

平成30・31年度（令和元年度）安曇野市委託事業

安曇野市の 地盤と地震動に関する調査報告書

令和2年3月25日
信州大学震動調査グループ
信州大学理学部

目 次

1	はじめに	1
2	平成30・31年度(令和元年度)事業の概要	1
3	地震のゆれと地盤	2
3-1	地盤を伝える地震の波	2
3-2	地盤の性質(固さ・軟らかさ)は揺れ方にどう関係するのか?	3
3-3	地盤図と揺れやすさマップの果たす役割	3
第4章	図集	5
4	安曇野市の地盤と揺れやすさの特徴	26
4-1	地盤と揺れやすさの解析の準備	26
4-1-1	ボーリングデータの収集・整理	26
4-1-2	調査データとりまとめの手順	27
4-2	安曇野市の地形と地盤の概観と活断層の位置	33
4-3	ボーリングデータ解析による安曇野市の表層地盤の全体的特徴	34
4-4	地盤図をもとに作成した揺れやすさマップ	35
4-4-1	揺れやすさマップの概要	35
4-4-2	揺れやすさマップの見方	36
4-4-3	安曇野市の地盤と揺れやすさ	37
5	微動アレー探査による安曇野市の地下構造の特徴	40
5-1	微動アレー探査の目的	40
5-2	微動アレー探査の概要	42
5-2-1	計画準備	42
5-2-2	微動アレー探査の実施	42
5-3	探査結果	46
5-3-1	微動アレー探査の流れ	46
5-3-2	表面波の抽出(分散曲線の計算)	46
5-3-3	S波速度構造の推定(逆解析)	47
5-4	解析結果	49
5-4-1	観測分散	49
5-5	解析結果の検討	55
5-5-1	基盤層および中間層のS波速度に関する検討	55
5-5-2	解析S波速度構造断面	57
5-5-3	安曇野市の地下構造断面	61

5-5-4	安曇野市の伏在断層と基盤標高分布	65
5-6	松本盆地東縁断層と小谷-中山断層	70
5-7	微動アレー探査まとめ	71
6	安曇野地域の地震の歴史	72
6-1	歴史地震の概要	72
6-2	1847年善光寺地震	73
6-3	市内の地盤のゆれの特徴	75
6-4	まとめ	76
7	用語解説	77
8	むすび	83
	謝辞	84
	ボーリングデータ提供元機関一覧	85
	参考文献	86
	地図データ諸元	90
	信州大学震動調査グループメンバー	91
	信州大学震動調査グループの打ち合わせ会議開催経過	91
	著作権について（お願い）	92
	巻末図 安曇野市の揺れやすさマップと断層	

1 はじめに

本報告書は、安曇野市からの委託を受けて平成 30～31 年（令和元年）度の 2 ヶ年にわたって実施された調査の結果を取りまとめたものです。事業では安曇野市地域の地盤調査を実施して、その結果をもとに揺れやすさマップを作成するとともに微動アレー探査によって安曇平の地下に伏在が予想される断層の位置や落差等を把握し、盆地底の地下構造を明らかにすることを主要な目的としました。それらの結果を今後の当該市の地震防災面における各種施策の強化に結び付けていただくことが大きな狙いでもあります。

平成 26 年(2014 年)11 月 22 日に発生した、白馬村付近を震源地とする M6.7 の大きな地震（神城断層地震または 11.22 長野県北西部の地震）は記憶に新しいところです。この地震による被害は、震源の東部にあたる長野市鬼無里・戸隠地域、小川村、さらには遠く離れた長野市・飯縄町・信濃町地域など広範囲にわたるものでした。安曇野市地域では揺れがそれほど大きなものではなかったことから、被害も極めて小さなものであったことは幸いでした。神城断層の南方延長部である松本盆地東縁断層は、当該市の東部山麓部を南北に走る断層ですが、糸魚川―静岡構造線系の活断層の一つとして神城断層と並んで国による評価でも注意すべきものとされているものです。そのことを鑑みれば、本事業のもつ地震防災上の意義は大きいと思われまます。

安曇野市では、令和 2 年度に従来の防災マップを全面的に見直す予定であると聞いております。地震防災面での市民の意識を一層強めていただく上で、ぜひとも本報告書の内容を防災マップにも入れ込むなど活用し、また各種防災施策にも生かしていただくことを願います。

本事業を進めるにあたっては、謝辞にも記した通り安曇野市長はもとより危機管理課をはじめとする多くの市役所関係者、関係機関にお世話になりました。また、微動アレー探査にあたっては地元地権者や学校関係者など多くの方々にお世話になりました。心から御礼申し上げます。

2 平成 30・31 年（令和元年）度の事業の概要

2 年間にわたり実施した本事業の経過概要は以下の通りです。

1) 微動アレー探査

平成 30 年 7 月～9 月

地表踏査と既存資料による平成 30 年度探査測線の選定作業

平成 30 年 8 月～9 月

探査依頼先企業の選定・決定作業

平成 30 年 11 月 9 日～11 月 13 日

探査実施

平成 30 年 12 月～1 月

探査結果の解析・整理

平成 31 年 2 月

探査結果報告書の作成・確認作業
 令和元年6月～8月
 令和元年度探査測線の選定作業
 令和元年11月18日～11月23日
 探査実施
 令和2年12月～2月
 探査結果の解析・整理
 令和2年3月
 探査結果報告書の作成・確認作業

