は活動した可能性がある¹⁾、²⁾。小松原²⁾は旧地形図と文献記録に基づき、寛文地震における被害と微地形との関係について検討し、近世初頭の城下町建設に伴って造成された小浜湾沿いの街区で大きな被害が生じ、近世以前に土地利用がなされていた山麓の街区では大きな被害を免れていた可能性が高いと指摘しており、地盤構造が地震被害に大きく影響を及ぼしていたと考えられる。

以上のように、小浜市は周辺の断層活動に伴う地震の直接被害のみならず原子力発電所の被災に伴う影響も懸念される防災戦略の上で重要な都市と考えられるが、建物やインフラの地震被害に大きな影響を与える地下構造の詳細は不明な部分も多い。そこで本研究では、地震被害予測の信頼性に寄与する小浜平野の基盤岩（第四紀層下面）までの3次元的なS波構造を明らかにすることを目的として、常時微動観測情報に基づく地盤構造の推定を試みた。はじめに、小浜平野において実施した常時微動の単点3成分観測からH/Vスペクトルを算出し、沖積層および第四紀層に起因すると思われる卓越周期を判読し、小浜平野の振動特性を明らかにした。ついで、常時微動のアレイ観測にSPAC法を適用して求められたRayleigh波位相速度に基づいてS波速度構造を推定した。また、アレイ観測から得られた地盤構造を初期地盤構造として、微動観測点で得られたH/Vスペクトルをターゲットとする逆解析から、沖積層および第四紀層厚の推定を行った。最後に、微動観測点ごとの推定地盤構造を、Krigingによる空間補間を行って順次連結することで、小浜平野の基盤岩以浅の地下構造を推定し、ボーリング情報および弾性波探査結果との比較・検証を試みた。

5-2 常時微動観測

5-2-1 観測概要

小浜平野の振動特性ならびにS波速度構造を明らかにすることを目的とし、常時微動のアレイ観測および単点3成分観測を実施した。図4.1は、小浜平野周辺の地形図上に、微地形区分³⁾と常時微動観測点を示したものである。アレイ半径を400~500 mとした大アレイ観測(△印)は、台場浜公園、小浜IC、国分、上野木の4地点で実施した。一方、アレイ半径を4, 12, 40~50mとした小~中アレイ観測(☆印)は、雲浜小、国富小、高塚、下野木の4地点で実施した。アレイ観測では、グラウンドや静かな農道等を利用し、正三角形の中心と頂点に微動計を配置する4点同時観測とした。単点3成分観測(●印)は、小浜平野域を緯度方向に15秒、経度方向に22.5秒の2分の1地域メッシュ(約500m四方)に分割し、メッシュ内の比較的交通量が少ない道路や神社、寺、公園内の静かな場所を選び、64地点で実施した。単点3成分観測点の名称は、メッシュの縦方向を大文字で横方向を小文字のアルファベットで表記し、例えば観測点Gbのように記述する。常時微動観測は、Lennartz社製のLe-3D/lite型速度計(固有周期1秒)とLe-3D/5s(固有周期1秒)および白山工業製のデータロガーLs-8000SHを組み合わせて、日中に観測を実施した。

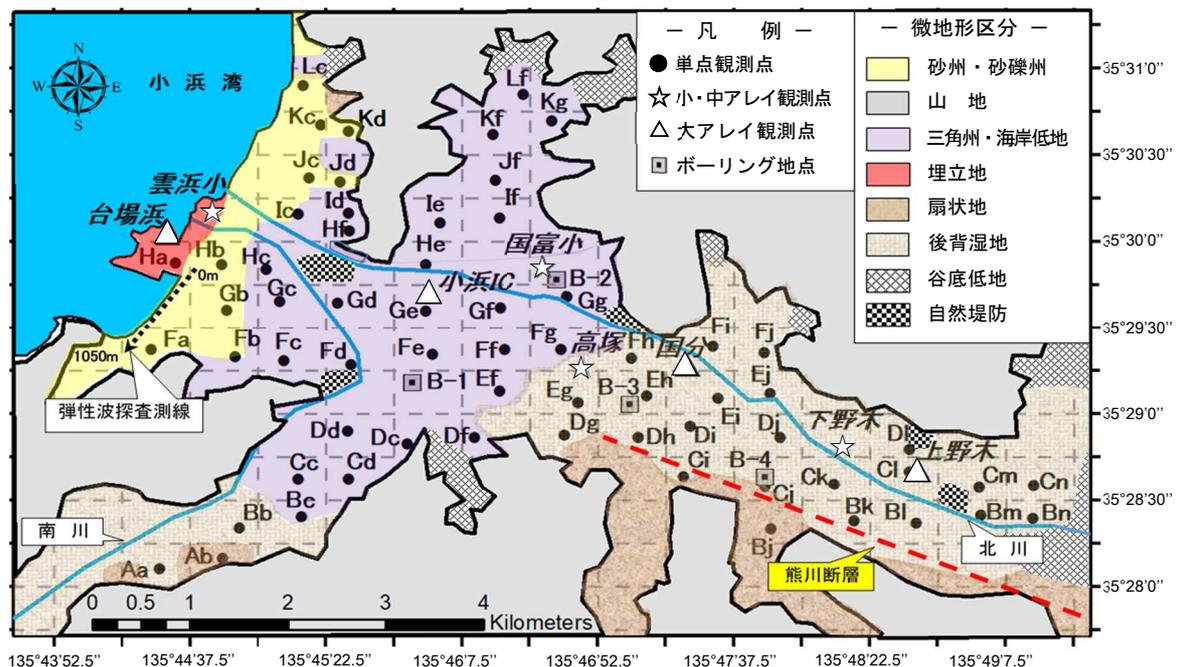


図 5.1 小浜平野の微地形と常時微動観測点

5-2-2 アレイ観測によるRayleigh波位相速度の算出

常時微動観測に基づくアレイ観測で得られた微動データに、位相速度の評価に広く使用されている空間自己相関法（SPAC法）例えば⁴⁾を適用し、Rayleigh波位相速度を算出した。空間自己相関係数の算出に際しては、微動データからノイズの少ない区間を選択し、2,048個のデータを1フレームとし、4分の1にあたる512個をオーバーラップさせながら解析フレームを取り出した。次に、フレームごとの鉛直動（上下動）の振幅二乗和によりパワーを求め、過度にパワーの大きいフレームを除いて解析対象とした。これより、半径ごとの正三角形アレイの中心-頂点間および頂点-頂点間の空間自己相関を求め、Bessel関数と比較し位相速度を算出した。図5.2は、小・中アレイおよび大アレイ観測から得られたRayleigh波の位相速度を連結した分散曲線を示す。

同図の○のプロットは、各アレイ半径から求めたRayleigh波の位相速度であり、黒の実線は、後述する最適地盤モデルによる理論位相速度である。理論位相速度は、大アレイと小・中アレイ間の観測位相速度に不連続な区間があり、この中間層の位相速度は希薄であるが、観測結果を概ね再現できていると思われる。なお、理論位相速度の算出には、後述する最適地盤モデル（5層モデル）に、深部地盤を考慮することで表面波の再現精度が向上するという時松・新井⁵⁾の指摘に従って、小浜平野周辺の地盤モデル⁶⁾を参考に基盤層以深の深部地盤（ $V_s=3500\text{m/s}$ ）を付加した。

図5.2より、河口付近の台場浜・雲浜小と平野中央の小浜IC・国富小では、地下浅部のS波速度に依存する10Hz付近の位相速度は、約100m/s程度であり、やや深い構造に起因する2Hz付近の位相速度は、約500m/s程度であるのに対し、上流側の国分・高塚および上野木・下野木では、それぞれ、10Hz付近で約160m/s～400m/s、2Hz付近で1000m/s～1400m/sと明らかに大きい。これらのことは、北川の河口に向かって堆積層のS波速度が小さく、層厚は厚くなる傾向にあることを示唆するものと判断できる。

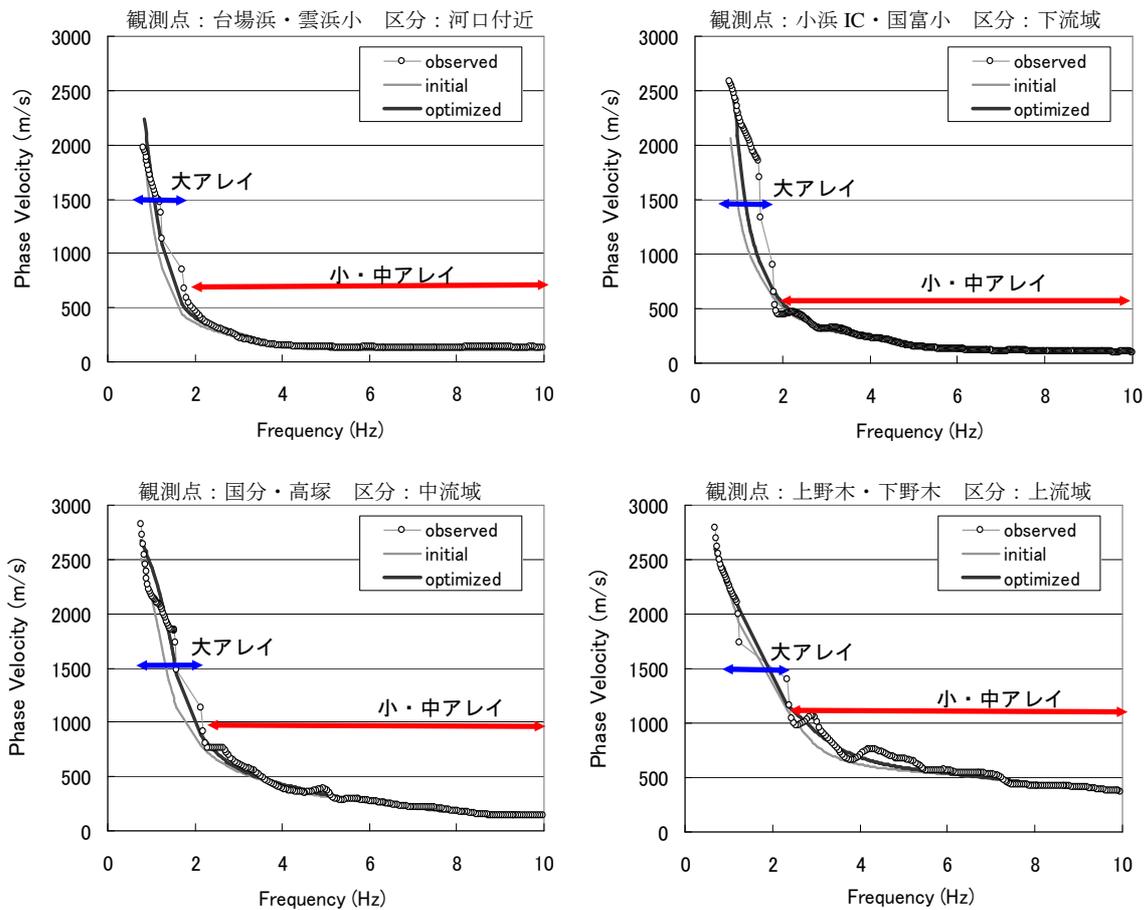


図 5.2 アレイ観測に基づく Rayleigh 波位相速度と理論位相速度

5-2-3 小浜平野におけるH/Vスペクトル比と振動特性

観測データは、サンプリング周波数100Hzで、約10分間のデータを収録し、比較的ノイズの少ない40.96秒の区間を、5区間以上取り出し、Parzenウィンドウ（バンド幅0.3Hz）処理による平滑化を行った。さらに周期ごとにNS方向、EW方向にそれぞれのフーリエ振幅の二乗和平均をUD方向のフーリエ振幅で除すことによりH/Vスペクトル比を求めた。

小嶋・鈴木⁷⁾は、福井平野における約200個所で観測された微動H/Vスペクトルには、短周期側と長周期側の2つの卓越周期が判読され、それぞれ沖積層軟弱層（alluvium）と第四紀層（quaternary layer）最下面に起因することを確認し、それぞれTaとTqと呼称している。同様に小浜平野のH/Vスペクトルについても、TaとTqに対応するような二つの卓越周期が判読された。

図5.3は、小浜平野における常時微動観測から得られたGbとCmのフーリエスペクトルおよびH/Vスペクトル比の例である。北川の下流域に位置するGbでは、短周期側Taとして0.6秒付近、長周期側Tqとして1.0秒付近に明瞭なピーク周期が認められた。一方、上流域に位置するCmでは、Taとして0.2秒付近、Tqとして0.6秒付近に明瞭なピーク周期が認められた。なお、全ての観測点にお

いて、明瞭な短周期側のピーク周期 T_a と、やや不明瞭な場合もあるものの、長周期側のピーク周期 T_q が存在することを確認している。図5.4は、全ての観測点に対してH/Vスペクトル比から読み取った T_a と T_q をサンプルとして、ArcGISのKriging手法^{8), 9)}による空間補間を用いて作成した卓越周期の分布図を示す。図5.3より $T_a \cdot T_q$ ともに北川および南川の流下に伴って周期が長くなるとともに、河口付近の埋立地周辺や平野中央北部の三角州地域で長い傾向が認められる。

T_a : 沖積層軟弱層 (alluvium) に起因する卓越周期, T_q : 第四紀層 (quaternary layer) に起因する卓越周期

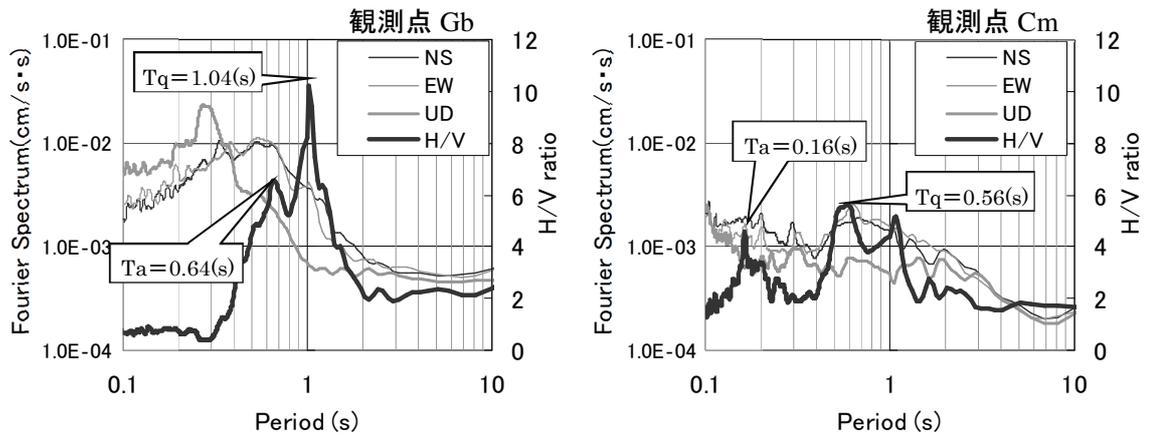


図 5.3 単点3成分観測から求めたフーリエスペクトルとH/Vスペクトル比

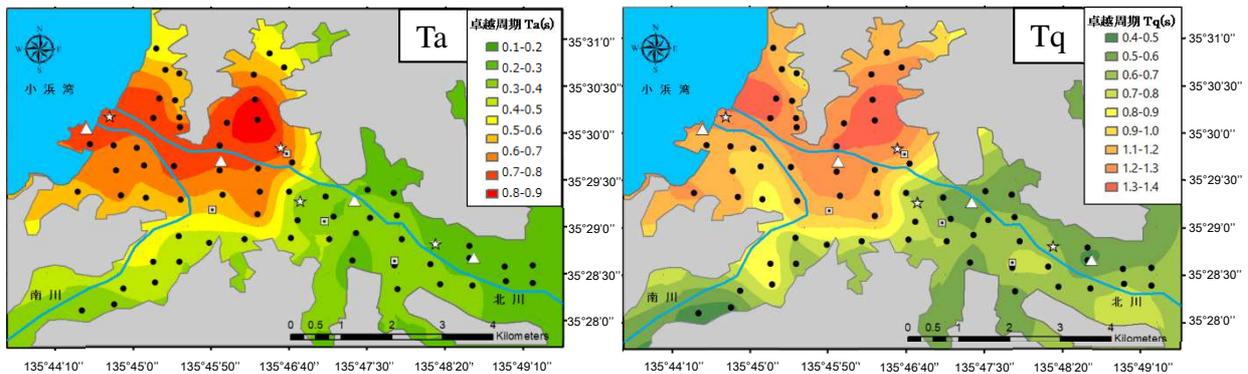


図 5.4 小浜平野の卓越周期(T_a , T_q)分布

5-3 常時微動に基づく S 波速度構造の推定

5-3-1 Rayleigh波位相速度に基づく地下構造の推定

アレイ観測から求められたRayleigh波位相速度分散曲線に基づいてS波速度構造の推定を行う。アレイ観測によるモデルは、図5.1に示す小・中アレイ観測点の位置を代表モデルとし、初期モデルの設定に際しては、波長 λ の位相速度と深さ z までの平均S波速度の関係を示した長尾・紺野¹⁰⁾による統計結果を援用した。初期モデルの設定方法の詳細は、小嶋らの文献¹¹⁾を参照されたい。S波速度構造モデルとしては、5-2-2節の推定結果に、ボーリング資料や地質分布などの事前情報を加味し、沖積層2層、洪積層2層、および基盤からなる5層モデルを仮定した。福井県地質図2010年版¹²⁾によれば、周辺の山体および堆積岩は、丹波帯に属する古生代後期～中世代の二畳紀～ジュラ紀にかけての砂岩、頁岩、メランジエ、緑色岩、石灰岩、チャートなどの比較的古い堆積岩が分布するとされている。小浜平野の基盤岩としては、第四紀層の下に上述の堆積岩層が広がっているものと仮定し、KiK-net小浜観測点の地盤情報も加味して2200m/sに固定した。推定対象は、沖積層2層、洪積層2層の層厚とし、遺伝的アルゴリズム¹³⁾を用いて最適化を行った。遺伝子は6ビット、個体数は20、世代数は30、交叉確率0.4、突然変異確率を0.05と設定した。

図5.5は図5.2に示した地点の最適地盤モデルによるS波速度構造モデルである。図5.5より基盤までの深さは、河口付近～下流域の観測点では150m程度と見積もられ、中流域～上流域の観測点では130～80m程度であり、北川の下流に向かって基盤が深くなることが示唆された。また、下流域ほど洪積層2層目の層厚が大きい傾向が認められ、中流域～上流域では、深さ50m程度でS波速度が1000m/s程度と大きいが、下流域～河口付近の観測点では、S波速度が600m/s程度と小さい傾向が認められる。これらの傾向は、図5.4の卓越周期分布図で示されている、河口および平野中央北部で卓越周期が長く、北川上流域ほど卓越周期が短いことと調和的である。

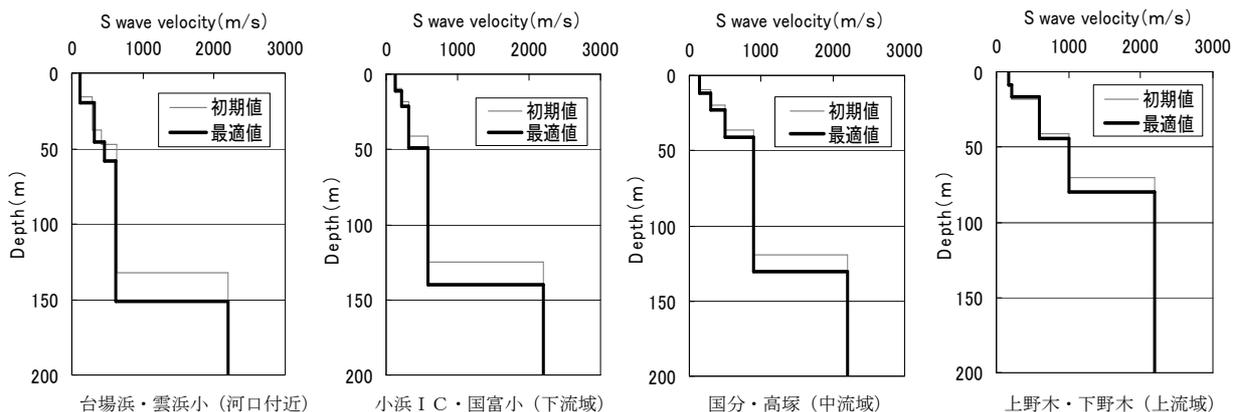


図 5.5 アレイ観測地点の推定 S 波速度構造

5-3-2 H/Vスペクトルに基づくS波速度構造推定法の定式化

本節では常時微動の単点3成分観測によるH/Vスペクトルに基づいて、単点観測地点の地盤構造を推定する方法を検討する。時松・新井⁵⁾は、常時微動のH/Vスペクトル比は、表面波のRayleigh波とLove波であり、両者の高次モードまでを考慮することにより、卓越周期のみならず振幅特性も再現できることを示している。本研究では、彼らの考え方に基づき、次式を最少化する地盤各層の層厚およびS波速度を推定することにより、単点3成分観測地点直下の一次元地盤構造の推定を行う。

$$J = \frac{1}{N} \sum_{f=f_1}^{f_N} \left(\frac{\log_{10}(H/V_f^O) - \log_{10}(H/V_f^C)}{\log_{10}(\sigma_{H/V,f}^O)} \right)^2 + \frac{1}{N-1} \sum_{f=f_1}^{f_{N-1}} \left(\frac{G_f^O - G_f^C}{2} \right)^2 \quad (5.1)$$

