

3. 3 断層帯周辺における強震動予測の高度化に関する研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯周辺における強震動予測の高度化に関する研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	岩田 知孝
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	関口 春子
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	浅野 公之
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	松島 信一
国立大学法人京都大学複合原子力科学研究所附属安全原子力システム研究センター	准教授	上林 宏敏
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	主任研究員	吉見 雅行
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	研究員	二宮 啓
公立大学法人大阪大阪市立大学大学院理学研究科	教授	三田村宗樹
国立大学法人福井大学附属国際原子力工学研究所	准教授	大堀 道広
国立大学法人鳥取大学大学院工学研究科	助教	野口 竜也
国立大学法人奈良教育大学教育学部	教授	和田 穰隆
公立大学法人大阪大阪市立大学大学院理学研究科	博士前期課程	高橋 春菜

(c) 業務の目的

奈良盆地東縁断層帯に対して、サブテーマ1、2の成果に基づいて震源断層モデルを設定し、当該断層帯が活動した場合の強震動予測を実施する。その高度化を目的として、震源断層に近い、京都盆地南部～京都山城地域～奈良盆地を中心とした地域の浅部・深部地盤構造モデルの構築・高度化を進める。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 令和元年度：

当該断層帯が活動した場合の強震動予測の高度化を目的として、震源断層に近い、京都盆地南部～京都山城地域～奈良盆地等の浅部・深部地盤構造モデルを構築・高度化するため、対象地域の地盤構造モデル構築に資する既往研究の整理と反射法地震探査を実施した。また、微動アレイ調査を実施し、深部～浅部地盤のS波速度構造情報を得た。加えて、既存のボーリング情報を収集し、浅部地盤構造モデル構築を開始した。

2) 令和2年度：

令和元年度に引き続き、当該断層帯が活動した場合の強震動予測の高度化を目的

として、震源断層に近い、京都盆地南部～京都府山城地域～奈良盆地等の浅部・深部地盤構造モデルを構築・高度化するため、令和元年度に実施した反射法地震探査測線沿いで深度 260 m の大深度ボーリング調査等を実施した。また、当該地域の微動アレイ調査を継続し、深部～浅部地盤の S 波速度構造情報収集を継続した。加えて、既存のボーリング情報を収集継続し、浅部地盤構造モデル構築を継続した。

3) 令和 3 年度：

奈良盆地東縁付近で盆地端部形状把握のための反射法地震探査を実施する。令和 2 年度に掘削した 260 m ボーリングを 300 m まで掘進し、地盤情報を収集するとともに、速度検層を実施する。過年度の調査結果に基づいて、当該断層が活動した場合に強く揺れる可能性の高い、奈良・京都盆地等の深部地盤構造モデルの改良を行うとともに、浅部地盤構造モデルの構築を行う。強い揺れの予測に不可欠な浅部地盤の動的試験を行う。サブテーマ 1、2 と協働し、当該断層帯の活動様式を検討し、それを踏まえて地震シナリオを作成し、強震動予測を行う。

(2) 令和 2 年度の成果

(a) 業務の要約

当該断層帯が活動した場合の強震動予測の高度化を目的として、震源断層に近い、京都盆地南部～京都府山城地域～奈良盆地等の浅部・深部地盤構造モデルを構築・高度化するための調査研究を進めた。奈良盆地において、令和元年度実施の反射法地震探査測線（奈良測線）沿いで深度 260 m のボーリング掘削と地質構造の分析を実施した。深部～浅部地盤の S 波速度構造情報を得るため、小半径～大半径の微動アレイ調査を実施した。これらの調査結果に係る堆積層の地盤地質情報を得るため、温泉ボーリングのボーリング柱状図をはじめ、既往の物理探査データの収集や整理を進めたとともに、強震・震度観測点での地震動波形記録を分析した。ボーリング情報をもとに、奈良盆地の浅部地盤構造モデルの構築を行った。

(b) 業務の成果

最終年度にはサブテーマ 1、2 の成果に基づいて震源断層モデルを設定し、当該断層帯が活動した場合の強震動予測を実施する。その高度化を目的として、震源断層に近い、京都盆地南部～京都府山城地域～奈良盆地を中心とした地域の浅部・深部地盤構造モデルの構築・高度化をすすめる。地震調査研究推進本部が長年継続してきた全国地震動予測地図ではこれまで、信頼度の高い地震動予測を目的とした深部地盤モデルが作成・更新されてきた（例えば J-SHIS（藤原・他，2009；藤原・他，2012）や全国一次地下構造モデル（Koketsu et al., 2008, 2012））。また、当該地域、特に京都府南部～奈良盆地の堆積盆地モデルについては、Iwata et al. (2008)、文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所 (2016)、関口・他 (2019) でそれぞれ先行研究のデータ等に加えて、その後実施された反射法地震探査や微動アレイ探査といった地球物理学的探査結果、各種ボーリング資料を踏まえた地盤構造情報を参照し、地震動記録の再現等も含みながら深部地盤モデルが提案、改良されている。

浅部地盤（概ね工学的基盤面以浅）の増幅の取り扱いは、例えば地震調査研究推進本部の全国地震動予測地図では全国を網羅した地震動予測の実施のため、微地形区分と AVS30（深さ 30 m までの平均 S 波速度）との経験的關係（若松・松岡，2020）、AVS30 と最大速度増分あるいは震度増分の経験的關係（藤本・翠川，2006）を組み合わせ評価している。近年、小スパン微動アレイ観測を高密度で実施して工学的基盤面より浅部の S 波速度構造を多点で求めて、地盤地質情報を取り入れながら浅部地盤モデルを構築する方法が提案され（例えば Senna et al., 2018; Wakai et al., 2019）、浅部・深部統合モデルの構築が進められている。本調査においても、こういった最近の研究成果、モデル化も検討しながら、これまで広く活用されてきている地盤地質情報と組み合わせながら、地盤モデルの高度化を進めている。

今年度は、過年度の調査を踏まえ、対象地域の地盤構造モデル構築・高度化のため、1) 奈良測線沿いのボーリング NB-1 調査と地質構造の分析、2) 岩着ボーリング情報と既往物理探査データの収集・整理、3) 深部地盤構造把握のための大半径微動アレイ探査、4) 浅部地盤構造把握のための極小～小半径微動アレイ探査、5) ボーリングデータベースによる浅部地盤地質モデルの作成、6) 地震動波形記録の分析を行った。

1) 奈良測線沿いのボーリング NB-1 調査と地質構造の分析

a) NB-1 ボーリングの概要

令和元年度の調査において、奈良盆地北部の奈良市高畑町から奈良市宝来四丁目に至る約 7 km の反射法地震探査を実施し（奈良測線）、奈良盆地基盤面深度や基盤面までの堆積層の状況の把握を行った。この反射プロファイルの理解をすすめるため、測線沿いで長尺のオールコアボーリングを実施した。図 1 に奈良測線とボーリング調査地点（奈良市三条本町地内）を地図に示す。ボーリング地点は、北緯 34.677400 度、東経 135.817428 度、標高 65.4 m である。ボーリング調査の主な諸元は表 1 にまとめた。また、現場作業の様子を写真 1 及び 2 に示した。

表 1 ボーリング調査のおもな諸元

項目	諸元
掘削深度	260 m
掘削口径	外径：φ 86 mm
コア採取	堆積層（0～260 m）
コア径	φ 65mm
掘削工法	通常工法
ケーシング	1 段（深度 6.4 m 以浅）



図1 ボーリング実施位置と令和元年度実施の奈良測線の地理院地図に加筆した。



写真1 ボーリング機



写真2 ボーリングコア採取状況

b) NB-1 ボーリングコアの岩相

NB-1 ボーリングで今年度掘削された 260m のボーリングコアの岩相について以下に報告する(図 2 及び図 3)。

- ・ 深度 0.00～0.41m : 最大径 2～3 cm 程度の角礫～亜角礫を多数含む分級の悪い中礫層。
- ・ 深度 0.41～2.66m : 砂質シルト層を主とし、深度 1.18～2.18m に腐植土層を挟む。深度 0.41～1.18m は植物片を含み擾乱が激しく酸化を不規則に示す砂質シルト層である。
- ・ 深度 2.66～11.30m : 礫径 2～10 cm の砂質変成岩・チャート・泥質岩などの中礫～大礫を含む礫層。基質は粗粒～極粗粒砂からなる。部分的に砂質シルトの薄層を挟む。
- ・ 深度 11.30～29.45m : 砂質シルト層を主とし、細礫から中礫を含む厚さ 40～50cm の砂礫層を挟む互層である。砂質シルト層は部分的に植物片を含んでいる。砂礫層に含まれる礫は、粗粒変成岩やチャートの亜角礫が多く、基質は中粒～粗粒砂からなる。
- ・ 深度 29.45～96.65m : 中礫を含む砂礫層や中粒～粗粒砂層を主とする礫・砂・シルトの互層である。全般的に砂礫からシルト・粘土層に上方細粒化する厚さ 2～3 m のサイクルが顕著に認められる。深度 42.88～43.30m には淡桃灰色～淡紫灰色(部分的に淡緑灰色)を呈するガラス質火山灰層(NB-1-43 火山灰とする)と深度 86.71～87.50m には淡桃白色～白色を呈するガラス質火山灰層(NB-1-87 火山灰層とする)を挟む。礫層は直径 1 cm～3 cm のチャート・砂質変成岩の亜円～亜角礫を含み、基質は中粒～粗粒砂で斜交層理が認められる。砂層は分級の良い中粒～粗粒砂からなり斜交層理が認められる。シルト・粘土層は細粒～中粒砂混じりで、植物片や小さな木片を含む。
- ・ 深度 96.65～109.00m : 海域環境で形成されたとみられる淘汰の良い中粒～粗粒砂層から粘土層である。深度 99.83～108.40m は、暗青灰色～青緑灰色を呈する比較的均質な粘土層で、少量の極細粒砂の薄層をラミナ状に挟むほか、極少量の植物片を含み、部分的に生痕様の擾乱が認められる。深度 100.21m から上位に向けて細粒砂を含むシルトから淘汰の良い中粒～粗粒砂へと上方粗粒化し、砂層中には部分的に生痕が認められる。108.40～109.00m までは、砂質シルトからシルト質細粒砂でサンドパイプ状の生痕が認められる。
- ・ 深度 109.00～129.60m : 厚さ 50～100cm の中礫層を挟む礫・砂・シルト・粘土互層である。中礫層は礫径 1～2 cm の砂質変成岩・チャート・泥質岩の亜円礫～円礫を含み、基質は中粒～粗粒砂で、斜交層理が認められる。砂層は厚さ数 10cm 程度で、細粒～粗粒砂からなり、比較的分級がよく、斜交層理が認められる。シルト・粘土層は、厚さ 1～2 m で、下半部は極細粒砂～中粒砂を含み、部分的にラミナ状の砂の薄層を挟む。砂礫層～シルト・粘土層へ上方細粒化する厚さ 1～3 m のサイクルが認められる。
- ・ 深度 129.60～150.06m : シルト・粘土層優勢の砂・シルト・粘土互層である。シルト粘土層は、全般的に植物片を多く含み、極細粒～細粒砂を不規則・ラミナ状に挟む。挟まれる砂層は、厚さ 1 m 程度で細粒砂あるいは中粒～粗粒砂からなり上方に細粒化する傾向が認められる。
- ・ 深度 150.06～179.70m : 中粒～粗粒砂層と砂質シルト層の互層である。砂層は厚さ 1～2 m で小礫を含むほか、部分的に斜交層理が認められる。砂質シルト層は極細粒～細粒砂を含み、部分的に根跡が認められる。深度 154.41～158.35m には均質なシルト層を挟む。

- ・ 深度 179.70～213.59m：細礫混じりの中粒～極粗粒砂層と砂質シルト層の互層である。砂層は厚さ数 10cm～1 m 程度で、比較的分級の良い中粒～極粗粒砂からなる。砂質シルト層は、暗灰色を呈し有機質で、葉理に沿って植物片を含むほか、根跡が認められる層が多い。
- ・ 深度 213.59～237.17m：暗緑灰色～暗灰色を呈するシルト・粘土層を主とする砂・シルト・粘土互層である。やや緑がかかったシルト・粘土層は厚さ 1～2 m で、均質あるいは部分的に根跡が認められる。暗灰色を呈するシルト・粘土層は細粒～中粒砂を含むほか、葉理に沿って極細粒～細粒砂の薄層を挟んだりし、葉理に沿って植物片が含まれる。砂層は厚さ 50～70cm で中粒～粗粒砂からなる。
- ・ 深度 237.17～260.00m：細礫混じりの中粒～極粗粒砂層と砂質シルト層の互層である。深度 244.59m より上部は細礫混じりの中粒～極粗粒砂層で、深度 242.50m に材化石を含み、厚さ 2～3 m の上方細粒化のサイクルが 3 セット認められる。深度 244.59～251.22m の層準は砂質シルトから粘土層が優勢で、厚さ数 10cm 程度の砂質シルトと粘土質シルトが互層する。深度 251.22～256.48m の層準はシルト混じりの細粒～粗粒砂層が優勢で、全体に分級が悪く、植物片を部分的に含む。深度 256.48～260.00m は、根跡が認められるシルト・粘土層を主とする。

c) 火山灰層

NB-1 ボーリングコアに認められる NB1-43 火山灰層と NB1-87 火山灰層について岩相の特徴と火山灰分析による岩石学的特徴について、以下に示す。

火山灰分析用に採取した試料について、超音波洗浄と 60 メッシュ (250 μm)・250 メッシュ (63 μm) のふるいで水洗・篩別し、50℃以下で乾燥後、比重 2.8 のポリタングステン酸ナトリウム溶液で重液分離し、鉍物組成・ガラスの形状・重鉍物組成を偏光顕微鏡下で 200 個の粒子を計数し評価した。火山ガラスの屈折率は、温度変化型屈折率測定装置 (MAIOT: (株) 古澤地質製) を用い、1 試料につき 20 粒子を測定した。

NB1-43 火山灰層 (深度 42.88～43.30m)

岩相の特徴：厚さ 42cm、淡桃灰色～淡紫灰色 (部分的に淡緑灰色) のシルト混じりのガラス質火山灰層である (図 4)。下位より順に、厚さ 2.5cm で淡桃灰色～白色の細粒火山灰、厚さ 16.5cm で淡桃灰色～淡緑灰色の全体的にシルト質な細粒火山灰、厚さ 4.0cm で淡紫灰色の細粒～中粒火山灰、厚さ 5.0cm で淡紫灰色の細粒火山灰、厚さ 3.0cm で淡紫灰色の細粒～中粒火山灰、厚さ 2.0cm で淡灰色のシルト質な細粒～粗粒火山灰、厚さ 6.0cm で淡紫灰色の細粒～中粒火山灰、厚さ 3.0cm で暗灰色の細粒火山灰からなる

岩石学的特徴：NB1-43 火山灰層については、奈良三条 NB-1 ボーリングコアの深度 42.94～42.96m (上部)、43.08～43.11m (下部) と 43.28～43.30m (最下部) の 3 層準で火山灰分析を行った。図 5～7 に分析結果を示す。上部・下部の 2 層準の鉍物組成は、火山ガラスが 84～89%、石英・長石・岩片が 12～15%、重鉍物が 1%未満である。最下部の層準は火山ガラスが 53%、石英・長石・岩片が 46%、重鉍物が 1%であり、半数が火山ガラス、残りの半数が石英・長石・岩片であった。ガラスの形状は上部・下部の 2 層準で、扁平型が 40～47%、中間型が 36～46%、多孔質型が 14～17%であり、最下部の層準では多孔質型が 51%、中間型が 44%、扁平型が 5%であった。上部・下部の 2 層準では扁平型が半数を占めるのに

対して、最下部の層準では多孔質型が半数を占める。また重鋳物組成は3層準で類似した傾向が確認され、斜方輝石 64～82%、単斜輝石 10～27%、角閃石 7～9%の両輝石タイプの火山灰である。最下部の層準はやや斜方輝石が多い傾向を示す。

対比：層厚が 40cm で淡紫灰～淡桃灰色の細粒～中粒のガラス質火山灰層であり、火山ガラス屈折率のモード値は 1.511～1.512 で、火山ガラスの形状は扁平型・中間型を同程度含み、少量の多孔質型からなる。重鋳物組成は斜方輝石や単斜輝石が同程度の割合でほとんどを示す両輝石タイプであった NB1-43 火山灰層は、構成する火山灰の岩相や岩石学的特徴から、大阪層群の Ma3 層の下部に挟まれる層厚 30～70cm でアズキ色を呈し、火山ガラス屈折率のモード値 1.511～1.513、斜方輝石・単斜輝石の両輝石タイプのガラス質火山灰からなるアズキ火山灰層（吉川，1976）に対比できる。

NB1-87 火山灰層（深度 86.71～87.50m）

岩相の特徴：厚さ 79cm で淡桃白色～白色のガラス質火山灰層である（図 8）。下位より順に、厚さ 1.5cm で淡桃白色の中粒火山灰、厚さ 7.0cm で淡桃白色～緑灰色の細粒火山灰、厚さ 7.0cm で灰白色～淡桃白色の粗粒火山灰、厚さ 8.5cm で淡桃白色～淡緑灰色の中粒火山灰、厚さ 4.5cm で淡桃白色～灰色の細粒火山灰、厚さ 2.5cm で灰色～淡桃白色の粗粒火山灰、厚さ 4.0cm で白色～淡桃白色の中粒火山灰、厚さ 2.5cm で白色～緑灰色の中粒～粗粒火山灰、厚さ 6.0cm で淡桃（淡桃白）色～緑灰色の細粒火山灰、厚さ 6.0cm で白色～緑灰色の細粒火山灰、厚さ 15.0cm で白色～淡桃色の粗粒火山灰、厚さ 14.0cm で淡桃色の中粒火山灰からなり、全体に弱い葉理構造が確認される。

岩石学的特徴：深度 87.01m（上部）、87.40m（中部）、87.49m（最下部）の 3 層準で火山灰分析を行った（図 5～7）。鋳物組成は火山ガラスが 86～98%、石英・長石・岩片が 2～14%、重鋳物が 1%以下であり、ほとんどが火山ガラスで構成される。ガラスの形状は扁平型が 39～62%、中間型 27～34%、多孔質型 11～28%であり、扁平型がおよそ半数を占める。重鋳物組成は角閃石が 98%、斜方輝石が 1%、単斜輝石が 1%であり、重鋳物のほとんどが角閃石からなる。

対比：NB1-87 火山灰層は、層厚 79cm で淡桃灰色～白桃色の細粒～粗粒のガラス質火山灰層であり、深度 96.65～109.00 に求められる海成層層準の約 10m 上位に挟在する。含まれる火山ガラスの屈折率モード値は 1.499～1.501 で、火山ガラス形状は多い順に、扁平型、中間型、多孔質型であり、角閃石が大半を占め、少量の斜方輝石を伴う。

大阪層群の Ma1 層の数 m 上位に挟まれるピンク火山灰層は、層厚 40～80cm で淡桃白色～白色を示し、火山ガラスの屈折率モード値は 1.498～1.500、火山ガラス形状が扁平型 55%、中間型 28%、多孔質型 18%で、重鋳物は主に角閃石から構成される（吉川，1976）。奈良盆地の丘陵地域に分布する大阪層群においても、Ma1 層の上位数～10m にピンク火山灰層が認められている（三田村，1992；河村，1993）。以上のことから、NB1-87 火山灰層は、構成する火山灰の岩相・岩石学的特徴の類似性、層位関係から、ピンク火山灰層に対比される。さらに NB1-87 火山灰層の下位約 10m の海成層準（深度 96.65～109.00m）は Ma1 層準に対比される。

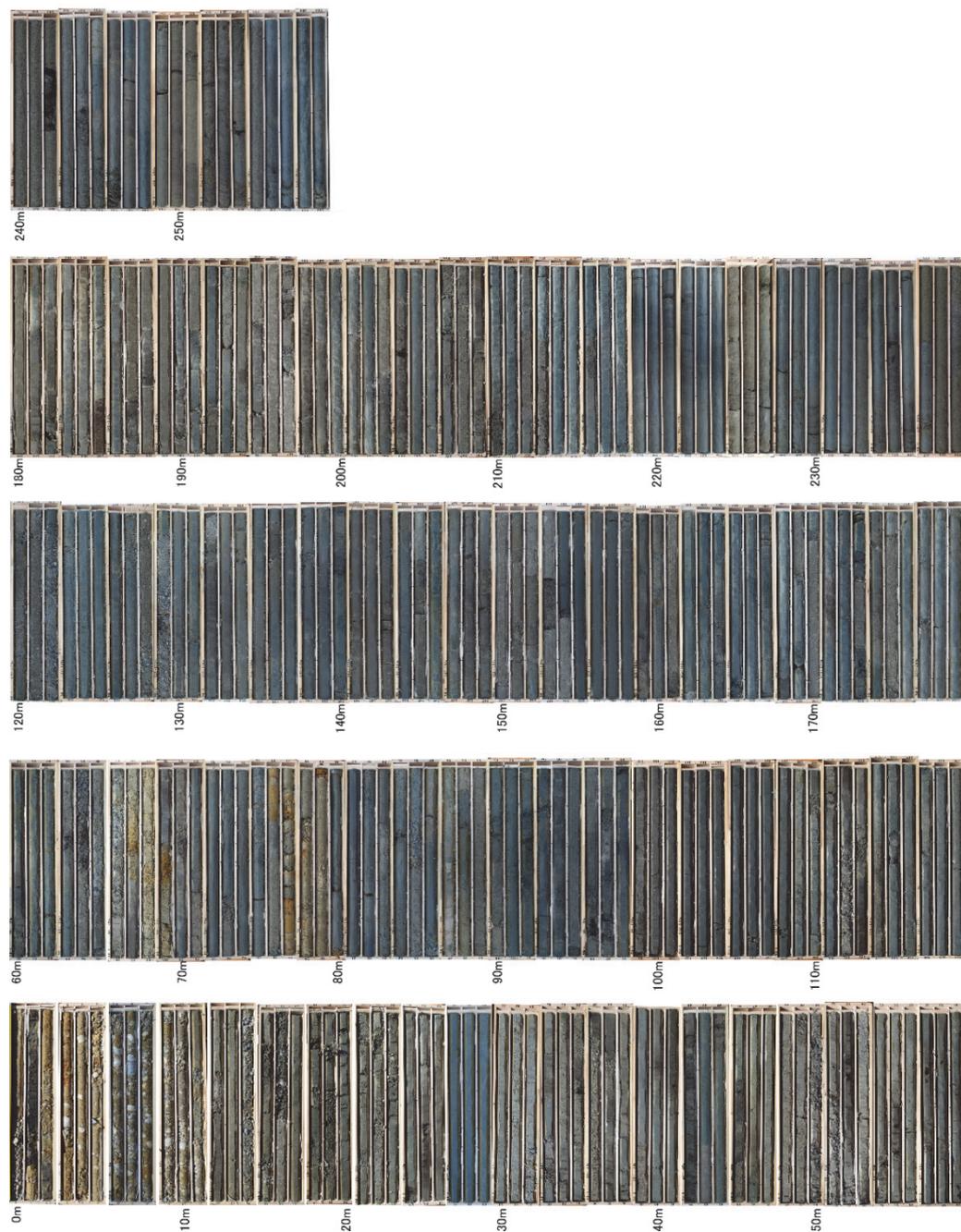


図2 NB-1 コア写真。左の数字 (m) は深度を表す。

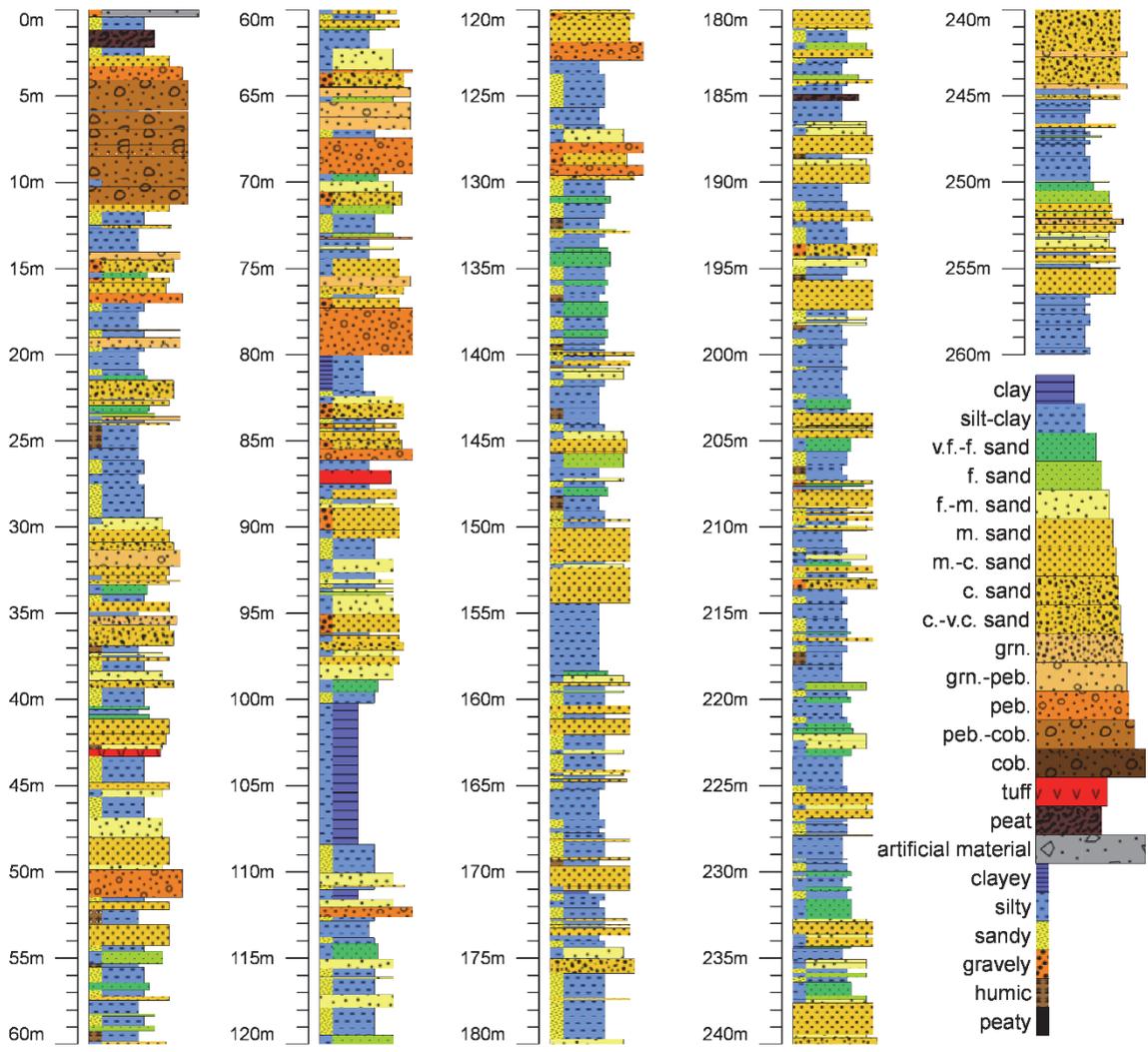


図3 NB-1 ボーリングの地質柱状図。左側の標尺は深度を示す。

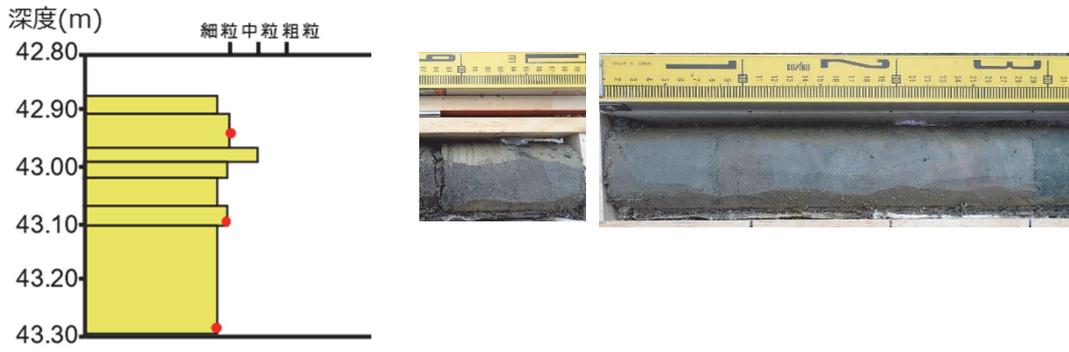


図4 NB-1-43 火山灰層の粒度とコア写真。赤点部分は火山灰分析箇所を示す。

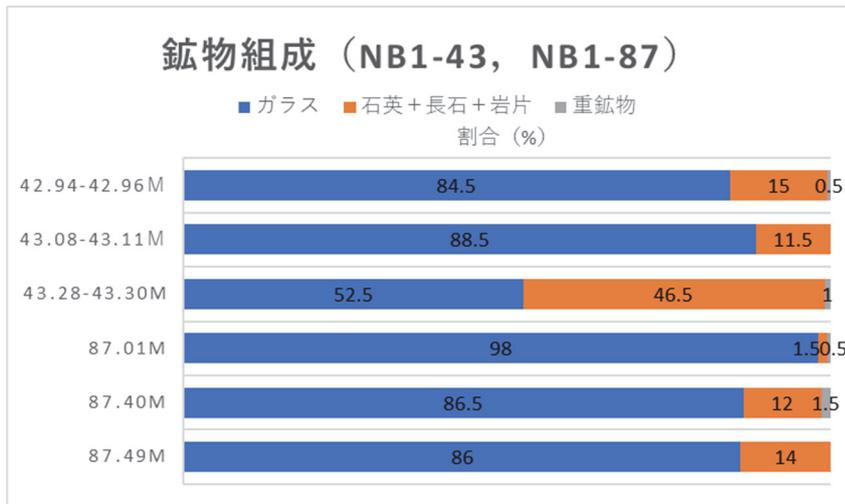


図5 NB1-43、NB1-87 火山灰層の鉍物組成

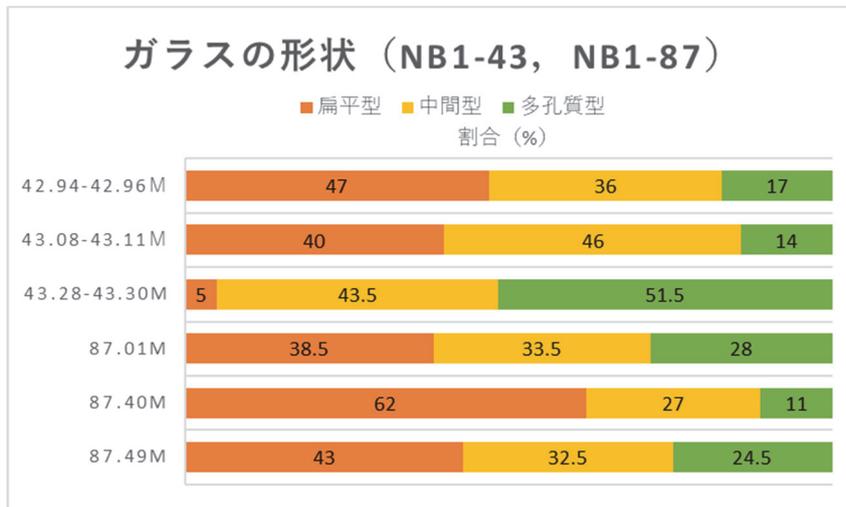


図6 NB1-43、NB1-87 火山灰層の火山ガラス形状

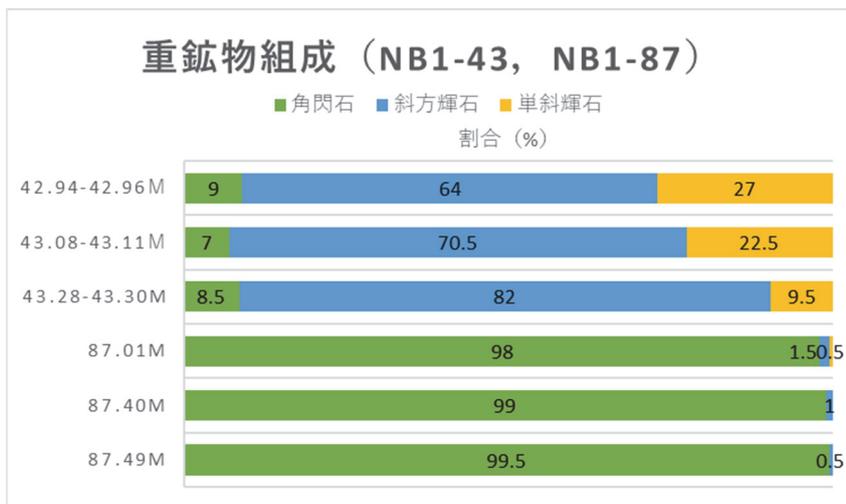


図7 NB1-43、NB1-87 火山灰層の重鉍物組成

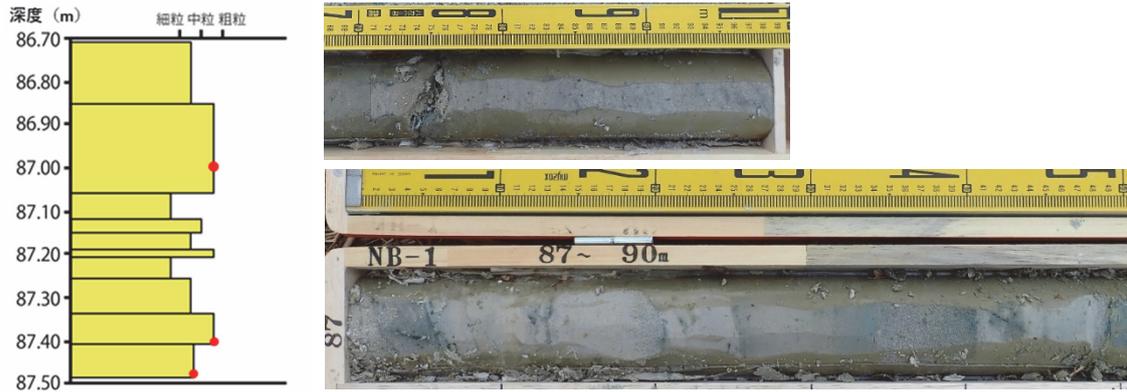


図8 NB1-87 火山灰層の粒度とコア写真。赤点部分は火山灰分析箇所を示す。

d) 既存長尺ボーリングとの対比

奈良盆地の低地部で掘削調査された長尺ボーリングは、前回の奈良東縁断層系調査で実施された工業技術院地質調査所 B-1、B-2 ボーリング、川西町で行われた吐田ボーリング、地震予知地下水等観測施設のため工業技術院地質調査所によって広陵町萱野で行われた広陵町ボーリングの4本の資料がある。ボーリング調査の地点と諸元を図9及び表2に、NB-1と各ボーリングコアとの対比を図10に示す。

・工業技術院地質調査所 B-1・B-2 ボーリング (奥村・他, 1997)

近畿三角地帯の主要活断層の先行調査として実施された奈良盆地東縁断層系のボーリング調査である (奥村・他, 1997)。帯解断層を挟む東西の2地点で掘削され、B-1 ボーリングは帯解断層より800m東側、B-2 ボーリングは約400m西側地点で掘削された。

B-1 ボーリングコアは、深度0.0~9.8mは中礫~大礫からなる礫層、深度9.8~20.7mは礫層優勢の砂礫・シルトの互層、深度20.7~48.2mは礫・砂・シルトの互層、深度48.2~70.0mは礫層と海成粘土層からなる。

深度52.45~52.80mには白桃色~白色の細粒~粗粒火山灰層が挟まれ、ピンク火山灰層に対比されている (奥村・他, 1997)。この火山灰層の対比から、その下位に挟まれる深度58.10~66.30mの海成層準(粘土相は深度59.70~65.40m)はMa1層に対比される。

^{14}C 年代として深度2.10~2.20mの腐植土層試料は $7200 \pm 430\text{yBP}$ 、深度7.10~7.20mの腐植質シルト層試料は $25060 \pm 450\text{yBP}$ が得られており、花粉分析の結果、深度2.20m以上の2試料からはアカガシ亜属やコウヤマキ属の花粉が卓越することから、完新統の下限は深度2.4m、段丘堆積層の下限は深度10mとされる (奥村・他, 1997)。

B-2 ボーリングコアは、深度0.0~9.5mはシルトおよび細礫~中礫の互層、深度9.5~20.3mは中礫~大礫層、深度20.3~62.5は細礫~中礫と砂・シルト互層、深度62.5~79.6mは、細粒~粗粒砂とシルトの互層、深度79.6~135.0mは細礫混じり砂層優勢の砂・シルト互層からなる。

深度129.46~129.91mには桃白色~白色の中粒~粗粒のガラス質火山灰が挟まれ、ピンク火山灰層に対比されている (奥村・他, 1997)。大阪市立自然史博物館に收藏される B-2 ボーリングコア試料を再観察した結果、深度131.8~135.0mの中粒~極粗粒砂には生痕が

顕著に認められ、石膏の針状結晶の析出が確認される。さらに、深度 75.5~77.3m 細粒~中粒砂にも生痕が認められ、石膏の針状結晶の析出が確認される。これら 2 層準の砂層は海成層準とみなされる。深度 131.8~135.0m の海成砂層準は、その 5m 上位にピンク火山灰層が挟まれることから Ma1 層準とみられ、掘削下限よりさらに下位に粘土相の Ma1 層準が存在するとみられる。

^{14}C 年代として深度 2.1~2.2m、4.6~4.7m の腐植質試料はそれぞれ $2130 \pm 90\text{yBP}$ 、 $8050 \pm 350\text{yBP}$ を示し、深度 2.1~2.2m、4.5~4.6m の花粉分析結果ではアカガシ亜属やコウヤマキ属の花粉が卓越することから、完新統の下限は深度 6.48m とされる。また、深度 6.9~7.0m、13.3~13.4m の腐植質シルトと腐植質砂の ^{14}C 年代は、それぞれ $12420 \pm 750\text{yBP}$ 、 $17600 \pm 620\text{yBP}$ を示し、礫質層でその下限の深度 20m に下方浸食を伴う境界があることから、段丘堆積層の下限は深度 20.26m とされる。

・吐田ボーリング (松岡, 1983)

近畿農政局によって実施されたボーリング調査で、その岩相記載と対比については、松岡(1983)に示されている。吐田ボーリングコアは、深度 0.0~10.0m は粗粒砂とシルト・粘土、深度 10.0~188.0m は砂・シルト・粘土の互層からなり、深度 25.0~28.3m、42.3~45.2m、75.0~80.5m に海成粘土層をはさむ。

深度 75.0~80.5m の海成粘土層は、渦鞭毛藻(*Polysphaeridium zoharyi* (ROSSIGNOL) 優占、*Hystrichokolpoma rigaudiae* DEFLANDRE & COOKSON 随伴)と花粉群集 (*Ulmus-Zelkova* 多産、*Fagus・Quercus* を伴い、*Liquidambar・Lagerstroemia* 随伴) の特徴から Ma1 層準に対比される (松岡, 1983)。また、深度 5.0~28.3m の海成粘土層にはアズキ火山灰層を挟むことから Ma3 層準に対比される (近畿農政局, 1977)。深度 42.3~45.2m の海成粘土層は上記の対比から Ma2 層準とみなされている。深度 6.6~6.7m の砂質粘土の花粉組成は *Abies*、*Pinus*、*Ulmus-Zelkova*、*Celtis-Aphananthe* を優占し、大和郡山市周辺の完新統 (斑鳩層 : 松岡・西田, 1980) の花粉組成と類似することから、この層準より上位は完新統とされる。

・広陵町ボーリング (松本・他, 2018)

工業技術院地質調査所で地震予知観測研究のために、地震・地下水観測のために北葛城郡広陵町第二浄化センター内で掘削されたボーリング (深度 30m 以深をオールコアボーリング) で、その概要は、KG-NET・関西圏地盤研究会・関西地質調査業協会(2018)に示されている。本ボーリングコアは大阪市立自然史博物館に収蔵され、図 10 には、その再観察を行った結果を示した。

深度 30.0~61.8m は細粒~粗粒砂とシルト・粘土の互層、深度 61.8~101.5m は砂層優勢の中粒~粗粒砂と砂質シルトの互層、深度 101.5~141.0m は細礫混じりの中粒~粗粒砂とシルト・粘土の互層、深度 141.0~247.5m は細礫~中礫混じりの砂礫層優勢の礫・砂・シルトの互層、深度 247.5~277.3m は砂質シルト層優勢の砂・シルトの互層である。深度 277.3m 以深は領家花崗岩類の基盤岩からなる。

ボーリングコアの再観察の結果、深度 42.1~45.4m、53.2~54.7m は、灰色~暗青灰色のシルト~粘土層で、石膏の針状結晶が析出しており、海成層である。深度 40.6~41.1m には白色~淡桃灰色の中粒のガラス質火山灰層が挟まれる。この火山灰層は、扁平型の火山ガラスを 5 割程度含み、3 割程度の中間型ガラスを含む、重鉍物は 8 割程度が角閃石で、少量の斜方輝石と極わずかの単斜輝石を含む。火山ガラスの屈折率は 1.499~1.501 (モー

ド値 1.501)であった。このような岩相と岩石学的特徴、海成粘土層の上位に挟まれることから、ピンク火山灰層に対比できる。また、その下位の深度 42.1~45.4m の海成層層準は Ma1 層準であるとみられる。

表 2 奈良盆地における既存の長尺ボーリングの諸元

名称	調査地名	地点緯度（北緯）	地点経度（東経）	地点標高（m）	掘削長（m）	引用文献
B-1 ボーリング	天理市蔵野之庄町	34° 38′ 05.8″	135° 49′ 51.4″	71	70	奥村・他 (1997)
B-2 ボーリング	大和郡山市井戸野町	34° 38′ 09.7″	135° 48′ 59.8″	57	135	奥村・他 (1997)
吐田ボーリング	磯城郡川西町	34° 35′ 43.1″	135° 46′ 47.4″	45	188	松岡 (1983)
広陵町ボーリング	北葛城郡広陵町	34° 34′ 30.9″	135° 44′ 52.6″	45	602	松本・他 (2018)