2) ボーリングデータの収集・整理

平成30年6月～12月
 既存ボーリングデータの収集作業
 平成31年1月～令和元年12月
 データの整理作業

3) 平成30年6月～令和元年8月 地形・地質にかかわる地表踏査と結果の整理

4) 平成30・31年（令和元年）度調査結果報告書の作成

5) その他

打ち合わせ会議の開催（1回/月）

3 地震のゆれと地盤

3-1 地盤を伝える地震の波

地震の波は、地下の深いところ（地下深度、数km～100km程度）にある震源断層で発生し、地下の地盤を伝わって地表に届きます。

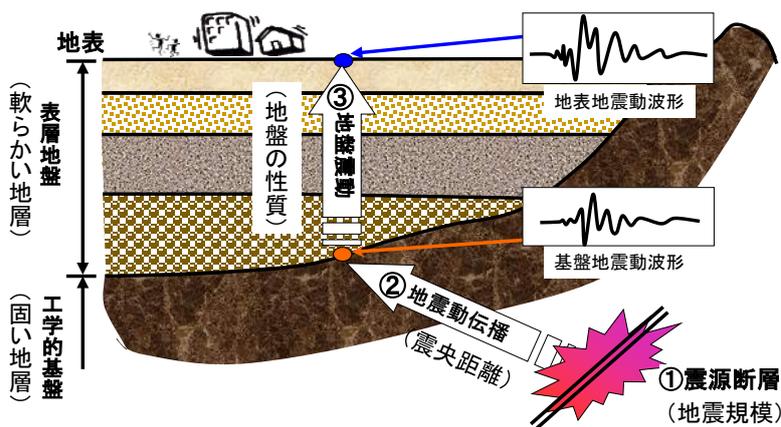


図3-1は、地震波が地下の地盤を伝わって地表に伝わる様子を模式的に表しています。①震源断層で発生した地震波は、②固い地層（工学的基盤、あるいは後述の建築支持基盤と考えられる地層）まで伝播し、③表層のやや軟らかい堆積地盤の中を、反射と屈折を繰り返しながら、地表へと到達します。この地表の地震波が、

図3-1 地盤を伝える地震の波（岐阜県, 2002に修正・加筆）

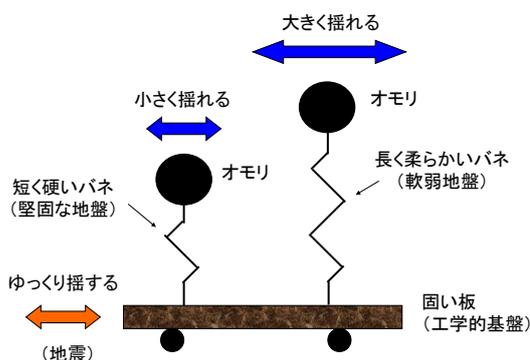
いわゆる地震による地盤の揺れとなるのです。一般に、震源断層が長くて大きいほど、地震の規模（マグニチュード）は大きくなります。また、震源から工学的基盤までの距離（震

央距離)が近いほど、地盤の揺れ(地震波の振幅)が大きくなります。地表の揺れの大きさの目安は、気象庁が発表する震度階級により知ることができ、地震発生直後に震度速報が発表されるシステムが現在構築されています。

3-2 地盤の性質(固さ・軟らかさ)は揺れ方にどう関係するのでしょうか?

地盤の揺れは、物理学では逆さ振り子(図3-2)に例えられます。逆さ振り子は、オモリの下に垂直にバネが付いていて、バネはその下の固い板に固定されています。そして、この板をゆするとオモリが揺れる仕組みです。さて、強さの違うバネを持つ二つの逆さ振り子を同時に揺ると、揺れ方にどのような違いが生じるのでしょうか?

固い板をゆっくり揺ると、短くて硬いバネを持つ逆さ振り子は小さく揺れ、長くて柔



らかいバネを持つ逆さ振り子は大きく揺れるはずですが。ここで用いられる固い板を工学的基盤、長い逆さ振り子を軟らかい(軟弱)地盤、短い逆さ振り子を固い(堅固)地盤とみなすことができます。

要するに、軟らかい(軟弱)地盤では、地震による揺れが大きくなる場合が多いのです。一般に、地盤は深度が深くなるほど固く締まっていますので、地表のごく浅いところの地盤の性質が揺れの大きさに効いてくることになります。

図3-2 バネの強さが違う二つの逆さ振り子

3-3 地盤図と揺れやすさマップの果たす役割

3-1や3-2で述べたように、地震の際の地盤の揺れ方は、その場所の地盤の性質に左右されますが、特に表層近くの地盤が軟らかいか、固いか、が大きく関係しています。そこで私たちは、2011年6月30日の松本の地震や2014年11月22日の長野県北西部地震(神城断層地震)の教訓を生かし、地震に強い街づくりに役立ててもらうために安曇野市内でこれまでに掘削されたボーリングのデータをできるだけ集め、それをもとに地表近くの地盤の状況を、ボーリング柱状断面図・建築支持基盤深度図・軟弱地盤の厚さ分布図などからなる地盤図にまとめました。これらの図の作成に使用したボーリング本数は1,300本を超えます。

これらの地盤データをもとに、「揺れやすさマップ」を作成しました。地震の際の揺れ方が地盤の性質(固い地盤か軟らかい地盤か、軟らかい地盤がどれくらいの厚さで堆積しているか)などに強く関係していますので、「揺れやすさマップ」は、地盤の特徴の別の表現でもあるのです。

また、松本から大町にかけての盆地がフォッサマグナ西縁の糸魚川-静岡構造線に沿う盆地であることから、この断層に関する伏在断層についての微動アレー探査も実施し、盆地地下の構造について新たなデータを得ました。

現在、橋や道路、ビルなど、構造物の基礎設計に関しては耐震基準が厳しく定められて

います。そしてそれに関して正確な地盤のデータが必要とされています。また、地震による都市災害をできるだけ軽減するために、地盤データにもとづいた震度予測図（揺れやすさマップ）を作成し、それを基に防災対策を策定する行政機関も次第に増えてきました。今回作成した地盤図や揺れやすさマップが、安曇野市民すべてにとっての「地震に強い街づくり」に生かされることを願っています。