ここに、 $H/V_f^O, H/V_f^C$: 周波数 f の観測および理論 H/V スペクトル比、 $\sigma_{H/V,f}^O$: 周波数 f での H/V スペクトル比の標準偏差、 G_f^O, G_f^C : 周波数 f と $f+df$ 間の H/V の傾きが正なら 1、負なら -1 に 2 値化した傾きである。Rayleigh 波と Love 波を考慮した理論 H/V スペクトルの算出に際しては、斎藤・椋沢¹⁴⁾による Compound Matrix 法を用い、Love のパワー比は、Arai and Tokimatsu¹⁵⁾と同様に 0.7 (Rayleigh 波/Love 波) に固定し、2 次モードまでを考慮した。式(5.1)の最少化には、前節と同様に遺伝的アルゴリズムを採用した。なお、想定 S 波速度構造モデルは、前節と同様の 5 層モデルとし、上部 4 層の層厚を推定対象とし、初期値の修正率を $\pm 30\%$ で探索した。密度はボーリング情報および道路橋示方書¹⁶⁾の土質分類による値を参考に固定し、表層から沖積 1 層目 1.7t/m^3 、沖積 2 層目 1.8t/m^3 、洪積 1 層目 2.0t/m^3 、洪積 2 層目 2.1t/m^3 および基盤層 2.4t/m^3 とした。P 波速度は狐崎ら¹⁷⁾の提案式 $V_p \doteq 1.11 \times V_s + 1290$ (m/s) を用いて S 波速度と連動させた。また、遺伝的アルゴリズムの計算は基本的に 1 回としたが、逆解析の結果から理論 H/V と観測 H/V の適応性が悪い場合には、初期地盤モデルの S 波速度を $\pm 10\%$ の範囲内で探索し、最終的に理論値と観測値の対応を改善させることも併せて行った。H/V スペクトルに基づく地下構造の推定は、小・中アレイ観測地点から開始し、初期 S 波速度モデルは図 5.5 に示す最適地盤モデルを設定した。以降は、順次隣接する観測点を対象とし、直前の推定地点の最適モデルを初期モデルとして、最適化計算を繰り返し、全ての単点観測点に対して S 波速度構造の推定を行った。

5-3-3 推定地盤構造

図 5.6 は、図 5.1 に示す観測点 Hc と Bn における微動の観測 H/V スペクトル (○印) と、最適地盤モデルによる理論 H/V スペクトル (黒実線) の比較の例である。両者の比較より、振幅の絶対値の対応は不完全であるが、ピークおよび谷部の周期は概ね再現できているように判断できる。

図 5.7 は、図 5.1 に示す全ての単点観測点における観測 H/V スペクトルの逆解析から S 波速度構造を推定し、GIS の Kriging 手法による空間補間を行った沖積層 (Ha) と第四紀層厚 (Hq) の分布を示している。図 5.7 より、小浜平野の沖積層は、北川の下流に向かって $8\sim 36\text{m}$ と小浜湾に向かって厚くなっており、平野中央北部と南川中流域で $21\text{m}\sim 27\text{m}$ 程度とやや厚く、河口付近の市街地周辺で 36m 程度と最も厚くなることが確認できる。一方、第四紀層は、沖積層と同様に北

川の河口に向かって厚くなり、北川上流域および南川上流域では 60~80m 程度と薄く、平野中央部の北川周辺で 90m~120m 程度とやや厚い層を形成している。河口付近の埋立地周辺では、沖積層厚 36m、第四紀層厚 150m 程度と最も厚く、後述する寛文地震の被害が大きいことと調和的である。なお、国富小北西側の H_q の層厚は、図 5.4 より T_q が長い地域であり H_q も厚くなる傾向にあると予想されるが、同地域の層厚はやや薄い結果となった。これは図 5.5 に示した国富小の位相速度から推定された洪積層の V_s が、同地域において比較的小さく推定していたため、 H_q の層厚が薄く推定されたと考えられる。

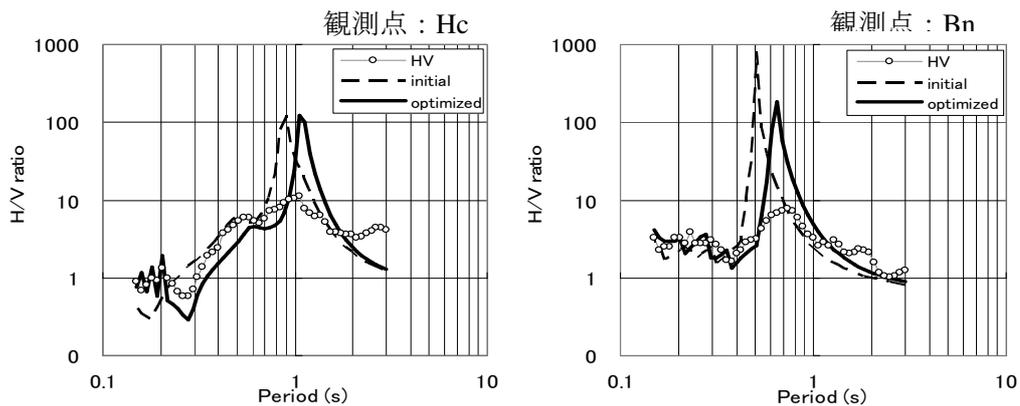


図 5.6 観測 H/V スペクトルの最適地盤モデルによる比較の例

ここでは、前章で提案した H/V スペクトルの逆解析による推定地盤構造を、ボーリング情報および弾性波探査（P 波探査）の結果と比較し、提案モデルの妥当性について検討する。図 5.8 は、図 5.1 に示す観測点 Fe, Gg, Eh および Cj における観測点周辺で実施されたボーリング調査の N 値から道路橋示方書¹⁸⁾の方法を適用して換算した S 波速度構造（◇印）と H/V スペクトルの逆解析から推定した S 波速度構造（黒色実線）との比較を示す。小浜平野で実施されたボーリング調査は、調査箇所が少なく、探査深度についても 20m 程度と浅いため、深い S 波速度構造については比較できないが、H/V スペクトルの逆解析から推定した S 波速度構造は、ボーリング情報に基づく S 波速度と良く合致していることが確認できる。図 5.9 は、微動の逆解析から推定した地盤構造と、図 5.1 に示す小浜湾に面した弾性波探査測線¹⁹⁾の基盤深さ（第四紀層下面）との比較を示す。逆解析から推定した基盤深度は、P 波探査の反射面で見られる 600~1000m 付近の凹凸は再現できていないものの、北側の起点で 150m 程度であり、南方に位置する山側に向かって浅くなる傾向は対応していることが確認できる。

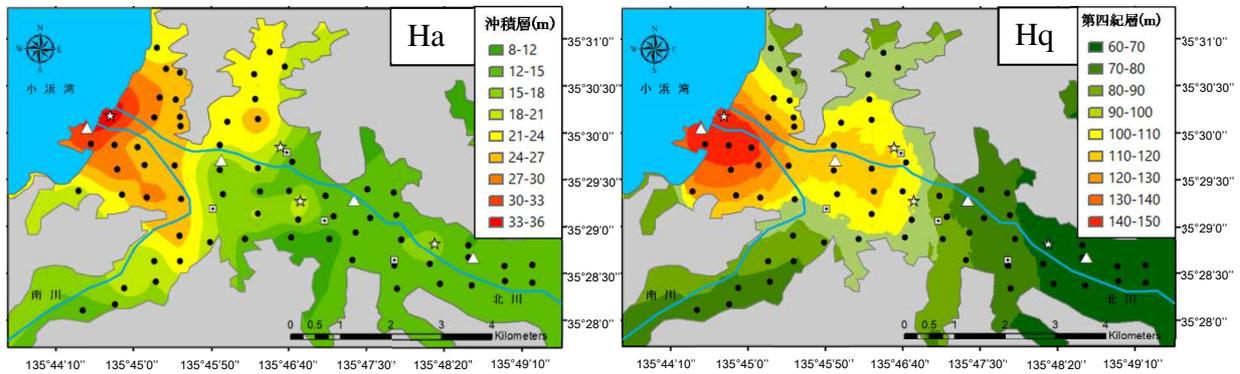


図 5.7 H/V スペクトルに基づく逆解析から推定された小浜平野の沖積層 (Ha)・第四紀層 (Hq)

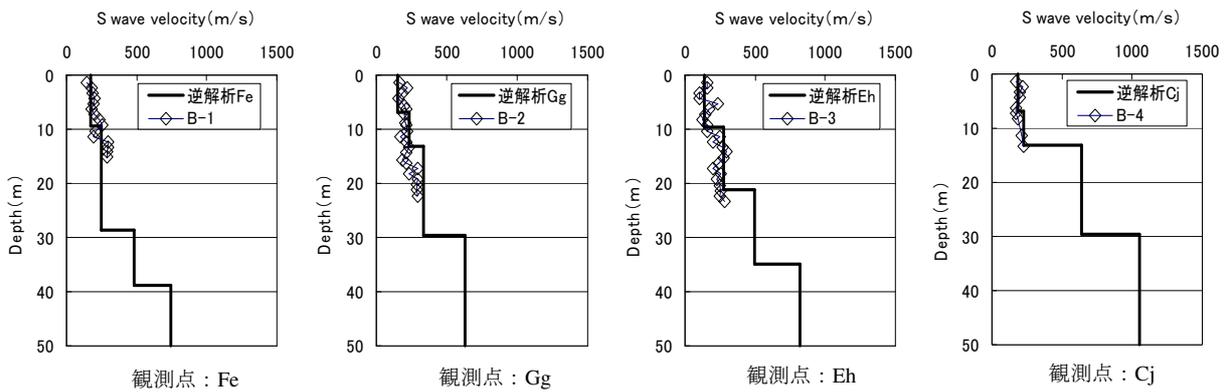


図 5.8 ボーリング情報および H/V の逆解析による S 波速度構造の比較

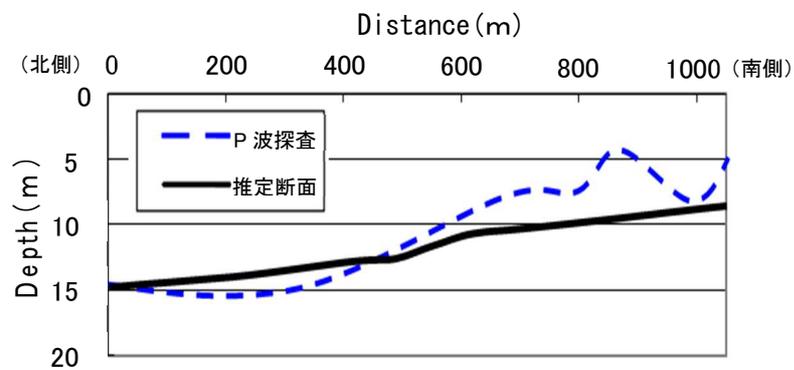


図 5.9 P 波探査と推定地盤に基づく基盤深度の比較

5-3-4 平均S波速度 (Vs30) と寛文地震の被害状況

図 5.10 は前節の推定 S 波速度から算出した深さ 30m までの平均 S 波速度 V_{s30} の分布 (推定モデル) と J-SHIS³⁾ による V_{s30} の分布 (J-SHIS モデル) との比較を示す。図 5.10 の推定モデルの網掛け部は、文献²⁾に基づく被害地域、□は被害が無かったとされる建物 (寺院等) の位置である。推定モデルによる V_{s30} は、北川上流域および南川上流域で、それぞれ 225m/s~275m/s, 275m/s~300m/s 程度であるが、河川の流下に伴って小さくなり、図 5.1 に示した河口部の埋立地周辺では 160m/s 程度まで減少していることが確認できる。小浜平野において、河口周辺に広がる市街地および 2013 年の小浜豪雨で冠水した平野中央北部は、 V_{s30} が 160m/s~200m/s 程度という特に小さい地域である。前節の結果から卓越周期が長くて沖積層も厚いことや、推定モデルに示す寛文地震の被害地域と一致していることなどが見て取れる。また、寛文地震の際に被害が無かったとされる建物は、 V_{s30} が 200m/s 以上で沖積層が浅い地盤上に位置していることが認められる。次に推定モデルについて、J-SHIS モデルを参考に比較を行う。ここで、J-SHIS による V_{s30} ²⁾⁰⁾ は、標高、傾斜および山地からの距離を説明変数とした回帰式を利用して算出しているため、図 5.1 に示した微地形区分に近い分布形状となっている。J-SHIS モデルの V_{s30} は、北川上流域や山間部で 300m/s 程度であるが、中流域で 160m/s~180m/s 程度と急激に減少し、平野中央で 200m/s~225m/s 程度、河口付近で 225m/s~300m/s 程度と河口側で大きくなる傾向にある。中流域~上流域で見られる J-SHIS と推定モデルの相違の要因として、この領域で推定モデルでは沖積層が浅くまた洪積層の S 波速度が大きく推定され、結果として V_{s30} が大きく算出されたことがあげられる。

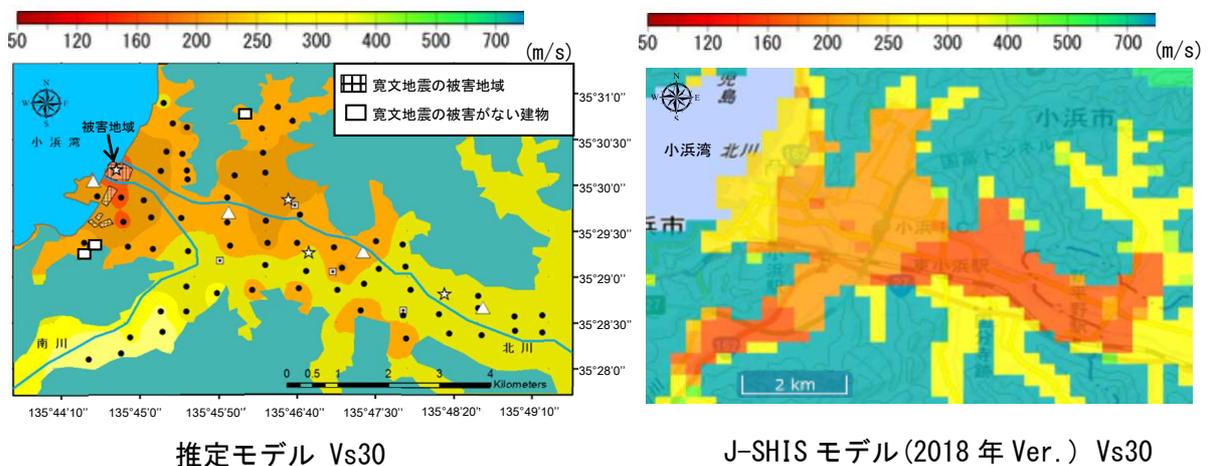


図 5.10 平均 S 波速度 (V_{s30}) における推定モデルと J-SHIS モデルとの比較

5-4 おわりに

本論文では、動的特性評価のための地盤構造モデルが不十分な小浜平野を対象に常時微動観測を実施し、平野域の振動特性を判読するとともに、アレイ観測によるRayleigh波位相速度および単点3成分観測によるH/Vスペクトルに基づいて、平野域の地下構造の推定を行った。観測点ごとの推定地下構造に対しKrigingによる空間補間を用いることで、平野域全体の3次元的な地下構造の推定した。また、推定した地下構造は、既存のボーリング情報および弾性波探査に基づく地盤構造と比較し、以下の知見を得た。

- (1) 小浜平野の沖積軟弱層および第四紀層に起因する卓越周期は、北川の河口に向かって長くなること、小浜湾に近い埋立地周辺や平野中央北部の三角州地域で特に長くなる傾向が認められた。
- (2) アレイ観測から求められた Rayleigh 波位相速度は、小浜湾周辺や平野中央で小さく、北川の上流域で大きくなる傾向が確認された。
- (3) 観測 H/V スペクトルに基づいた推定 S 波速度構造に Kriging による空間補間を行うことにより、小浜平野の S 波速度構造を推定した。微動に基づく推定構造は、既存のボーリング情報や弾性波探査結果と調和的であることが確認できた。
- (4) 小浜平野の中でも河口周辺に広がる市街地および平野中央北部は、沖積層が厚く、Vs30 (推定モデル) も 160m/s~200m/s 程度と小さく、寛文地震の被害地域と一致していることなどが確認できた。

参考文献

- 1) 西山昭仁, 小松原琢, 東幸代, 水野章二, 北原糸子, 武村雅之, 寒川旭: 活断層調査と文献史料から推定した寛文二年(1662)若狭・近江地震の起震断層と震源過程, 歴史地震, No.20, pp.257-266, 2005.
- 2) 小松原琢: 寛文2年(1662)近江・若狭地震の地震像と被災地区の歴史地理的考察, 京都歴史災害研究, No.5, pp.21-38, 2006.
- 3) J-SHIS: 地震ハザードステーション, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/> (参照 2018-9-3).
- 4) 松岡達郎, 梅沢夏実, 巻島秀男: 地下構造推定のための空間自己相関法の適用性に関する検討, 物理探査, Vol.49, No.1, pp.26-41, 1996.
- 5) 時松孝次, 新井洋: レイリー波とラブ波の振幅比が微動の水平鉛直スペクトル比に与える影響, 日本建築学会構造系論文集, No.511, pp.69-75, 1998.
- 6) 原子力規制委員会: 「大飯発電所地震動評価について」
<http://adieunpp.com/download4link4/kousaiafter13/kou588.pdf> (参照 2018-6-1).
- 7) 小嶋啓介, 鈴木大輔: 常時微動と地盤統計手法に基づく福井平野の第四紀構造の推定, 応用地質, Vol.46, No.1, pp.9-19, 2005.

- 8) Esri 社：クリギング (Kriging) の仕組み,
<http://desktop.arcgis.com/ja/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/how-kriging-works.htm>
(参照 2018-6-18).
- 9) 間瀬茂：地球統計学とクリギング法－R と geoR によるデータ解析－，オーム社，2010.
- 10) 長尾毅，紺野克昭：常時微動のアレー観測に基づく表層地盤の平均 S 波速度推定精度に関する研究，土木学会論文集，No. 696/I-58，pp.225-235，2002.
- 11) 小嶋啓介，辻森卓実，苗加一典：常時微動観測に基づく福井平野東西断面の S 波速度構造の推定，応用力学論文集，Vol. 7，pp. 119-128，2007.
- 12) 福井県建設技術公社：福井県地質図 2010 年版，2010.
- 13) 石田良平，村瀬治比古，小山修平：パソコンで学ぶ遺伝的アルゴリズムの基礎と応用，森北出版，1997.
- 14) 斎藤正徳，栴沢宏之：成層構造に対する反射率，表面波分散曲線の計算 II. レイリー波の計算，物理探査学会誌，Vol.46，No.4，pp.283-298，1993.
- 15) Arai, H. and K. Tokimatsu: S-Wave Velocity Profiling by Inversion of Microtremor H/V Spectrum, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94, No. 1, pp.53-63, 2004.
- 16) 日本道路協会：道路橋示方書・同解説 V 耐震設計編，日本道路協会，p.357，2002.
- 17) 狐崎長琅，後藤典俊，小林芳正，井川猛，堀家正則，斎藤徳美，黒田徹，山根一修，奥住宏一：地震予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定，自然災害科学，Vol.9，No.3，pp.1-17，1990.
- 18) 日本道路協会：道路橋示方書・同解説 V 耐震設計編，日本道路協会，pp.25-26，2002.
- 19) 原子力規制委員会：「熊川断層」，<http://www.nsr.go.jp/data/000194027.pdf> (参照 2018-6-1).
- 20) 松岡昌志，若松加寿江，藤本一雄，翠川三郎：日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均 S 波速度分布の推定，土木学会論文集，No.794/I-72，pp.239-251，2005.