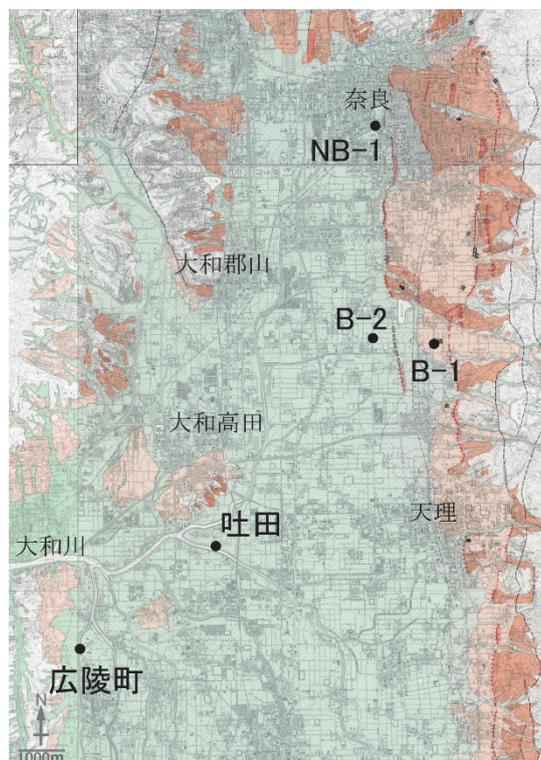


図 9 奈良盆地における既存の長尺ボーリングの位置図。ボーリング地点を都市圏活断層図に加筆。

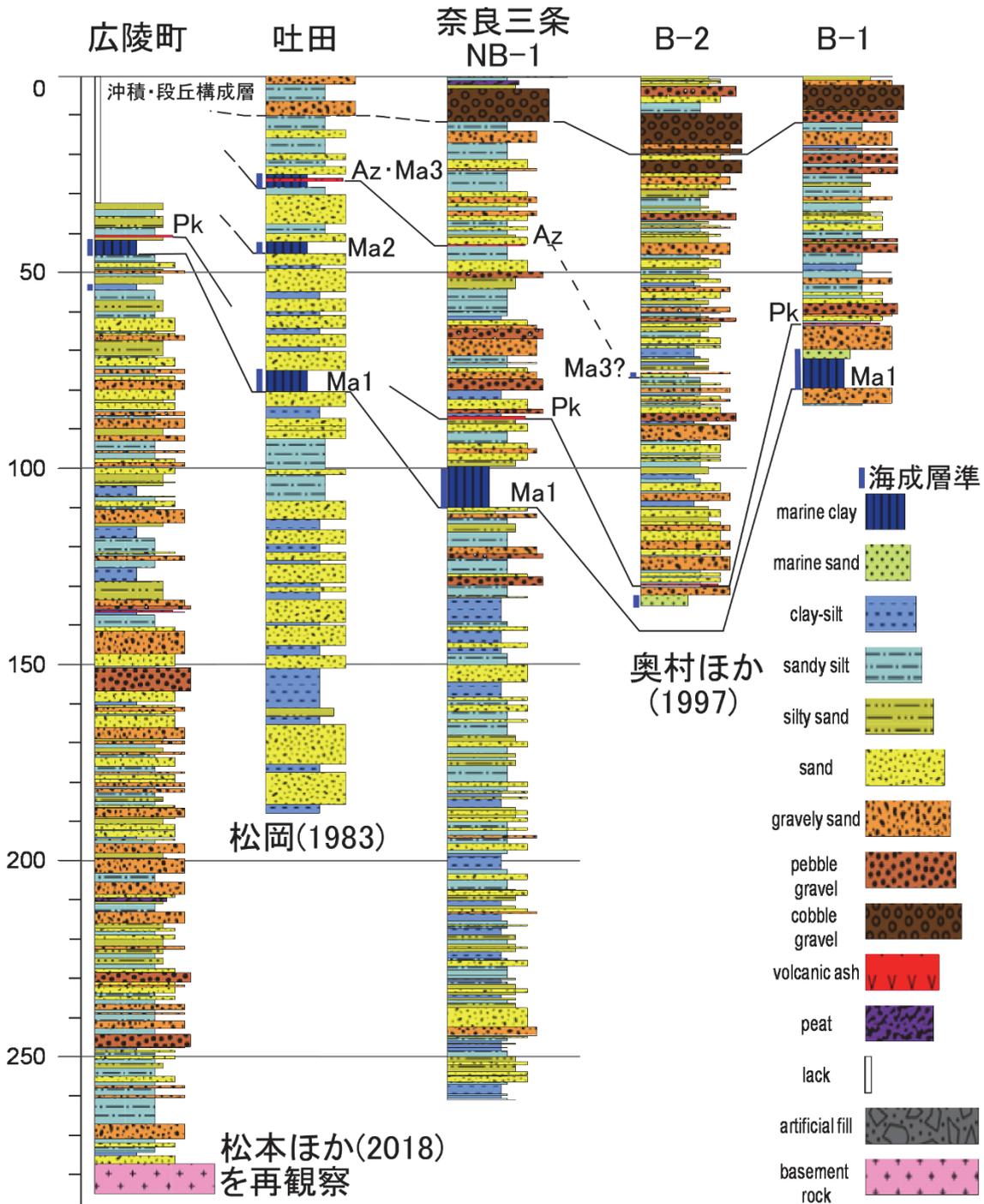


図 10 NB-1 ボーリングコアと既存長尺ボーリングコアとの対比

e) NB-1 ボーリングコアと反射法地震探査断面との対比

NB-1 ボーリングコアにおいて、明確な鍵層として Ma1 層、ピンク火山灰層、アズキ火山灰層が確認される。昨年度調査で得られた反射法地震探査の奈良測線の深度断面の CMP520 の位置に NB-1 ボーリングの地質柱状図を合わせた(図 11)。Ma1 層基底面に相当する反射面は、標高-50m 前後に側方へよく連続する明瞭な反射面が認められ、これが、該当層準を

示すものとして対比できる。Ma1 層からアズキ火山灰層までの層準は、比較的側方連続性の良い反射面が密に捉えられるという特徴のある反射パターンを示す。Ma1 層より下位の層準では、上位に比べて反射面の側方連続性はやや悪くなる傾向がある。CMP520 地点で標高-270m 前後に側方連続性の良い明瞭な反射面が存在する。これに対応する地層については不明であるが、大阪層群中の顕著な岩相変化や層厚のある火山灰層準である可能性があるとみられる。

図 11 に地質調査所が行った奈良東縁断層系調査の帯解断層をまたぐ反射法地震探査の断面(奥村・他, 1997)との比較を示す。前述したように、B-1 ボーリングでは深度 59.70~65.40m に Ma1 層の粘土相層準が確認でき、B-2 ボーリングでは、深度 131.8~135.0m の Ma1 層上部の海成砂層準が確認できることから、B-1 地点の標高 0~+10m 付近、B-2 地点の標高 -90m 前後に認められる側方連続性の良い反射面が Ma1 層基底に相当するとみられる。この Ma1 層基底に対比される反射面を合わせて反射断面の比較を行うと、帯解断層の東西両側と奈良測線の NB-1 付近の反射パターンは良い類似を示し、Ma1 層基底の 200m 余り下位に認められる側方連続性の良い明瞭な反射面も一致する。

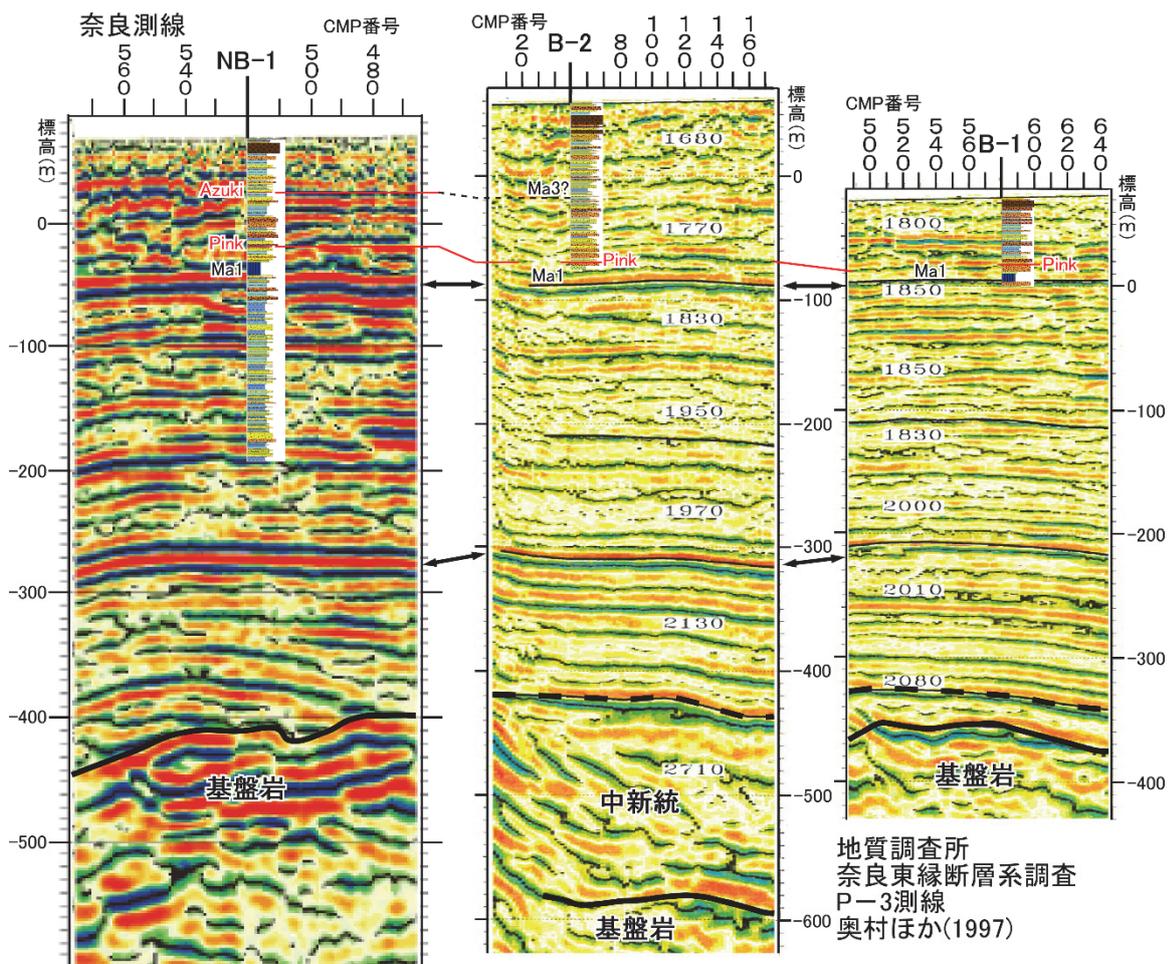


図 11 NB-1 ボーリングと反射法地震探査奈良測線と P-3 測線(奥村・他, 1997)との対比

f) Ma1 層の分布からみた地下構造評価

反射法地震探査の奈良測線の深度断面の NB-1 ボーリング地点 (CMP520) での対比から、この地点の標高-50m の側方連続性の良い明瞭な反射面が Ma1 層基底に相当する反射面であることが判る。この Ma1 層準に対比される反射面は、断面図の西方へ向けて緩やかに傾斜し、CMP720~970 の区間では標高-100m 前後にまで深くなり、それより西方で一旦、標高-60m 前後まで浅くなるが、CMP1180~1220 付近に認められる緩やかな撓曲によって、標高-90m 付近まで深くなり、その西方へ緩やかに浅くなり、反射断面の西端では標高-50m 付近に分布するようになる。

奈良測線に沿う Ma1 層の分布標高に対して、その北方に位置する平城山丘陵(佐保丘陵、佐紀丘陵)に分布する Ma1 層は、西から秋篠撓曲、曾根山撓曲、佐保田撓曲などの西急傾斜の撓曲群によって、丘陵部に露出する標高は 100m~60m であり、奈良測線との間の標高差は 100m 以上に達する。平城山丘陵と奈良盆地沖積低地との間に、この標高差もたらず地質構造を考慮する必要がある (図 12)。

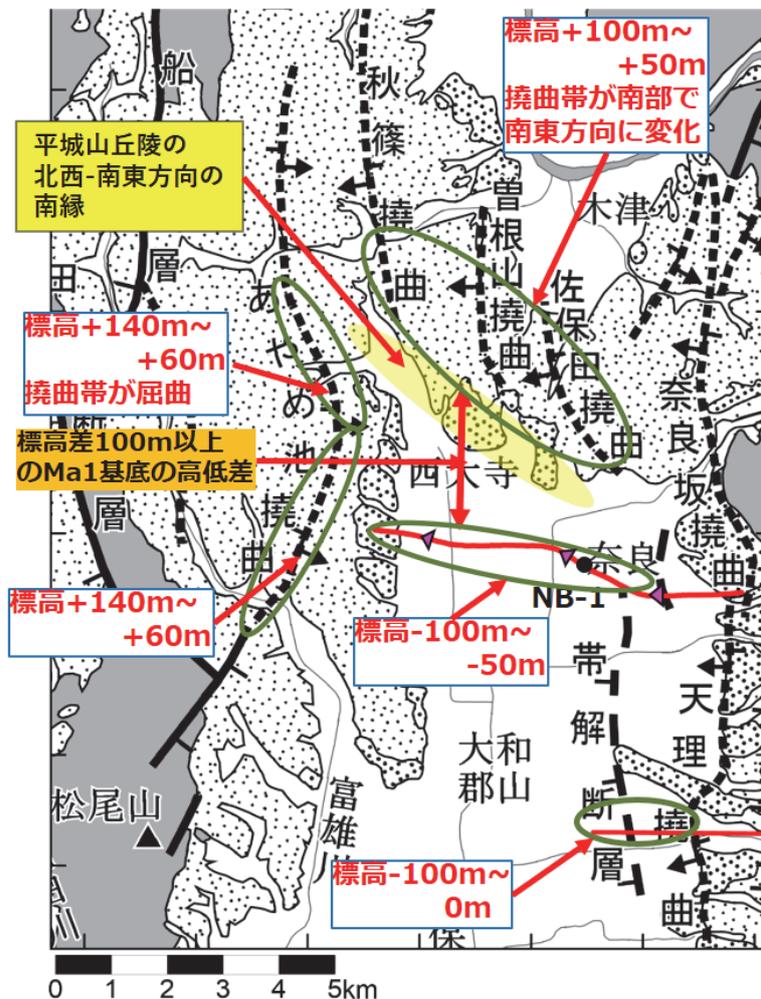


図 12 奈良盆地沖積低地と丘陵部の Ma1 層の分布と地質構造の特徴。三田村(2018)をもとに加筆。

平城山丘陵に認められる3条の撓曲はいずれもその北部は南北方向の伸びを示すが、その南部は徐々に北西-南東方向にその伸を転じる。平城山丘陵と奈良盆地沖積低地との間には、段丘面を伴いながらも、北西-南東方向の境界を示す。西ノ京丘陵(西奈良丘陵)には、東へ急傾斜を示すあやめ池撓曲が存在し、その南部は北東-南西方向の伸びを示すが、北部は北西-南東方向に伸びを転じる。あやめ池撓曲北部と秋篠撓曲南部に挟まれ、地溝状に落ち込む領域には、秋篠川に沿う沖積低地が伸びる。このように、平城山南縁部の地形配置は、北西-南東方向に伸びる北東側隆起の地下構造を示唆しているものとみられる。

この北西-南東方向の地質構造としては、奈良盆地東方の基盤山地内に岩井川断層(岩淵推定断層、粉川, 1954; 奈良県, 1982)が認められている。この断層は、高円山の南方を東西に流れる岩井川にあるとされる断層で、1953年の奈良市南部溜池計画の地盤調査で北西-南東方向の逆断層が花崗岩中に認められていて、この断層の北西延長部では南北系の断層が不連続となるとされる(粉川, 1954; 嶋倉・他, 1971)。しかし、都市圏活断層図「奈良」(八木・他, 1998)・「桜井」(相馬・他, 1998)では、この断層北西延長部での段丘面の上下変位、撓みや不連続を示す断層変位地形は示されない。

以上をふまえると、岩井川断層のような北西-南東方向の古い断層構造が弱線となって、大阪層群のMa1層堆積以降から段丘の形成までのいずれかの期間に平城山丘陵側を隆起させる運動に寄与した可能性が高い。また、北西-南東方向の古い断層は、南北方向を主の伸びを示す活断層としての奈良東縁断層系のセグメント境界の一つとなりえる可能性がある。

2) 岩着ボーリング情報と既往物理探査データの収集・整理

a) 岩着ボーリング資料の収集

基盤岩の深度や盆地を埋積する堆積層の構造を直接的に把握するためには、基盤岩まで到達する大深度のボーリング掘削調査が有用である。純粋な地下構造調査や地質調査を目的とした大深度ボーリング調査では詳細な知見が得られるものの、堆積盆地の地下構造を面的に把握するには、必ずしも十分な数のボーリング資料が揃っているとはいえない。令和元年度には、奈良盆地や京都盆地周辺地域を対象に、温泉のゆう出を目的とした掘削工事の際に作成された地質柱状図資料を収集した。温泉井の掘削では、コアの分析や速度検層などは行われないものの、掘削時の地質情報の記載から基盤岩や堆積層の層相に関する情報を得ることができ、堆積層の地盤モデル作成のために参照することができる。

奈良盆地東縁断層帯での震源モデルの設定によっては、滋賀県の琵琶湖南湖周辺の近江盆地においても強震動が生じる可能性が考えられることから、滋賀県での温泉ボーリング資料を追加収集した。温泉の掘削等に係る行政を所管する滋賀県健康医療福祉部生活衛生課に公文書公開請求を行い、事業者等が温泉のゆう出を目的とした掘削工事の完了届とともに添付している地質柱状図を収集した。ただし、奈良県や京都府とは事情が異なり、滋賀県では滋賀県情報公開条例第6条第2項の規定により、法人や個人が掘削した温泉に関しては地質柱状図の開示を受けることができなかった。最終的に、市町が掘削した計5温泉の資料を開示いただくことができた(表3の滋賀1~滋賀5)。既往文献(国土庁, 1975、山崎・他, 1994、中野・他, 2018)に記載のある民間等の計3温泉についても整理した(表3の滋賀6~8)。このほかに、この地域での大深度の学術ボーリングとしては、琵琶湖

1400 m ボーリング（竹村・横山，1989）や烏丸ボーリング（林・他，1999）が存在し、琵琶湖 1400 m ボーリングでは 911.4 m で、烏丸ボーリングでは深度 904 m で丹波帯の頁岩・砂岩などの堆積岩からなる基盤岩に着岩したと報告されている。今年度に資料を収集した温泉ボーリングについては、山間部に立地しているものもあったが、近江盆地周辺の地質構造に関する資料もいくつか得ることができた。取得したボーリング資料は、最終年度に実施する深部地盤構造モデルの作成にも利用する予定である。

表 3 滋賀県内で収集した温泉ボーリング資料の概要

番号	住所	着岩深度	基盤岩	主な記載（詳細は省略）
滋賀1	高島市マキノ町白谷	30	丹波帯	0~30m 洪積層中に崩落転石
滋賀2	東近江市市子沖	303	花崗岩	0~1.5m 表土 1.5~303m 砂利、砂、粘土
滋賀3	湖南市岩根	3	花崗岩・閃緑岩	0~3m 表土
滋賀4	守山市今浜町字十軒家	1085	粘板岩（丹波帯）	0~135m 古琵琶湖層群上部層 135~705m 古琵琶湖層群堅田累層 705~860m 古琵琶湖層群下部層 860~1085m 古琵琶湖層群最下部層
滋賀5	高島市マキノ町牧野	12	花崗岩	0~15m 粘土混じり砂礫
滋賀6	大津市茶が崎	798	花崗岩	0~206m 粘土・砂礫互層 206~238m 粘土、埋木含む 238~288m シルト、砂礫 288~320m 粘土・砂互層 320~400m 砂、埋木含む 400~460m シルト、粘土 460~482m 砂、粘土 482~524m 粘土、埋木含む 524~554m 砂 554~588m 粘土 588~600m 砂 600~636m 粘土 636~798m 砂、粘土 798~823m 風化花崗岩 823m~ 花崗岩
滋賀7	大津市雄琴六丁目	912.87	砂岩および砂質泥岩（丹波帯）	0~43m シルトおよび粘土 43~88m 粗粒砂および中礫 88~345m シルトおよび粘土 345~912.87m シルト・砂・礫互層
滋賀8	大津市雄琴二丁目	163.8	丹波帯	0~163.8m 古琵琶湖層群 163.8~918.5m 丹波帯の堆積岩類 918.5m~ 花崗岩

令和元年度に引き続いて、新たに収集した温泉ボーリング資料や既往の文献・資料集等に記載されている地質柱状図から、基盤岩に到達しているボーリング資料の整理を継続した（表 4）。図 13 は資料から読み取った着岩深度を地図上にプロットしたものである。基図は 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2019）を元に編集したものである。既存の資料集や文献では基盤深度や大阪層群の層厚に関する情報が得られていなかった地点で、温泉ボーリング資料を収集したことにより新たな情報を得ることができた。近江盆地においては、守山市今浜町の温泉ボーリング（滋賀

4) で着岩深度が 1,085 m であるほか、琵琶湖南岸の草津市と大津市に位置する計 4 地点の温泉や学術ボーリングで約 800 m 以上である。これまでに把握することのできたボーリング資料のうちでは、京都盆地は、久世郡久御山町の KD-0 ボーリングでの 694.5 m が最も深く、奈良盆地で知られている深層ボーリングでは、奈良市法華寺町の 646 m が最も深い。主として古琵琶湖層群からなる近江盆地では、かなり広い範囲で、京都盆地や奈良盆地よりも厚い堆積層を有している。

表 4 既存ボーリング資料の一覧

文献名	編著者	出版年
近畿圏地下水（深井戸）資料台帳	国土庁	1975
全国地下水（深井戸）資料台帳 近畿編	国土庁	1982
土地分類基本調査「京都西南部」	経済企画庁	1972
土地分類基本調査「京都西北部」	京都府	1981
土地分類基本調査「大阪東北部・奈良・上野」	京都府	1983
土地分類基本調査「京都東北部・京都東南部・水口」	滋賀県・京都府	1984
土地分類基本調査「桜井」	奈良県	1982
土地分類基本調査「奈良・大阪東北部・大阪東南部」	奈良県	1984
土地分類基本調査「吉野山」	奈良県	1985
土地分類基本調査「五條・高野山」	奈良県	1995
土地条件調査報告書（大阪地区）	建設省国土地理院	1983
土地条件調査報告書（琵琶湖地区）	建設省国土地理院	1985
京都市内ボーリングデータ集	京都市住宅局建築指導部 審査課監修・建築行政協 会京都市支部編	1986
生駒市域水理地質図説明書（1 万分の 1）	生駒市域水理地質図作成 委員会	1989
12 万 5 千分の 1 大阪とその周辺地域の第四紀地質図	市原 実・他	1991
地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）奈良地域の地質	尾崎正紀・他	2000
地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）桜井地域の地質	西岡芳晴・他	2001
平成 11 年度京都盆地の地下構造に関する調査	京都市	2000
平成 12 年度京都盆地の地下構造に関する調査	京都市	2001
平成 14 年度京都盆地の地下構造に関する調査	京都市	2003
農業用地下水調査開発調査相楽地区調査報告書	近畿農政局	1976
橿原市史 本編 下巻	改訂橿原市史編纂委員会	1987
琵琶湖 1400m 掘削試料の層相からみた堆積環境	竹村恵二・横山卓雄	1989
長岡京市史 資料編一	長岡京市史編さん委員会	1991
琵琶湖西岸、古琵琶湖層群基底部分の層序	山崎博史・他	1994
琵琶湖東岸・草津市烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層序	林 隆夫・他	1999
活断層モニタリング施設整備工事（中央構造線五條地区）報告書	工業技術院地質調査所	1999
鉛直アレー地震観測記録から推定された奈良盆地北部・平城宮跡地の地盤の S 波の速度と Q 値	赤松純平・盛川 仁	2000
京都盆地東南部における小スパン 3 次元アレイ地震観測	岩田知孝・他	2001
黄檗断層の地下構造調査	小泉尚嗣・他	2002
平成 17 年度京都府地震被害想定基礎調査業務報告書	京都府	2006
京都盆地の温泉	西村 進・桂 京造	2009
新斎苑整備事業物理探査等業務委託報告書	奈良市	2016
平成 7 年度地震予知地下水等観測施設及び設備工事（その 3）報告書	松本則夫	2018
琵琶湖南湖岸・雄琴花こう岩深層ボーリング試料の記載岩石学	中野聰志・他	2018
防災科研 K-NET, KiK-net	国立研究開発法人防災科学技術研究所	2019

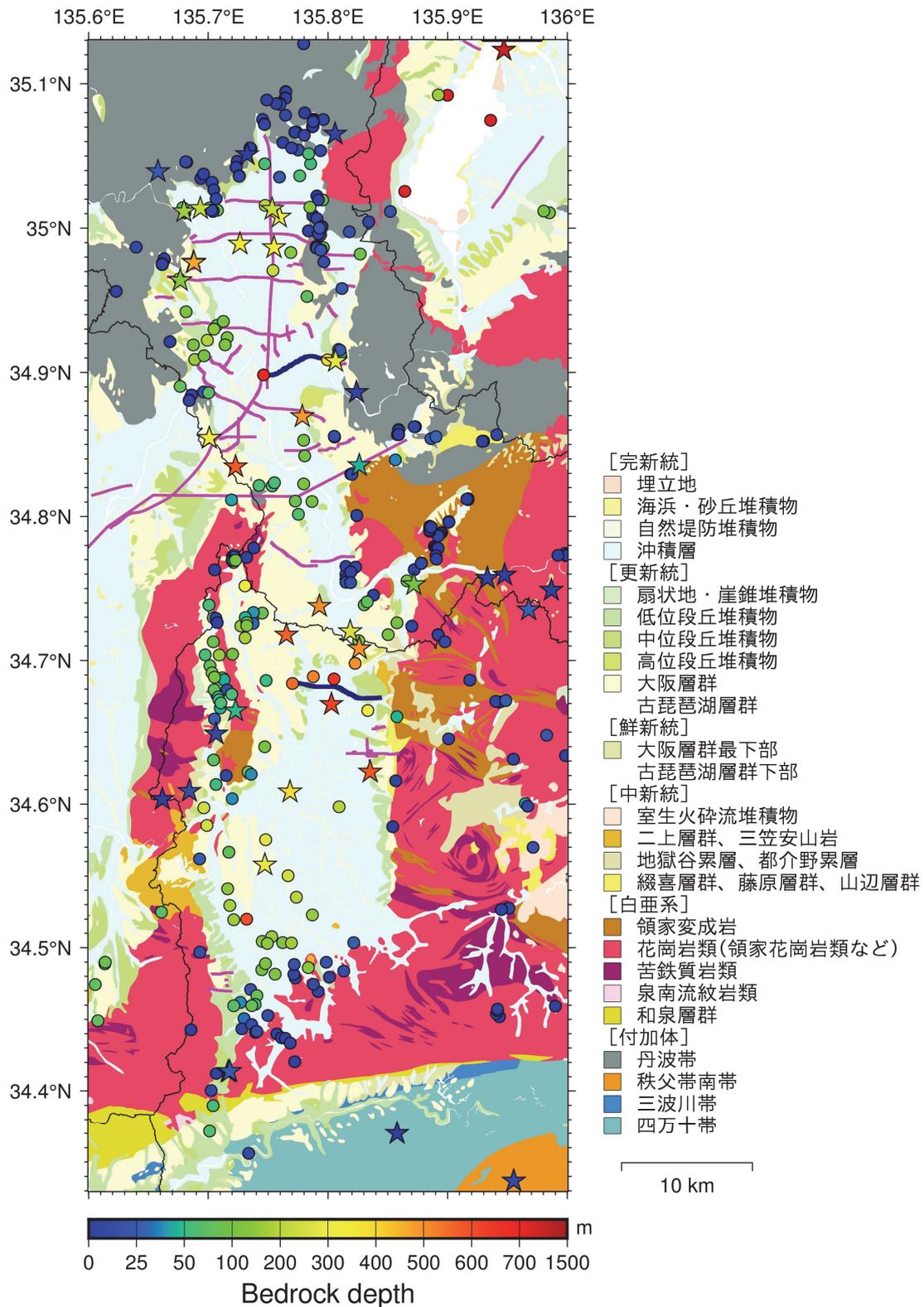


図 13 ボーリング資料による基盤岩の深度 (☆: 本業務で収集した温泉ボーリング資料、○: 表 4 記載の既存資料)。基図は 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2019) を元に編集した地質図。紫線は既存の P 波反射法地震探査測線。濃青線は本調査観測で実施した P 波反射法地震探査測線。

b) 反射法地震探査データの収集・判読

京都盆地及び奈良盆地周辺地域で行われた既往の反射法地震探査結果がサブテーマ2において収集・整理された。このデータセットを利用し、深部地盤構造モデルの作成に必要な基盤面や代表的な鍵層を判読し、CMP 位置及び基盤面・鍵層標高のデジタルデータを各測線ごとに作成した。鍵層あるいは基盤面の判読を行った反射法地震探査測線を図14に示す。

京都盆地においては京都市が「京都盆地の地下構造に関する調査」として実施した大深度の地質調査ボーリング(京都市, 2000, 2001, 2003)によって大阪層群海成粘土層の Ma3、Ma4、Ma5、Ma6、Ma9 相当層準の粘土層が確認されている。平成10年度に京都市によって実施された反射法地震探査(堀川-巨椋池測線)はこれらのボーリングにごく近接しており、これらの海成粘土層を鍵層として追跡を行った。また、京都盆地における反射法地震探査の多くは、平成10年度の堀川-巨椋池測線と交差する、あるいは隣接するような形で行われている。探査測線の交点あるいは隣接する位置付近での反射面の対比を行って各反射法探査結果における鍵層分布を追跡した。鍵層及び基盤岩の判読を行った測線は、堀川-巨椋池測線(京都市, 1999)、久世橋測線(京都市, 2000)、丸太町測線、五条測線(京都市, 2001)、五条第2測線、山科測線、外環状測線、久御山-八幡測線(京都市, 2002)、京都府 H17A 測線(京都府, 2006)、枚方測線(大阪府, 2003)の一部、八幡第1測線、八幡第2測線、木津川測線(横倉・他, 2005)及び令和元年度に実施した巨椋池測線である。このほか、京都府 H17B1 測線および H17B2 測線(京都府, 2006)はこれらの反射法地震探査測線とは離れた位置で行われている。しかし H17B1 測線では、地質図から Ma1 および福田火山灰が露頭する地点と交差することが見られている。H17B1 および H17B2 測線では、これらが露頭する位置付近を始点として追跡できる反射面をもとに Ma1 および福田火山灰の分布を推定した。山科盆地の L1、L2 測線(京都市, 1998)、八幡測線、桂川測線、淀測線、桃山南測線、小栗栖-石田測線(京都市, 2002)、大阪-鈴鹿測線(文部科学省研究開発局・他, 2005)の一部、城陽 A~C 測線(岡田・他, 2019)については基盤岩深度のみを判読した。

奈良盆地においては、平成8年度に工業技術院地質調査所が天理市で実施したボーリング(奥村・他, 1997)及び令和2年度に本重点調査観測で実施したボーリング(NB-1)でピンク火山灰が確認されている。また、NB-1 ボーリングによりピンク火山灰の13 m下に層厚8 mの大阪層群 Ma1 が存在することが分かった。令和元年度に実施した反射法地震探査(奈良測線)と令和2年度ボーリング地点における地層の対比から、反射法地震探査結果の標高-50m から-100mに見られる反射強度が強く連続性の高い反射面が Ma1 に相当すると考えられる。同様の反射面は平成8年に工業技術院地質調査所が奈良盆地東縁断層帯周辺で実施した反射法地震探査結果(奥村・他, 1997)にも見られている。この反射面を Ma1 として連続する反射面を追跡して測線内における深度分布を推定した。なお、奈良盆地における反射法地震探査では、Ma1 反射面の約 220 m下にこれと同様な強い反射面が存在している。この反射面と中新統の藤原層群と考えられる反射面も合わせて判読した。このほか、佐竹・他(1997)による金剛断層での P1 測線と P2 測線での基盤岩深度も判読した。

収集・整理した情報は、令和3年度に行う地盤モデル作成に使用される。

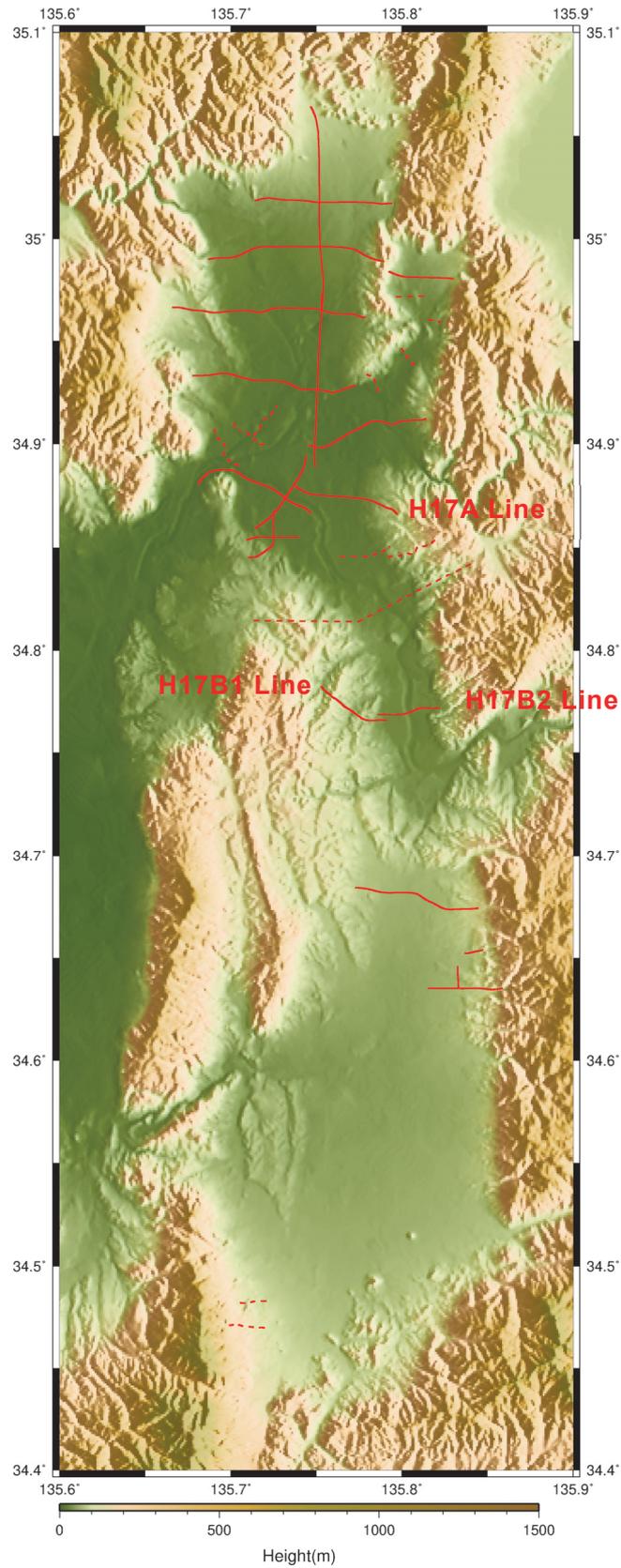


図 14 鍵層判読を行った測線位置。破線は基盤岩のみを対象として上面深度を読み取った。
基図は国土地理院数値地図 50 m メッシュ (標高) を用いて作図した。

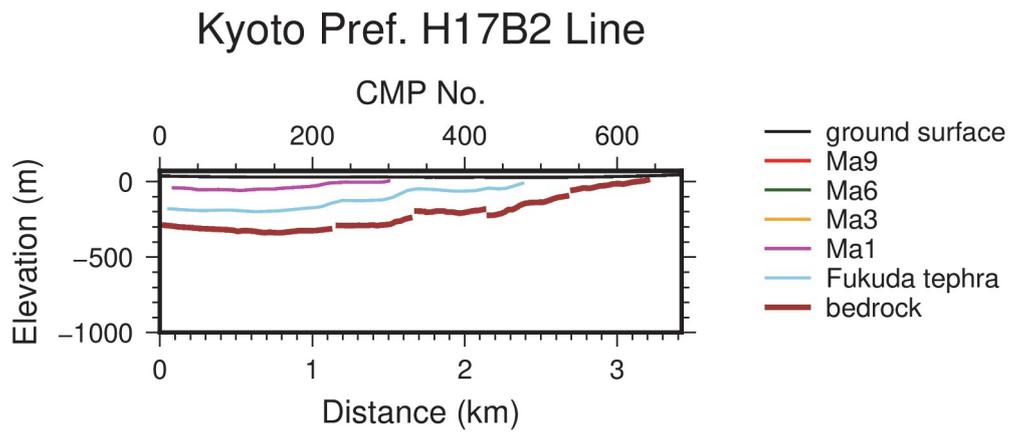
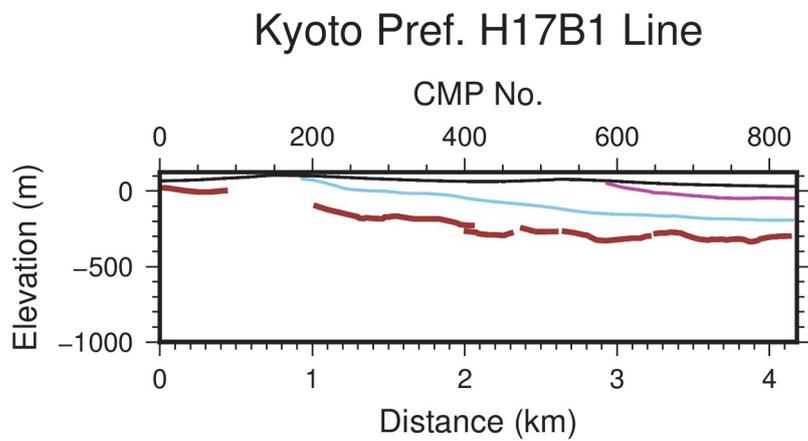
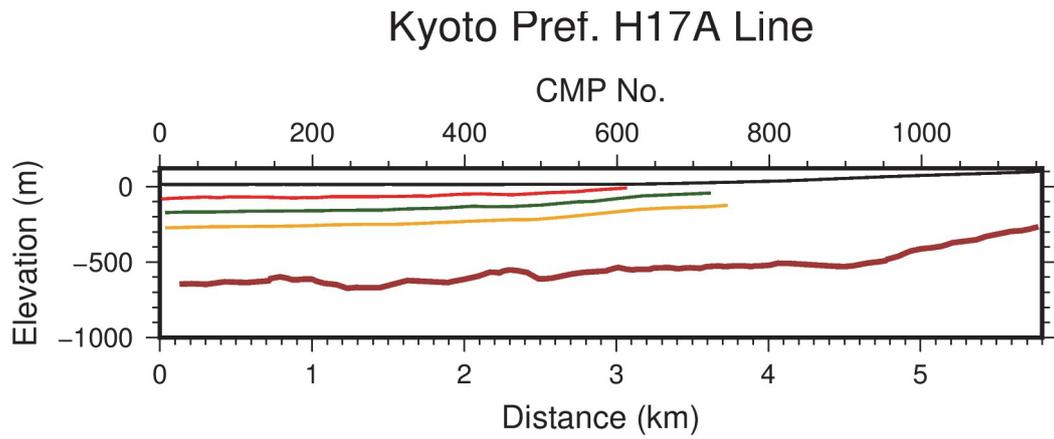


図 15 既往反射法地震探査結果の鍵層判読の例（測線位置は図 14 を参照）

c) 奈良盆地における既往の PS 検層、動的変形試験データの収集

浅部地盤モデル作成の基礎となるボーリングデータは、主に各深度の土質とN値からなる情報である。地震動計算に必要となるS波速度情報を得るためには、対象地域での土質、N値、S波速度の関係を整理する必要がある。また、強震時の浅部地盤の非線形応答を計算するためには、各土質の動的変形特性（ $G-\gamma$ 関係、 $h-\gamma$ 関係）が必要である。奈良盆地においては、これまで公開されている PS 検層データや動的変形特性資料が少なかったため、サブテーマ4の地域勉強会などを通して培った関係機関との繋がりを活用し、PS 検層データ及び動的変形試験データの提供を依頼した。その結果、国土交通省近畿地方整備局奈良国道事務所、奈良市、大和高田市、大和郡山市、橿原市、桜井市から、道路整備や市庁舎整備等に関連して実施されたボーリングでの PS 検層及び動的変形試験のデータを提供いただくことができた。新たに収集したデータは、PS 検層が 30 地点、動的変形試験が 6 地点である。収集した PS 検層データは、令和 3 年度に最終的な浅部地盤モデルを作成する際に、N値とS波速度の関係の検討資料として活用する。動的変形試験特性については、令和 3 年度に実施する強震動予測で浅部地盤応答を計算する際のパラメータ設定のために参照するための貴重な資料を得ることができた。

d) 重力情報に基づく重力基盤面データの作成

奈良盆地及び京都盆地を対象に、既存の重力探査データベースを解析し、重力基盤面をモデル化し、重力基盤面深度のデジタルデータとして作成した。使用した重力データベースは Yamamoto et al. (2011) と産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)である。対象地域周辺の基盤岩は京都盆地の北側では丹波帯であるが、その他の大半の地域では花崗岩であると考えられることから、仮定密度 2.67 g/cm^3 のブーゲー異常値を用いた。基盤岩密度の厳密な推定には堆積層部分における密度値が必要となるが、対象地域における堆積層は大阪層群であり、密度変化が大きくないものとして単純な 2 層モデルとして評価を行っている。以下に解析手順をまとめた。