第4章 図集

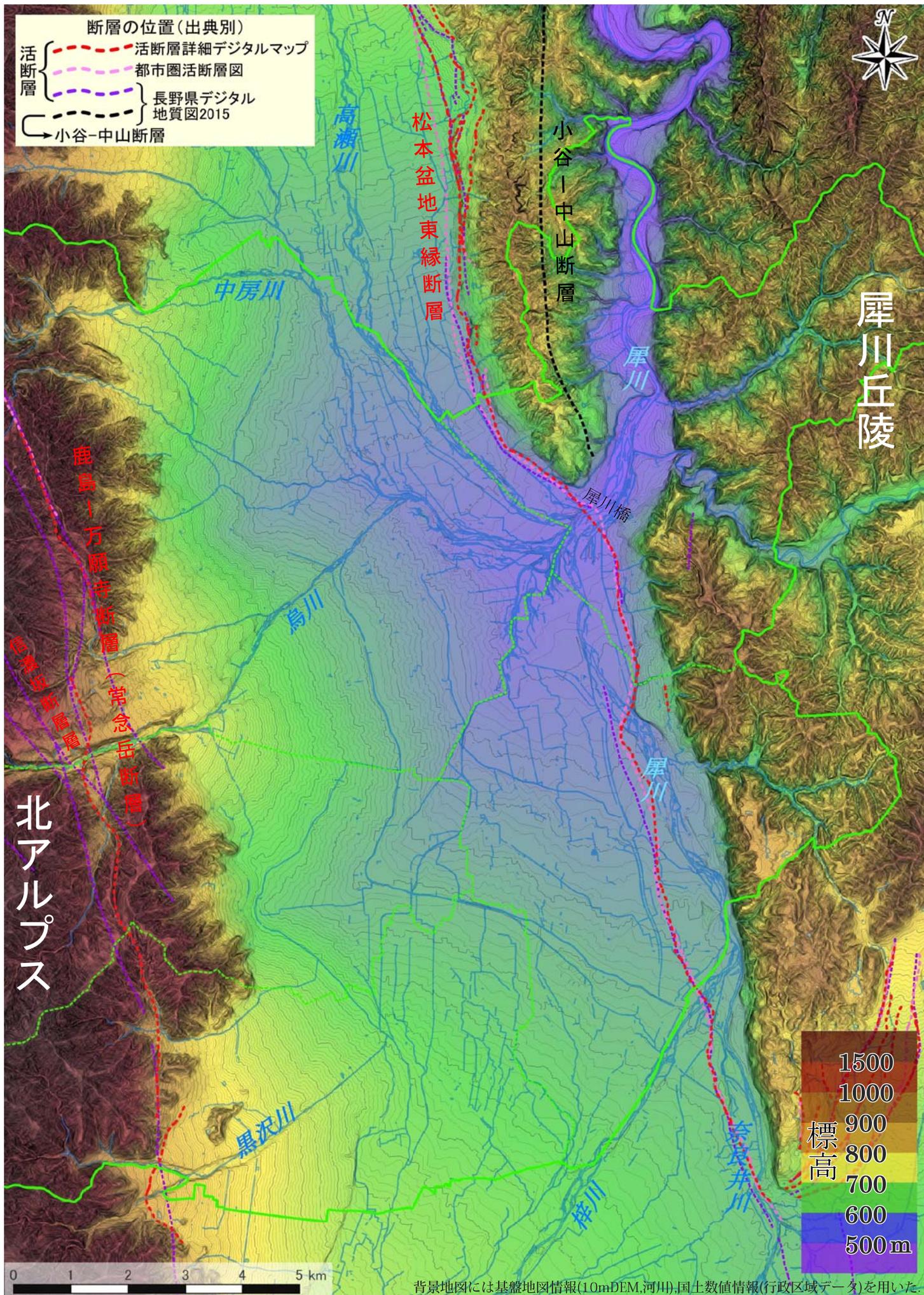


図4-2-1 安曇野市の地形と既知の活断層の位置

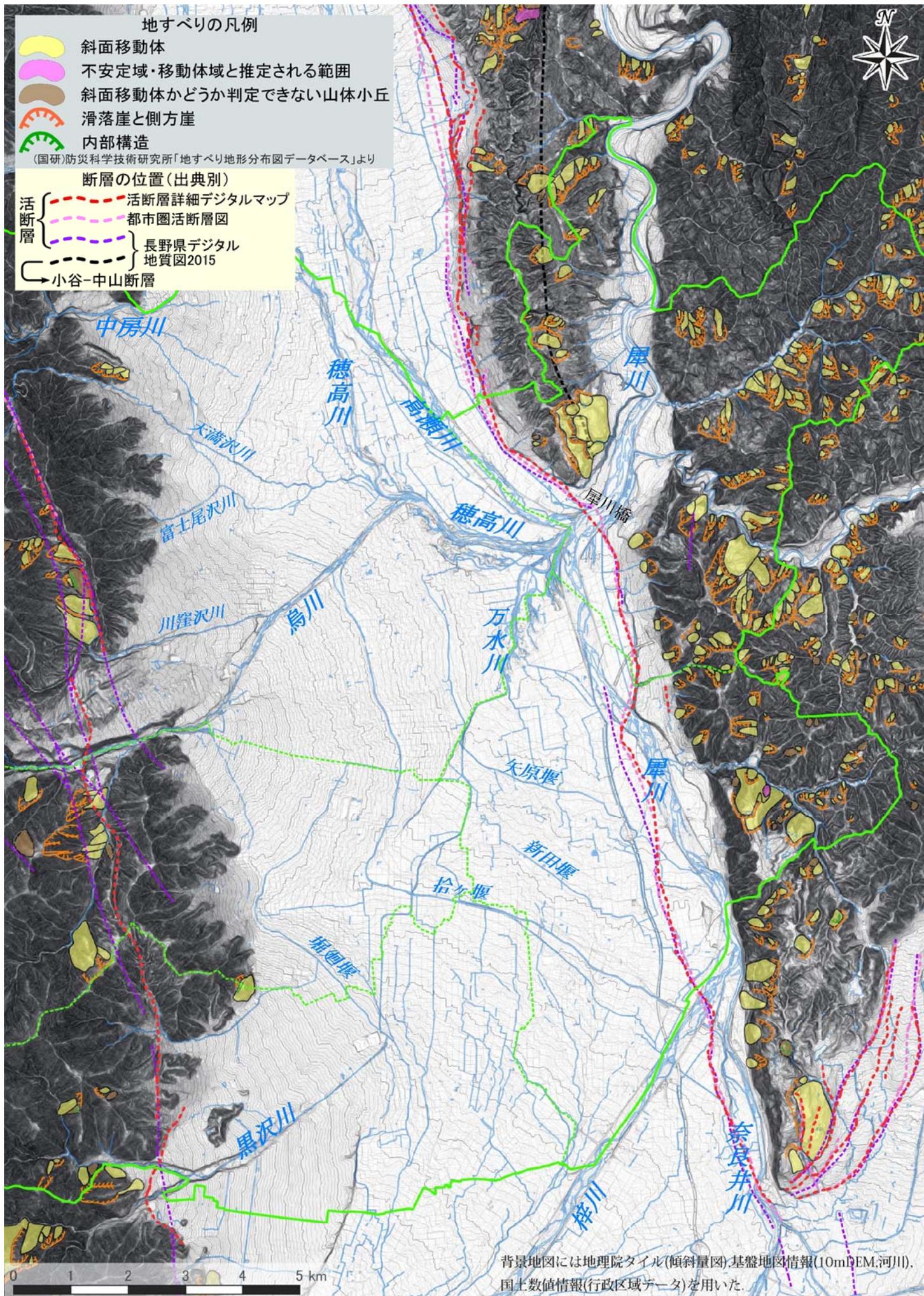