第6章 切盛り宅地造成地への適用と地震時安定性評価

6-1 はじめに

21世紀に入り日本周辺では地震活動が活発になるとともに、ゲリラ豪雨などの頻度も増加し、地震動や地下水の上昇に起因した地盤構造物の被害が頻発している。特に、高度成長期以降に造成された、山麓地域や丘陵地の斜面の谷埋め盛土造成地の被害が多発している。2011年の東北地方太平洋沖地震では、仙台市を例に挙げると、谷埋め盛土造成地の盛土部や切り盛り境界部において、地滑りや地盤の隆起・沈下に伴う建物の倒壊やライフラインの損傷、道路・擁壁等の亀裂や崩落などの被害が数多く発生し、切土部に比べて被害が甚大であることが報告^{1)~3)}されている。このように、盛土部および切り盛り境界部で被害大きくなるのは、谷埋め部分のS波速度が切土部に比較して小さく地震動の増幅が起りやすいこと、谷部には造成後も水が集まりやすく、排水設備が不十分な場合には、地下水位の上昇に伴う有効応力の低下による強度低下が起こることなどに起因していると考えられている。

このような背景の中で盛土造成地の危険性の把握や被害軽減のために、国土交通省では平成18年度に宅地耐震化推進事業を開始している。これを受けて地方自治体は、大規模盛土造成地の変動予測調査が実施し、危険と判断された盛土造成地に対しては滑動崩落防止工事などの予防対策が進められることとなった。変動予測調査では、国土交通省のガイドライン⁴⁾によれば、標準貫入試験によるN値の測定、室内土質試験や弾性波探査等のデータを元に地盤構造を推定し、安全率を算定することとしている。しかしながら、これらの方法は手間やコストがかかり、盛土造成地全体の信頼性の高い評価を行うことは難しい。また造成年代の古い盛土造成地では、地盤情報や施工記録が失われていたり、地盤特性自体が変化したりして、変動予測調査が進んでおらず、危険性を抱えたまま放置されているケースも多いと考えられる。

以上のことを踏まえて盛土造成地の安全性を検討するためには、簡便な方法を用いて造成地全体の切り盛り層厚、剛性、強度等の3次元分布を評価できることが望ましい。

そこで本研究では、対象地点全体で詳細に実施できる方法として、加振を必要とせず、地表での短時間計測から、地下構造を推定できる可能性のある、常時微動観測情報に基づく方法を提案する。適用対象地点としては、福井県内の1960年代に造成された二箇所の谷埋め盛土造成地を選定している。観測で得られた常時微動観測情報から造成地の振動特性を把握するとともに、盛土厚ならびにそれより下層の地下構造の推定を行う。さらに、詳細に実施した微動観測点の深度方向の推定地下構造の空間補間により、造成地全体の地下構造を求めた。最後に得られた地下構造に対し、弾塑性有限要素法を適用し、造成斜面の地震時安定性を検証した結果を報告する。

6-2 盛土造成地の地形および開発状況

本研究における観測対象地は、福井県福井市南部に位置する谷部の宅地造成に伴う地形改変が著しいA団地およびS団地を選定した。写真6.1は、A団地およびS団地における造成前および造成後（現在：平成29年7月）の空中写真をそれぞれ示す。

A団地は、昭和40年代半ばに尾根筋と谷筋を横切るように整形されたひな壇状の切り盛り造成地で、2本の谷筋と2本の尾根筋の上に宅地造成工事を行っており、福井平野上の孤立丘である城山の南側斜面に位置している。対象地域の地質は、福井県地質図説明書⁵⁾によると、糸生層の凝灰質砂岩、シルト岩および泥岩からなり、造成以前の地形図⁶⁾から同地域は、谷筋の山側の奥深くまで湿田地帯として利用されていたことが確認できる。

S団地は、昭和30年代後半から昭和40年代にかけて広範囲にわたる谷部を埋めた盛土造成地であり、福井平野南部の孤立丘である経ヶ岳の東側に位置しており、北西部と南西部が山地部で北東部と南東部は中位段丘からなる。対象地域の地質⁵⁾は、鯖武台地の段丘で礫、砂、泥からなり、山地部では糸生層の凝灰質砂岩、シルト岩および泥岩からなる。また、谷底平野部では周辺で行われたボーリングデータから、上部に盛土層（表土・砂質土）、その下にシルト層、有機質土層、シルト層、砂質土（風化岩）で形成され、さらに造成前の地形図⁷⁾からはA団地と同様に湿田として利用されていたことが確認できる。これらのことから現在の谷埋め盛土部にあたる地盤のほとんどは造成前には緩い軟弱地盤であったと考えられる。

以上より本観測対象地域は、緩い地盤上の谷埋め盛土造成地であり、現在の地形は造成地周辺が小高い山や丘に囲まれる谷地形で、豪雨時には集水地形となりやすく地盤災害危険度が高い地域であることが予想される。

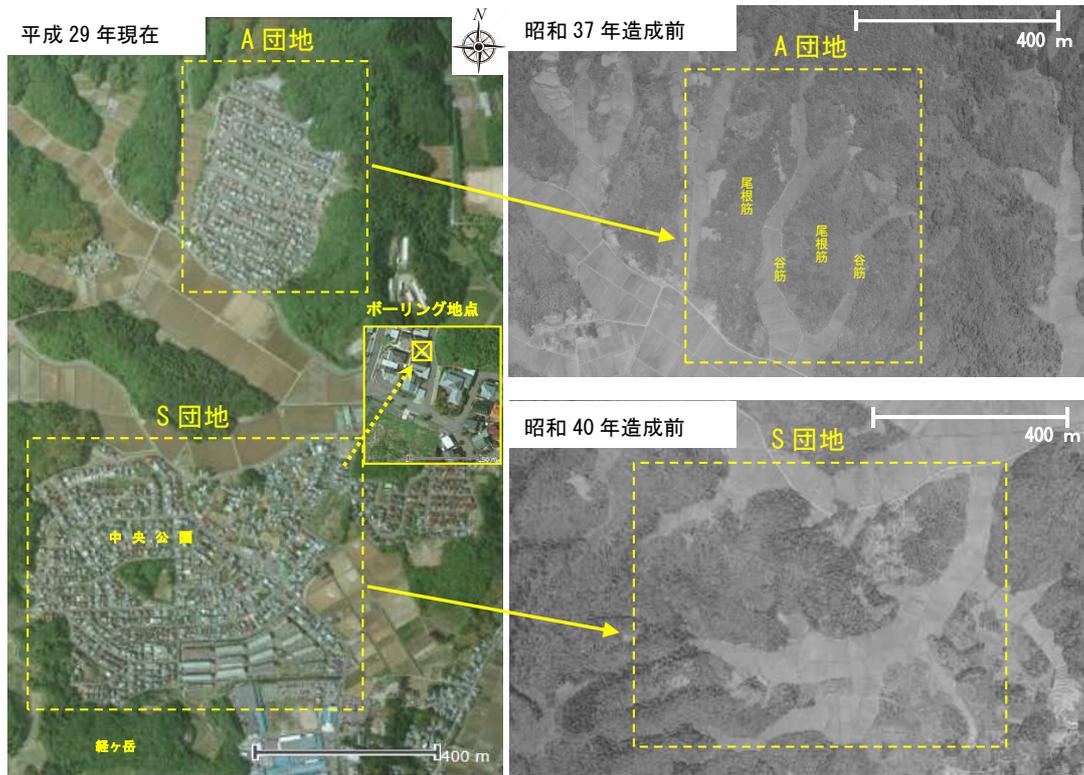


写真 6.1 A 台団および S 団地の航空写真

6-3 地理情報システム（GIS）を活用した盛土造成地の切土および盛土の区分判定

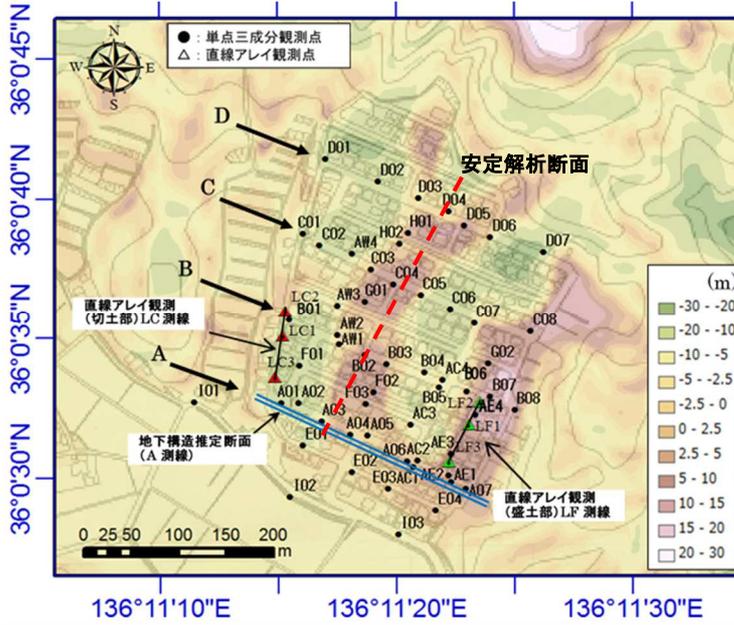
図 6.1 および図 6.2 は、A 団地と S 団地の GIS（地理情報システム、ArcGIS ソフト ESRI 社製）を用いて作成した造成前と造成後の切り盛り分布を示す。切り盛り分布の作成方法は下記の通りである。

- (1) 造成前の地形図をスキャナで読み取りデジタル化する。
- (2) 画像編集ソフトを使って不要な線を削除し、等高線のみデータとする。
- (3) 作成した造成前の等高線データを GIS 上に緯度・経度の座標を入力して現在の地形図の位置に合わせる。
- (4) 等高線データをベクター形式（ポリゴンデータ）で表示させ、各等高線に標高値を入力してポイントデータ化する。さらにスプライン手法による内挿処理を行いラスター化して造成前の標高分布図を作成する。
- (5) ラスター化した造成前の標高分布図を 5m メッシュ毎にポイントデータ化して、造成前標高データを生成する。
- (6) 造成前と現在の標高データの差から改変量を算出する。
- (7) テンションスプライン関数^{8), 9)}を用いた空間補間を行ってラスター化し、切り盛り分布図を作成する。

なお、造成前の標高データの作成には、A 団地で昭和 36 年の国土地理院 2 万 5 千分の 1 の地形図⁶⁾を、S 団地で昭和 33 年と昭和 36 年の国土地理院 2 万 5 千分の 1 の地形図^{6), 7)}を使用している。また、現在の標高データの作成には、国土地理院が公表している 5m メッシュの数値標高モデル¹⁰⁾を使用した。

図 6.1 の A 団地では、造成前写真に見られる 2 組の尾根筋と谷筋に沿って、切り盛り工事により形成された切土部と盛土部を、明瞭に確認することができる。図 6.2 の S 団地では、中央部を東西に走る道路（A 測線）より南側の大部分が比較的厚い谷埋め盛土部であることが判定された。また、中央公園の西側の最も高い山地部分では切土工事、南側の沢部では盛土造成工事が行われ、盛土層が厚い領域であることが確認できる。

(a) 切り盛り分布と観測点



(b) 切り盛り分布と卓越周期分布

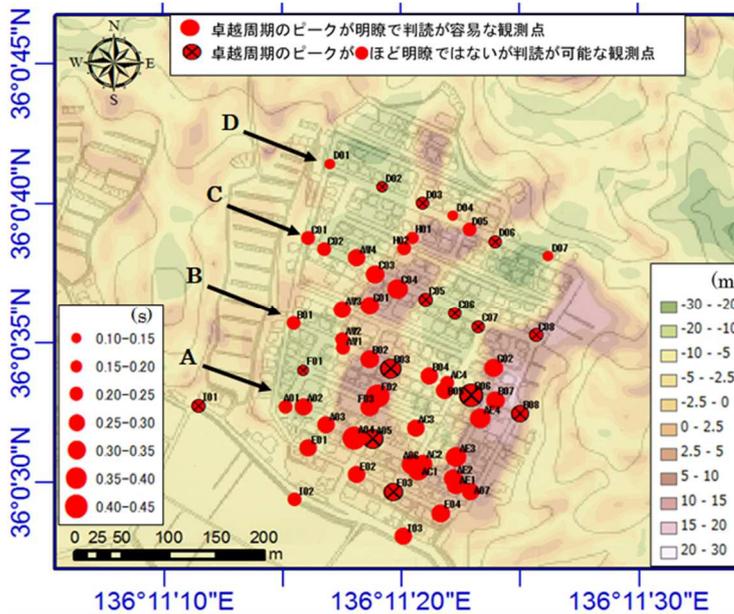
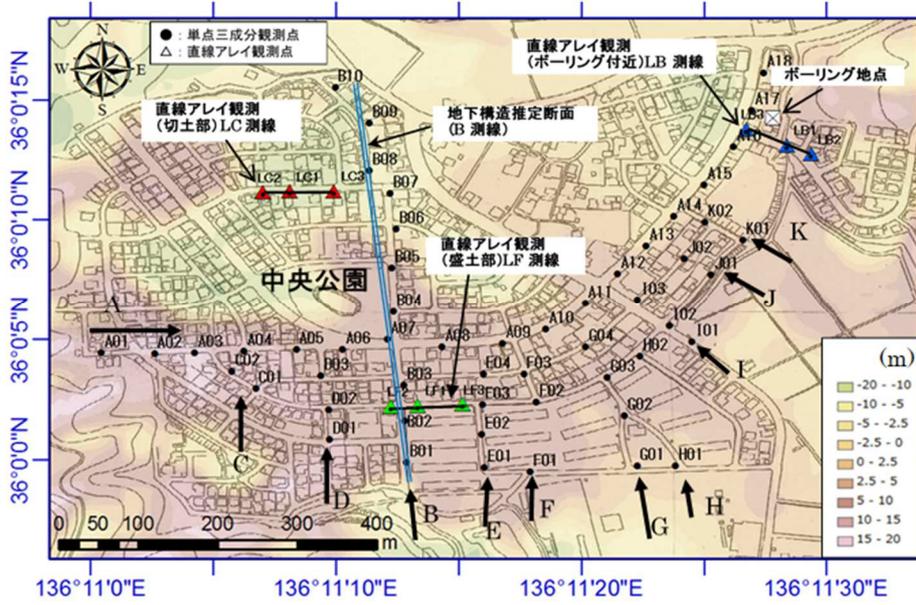


図 6.1 A 台団における観測点と切り盛り分布・卓越周期分布

(a) 切り盛り分布と観測点



(b) 切り盛り分布と卓越周期分布

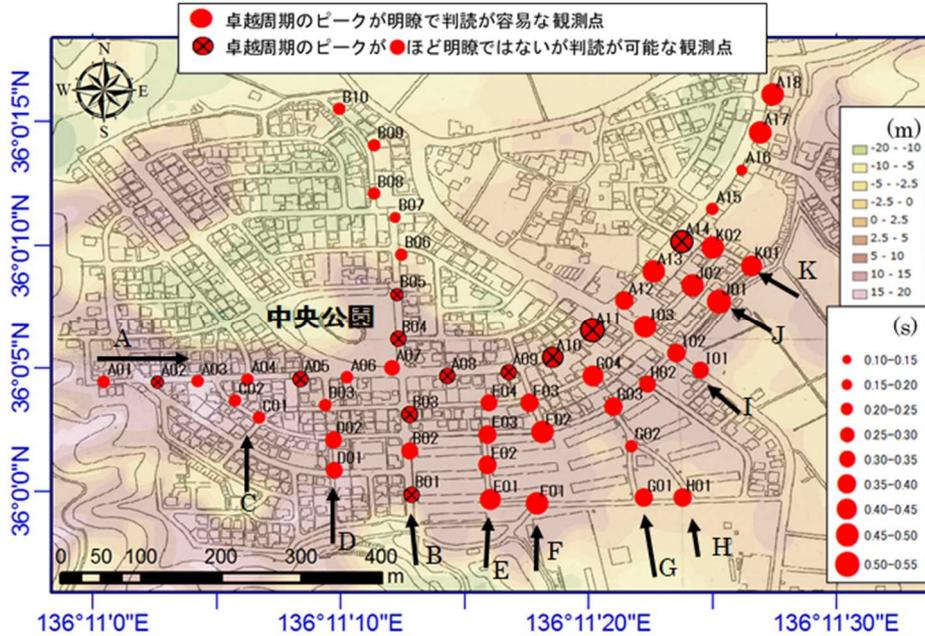


図 6.2 S 台団における観測点と切り盛り分布・卓越周期分布

6-4 盛土造成地における常時微動観測

6-4-1 観測概要

図 6.1(a)および図 6.2(a)の●印は、常時微動の単点三成分観測点（A 団地 56 地点，S 団地 53 地点）を，△印は直線アレイ観測地点（A 団地 6 地点，S 団地 9 地点）を示している．単点三成分観測点は，盛土造成部を縦断および横断するように道路に沿って配置した．A 団地では，図 6.1(a)に示す通り，東西方向にほぼ平行に通る 4 本の道路を南から A 測線，B 測線，C 測線および D 測線とし，測線ごとに 7,8 個所の観測点を配置した．また A～D 測線に直交するように尾根筋，又は谷筋の縦断方向にも測点を配置した．S 団地では，図 6.2(a)に示す通り，中央公園の南側に面した東西に走る道路に沿って A 測線を配置し，A 測線の東側に面する南北に走る道路を B 測線とし，観測点をほぼ等間隔に配置した．さらに A 測線と直交して，谷筋を横切るような方向に C から K の測線を配置した．

常時微動観測には，微動計（速度計 Lennartz 社 LE-3Dlite Mk II ,固有周期 1 秒）とデータロガー（白山工業 LS-8800）を用いた．サンプリング間隔は 200Hz (0.005 秒) で，一地点当たり 10 分程度計測し，比較的ノイズの少ない 20.48 秒の区間を 5 区間以上取り出し，フーリエスペクトルを作成し，Parzen ウィンドウ (0.1Hz) による平滑化処理を行った．さらに周期ごとに NS 方向，EW 方向にそれぞれのフーリエ振幅の二乗和平均を，UD 方向のフーリエ振幅で除すことによって，H/V スペクトル比を求めた．

次に A 団地および S 団地の切土部・盛土部において，Rayleigh 波位相速度を求めるために直線アレイ観測を行った．表面波を対象とした常時微動のアレイ観測法の前提として，地盤が水平方向に均一な成層地盤であることが必要である．しかし造成地盤では，この条件の成立は難しいと思われるが，ここでは，横断方向に比べて地下構造の不連続性が小さいと考えられる谷筋と尾根筋方向では，微動計の間隔（アレイ半径）を小さく設定し，近似的に成層地盤と同様の表面波が伝播していると仮定して，アレイ観測点を展開することにした．観測ヤードが限られている場合には，長ら¹¹⁾の極小アレイ観測の採用も考えられるが，複数の観測点間距離において，空間自己相関係数と Bessel 関数の適合度を評価でき，位相速度を周波数ごとに一義的に決定できる拡張 SPAC 法への適用を重視し，線状配置アレイ観測（直線アレイ観測）を採用した．微動が等方あるいは 1 方向から伝播している場合には，盛川ら¹²⁾，小嶋ら¹³⁾の 2 点 SPAC 法の考え方に基づいた線状配置アレイ観測により，円形配置アレイ観測と同等の位相速度が求められることを確認している．直線アレイ観測は，A 団地では西側尾根筋の切土部分の LC 測線と東側谷筋の盛土部分の LF 測線で実施し，S 団地では北側の切土部分の LC 測線と南側の盛土部分の LF 測線，ならびにボーリング地点付近の LB 測線で実施した．直線アレイ観測の概要については，6-5-1 で詳述するが，4 台の微動計を使用し，地点ごとに 3 回の同時観測を行った．

6-4-2 盛土造成地の振動特性 (H/V スペクトル比特性)

図 6.3 は、A 団地および S 団地における常時微動観測から得られた代表的な切土・盛土地点の、水平・鉛直成分スペクトルおよび H/V スペクトル比を示している。盛土部の H/V スペクトル比には、周期 0.2~1.0 秒程度に振幅の大きな明瞭なピーク周期が認められる。一方で、切土部のピーク周期は、0.1~0.5 秒程度と盛土部と比較して短く、H/V スペクトル比の振幅も小さい傾向が認められた。

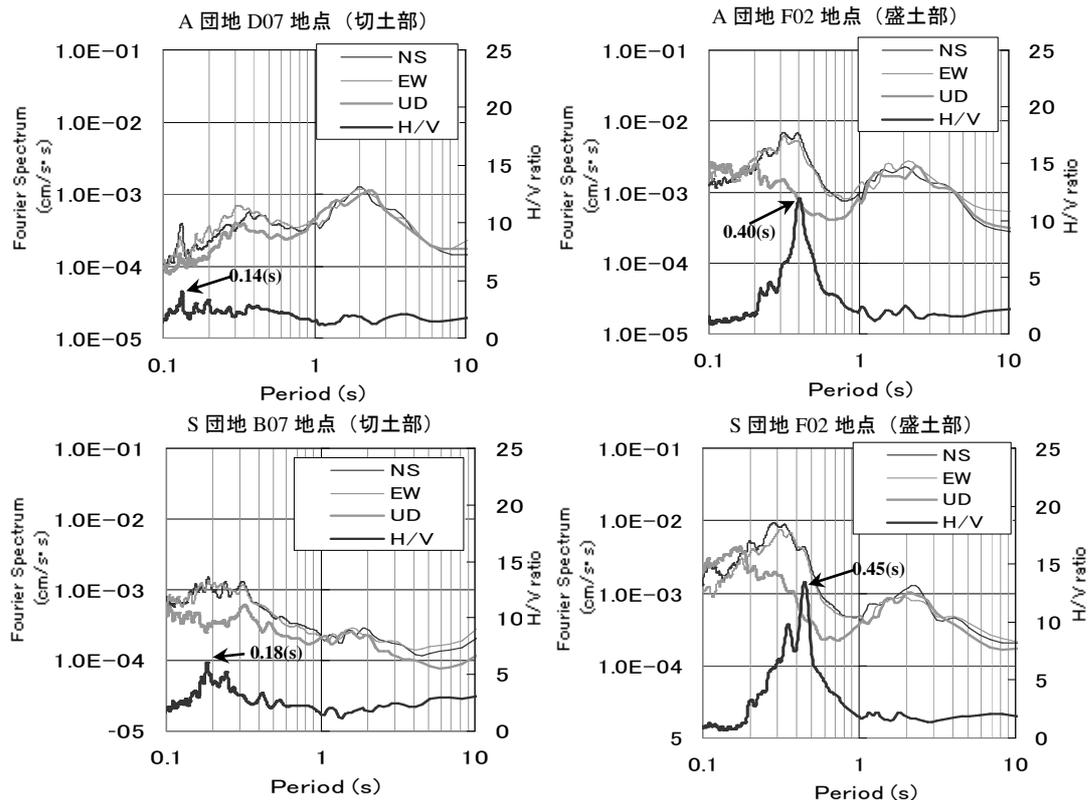


図 6.3 切土・盛土地点のフーリエスペクトルと H/V スペクトル比

図 6.4 は、図 6.1(b)および図 6.2(b)における GIS より推定した切り盛り厚さと卓越周期の関係である。同図の▲印は、A 団地 C 測線および S 団地 B 測線における単点 3 成分観測点の卓越周期を示し、□印は、造成前後の等高線・標高地図を基に GIS より推定した切り盛り厚さの分布を示している。