- ① ブーゲー異常データを整理し、適当な方法で補間してメッシュデータとする。補間には Generic Mapping Tool の surface コマンドを用いた。なお、メッシュ間隔を 100 m に統一するために、重力測定点の座標を平面直角座標系の第 6 系に変換している。このため、推定されている基盤岩深度情報は、そのまま平面直角座標系における深度データとなっている。
- ② 既往の岩着ボーリングによる基盤岩深度、反射法地震探査や微動アレイ探査等の各種探査による推定基盤岩深度、および基盤岩露出地点をコントロールポイントとして、最小二乗法により面的な深度情報を推定した。

既存資料などによる基盤岩深度の分布状況と面的なブーゲー異常分布を図 16 に、推定された基盤岩深度分布図を図 17 に示す。基盤岩深度分布の作成範囲は平面直角座標系第 6 系の $-175000 \leq X \leq -100000$ 、 $-32000 \leq Y \leq -10000$ の範囲である。なお、作成範囲には琵琶湖の一部がかかっている。滋賀県草津市で行われた烏丸ボーリングでの岩着深度が 904 m とかなり深いことが分かっている（林・他, 1999）が、この付近で基盤岩深度が明らかに

なっている情報がごく少ないため、重力情報に基づく基盤面データの作成は行っていない。以上により作成したデータは、反射法や微動など他の探査データとともに深部地盤モデルの作成に主に活用する。

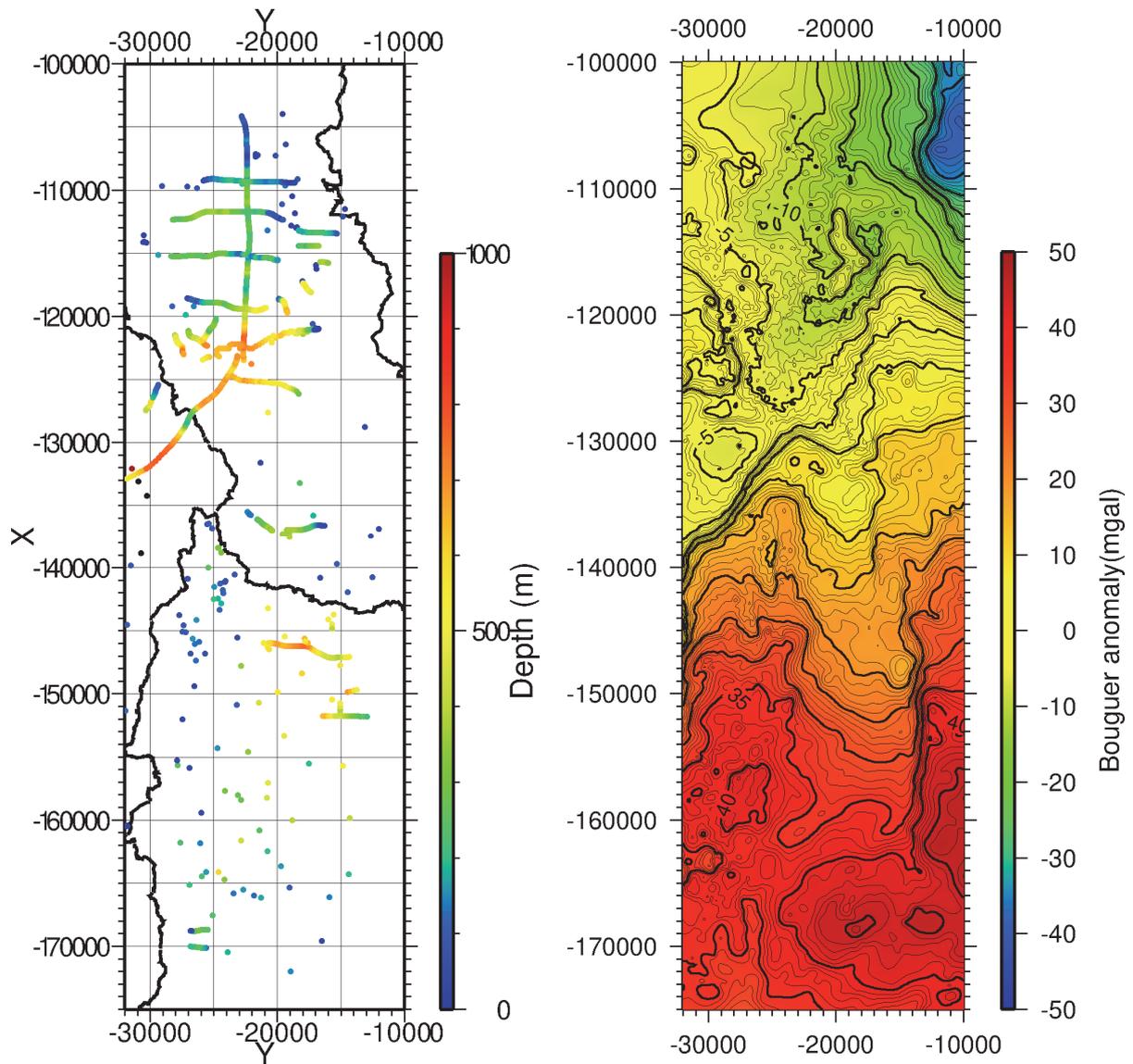


図 16 (左) 基盤岩深度推定に用いた既存情報の分布、(右) ブーゲー異常分布 (仮定密度 2.67 g/cm^3)。

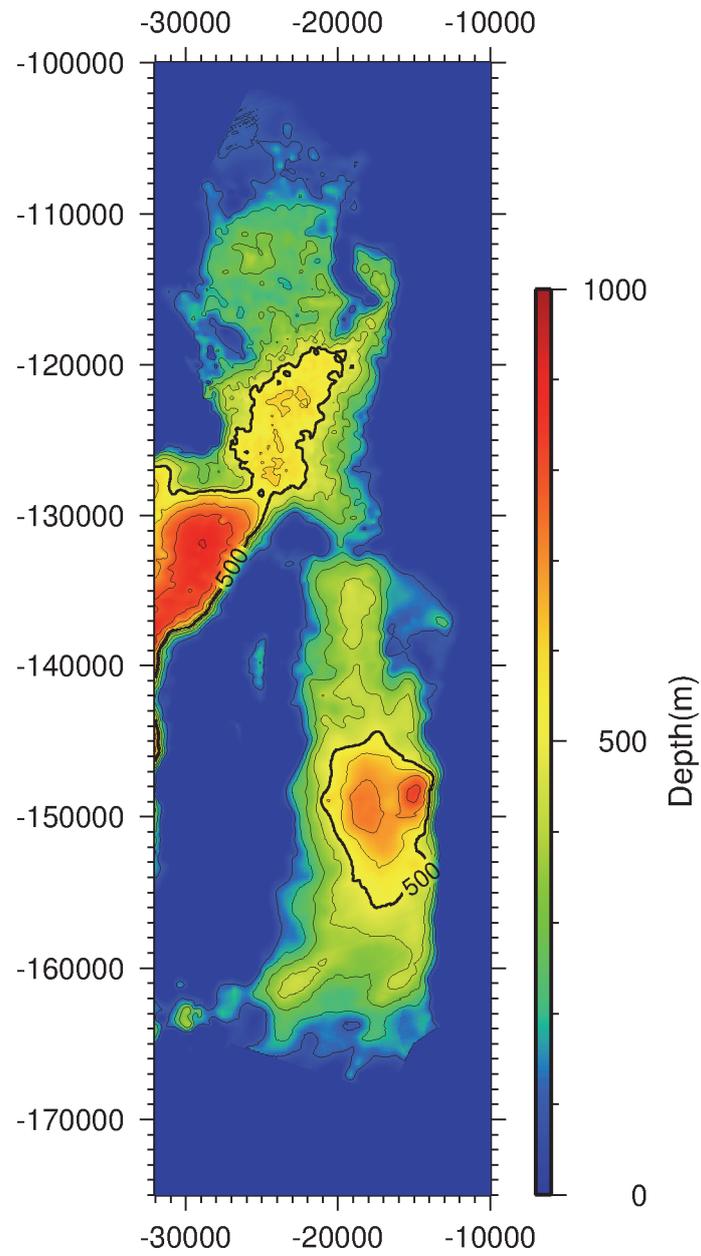


図 17 基盤岩深度情報などを基に作成した面的な推定基盤岩深度分布

3) 深部地盤構造把握のための大半径微動アレイ探査

a) 京都府南部における微動アレイ観測及び位相速度の推定

堆積盆地のS波速度構造を推定する物理探査手法として微動アレイ観測が広く適用されている。巨椋池以北の京都盆地では、文部科学省地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」(京都市, 2001)によって、京都市内15地点で微動アレイ探査が実施されている。しかし、京都府南部(木津川低地帯周辺)では、微動アレイ探査等、堆積層のS波速度構造に関する調査研究はほとんど行われていなかった。本調査観測では、奈良盆地東縁断層帯の活動による京都府南部での強震動予測に必要な地盤構造モデル高度化のため、令和元年度に京都府南部の木津川沿いに分布する低地部の6地点において、地表から地震基盤までの深部地盤構造の把握を目的とした微動アレイ探査を実施し、S波速度構造を推定した。このうち、KZ04では、現地での微動アレイ観測実施時の天候(強風)や周辺環境がよくなかったこともあってか、深部地盤構造の把握に重要となる半径100 m以上のアレイでは、地震計間のコヒーレンスが十分ではないデータもあり、位相速度分散曲線の連続性が十分ではないという課題があった。そこで、KZ04において、アレイ配置を再検討した上で、再度の現地調査を実施した。また、木津川低地帯の地盤構造との違いを把握するため、平城山丘陵の奈良市佐保台(SHD地点)において、新たな微動アレイ探査を実施した。現地での観測は令和2年7月15日の日中に実施した。天候は晴天であった。表5に観測地点毎の座標、アレイ半径、観測日時の情報を整理した。図18の地図上に微動アレイ観測地点を示した。同地図には、半径100 m以上の大アレイについて配置図を示している。中～小アレイについては、KZ04では半径240 mのアレイの中心点付近、SHDでは半径300 mのアレイの中心点付近で実施した。

微動観測システムは、半径100 m以上の大きなアレイでは、東京測振製速度計SE-321(5 V/(cm/s))及び白山工業製収録装置DATAMARK LS-8800(形式分解能24 bit)を用いた。LS-8800の内蔵アンプの倍率は8倍とした。半径30 m以下の小さなアレイでは、白山工業製のポータブル微動観測装置JU410(2 V/G、Gは重力加速度)を用いた。JU410の内蔵アンプの倍率は100倍とした。微動アレイ観測はいずれも正三角形アレイによる4点同時観測とした。各アレイの観測日時は表5に記載の通りである。図19～20に各地点でのアレイ配置図を例示する。収録時のサンプリング周波数はすべて200 Hzとした。半径100 m以上の大アレイでは80分以上の連続観測を行った。半径26～30 mの中アレイでは30分以上、半径10 m以下の小アレイでは15分以上の連続観測を行った。大アレイについては、地震計設置場所の座標をハンディGPSで測量し、中～小アレイでは巻尺によって測量した。すべての地震計設置場所で観測実施状況の写真を撮影した。写真3は現地での微動観測実施状況の一例である。

取得した連続微動記録のうち上下動成分を用い、空間自己相関(SPAC)法(Aki, 1957)にて各半径、各周波数のSPAC係数を求めた。解析対象とするアレイ半径を増やすため、中心点と正三角形の頂点(半径 r)に対する解析に加え、正三角形の辺を使った解析(半径 $\sqrt{3}r$ に相当)も行った。各アレイに対して、通過交通などの非定常ノイズの影響がなく、同一アレイ内のパワースペクトルが類似している区間を25区間以上抽出し、5区間ずつ1セットにしてパワースペクトルやクロススペクトルのアンサンブル平均を計算した。それぞれのスペクトルはKonno and Ohmachi(1998)の方法を用いて平滑化した(平滑化の幅を規

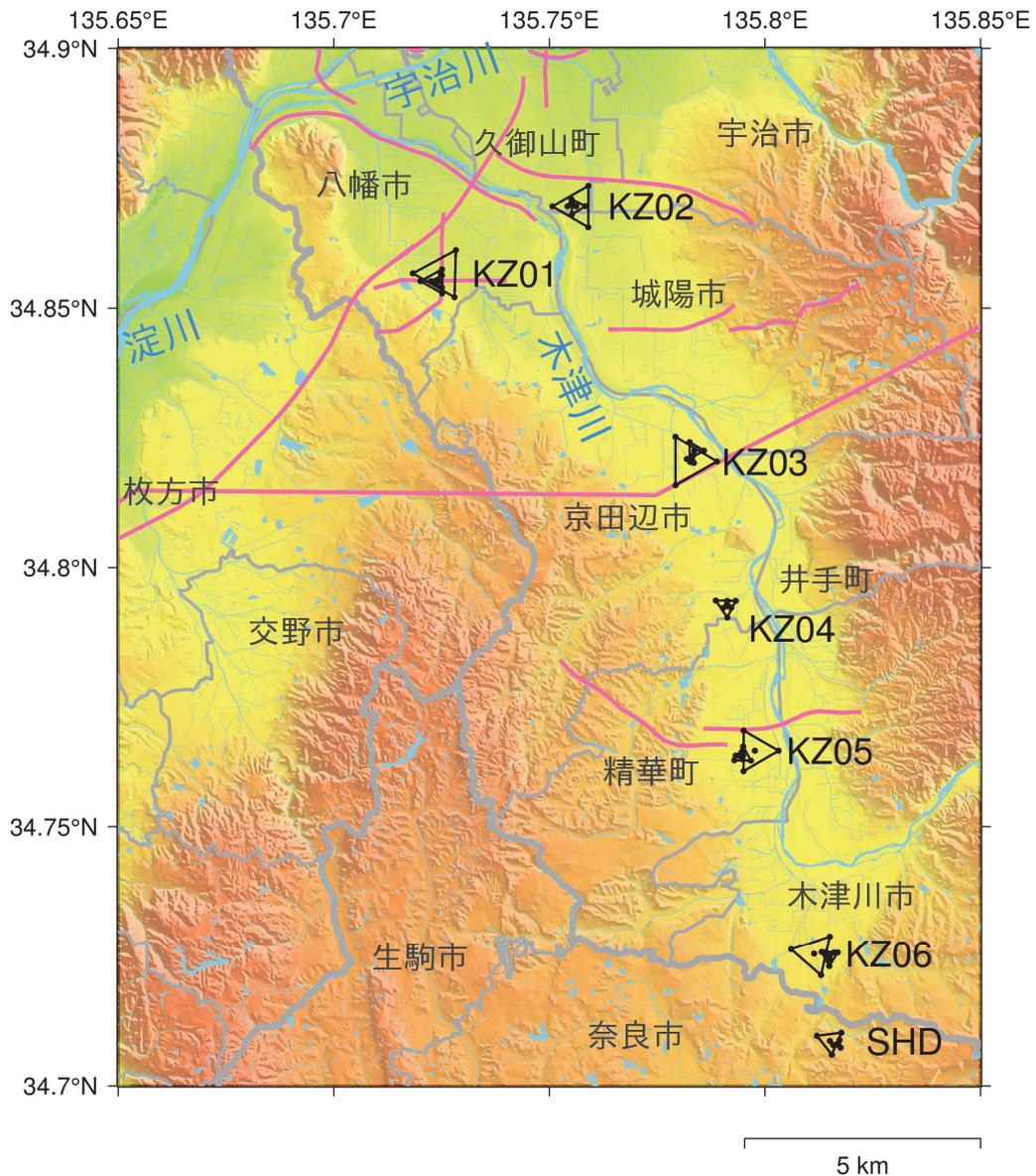


図 18 京都府南部における大半径微動アレイ観測地点（令和元～2 年度）。桃線は既存の P 波反射法地震探査測線。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）をもとに作図した。

定する b の値は 30 に設定)。最後に、各半径で得られた SPAC 係数を用い、拡張 SPAC 法（凌・岡田，1993）により位相速度の分散曲線を得た。

また、アレイ中心点の H/V スペクトル比も計算した。H/V スペクトル比の推定では、連続記録からノイズの含まれていない 81.92 秒の区間を可能な限り抽出し（最小でも 5 区間以上）、各成分のフーリエスペクトルを求め、Konno and Ohmachi (1998)の方法によりスペクトルの平滑化を行った（平滑化の幅を規定する b の値は 40 に設定）。各区間の H/V スペクトル比をアンサンブル平均したものを最終的な H/V スペクトル比とした。

図 21 に両地点の位相速度分散曲線をプロットした。多数の半径のアレイ観測を実施し

たことで、沖積層に相当する低速度の層から深部地盤構造までに対応する広い周波数帯域で、位相速度を良好に推定することができた。異なるアレイ半径間での位相速度の分散曲線の連続性についても問題なかった。得られた位相速度は、1 Hz では KZ04 で 1.2 km/s、SHD で 1.0 km/s であった。10 Hz 以上の高周波数域では、沖積層の KZ04 で約 0.14 km/s、大阪層群からなる丘陵地である SHD で約 0.18~0.20 m/s であった。

表 5 大半径微動アレイ観測一覧

アレイ	半径 (m)	中心点緯度 (北緯)	中心点経度 (東経)	実施日	開始時刻	終了時刻
KZ04 再	240	34.79252	135.79126	2020/7/15	10:40	12:15
	100	34.79265	135.79125	〃	10:35	12:15
京田辺市 宮津	30	34.79236	135.79124	〃	10:56	11:31
	10			〃	11:35	11:52
	2			〃	11:56	12:13
SHD 奈良市 佐保台	300	34.70863	135.81508	2020/7/15	14:25	15:45
	100	34.70792	135.81682	〃	14:25	16:00
	26	34.70871	135.81482	〃	15:22	15:52
	10			〃	16:00	16:15
	2			〃	16:19	16:34

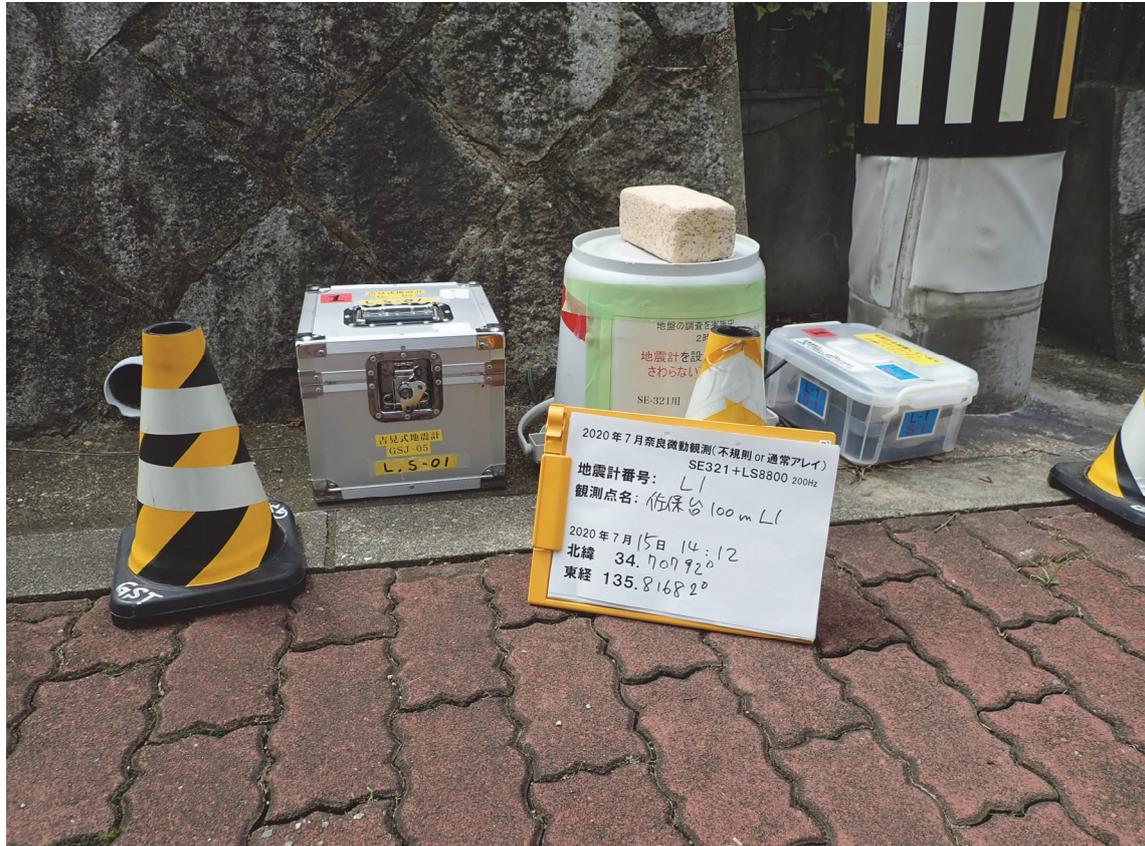


写真 3 微動アレイ観測の実施状況 (SHD 地点)

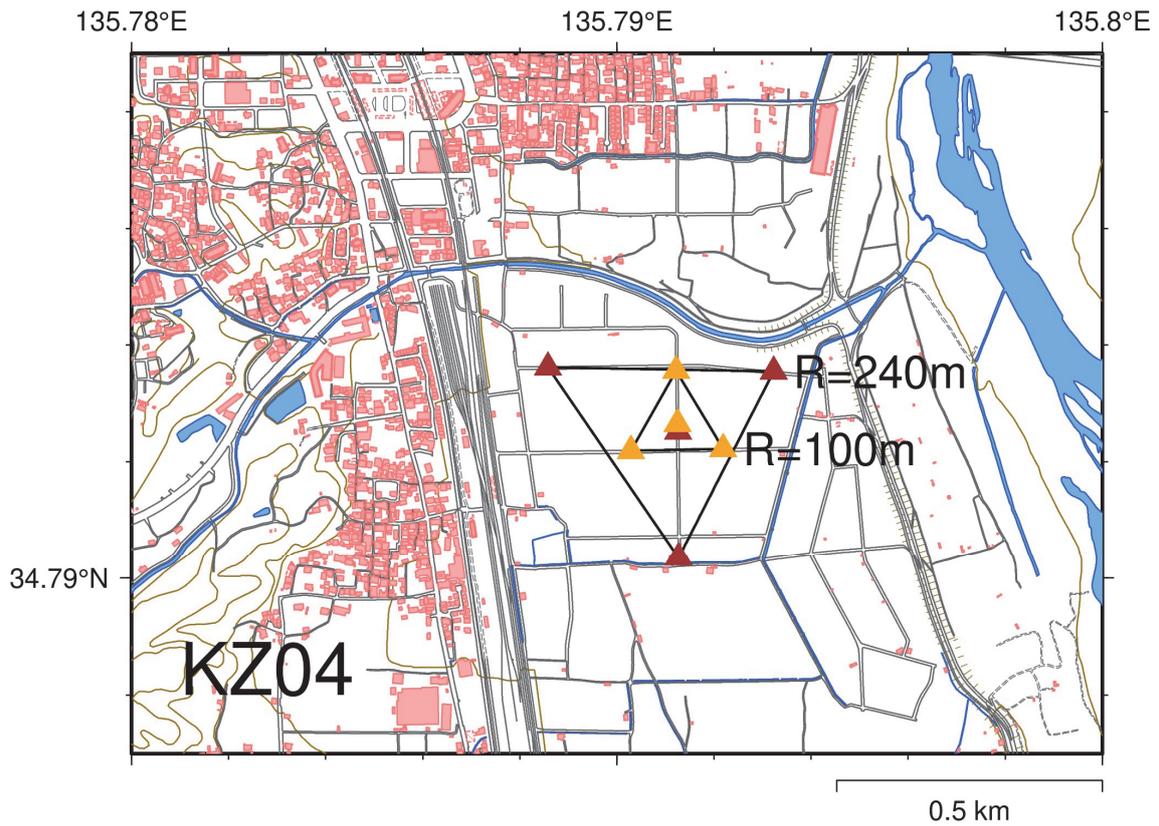


図 19 KZ04 での大半径微動アレイ観測の配置図。▲印は地震計を設置した位置（色はアレイ半径の違いに対応する）。国土地理院数値地図（国土基本情報）をもとに作図した。

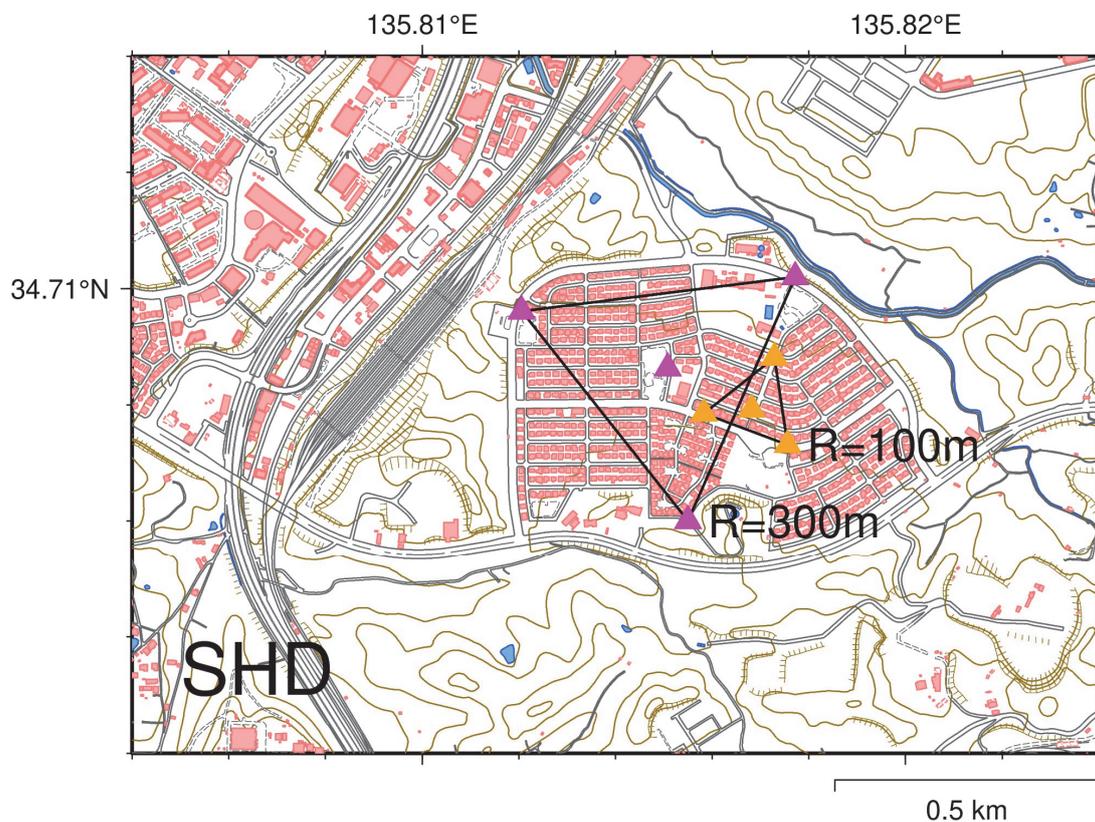


図 20 SHD での大半径微動アレイ観測の配置図。基図と凡例は図 19 に同じ。

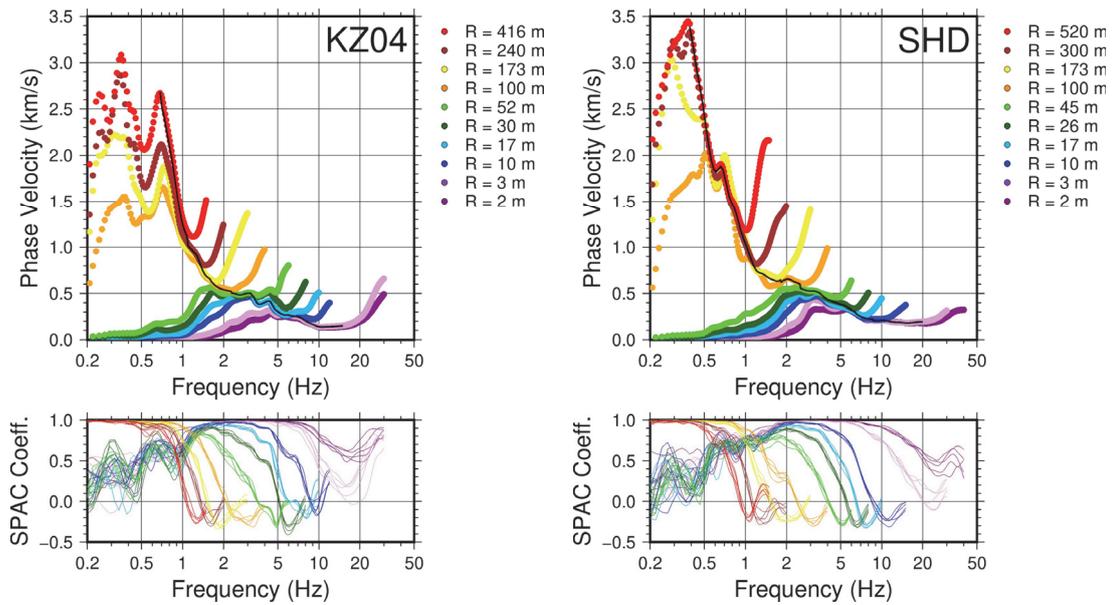


図 21 微動アレイ解析結果。それぞれ上段が位相速度、下段が SPAC 係数。プロットの色
の違いはアレイ半径に対応する。黒実線が拡張 SPAC 法で得られた位相速度分散曲線。

b) S 波速度構造の推定

微動アレイ解析によって得られた位相速度分散曲線を用いて、その地点の S 波速度 (V_s) 構造を推定した。ここでは、SPAC 法により得られた位相速度分散曲線を Rayleigh 波の基本モードで説明できると仮定した。浅部地盤から上部マントルまでを水平成層構造でモデル化し、浅部地盤から基盤 ($V_s = 2.7$ km/s) までの各層の層厚を未知パラメータとして、観測位相速度を説明できるように推定した。第 1 層 ($V_s < 0.2$ km/s) だけは、 V_s と層厚の両方を未知パラメータとした。上部地殻の構造は J-SHIS V2 (藤原・他, 2012)、上部地殻/下部地殻の境界から上部マントルまでの構造は地震本部全国 1 次地下構造モデル (JIVSM、Koketsu et al., 2012) から中心点直下の構造を一次元モデルとして取り出したモデルをそのまま与えた。表 6 に各層のパラメータ及び探索範囲をまとめた。未知パラメータの推定はマルコフ連鎖モンテカルロ法 (MCMC 法) で行い、サンプリング手法は Metropolis-Hastings アルゴリズム (Metropolis et al., 1953; Hastings, 1970) を用いた。全部で 50,000 回の試行を実施し、最初の 5,000 サンプルを burn-in 期間として棄却した後、残る 45,000 サンプルの中央値を最終的なモデル推定結果として採用した。図 22 に MCMC 法でサンプリングされた各パラメータの分布をヒストグラムで示している。堆積層各層の層厚や第 1 層の S 波速度は適切に推定されている様子が確認できる。速度構造モデルの推定には位相速度のみを使用しているが、確認のため、H/V スペクトル比の比較も行った。理論 H/V スペクトル比は基本モードから 4 次モードまでの R/V 比をを合成することにより得た。なお、Rayleigh 波の理論位相速度分散曲線、ミディアムレスポンス、H/V スペクトル比の計算には工学院大学久田嘉章教授が公開しているプログラムを使用した。

図 23~24 に両地点での S 波速度構造モデルの推定結果を示す。同図には、既往の J-SHISV2 及び JIVSM との比較も載せている。いずれの地点でも、既往の速度構造モデルより

も説明性の高い推定結果が得られたと考えている。速度構造モデル推定には直接用いていない H/V スペクトル比の再現性も高い。堆積層（大阪層群）と盆地基盤の境界に相当する $V_s = 2.7$ km/s 上面の深度は、木津川低地の KZ04 で 279 m、平城山丘陵の SHD で 420 m と推定された。第 1 層については、KZ04 で $V_s = 125$ m/s の層が層厚 5 m、SHD で $V_s = 178$ m/s の層が層厚 4 m と推定された。既存の J-SHIS V2 モデルに比べ、 $V_s = 2.7$ km/s の層の上面深度が、KZ04 では約 50 m 浅く、SHD では約 130 m 深くなった。堆積層中の速度構造については、両地点とも J-SHIS V2 よりも全体的に S 波速度が小さめになった。

図 25 に令和元年度の調査地点も含め、木津川低地周辺の 7 地点で推定した S 波速度構造モデルをまとめた。大半径微動アレイ観測を実施した 7 地点の比較では、盆地の基盤面標高は KZ04 で最も浅い。京都盆地南部の KZ01 や KZ02 の基盤面標高が 630 m 前後であり、KZ04 に向かって浅くなる傾向が見られる。KZ05 以南では再び深くなり、基盤面標高は -400 m 前後である。木津川低地南端付近の KZ06 と平城山丘陵の SHD の基盤面標高は大きくは変わらない。地表の地形は異なっているものの、低地部と丘陵部での深部の地盤構造の違いは大きくないものと推察される。また、KZ05 では S 波速度が比較的大きな堆積層 ($V_s = 0.8$ km/s) の占める割合が大きい。近傍の反射法探査（京都府 H17B 測線、京都府，2006）で、Ma1 の深度が浅いことが報告されており、大阪層群の上部の地層が薄いことと関係している。

表 6 仮定した一次元構造モデル及び未知パラメータ探索範囲

層 No.	P 波速度 (m/s)	S 波速度 (m/s)	密度 (kg/m ³)	層厚 (m)
1	1,500	100~200	1,700	1~100
2	1,500	200	1,800	0~100
3	1,550	250	1,800	0~100
4	1,600	300	1,800	0~100
5	1,600	350	1,850	0~200
6	1,600	400	1,850	0~200
7	1,800	550	1,900	0~400
8	2,000	600	1,900	0~400
9	2,200	800	2,000	0~600
10	5,000	2,700	2,500	0~2,000
11	5,500	3,100	2,600	J-SHIS V2 による
12	5,700	3,300	2,700	J-SHIS V2 による
13	6,000	3,400	2,750	JIVSM による
14	6,400	3,800	2,800	JIVSM による
15	7,500	4,500	3,200	JIVSM による
16	8,000	4,700	3,200	半無限層

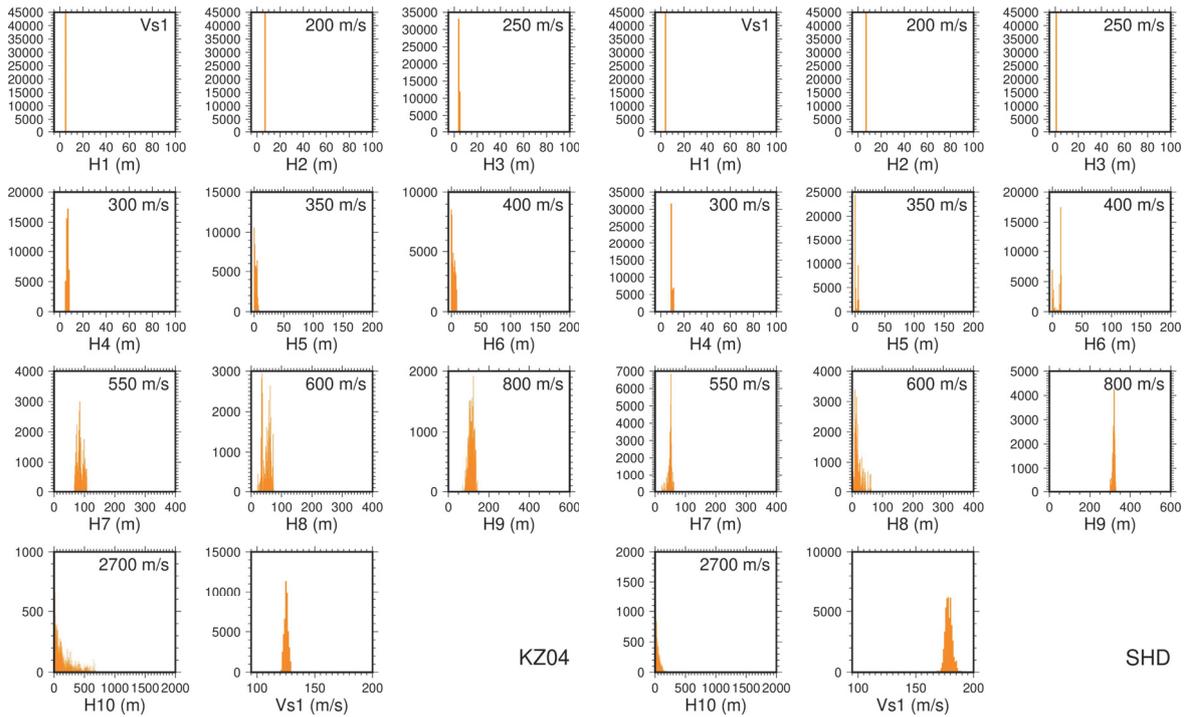


図 22 MCMC 法によりサンプリングされたパラメータのヒストグラムの例

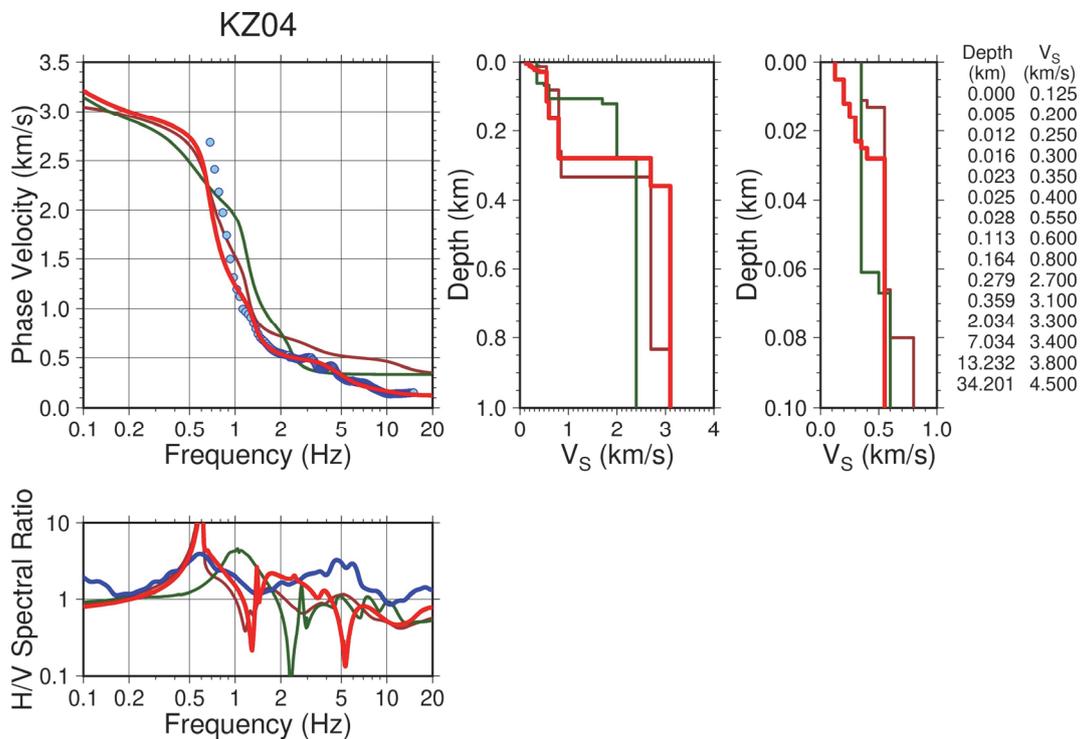


図 23 KZ04 での S 波速度構造モデル推定結果。(上段左)位相速度分散曲線。青丸：観測、赤：推定モデル、茶：J-SHIS V2、緑：JIVSM (いずれも Rayleigh 波基本モード)。(上段中及び右) S 波速度構造モデル (赤：推定モデル、茶：J-SHIS V2、緑：JIVSM)。右端の数値は上面深度と S 波速度。(下段)H/V スペクトル比 (青：観測、赤：理論)。