図4-2-2 安曇野市の地形と地すべりの分布

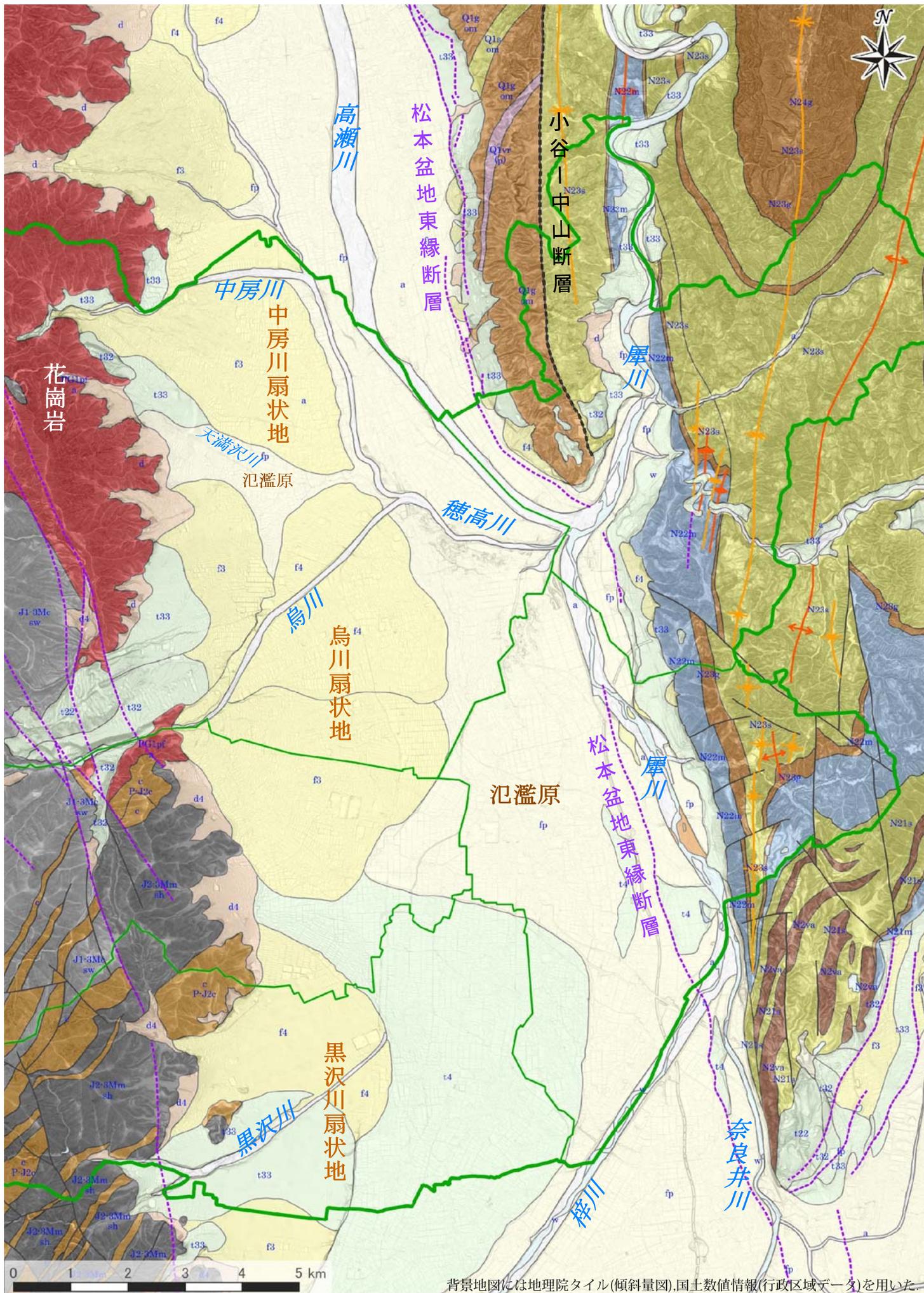


図4-2-3 安曇野市の地質図 (長野県デジタル地質図2015による)