A 団地では、恣意的であるが盛土部で卓越周期が長く、切土部で短くなる傾向が認められ、そのような傾向は A,B,D 測線においても同様に認められる。ただし一部、山側の造成地の境界部にあたる C08 のように、盛土厚さが大きい領域にも関わらず卓越周期が短い地点も見受けられた。S 団地では、南側の盛土部 (B01~B05) と北側の切土部 (B06~B10) に区分けすることができ、卓越周期は、盛土部分で長く、切土部分で短くなる傾向が認められる。ただし、A 団地と比較すると、切り盛り変化量と比較して卓越周期の変動量は小さくなり、切り盛り境界付近での卓越周期と切り盛り変化量の対応関係は不明瞭であることが認められる。

図 6.5 は、両団地のすべての単点 3 成分観測点に対して求めた GIS より推定した切り盛り厚さと H/V スペクトル比から求めた卓越周期の対応関係である。卓越周期は、盛土が厚いほど長く、切土部では、盛土部と比較し短くなる傾向になると予想されるが、図 6.5 からは、微動の卓越周期と切り盛り厚さの関係はバラツキが大きい結果となり、切り盛り量と卓越周期の関係には、単純な線形性が見られないことが認められる。

以上の結果より、各観測点における常時微動の卓越周期は、盛土部で長く切土部で短い傾向が概ね認められるが、切り盛り厚さとの単純な線形関係で表すことはできないようであり、盛土材の特性や締固め方法の違いや、切土部・盛土部より深部の S 波速度構造の影響などを加味した検討が必要であることを示唆するものと考えられる。

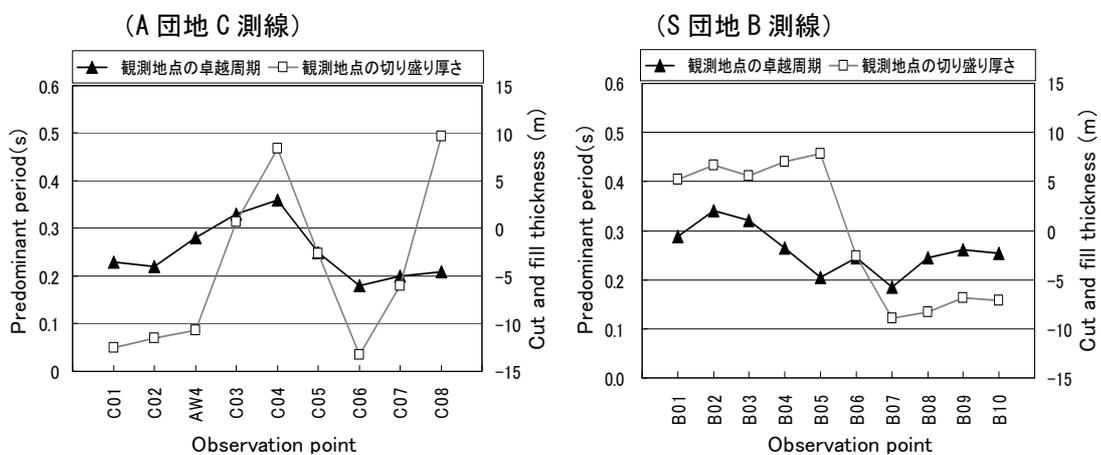


図 6.4 観測地点における GIS より推定した切り盛り厚さと卓越周期

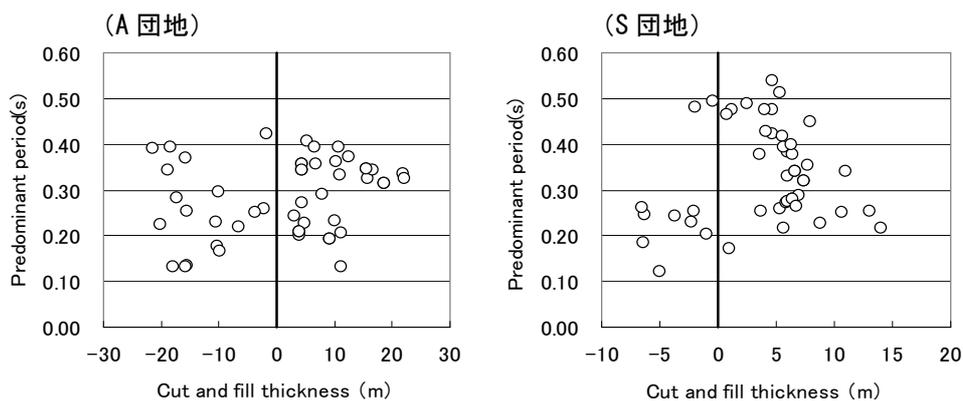


図 6.5 GIS による推定切り盛り厚さと卓越周期の関係

6-5 常時微動に基づく S 波速度構造の推定

6-5-1 直接アレイ観測による Rayleigh 波位相速度の算出

本節の Rayleigh 波位相速度の算出法は、常時微動が高次モードを含む Rayleigh 波および Love 波であると仮定して、位相速度や H/V スペクトル比の理論値を算出し、1次元水平成層モデルの仮定を前提とした計算手法を用いている。しかしながら、本研究の対象地が山麓の谷埋め盛土造成地であるため、地表面の不陸の存在や各層における水平方向の不連続性の問題などにより、盛土造成地全体を対象とする場合において上述の仮定は、完全には成立しないと考えられる。この問題に対して本研究では、常時微動観測に際して比較的平坦な地点を選定し、アレイ半径サイズを小さくし、対象周期を1秒程度より短く設定することにより観測地点付近の狭い範囲においては、水平成層構造と同様に見なすことができると仮定している。さらに単点観測の H/V スペクトル比をターゲットとする観測点直下の地下構造推定を精密に実施し、造成地全体に順次連結させて、緩やかに変動する1次元構造の組みあわせとして、不連続な盛土造成地の切り盛り分布や地下構造の推定が可能であると仮定している。

Rayleigh 波位相速度は、直線アレイ観測によって収集された、上下動成分に拡張空間自己相関法（拡張 SPAC 法）¹⁴⁾ を適用して算出した。上下動成分の周波数 f の空間自己相関係数 ρ は、微動計間隔 r ごとに次式の関係がある。

$$\rho(f, r) = J_0\left(\frac{2\pi fr}{c(f)}\right) \quad (6.1)$$

ここで、 J_0 は第1種0次の Bessel 関数、 $c(f)$ は Rayleigh 波位相速度である。拡張 SPAC 法では、周波数 f を固定し、様々な微動計間隔 r に対して上式を満足するように、位相速度 $c(f)$ の最適値を算出している。本研究では、4台という少ない微動計を直線アレイ観測により、偏りのない広い微動計間隔 r が得られるように以下に示す配置法を採用した。

- (1) 第1の微動計を原点とし、道路の縦断方向に r 軸をとり、第2の微動計までの距離 R_1 を 1m とし、第3、第4の微動計までの距離は公比 $-\sqrt{3}$ の等比数列的に $-\sqrt{3}m$, $3m$ として同時観測を行う。
- (2) 2回目の観測では、第2から第4の微動計までの距離間隔を同様に広げて、 $-27 \times \sqrt{3} \approx -46.8m$ までの配置として観測を行う。以上により、 $3 \times 4C_2 = 12$ 通りで、1m ~ 73.8m まで重複が少なく偏りのない微動計間隔 r で式(6.1)の評価が可能となる。
なお、式(6.1)の評価において、Rayleigh 波位相速度の波長 λ が微動計間隔 r の2倍から10倍の範囲を有効として評価した。

上記の方法により、3回目の観測も同様に距離間隔を広げて行い、切土部・盛土部の観測点直下の地下構造を推定することができる。

6-5-2 S波速度構造の推定法

S波速度構造の推定に際しての目的関数 J としては、常時微動アレイ観測から求められたRayleigh波の観測位相速度を用いた次の評価関数を最小化することによって、S波速度構造の推定を行った。

$$J = \frac{1}{F} = \left(\frac{C_o - C_c}{C_c} \right) \rightarrow \text{minimize} \quad (6.2)$$

ここに、 F ：適応度関数、 C_o ：観測位相速度、 C_c ： C_o に対応する理論位相速度である。地盤の特性のうち、S波速度および層厚を推定対象として、各層の密度は固定した。式(6.2)の最少化には、遺伝的アルゴリズム¹⁵⁾を採用した。その際、遺伝子は6ビット、個体数は20、世代数は80、交叉確率0.4、突然変異確率を0.05として設定した。

図6.6は、A団地およびS団地における切土部と盛土部および既存ボーリング探査付近で行った直線アレイ観測結果から求めた観測位相速度と理論位相速度を示す。○で示す直線アレイ観測から求められた位相速度は、両団地とも周波数の増加とともに、位相速度が減少する正の分散特性を有しており、比較的滑らかな分散曲線であることが確認できる。表層のS波速度を反映していると思われる高周波数領域の位相速度に着目すると、A団地では切土部で270m/s程度であるに対し、盛土部では140m/sと明らかに小さいことが認められる。一方のS団地では、6Hz付近では切土部で600m/s、盛土部で350m/sと速度差が大きいが、15Hz以上の高い周波数領域で速度差が小さくなり、切り盛り条件が直接反映されない結果となった。図6.6の破線は、後述する初期S波速度モデルによる初期位相速度曲線を示し、実線は、式(6.2)を最少化するS波速度を、後述する遺伝的アルゴリズムを用いて最適化したS波速度モデルによる理論位相速度曲線を示しており、アレイ観測から求められた観測位相速度を良好に再現していることが確認できる。

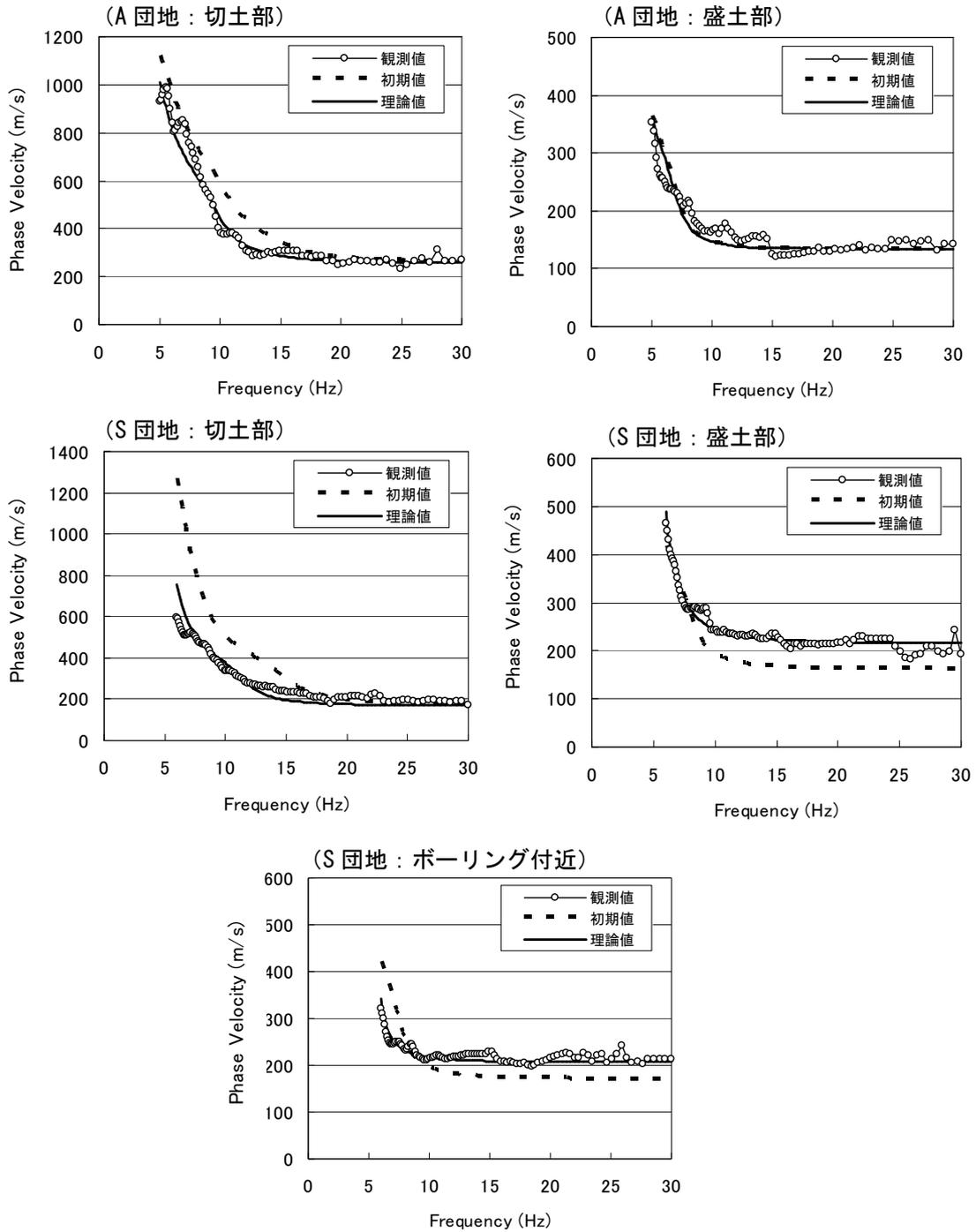


図 6.6 アレイ観測から求めた位相速度と理論位相速度

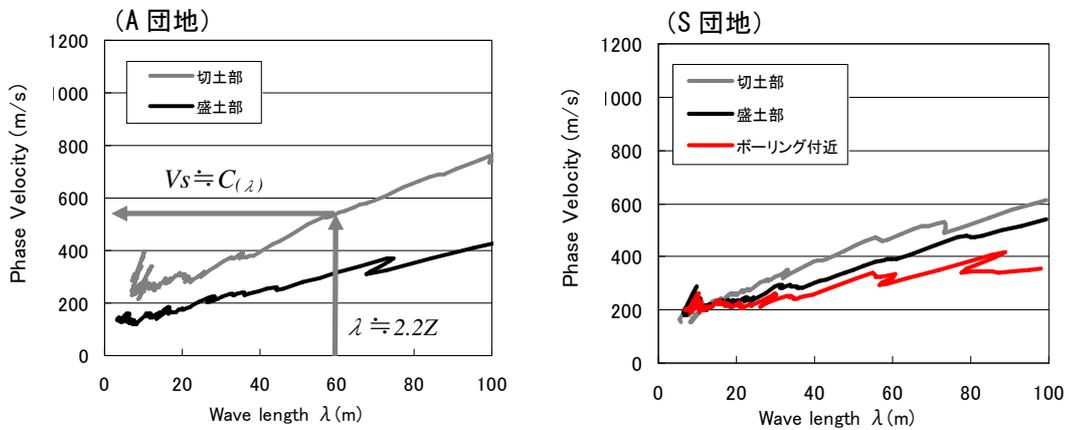


図 6.7 波長ごとの Rayleigh 波位相速度

図 6.7 は図 6.6 の位相速度を、横軸を波長として表示したものである。位相速度のバラツキに起因して、同じ波長に対して 2 個以上の位相速度が現れているところも見受けられるが、前後の連続性を考慮すると、ほぼ一義的な速度構造を特定できると思われる。長尾・紺野¹⁶⁾ は PS 検層が実施されている多数の地点で波長 λ の Rayleigh 波位相速度と深さ Z までの走時および層厚平均 S 波速度には良好な相関があることを明らかにしている。小嶋ら^{17), 18)} は長尾・紺野の成果を利用し、Rayleigh 波位相速度に基づいて、表層から深さ方向の S 波速度を求める方法を提案している。それによれば、層厚平均 S 波速度を利用する方法は、相関性はやや劣るが、深度ごとの S 波速度の推定値が安定的に得られること、次式で示す深さ Z までの層厚平均 S 波速度 \bar{V}_Z^H は、波長 $\lambda \doteq 2.2Z$ の Rayleigh 波位相速度で近似できることを示している。

$$\bar{V}_Z^H = \frac{\sum_{i=1}^n H_i V_{s_i}}{Z} = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} H_i V_{s_i} + H_n V_{s_n}}{Z} \quad (6.3)$$

ここに、 H_i 、 V_{s_i} : 層 i の層厚および S 波速度である。この関係を図 6.7 の位相速度曲線に適用し、図 6.8 のプロットで示す深さごとの S 波速度分布を求めた。小嶋ら¹⁸⁾ と同様に、図 6.8 で速度が急変する深さを参考にして層境界を設定し、盛土層、沖積軟弱層、洪積層、風化層および基盤層の 5 層からなる初期 S 波速度モデルを設定した。ここで、盛土層と沖積軟弱層の層境界については、速度コントラストが小さく、厳密に層境界を決められないが、造成前の写真や地形図より湿地地帯からなる軟弱層の存在が確認できるため、2 層に区分した。なお、基盤層の S 波速度は、対象地域の山体を構成する糸生層の PS 検層結果¹⁷⁾ を参考に 1800m/s に固定した。図 6.9 は、A 団地および S 団地のアレイ観測地点における、図 6.8 の層境界より設定した初期 S 波速度を基に、最適化した S 波速度構造である。A 団地の切土部の表層の S 波速度は、盛土部の 3,4 層に一致しており、この層は地山に相当すると解釈できる。S 団地では、図 6.2(a) に示す通り北東

端部付近の図印でボーリング調査が実施されている。図 6.9 における S 団地の○印は、既存ボーリング情報に道路橋示方書¹⁾⁹⁾の方法を適用して推定した S 波速度を示している。N 値から推定した S 波速度は、表層部においてアレイ観測（ボーリング付近）より推定した結果と概ね対応しているが、10m 以深では、増加の傾向は一致しているものの絶対値は小さい。最適モデルは図 6.6 で示した観測位相速度を良好に再現していることから、上記の結果は、地盤の傾斜、ボーリング地点と微動観測点の位置のずれ、N 値による回帰式等の限界などの影響によるものと思われるが、これらを分離することは現状では難しい。

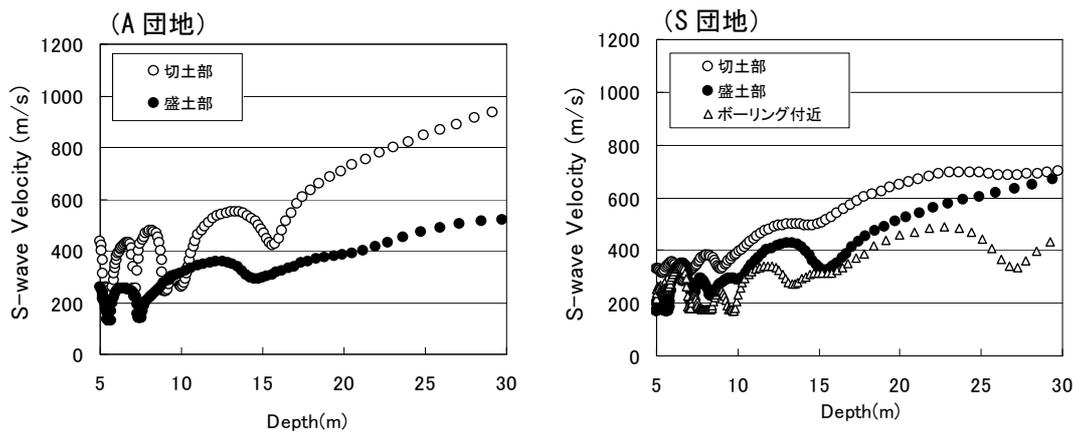


図 6.8 深さごとの S 波速度分布

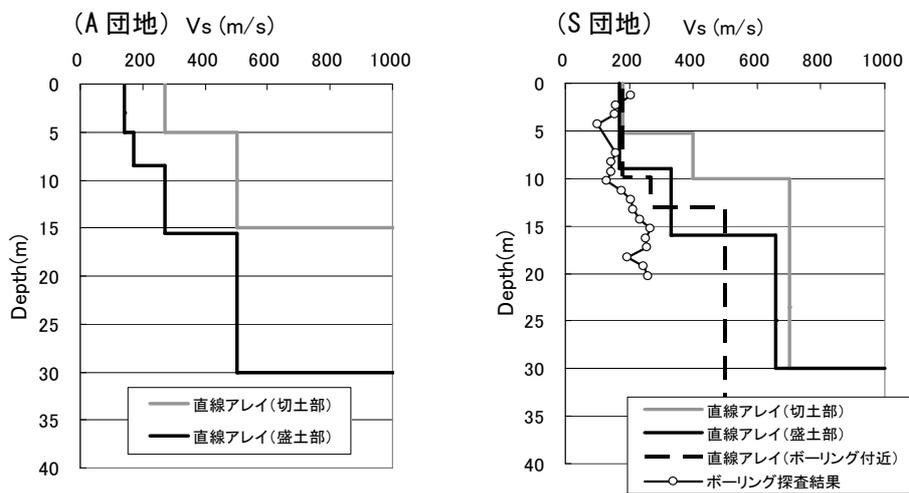


図 6.9 Rayleigh 波位相速度から求めた S 波速度構造

6-5-3 H/V スペクトルの逆解析による地盤構造の推定法

ここでは常時微動の H/V スペクトルに基づいて、観測点の地盤構造を推定する方法²⁰⁾を検討する。時松・新井²¹⁾によれば、常時微動の H/V スペクトル比は、表面波である Rayleigh 波と Love 波からなり、両者の高次モードまで考慮することにより、卓越周期のみならず振幅特性も再現できることを示している。本研究では、彼らの考え方に基づき、H/V スペクトルの振幅と増減を考慮する次式で示す目的関数を最少化する、地盤各層の層厚および S 波速度の初期値からの修正率を推定することにより、観測地点直下の一次元地盤構造の推定を行う。

$$J = \frac{1}{N} \sum_{f=f_1}^{f_N} \left(\frac{\log_{10}(H/V_f^O) - \log_{10}(H/V_f^C)}{\log_{10}(\sigma_{H/V,f}^O)} \right)^2 + \frac{1}{N-1} \sum_{f=f_1}^{f_{N-1}} \left(\frac{G_f^O - G_f^C}{2} \right)^2 \quad (6.4)$$