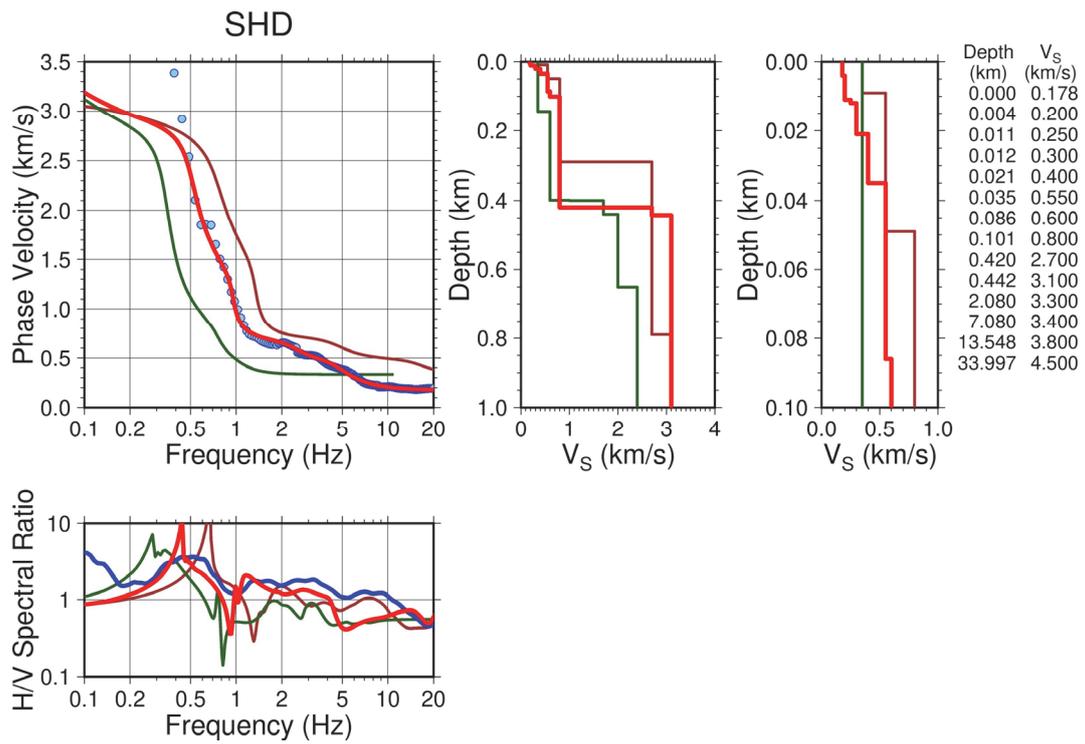


図 24 SHD での S 波速度構造モデル推定結果。凡例は図 23 に同じ。

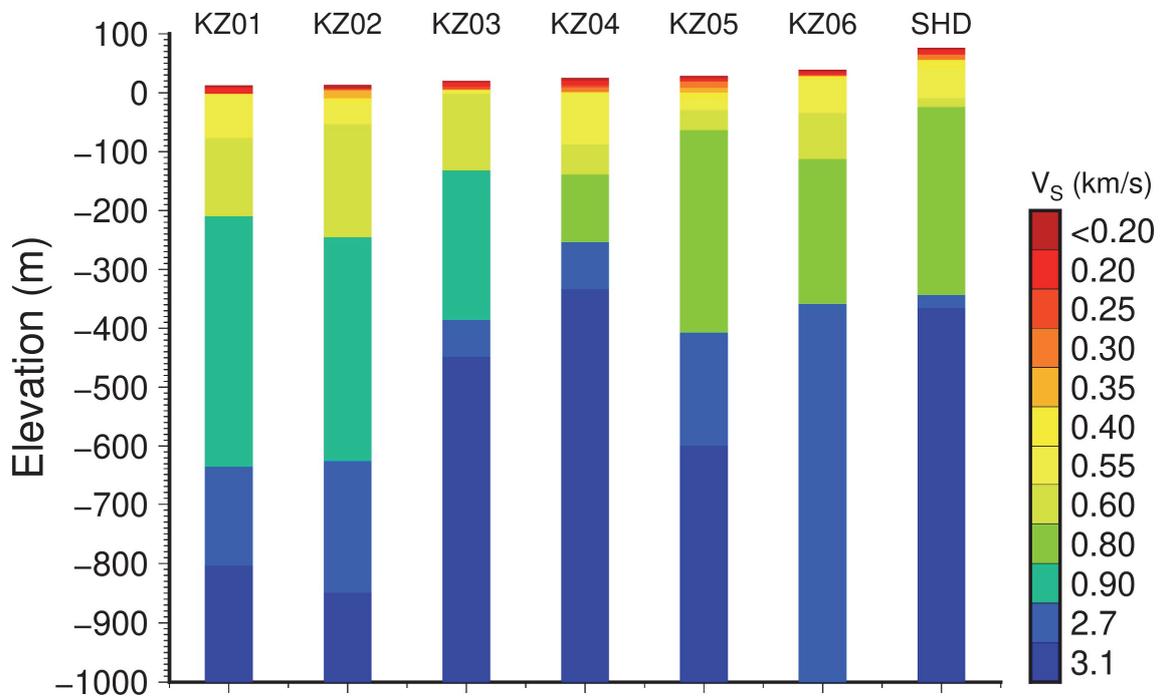


図 25 木津川低地沿いでの微動アレイ探査による S 波速度構造モデル推定結果

4) 浅部地盤構造把握のための極小～小半径微動アレイ探査

a) 極小～小半径微動アレイ観測及び解析

地表から工学的基盤付近までの地盤構造に関する情報を取得するため、極小半径（半径 0.6 m）～小半径（半径数 m～10 m）の微動アレイ観測を面的に多数実施した。令和元年度は、京都府南部の宇治川沿いから木津川沿いの地域を中心に 61 点で実施した。令和 2 年度は、奈良県内の奈良盆地 83 地点及び山科盆地 10 地点の計 93 地点で実施した。令和元年度の調査地点とあわせると、合計 154 地点となった。微動アレイ探査実施地点の選定にあたっては、調査対象地域の浅部地盤構造を詳細に把握するため、表層地質分布も考慮しつつ、概ね 2 km 間隔で微動アレイ観測点を選定した（図 26）。観測地点の多くは沖積層分布域であるが、平城山丘陵、矢田丘陵の大阪層群分布域、奈良盆地縁辺部の段丘面上の一部にも観測点を選んでいる。令和 3 年度も調査データをより充実させるため、現地調査を継続する予定である。

微動観測システムは、三成分加速度センサーと収録装置、GPS アンテナ、リチウム電池等が一体となっている白山工業製のポータブル微動観測装置 JU410（2 V/G、G は重力加速度）を用いた。JU410 の内蔵アンプの倍率は 100 倍としたため、記録のセンサー感度は 200 V/G である。各観測地点では、半径 0.6 m の極小アレイ観測と半径 6～8 m の小半径アレ

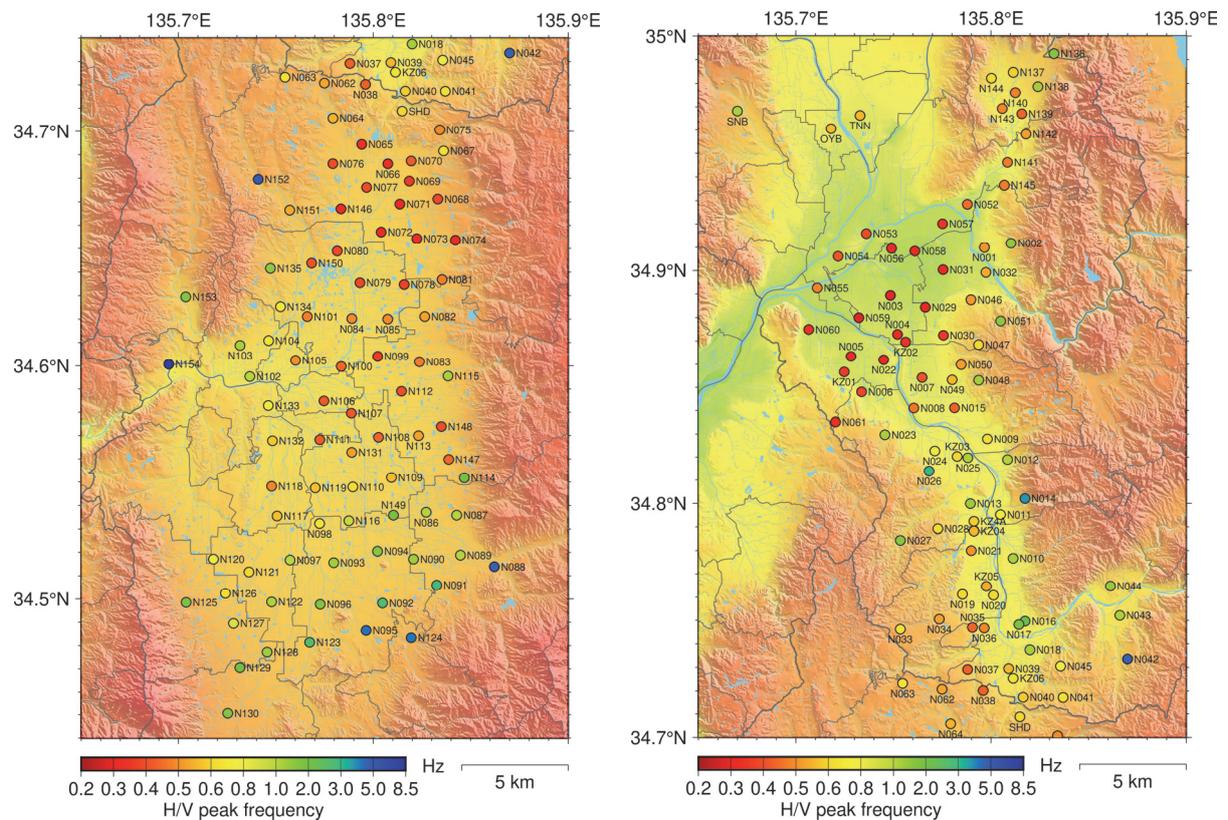


図 26 極小～小半径微動アレイ観測点（○印、左：奈良県、右：京都府）。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）をもとに作図した。実線は市町村界を表す。○印の色は H/V スペクトル比の卓越周波数に対応する。

イ観測の2セットの観測を実施することを基本とした。その地点での微動特性等の状況により、極小半径と小半径アレイ観測による位相速度分散曲線の連続性が十分でなかった場合は、半径2mの小半径アレイ観測を追加実施した。微動アレイ観測はいずれも正三角形アレイによる4点同時観測とした。収録時のサンプリング周波数はすべて200 Hzとした。各アレイ観測では、微動を15分以上連続収録した。観測地点の座標をハンディGPSで測量し、観測実施状況の写真をすべて撮影した。各アレイの位置情報、観測実施半径、観測日時、地表地質は表7に記載の通りである。写真4は現地での小半径微動アレイ観測実施状況の一例である。

取得した連続微動記録のうち上下動成分を用い、空間自己相関 (SPAC) 法 (Aki, 1957) にて各半径、各周波数の SPAC 係数を求めた。解析対象とするアレイ半径を増やすため、中心点と正三角形の頂点 (半径 r) に対する解析に加え、正三角形の辺を使った解析 (半径 $\sqrt{3}r$ に相当) も行った。各アレイに対して、通過交通などの非定常ノイズの影響がなく、同一アレイ内のパワースペクトルが類似している区間を25区間以上抽出し、5区間ずつ1セットにしてパワースペクトルやクロススペクトルのアンサンブル平均を計算した。それぞれのスペクトルは Konno and Ohmachi (1998) の方法を用いて平滑化した (平滑化の幅を規定する b の値は 30 に設定)。最後に、各半径で得られた SPAC 係数を用い、拡張 SPAC 法 (凌・岡田, 1993) により位相速度の分散曲線を得た。



写真4 小半径微動アレイ観測の実施状況 (田原本町内)

表 7 極小～小半径微動アレイ観測一覧

観測点	緯度	経度	標高	アレイ 半径	観測日時			所在地	地表地質
					観測日	開始	終了		
N062	34.72072	135.77493	101.9	0.6	2020/6/9	9:40	9:56	奈良市神功四丁目	大阪層群
				6	2020/6/9	10:01	10:16		
N063	34.72324	135.75472	127.3	0.6	2020/6/9	10:54	11:10	奈良市北登美ヶ丘一丁目	大阪層群
				6	2020/6/9	11:13	11:30		
N064	34.70573	135.77932	78.7	0.6	2020/6/9	11:59	12:15	奈良市秋篠町	沖積層
				6	2020/6/9	12:19	12:40		
N065	34.69442	135.79411	73.8	0.6	2020/6/9	12:58	13:20	奈良市佐紀町	低位段丘堆積物
				6	2020/6/9	13:27	13:45		
N066	34.68615	135.80747	65.6	0.6	2020/6/9	14:09	14:25	奈良市芝辻町四丁目	沖積層
				6	2020/6/9	14:29	14:45		
N067	34.69164	135.83610	85.2	0.6	2020/6/9	15:56	16:12	奈良市雑司町	低位段丘堆積物
				6	2020/6/9	16:17	16:34		
N068	34.67115	135.83313	89.6	0.6	2020/6/17	10:42	11:00	奈良市紀寺町	低位段丘堆積物
				5	2020/7/1	15:01	15:18		
N069	34.67876	135.81851	66.3	0.6	2020/6/17	14:20	14:35	奈良市三条本町	沖積層
				6	2020/6/17	14:40	14:56		
N070	34.68734	135.81949	70.0	0.6	2020/7/1	9:36	9:51	奈良市法蓮町	沖積層
				6	2020/7/1	9:55	10:11		
N071	34.66900	135.81364	62.5	0.6	2020/7/1	10:31	10:47	奈良市大安寺一丁目	沖積層
				2	2020/9/10	15:06	15:21		
				6	2020/7/1	10:52	11:08		
N072	34.65709	135.80406	54.1	0.6	2020/7/1	11:34	11:50	奈良市西九条町二丁目	沖積層
				8	2020/7/1	11:54	12:11		
N073	34.65428	135.82235	62.1	0.6	2020/7/1	12:45	13:00	奈良市北永井町	沖積層
				6	2020/7/1	13:05	13:21		
N074	34.65361	135.84215	87.9	0.6	2020/7/1	14:00	14:16	奈良市古市町	低位段丘堆積物
				6	2020/7/1	14:20	14:35		
N075	34.70063	135.83413	110.2	0.6	2020/7/1	15:47	16:03	奈良市法蓮佐保山四丁目	高位段丘堆積物
				6	2020/7/1	16:06	16:22		
N076	34.68619	135.77925	73.7	0.6	2020/7/30	10:10	10:25	奈良市菅原東一丁目	沖積層
				6	2020/7/30	10:30	10:45		
N077	34.67611	135.79658	60.1	0.6	2020/7/30	11:03	11:34	奈良市柏木町	沖積層
				6	2020/7/30	11:39	11:56		
N078	34.63465	135.81587	56.6	0.6	2020/7/30	12:26	12:41	大和郡山市井戸野町	沖積層
				8	2020/7/30	12:46	13:03		
N079	34.63543	135.79314	49.5	0.6	2020/7/30	13:35	13:50	大和郡山市稗田町	沖積層
				8	2020/7/30	13:54	14:10		
N080	34.64894	135.78152	56.1	0.6	2020/7/30	14:31	14:47	大和郡山市北郡山町	沖積層
				6	2020/7/30	14:51	15:05		
N081	34.63679	135.83534	75.0	0.6	2020/9/10	9:44	10:00	奈良市窪之庄町	沖積層
				6	2020/9/10	10:04	10:20		
N082	34.62105	135.82644	66.5	0.6	2020/9/10	10:38	10:55	天理市櫟本町	沖積層
				2	2021/3/9	11:50	12:05		
				6	2020/9/10	11:00	11:16		
N083	34.60171	135.82372	59.2	0.6	2020/9/10	11:31	11:46	天理市田井庄町	沖積層
				6	2020/9/10	11:50	12:05		
N084	34.62016	135.78900	46.5	0.6	2020/9/10	13:02	13:18	大和郡山市筒井町	沖積層
				6	2020/9/10	13:23	13:40		
N085	34.61993	135.80744	52.4	0.6	2020/9/10	13:58	14:13	大和郡山市横田町	沖積層
				5	2020/9/10	14:19	14:35		
N086	34.53706	135.82716	62.5	0.6	2020/9/15	10:20	10:35	桜井市大字大西	沖積層
				5	2020/9/15	10:39	10:55		

表 7 (続き)

観測点	緯度	経度	標高	アレイ 半径	観測日時			所在地	地表地質
					観測日	開始	終了		
N087	34.53580	135.84283	76.1	0.6	2020/9/15	11:19	11:34	桜井市大字芝	低位段丘堆積物
					2020/9/15	11:38	11:53		
N088	34.51387	135.86217	85.8	0.6	2020/9/15	12:25	12:40	桜井市大字慈恩寺	沖積層
					2020/9/15	12:44	13:00		
N089	34.51880	135.84478	73.9	0.6	2020/9/15	13:45	14:00	桜井市大字粟殿	沖積層
					2020/9/15	14:03	14:18		
N090	34.51709	135.82069	66.3	0.6	2020/9/15	14:37	14:52	桜井市大字大福	沖積層
					2020/9/15	14:57	15:12		
N091	34.50597	135.83255	79.9	0.6	2020/9/15	15:29	15:45	桜井市大字吉備	低位段丘堆積物
					2020/9/15	15:49	16:06		
N092	34.49823	135.80475	73.5	0.6	2020/9/15	17:17	17:32	橿原市高殿町	沖積層
					2020/9/15	18:36	17:51		
N093	34.51562	135.77973	58.4	0.6	2020/9/16	10:09	10:24	橿原市曾我町	沖積層
					2020/9/16	10:27	10:42		
N094	34.52046	135.80219	59.4	0.6	2020/9/16	11:07	11:22	橿原市葛本町	沖積層
					2020/9/16	11:27	11:43		
N095	34.48645	135.79633	75.6	0.6	2020/11/30	15:02	15:20	橿原市栄和町	沖積層
					2020/9/16	12:30	13:00		
N096	34.49768	135.77277	63.9	0.6	2020/9/16	13:50	14:06	橿原市雲梯町	沖積層
					2020/9/16	14:09	14:25		
N097	34.51669	135.75728	57.2	0.6	2020/9/16	14:56	15:11	大和高田市材木町	沖積層
					2020/9/16	15:14	15:29		
N098	34.53226	135.77246	50.8	0.6	2020/9/16	16:00	16:15	橿原市飯高町	沖積層
					2020/9/16	16:18	16:33		
N099	34.60403	135.80228	50.1	0.6	2020/10/6	10:12	10:27	天理市中町	沖積層
					2020/10/6	10:31	10:46		
N100	34.59972	135.78356	43.9	0.6	2020/10/6	11:06	11:21	大和郡山市宮堂町	沖積層
					2020/10/6	11:25	11:45		
N101	34.62103	135.76611	51.8	0.6	2020/10/6	12:04	12:19	大和郡山市小林町西二丁目	沖積層
					2020/10/6	12:23	12:40		
N102	34.59538	135.73660	39.1	0.6	2020/10/6	13:45	14:00	生駒郡斑鳩町目安北三丁目	沖積層
					2020/10/6	14:05	14:20		
N103	34.60874	135.73161	49.3	0.6	2020/10/6	14:39	14:55	生駒郡斑鳩町法隆寺西三丁目	低位段丘堆積物
					2020/10/6	15:03	15:23		
N104	34.61079	135.74629	46.1	0.6	2020/10/6	15:47	16:03	生駒郡斑鳩町法隆寺南三丁目	沖積層
					2020/10/6	16:07	16:20		
N105	34.60234	135.76011	42.1	0.6	2020/10/20	10:26	10:41	生駒郡安堵町かしの木台一丁目	沖積層
					2020/10/20	10:46	11:01		
N106	34.58487	135.77467	41.8	0.6	2020/10/20	11:17	11:32	磯城郡川西町結崎	沖積層
					2020/10/20	11:36	11:52		
N107	34.57958	135.78874	46.1	0.6	2020/10/20	12:11	12:26	天理市庵治町	沖積層
					2020/10/20	12:30	12:46		
N108	34.56927	135.80270	48.1	0.6	2020/10/20	13:22	13:37	磯城郡田原本町大字唐古	沖積層
					2020/10/20	13:41	13:57		
N109	34.55193	135.80936	54.6	0.6	2020/10/20	14:15	14:30	磯城郡田原本町大字大安寺	沖積層
					2020/10/20	14:33	14:58		
N110	34.54788	135.78954	51.6	0.6	2020/10/20	15:17	15:32	磯城郡田原本町大字三笠	沖積層
					2020/10/20	15:37	15:53		
N111	34.56825	135.77254	44.5	0.6	2020/10/20	16:13	16:28	磯城郡田原本町大字黒田	沖積層
					2020/10/20	16:32	16:50		
N112	34.58905	135.81451	51.5	0.6	2020/10/27	10:40	10:55	天理市西井戸堂町	沖積層
					2020/10/27	11:00	11:14		

表 7 (続き)

観測点	緯度	経度	標高	アレイ 半径	観測日時			所在地	地表地質
					観測日	開始	終了		
N113	34.56994	135.82324	52.6	0.6	2020/10/27	11:52	12:08	天理市西長柄町	沖積層
				8	2020/10/27	12:12	12:29		
N114	34.55182	135.84675	93.1	6	2020/10/27	13:37	13:53	天理市渋谷町	低位段丘堆積物
				0.6	2020/10/27	13:59	14:29		
N115	34.59557	135.83837	68.0	0.6	2020/10/27	15:01	15:17	天理市守目堂町	低位段丘堆積物
				5	2020/10/27	15:21	15:36		
N116	34.53345	135.78749	52.7	0.6	2020/11/17	10:31	10:45	磯城郡田原本町大字多	沖積層
				8	2020/11/17	10:49	11:05		
N117	34.53543	135.75061	50.8	0.6	2020/11/17	12:16	12:32	北葛城郡広陵町大字南郷	沖積層
				6	2020/11/17	12:35	12:50		
N118	34.54816	135.74780	47.6	0.6	2020/11/17	13:37	13:52	北葛城郡広陵町大字笠	沖積層
				6	2020/11/17	13:59	14:14		
N119	34.54745	135.77023	47.7	0.6	2020/12/10	11:32	11:47	磯城郡田原本町大字平野	沖積層
				8	2020/12/10	11:52	12:07		
N120	34.51710	135.71793	67.0	0.6	2020/11/30	10:25	10:40	大和高田市大字野口	沖積層
				6	2020/11/30	10:45	11:00		
N121	34.51162	135.73614	62.9	0.6	2020/11/30	11:33	11:48	大和高田市大字大中	沖積層
				8	2020/11/30	11:52	12:07		
N122	34.49873	135.74779	66.1	0.6	2020/11/30	13:05	13:20	大和高田市蔵之宮町	沖積層
				6	2020/11/30	13:23	13:39		
N123	34.48136	135.76735	70.3	0.6	2020/11/30	14:00	14:15	橿原市川西町	沖積層
				6	2020/11/30	14:20	14:35		
N124	34.48331	135.81947	98.8	0.6	2020/11/30	15:32	15:50	高市郡明日香村大字飛鳥	沖積層
				2	2020/12/1	8:36	8:51		
				6	2020/11/30	15:53	16:10		
N125	34.49852	135.70394	111.2	0.6	2020/12/1	9:29	9:50	葛城市太田	低位段丘堆積物
				6	2020/12/1	9:55	10:10		
N126	34.50245	135.72408	73.3	0.6	2020/12/1	11:03	11:19	葛城市疋田	沖積層
				6	2020/12/1	11:24	11:40		
N127	34.48949	135.72825	82.2	0.6	2020/12/1	12:07	12:22	葛城市柿本	沖積層
				6	2020/12/1	12:25	12:41		
N128	34.47714	135.74550	78.3	0.6	2020/12/1	13:21	13:36	葛城市新村	沖積層
				5	2020/12/1	13:39	13:54		
N129	34.47051	135.73152	91.2	0.6	2020/12/1	14:45	15:00	御所市大字元町	低位段丘堆積物
				6	2020/12/1	15:03	15:18		
N130	34.45068	135.72529	109.6	0.6	2020/12/1	15:39	15:54	御所市大字幸町	低位段丘堆積物
				2	2020/12/1	16:18	16:33		
				6	2020/12/1	15:59	16:14		
N131	34.56278	135.78896	48.3	0.6	2020/12/10	10:22	10:38	磯城郡田原本町大字八尾	沖積層
				8	2020/12/10	10:42	10:57		
N132	34.56778	135.74826	43.8	0.6	2020/12/10	12:28	12:43	北葛城郡広陵町大字萱野	沖積層
				6	2020/12/10	12:47	13:02		
N133	34.58288	135.74609	40.7	0.6	2020/12/10	13:39	13:54	北葛城郡河合町大字長楽	沖積層
				6	2020/12/10	13:58	14:13		
N134	34.62523	135.75236	55.2	0.6	2020/12/10	15:06	15:21	大和郡山市小泉町出屋敷	沖積層
				6	2020/12/10	15:25	15:40		
N135	34.64157	135.74719	83.6	0.6	2020/12/10	15:58	16:13	大和郡山市矢田山町	大阪層群
				6	2020/12/10	16:18	16:33		
N136	34.99252	135.83227	84.2	0.6	2021/1/29	9:51	10:06	大津市横木二丁目	低位段丘堆積物
				6	2021/1/29	10:10	10:25		
N137	34.98461	135.81144	46.3	0.6	2021/1/29	10:54	11:09	京都市山科区西野阿芸沢町	低位段丘堆積物
				6	2021/1/29	11:13	11:28		

表7 (続き)

観測点	緯度	経度	標高	アレイ 半径	観測日時			所在地	地表地質
					観測日	開始	終了		
N138	34.97859	135.82407	59.9	0.6	2021/1/29	11:54	12:09	京都市山科区大塚南溝町	扇状地堆積物
				6	2021/1/29	12:14	12:29		
N139	34.96703	135.81580	30.1	0.6	2021/1/29	14:08	14:21	京都市山科区大宅関生町	沖積層
				6	2021/1/29	13:49	14:04		
N140	34.97602	135.81250	37.3	0.6	2021/1/29	15:13	15:28	京都市山科区柳辻西浦町	沖積層
				6	2021/1/29	15:32	15:47		
N141	34.94615	135.80847	17.6	0.6	2021/2/25	9:31	9:46	京都市伏見区醍醐鍵尾町	沖積層
				6	2021/2/25	9:50	10:05		
N142	34.95822	135.81796	36.1	0.6	2021/2/25	10:44	10:59	京都市伏見区醍醐京道町	緩扇状地堆積物
				6	2021/2/25	11:03	11:18		
N143	34.96926	135.80577	30.4	0.6	2021/2/25	11:39	11:54	京都市山科区勸修寺西栗栖野町	沖積層
				6	2021/2/25	11:57	12:12		
N144	34.98219	135.80025	40.2	0.6	2021/2/25	13:04	13:20	京都市山科区北花山大林町	沖積層
				6	2021/2/25	13:24	13:40		
N145	34.93644	135.80684	40.6	0.6	2021/2/25	14:35	14:50	宇治市木幡平尾	大阪層群
				6	2021/2/25	14:53	15:10		
N146	34.66698	135.78341	61.5	0.6	2021/3/9	10:18	10:33	奈良市西ノ京町	沖積層
				6	2021/3/9	10:39	10:55		
N147	34.55976	135.83873	68.9	0.6	2021/3/9	12:46	13:01	天理市柳本町	低位段丘堆積物
				5	2021/3/9	13:06	13:21		
N148	34.57386	135.83496	63.2	0.6	2021/3/9	13:58	14:13	天理市兵庫町	沖積層
				5	2021/3/9	14:16	14:32		
N149	34.53581	135.81038	56.1	0.6	2021/3/9	14:59	15:14	磯城郡田原本町大字味間	沖積層
				6	2021/3/9	15:21	15:36		
N150	34.64380	135.76836	60.2	0.6	2021/3/19	10:27	10:42	大和郡山市田中町	沖積層
				6	2021/3/19	10:47	11:03		
N151	34.66645	135.75709	78.2	0.6	2021/3/19	11:33	11:49	奈良市石木町	沖積層
				5	2021/3/19	11:53	12:13		
N152	34.67953	135.74092	91.5	0.6	2021/3/19	13:08	13:25	奈良市中町	沖積層
				6	2021/3/19	13:29	13:50		
N153	34.62941	135.70372	59.7	0.6	2021/3/19	15:15	15:30	生駒郡平群町吉新四丁目	沖積層
				6	2021/3/19	15:34	15:49		
N154	34.60065	135.69500	39.5	0.6	2021/3/19	16:27	16:42	生駒郡三郷町勢野西一丁目	大阪層群
				5	2021/3/19	16:46	17:01		

図 27 に全地点の位相速度分散曲線を青線でプロットした。ほぼすべての観測点で、位相速度が 400 m/s を超えるところまで得られており、工学的基盤 ($V_s = 350$ m/s) より浅い地盤構造を拘束するために必要な情報を得ることができたと考えている。沖積層上の観測点の多くでは、高周波数 (> 10 Hz) での位相速度は 200 m/s 未満である。段丘や大阪層群からなる丘陵の観測点では、10 Hz での位相速度が 300 m/s を超えるような地点も多く見られた。参考までに、紺野・片岡 (2000) の方法で、位相速度分散曲線から AVS30 (地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度) を推定した結果を図 28 に示した。奈良盆地での大局的な傾向として、盆地北部よりも南部での AVS30 推定値が小さくなる傾向にある。大和川以南の地域では、馬見丘陵などに近い地点などを除き、210~280 m/s であった。これに対し、奈良市から天理市にかけては、250~340 m/s であった。山科盆地では、昨年度調査した京都盆地南部に比べ、全体的に AVS30 推定値が大きい傾向にあることに加え、空間的な違いも顕著であり、今回調査した 10 地点では、290~520 m/s の範囲で分布している。

極小~小半径微動アレイ観測は浅部地盤を対象とした調査であるが、観測で得られた 3 成分の微動波形記録を用いて得られた H/V スペクトル比の卓越周波数から深部地盤 (盆地の基盤までの厚さ) に関する情報も得ることができる。極小~小半径アレイ観測で得られたデータを使って、H/V スペクトル比を計算した。連続記録からノイズの含まれていない 20.48 秒の区間を可能な限り抽出し (最小でも 5 区間以上)、各成分のフーリエスペクトルを求め、Konno and Ohmachi (1998) の方法によりスペクトルの平滑化を行った (平滑化の幅を規定する b の値は 40 に設定)。そして、各区間の H/V スペクトル比をアンサンブル平均したものを最終的な H/V スペクトル比とした。H/V スペクトル比から、深部の構造 (盆地の基盤深度) に関係する低周波数側のピークを読み取った。図 26 の地図上に読み取った卓越周波数をプロットした。奈良盆地の H/V スペクトル比の卓越周波数は、南部に比べて北部で大きい。奈良盆地北部の奈良市街地では約 0.3~0.4 Hz であった。天理市北部や大和郡山市東部では約 0.5 Hz、天理市南部では 0.4~0.5 Hz であった。磯城郡田原本町では 0.4~0.9 Hz で南に行くほど高くなる傾向にある。奈良盆地南部の桜井市や橿原市では、1 Hz 以上であった。大和高田市や葛城市では 0.6~1.3 Hz の範囲で分布している。山科盆地では、0.4~1.2 Hz 位の範囲で空間的に変化している。

微動アレイ解析によって得られた位相速度分散曲線を用いて、その地点の S 波速度 (V_s) 構造を推定した。ここでは、SPAC 法により得られた位相速度分散曲線を Rayleigh 波の基本モードで説明できると仮定した。浅部地盤から上部マントルまでを水平成層構造でモデル化し、浅部地盤から深部地盤の上部付近までの各層の層厚を未知パラメータとして、観測位相速度を説明できるように推定した。ここでは、堆積層を構成する速度層の物性値は J-SHIS V2 モデル (藤原・他, 2012) のものと同じにしている。未知パラメータとして層厚をフリーにする最大の S 波速度は、微動アレイ観測で得られた位相速度分散曲線を考慮して各地点でそれぞれ設定した。また、第 1 層 ($V_s < 0.2$ km/s) のみ、 V_s と層厚の両方を未知パラメータとした。深部地盤~上部地殻の構造は J-SHIS V2、上部地殻/下部地殻の境界から上部マントルまでの構造は地震本部全国 1 次地下構造モデル (JIVSM, Koketsu et al., 2012) から中心点直下の構造を一次元モデルとして取り出したモデルをそのまま与えた。未知パラメータの推定はマルコフ連鎖モンテカルロ法 (MCMC 法) で行い、サンプリング手法は Metropolis-Hastings アルゴリズム (Metropolis et al., 1953; Hastings,

1970) を用いた。全部で 50,000 回の試行を実施し、最初の 5,000 サンプルを burn-in 期間として棄却した後、残る 45,000 サンプルの中央値を最終的なモデル推定結果として採用した。大半径微動アレイの解析と同様、Rayleigh 波の理論位相速度分散曲線等の計算には工学院大学久田嘉章教授が公開しているプログラムを使用した。

図 27 に各地点での S 波速度構造モデルの推定結果及びそれによる理論分散曲線（基本モード）をそれぞれ赤線で示す。一部の観測点では観測分散曲線の形状がやや複雑ではあるものの、いずれの観測点においても観測分散曲線の特徴を説明できる浅部の S 波速度構造モデルを得ることができた。推定された浅部 S 波速度構造モデルの特徴を概観するため、いくつかの代表的な測線について地盤モデルの断面図を作成した。

図 29 は奈良市内を東西に横断する測線である。工学的基盤面以浅 ($V_s < 350$ m/s) の層厚は、西ノ京丘陵東麓に近い N076 では 26 m (ただし $V_s < 300$ m/s は 7 m)、中部の N077 と N066 で 14~17 m、N069 で 12 m であり (ただし $V_s < 300$ m/s は 4 m)、東側の低位段丘上の N068 では 3 m と薄いという推定結果となった。大局的には地形に対応した分布といえる。N069 の約 130 m 北西に位置する公共施設 (奈良市三条本町) で実施されたボーリング調査では、沖積層の基底が約 3.5 m、段丘堆積層と大阪層群の境界は約 14 m と認定されていることから、この周辺では $V_s \leq 200$ m/s の層は沖積層、 $V_s = 300$ m/s の層は段丘堆積層に対応していると考えている。

図 30 は北葛城郡広陵町から天理市にかけて奈良盆地中部をほぼ東西に横断する測線である。工学的基盤面以浅 ($V_s < 350$ m/s) の層厚は、大和川や飛鳥川の流域である磯城郡田原本町の N111 や N108 で深く、24~28 m と推定された。また、天理市の N148 でも 27 m と比較的深く推定されている。 $V_s < 200$ m/s の特に低速度な層については、広陵町の N132 や田原本町の N111 では 3 m と薄いが、田原本町の N131 と N108 で 11 m、天理市内の N111 と N148 では 6~7 m と再び層厚が小さくなる傾向が見られた。

図 31 は奈良市から橿原市にかけて奈良盆地をほぼ南北に縦断する測線である。工学的基盤面以浅 ($V_s < 350$ m/s) の層厚は、奈良市北部 (N070、N069、N071) で 10 m 前後であるのに対し、奈良市南部から橿原市にかけては層厚を増し、特に奈良市南部 (N072) や大和郡山市北部 (N079) の佐保川周辺では層厚 23~34 m と推定された。また、N100 から約 600 m 南西で行われた近畿農政局の吐田ボーリング (松岡, 1983) では上部約 10 m が沖積層 (完新統) と考えられており、N100 での $V_s < 350$ m/s の層厚が 12m (このうち 11 m が 200 m/s 以下) であることと対応している。大和川支流の寺川周辺の磯城郡田原本町から橿原市北部にかけても層厚が 20 m 前後と比較的厚い。 $V_s < 200$ m/s の特に低速度な層については、奈良市北部では 0~1 m と極めて薄く、段丘堆積層の上面深度が浅いと考えられる。これに対し、田原本町から橿原市北部にかけての奈良盆地南部では、この層厚が 10 m を超えている。このことから、新期の低速度層は奈良盆地南部で相対的に厚く分布しているのではないかと考えられる。

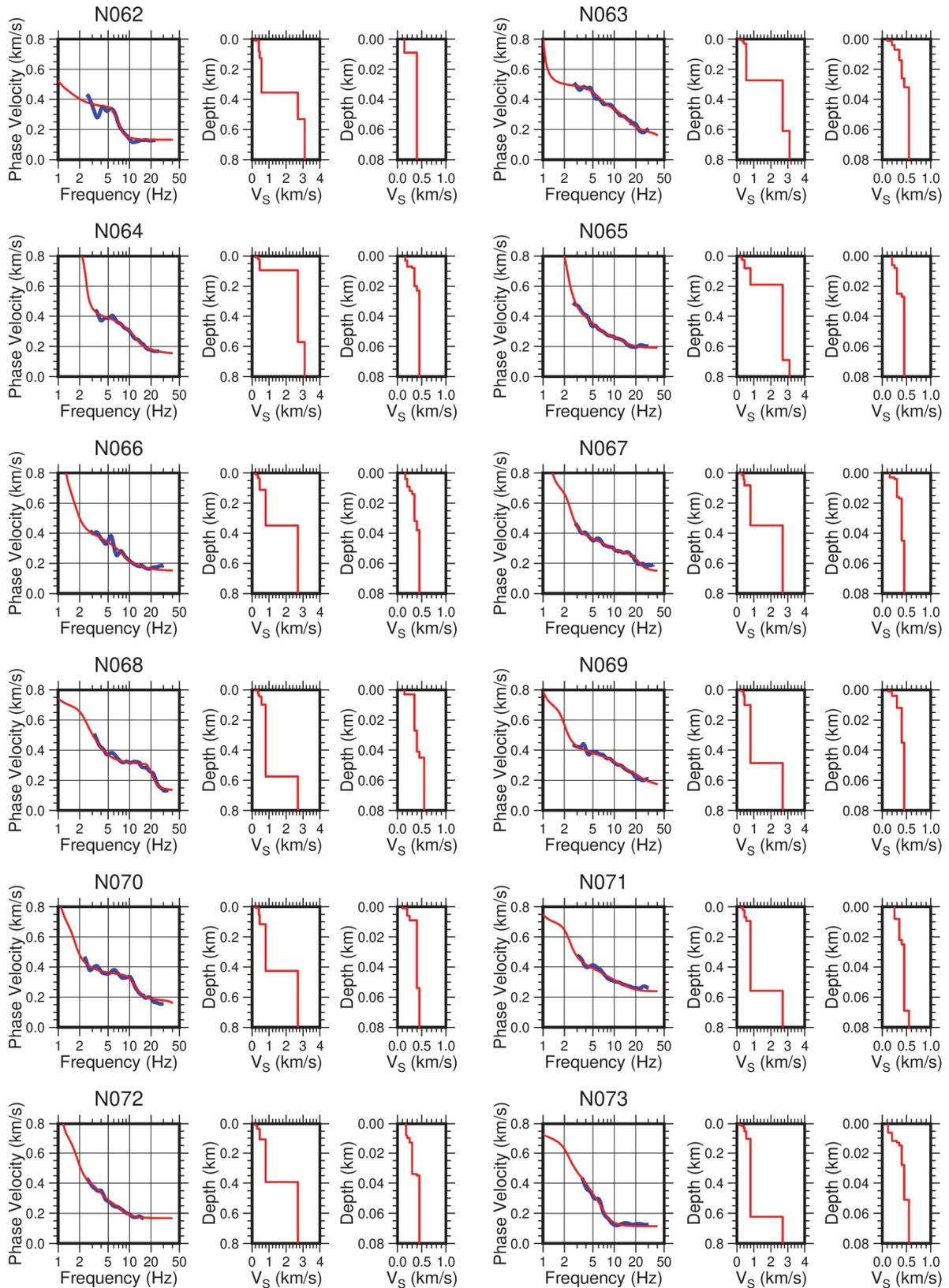


図 27 極小～小半径微動アレイ探査による観測位相速度（青線）と推定 S 波速度構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの理論位相速度（赤線）。