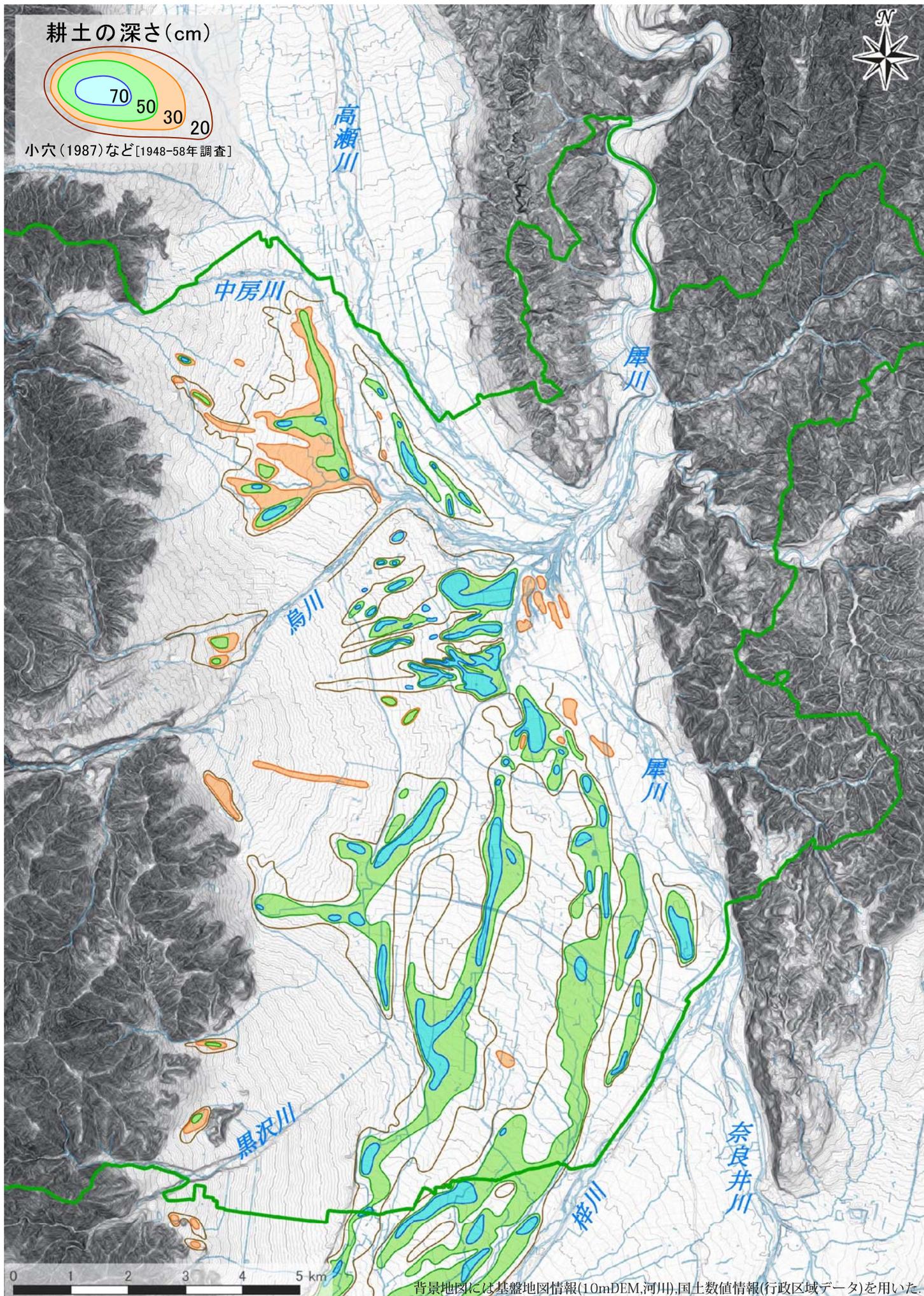


図4-2-4 南安曇郡の耕土の深さ分布

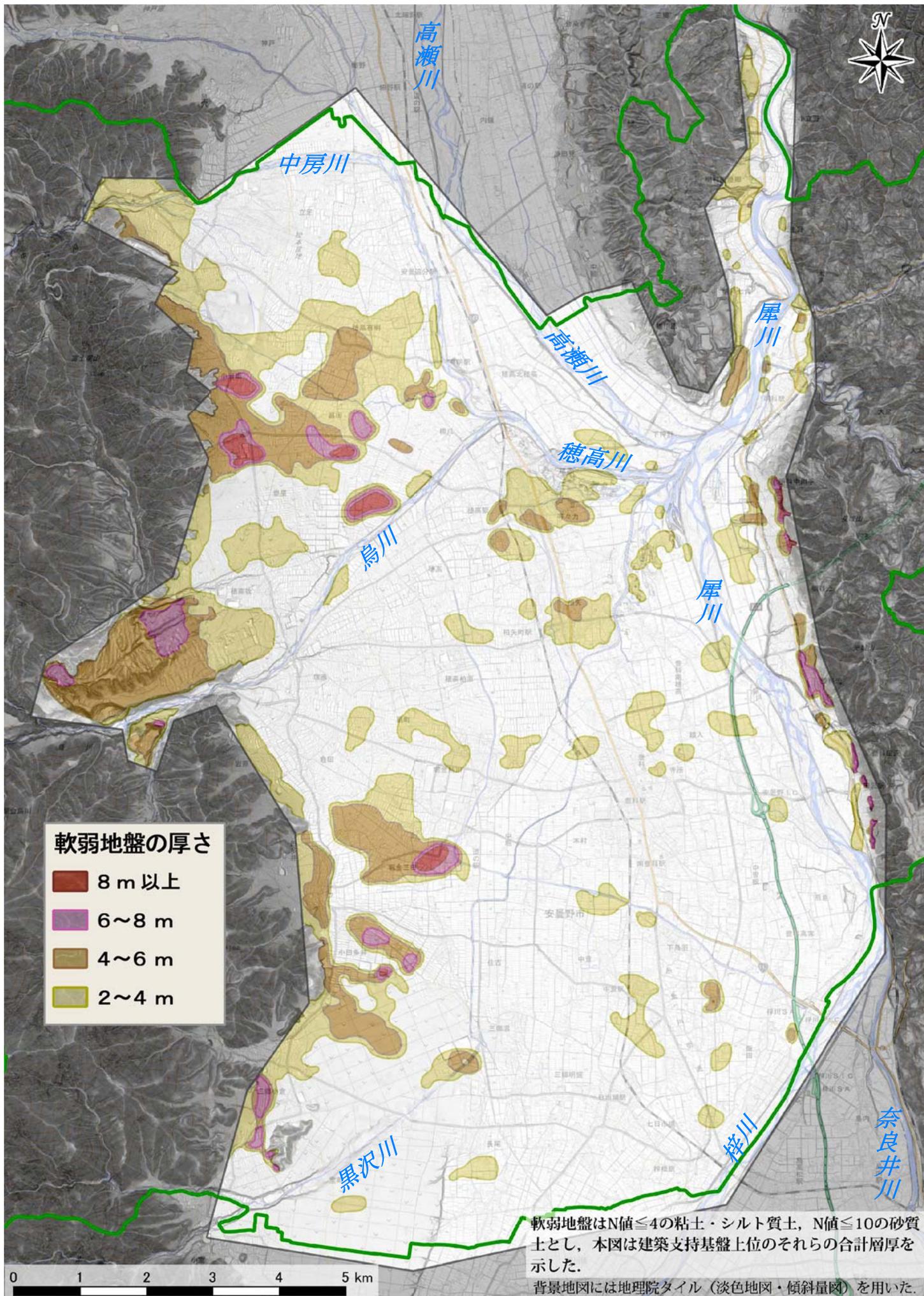