ここに、 $H/V_f^O, H/V_f^C$: 周波数 f (10Hz~0.3Hz) の観測および理論 H/V スペクトル比、 $\sigma_{H/V,f}^O$: 周波数 f での H/V スペクトル比の標準偏差、 G_f^O, G_f^C : 周波数 f と $f+df$ 間の H/V の傾きが正なら 1, 負なら -1 に 2 値化した傾きである。Rayleigh 波と Love 波を考慮した理論 H/V スペクトルの算出には斎藤・椛沢²²⁾による Compound Matrix 法を用い、Love 波のパワー比は 0.7 に固定し、2 次モードまでを考慮した。式(6.4)の最少化には、前節と同様の遺伝的アルゴリズムを用いた。

表 6.1 初期地盤モデル

地盤構造	層厚 H(m)		S 波速度 Vs(m/s)		密度 ρ (t/m ³)	層厚の修正率
	A 団地	S 団地	A 団地	S 団地		
第 1 層 / 盛土層	5	5	140	160	1.8	0.3
第 2 層 / 軟弱層	3.5	6	170	150	1.8	0.3
第 3 層 / 洪積層	7.5	10	270	230	2.1	0.3
第 4 層 / 風化層	14.4	10	500	600	2.1	0
第 5 層 / 新第三紀基盤	0	0	1800	1800	2.4	0

表 6.1 は、A 団地および S 団地における初期地盤モデルである。初期地盤モデルは、前節の直線アレイから推定した S 波速度構造モデルを参考に、盛土層、軟弱層、洪積層、風化層および基盤からなる 5 層モデルとする。なお、第 5 層の基盤は、深部地盤を考慮することで、表面波の再現精度が向上するという時松・新井²¹⁾の理論に従って付加した。また、各層の S 波速度は前節の位相速度曲線に基づく逆解析結果である図 6.9 の値を参考に設定し、上部 3 層の層厚を未知とし、その修正率を、遺伝的アルゴリズムを用いて探索した。対象地域全体の S 波速度構造の評価は、アレイ観測点から最適化を開始し、推定された構造を隣接観測点の初期モデルとして最適化を行うことを繰り返すことによって行った。推定開始地点は、A 団地は AE4 地点と S 団地は A17 地点である。なお、上記の手順で推定したモデルによる理論 H/V が観測 H/V を十分再現していないと判断された少数の地点では、観測 H/V スペクトルのピーク周期等を参考にして、初期地盤モデルの層厚を調整することも併せて行った。

6-5-4 推定地盤構造

図 6.10 は、A 団地の切土部および盛土部における、観測 H/V スペクトル(Observed)と、最適地盤モデルによる理論 H/V スペクトル(Optimized)の比較の例である。両者を比較すると、振幅の絶対値の再現性は十分とはいえないが、ピーク周期が概ね再現されるとともに、短周期側の小さな山谷が対応していると判断できる。なお、紙面の都合でここでは示さないが、ピーク周期はインピーダンス比の大きな第3層下面までの深さに依存し、ピーク周期より短周期側の山谷の位置は1, 2層の層厚で変化する傾向にあることを確認している。

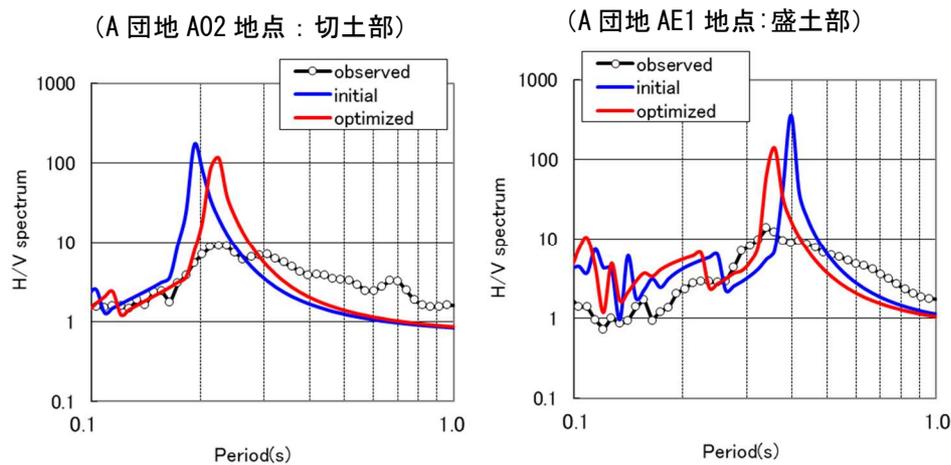


図 6.10 H/V スペクトルの最適化例

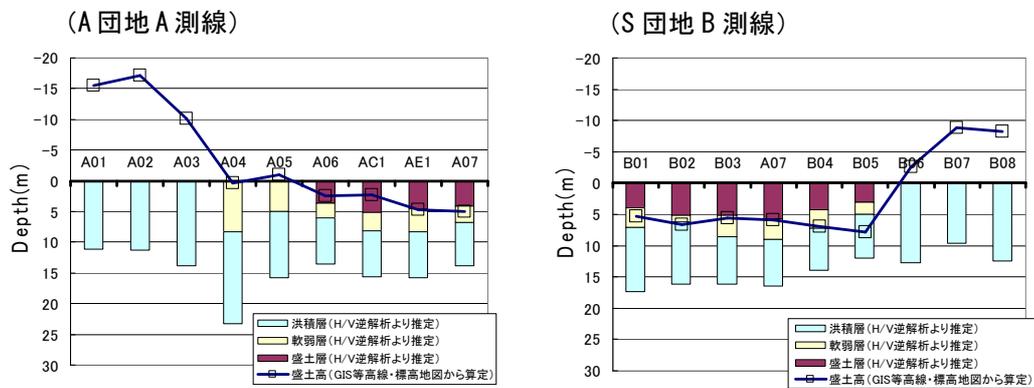


図 6.11 推定した層厚分布

図 6.11 は、図 6.1(a)および図 6.2(a)の二重線で示した A 団地 A 測線および S 団地 B 測線の推定断面構造を示す。図の縦軸は現在の地盤面を基準としたときの深さを表しており、棒グラフは推定された盛土層、軟弱層および洪積層の厚さを示したものである。折れ線は等高線・標高地図を基に GIS によって求められた造成前後の盛土高を参考値として示している。H/V スペクトルの逆解析から推定された盛土層厚は、全体的に GIS の等高線・標高地図から求めた値に対応しているが、S 団地の B05 地点のように小さく見積もられている地点も見受けられた。このように切

り盛り境界付近での不一致は他の調査断面でも同様に認められた。この要因としては、理論 H/V スペクトルの算出に際して設定している水平堆積構造の仮定が、切り盛り境界付近で成り立たないこと、GIS で用いた古い地図の縮尺が 2 万 5 千分の 1 と大きく、盛土厚さの推定精度が低いことなどを挙げることができる。

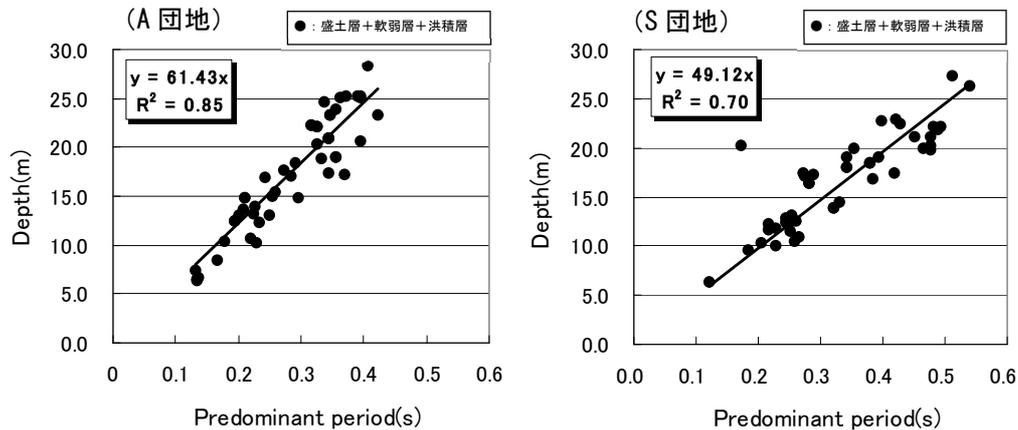


図 6.12 洪積層までの深さと卓越周期の関係

図 6.12 はすべての単点 3 成分観測点の最適構造について、表層から洪積層までの推定層厚の合計と、H/V スペクトルの卓越周期との相関である。図 6.5 に示した GIS から求めた切り盛り厚さと卓越周期の関係と比較して、明らかに高い相関が認められる。図 6.5 と図 6.12 の結果から、切り盛り造成地の卓越周期は、切り盛り厚さのみならず、造成前の軟弱層や洪積層の影響に依存していること、図 6.12 の近似式に 4 分の 1 波長則を適用し、平均 S 波速度を想定すれば、硬質地盤（ここでは風化岩層）までの深さの概略値が得られることを示唆していると考えられる。

次に H/V スペクトルに基づく推定構造の空間補間を行い、対象地域全体の 3 次元地盤構造を求めた。図 6.13 は、A 団地における GIS の空間補間により求めた盛土分布であり、図 6.13(a) は造成前後の等高線・標高地図から算出した盛土分布を、図 6.13(b) は微動観測結果を用いて逆解析により推定した盛土分布を示す。両者の比較において、細部の輪郭は一致度が低い部分が認められるものの、谷筋を造成した 2 組の長い盛土分布を概ね再現しており、全体傾向は類似していると判断できる。

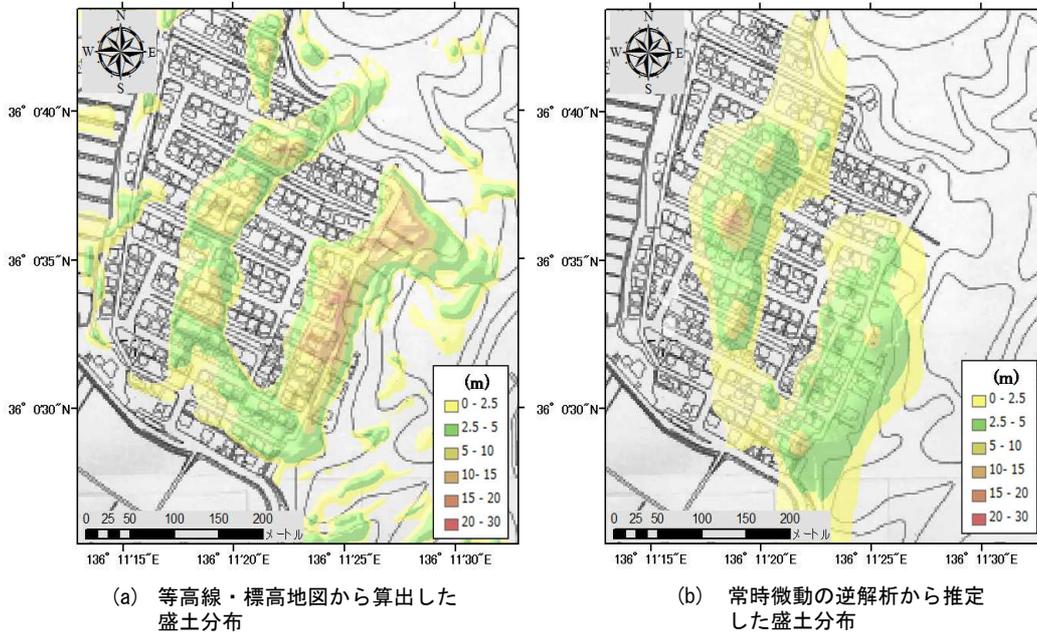


図 6.13 盛土分布の比較 (A 団地)

6-6 推定地盤構造の有限要素法による斜面安定解析モデル

6-6-1 斜面安定解析モデルの概要

斜面，土圧，支持力などの地盤の設計実務は，円弧すべり面法などの安定解析に基づいて行われる場合が大半であり，安定解析は膨大な適用結果に裏付けられた実績をもつ信頼性が高い方法である．しかし，土圧や支持力の安定解析では，任意の地盤形状や多層地盤に適用しにくいという課題もある上に，地盤の変形や剛性については考慮されておらず，十分な評価ができていないと言いがたい．ここでは，有限要素法（FEM）を用いて，応力のつり合いや変形状態とともに，破壊に対する安定性評価を同時に評価できる解析手法について検討する．まず，地盤を FEM における平面ひずみ要素でモデル化し，さらに地盤と構造物の境界のずれを FEM におけるインターフェイス要素でモデル化する．ここで，平面ひずみ要素に Mohr-Coulomb 降伏基準，インターフェイス要素に Coulomb 降伏基準を適用する．どちらの要素とも降伏前は線形弾性体とし，降伏後は単純な非関連流れ則に従うとした．

安定解析において，斜面の変位が無限に大きくなるといった破壊現象をそのまま表現することは困難である．そこで，降伏した有限要素が連続して全体的な斜面崩壊を生じさせるような破壊領域が初めて形成される段階をその斜面の破壊とみなす．その破壊領域が生じる最小の安全率を，その斜面の安全率 F_s とし，斜面の仮想的な Mohr-Coulomb 強度定数 \underline{c} ， $\underline{\phi}$ を，実際の強度定数 c ， ϕ と安全率 F_s を用いて次のように与える．

$$\underline{c} = c/F_s, \quad \tan \underline{\phi} = \tan \phi / F_s \quad (6.5)$$

この仮想的な \underline{c} ， $\underline{\phi}$ を用いて上述のように定義した斜面の破壊領域が生じる最小の安全率をその斜面の安全率 F_s とする．

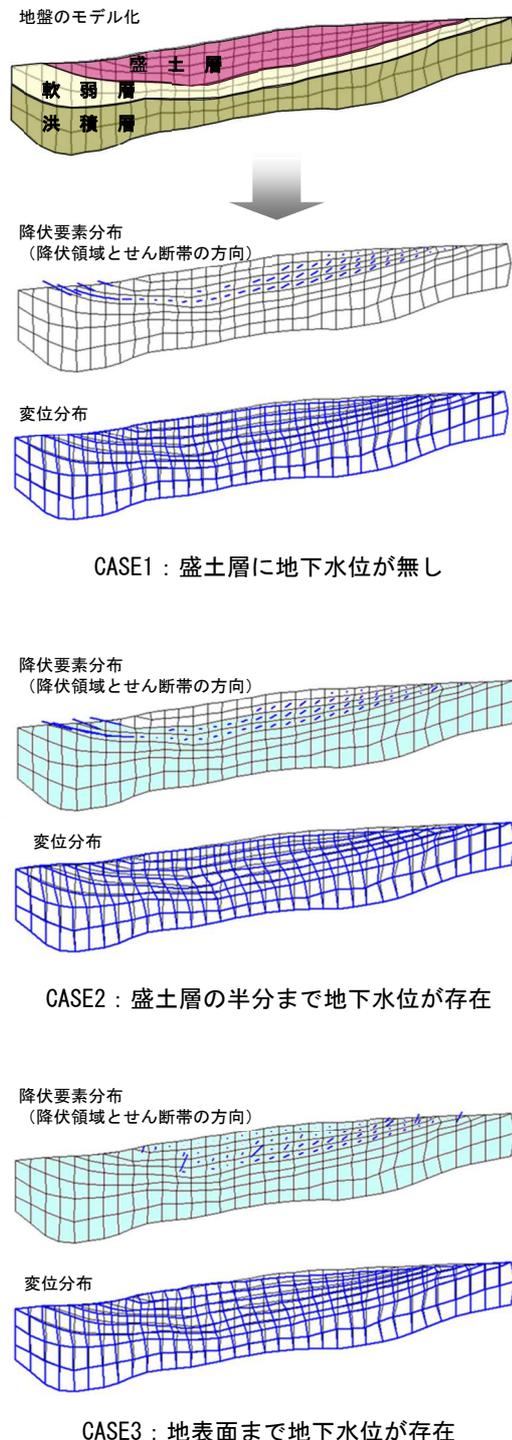


図 6.14 斜面の安定解析の概要と解析結果

図 6.14 に安定解析対象断面におけるモデル地盤を示す。斜面の安定解析は、微動観測結果の逆解析によって盛土部と推定された図 6.1(a)における A 団地の安定解析断面（破線部）を対象とした。モデル地盤は、要素数 228 個、節点数 260 個からなる緩勾配の盛土斜面を対象とし、逆解析から推定した地盤構造を基に盛土層、軟弱層、洪積層の 3 種類の地盤を想定した。なお、盛土層は地下水位の有無も考慮に入れ安定解析を行った。次にモデル地盤の解析に必要な各層の物性定数を表 6.2 に示す。

表 6.2 安定解析の物性定数

地盤構造	弾性係数 E (kN/m ²)	ポアソン 比 ν	密度 ρ (t/m ³)	粘着力 c (kN/m ²)	せん断抵抗 角 ϕ (°)	ダイレイタン シー角 α (°)
盛土層(砂質土)	129000	0.45	1.8	10	28	0
軟弱層(粘性土)	96000	0.3	1.8	50	0	0
洪積層(砂質土)	266000	0.45	2.1	140	37	0

表 6.2 におけるポアソン比、密度および粘着力は、ボーリング情報から得られた土質構造に基づき設定し、弾性係数 E とせん断抵抗角 ϕ （大崎の式）は一般的な次式を用いた。

$$E = 2 \times G(1 + \nu) \quad (6.6)$$

$$G = \rho \times V_s^2 \quad (6.7)$$

$$\phi = \sqrt{20 \times N + 15} \quad (6.8)$$

ここで、G：剛性率、E：弾性係数(kN/m²)、 ρ ：密度(t/m³)、 V_s ：S 波速度(m/s)、 ν ：ポアソン比とした。また、式(6.7)における S 波速度 V_s は一軸圧縮強さ qu (kN/m²)との関係式から推定^{2,3)}し、次式を用いた。

$$V_s = 147.6 \times qu^{0.417}, \quad c = qu / 2 \quad (6.9)$$

以上の関係式から地盤構造の物性値を求め、弾塑性有限要素法により地震時の安定解析を行った。

6-6-2 斜面安定解析結果

斜面の安定解析は、安全率を設計上必要とされる 1.0 に設定し、水平震度係数を増加させ、降伏分布が連続して全体的な破壊を生じる震度係数を求めた。CASE1 は盛土層に地下水位が無い場合、CASE2 は盛土層の半分まで地下水位が存在する場合および CASE3 は地表面まで地下水位が存在する場合の 3 つのケースを想定した。それぞれの結果を図 6.14 に示す。CASE1 では、震度係数 1.6 で盛土の下層、すなわち盛土層と軟弱層の境界ですべり面が発生し破壊が見られた。この層では要素の変形が大きく、その上の層自体は変形が小さいため水平移動していることが確認できる。CASE2 では、震度係数 1.5 で CASE1 と同様に盛土層と軟弱層の境界ですべり面が発生し、CASE1 よりも要素の降伏分布が広がっており、変形がさらに大きくなっていることが確認できる。CASE3 では、震度係数 0.92 で表層においても連続した降伏が見られ、3 層に渡り降伏している。さらに、盛土表層の変位はこれまでのような水平移動ではなく、層自体に変位が出ているため、全ケースの中で最も危険性が高いと考えられる。

以上の結果から盛土の耐震性について宅地防災マニュアル²⁴⁾を用いて評価すると、水平震度係数 0.25 で安全率 1.0 以上が求められているが、今回の解析においては CASE3 の地表面まで地下水位がある場合においても水平震度 0.92 で安全率 1.0 以上であったことから、対象とした盛土造成地の地震時安定性は、比較的高いことが確認できた。

6-7 おわりに

本研究では、福井県内の谷埋め盛土造成地の盛土部と切土部を対象に、斜面災害や地震時の安定性評価に関する基礎資料を得ることを目的として、機動性の高い常時微動観測を実施し、造成地の振動特性および地盤構造の推定の可能性について検証するとともに、その地盤を弾塑性体としてモデル化し、有限要素解析を用いた破壊に対する盛土造成地の安定性について評価する方法を提案した。以下に得られた結果を示す。

- (1) 微動観測から得られた卓越周期は、切土部で短く盛土部で長い傾向が認められるものの盛土厚さとの単純な線形関係で表すことはできず、同じ盛土厚さでも卓越周期は等しくなく、またその範囲はバラツキが大きいいため、盛土層以外の地盤構造が卓越周期に影響を及ぼしていると考えられる。このことは、造成地の振動特性は切り盛り量に加えて、深部までのS波速度構造の影響を加味した検討が必要であることを意味していると考えられる。
- (2) 直線アレイ観測情報に基に拡張空間自己相関法を適用して Rayleigh 波位相速度を算出し、地盤構造の推定に必要な平均S波速度を推定した。その結果、A団地では切土・盛土部における表層より深い構造でS波速度構造が一致していることが確認できた。しかし、S団地ではN値による推定S波速度は、傾向としては一致しているが、全体としては直線アレイ観測から得られた位相速度に基づくS波速度の方が大きい結果となった。この要因としては、観測地点周辺の地盤の不均一性とN値による推定では精度が低いことがあげられるが、深い構造ほどS波速度が速くなることが確認でき、深部の硬い地盤の構造を捉えていることから、アレイ観測より地盤構造をある程度推定できたと思われる。
- (3) H/V スペクトル比の逆解析から推定した盛土分布は、GISを用いた造成前後の等高線・標高地図から推定した盛土分布をいくぶん再現でき、厳密ではないが、H/V スペクトルの逆解析から地盤構造を概ね推定できることが確認できた。
- (4) 微動観測から得られた地盤構造を基に、盛土造成地の斜面をモデル化して斜面の安定解析を行った結果、地表面まで地下水位を想定したケースが最も危険性が高いが、水平震度0.92で安全率1.0以上であったことから当該造成地の地震時安定性は、比較的高いことが確認できた。