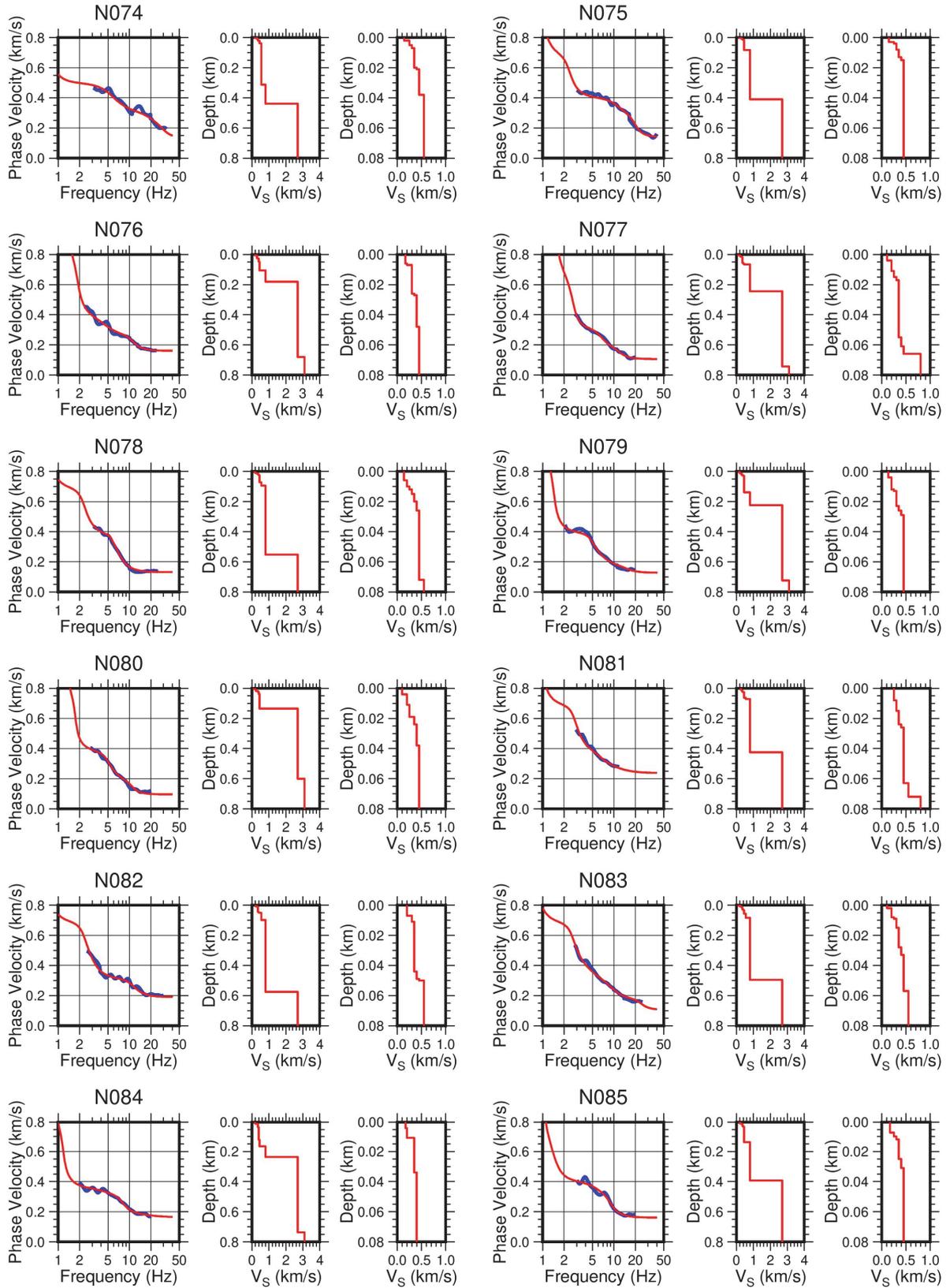


図 27 続き

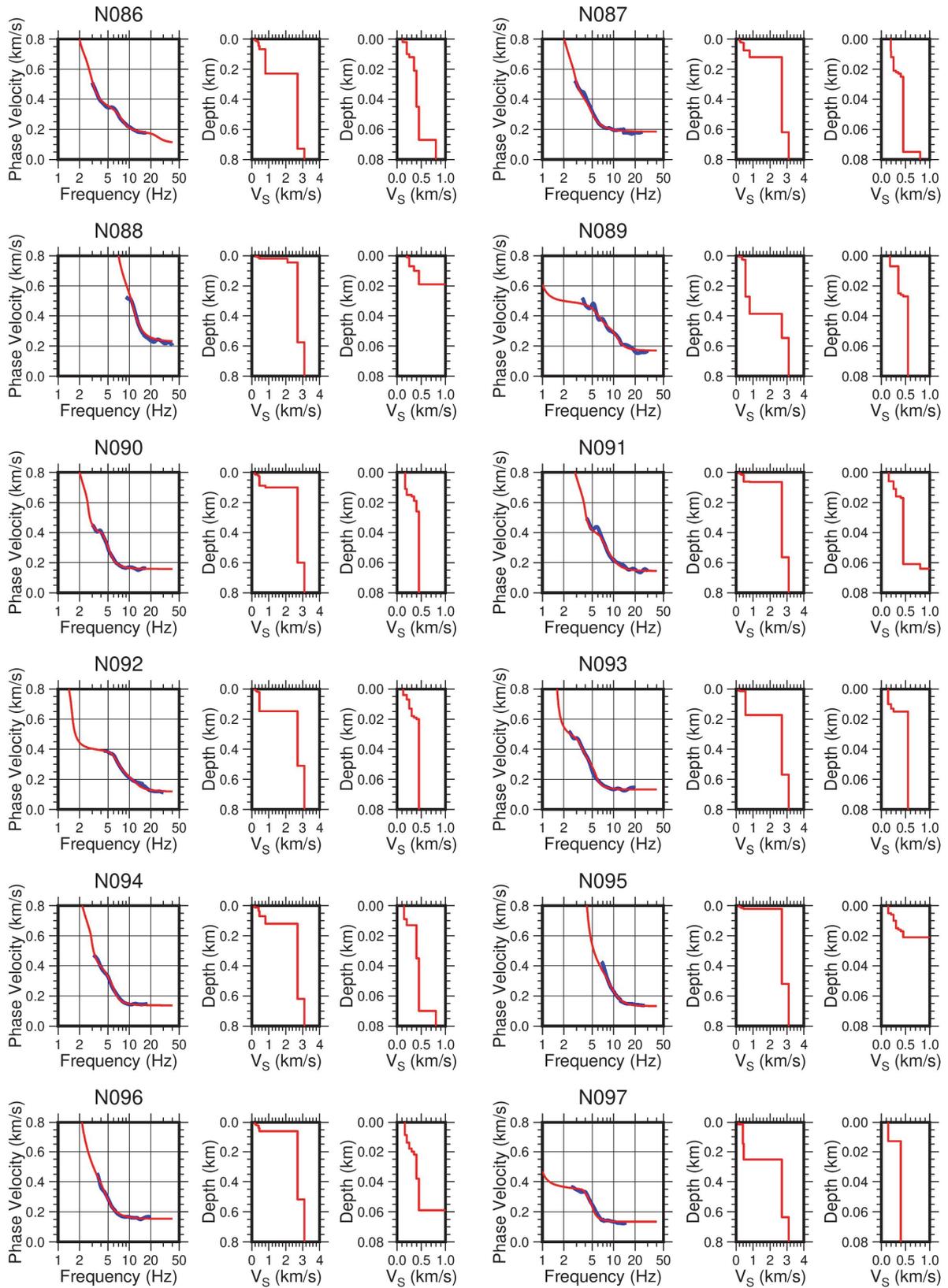


図 27 続き

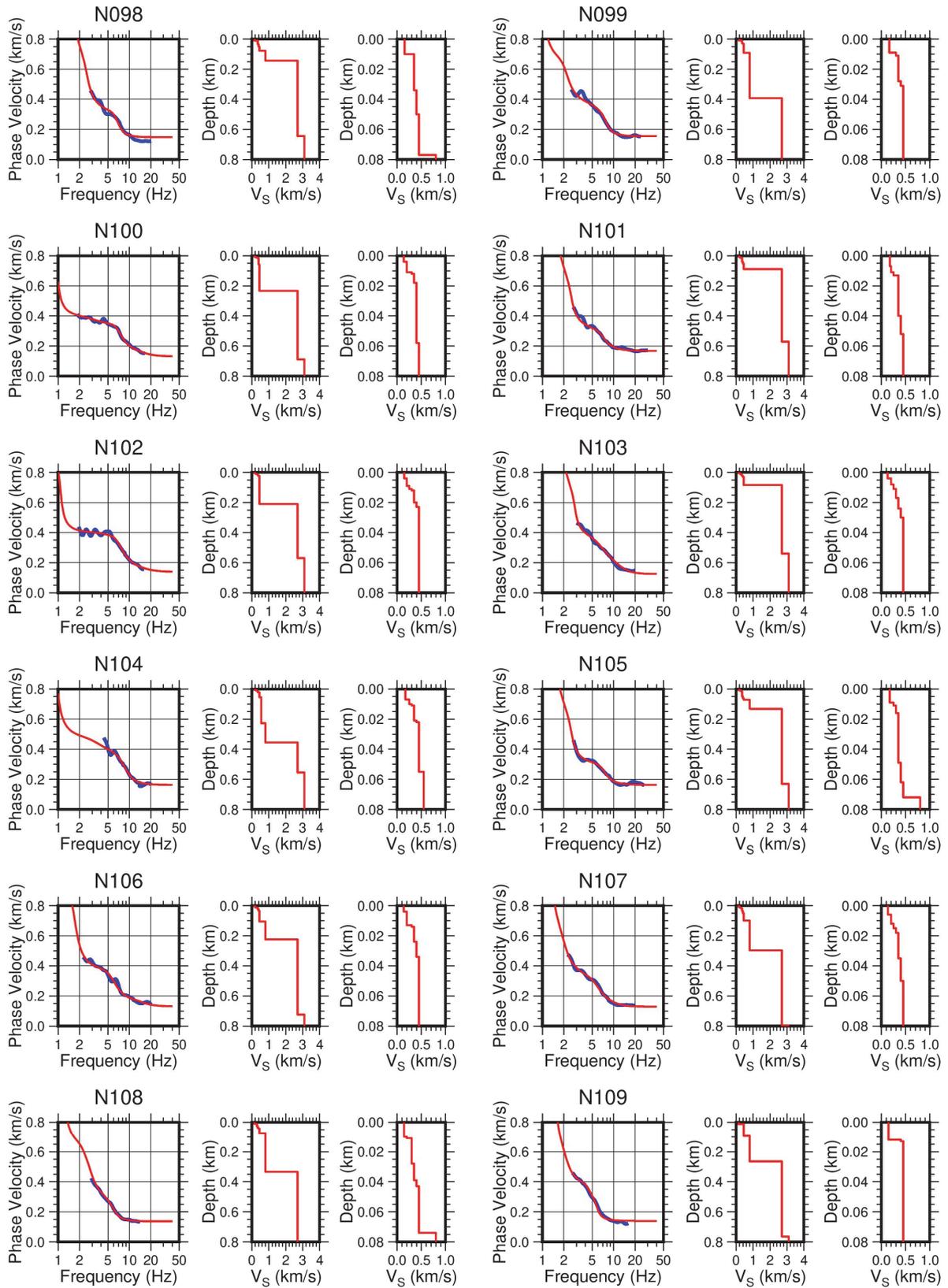


図 27 続き

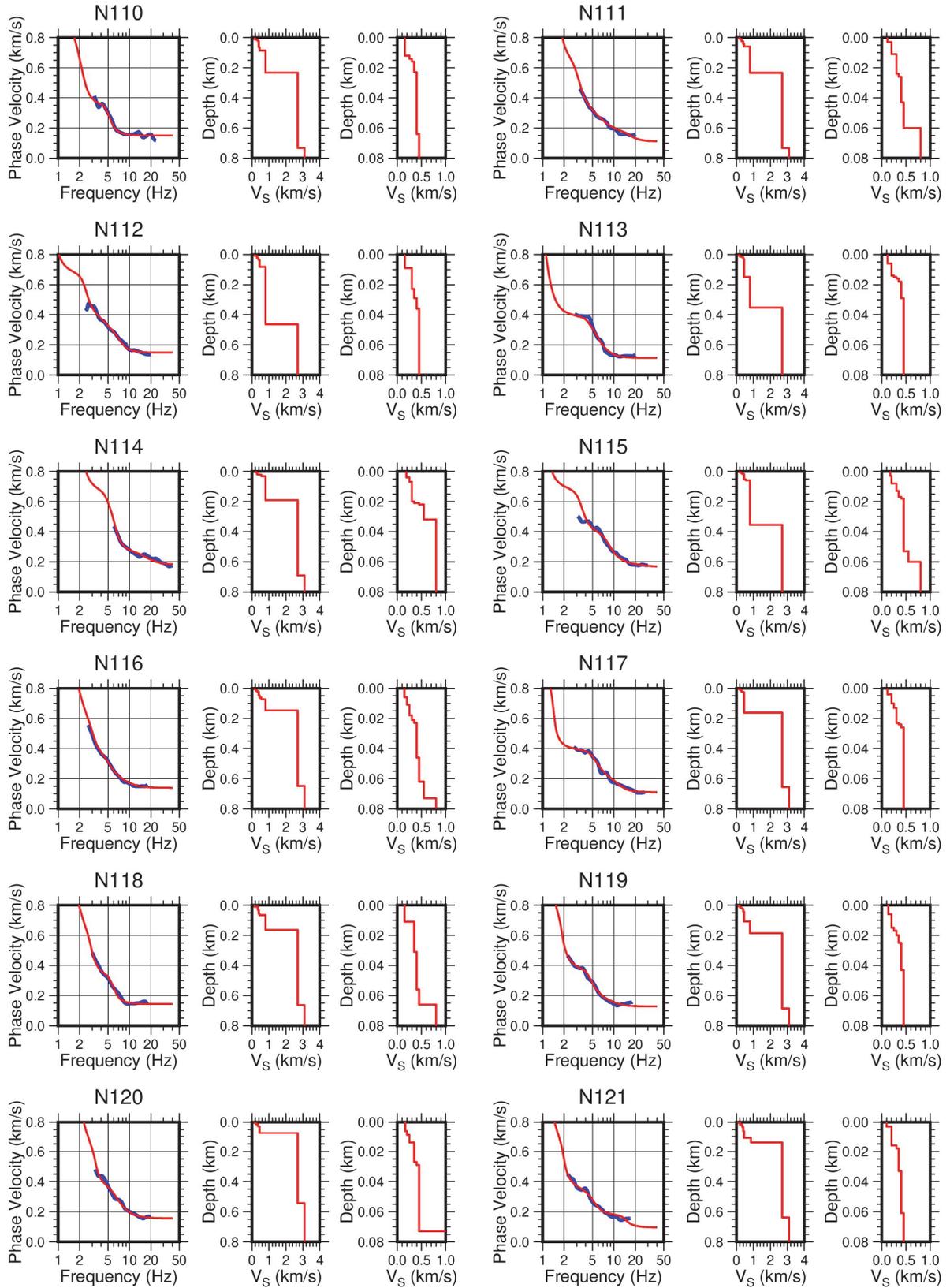


図 27 続き

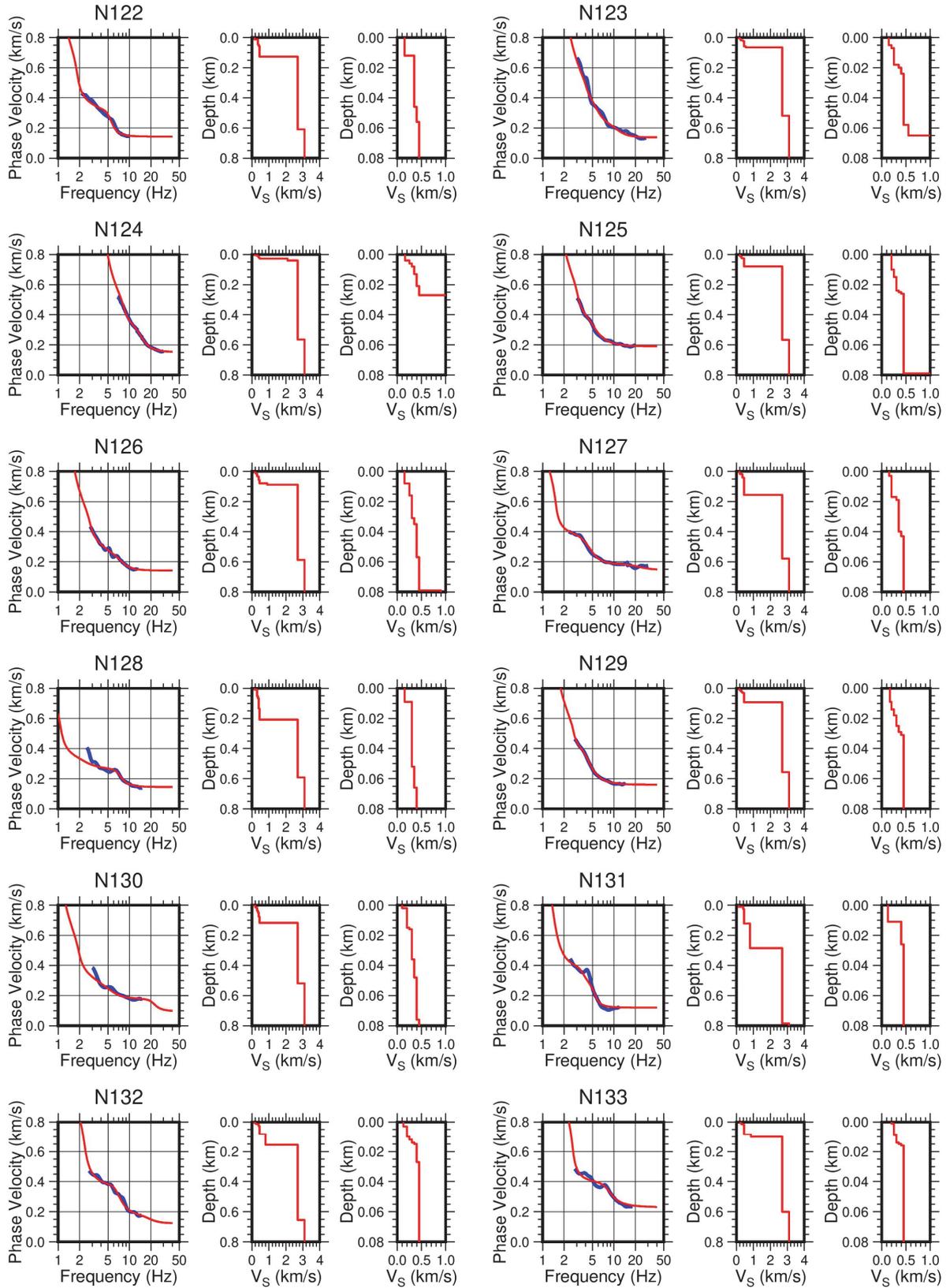


図 27 続き

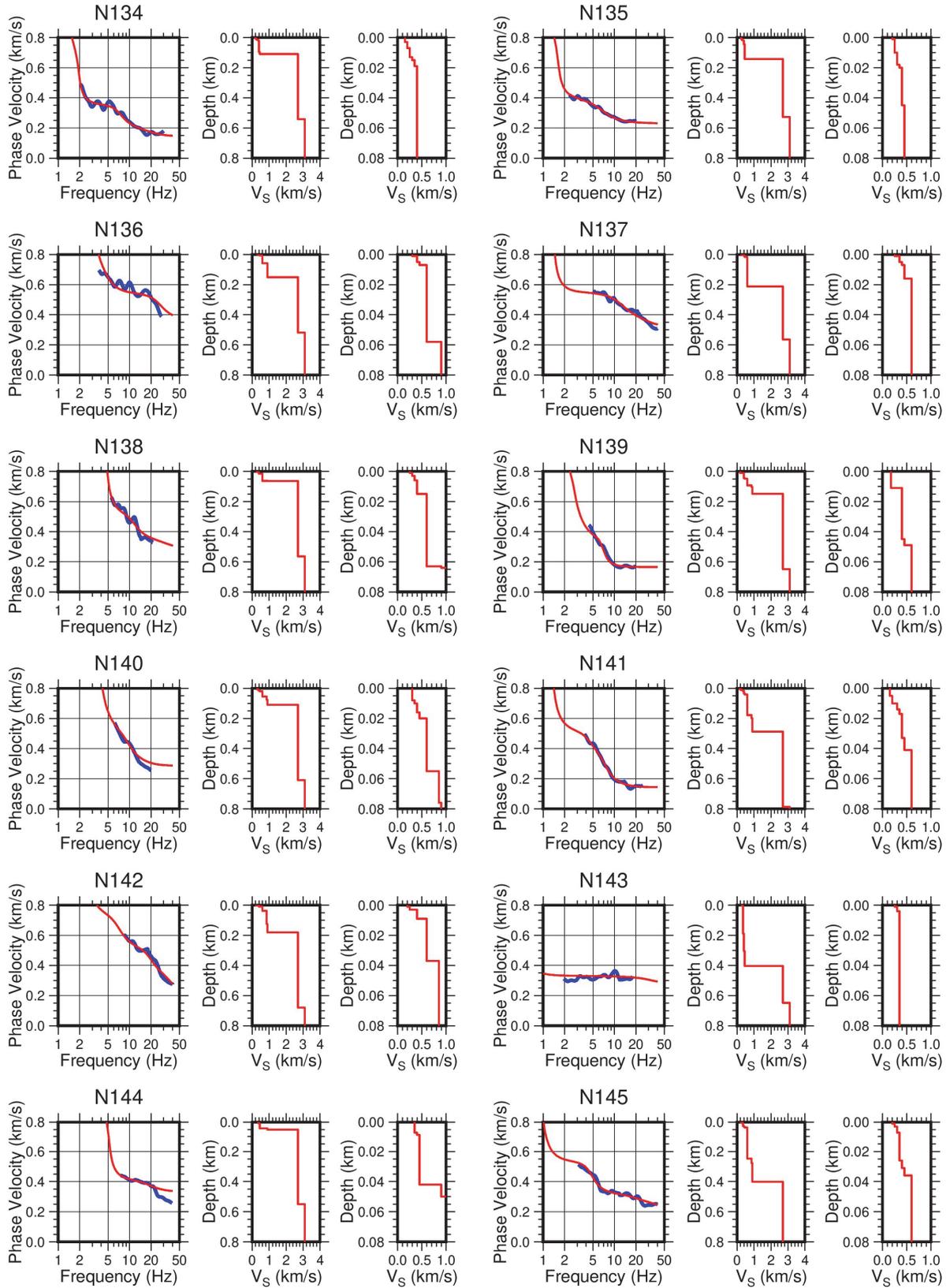


図 27 続き

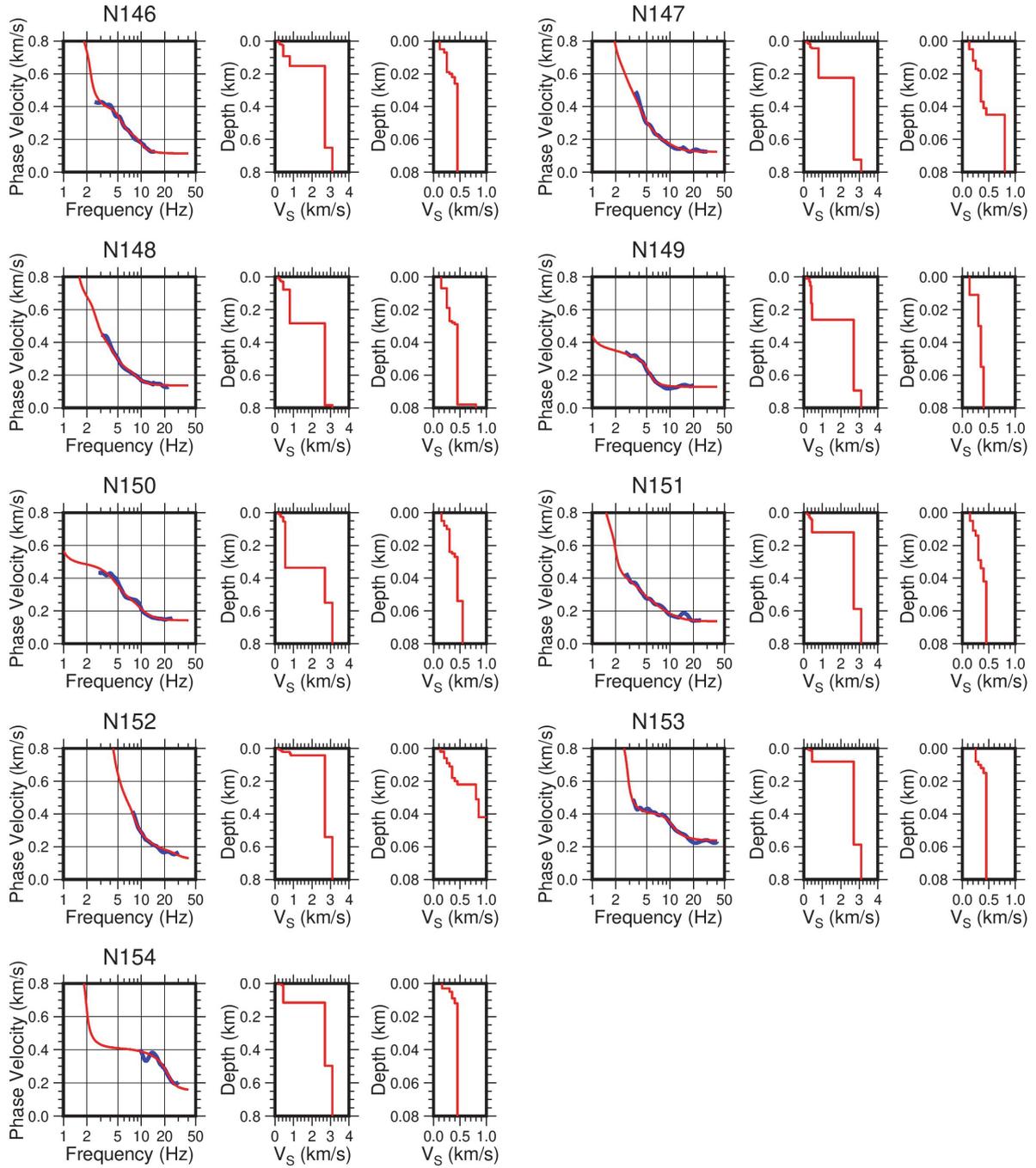


図 27 続き

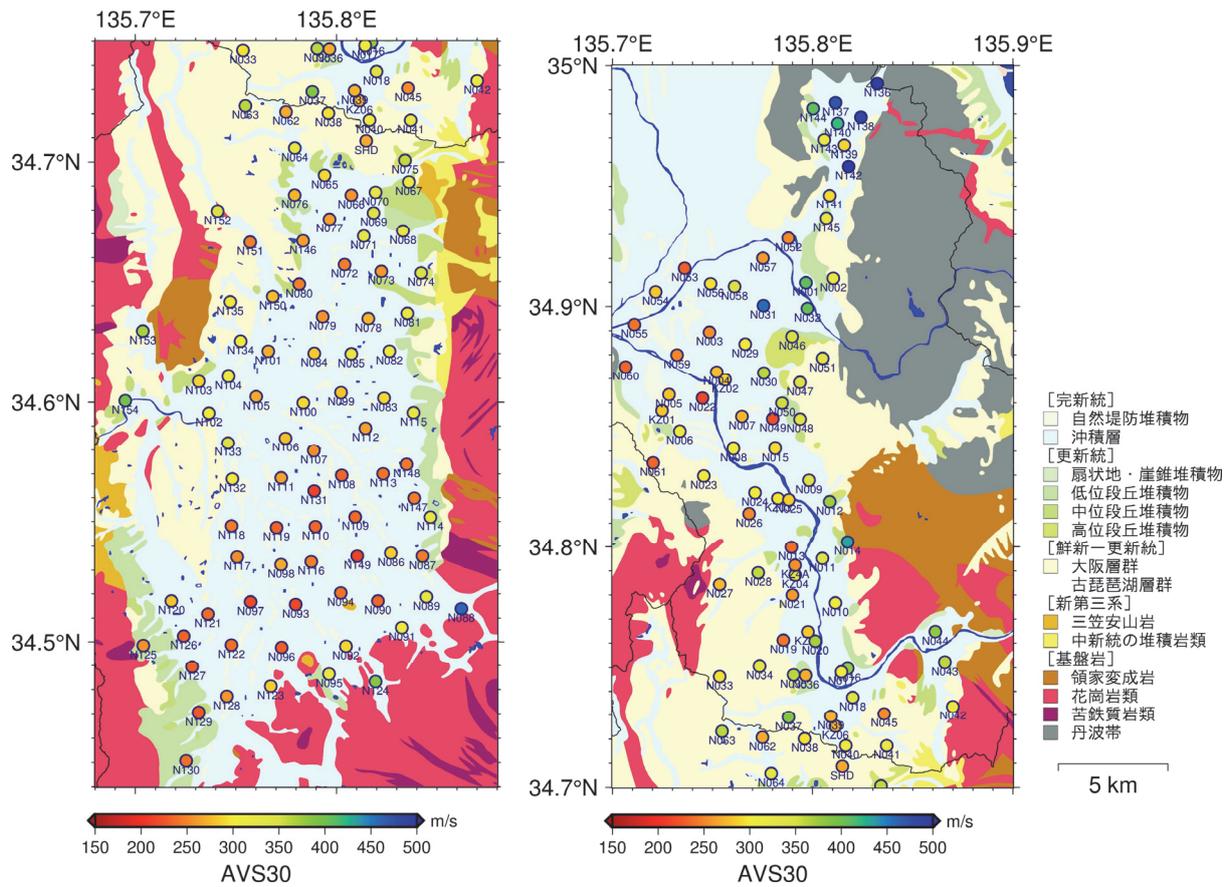


図 28 紺野・片岡 (2000)の方法で推定した AVS30 の分布 (左: 奈良県、右: 京都府)。○印の色が AVS30 を表す。基図は 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2019) を元に編集した地質図。

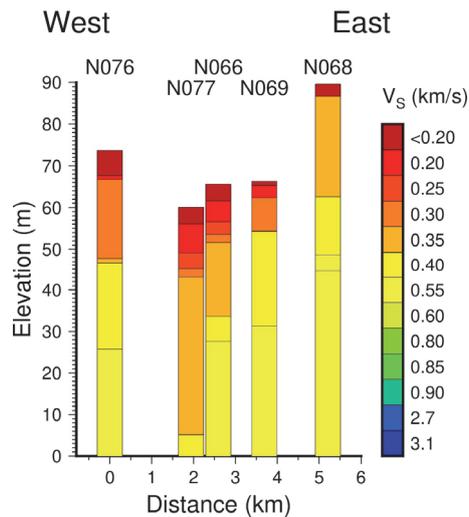


図 29 奈良市を東西に横断する測線での S 波速度構造の断面図。色が S 波速度を表す。

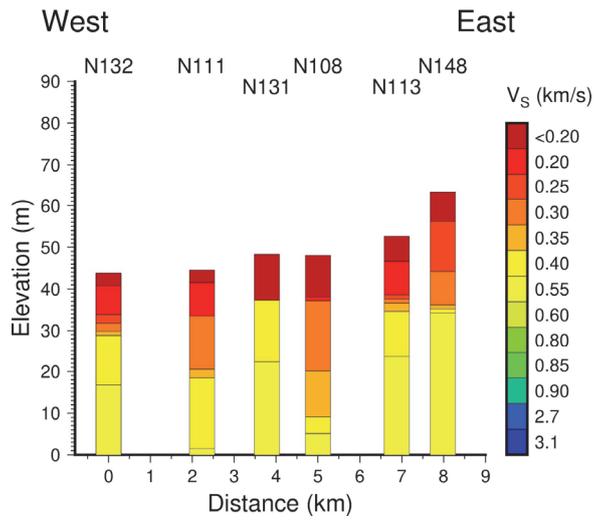


図 30 北葛城郡広陵町から天理市にかけて東西に横断する測線での S 波速度構造の断面図。色が S 波速度を表す。

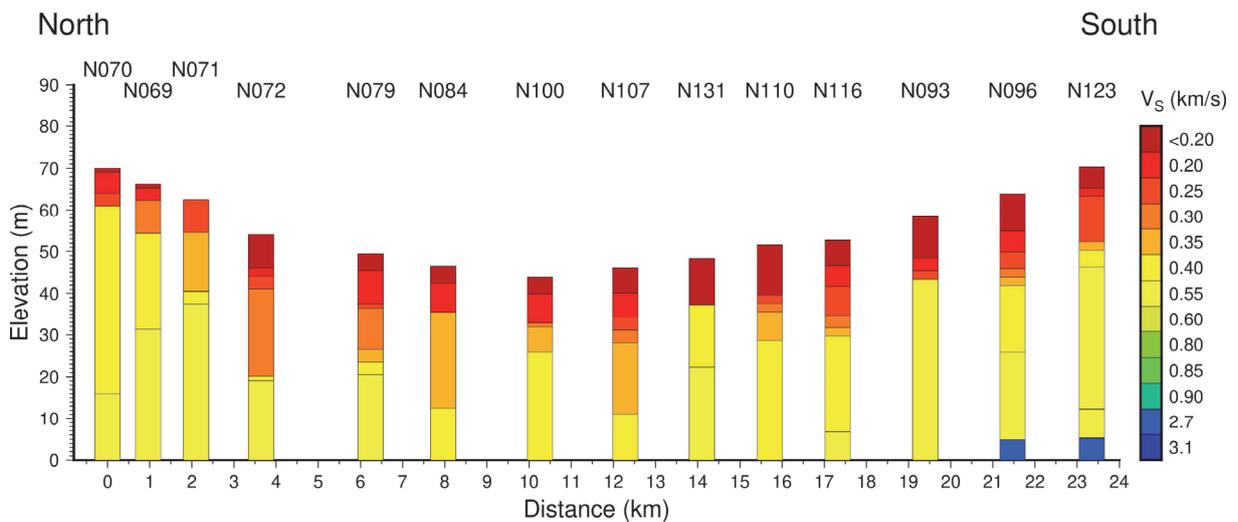


図 31 奈良市から橿原市にかけての S 波速度構造の断面図。色が S 波速度を表す。

5) ボーリングデータベースによる浅部地盤地質モデルの作成

a) 地盤情報の収集と沖積相当層の判読

工学的基盤（ここでは $V_s = 0.35 \text{ km/s}$ ）より上の浅部地盤速度構造モデルの作成に資するため、本年度は奈良盆地を対象に、地質データに基づく浅部地盤モデルを試作した。まず、作業に用いる地盤情報として、微地形情報とボーリング情報を収集した。

微地形情報については、若松・松岡(2020)が日本全国を対象に作成した地形・地盤分類 250 m メッシュマップ (2020 年更新版) のデータベースを使用した。このデータベースは、日本全国の地形・地盤条件を 24 種類の微地形区分として統一的に分類し、4 分の 1 地域メッシュの GIS データとして整備されたものである。このデータベースから、奈良県を含む地域の微地形情報を取得した。奈良県全体では、約 64,000 メッシュあり、そのうち約 8 割が山地・山麓地・丘陵地である。本業務では、沖積相当層が広く分布する奈良盆地周辺地域を地盤モデル作成対象とした。図 32 に奈良盆地周辺の微地形区分、図 33 に奈良盆地周辺の陰影図を示す（国土地理院による 50 m メッシュ DEM を使用して作図したもの）。表 8 に微地形分類毎のメッシュ数と構成比を示す。陰影図には微地形区分による山地・山麓地・丘陵を「□印」で示した。図 33 の「□印」で示した山地・山麓地・丘陵地を除く、奈良盆地の 4,958 メッシュに対して沖積相当層の地盤モデルを作成した。

表 8 奈良地域における微地形の割合

微地形	奈良盆地	
	メッシュ数	構成比 (%)
01 山地	2,704	27.4
02 山麓地	64	0.6
03 丘陵	2,128	21.6
08 砂礫質台地	1,027	10.4
10 谷底低地	439	4.5
11 扇状地	1,789	18.2
12 自然堤防	155	1.6
13 後背湿地	1,543	15.7
14 旧河道・旧池沼	5	0.0
合計	9,854	100.0

ボーリング情報については、関西圏地盤情報データベース（KG-NET・関西圏地盤情報協会）、大和郡山市、天理市、磯城郡田原本町、木津川市から収集した。図 34 に奈良盆地におけるボーリング位置を示す。図 33 中に「□印」で示したメッシュ以外の位置にあるボーリングを掘進長で色分けして図示した。また、図 35 には図 34 に示したボーリングの掘進長をヒストグラムに整理した。掘進長の平面分布から奈良盆地の南側において掘進長が長いボーリングが見られる。また、ボーリング掘進長は、30m より短いボーリングの割合が約 9 割であった。

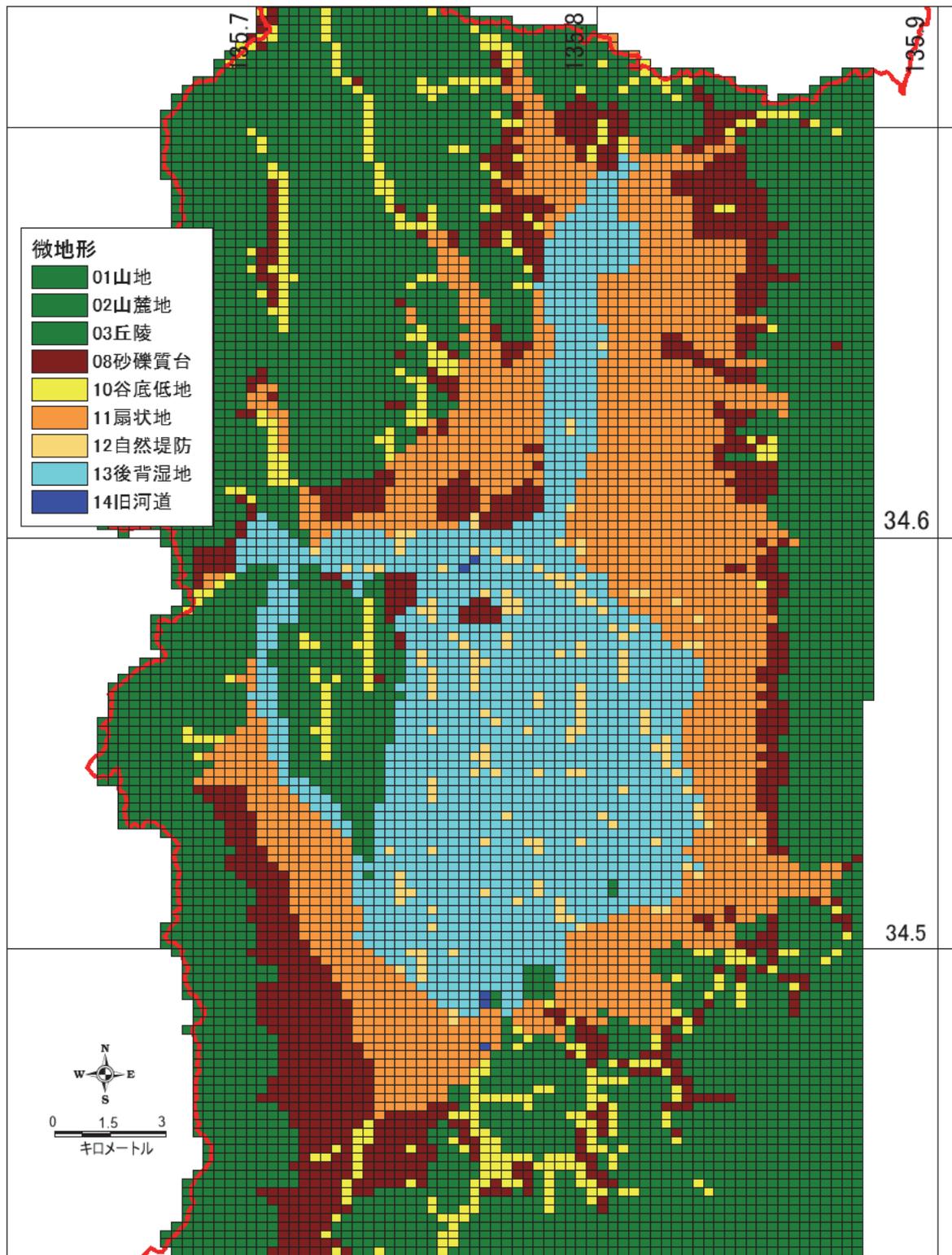


図 32 若松・松岡(2020)のデータベースによる奈良盆地周辺の微地形

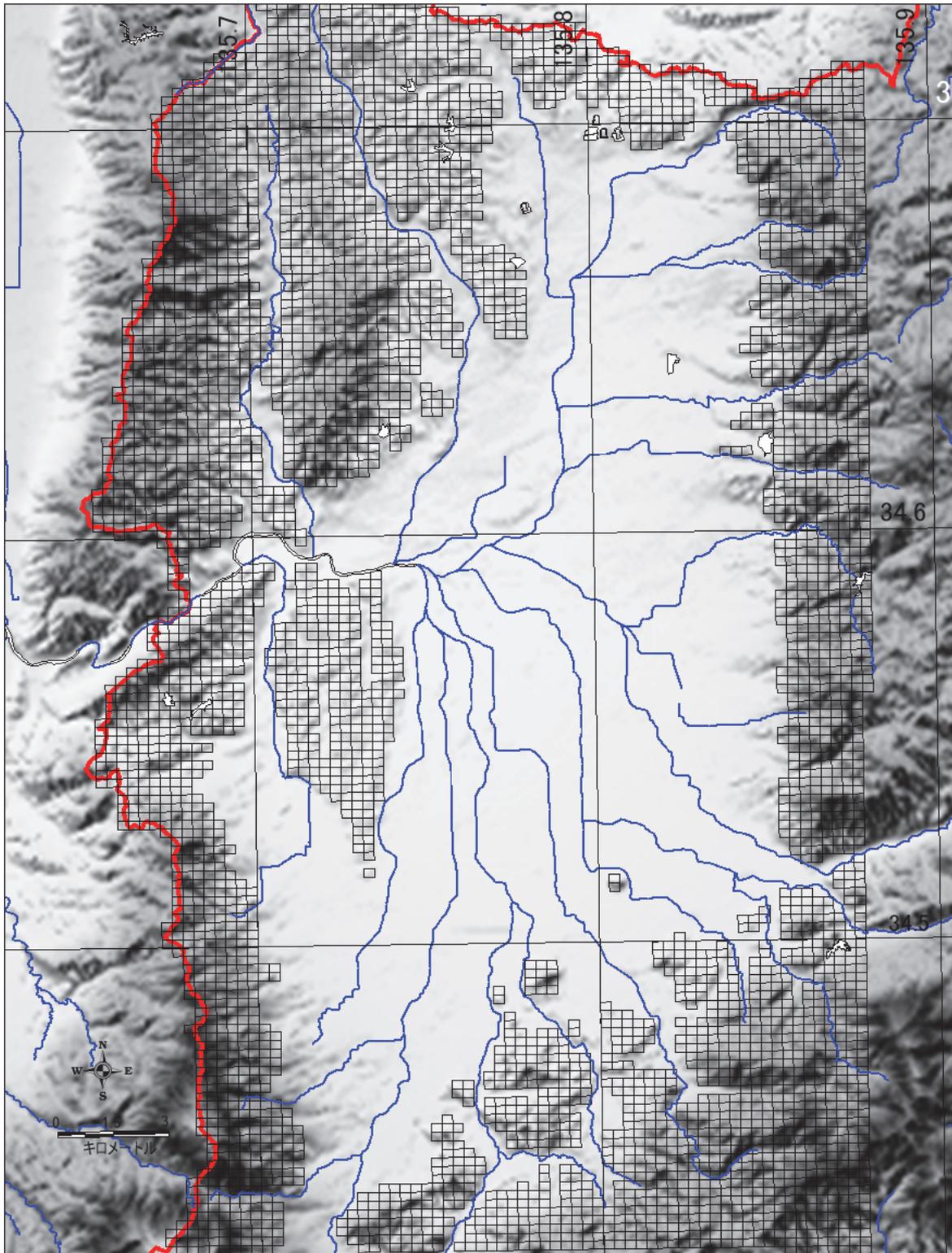


図 33 奈良盆地周辺の地形陰影図（国土地理院 50 m 数値標高モデルによる）

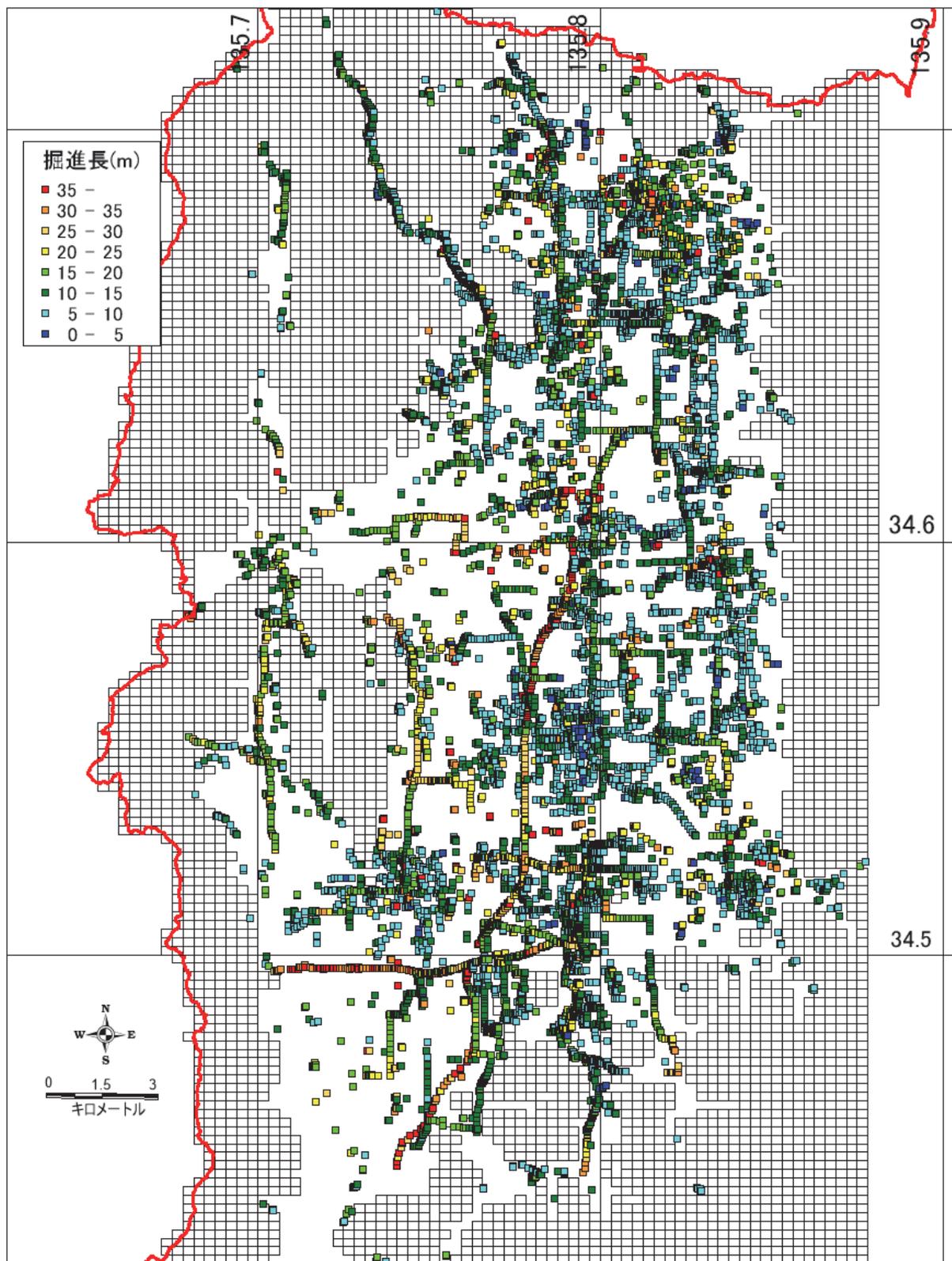


図 34 奈良盆地周辺地域において使用したボーリング位置及びその掘進長

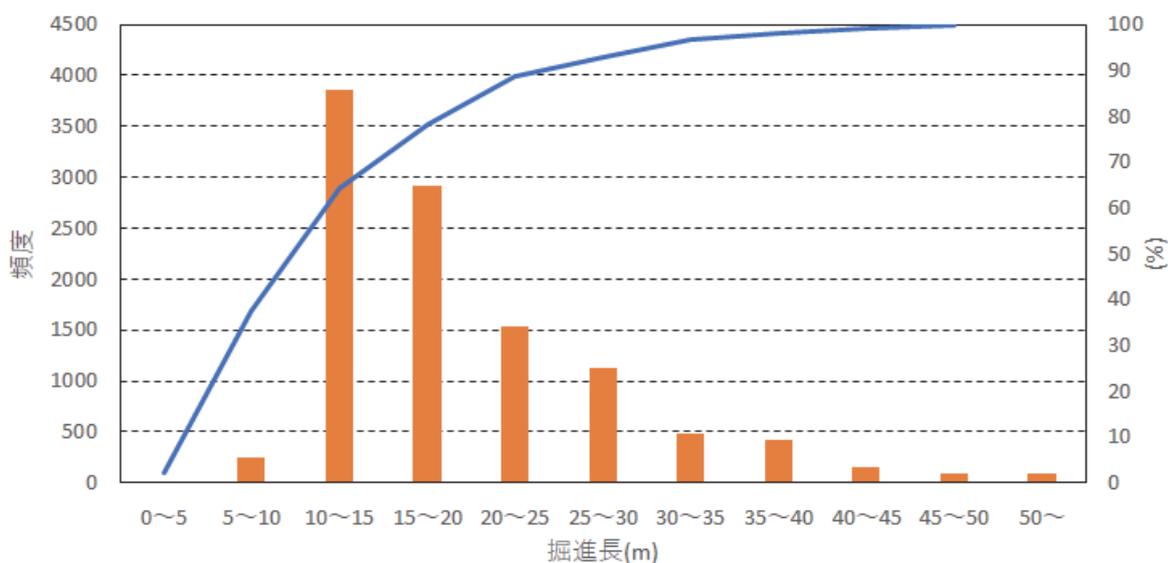


図 35 奈良盆地におけるボーリングの掘進長のヒストグラム

関西圏地盤情報データベースに、PS 検層結果や密度試験の結果が登録されているボーリングについては、それらの情報も収集した。PS 検層結果はかなり少ないので、国立研究開発法人防災科学技術研究所の K-NET NAR002 及び NAR003 強震観測点での PS 検層結果も利用した。