図4-3-2 軟弱地盤の厚さ分布図

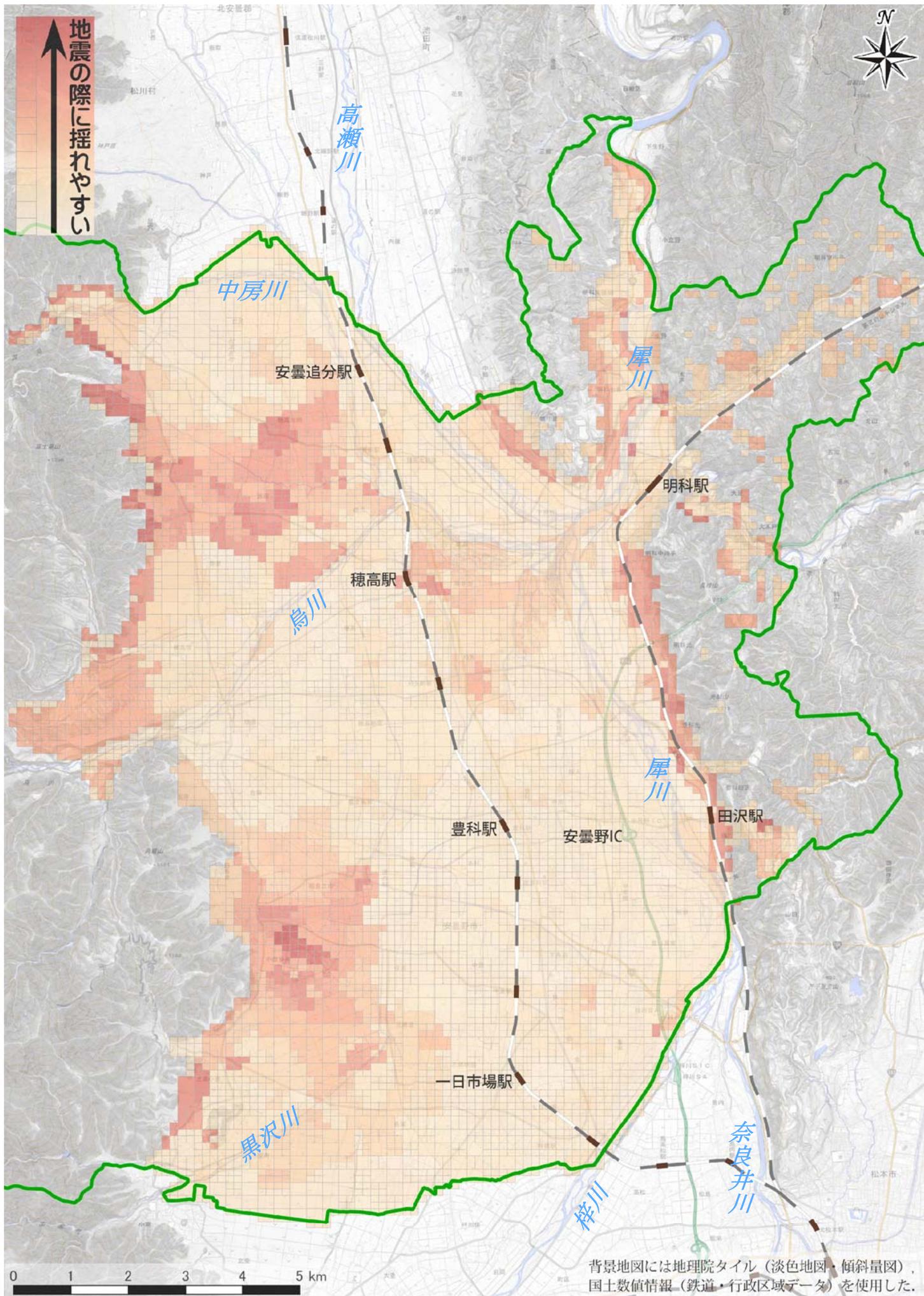


図4-4-1 安曇野市の揺れやすさマップ