本論文で示した微動観測法は、比較的短時間での観測が可能であるため、広い範囲で詳細な観測に対応できる長所を有している。一方、微動から求められる卓越周期やS波速度情報は、3次元構造の影響が避けられず厳密なものではないが、切り盛り条件と大きな矛盾がないことが確認できた。以上の得失から、本提案手法は、厳密な地盤調査を行う地点の選別、評価結果の補間などに活用し、地盤変動予測調査の経済性や信頼性の向上に資する可能性があると考えられる。

参考文献

- 1) 古関潤一, 若井明彦, 三辻和弥: 東北地方太平洋沖地震災害調査報告(速報)宮城県内陸部の被害, 地盤工学会誌, Vol.59, No.6, pp.40-43, 2011.
- 2) 釜井俊孝: 平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震によって発生した造成地盤の地すべり, 自然災害科学, Vol.30, No.2, pp.193-197, 2011.
- 3) 森友宏, 風間基樹: 2011 年東北地方太平洋沖地震における仙台市泉区の谷埋め盛土造成宅地の被害調査, 地盤工学ジャーナル, Vol.7, No.1, pp.163-173, 2012.
- 4) 国土交通省: 大規模盛土造成地の変動予測調査ガイドラインの解説, http://www.mlit.go.jp/crd/web/topic/pdf/guideline_ver.3.pdf, 2018 年 4 月 23 日.
- 5) 福井県建設技術公社: 福井県地質図 2010 年版, 2010.
- 6) 国土地理院: 2 万 5 千分の 1 地形図 福井, 1962.
- 7) 国土地理院: 2 万 5 千分の 1 地形図 鯖江, 1964.
- 8) L.Mitas and H.Mitasova: General Variational Approach to the Interpolation Problem, Computer and Mathematics with Applications, Vol. 16. No. 12. pp.983-992, 1988.
- 9) Esri 社, ArcGIS Pro, <https://pro.arcgis.com/ja/pro-app/tool-reference/3d-analyst/how-spline-works.htm>, 2017 年 10 月 20 日.
- 10) 国土地理院, 基盤地図情報サイト, <http://www.gsi.go.jp/kiban/index.html>, 2016 年 11 月 2 日.
- 11) 長郁夫, 多田卓, 篠崎祐三: 極小アレイによる新しい微動探査法: 浅部地盤平均 S 波速度の簡便推定, 物理探査, 61 巻, 6 号, pp.457-468, 2008.
- 12) 盛川仁, 大堀道広, 飯山かほり: 微動の 2 点同時観測から求められる空間自己相関係数と位相速度に関する一考察, 地震工学会論文集, 10 巻, 2 号, pp.89-106, 2010.
- 13) 小嶋啓介, 森谷嘉文: 線状アレイ観測による Rayleigh 波位相速度推定法に関する考察, 土木学会第 71 回年時学術講演会講演概要集, pp.307-308, 2016.
- 14) 凌甦群, 岡田廣: 微動探査法における空間自己相関法の拡張, 物理探査学会第 89 回学術講演会論文集, pp.45-48, 1993.
- 15) 石田良平, 村瀬治比古, 小山修平: パソコンで学ぶ遺伝的アルゴリズムの基礎と応用, 森北出版, 1997.
- 16) 長尾毅, 紺野克昭: 常時微動のアレイ観測に基づく表層地盤の平均 S 波速度推定精度に関する研究, 土木学会論文集, No. 696/I-58, pp.225-235, 2002.
- 17) 小嶋啓介, 本耕大: 常時微動アレイ観測に基づく福井平野の S 波速度構造の推定, 土木学会論文集, A1, 68, pp.98-109, 2012.
- 18) 小嶋啓介, 辻森卓実, 苗加一典: 常時微動観測に基づく福井平野東西断面の S 波速度構造の推定, 応用力学論文集, Vol. 7, pp. 119-128, 2007.
- 19) 日本道路協会: 道路橋示方書・同解説 V 耐震設計編, 日本道路協会, pp.25-26, 2002.
- 20) 小嶋啓介, 安井譲: 常時微動観測に基づく福井平野の深部地盤構造の推定, 自然災害科学, Vol.33, No.4, pp.359-374, 2015.

- 21) 時松孝次, 新井洋: レイリー波とラブ波の振幅比が微動の水平鉛直スペクトル比に与える影響, 日本建築学会構造系論文集, No.511, pp.69-75, 1998.
- 22) 斎藤正徳, 椛沢宏之: 成層構造に対する反射率, 表面波分散曲線の計算 II. レイリー波の計算, 物理探査学会誌, Vol.46, No.4, pp.283-298, 1993.
- 23) 今井常雄, 吉村正義: 地盤の弾性波速度と力学的性質, 物理炭鉱, 25-6, pp.283-292, 1972.
- 24) 宅地防災研究会(編集), 宅地防災マニュアルの解説(第二次改訂版), (株)ぎょうせい, 2007.

第7章 堤体—基礎地盤系の振動特性と地下構造の推定への適用

7-1 はじめに

1948年福井地震(Mj=7.1)では、震源に近い丸岡のみならず、福井平野周辺の芦原、坂井等の各町ならびに福井市を含めた多くの集落で、家屋の全壊率が80%を超える未曾有の被害に見舞われ、震度7を設定する契機となった^{1), 2)}。この地震により、九頭竜川の堤防は広い範囲で、縦亀裂、法面崩壊、側方流動を伴う甚大な被害を受け^{3), 4)}、約1カ月後の水害を引き起こす要因となった。

21世紀を迎え、日本列島周辺の地震活動が活発化し、それに伴う地盤構造物の被害も続発している。道路盛土では、2007年能登半島地震による能登有料道路、2009年駿河湾の地震による東名高速道路などの大規模崩壊が記憶に新しい。一方河川堤防では、2011年東北地方太平洋沖地震で、岩手県から東京都にかけての2,000を超える箇所被害を受け、一部では堤防機能を消失するような大被害も発生している。河川堤防耐震対策緊急検討委員会⁵⁾によれば、盛土基礎地盤および堤体内部の飽和領域の液状化が、大規模な沈下、法面崩壊、亀裂などの要因であった例が多かったと報告されている。

従来、河川堤防などの耐震性は、建築物や橋梁等に比べて軽視されてきたが、1995年兵庫県南部地震において、淀川下流の堤防の大被害を受け、海拔ゼロメートル地域に大規模な洪水被害が懸念される事態が契機となり、直轄河川などを対象として、レベル1地震動に対する性能照査がなされ、要対策区間が抽出され、対策が徐々に進められている。さらに、2007年に河川構造物の耐震性能照査指針案が通知され、レベル2地震動を対象とした耐震性能照査が開始されている。しかしながら、照査済み区間は約50%で、耐震性が低い区間の対策も順調とはいえないようである。今後のプレート境界型地震や地殻内地震に対する河川堤防のリスク管理を行うためには、堤防および基礎地盤の振動特性を明らかにし、長い継続時間、大加速度、長周期地震動成分の影響等を検討し、優先順位を決めて改修を進めて行く必要がある。しかしながら、堤防は河川浚渫土が利用されること、築堤と改修履歴も不明な場合が多く、内部が不均質でその特性が不明な場合が多い。堤防や盛土の特性を明らかにするためには、ボーリングによる地質調査が確実であるが、コストの制約から網羅的に行うことは不可能である。近年、加振を伴う高密度表面波探査、レーダ探査や、Electro-Magnetic Method (EM) 探査などにより、堤体内部の構造を連続的に明らかに使用とする技術も適用されつつある^{6), 7)}。しかしながら、専用機器を必要として高コストであること、時間と人的資源を要する傾向にあること、探査深度が比較的浅いなどの欠点もあり、普及しているとは言い難い面がある。これに対し、計測が容易な常時微動を観測・分析することにより、地下構造を明らかにしようとする研究が数多く発表されている。秦ら⁸⁾は、道路盛土の法肩と法尻で強震および微動観測を行い、S波初動時間差ならびに相互相関数から、盛土の平均的なS波速度を求めるとともに、伝達関数から盛土の固有振動数などの評価を試み、微動観測から盛土の固有振動数が評価可能であることなどを報告している。筆者らは⁹⁾、強震および常時微動観測情報に基づいて、福井平野周辺の地盤構造の解明を目的とした研究を継続して行っている。例えば小嶋・本¹⁰⁾は、福井平野から鯖武盆地に至る領域の75箇所常時微動のアレイ観測を実施し、Rayleigh波位相速度を求めるとともに、その逆解析から第四紀層のS波速度構造を推定し、その

空間補間により，対象領域全体のS波速度構造の推定を行っている。

本研究では福井地震で被災した九頭竜川堤防を対象とし，常時微動観測により堤体と基礎地盤の振動特性と構造の解明を試みる．同堤防の復旧は，終戦直後という時代背景もあり，盛土材料の選定や施工法の選択，耐震性等に関する十分な検討が行われていない可能性が高く，大規模な拡張などが行われていない区間では，今後の地震で，再度大きな被害が発生する可能性も否定できない．本研究では，九頭竜川堤防において常時微動の線状展開アレイ観測と3成分観測を詳細に実施し，拡張SPAC法によって算出されたRayleigh波位相速度，伝達関数ならびにH/Vスペクトルなどの情報を活用し，堤体の振動特性，平均S波速度と基礎地盤の堆積構造などを推定するとともに，福井地震の被害との相関性について検討する．

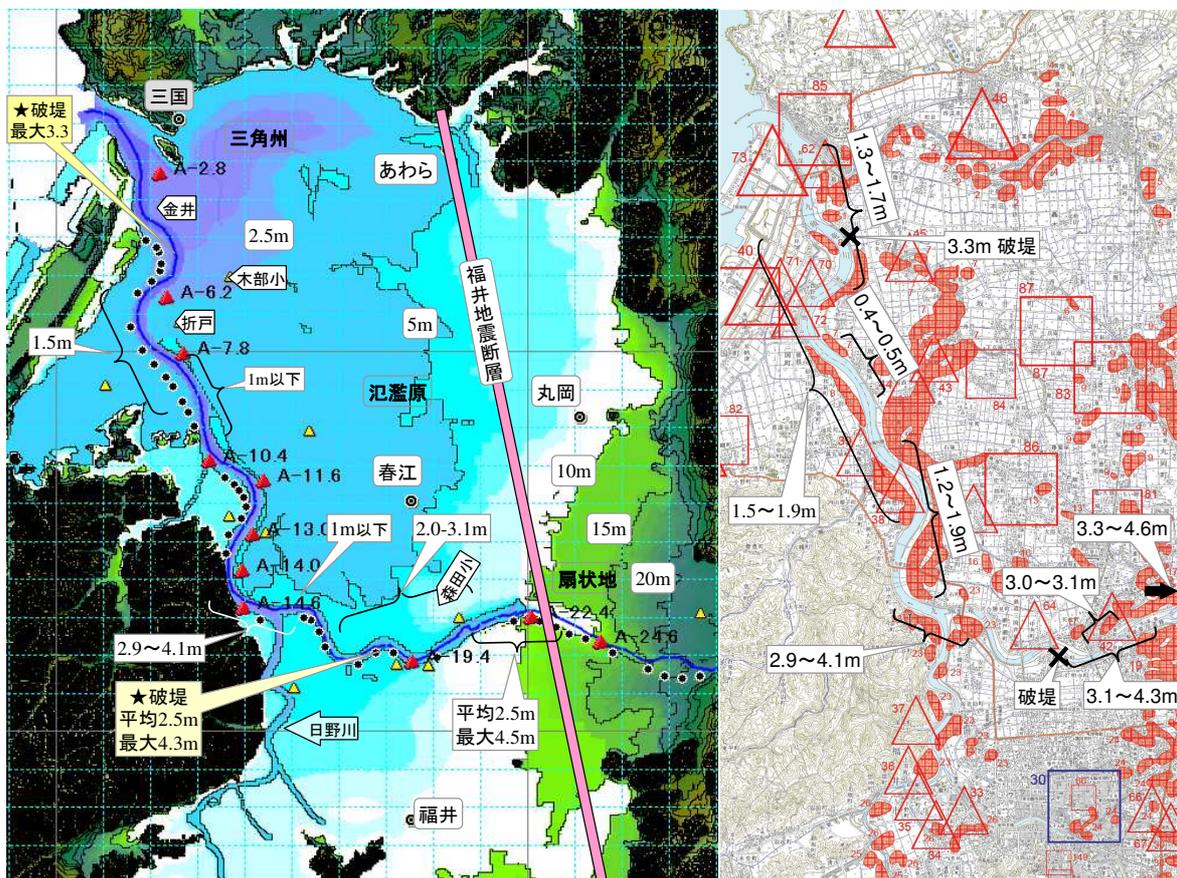


図 7.1 九頭竜川流域の地形と常時微動観測点(左)および福井地震の堤防被害と液状化発生地点(右)

7-2 九頭竜川堤防における常時微動観測

7-2-1 九頭竜川堤防の地震被害

福井地震による九頭竜川堤防の天端および基礎地盤の沈下状況を、北陸震災調査特別委員会による震害調査報告³⁾に基づいて作成した。図 7.1 は、福井平野周辺の地形図上に、天端沈下量の概要を面的に示している。図 7.2 は、九頭竜川堤防の右岸(R)と左岸(L)の、基礎地盤(G)および天端(Top)の沈下量を、河口からの距離ごとに示したものである。基礎地盤の沈下は、九頭竜川が三角州および氾濫原沿いに位置する河口から 18km 程度までは、70cm 程度であるのに対し、扇状地に入る上流側では単調に減少し、27km 付近では沈下が認められなくなっている。一方、天端沈下は平均で 1.5~2m であるが、福井地震断層の推定位置に近い 22km 付近では最大 4.5m の沈下が観測されている。また断層から離れた 14km 付近や 19.4km 付近でも 4.3m~4.5m の沈下が計測されている。図 7.1 の右側は、福井地震における液状化発生地点¹⁾である。九頭竜川沿岸の大部分で液状化が発生しているが、液状化発生が少ない右岸の 7~9km 付近では、沈下も 50cm 程度と小さい。一方で、液状化領域の中でも天端沈下量は大小があり、堤体自体の不均一性なども影響していることが推察される。

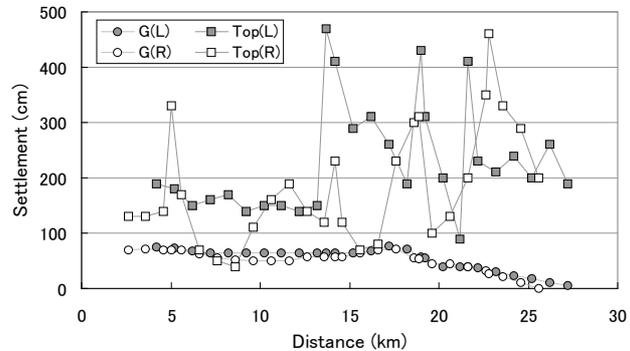


図 7.2 福井地震時による堤防天端と基礎地盤の沈下量分布

地震の約 1 カ月後の 7 月 23 日~25 日にかけて、九頭竜川中流域で最大 350mm の降雨があり、25 日夕方には図 1 に示す福井市灯明寺 (19km) 付近で、左岸堤防が 300m にわたって決壊し、浸水面積 1,900ha、浸水家屋約 7,000 戸、浸水深 2.4m という、甚大な 2 次災害が発生した⁴⁾。国土交通省は、福井地震後の豪雨で破堤した 14km~20km 付近を中心として、長期的な堤防の改修工事を継続中である。九頭竜川については、河道掘削を中心とし、引堤や拡築による河川整備が¹⁾²⁾実施されているが、疎通能力の向上を目的としたもので、堤防と基礎地盤の耐震性強化については 2 次的なものとなっている。

地震の約 1 カ月後の 7 月 23 日~25 日にかけて、九頭竜川中流域で最大 350mm の降雨があり、25 日夕方には図 1 に示す福井市灯明寺 (19km) 付近で、左岸堤防が 300m にわたって決壊し、浸水面積 1,900ha、浸水家屋約 7,000 戸、浸水深 2.4m という、甚大な 2 次災害が発生した⁴⁾。国土交通省は、福井地震後の豪雨で破堤した 14km~20km 付近を中心として、長期的な堤防の改修工事を継続中である。九頭竜川については、河道掘削を中心とし、引堤や拡築による河川整備が¹⁾²⁾実施されているが、疎通能力の向上を目的としたもので、堤防と基礎地盤の耐震性強化については 2 次的なものとなっている。

7-2-2 常時微動観測

常時微動観測点を図 7.1 にプロットで示す。このうち、大きな▲は九頭竜川堤防における線状展開アレイ観測地点、●は 1 点 3 成分観測を実施した地点である。線状展開アレイ観測は、国土交通省のボーリング情報¹⁾³⁾がある地点のうち、比較的交通量が少ない地点を 11 カ所選択して実施した。アレイ観測点は、Array の A と中心点からの距離を組みあわせ、例えば A-7.8 のように呼称する。1 点 3 成分観測は、九頭竜川左岸の 4.0km 距離杭から 400m ごとに、比較的交通量が少なく、危険と擾乱のないと判断される地点を 47 カ所について選定し実施した。常時微動観測には、Lennartz 社製のサーボ型速度計 LE-3D/Lite と白山工業製データロガー LS-8800 を組みあわせ、サンプリング間隔 0.005s で、継続時間は約 10 分とする観測を行った。

図 7.3 に線状展開アレイ観測における微動計の配置を、平面図と断面図で示す。微動観測の際

には、堤防横断方向を NS（川表側を N）、縦断方向を EW とした。堤防の縦断方向の展開アレイは、拡張空間自己相関法を用いて Rayleigh 波位相速度を求め、堤防と基礎地盤直下の S 波速度構造を求めることを目的としている。図 7.3 に示すように、天端中央に①の微動計を固定し、これを原点とし、②～④の位置を、E 方向に、初項 1m、公比 $-\sqrt{3}$ の等比数列的に変化させ、1m から $-27\sqrt{3}$ m の範囲で、3 回の同時観測を行った。これにより、2 台の微動計間の距離 r として、1m～ $27+27\sqrt{3}$ m まで、比較的偏りのない 12 通りの組み合わせが得られる。

一方、堤防横断方向のアレイ観測は、堤防の振動特性の検討を主目的とし、副次的に縦断方向アレイと同様に位相速度の算出の可能性を検討するために実施した。横断方向観測では、①の微動計は天端中央（以下 C と呼称）に固定し、②～④を法肩（T）、犬走り（M）（盛土斜面中央）、法尻（G）に配置する観測を、堤外側と堤内側で 2 回実施した。横断アレイ観測に際し、微動計①から他の微動計までの距離および高低差は、レーザー距離計（Leica 製 DISTO-D5）を用いて計測した。

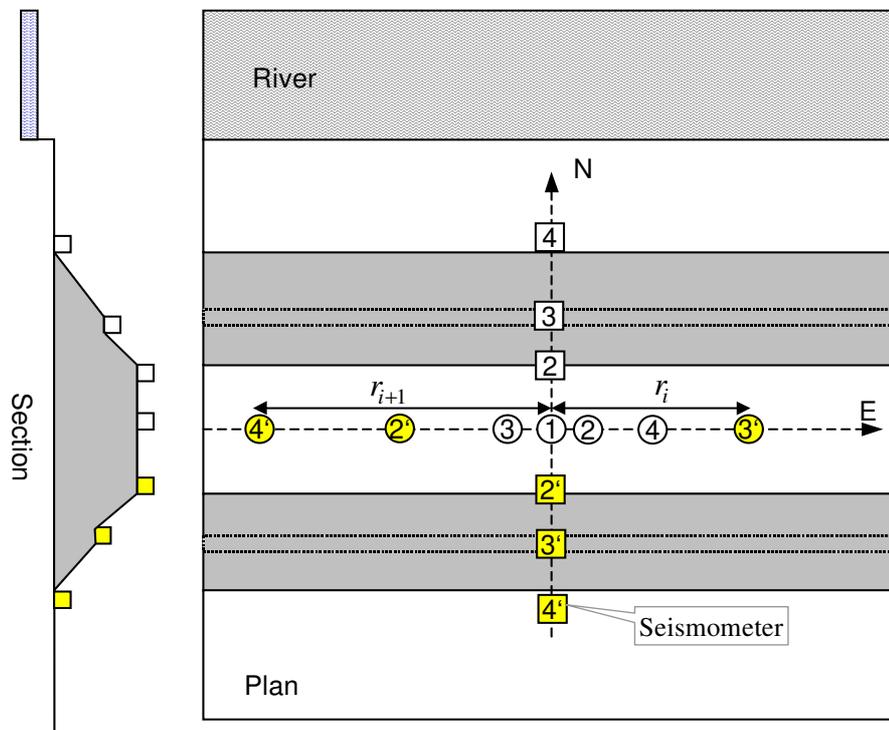


図 7.3 常時微動観測のピックアップの配置方法

7-3 堤体および基礎地盤の卓越周期

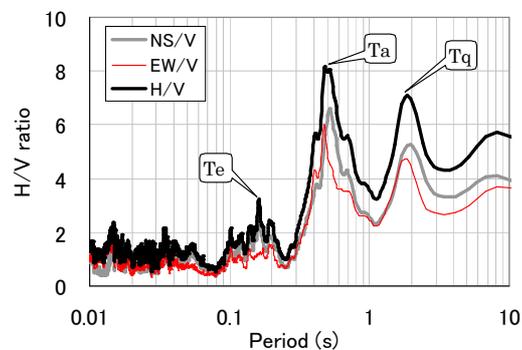
収録データから、40.96 秒の区間を、20.48 秒オーバーラップさせながら抽出し、各データセットの平均パワーを算出し、パワーの小さい順に 10 組程度選定し、コサインテーパをかけフーリエ解析を行い、伝達関数と H/V スペクトルを算出した。