まず、奈良盆地におけるボーリング資料の特徴について述べる。図 36 に奈良盆地の南北断面 (KG-NET・他, 2018) を示す。奈良盆地全体としては、盆地中央部付近における標高が最も低く標高 45 m 程度である。この地域では、河川が蛇行して流れていることや河川勾配が緩くなることなどから、礫層、砂層および粘土層が互層状に繰返して堆積し、地層の側方への対比が難しい地域である。奈良盆地のほぼ中央部を流れる大和川を境とし、奈良盆地の北部と南部では次のような特徴がある。

奈良盆地北部：盆地内には沖積層（完新統）の地層や大阪層群を含む更新統の地層が堆積していると考えられる。大阪層群が風化して土砂となった粘土層や砂層が表層部に見られ、全体的に粘性土の堆積が優勢的である。沖積層の基底をなす礫層の分布が明瞭ではなく、沖積層基底を判読することは難しい。

奈良盆地南部：南部域には多数の小河川がながれている。この地域は砂主体の堆積物が多くみられる。表層部は粘性土の堆積が見られ、その粘性土には有機質土が挟在している。北部と同様、沖積層の基底をなす礫層の分布が明瞭ではない。

このように奈良盆地内では、ボーリングデータベースから見た沖積層の基底をなす礫層の分布は明瞭ではなく、沖積相当層の境界を明確に判断することは難しい。そこで、沖積相当層の境界を判断するあたり、ボーリング 1 本ごとに標準貫入試験から得られる N 値が

ほぼ 50 を示す深度を沖積相当層の下端境界の目安とし、地層の同定作業を行った。ボーリング地点によっては、表層から礫層もはさむもののN値の緩い堆積層の層厚が約 30 m 程度続くようなところもあった。このようにして、ボーリング柱状図を確認しながらボーリング 1 本ごとに沖積相当層の境界を判読した。ボーリング資料による沖積相当層の下端標高の平面分布を示したものが図 37 である。また、図 38 には沖積相当層の層厚平面分布を示す。両図中「□印」で示した地域は、微地形区分による山地・山麓地・丘陵である。沖積相当層の分布から以下のことが読み取れる。

- ・ 盆地の縁辺部では沖積相当層の下端標高は標高 70 m 以上であり、盆地の内部から縁部に向かうに従い下面標高は高くなっている。その層厚は 5m 未満である。
- ・ 奈良盆地北部では、沖積相当層の下端標高は標高 35～50 m 程度である。奈良盆地の北の方へ向かう行くに従い下面標高は高くなっている。その層厚は 5～15m 程度である。
- ・ 奈良盆地中央部では、沖積相当層の下端標高は標高 40 m より低い。その層厚は 15～20 m 程度である。
- ・ 奈良盆地南部では、沖積相当層の下端標高は標高 40～45m 程度である。その層厚は 25 m 以上となっている。

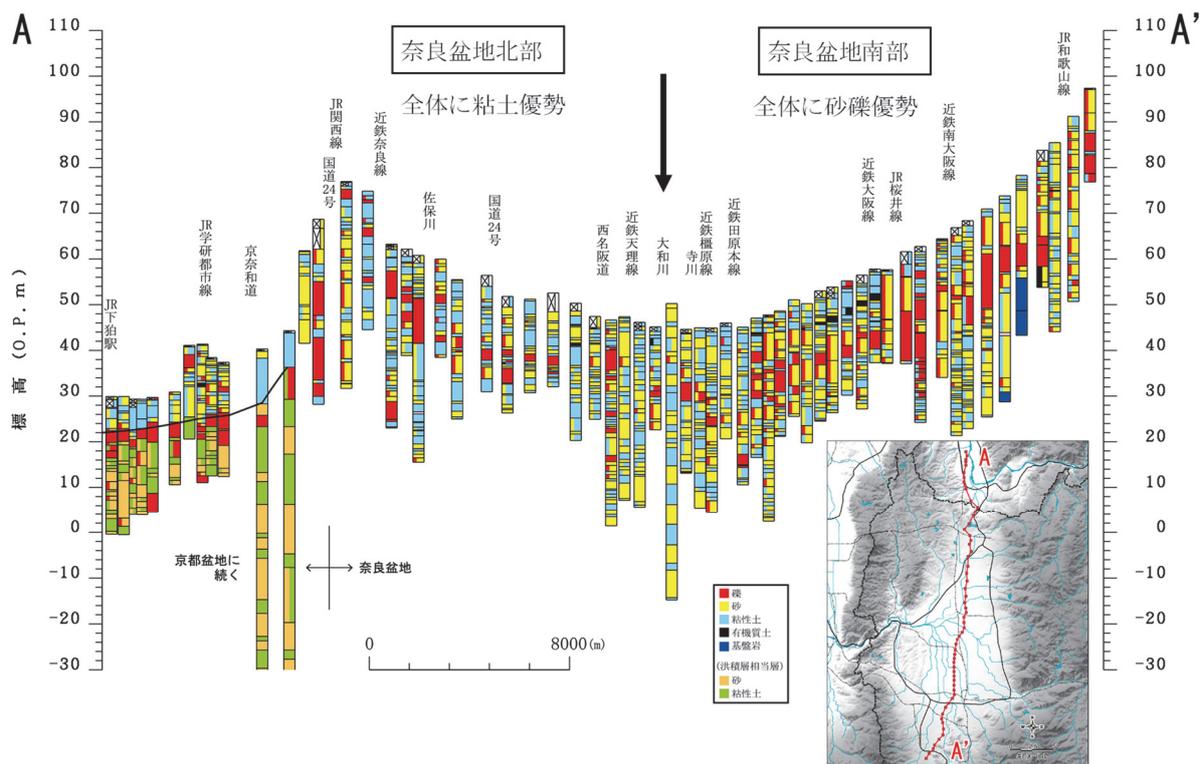


図 36 関西圏地盤情報データベースによる奈良盆地の南北断面 (KG-NET・他, 2018 に加筆)

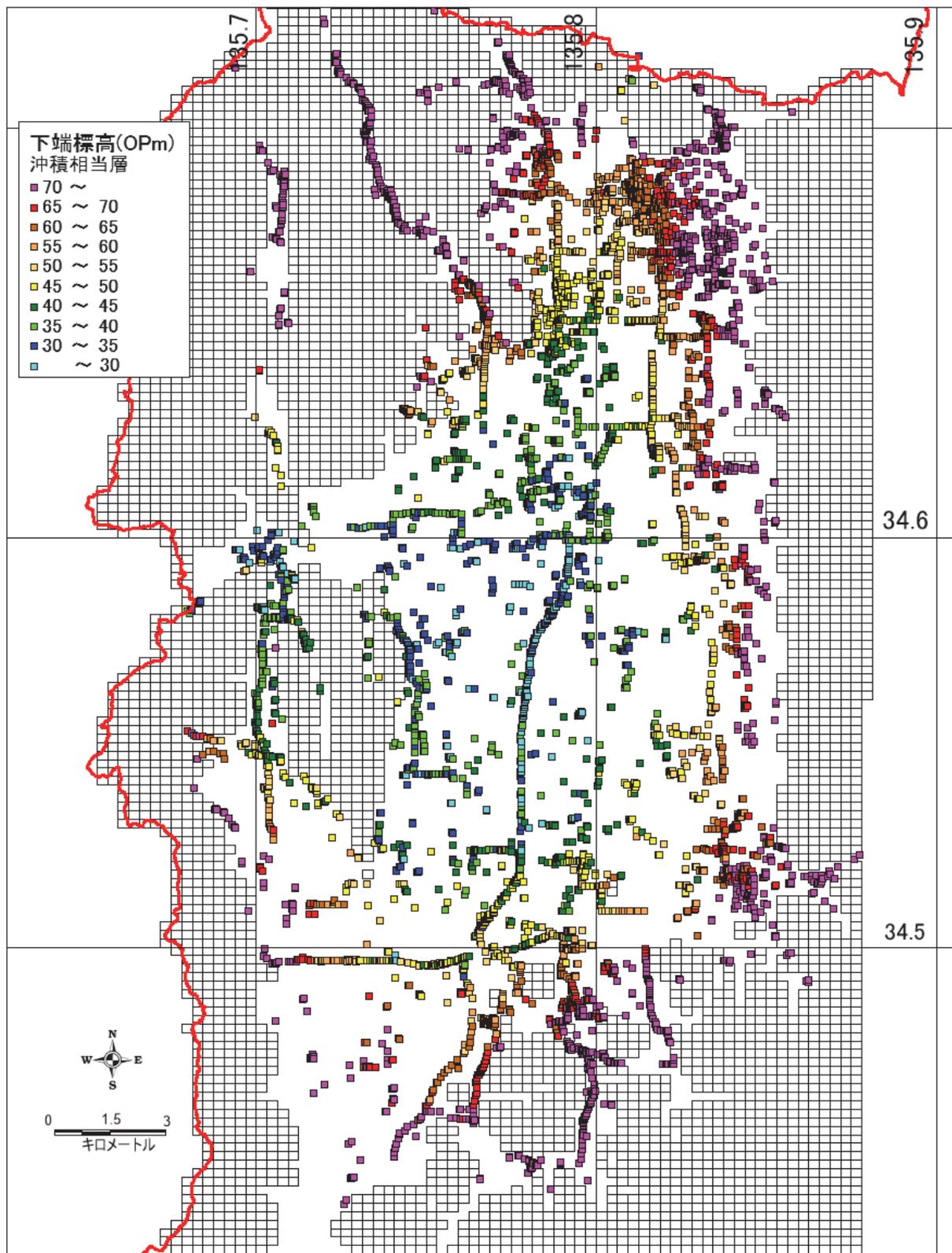


図 37 奈良盆地内のボーリング資料から判読した沖積相当層の下端標高

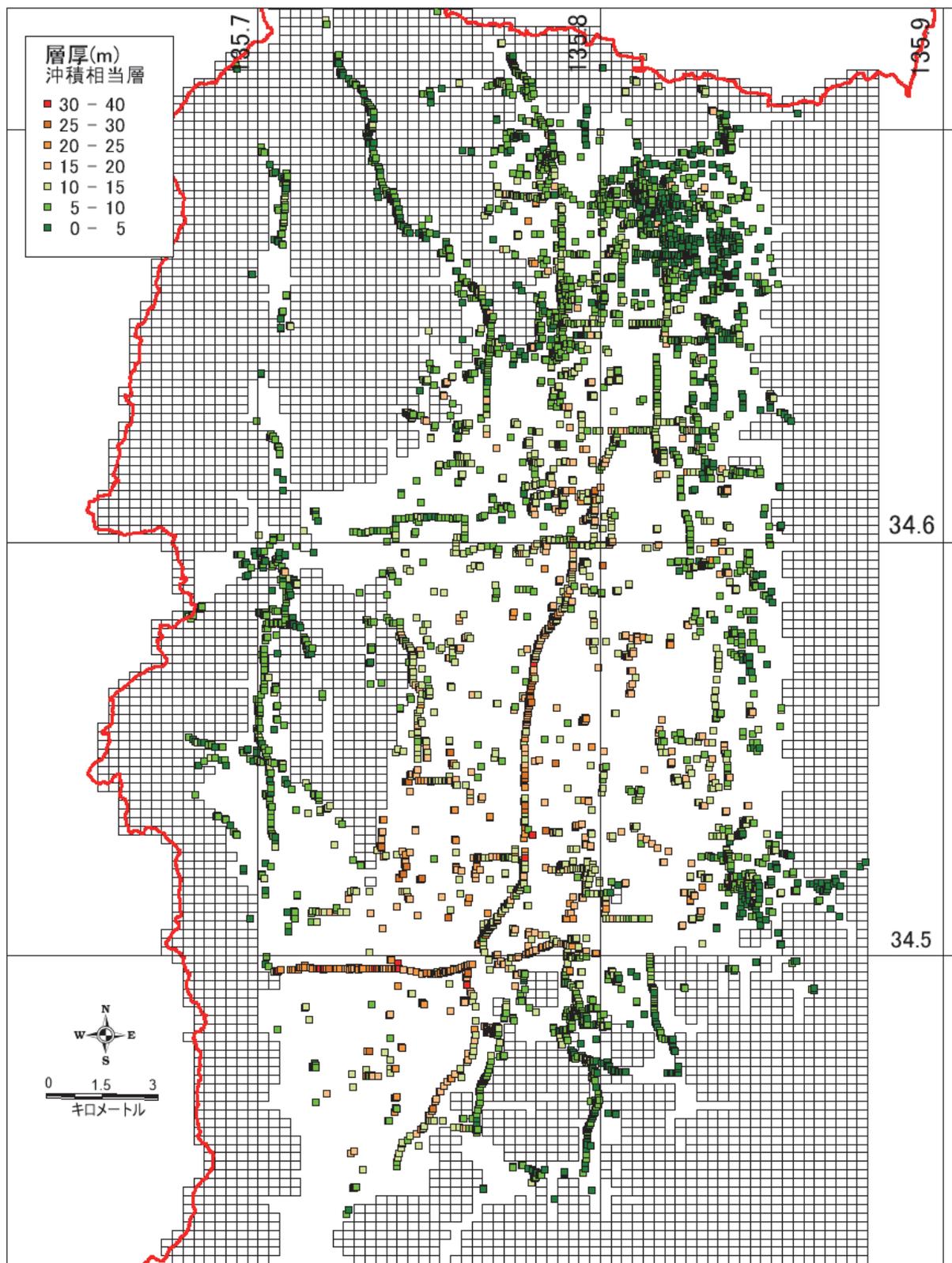


図 38 奈良盆地内のボーリング資料から判読した沖積相当層の層厚

b) 浅部地盤地質モデルの作成の手順

次に、収集した地盤情報を用いて、奈良盆地の沖積相当層の地盤モデルを深度1m刻みで作成した。沖積相当層の下限は、おおむねN値が50を示す深度を目安とした。図34の掘削深度分布図で示したように、この地域のボーリングの掘進長は30mよりも短いものが多く、沖積相当層の下限まで達していないボーリング資料が多く存在した。したがって、メッシュによってはメッシュ内にボーリングは存在するが、メッシュ内のボーリングの掘進長が沖積相当層の下限（この地盤モデル化で想定している工学的基盤面）まで達していないボーリングのみが存在するメッシュもある。そこで今回の地盤モデルの作成においては、以下の3段階で実施した。各段階の対象メッシュは図39に示す。

① 第1段階（作成メッシュ）：

ボーリング1本ごとに沖積相当層の境界として目安としたN値が50を示す深度を判読し、それらのボーリングを用いて地盤モデルを作成した。地盤モデルの作成方法は、全国電子地盤図（地盤工学会全国電子地盤図の作成と利用に関する研究委員会，2014）による作成方法に準じた。

② 第2段階（補間メッシュ1）：

沖積相当層の境界として目安としたN値が50を示す深度まで達していないボーリングのみが存在するメッシュで地盤モデルを作成した。このようなメッシュでは、掘進長までは第1段階と同様に地盤モデルを作成し、それより下位の部分は、当該メッシュと同じ微地形をもつ作成メッシュのデータにより補間した。

③ 第3段階（補間メッシュ2）：

全くボーリング資料がない空白メッシュで地盤モデルを作成した。当該メッシュと同様の微地形をもつ上記の2種類のメッシュのデータから補間した。

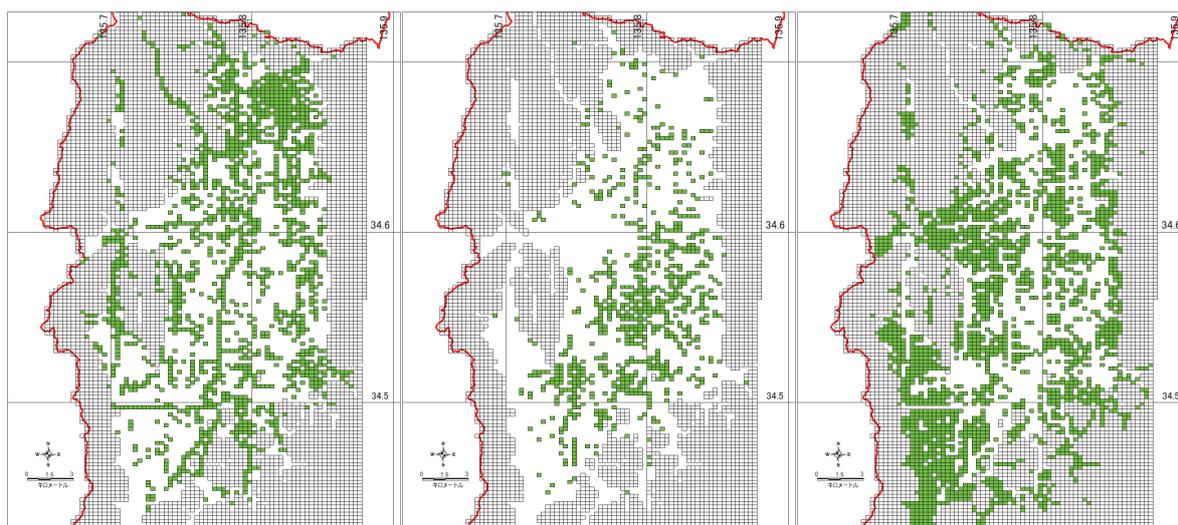


図39 各段階での地盤モデル作成対象メッシュの位置（左：第1段階、中：第2段階、右：第3段階）

c) 沖積相当層下限に達するボーリング資料のあるメッシュでの作成（第1段階）

まず、ボーリング資料1本毎に、沖積相当層の境界を判読して入力した。品質の劣るデータについてはこの時点で削除した。次に、250 mメッシュ毎に、地層を1m層厚に細分し、代表土質（粘土、砂、礫等）と平均N値を設定した。この手順は全国電子地盤図で採用された手順と同様である。この作業は、モデルの空間的な整合性を確認しながら行った。図40に地盤モデルの作成例を示す。具体的には、メッシュ内に含まれるボーリングを表層から深度1mごとに細分し、その1m区間の地層を判読した。同深度で地層ごとに層厚を求め、最も厚い層厚をもつ地層を代表土質とする。その代表土質と同様の各ボーリングにおける地層のN値の平均値を求めた。

第1段階の地盤モデル作成に利用したボーリング本数は約8,300本である。250 mメッシュ内に沖積相当層を貫通するボーリングが1本でも含まれていれば、沖積相当層を貫通していないボーリングも含めて地盤モデル作成に利用した。この際、沖積層を貫通していないボーリングは掘進長までの地層データを利用した。地盤モデルを作成したメッシュ数は、1,750メッシュである（図39左）。

1 m 毎の細分層に対してN値を求める際、地盤モデルに用いたボーリングにおいてN値が調査されていない場合もある。その場合、基本的には一つ上の地盤モデルが同じ土質であれば、その地盤モデルのN値を採用した。それ以外の場合、N値は土質毎に仮定の値を設定し、砂層は5、礫層は15、粘土層は3とした。またN値の上限は50とした。

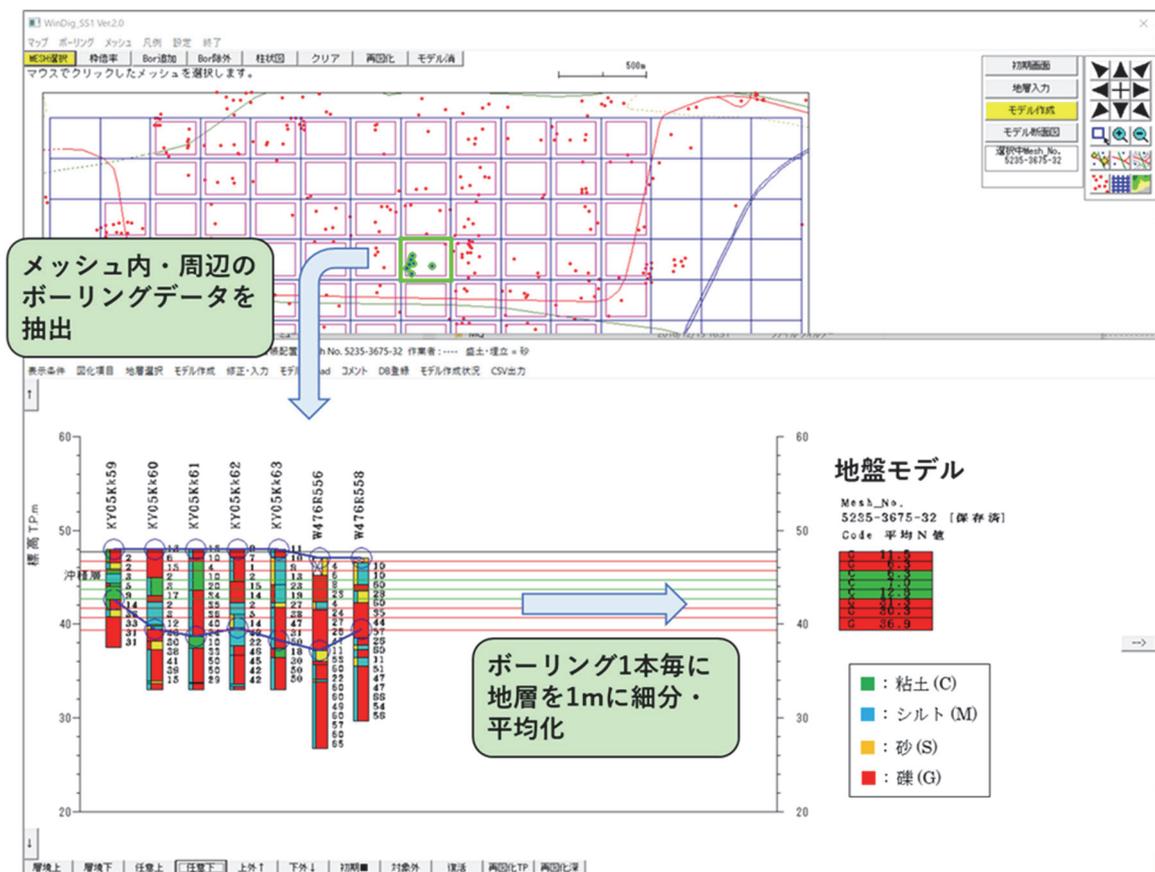


図40 ボーリングデータベースを用いた地盤モデルの作成作業例

d) 沖積相当層下限に達しないボーリング資料のみのメッシュでの作成（第2段階）

第2段階では、当該メッシュにおいて沖積相当層の境界の目安としたN値が50を示す深度まで達していないボーリングのみが存在するメッシュで、地盤モデルを作成した。沖積相当層の境界まで達してはいるが、そこまでの地盤情報は貴重であるので、その情報を活かしながら、以下の手順で沖積相当層の下部を補間した。

① 沖積相当層の境界まで達していないボーリングの最下端深度（掘進長）まで、第1段階と同じ手法で地盤モデルを作成した。この段階で沖積相当層境界まで達していない地盤モデルメッシュ（以下、未境界モデル）が作成される。

② 沖積相当層の境界までの地盤モデルを補間するため、当該メッシュにボーリングが存在しないものと仮定し、当該メッシュ中心より同心円を描き、第1段階で地盤モデルを作成したメッシュ（作成メッシュ）から、当該メッシュと同様の微地形をもつメッシュを抽出し、地盤モデルを補間する。この作業において、1つの当該メッシュにおいて複数の作成メッシュを抽出した場合、次の作業を実施した。

- ・メッシュ層厚は、選択したメッシュの平均とした。
- ・同深度で複数の土層が選択された場合、層厚が一番厚い土層を代表土質とした。
- ・N値は、上記の土層のN値の平均とした。

この同心円を描く作業については、作成メッシュを抽出するまで距離を広げながら繰り返した。この段階で沖積相当層境界まで達している地盤モデルメッシュ（以下、境界モデル）が作成される。

③ ①及び②の作業で、当該メッシュには、①の未境界モデルと②の境界モデルが作成される。未境界モデルの最下端深度に対応する境界モデルの深度からその境界モデルの最下端深度までを未境界モデルの下部に追加する。

沖積相当層の境界として目安としたN値が50を示す深度まで達していないボーリングの本数は約2,420本であった。図39(中)にこのボーリングが位置する250mメッシュ（補間メッシュ1）の分布を示す。該当するメッシュは778メッシュである。

e) ボーリング資料のないメッシュでの補間（第3段階）

250mメッシュの内部にボーリング資料が1本もないメッシュについて、補間によりモデルを作成した。補間方法は、第2段階の手順②と同じである。該当するメッシュは2,430メッシュであり、図39(右)にこのメッシュ（補間メッシュ2）の分布を示す。

f) 試作した浅部地盤モデルの概要

図41に今年度に試作した浅部地盤地質モデルの層厚分布を示す。図38に示すボーリング資料による沖積相当層の層厚分布に対応するように北部域で層厚が薄く、中部から南部にかけて層厚が厚いモデルとなっている。図42に、深度1m刻みの代表土質、N値、S波速度の空間分布を深度25mまで示す。

S波速度は、PS検層によるS波速度とN値の関係から推定した。S波速度を測定した深度の地層を礫質土、砂質土、粘性土に区分し、これらの土質に対してS波速度の推定式を作成した。推定式は、N値と有効土被り圧 p_v をパラメータとした。推定式で用いる有効土被り圧においても、密度試験の結果より整理した礫、砂、粘土の密度を用いた。有機質土

に対しては、既往のPS検層の情報が無かったため、粘土に対する推定式を用いた。なお、有効土被り圧を算定するために必要な地下水位については、ボーリング資料に記載されている孔内水位を微地形ごとに整理してその中央値を用いた。作成したS波速度推定式を表9に、微地形ごとの地下水位は図43、土質毎のN値とS波速度のデータの散布図を図44にまとめた。重回帰相関係数が0.7~0.8程度であり精度の目安としてやや高い傾向にあることなどから、N値と有効土被り圧との良好な関係が表されていると考える。

表9 N値と有効土被り圧をパラメータとした各土質のS波速度推定式

	S波速度推定式	重回帰相関係数
礫質土	$v_s = 0.202 \times (N+1)^{0.104} \times p_e^{0.291}$	0.71
砂質土	$v_s = 0.210 \times (N+1)^{0.082} \times p_e^{0.352}$	0.84
粘性土	$v_s = 0.119 \times (N+1)^{0.318} \times p_e^{0.148}$	0.79

密度は、関西圏地盤情報データベースより室内土質試験として実施された密度試験結果から密度を抽出した。そして、この密度試験が実施された地層を礫質土、砂質土、粘性土、有機質土の4種の土質に区分し、それぞれの平均値、中央値および標準偏差を求めた(表10)。各土質の密度とも盆地の中央部から盆地の縁部にいくに従って若干大きくなる傾向は見られたが、地域による明確な傾向は見られなかった。

表10 奈良盆地の各土質の密度

	データ数	平均値 g/cm ³	中央値 g/cm ³	標準偏差
礫質土	80	2.10	2.11	0.15
砂質土	90	1.95	1.95	0.16
粘性土	318	1.78	1.81	0.20
有機質土	23	1.26	1.22	0.15

今年度で作成した地盤モデルには以下の特徴がある。奈良盆地北部においては、沖積相当層の層厚は約10m程度であり、全体的に薄く分布している。奈良盆地の中央部から南部にかけては、層厚が約20mを超えるメッシュが分布している。河川と比較すると、奈良県-大阪府境付近の大和川や高田川など河川が屈曲している場所等では、沖積相当層が厚く堆積しているようである。奈良盆地では、過去にも網状に河川が流れていたと考えられ、これらの周囲に生じた水たまりのような場所で土砂が堆積したものと思われる。

表層から深度4m程度までは、奈良盆地の全域でN値が10以下の緩い地層が堆積している。それ以深では、奈良盆地縁辺部でN値が大きい。また、深度10mより深くなると、奈良盆地北部ではN値が20以上を示すところもある。奈良盆地南部では、深度12mより深くなるとN値は20以上の値を示すようになる。S波速度は、深度4mより以浅においては全体的に200m/sec以下と推定された。それ以深では深度が深くなるに従って、S波速度は漸増していく。

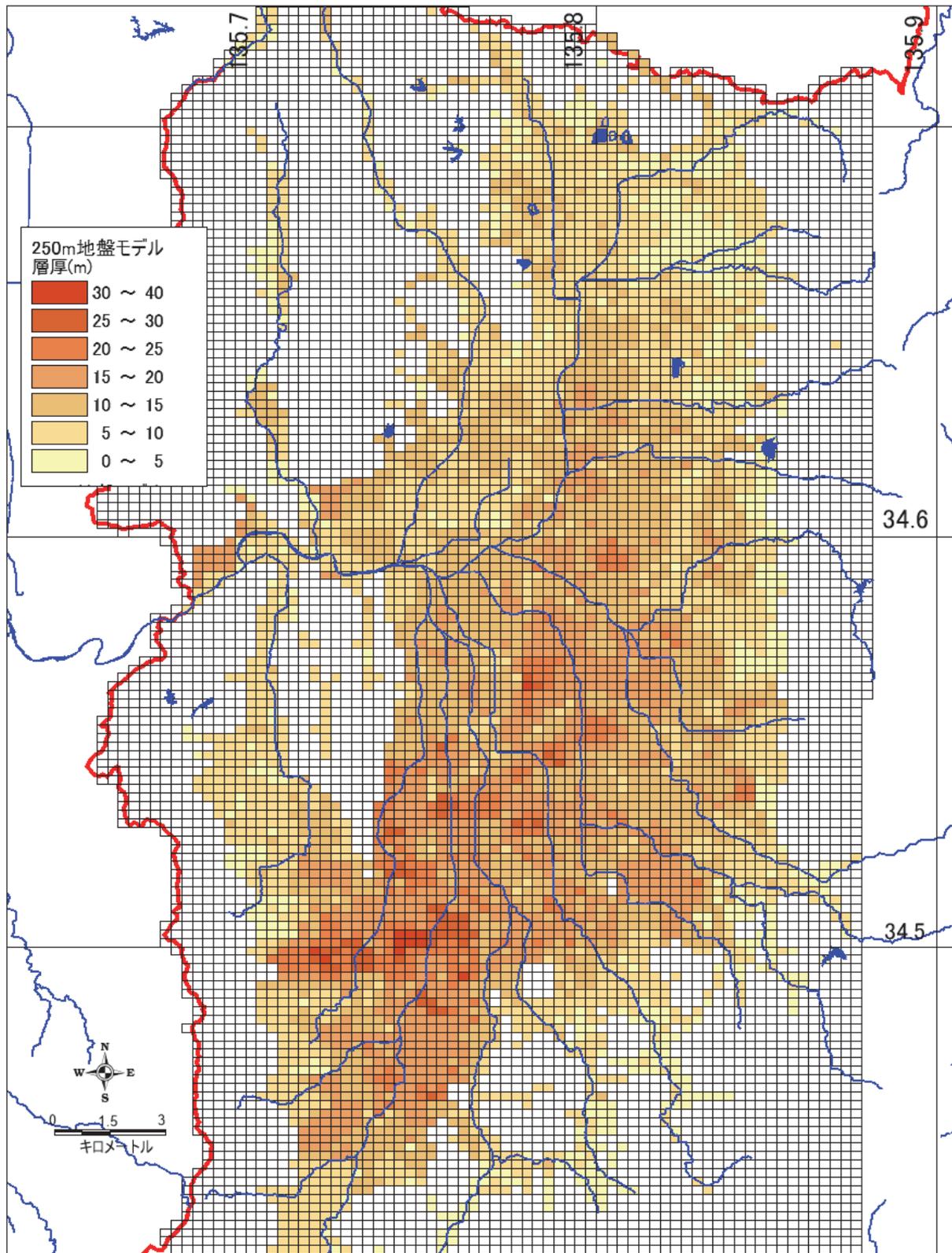
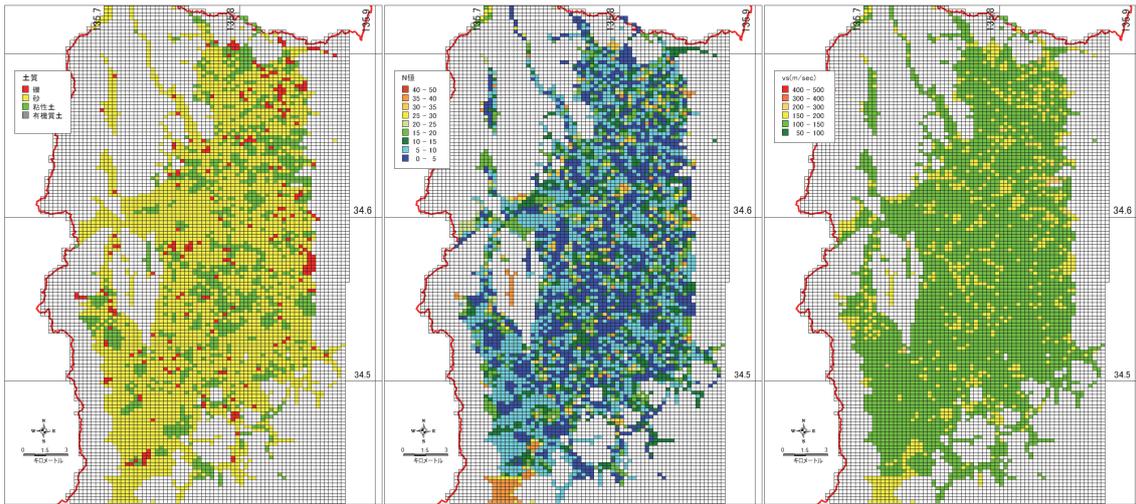
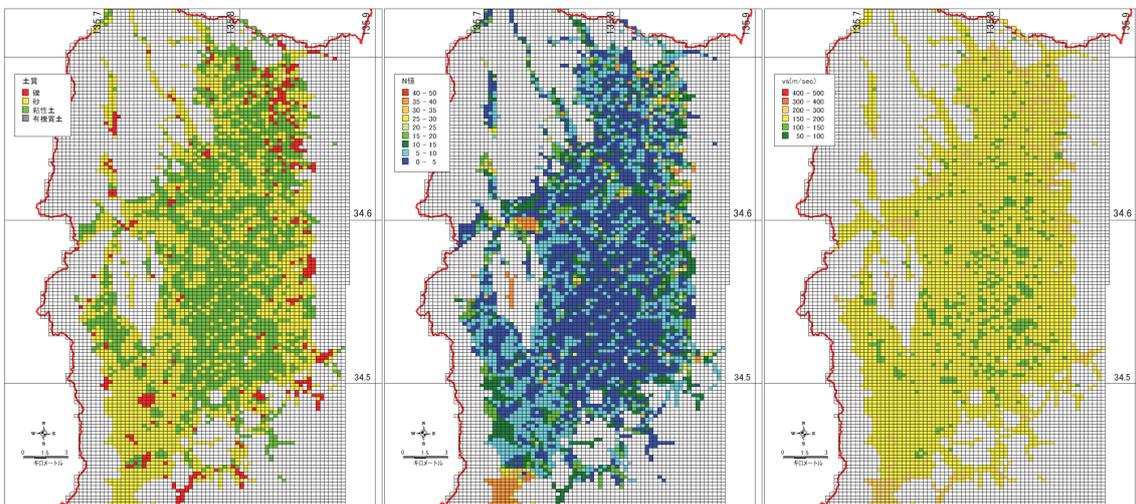