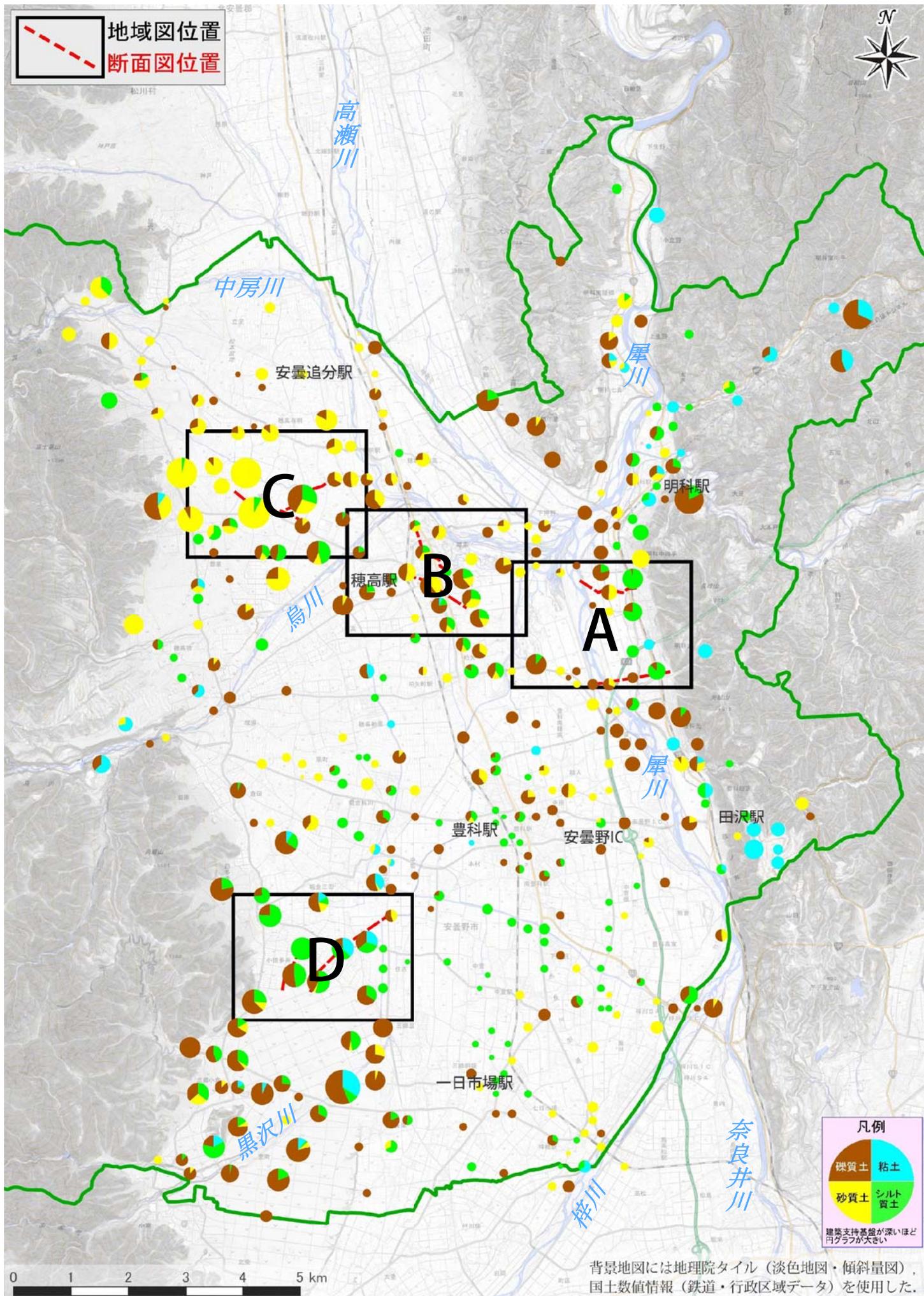


図4-4-3 揺れやすさマップと各地の地盤の索引図

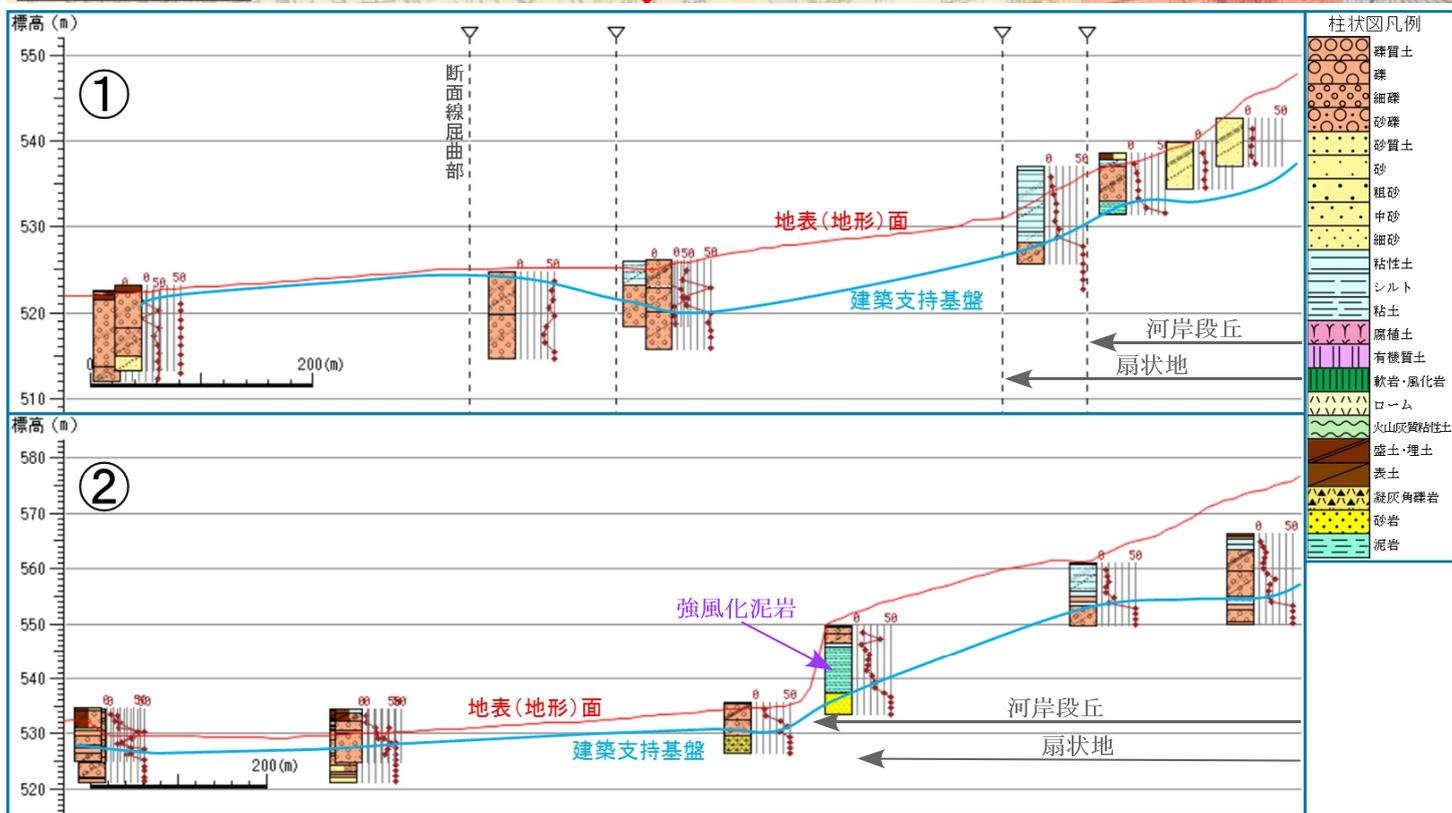