図 7.4 は、福井地震後の洪水で破堤した位置に近い 19.4km 地点の横断アレイ観測地点のスペクトル特性を示している。図 7.4 (a) は、天端中央の 3 成分観測から計算される横断 NS、縦断成分 EW および水平動成分 $H = \sqrt{NS^2 + EW^2}$ と上下動成分 V のスペクトル比である。どのスペクトル比を見ても、共通して 0.58 秒と 1.8 秒付近に明瞭なピークが認められる。過去の筆者らによる福井平野における微動観測結果⁹⁾ から、この二つのピークはそれぞれ、S 波速度が 300m/s 以下の軟弱層（沖積層と称する）と第四紀層最下面に起因する卓越周期であり、以下ではそれぞれ Ta と Tq と呼ぶ。図 7.1 に示した他のアレイ観測および単点観測地点の H/V スペクトルにも、同様の 2 つのピーク周期を読み取ることができたが、山麓値や扇状地の一部の観測点では Tq が不明瞭になる地点があり、その場合には隣接する地点のピーク周期を基に、小さなピークから Tq を選択した。

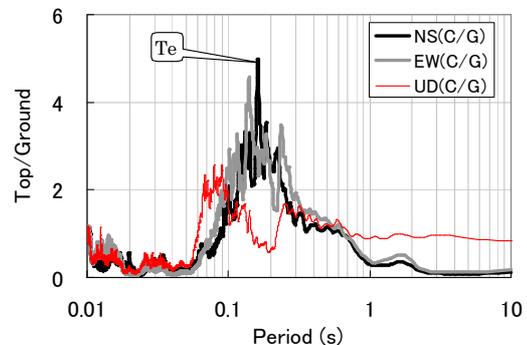
図 7.4 (b) は、盛土天端中央と基礎地盤観測点間の各方向の伝達関数を示している。天端と法尻で共通に観測される基礎地盤に起因する成分がキャンセルされ、図 7.4 (a) の H/V スペクトルで認められた Ta と Tq に相当するピークは確認できない。一方、横断方向(NS)では 0.16 秒、縦断方向(EW)では 0.14 秒前後に明瞭なピークが存在する。これは堤体の固有周期に対応するものと考えられ、横断方向のピーク周期を Te と称する。このピーク周期に対応するピークが図 7.4 (a) の H/V スペクトルでも確認できる。なお紙面の都合で図は示さないが、その他の観測点においても、同様の結果が得られた。

図 7.5 はすべての横断アレイ観測点での伝達関数と H/V スペクトルから判読された Te の比較である。一か所を除いて両者は良く対応していることが確認できる。以上の結果から、盛土天端における単点 3 成分観測から、基礎地盤の卓越周期と、盛土の固有周期の概略値が推定できる可能性が示唆されたと考える。

図 7.6 (a) は、すべてのアレイ観測と単点 3 成分観測地点の H/V スペクトルおよび伝達関数から判定された、基礎地盤の卓越周期 Ta と Tq と堤体の卓越周期 Te の分布である。同図の横軸は九頭竜川河口からの距離である。Ta と Tq とともに、山麓に近い左岸(L)で小さい傾向がある。軟弱層に起因する卓越周期 Ta は、下流側では 1 秒を超えているが、上流に向かうほど単調に小さくなり、特に扇状地に入る 20km 程度より上流側(図 7.1 参照)では 0.2~0.3 秒程度まで減少して



(a) 盛土天端中央観測点の H/V スペクトル



(b) 盛土天端中央と基礎地盤との伝達関数

図 7.4 天端の H/V スペクトルと天端-地盤間の伝達関数

いる。第四紀層に起因する卓越周期 T_q は、九頭竜川が平野縁辺部を流れる 15km 付近までは、1.2 秒から 0.5 秒程度であるが、平野を東西に横断する 15km 以降は 1.6 秒から 2.3 秒程度で推移し、福井地震断層の推定位置である 23km 以降で急減している。福井地震断層は西側隆起を伴う左横ずれ断層であり、卓越周期 T_q が小さくなるのは、断層運動によって断層西側の第四紀層厚さが相対的に薄くなることに起因している可能性がある。図 7.6(b) は堤防の卓越周期 T_e の分布である。 T_e は 0.1 秒から 0.2 秒の間でばらついており、堤体の高さに加えて、堤体を構成する土質や施工品質の影響を反映した結果と思われる。

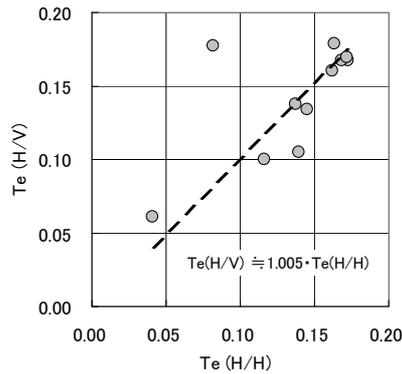
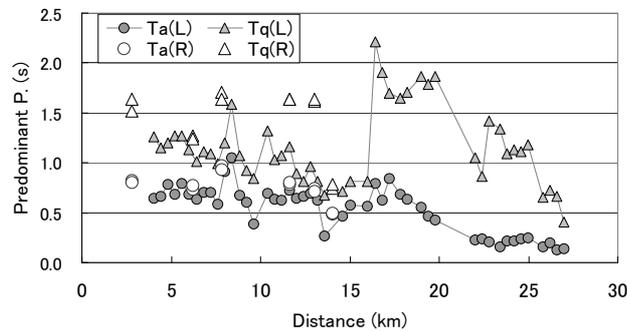
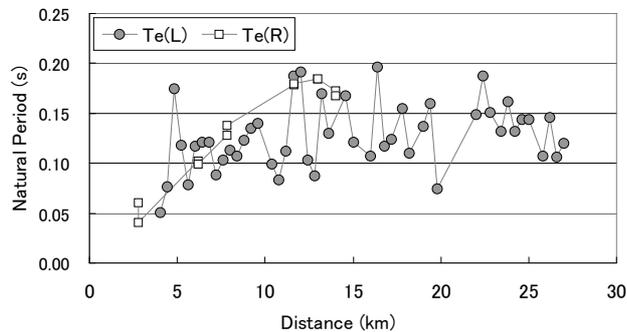


図 7.5 伝達関数と H/V スペクトルから推定した盛土横断方向の固有周期の比較



(a) 地盤の卓越周期 T_a , T_q の分布



(b) 堤体の卓越周期 T_e の分布

図 7.6 微動から判定した基礎地盤と堤防の卓越周期の距離分布

7-4 線状展開アレイ観測による Rayleigh 波位相速度の算出

本論文では、常時微動が高次モードを含む Rayleigh 波および Love 波に起因すると仮定し、位相速度や H/V スペクトルの理論値の算出には、2次元水平成層モデルの仮定を前提とした計算手法を用いる。微動観測対象が堤防であるため、これらの仮定は厳密には成立しないと思われるが、ここではこの前提を緩め、長周期（長波長）域では堤防は地盤と一体となって振動し、短周期域では堤体と等価な水平堆積地盤の特性に応じて振動していると仮定する。また、時間方向の平均を繰り返すことにより、微動が等方・定常的に到来している状態に近づき、線状アレイであっても、円形アレイと等価な空間自己相関が得られると仮定し議論を進める。

Rayleigh 波と Love 波を考慮した理論 H/V スペクトルおよび位相速度の算出は、斎藤・椋沢¹⁴⁾による Compound Matrix 法を用いた。また、時松・新井¹⁵⁾の研究を参考に、Love 波のパワー比は周波数に関わらず 0.7 に固定し、基本モードと 2 次の高次モードまでを考慮に入れた。

拡張 SPAC 法¹⁶⁾では、周波数 f を固定した距離ごとの空間自己相関係数 ρ が、次式で示すように第一種 0 次の Bessel 関数 J_0 で与えられるとし、Rayleigh 波位相速度 $C_r(f)$ を最適化計算によって算出する。

$$\rho(f, r) = J_0(2\pi f r / c_r(f)) \quad (7.1)$$

図 7.7 のプロットは、A-19.4km 地点の堤防縦断方向の線状展開アレイの上下動成分の空間自己相関係数を示している。

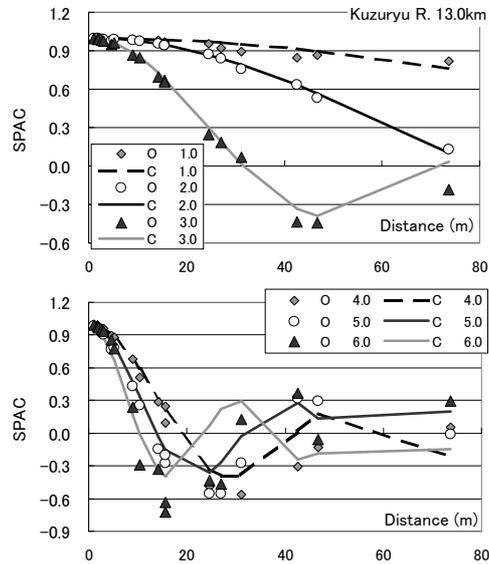


図 7.7 空間自己相関係数と Bessel 関数の比較

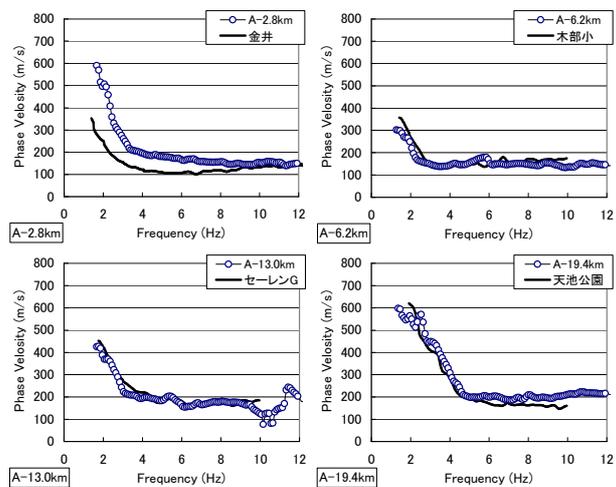


図 7.8 線状展開アレイと円形アレイ観測から算出された Rayleigh 波位相速度の比較

表 7.1 測線展開アレイによる位相速度算出結果

地点	2.8km	6.2km	7.8km	10.4km	11.6km	13km
結果	△	○	○	△	△	○
地点	14km	14.6km	19.4km	22.4km	24.6km	
結果	○	△	○	×	△	

同図の凡例内の数字は周波数 f を示しており、横軸は微動計間の距離 r を示している。同図の実線は、最適化された位相速度による J_0 を示している。アレイ観測による空間自己相関係数と Bessel 関数の対応は良好であり、ここに示した 1Hz~6Hz の範囲では適切な位相速度が求められている可能性を示す結果となっている。

図 7.8 のプロットは上述の方法を離散化したすべての周波数に適用して算出した、縦断アレイ観測地点における Rayleigh 波位相速度曲線の例である。ここで示した A-2.8, A-6.2, A-13, A-19.4km の 4 地点については、1Hz 程度から 12Hz 程度まで、正の分散性を伴う比較的滑らかな位相速度が求められている。図中の実線は、堤防の観測点に比較的近い、図 7.1 に小さな▲で示す地点で筆者ら¹⁰⁾ が実施した円形アレイに SPAC 法を適用して求めた位相速度である。同一地点ではないため、断定はできないが、堤防上の線状アレイによって、円形アレイの結果に近い位相速度が得られているように判断できる。11 か所の縦断アレイ観測に拡張 SPAC 法を適用した結果を表 7.1 にまとめる。同表において、○は円形アレイ観測に近い位相速度が算出されたもの、△は連続した位相速度が得られたが円形アレイと乖離のあるもの、×は位相速度が算出されなかったと判断したものを示している。この結果から、堤防上の縦断方向という限られた条件においても、線状展開アレイ観測によって Rayleigh 波位相速度が算出できる可能性があることが示されたが、適用条件などの詳細な検討は今後の課題にさせて頂きたい。

7-5 H/V スペクトルに基づく堤体—基礎地盤の構造の推定

7-5-1 地下構造推定の定式化

九頭竜川堤防のアレイ観測の天端中央観測点と、400m ごとに実施した天端での単点3成分観測から算出した H/V スペクトルに基づいて、堤防および基礎地盤の地下構造を推定する。地下構造の推定は以下の仮定と手順の下で実施した。

- (1) 地盤モデルは、堤体、沖積層、洪積層、第三紀層ならびに地震基盤からなる5層とする。
- (2) 各層の密度は既知とし、P波速度については、狐崎らによる経験式¹⁷⁾によってS波速度と連動させる。
- (3) 盛土層厚は測量値に固定し、沖積層、洪積層および第三紀層層のS波速度は、それぞれ福井平野の平均的な値⁹⁾である170、580、1800および3200m/sに固定する。
- (4) 以上より推定対象は、盛土のS波速度VSE、沖積層および洪積層の厚さHa、Hdの3個となる。
- (5) Ha、Hdの初期値は、H/Vスペクトルから判読された卓越周期Ta、Tqが沖積層底面までおよび第四紀層による固有周期であるとし、4分の1波長則を適用して求めた値に設定する。
- (6) 次の目的関数を最小化する、VSE、Ha、およびHdの初期値からの修正率を探索する。

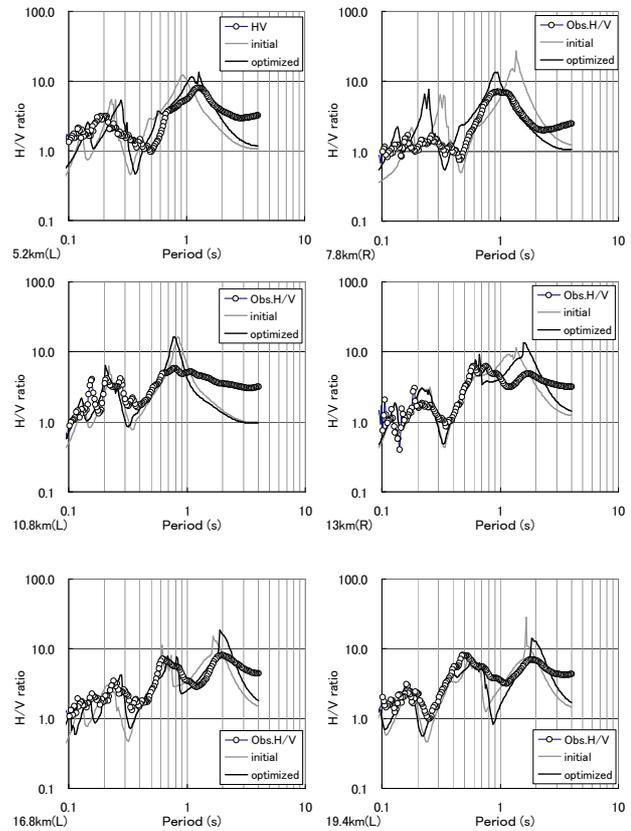


図 7.9 観測 H/V と最適地盤モデルによる理論 H/V の比較

$$J = J_A + J_G \quad (7.2)$$

$$J_A = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N_f} \left[\log_{10} H/V_i^O - \log_{10} H/V_i^C \right]^2 \quad (7.3)$$

$$J_G = \sum_{j=1}^{N_f-1} \left[\frac{G_j^O - G_j^C}{2(N_f - 1)} \right]^2 \quad (7.4)$$

ここに、 J_A 、 J_G : H/V スペクトルの振幅および勾配に関する評価関数、 G_j^O 、 G_j^C : 観測および理論 H/V スペクトルの周波数方向の傾きに関する項であり、 $\partial(H/V)/\partial f$ が負かゼロ以上かにより、-1 と 1 に 2 値化した傾斜項である。比較対象周期は 0.05 秒から 4 秒とした。探索には遺伝的アルゴリズム(GA)を用いた。GA にはグレイコードを用い、個体数は 30、ビット数は 6、世代数は 20 とし、交叉確率 0.6、突然変異確率を 0.05 とし、動的突然変異とエリート選択を考慮した。

7-5-2 地盤構造推定結果

図 7.9 は、観測 H/V スペクトルと初期モデルおよび最適地盤モデルによる理論 H/V スペクトルの比較例である。Ta および Tq を用いて初期モデルを作成していることもあり、どの地点においても初期モデルでも観測 H/V に近い理論値が算出されている。また最適地盤モデルによる理論 H/V スペクトルは、ごく短周期帯域を除けば、観測 H/V スペクトルのピークとトラフ周期を良好に再現し、振幅値そのものについても比較的良好に対応していることが確認できる。

図 7.10 は堤体の推定 S 波速度とボーリング情報に基づく S 波速度との比較である。ボーリング情報による堤体の S 波速度は、断面ごとの堤外(Bo)、天端中央(Bc)および堤内(Bi)の 3 本のボーリングによる N 値に道路橋示方書の方法を適用し、深さごとの S 波速度を求め、その走時平均によって算出した。■印は H/V スペクトルに基づく推定値であり、大きな■はボーリング調査のある断面、小さなものはその他の 3 成分観測地点である。同図より、ボーリング情報に基づく S 波速度は、河口部と上流の扇状地部分で大きめで、中流で小さい傾向にある。H/V スペクトルに基づく推定値は、下流の三角州域や山麓周辺では 130m/s、中流の氾濫原域では 100m/s、扇状地域で 150m/s 程度であり、中流域で小さくなる傾向は同様に認められた。このことは、三角州、氾濫原、扇状地の主要な土質と考えられるシルト・砂、粘性土・シルト、砂礫土が浚渫築堤材として使用されたことを示唆しているようにも思われる。

図 7.11 の白抜きプロットは H/V スペクトルから推定した沖積層および第四紀層の厚さ分布である。沖積層厚さは、10km および 14km 付近の山麓域を除いて、下流の 40m 程度からほぼ単調に減少し、扇状地域に入る 22km 以降では数 m 以下と推定されている。第四紀層厚さについては、下流域では 150m 程度を中心として、山麓や台地に近接した河口部や 10km、14km 付近で 100m 程

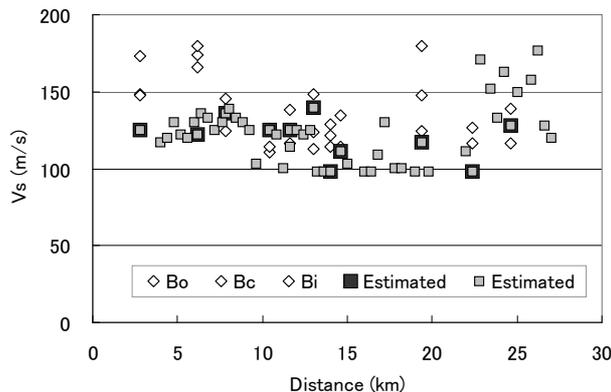


図 7.10 ボーリング情報と H/V スペクトルに基づく堤体の S 波速度推定値の比較

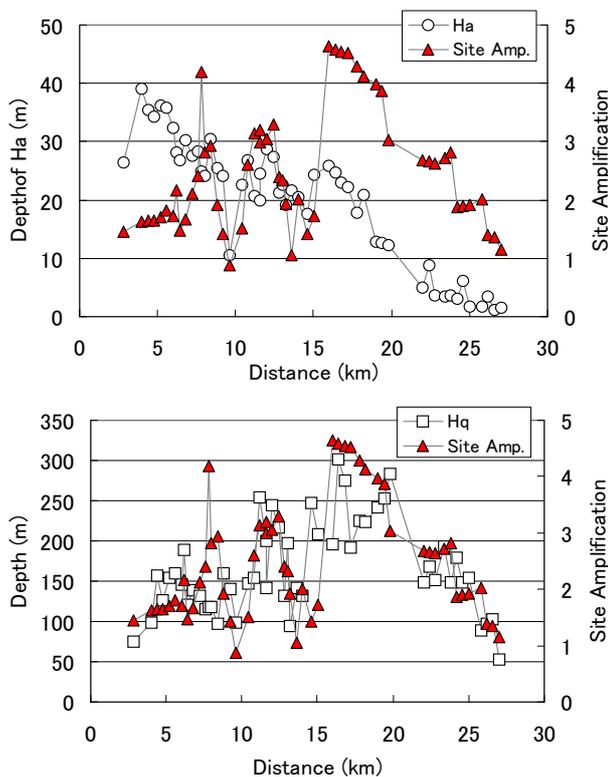


図 7.11 H/V スペクトルに基づく沖積層（上段）・第四紀層厚さ（下段）と福井地震の地盤増幅率の比較

度と小さい。15~20km 程度では 250m 以上と厚いが、福井地震断層を跨ぎ扇状地に入る 23km 付近から急減し、100m 以下にまで小さくなっている。

7-5-3 福井地震被害との相関

ここでは、福井地震の被害と推定構造との相関性について検討する。福井地震の建物の全壊率・被害率は、現在の字に近い旧の村単位で調査が行われている^{1), 2)}。村ごとの緯度・経度と全壊率をもとに九頭竜川での微動観測地点の全壊率を、観測点と村の距離の逆数を重みとする空間補間により算出した。図 7.12 は、各観測点位置での全壊率の分布である。河口から 6km 程度までと、山麓の 9km, 14km 付近, 25km 以降の扇頂付近を除いて 80% 以上という非常に高い全壊率であったと推定される。次に、福井地震の全壊率に基づいて微動観測地点の地盤増幅率を推定する。Miyakoshi et al.^{1 8)} は兵庫県南部地震の被害調査から、建物の被害率 PR と地表最大速度 PGV との相関を、標準正規分布の累積確率分布関数 ϕ を用いて、次の被害率曲線として提案している。

$$P_R(PGV) = \phi\left(\frac{\ln(PGV) - \lambda}{\zeta}\right) \quad (7.5)$$

ここに、 λ , ζ : $\ln(PGV)$ の平均と標準偏差で、

1950 年代以前の建物では、4.22 および 0.558 である。図 7.13 の□はこの方法で算出した地表最大速度であり、平野中央に近い九頭竜川堤防の多くの地点は 100cm/s 以上の大きな速度に遭遇していたことが推察される。一方、工学的基盤最大速度は、司・翠川^{1 9)} の提案式を用い、福井地震の想定断層を図 7.1 に示す位置として算出した。図 7.13 の●は推定された微動観測地点の基盤大速度分布である。この両者の比を観測点の地盤増幅率とし、図 7.11 の▲印(右軸)で示す。司・翠川の想定する基盤は S 波速度が 600m/s であり厳密な比較はできないが、同図より、H/V スペクトルから算出された沖積層厚および第四紀層厚と、地盤増幅率は明確な対応関係があることが確認できる。以上の結果から、本論文の手法を用いることにより、堤防天端における単点 3 成分観測に基づいて、堤体の振動特性や、基礎地盤の構造の概略値を求めることができ、地震被害リスクの大きい場所の特定などに活用することが期待される。