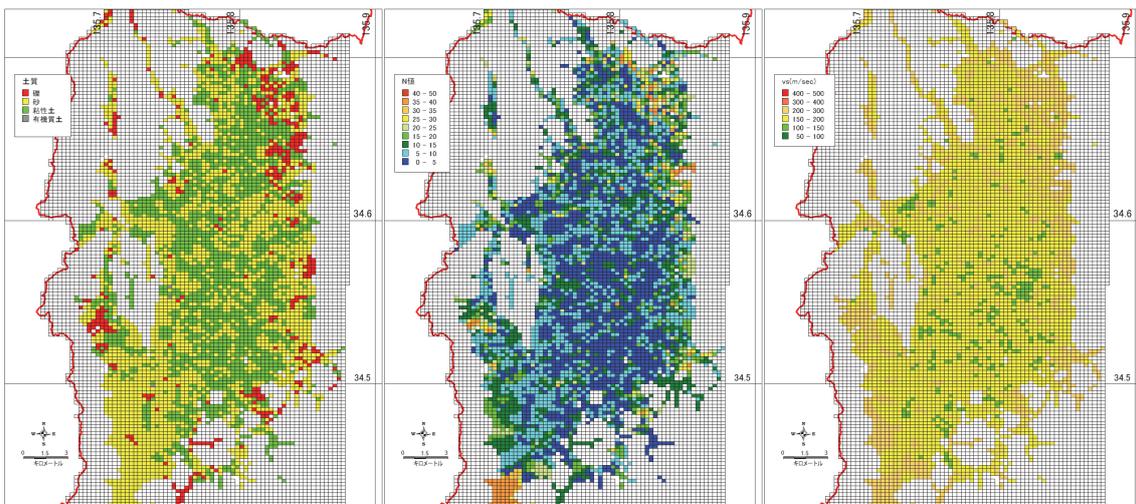
図 41 試作した浅部地盤地質モデルによる沖積相当層の層厚分布。



(1) 深度 0 ~ 1 m

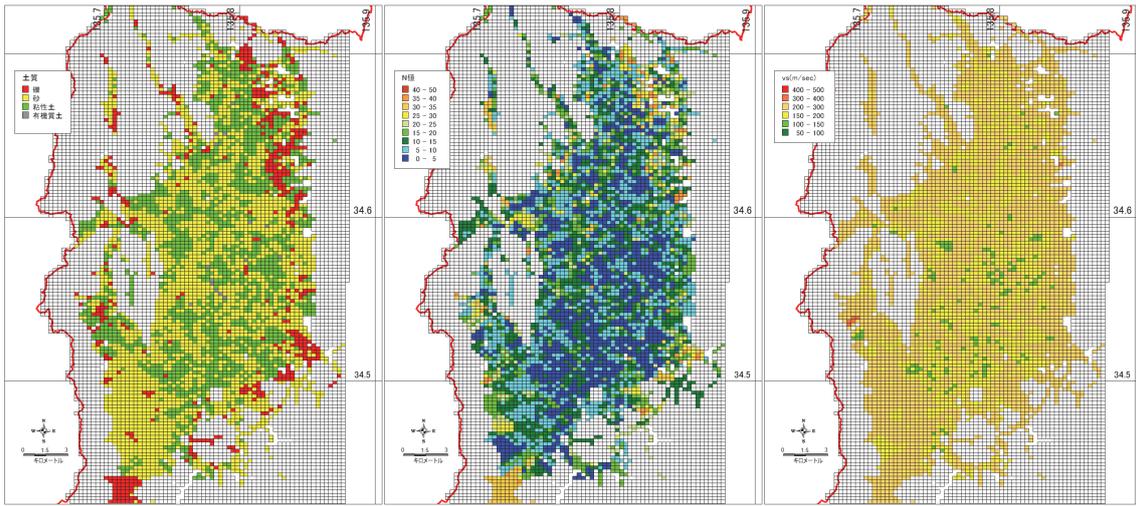


(2) 深度 1 ~ 2 m

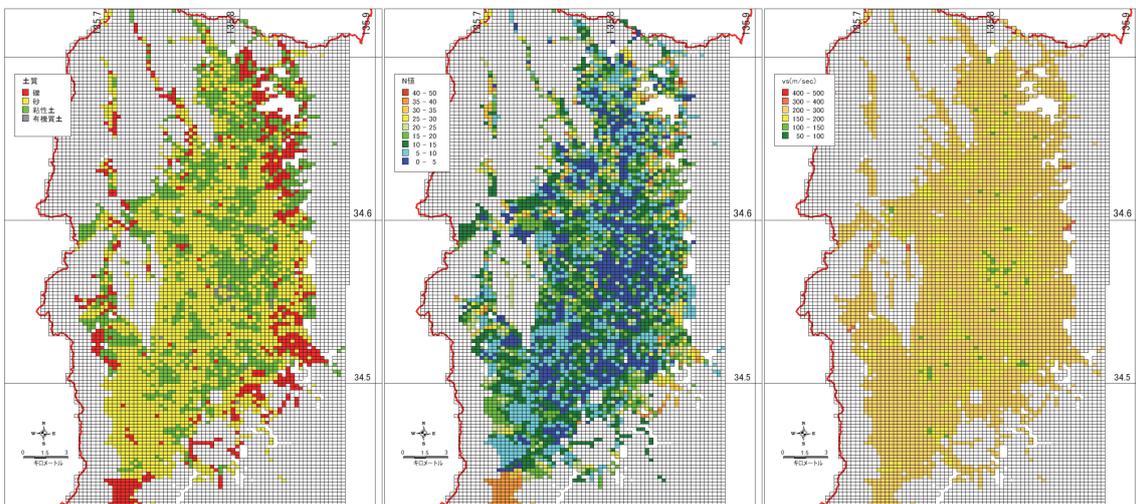


(3) 深度 2 ~ 3 m

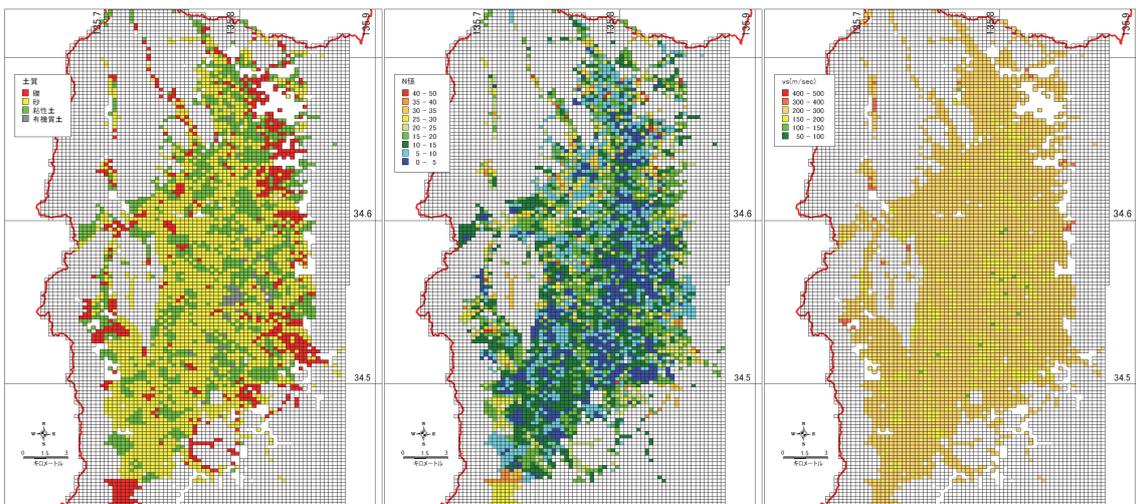
図 42 各深度での代表土質(左)、 N 値(中)、 S 波速度(右)



(4) 深度 3 ~ 4 m

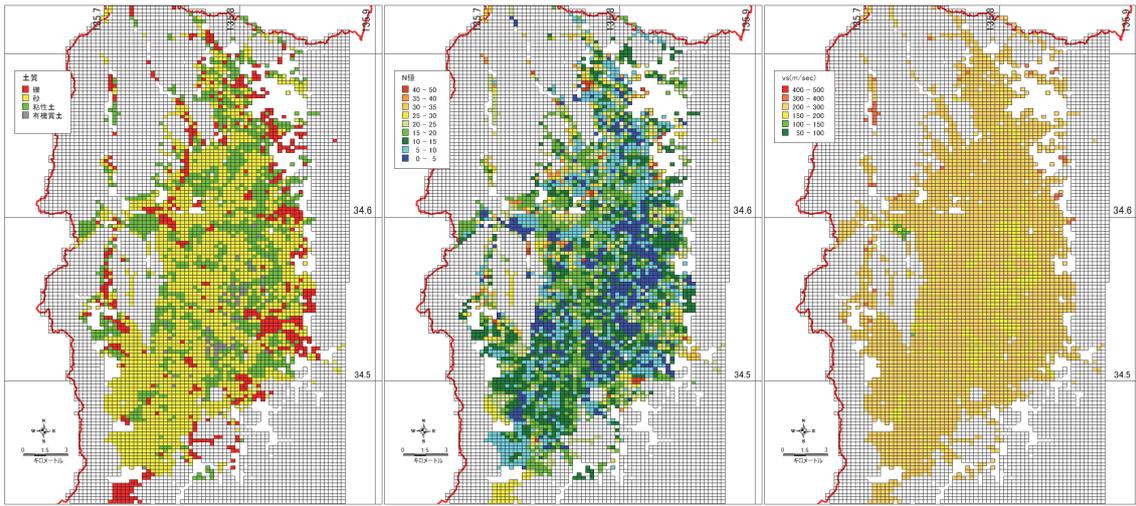


(5) 深度 4 ~ 5 m

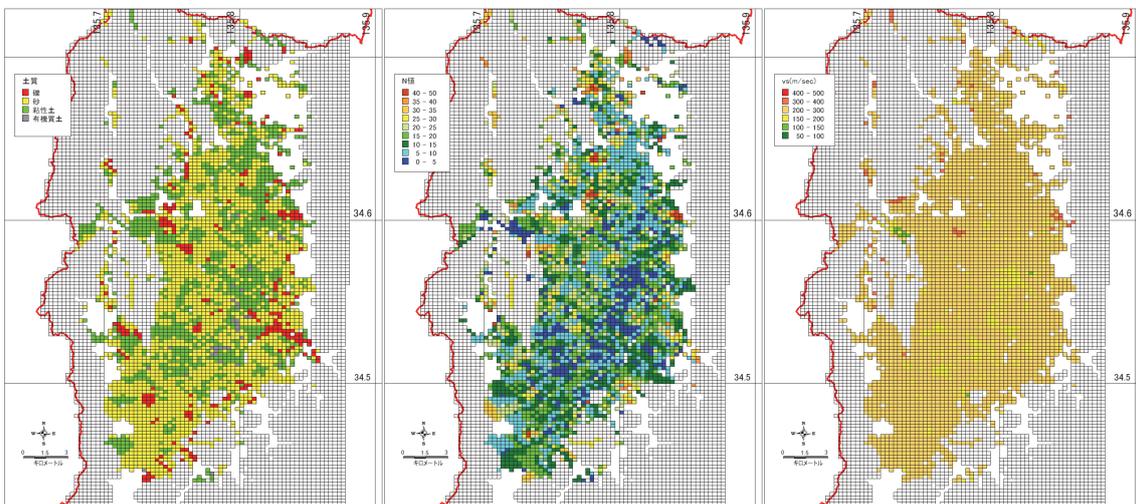


(6) 深度 5 ~ 6 m

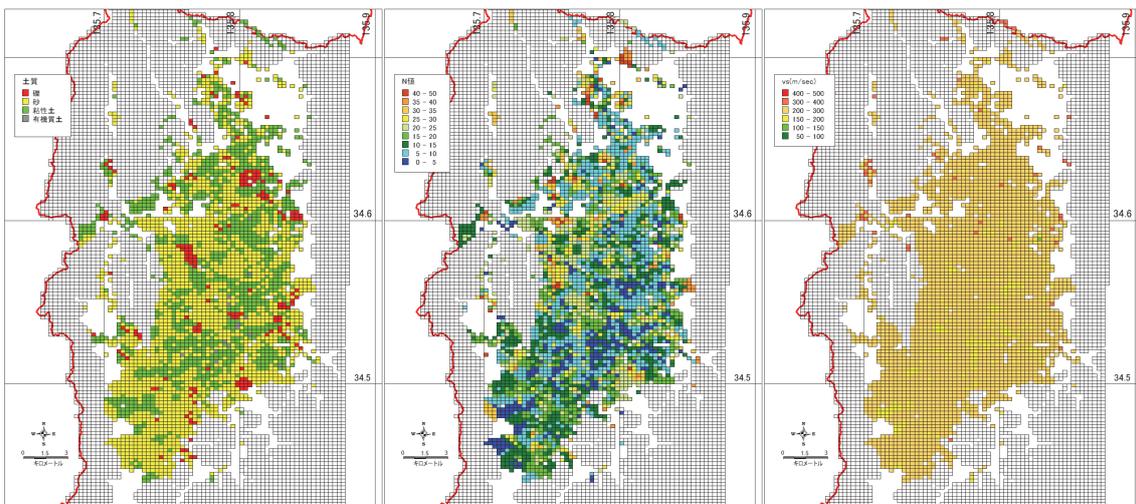
図 42 続き



(7) 深度 6 ~ 7 m

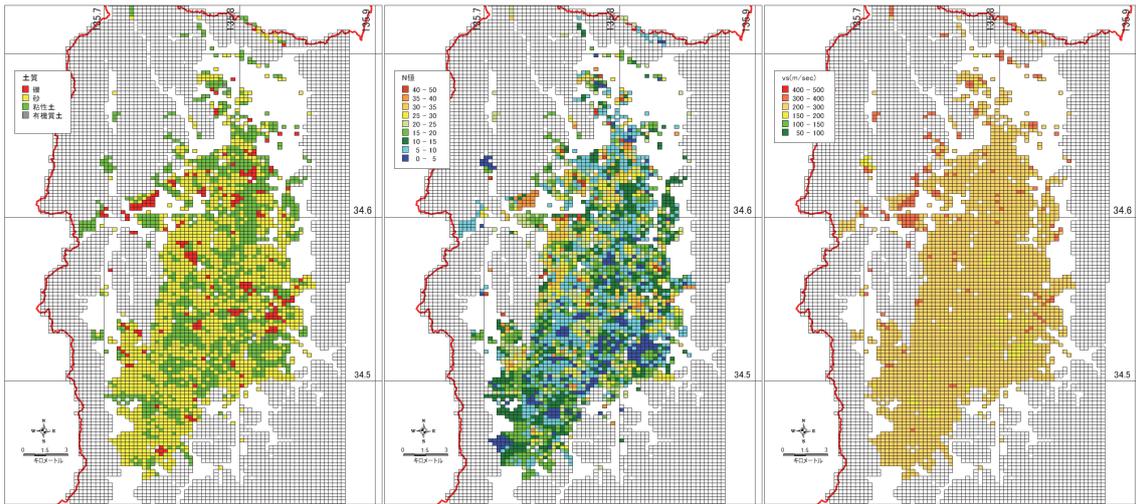


(8) 深度 7 ~ 8 m

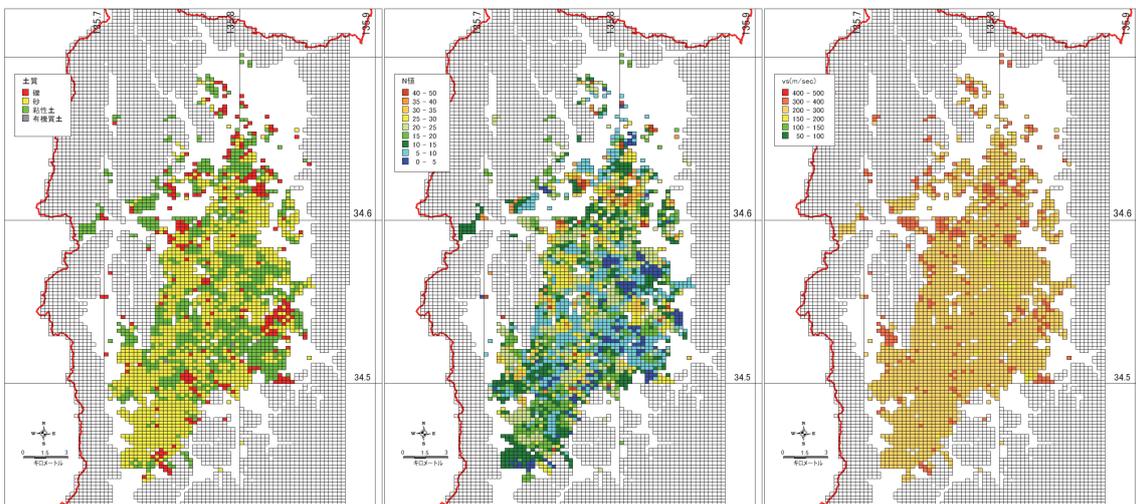


(9) 深度 8 ~ 9 m

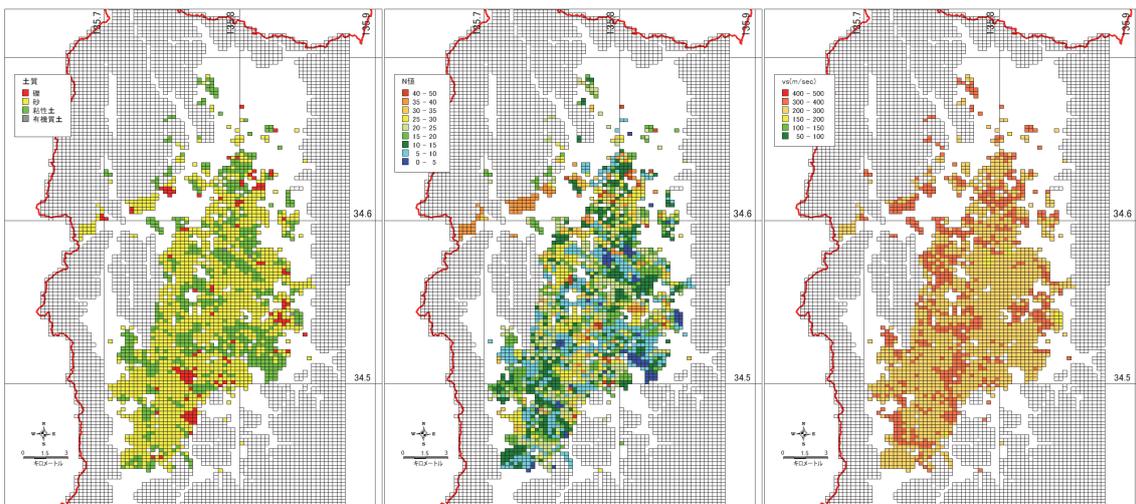
図 42 続き



(10) 深度 9 ~ 10m

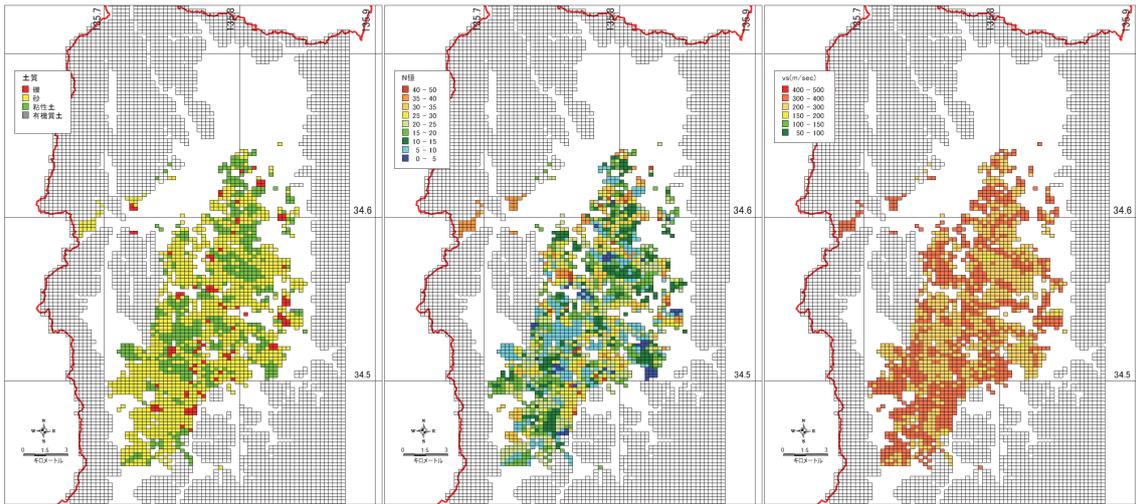


(11) 深度 10 ~ 11m

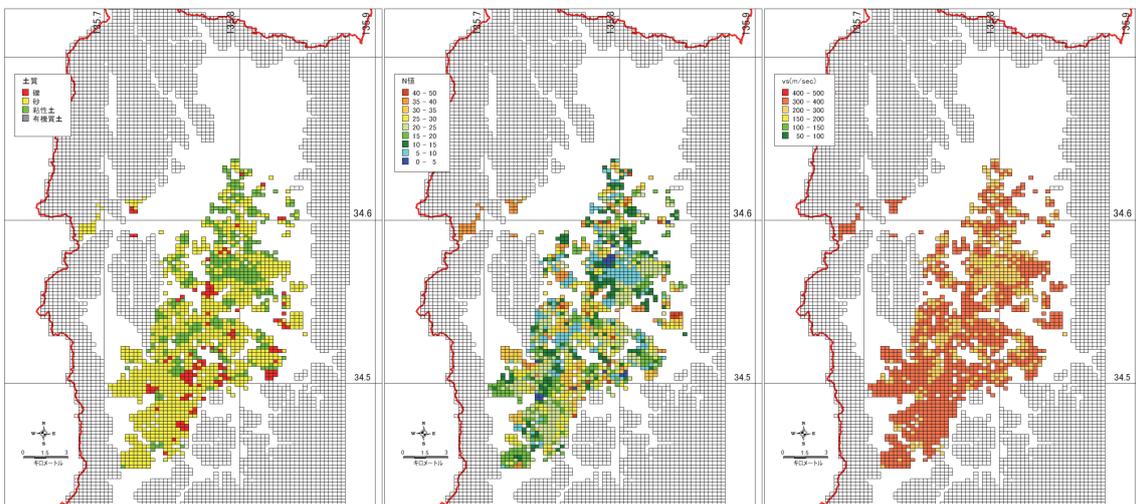


(12) 深度 11 ~ 12m

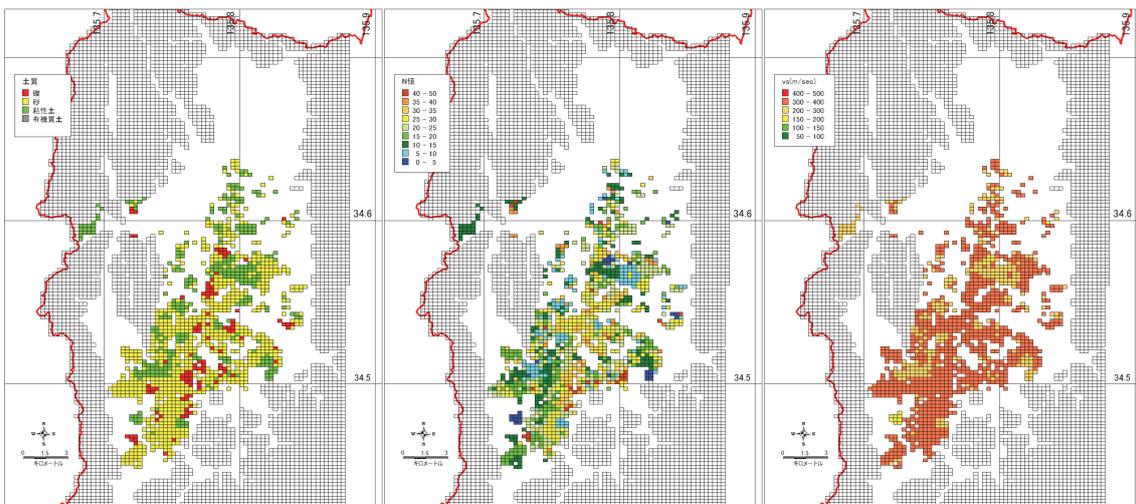
図 42 続き



(13) 深度 12~13m

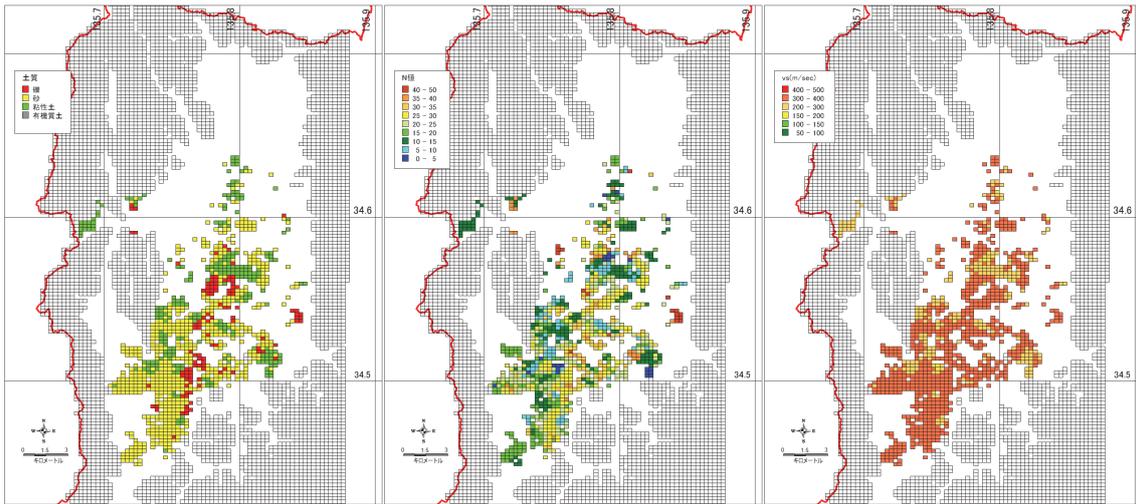


(14) 深度 13~14m

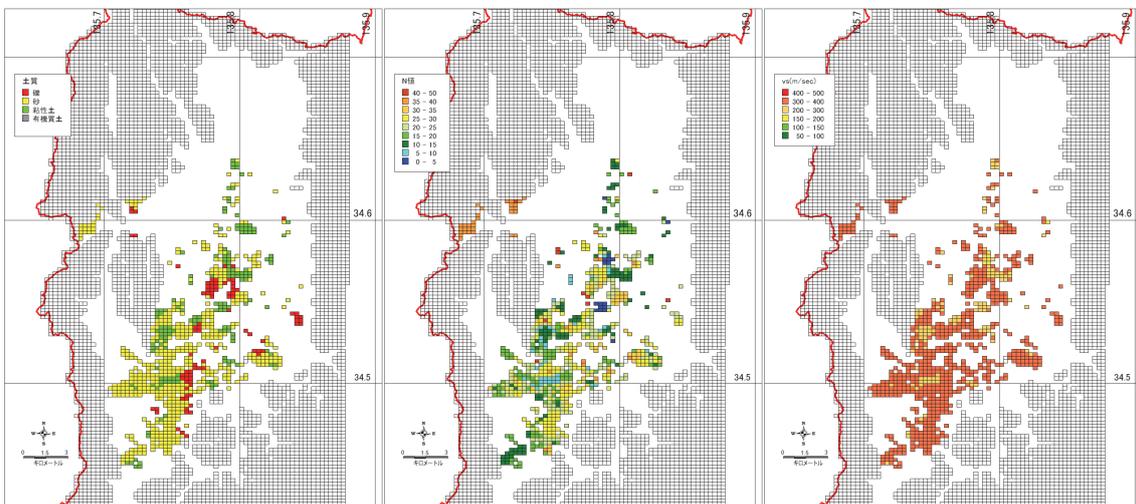


(15) 深度 14~15m

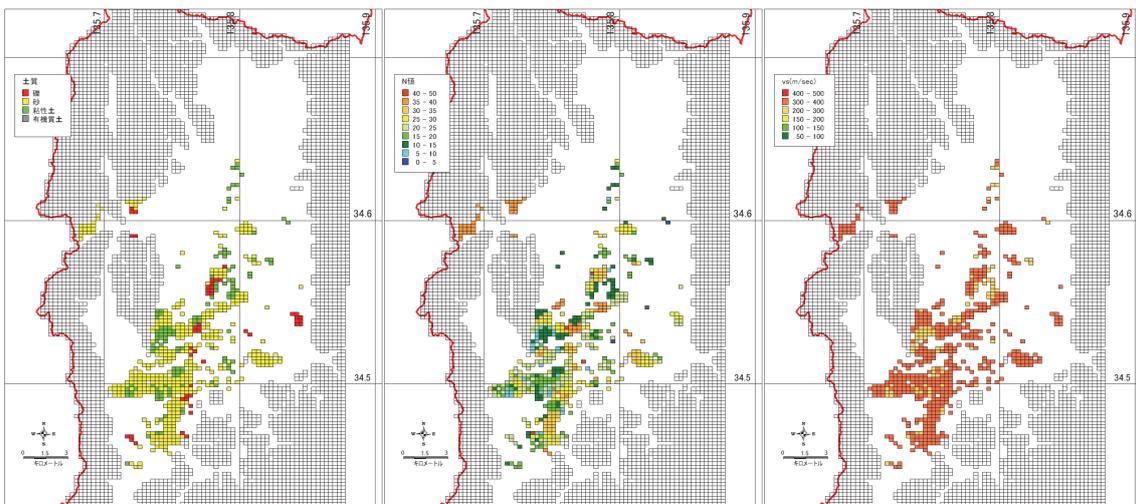
図 42 続き



(16) 深度 15~16m

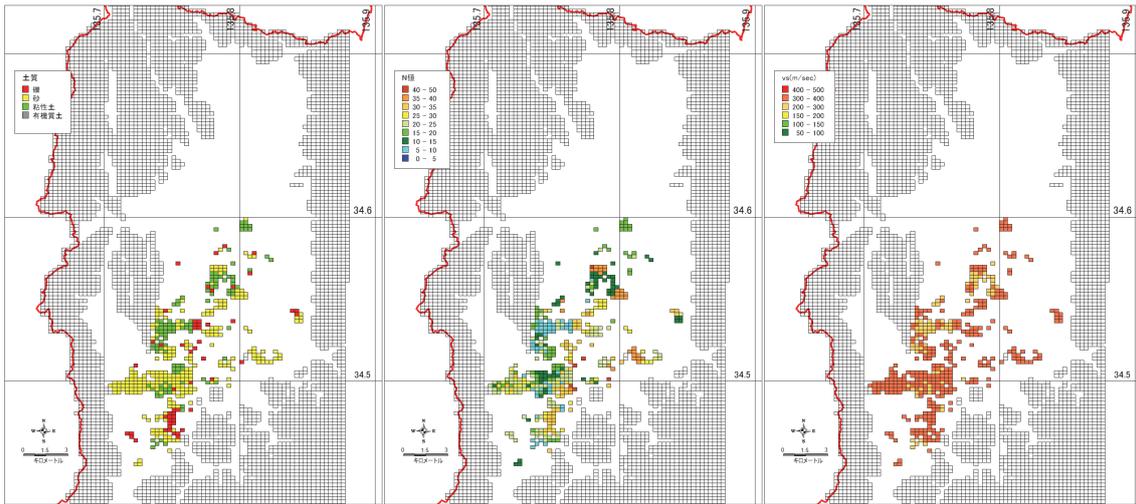


(17) 深度 16~17m

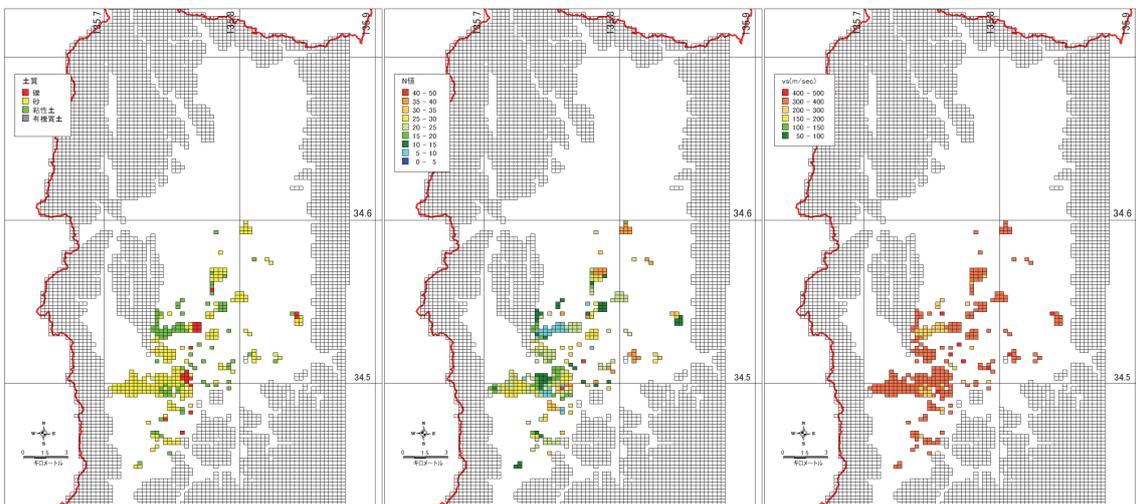


(18) 深度 17~18m

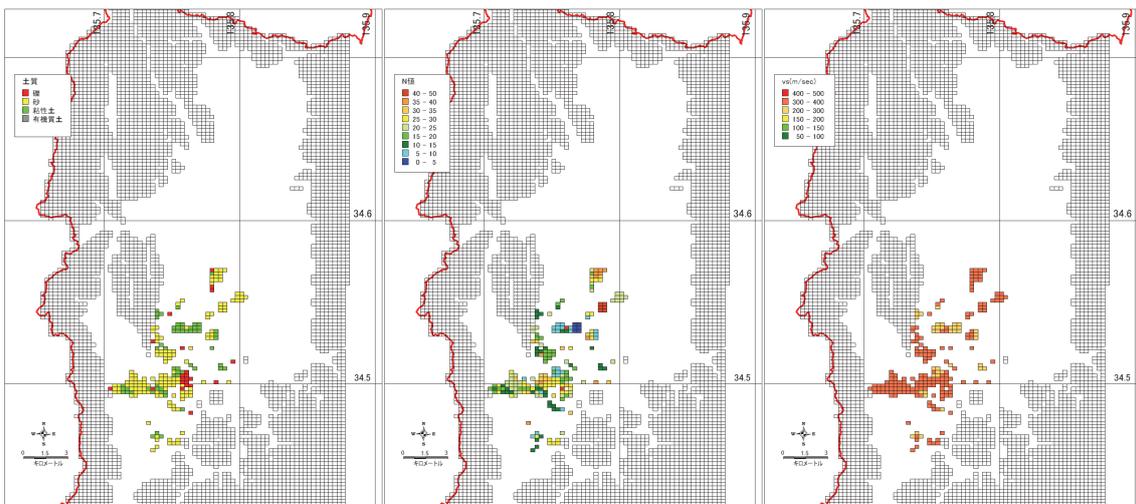
図 42 続き



(19) 深度 18~19m

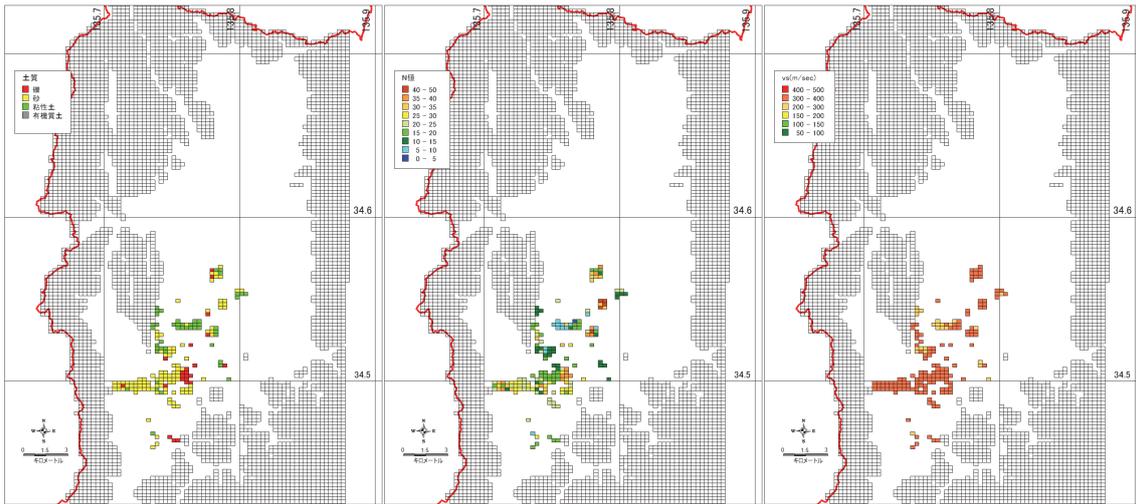


(20) 深度 19~20m

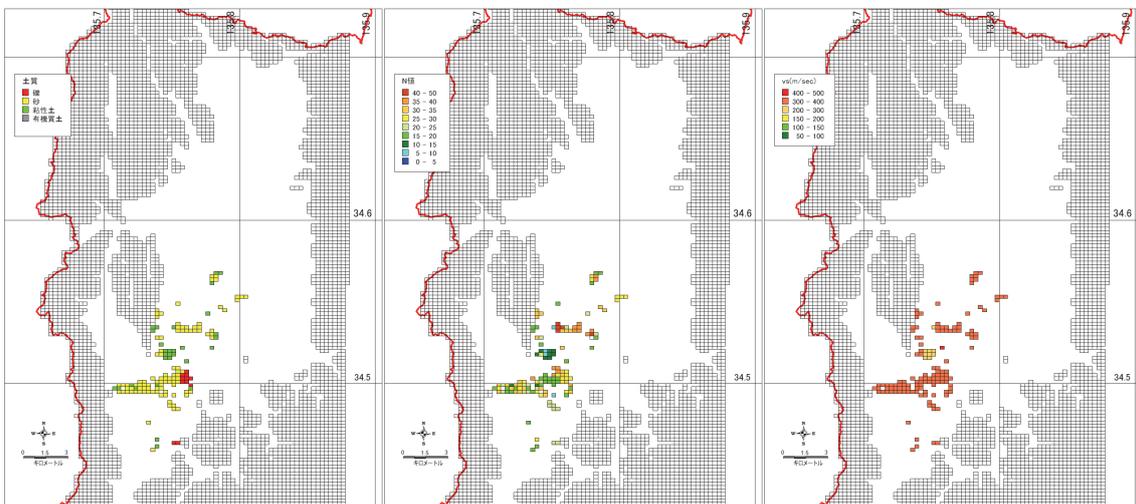


(21) 深度 20~21m

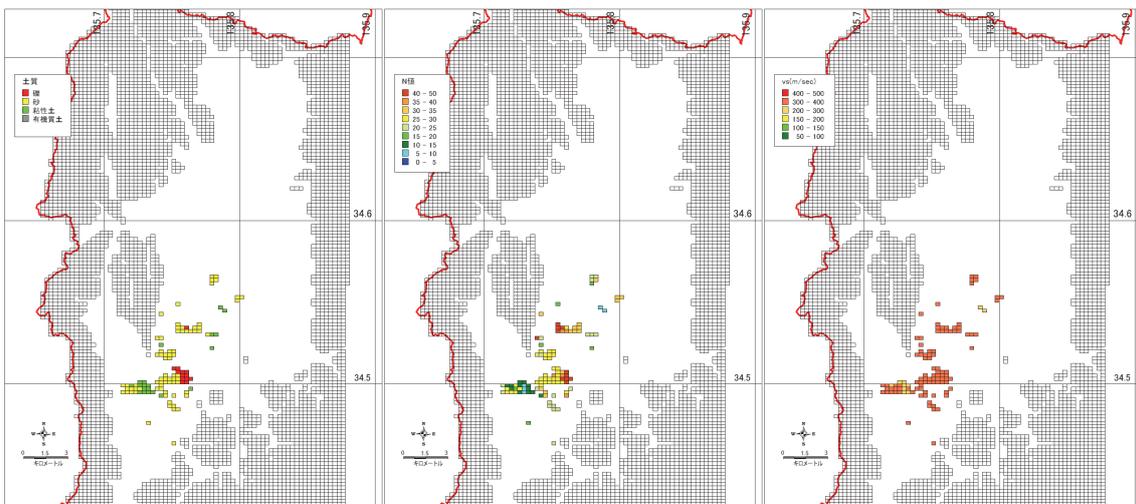
図 42 続き



(22) 深度 21~22m

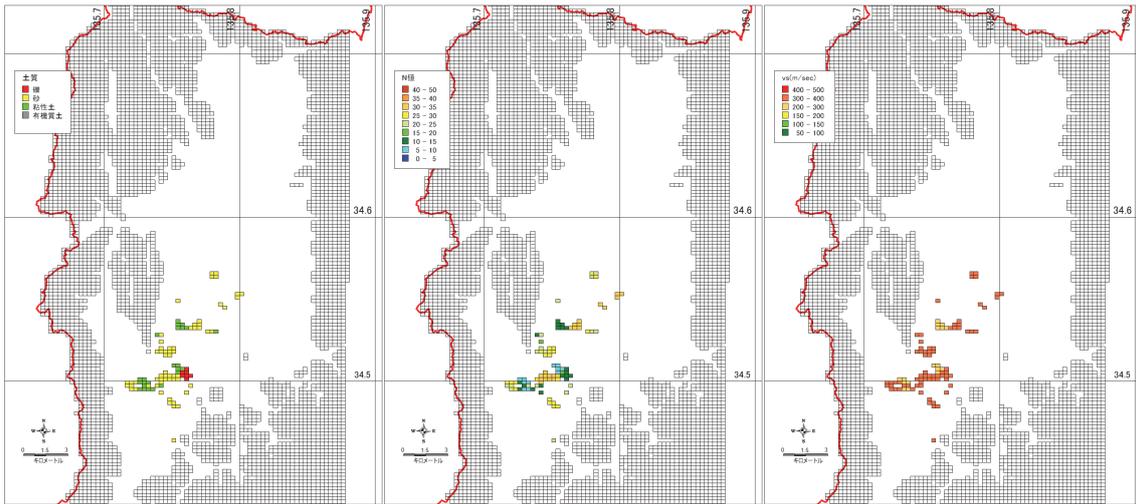


(23) 深度 22~23m



(24) 深度 23~24m

図 42 続き



(25) 深度 24~25m

図 42 続き

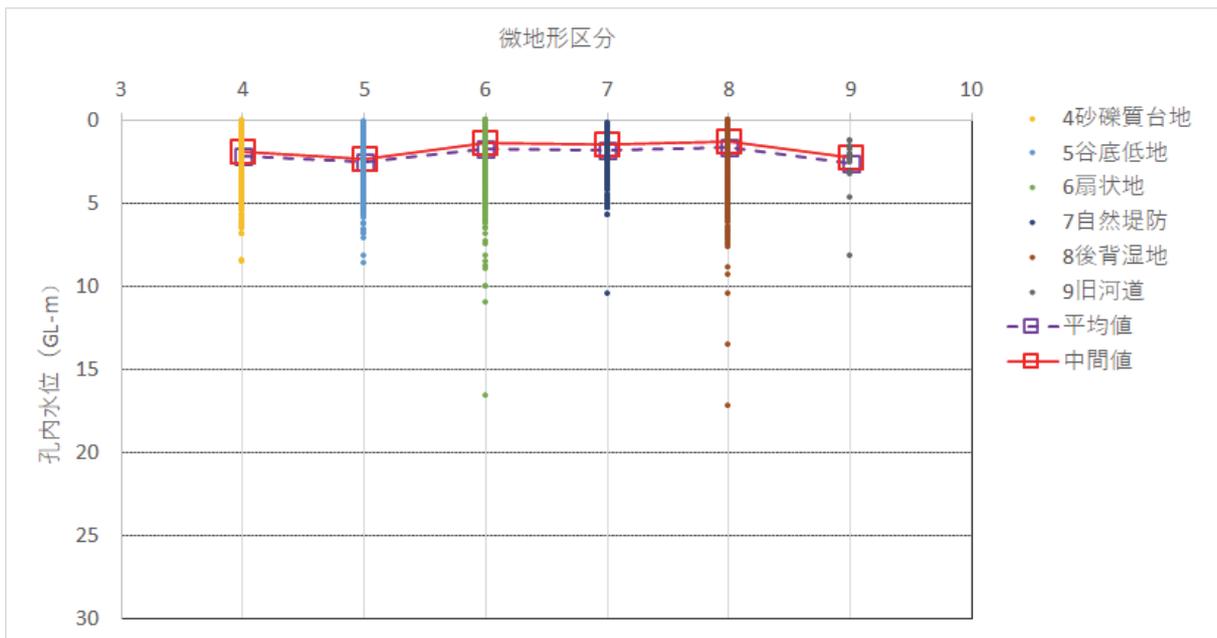
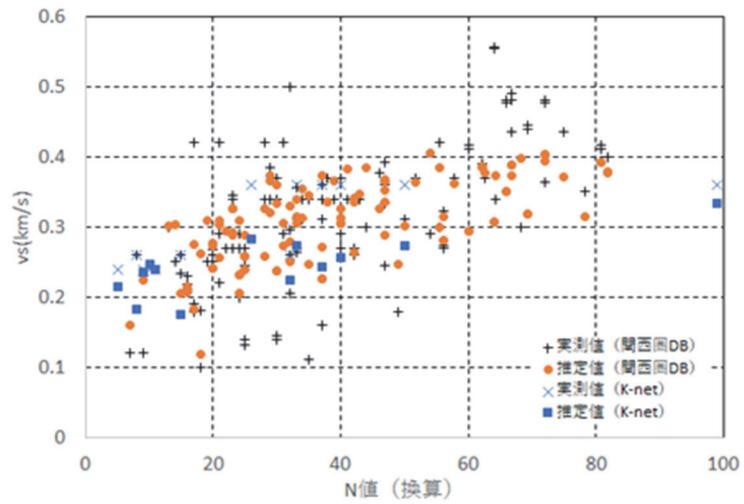
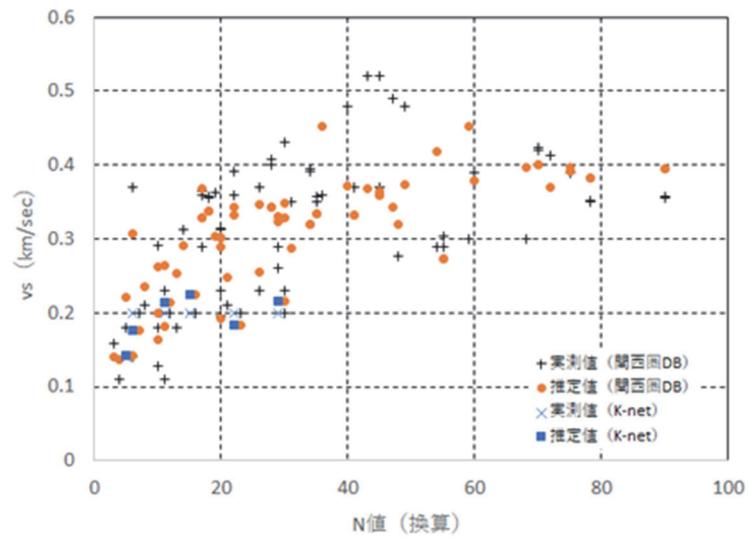


図 43 孔内水位データによる微地形区分毎の地下水位

礫質土



砂質土



粘性土

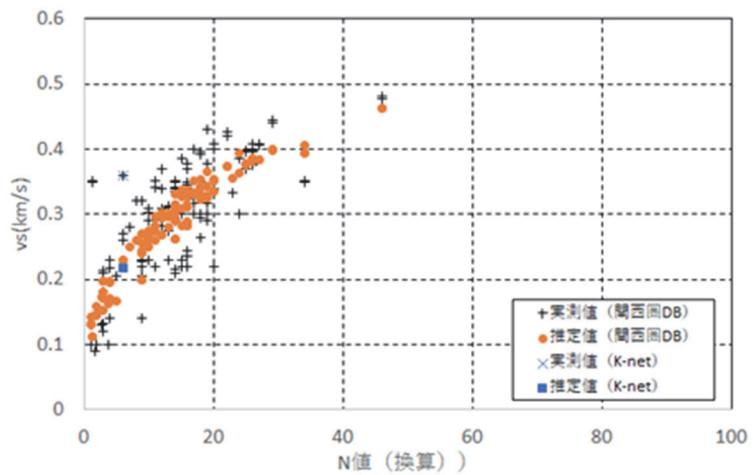


図 44 土質毎の換算N値とS波速度の関係。換算N値は実測N値を打撃長 30 cm に対する値に補正したものである。S波速度の実測値（+：関西圏地盤情報データベース、×：K-NET）と推定値（●：関西圏地盤情報データベース、■：K-NET）。

g) 微動アレイで得られた位相速度による浅部地盤モデルの検証

令和元年度に作成した京都府南部及び今年度作成した奈良盆地の浅部地盤モデルについて、極小～小半径微動アレイ観測で得られた位相速度による検証を行った。これまでに作成した浅部地盤モデルでは、1 m毎に代表土質、N値、S波速度、密度の情報が250 mメッシュの情報として与えられている。令和元～2年度に極小～小アレイ観測の現地調査を実施した154地点のうち、観測地点が位置する250 mメッシュで沖積相当層がモデル化されている148地点を対象とした。当該メッシュの浅部地盤モデルから、Rayleigh波基本モードの位相速度を計算した。位相速度の計算にはP波速度も必要となるが、ここでは全ての層で1.6 km/sと与えた。浅部地盤モデルは、この地域の工学的基盤として想定しているS波速度が約350 m/sよりも小さい速度層のみをモデル化しているが、観測位相速度には工学的基盤以深の情報も含まれている。このため、理論位相速度の比較も約350 m/s以下の範囲で行う必要がある。令和3年度に完成する浅部と深部を統合した地盤モデルでは、S波速度が約350 m/s以下に深部地盤モデルが接続される予定である。

図45に京都府南部、図46に奈良盆地について、代表的な地点を選び、理論位相速度と観測位相速度の比較例を示した。例えば、図45のN018のように理論位相速度と観測位相

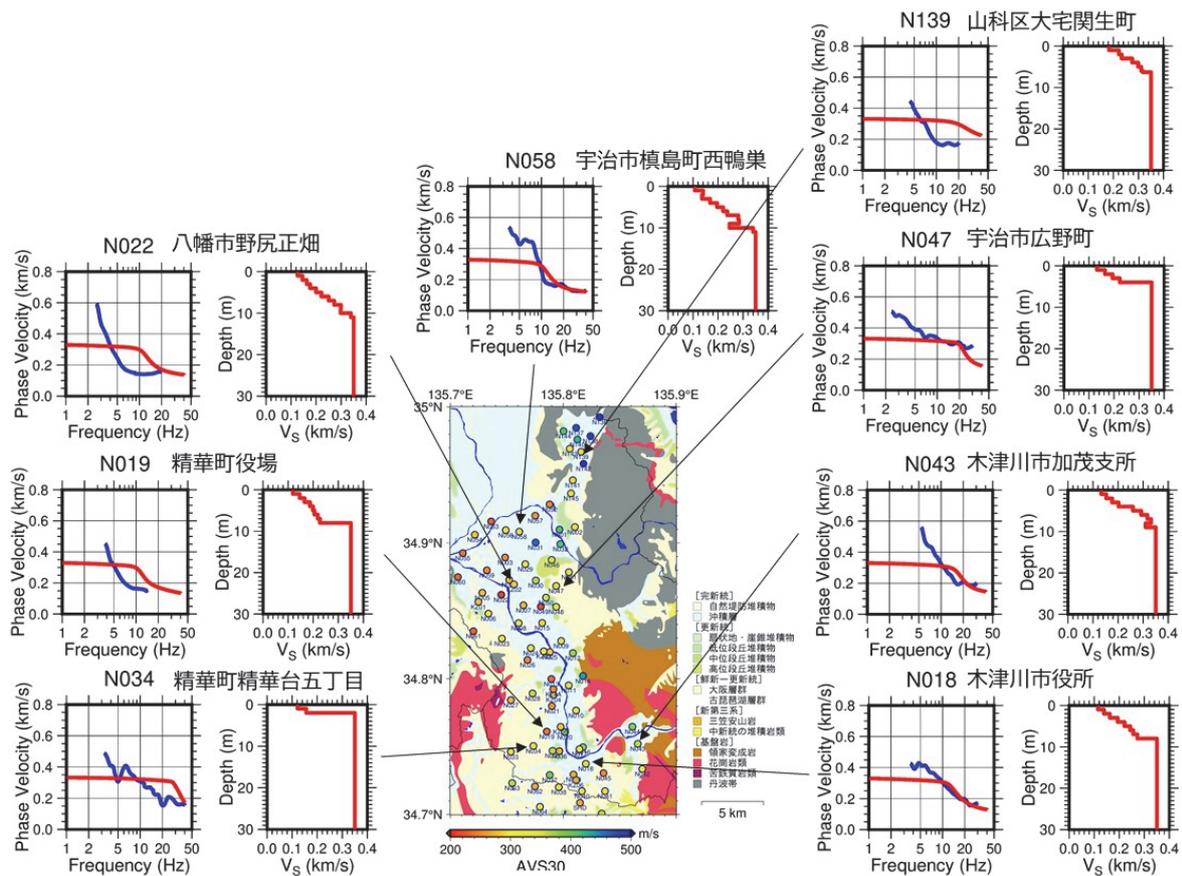


図45 令和元年度に作成した浅部地盤モデルによるRayleigh波基本モード位相理論速度(赤)と極小～小半径微動アレイ観測による観測位相速度(青)の比較例(京都府南部)。各地点の左図が位相速度の比較、右図が浅部地盤モデルによるS波速度構造である。

6) 地震動波形記録の分析

令和3年度に完成させる深部地盤モデルの作成に必要な知見を得るため、京都盆地や山科盆地を含む京都府南部と奈良県の奈良盆地及びその周辺地域を対象に、強震観測点や震度観測点で観測された地震動波形記録を解析し、堆積層厚に関係する情報の1つとして、R/V スペクトル比の卓越周波数を調べた。強震計や震度計の波形記録を解析することの利点は、対象地域の各市区町村に少なくとも1地点以上分布しているために、市街地の発達している奈良盆地や京都盆地をカバーし、面的に情報を得ることができることにある。解析の対象とした観測点は、奈良県震度情報ネットワークシステム32地点、京都府震度情報ネットワークシステム18地点、京都市震度情報ネットワークシステム17地点、気象庁計測震度計5地点、国立研究開発法人防災科学技術研究所 K-NET 7地点、KiK-net 2地点、関西地震観測研究協議会3地点、京都大学防災研究所8地点の計92地点である。このうち、京都府の2地点と気象庁の1点については、波形記録の解析対象としていた期間内に庁舎の移転や改修の関係で観測点の移設が行われている（城陽市役所と木津川市山城支所が各1回、奈良地方気象台が2回の移設）。移設が行われた観測点については、移設の前後でそれぞれ別の地点として取り扱ったため、最終的な解析対象地点は96地点となった。

まず、震源距離300 km未満の観測点で1つ以上の記録があること、気象庁マグニチュードが5.0以上であることの2つの条件を課し、イベント記録を選定した。各観測点の観測波形記録の水平動成分は、気象庁による震源情報をもとに座標回転を行い、Radial成分を得た。次に、各観測点の記録のS波到着時刻を目視で読み取り、S波初動部から20秒以降の81.92秒間の波形を解析区間として抽出した。なお、記録長が短く、解析区間内において後続動波形を20秒以上とることのできない記録や、目視で確認した波形記録が不適切と判断した記録は除外した。抽出した解析区間の前後10%にコサインテーパを適用し、Radialと上下動の各成分のFourierスペクトルを計算した。抽出した解析区間が81.92秒に満たない場合は、後続の0を付加し、データ長を81.92秒に統一した。ウィンドウ幅0.1 HzのParzenウィンドウを用いて、Fourier振幅スペクトルを平滑化した。そして、Radial成分と上下動成分のFourier振幅スペクトル比を計算し、R/Vスペクトル比とした。観測点毎に全イベント記録のR/Vスペクトル比をスタックし、対数平均と対数標準偏差を求めた。解析に用いた地震数は212地震、観測記録数（地震－観測点ペア）は2174記録である。図47に解析に使用した記録の震源位置を示す。利用可能なデータの期間は観測点毎に異なっているが、全体では1996年2月～2020年9月である。

図48にR/Vスペクトル比の例を示す。観測点によってイベント数に違いはあるが、概ね安定したR/Vスペクトル比を得ることができている。奈良盆地や京都盆地の内部に位置する観測点では、1 Hzよりも低い周波数に顕著なピークを見ることができる。各観測点で得られたR/Vスペクトル比について、堆積盆地の基盤深度に関係すると考えられるピークを読み取り、その周波数を図49の地図上にプロットした。

奈良県内では、奈良市内が最もピーク周波数が低く、NRS、NRO、NARP01で0.29～0.33 Hzであり、盆地北東縁に近いNAR002、EC4a、EC4b、EC4cでやや高く、0.35～0.45 Hzであった。NARP04（天理市）、大和郡山市のNARP03（大和郡山市）、NARP18（川西町）、NARP19（三宅町）で0.36～0.44 Hz、NARP33（広陵町）やNARP20（田原本町）では0.48～0.50 Hz、NARP02（大和高田市）で0.57 Hz、NARP06（桜井市）で1.0 Hz、NARP05（橿原市）で2.0

Hz と、南へ向かうにつれて徐々に卓越周波数が高くなる傾向があった。馬見丘陵から盆地西縁にかけての地域では 0.70~0.90 Hz である。生駒山地や矢田丘陵周辺では、1.0 Hz の地点もあれば、2.0 Hz 前後の地点や 3 Hz を超える地点もあり、場所による違いがあるものの、概ね西の生駒山地に近い地点ほど卓越周波数は高くなる傾向にある。五條市内の NAR005 と NARP07 では、1.9~2.1 Hz であった。

京都府内では、巨椋池周辺の観測点の卓越周波数が最も低く、KYTH07 や OGR、KYTP32 で 0.28~0.31 Hz である。京都盆地では北に向かうほど卓越周波数が徐々に高くなる傾向があり、これらは既往の地下構造調査で調べられている基盤面深度の特徴と対応している。山科盆地内の KYTC21 では 0.76 Hz であった。京都府南部の木津川沿いの低地や丘陵では、図 49 に見られるように観測点毎の違いが比較的大きい。小規模な盆地構造をなしている KYTP34 (宇治田原町) では 1.2 Hz、KYTP29 (木津川市加茂町) では 1.3 Hz、KYTP36 (和束町) では 2.5 Hz であった。

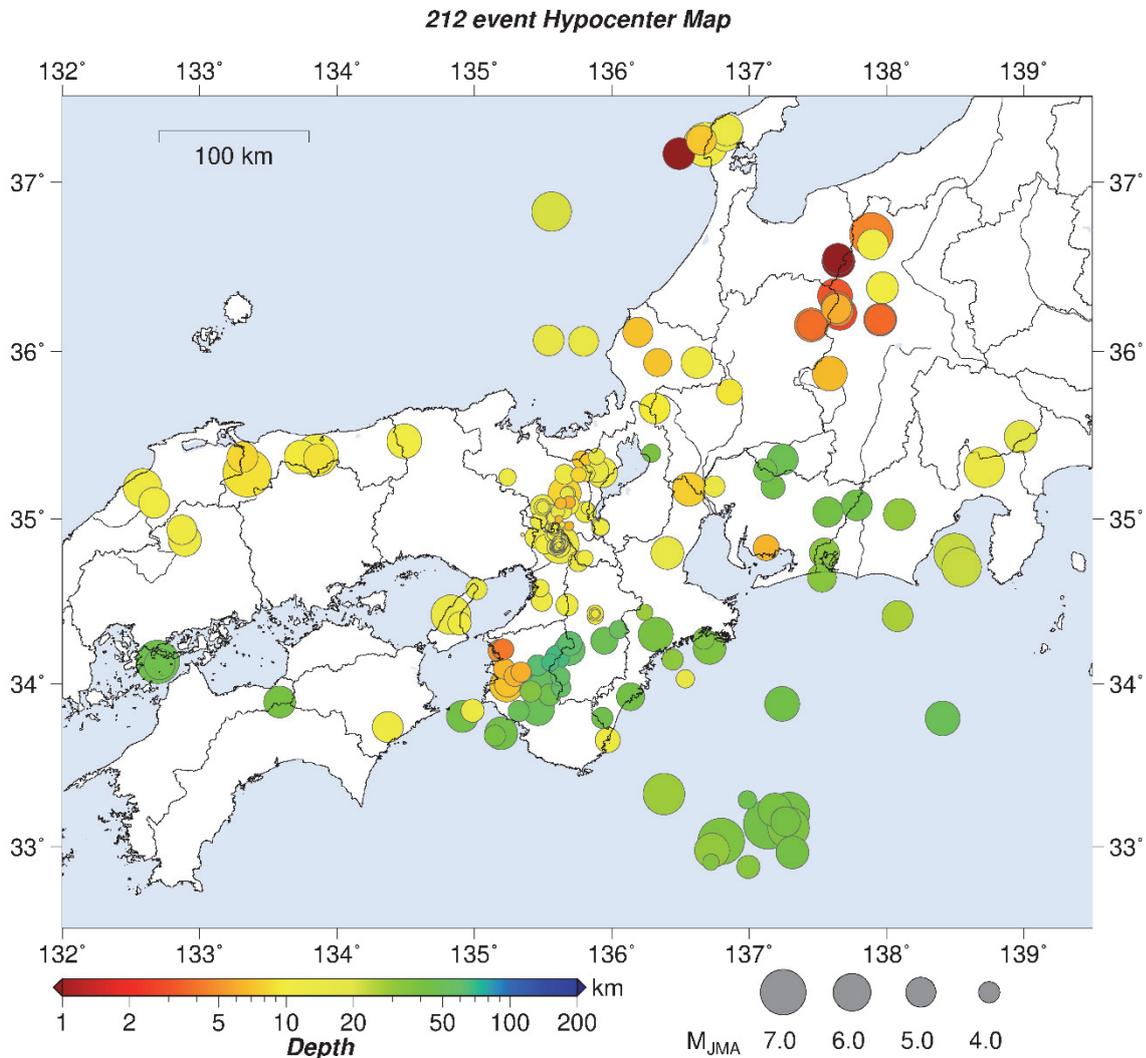


図 47 地震動 R/V スペクトル比の計算に用いた地震の震源分布

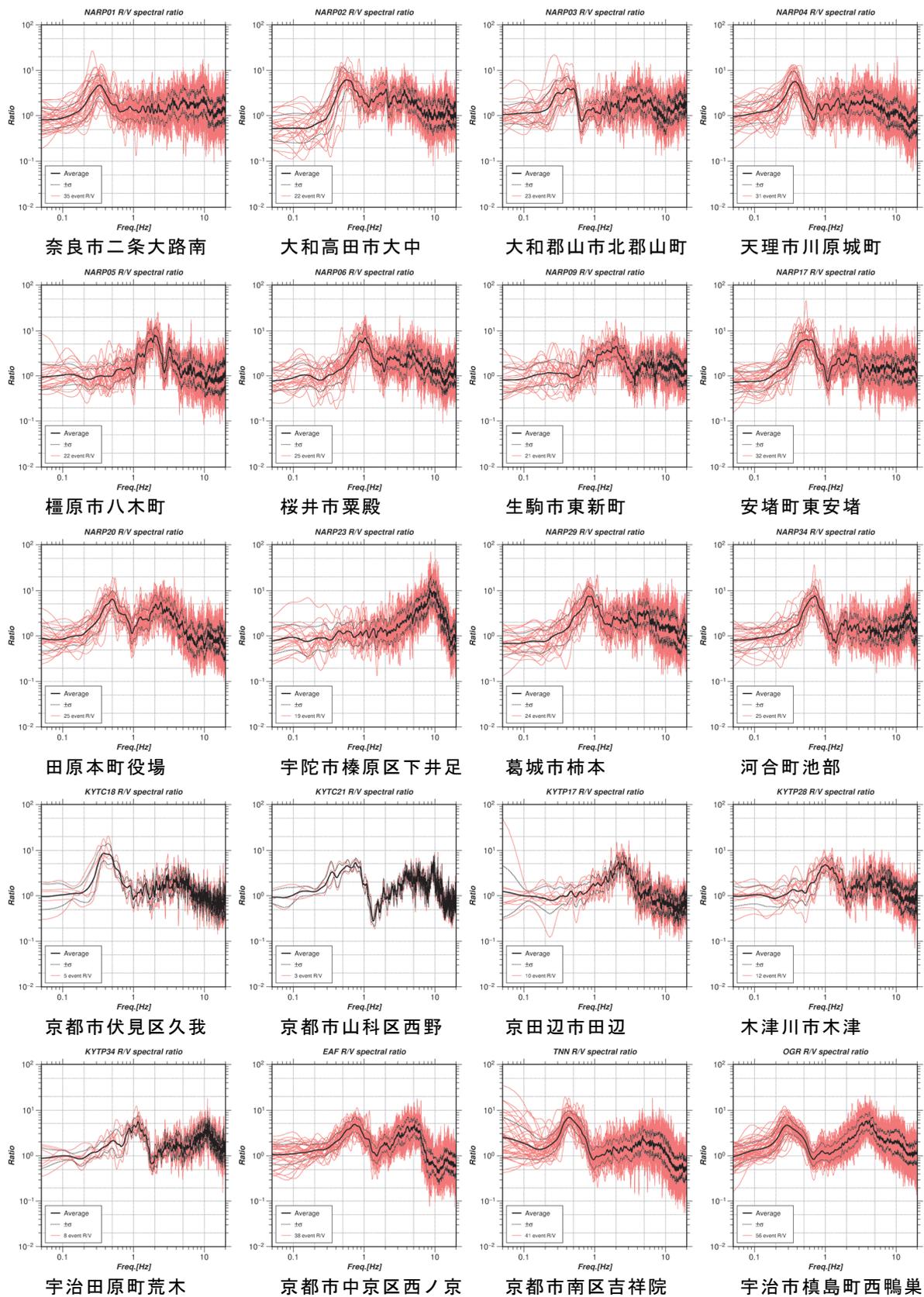


図 48 地震動 R/V スペクトル比の例

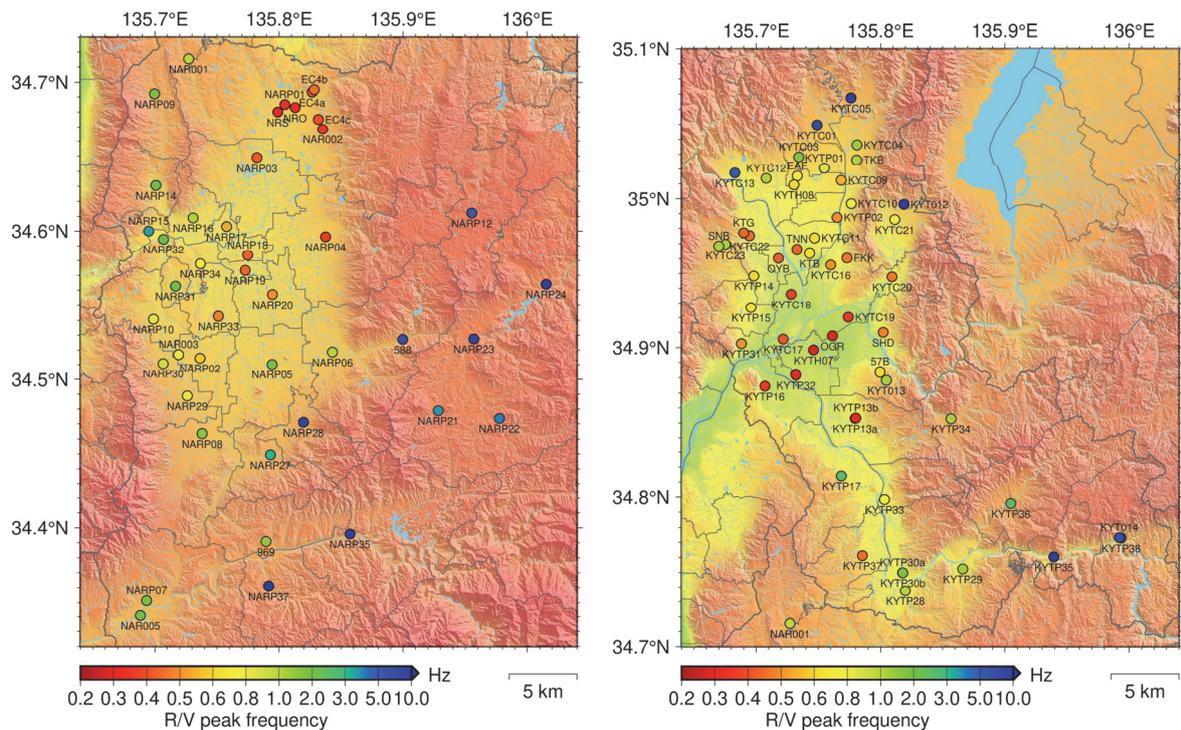


図 49 地震動 R/V スペクトル比の卓越周波数分布 (左：奈良県、右：京都府)。基図は国土地理院数値地図 (国土基本情報) をもとに作図した。

(c) 結論ならびに今後の課題

このサブテーマでは当該断層帯が活動した場合の強震動予測を実施する。その高度化を目的として、震源断層に近い、京都盆地南部～京都山城地域～奈良盆地を中心とした地域の浅部・深部地盤構造モデルの構築・高度化を進めている。今年度は、1) 奈良測線沿いのボーリング NB-1 調査と地質構造の分析、2) 岩着ボーリング情報と既往物理探査データの収集・整理、3) 深部地盤構造把握のための大半径微動アレイ探査の追加調査、4) 奈良盆地と山科盆地における浅部地盤構造把握のための極小～小半径微動アレイ探査、5) 奈良盆地のボーリングデータベースによる浅部地盤地質モデルの作成とその検証、6) 京都及び奈良盆地周辺での地震動波形記録の分析を行った。

1) に関しては、令和元年度実施した反射法測線沿いの奈良市三条本町において深度 260m までの NB-1 オールコアボーリングを行い、岩相記載・火山灰分析から、大阪層群の鍵層である火山灰層と Ma1 層準を確認し、奈良測線の反射面との対比が行えたほか、既存長尺ボーリングとの関係が明らかになった。奈良東縁断層系の活動度評価のために、NB-1 コアについては ^{14}C 年代測定や花粉分析によって段丘堆積層や沖積層に関わる年代評価を令和 3 年度に実施する。また、このボーリング孔を用いて堆積層の地震波速度を直接測定する VSP 調査を令和 3 年度に実施する。

2) に関しては、昨年度収集した奈良県と京都府に加え、滋賀県から温泉ボーリングの地質柱状図資料の提供をいただいたことと、奈良盆地、京都盆地、近江盆地南部周辺での既存の深いボーリング資料の収集整理を継続し、基盤岩深度に関する情報を得た。また、奈良盆地と京都盆地で行われた既往の反射法地震探査データから基盤岩深度や鍵層深度を判読する

とともに、重力データベースより重力基盤データを作成し、対象地域の地質構造を解釈し、深部地盤モデルを作成するためのさまざまな基礎資料を得た。また、既存の情報に乏しかった奈良盆地の PS 検層や動的変形試験結果についても、国や自治体関係機関から収集することができた。

3) に関しては、令和元年度に京都府南部の木津川低地帯で実施した大半径微動アレイ探査のデータを補強するため、2カ所で新規の大半径微動アレイ調査を実施し、盆地基盤面までの S 波速度構造情報を得た。4) では、奈良盆地 83 カ所及び山科盆地 10 カ所において、極小～小半径微動アレイ探査を実施し、盆地内での工学的基盤面相当までの S 波速度構造情報を得た。5) では、奈良盆地のボーリングデータベースを利用し、概ね工学的基盤面相当以浅の地盤地質モデルを構築した。また、令和元年度に浅部地盤地質モデルを作成した京都府内についても、微動アレイで得られた位相速度情報を用いた検証を行った。今後、4) と 5) の情報を適切に統合し、強震動予測に必要な浅部地盤モデルを令和3年度に完成させる。

6) については、奈良県、京都府、京都市の整備している震度計の記録を含む多数の観測点で取得された地震動波形記録の R/V スペクトル比を解析し、その卓越周期分布を調べることで、奈良盆地と京都盆地周辺の地震動特性に関し、浅部や深部地盤構造のモデル化を行うための参考になる情報を面的に得ることができた。

これら取得されたデータは、令和3年度に行う当該地域の浅部・深部地盤モデルの高度化のために活用するとともに、各サブテーマで結果を共有して、各サブテーマで必要な解析に活用する。大深度ボーリング調査の実施に関しては、奈良市と西日本旅客鉄道株式会社にご協力いただきました。ボーリング資料の収集に関しては、滋賀県、国土交通省近畿地方整備局奈良国道事務所、奈良市、大和高田市、大和郡山市、橿原市、桜井市にご協力いただきました。既往の反射法地震探査データの利用に関しては、京都府、京都市、大阪府、国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター、西日本高速道路株式会社、東京大学地震研究所のご協力を得ました。微動アレイ観測にあたっては、地域の多くの方々のご理解とご協力のおかげで実施することができました。記して感謝いたします。

(d) 引用文献

赤松純平・盛川 仁，鉛直アレイ地震観測記録から推定された奈良盆地北部・平城宮跡地の地盤の S 波の速度と Q 値，京都大学防災研究所年報，43，55-65，2000.

Aki, K., Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 35, 415-456, 1957.

藤本一雄・翠川三郎，近接観測点ペアの強震観測記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係，日本地震工学会論文集，6(1)，11-22，2006.

藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・工藤暢章・大井昌弘・はお憲生・早川 讓・遠山信彦・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・劉 瑛，強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討，防災科学技術研究所研究資料，No.337，2009.

藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・東 宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田 章，東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討，防災科学技

- 術研究所研究資料, No. 379, 2012.
- Hastings, W.K., Monte Carlo Sampling methods using Markov chains and their applications, *Biometrika*, 57(1), 97-109, 1970.
- 林 隆夫・山崎博史・川辺孝幸, 琵琶湖東岸・草津市烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層序, 琵琶湖博物館研究調査報告, 12, 31-60, 1999.
- 市原 実・吉川周作・三田村宗樹・水野清秀・林 隆夫, 12万5千分の1「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」, *アーバンクボタ*, 30, 1-21, 1991.
- 生駒市域水理地質図作成委員会, 生駒市域水理地質図説明書(1万分の1), 76p, 1989.
- 岩田知孝・本田利器・入倉孝次郎・佐藤忠信・澤田純男・中島正愛・山田浩二・相澤隆生, 京都盆地東南部における小スパン3次元アレイ観測, 日本地震学会講演予稿集, P094, 2001.
- Iwata, T., T. Kagawa, A. Petukhin, and Y. Onishi, Basin and crustal velocity structure models for the simulation of strong ground motions in the Kinki area, *J. Seismol.*, 12, 223-234, 2008.
- 地盤工学会全国電子地盤図の作成と利用に関する研究委員会, 全国電子地盤図の作成と利用に関する研究報告書, 公益社団法人地盤工学会, 2014.
- 改訂橿原市史編纂委員会・編, 橿原市史本編下巻, 1011p, 1987.
- 河村善也, 奈良丘陵の大阪層群, *地質学雑誌*, 99, 503-523, 1993.
- 経済企画庁総合開発局国土調査課・編, 土地分類基本調査(5万分の1)「京都西南部」, 61p, 1972.
- 建築行政協会京都市支部・編, 京都市内ボーリングデータ集, 大龍堂書店, 742p, 1986.
- 建設省国土地理院, 土地条件調査報告書(大阪地区), 150p, 1983.
- 建設省国土地理院, 土地条件調査報告書(琵琶湖地区), 150p, 1985.
- KG-NET・関西圏地盤研究会・関西地質調査業協会, 新関西地盤-奈良盆地-, 253p, 2018.
- 近畿農政局, 昭和52年度農業用地下水保全滴養調査・奈良盆地西部地区報告書(手記), 18p, 1977.
- 近畿農政局計画部資源課, 農業用地下水調査開発調査相楽地区調査報告書, 76p, 1976.
- 工業技術院地質調査所, 活断層モニタリング施設整備工事(中央構造線五條地区)報告書, 1999.
- 小泉尚嗣・佃 栄吉・高橋 誠・横田 裕・岩田知孝・入倉孝次郎・上砂正一・高木 清・長谷川昌志, 黄檗断層の地下構造調査, *地震第2輯*, 55, 153-166, 2002.
- 粉川昭平, 奈良三笠山附近の地質:特に火山活動の年代について, *地質学雑誌*, 60, 487-493, 1954.
- Koketsu, K., H. Miyake, H. Fujiwara, and T. Hashimoto, Progress toward a Japan integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map, *Proc. 14th World Conf. Earthq. Eng.*, paper no. S10-038, 2008.
- Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki, Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, *Proc. 15th World Conf. Earthq. Eng.*, paper no. 1773, 2012.
- 国土庁土地局国土調査課・編, 近畿圏地下水(深井戸)資料台帳, 1233p, 1975.

- 国土庁土地局国土調査課・編，全国地下水（深井戸）資料台帳近畿編，456p，1982.
- 紺野克昭・片岡俊一，レイリー波の位相速度から地盤の平均S波速度を直接推定する方法の提案，土木学会論文集，647，415-423，2000.
- Konno, K. and T. Ohmachi, Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, Bull. Seismol. Soc. Am., 88(1), 228-241, 1998.
- 京都府，平成17年度京都府地震被害想定基礎調査業務報告書，2006.
- 京都府農林部耕地課・編，土地分類基本調査（5万分の1）「京都西北部」，65p，1981.
- 京都府農林部耕地課・編，土地分類基本調査（5万分の1）「大阪東北部・奈良・上野」，90p，1983.
- 京都府農林部耕地課・滋賀県企画部土地対策課・編，土地分類基本調査（5万分の1）「京都東北部・京都東南部・水口」，200p，1984.
- 京都市，平成9年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地－奈良盆地断層帯に関する調査」成果報告書，1998.
- 京都市，平成10年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」成果報告書，1999.
- 京都市，平成11年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」成果報告書，2000.
- 京都市，平成12年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」成果報告書，2001.
- 京都市，平成13年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」成果報告書，2002.
- 京都市，平成13年度地震関係基礎調査交付金「宇治川断層に関する調査」成果報告書，2002.
- 京都市，平成14年度地震関係基礎調査交付金「京都盆地の地下構造に関する調査」成果報告書，2003.
- 凌 魁群・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，44-48，1993.
- 松本則夫・編，平成7年度地震予知地下水等観測施設及び設備工事（その3）報告書，地質調査総合センター研究資料集，663，国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター，2018.
- 松岡数充，奈良盆地のボーリング試料中の大阪層群について，長崎大学教養部紀要（自然科学篇），24，23-31，1983.
- 松岡数充・西田史朗，奈良盆地の最上部更新～完新統，長崎大学教養部紀要（自然科学編），21，35-47，1980.
- Metropolis, N., A.W. Rosenbluth, M.N. Rosenbluth, and A.H. Teller, Equation of State Calculations by Fast Computing Machines, J. Chem. Phys., 21(6), 1087-1092, 1953.
- 三田村宗樹，京阪奈丘陵の大阪層群の層序と地質構造，第四紀研究，31，159-177，1992.
- 三田村宗樹，丘陵地域の地層構成，新関西地盤－奈良盆地－，KG-NET・関西圏地盤研究会・

- 関西地質調査業協会編，28-32，2018.
- 文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所，中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測平成25～27年度成果報告書，311p，2016.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所，大都市大震災軽減化特別プロジェクトI地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」平成16年度成果報告書，794p，2005.
- 長岡京市史編さん委員会・編，長岡京市史資料編1，838p，1991.
- 中野聰志・橋本 勘・木村克己・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ，琵琶湖南湖湖岸・雄琴花こう岩深層ボーリング試料の記載岩石学，地球科学，72，11-20，2018.
- 奈良県企画部開発調整課・編，土地分類基本調査（5万分の1）「桜井」，52p，1982.
- 奈良県企画部開発調整課・編，土地分類基本調査（5万分の1）「奈良・大阪東北部・大阪東南部」，52p，1984.
- 奈良県企画部開発調整課・編，土地分類基本調査（5万分の1）「吉野山」，65p，1985.
- 奈良県企画部開発調整課・編，土地分類基本調査（5万分の1）「五條・高野山」，67p，1995.
- 奈良市市民生活部新斎苑建設推進課，新斎苑整備事業物理探査等業務委託報告書，78p，2016.
- 西村 進・桂 京造，京都盆地の温泉，温泉科学，59，46-56，2009.
- 西岡芳晴・尾崎正紀・寒川 旭・山元孝広・宮地良典，桜井地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），通商産業省工業技術院地質調査所，141p，2001.
- 岡田篤正・檜山公洋・松川耕治・末廣匡基，新名神高速道路（京都府城陽地区）における反射法地震探査，日本活断層学会2019年度秋季学術大会予稿集，0-12，2019
- 奥村晃史・寒川 旭・須貝俊彦・高田将志・相馬秀廣，奈良盆地東縁断層系の総合調査，平成8年度活断層研究調査概要報告書，51-62，工業技術院地質調査所，1997.
- 大阪府，平成14年度地震関係基礎調査交付金「大阪平野の地下構造に関する調査」成果報告書，2003.
- 尾崎正紀・寒川 旭・宮崎一博・西岡芳晴・宮地良典・竹内圭史・田口雄作，奈良地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），通商産業省工業技術院地質調査所，162p，2000.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター，日本重力データベース DVD版，数値地質図P-2，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター，20万分の1日本シームレス地質図V2，データ更新日2019年6月5日，<https://gbank.gsj.jp/seamless/>，2019.
- 佐竹健治・寒川 旭・須貝俊彦，金剛断層系の総合調査，平成8年度活断層研究調査概要報告書，63-72，1997.
- 関口春子・浅野公之・岩田知孝，奈良盆地の3次元速度構造モデルの構築と検証，地質学雑誌，125，715-730，2019.
- Senna, S., A. Wakai, H. Suzuki, A. Yatagai, H. Matsuyama, and H. Fujiwara, Modeling of The Subsurface Structure from The Seismic Bedrock to The Ground Surface for A Broadband Strong Motion Evaluation in Kumamoto Plain, J. Disas. Res., 13,

- 917-927, 2018.
- 嶋倉己三郎・梅田甲子郎・粉川昭平・紺田 功・野口寧世・中島和一, 地質, 奈良市史(自然編), 奈良市, 1-108, 1971.
- 相馬秀廣・八木浩司・岡田篤正・中田 高・池田安隆, 1:25,000 都市圏活断層図「桜井」, 国土地理院, 1998.
- 竹村恵二・横山卓雄, 琵琶湖 1400m 掘削試料の層相からみた堆積環境, 陸水学雑誌, 50, 247-254, 1989.
- Wakai, A., S. Senna, K. Jin, A. Yatagai, H. Suzuki, Y. Inagaki, H. Matsuyama, and H. Fujiwara, Modeling of Subsurface Velocity Structures from Seismic Bedrock to Ground Surface in the Tokai Region, Japan, for Broadband Strong Ground Motion Prediction, J. Disas. Res., 14, 1140-1153, 2019.
- 若松加寿江・松岡昌志, 地形・地盤分類 250 m メッシュマップの更新, 日本地震工学会会誌, 40, 24-27, 2020.
- 八木浩司・相馬秀廣・岡田篤正・中田 高・池田安隆, 1:25,000 都市圏活断層図「奈良」, 国土地理院, 1998.
- Yamamoto, A., R. Shichi, and T. Kudo, Gravity Database of Japan (CD-ROM), Earth Watch Safety Net Research Center, Chubu University, Special Publication, No.1, 2011.
- 山崎博史・吉川周作・林 隆夫, 琵琶湖西岸, 古琵琶湖層群基底部のコアの層序, 地質学雑誌, 100, 361-367, 1994.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・田中明子・大滝壽樹・伊藤 忍・駒澤正夫・稲崎富士・横田俊之, 地下地質調査. 平成 16 年度原子力安全基盤調査研究 (総合的評価), 産業技術総合研究所, 103-153, 2005.
- 吉川周作, 大阪層群の火山灰層について, 地質学雑誌, 82, 497-515, 1976.