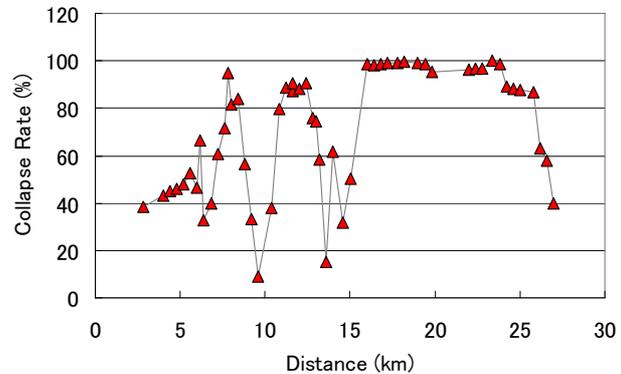


図 7.12 微動観測地点付近の福井地震の全壊率分布

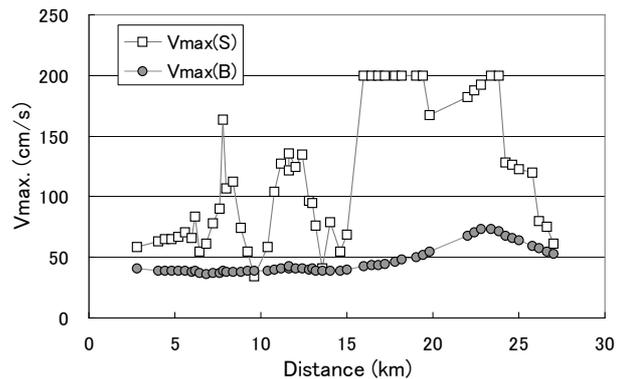


図 7.13 全壊率に基づく地表最大速度と基盤最大速度分布

7-6 おわりに

1948年福井地震で被害を受けた九頭竜川堤防において、微動の線状展開アレイ観測と単点3成分観測を詳密に実施し、以下の知見を得た。

- (1) 堤防横断方向のアレイ観測から、堤防天端と基礎地盤の伝達関数とH/Vスペクトルを算出した。天端および基礎地盤のH/Vスペクトルから、沖積層と第四紀層に基づく基礎地盤の卓越周期が判読された。また、堤体の卓越周期は伝達関数から明瞭に読みとれ、天端のH/Vスペクトルからも判読可能であることを確認した。
- (2) 堤防縦断方向線状展開アレイ観測に、拡張SPAC法を適用しRayleigh波位相速度の算出を試みた。この方法では位相速度の算出が困難な場合もあるが、算出できた位相速度を周辺の円形アレイ観測から求めた位相速度と比較した結果、良好な対応が認められた。
- (3) 400mごと実施した単点3成分観測からH/Vスペクトルを求め、堤体および基礎地盤の卓越周期の判読を行った。さらに、H/Vスペクトルをターゲットとする逆解析により、堤体のS波速度、沖積層と洪積層厚さの最適化計算を行った。最適地盤モデルは、観測H/Vスペクトルを良好に再現できることを確認した。また、福井地震の被害調査情報から推定した地盤増幅率と沖積層・第四紀層厚さには明確な対応が認められることなどを確認した。

本研究では、堤防－基礎地盤系で観測される微動が、水平堆積構造上を伝播する表面波で近似できるとの仮定のもとで議論を進めた。今後、堤体および周辺で微動の多点同時観測を行い、堤体－基礎地盤系の振動性状と、上記の仮定の妥当性を検討していく必要があると考える。

参考文献

- 1) 北陸震災調査特別委員会：昭和 23 年福井地震震害調査報告Ⅱ建築部門，1951.
- 2) 谷口仁士，飯田汲事：1948 年福井地震の資料解析，愛知工業大学研究報告，pp.207-217，1979.
- 3) 北陸震災調査特別委員会：昭和 23 年福井地震震害調査報告Ⅰ土木部門，1950.
- 4) 中央防災会議，災害教訓の継承に関する専門調査会：1948 福井地震報告書，pp.206-216，2011.
- 5) 土木学会河川堤防耐震対策緊急検討委員会：東日本大震災を踏まえた今後の河川堤防の耐震対策の進め方について報告書，2011.
- 6) 林宏一，鈴木晴彦，斎藤秀樹：人工震源を用いた表面波探査の開発とその土木地質調査への適用，応用地質技術年報，第 21 号，pp.9-39，2001.
- 7) 三浦欣也，森政信吾，吉田望，千野克浩，村田芳信：地下水浸透流を有する住宅高盛土の地震時安定性評価のための調査と解析，日本地震工学会論文集，第 9 巻，第 5 号，pp.58-78，2009.
- 8) 秦吉弥，加納誠二，山下典彦，横井芳輝，土田孝司：形状を考慮した簡便な盛土の固有周波数算定式，地盤工学ジャーナル，Vol.2，No.3，197-207.
- 9) 小嶋啓介，安井譲：常時微動観測に基づく福井平野の深部地盤構造の推定，自然災害科学，第 33 巻，4 号，pp.359-374，2015.
- 10) 小嶋啓介・本耕大：常時微動アレイ観測に基づく福井平野の S 波速度構造の推定，土木学会論文集，A1，68，pp.98-109，2012.
- 11) 若松加寿江：日本の液状化履歴マップ，東京大学出版会，DVD，2011.
- 12) 国土交通省近畿地方整備局：九頭竜川直轄河川改修事業再評価資料，2012.
- 13) 国土交通省近畿地方整備局福井河川国道事務所：河川現状台帳，付図，2012.
- 14) 齋藤正徳，柁沢宏之：成層構造に対する反射率，表面波分散曲線の計算Ⅱ レーリー波の計算，物理探査，46，pp.283-298，1993.
- 15) 時松孝次，新井洋：レイリー波とラブ波の振幅比が微動の水平鉛直スペクトル比に与える影響，日本建築学会構造系論文集，第 511 号，pp.69-75，1998.
- 16) 凌甦群，岡田広：微動探査法における空間自己相関法の拡張，物理探査学会第 89 回学術講演会論文集，pp.44-48，1993.
- 17) 狐崎長琅他，後藤典俊，小林芳正，井川猛，堀家正則，斉藤徳美，黒田徹，山根一修，奥住宏一：地震予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定，自然災害科学，Vol. 9，No.3，pp.1-17，1990.
- 18) Miyakoshi, J. et.al: Damage Ratio Functions of Building using Damage Data of the 1995 Hyogo-Ken Nanbu Earthquake, Proc. of the 7th ICOSSAR, pp.349-354, 1997.
- 19) 司宏俊，翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，第 523 号，pp.63-70，1999.

第 8 章 結 論

8-1 本研究のまとめ

自然災害が多い日本では、豪雨や地震に伴う軟弱地盤・盛土造成地の斜面崩壊や地盤構造物の被害が顕在化しており、対象物の監視や防災対策ならびに詳細で信頼性の高い地震被害予測の必要性が高まっている。これらの背景を踏まえて、本研究では、非破壊で加振を必要とせず機動性の高い常時微動観測に着目し、観測から得られる情報を多重活用して、簡易的な地盤構造推定の検討や、場所的な制約から実施が困難であった住宅密集地域、さらに地震被害の甚大な軟弱平野や盛土地盤・河川堤防における斜面安定解析も含めた詳細な 3 次元地下構造の推定法について検討し、地震被害予測ならびに防災・減災に資する信頼性の高い推定モデルの構築を行った。

以下に本研究で得られた結果をまとめる。

第 1 章では、盛土造成地の地震被害や福井県の地震被害予測の現状、従来の地盤調査法の問題点を明らかにしたうえで、常時微動観測を用いた地盤調査の優位性を示し、本研究の背景および目的を説明した。

第 2 章では、従来の研究および本研究の基礎理論について説明した。従来の SPAC 法による常時微動アレイ観測は、正三角形や同心円上での同時観測を基本としているため、例えば住宅密集地での微動計の配置は困難な場合があった。そこで本研究では、SPAC 法に加えて、2 点空間自己相関法（拡張 SPAC 法）の仮定を取り入れ、微動計間の距離を等比数列的に配置する直線展開アレイ観測法について提案し、微動計を線状に配置することが可能となった。

第 3 章では、常時微動観測で得られた観測情報から第 2 章の基礎理論に基づき、地下構造を推定する方法について説明した。

第 4 章では、福井平野において実施した微動アレイ観測などから比較的容易に推定できる基本モード Rayleigh 波位相速度を用いることにより、S 波速度構造を直接推定する方法について検討を行った。その結果、走時推定 S 波速度は、位相速度に対する感度が大きく推定可能な深度が大きいことが、推定値のバラツキが大きいこと、一方で層厚推定 S 波速度では、表層付近での精度が高く安定的であるが、層境界の特定が難しいことなどの知見が得られた。さらに推定した S 波速度の空間補間を行い、福井平野の 3 次元地盤モデルを作成した結果、推定モデルは既存モデルを良好に再現していることが確認できた。

第 5 章では、基盤までを考慮した平野域の詳細な 3 次元地盤構造モデルの構築を目的に、動的特性評価のための地盤構造モデルが不十分な小浜平野を対象に常時微動観測を実施し、その振動特性を判読するとともに、アレイ観測による Rayleigh 波位相速度および単点 3 成分観測による

H/V スペクトルに基づいて、平野域の地下構造の推定を行った。観測点ごとの推定地下構造に対し Kriging による空間補間を用いることで、平野域全体の 3 次元的な地下構造の推定した。また、推定した地下構造は、既存のボーリング情報および弾性波探査に基づく地盤構造と比較し、以下の知見を得た。

- (1) 小浜平野の沖積軟弱層および第四紀層に起因する卓越周期は、北川の河口に向かって長くなること、小浜湾に近い埋立地周辺や平野中央北部の三角州地域で特に長くなる傾向が認められた。
- (2) アレイ観測から求められた Rayleigh 波位相速度は、小浜湾周辺や平野中央で小さく、北川の上流域で大きくなる傾向が確認された。
- (3) 観測 H/V スペクトルに基づいた推定 S 波速度構造に Kriging による空間補間を行うことにより、小浜平野の S 波速度構造を推定した。微動に基づく推定構造は、既存のボーリング情報や弾性波探査結果と調和的であることが確認できた。
- (4) 小浜平野の中でも河口周辺に広がる市街地および平野中央北部は、沖積層が厚く、Vs30 (推定モデル) も 160m/s~200m/s 程度と小さく、寛文地震の被害地域と一致していることなどが確認できた。

第 6 章では、福井県内の谷埋め盛土造成地の盛土部と切土部を対象に、斜面災害や地震時の安定性評価に関する基礎資料を得ることを目的として、機動性の高い常時微動観測を実施し、造成地の振動特性および地盤構造の推定の可能性について検証するとともに、その地盤を弾塑性体としてモデル化し、有限要素解析を用いた破壊に対する盛土造成地の安定性について評価する方法を提案した。その結果、以下の知見を得ることができた。

- (1) 微動観測から得られた卓越周期は、切土部で短く盛土部で長い傾向が認められるものの盛土厚さとの単純な線形関係で表すことはできず、同じ盛土厚さでも卓越周期は等しくなく、またその範囲はバラツキが大きいため、盛土層以外の地盤構造が卓越周期に影響を及ぼしていると考えられる。このことは、造成地の振動特性は切り盛り量に加えて、深部までの S 波速度構造の影響を加味した検討が必要であることを意味していると考えられる。
- (2) 直線アレイ観測情報に基に拡張空間自己相関法を適用して Rayleigh 波位相速度を算出し、地盤構造の推定に必要な平均 S 波速度を推定した。その結果、A 団地では切土・盛土部における表層より深い構造で S 波速度構造が一致していることが確認できた。しかし、S 団地では N 値による推定 S 波速度は、傾向としては一致しているが、全体としては直線アレイ観測から得られた位相速度に基づく S 波速度の方が大きい結果となった。この要因としては、観測地点周辺の地盤の不均一性と N 値による推定では精度が低いことがあげられるが、深い構造ほど S 波速度が速くなることが確認でき、深部の硬い地盤の構造を捉えていることから、アレイ観測より地盤構造をある程度推定できたと思われる。
- (3) H/V スペクトル比の逆解析から推定した盛土分布は、GIS を用いた造成前後の等高線・標高地図から推定した盛土分布をいくぶん再現でき、厳密ではないが、H/V スペクトルの逆解析から地盤構造を概ね推定できることが確認できた。
- (4) 微動観測から得られた地盤構造を基に、盛土造成地の斜面をモデル化して斜面の安定解析

を行った結果、地表面まで地下水位を想定したケースが最も危険性が高いが、水平震度 0.92 で安全率 1.0 以上であったことから当該造成地の地震時安定性は、比較的高いことが確認できた。

第 7 章では、第 6 章の推定モデルに基づき、1948 年の福井地震の際に被害を受けた九頭竜川堤防において、微動の線状展開アレイ観測と単点 3 成分観測を詳細に実施し、以下の知見を得た。

- (1) 堤防横断方向のアレイ観測から、堤防天端と基礎地盤の伝達関数と H/V スペクトルを算出した。天端および基礎地盤の H/V スペクトルから、沖積層と第四紀層に基づく基礎地盤の卓越周期が判読された。また、堤体の卓越周期は伝達関数から明瞭に読みとれ、天端の H/V スペクトルからも判読可能であることを確認した。
- (2) 堤防縦断方向線状展開アレイ観測に、拡張 SPAC 法を適用し Rayleigh 波位相速度の算出を試みた。この方法では位相速度の算出が困難な場合もあるが、算出できた位相速度を周辺の円形アレイ観測から求めた位相速度と比較した結果、良好な対応が認められた。
- (3) 400m ごと実施した単点 3 成分観測から H/V スペクトルを求め、堤体および基礎地盤の卓越周期の判読を行った。さらに、H/V スペクトルをターゲットとする逆解析により、堤体の S 波速度、沖積層と洪積層厚さの最適化計算を行った。最適地盤モデルは、観測 H/V スペクトルを良好に再現できることを確認した。また、福井地震の被害調査情報から推定した地盤増幅率と沖積層・第四紀層厚さには明確な対応が認められることなどを確認した。

8-2 今後の課題および展望

本研究の提案や評価は、地盤構造物の地震防災対策ならびに維持管理手法の高度化、地震被害予測調査の経済性や信頼性の向上に寄与し、利用価値は高いと考えられる。以下に今後の課題および展望を列挙する。

- (1) 地震時の盛土地盤構造の安定性評価に際して、地盤の液状化現象や振動に伴う地盤の軟化現象を考慮したモデルの構築
- (2) 河川堤防の卓越周期や地盤構造を利用した地震危険度マップならびに地震被害予測の作成
- (3) 対象地域や観測点を増やし、様々な地盤特性に対する地盤モデルの適用性の検討
- (4) 回転成分型微動計を用いて Love 波の抽出と Love 波を考慮した地盤構造推定の精度向上
- (5) S 波速度構造の逆解析を用いない統計的推定法に際して、表層付近は層厚推定 S 波速度により、深部地盤の S 波速度と層境界の判定には、走時推定 S 波速度により、両者を併用して推定する方法の検討

論文目録

1. レフェリー制のある学術雑誌

- 1) 辻慎一朗, 久保哲也, 小嶋啓介, 伊藤雅基
両面盛土形式の二重壁構造を持つジオテキスタイル補強土壁の耐震性評価,
ジオシンセティックス論文集, 第33巻, pp.105-110, 2018.
- 2) Michihiro OHORI, Yuta ASAKA, Hiroki AZUMA, Shigeki ADACHI, Masaki ITO, etc.
OBSERVATION OF MICROTREMOR IN KATSUYAMA BASIN, FUKUI PREFECTURE
CARRIED OUT THROUGH THE MICROTREMOR RESEARCH CAMP,
Journal of Japan Association for Earthquake Engineering, Vol.18, No.3, 2018.
- 3) 伊藤雅基, 小嶋啓介
常時微動観測に基づく盛土造成地の地盤構造の推定に関する事例研究,
自然災害科学, Vol.33, No.3, pp.389-405, 2019.
- 4) 小嶋啓介, 伊藤雅基, 水野智洋
常時微動観測に基づく九頭竜川堤防の振動特性と地下構造の推定,
日本地震工学会論文集, 第19巻, 第5号(特集号), pp.12-20, 2019.
Masaki ITO, Keisuke KOJIMA and Tomohiro MIZUNO,
ESTIMATION OF VIBRATION CHARACTERISTICS OF KUZURYU RIVER BANK AND
SUBSURFACE STRUCTURES BASED ON MICROTREMOR OBSERVATIONS,
Journal of Japan Association for Earthquake Engineering, (登載決定)
- 5) 伊藤雅基, 小嶋啓介
常時微動観測に基づく小浜平野の地盤構造の推定,
日本地震工学会論文集, 第20巻, 第1号(特集号), pp.147-156, 2020.
- 6) 小嶋啓介, 国谷努, 伊藤雅基, 山本博文, 大堀道広, 奥山大嗣
常時微動観測に基づく勝山盆地の地下構造の推定,
応用地質, Vol.61, No.2, pp.50-58, 2020.

2. レフェリー制のない学術雑誌

- 1) 伊藤雅基, 小嶋啓介, 桐山大志,
常時微動観測に基づく谷埋め盛土造成地の振動特性と地盤構造の推定,
福井大学地域環境研究教育センター研究紀要, 第 23 号, pp75-82, 2016.
- 2) 伊藤雅基, 小嶋啓介, 久保哲也, 辻慎一郎,
ジオセル補強土擁壁の耐震特性に関する振動台実験,
土木学会第 71 回年次学術講演会, III-132, pp263-264, 2016.
- 3) 伊藤雅基, 小嶋啓介, 久保哲也, 辻慎一郎,
常時微動観測を用いた盛土造成地における地盤構造の推定と地震時の安定性評価,
土木学会第72回年次学術講演会, I -436, pp871-872, 2017.

- 以上 -

謝 辞

本研究の遂行および本論文の作成に当たり、終始適切なお指導、ご助言を賜りました福井大学大学院工学研究科教授 小嶋啓介先生には深く感謝の意を表します。

本論文の遂行および審査に際し、終始貴重な御助言を賜った福井大学大学院工学研究科教授 石川浩一郎先生、福井大学大学院工学研究科教授 磯雅人先生、福井大学大学院工学研究科准教授 藤本明宏先生に感謝の意を表します。

福井大学工学部技術部技術班長の小林英一氏には、常時微動観測機器の設計・製作のご協力を得ました。ここに記して謝意を表します。

筆者が学生時代より公私共にお世話になった、福井大学大学院工学研究科講師の寺崎寛章先生、福井県庁丹南農林総合事務所主査の黒田貴紀氏には、本研究に対する貴重なご意見を賜り、またアラブ首長国連邦での研究活動へのご協力など、終始温かく見守って頂きました。ここに記して感謝の意を表します。

常時微動観測やデータ整理にあたり、地震工学研究室卒業生の和田崇良氏、国谷勉氏、桐山大志氏、岩本光平氏、水野智洋氏、北村春樹氏、宮腰千佳氏、吉田清夏氏、伊藤拓郎氏、伊藤良樹氏、板谷圭祐氏、氣田雄志氏の卒論生諸氏に、ここに記して感謝の意を表します。

九頭竜川堤防での常時微動観測等では、国土交通省 近畿地方整備局 福井河川国道事務所ならびに九頭竜川出張所のご協力を得ました。ここに記して謝意を表します。

最後に筆者の長年に亘る研究生活を理解し、今日まで多大なご支援を頂きました伊藤允雄氏、伊藤恵美子氏、伊藤君枝氏、宮窪栄三氏、宮窪幸子氏、幸川松代氏、幸川つよ子氏、妻の幸川広子、息子の幸川蓮に深く感謝の意を表します。ありがとうございました。

2021年2月吉日 幸川 雅基

備考：伊藤雅基は旧姓を使用した氏名