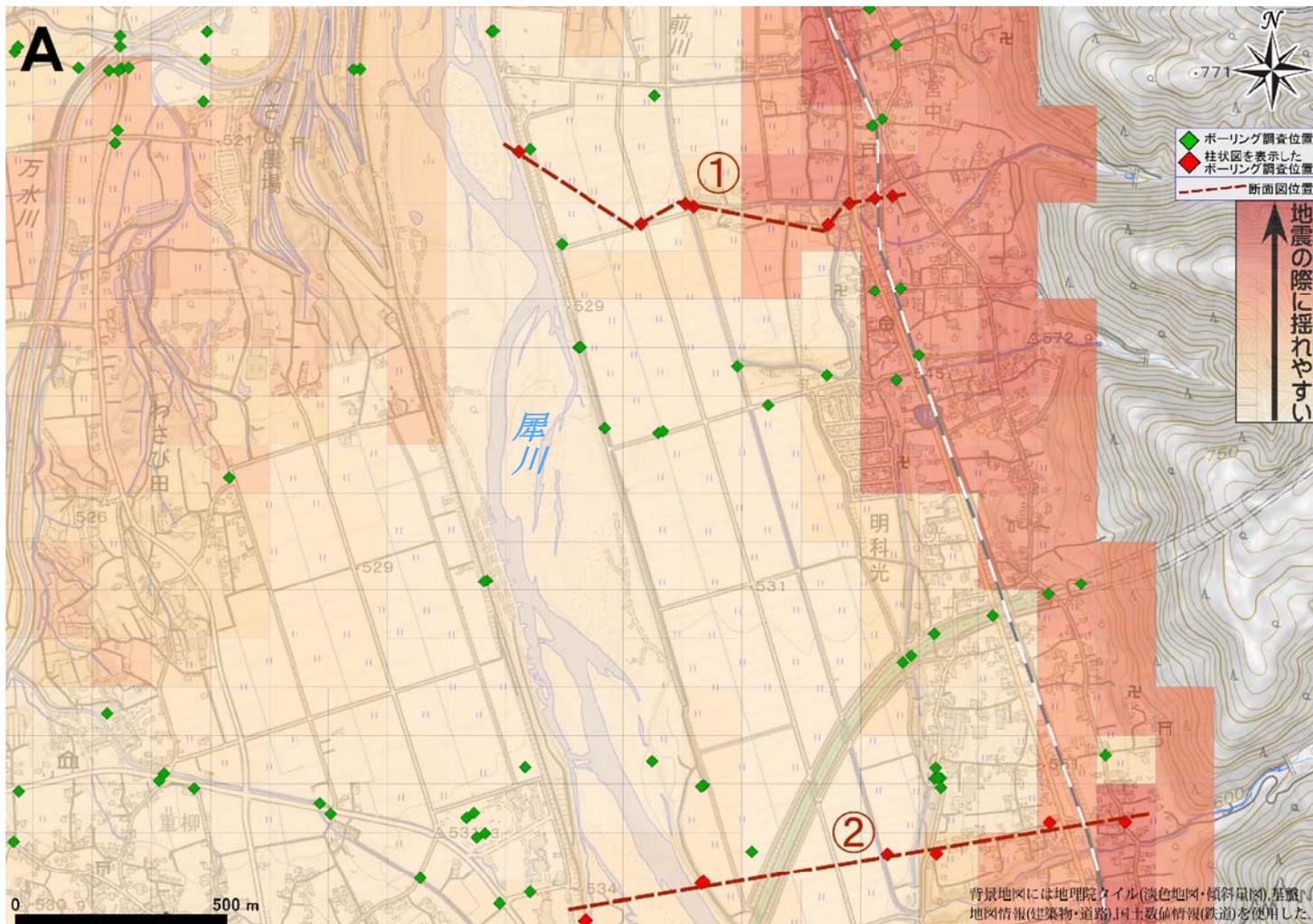
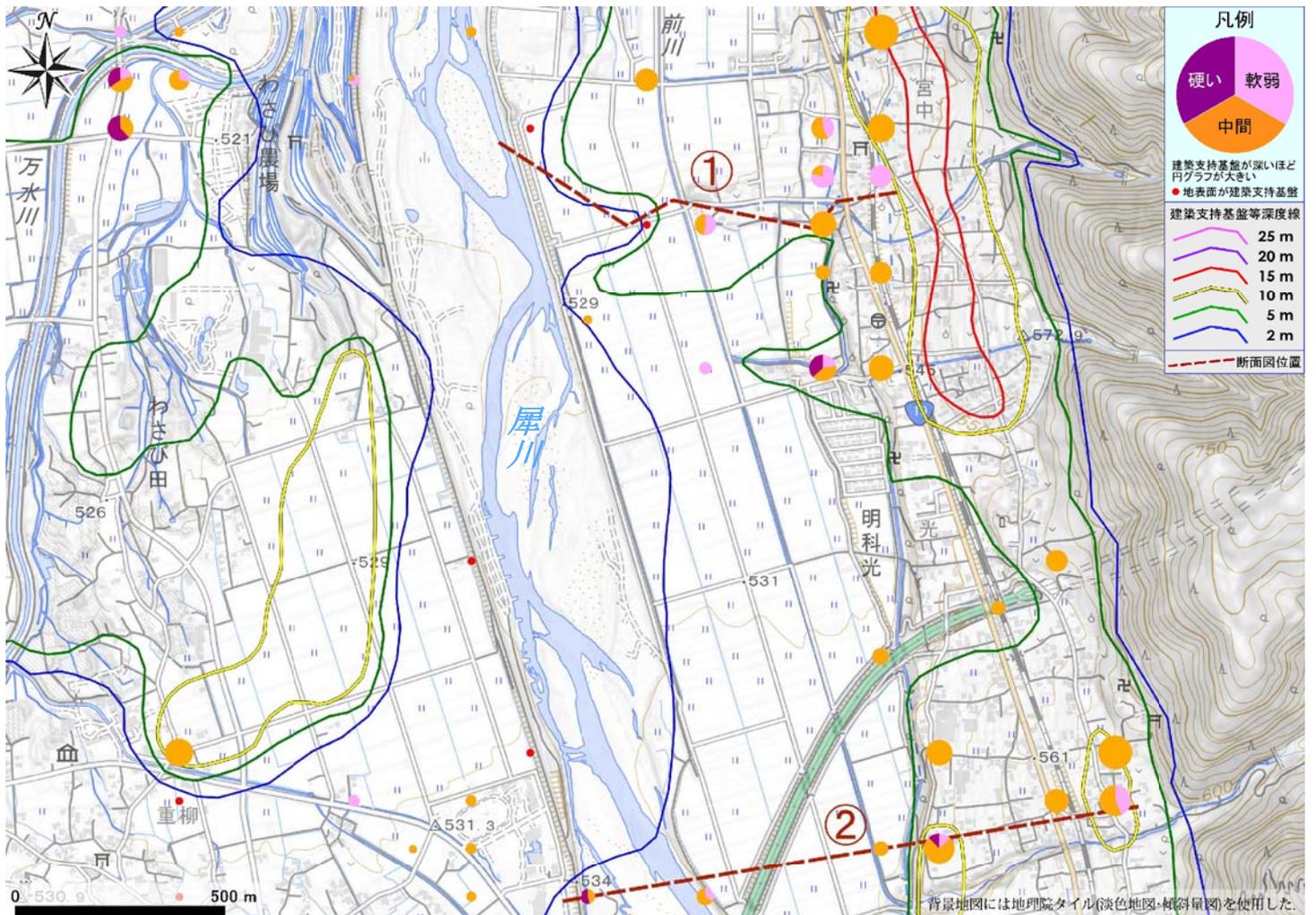
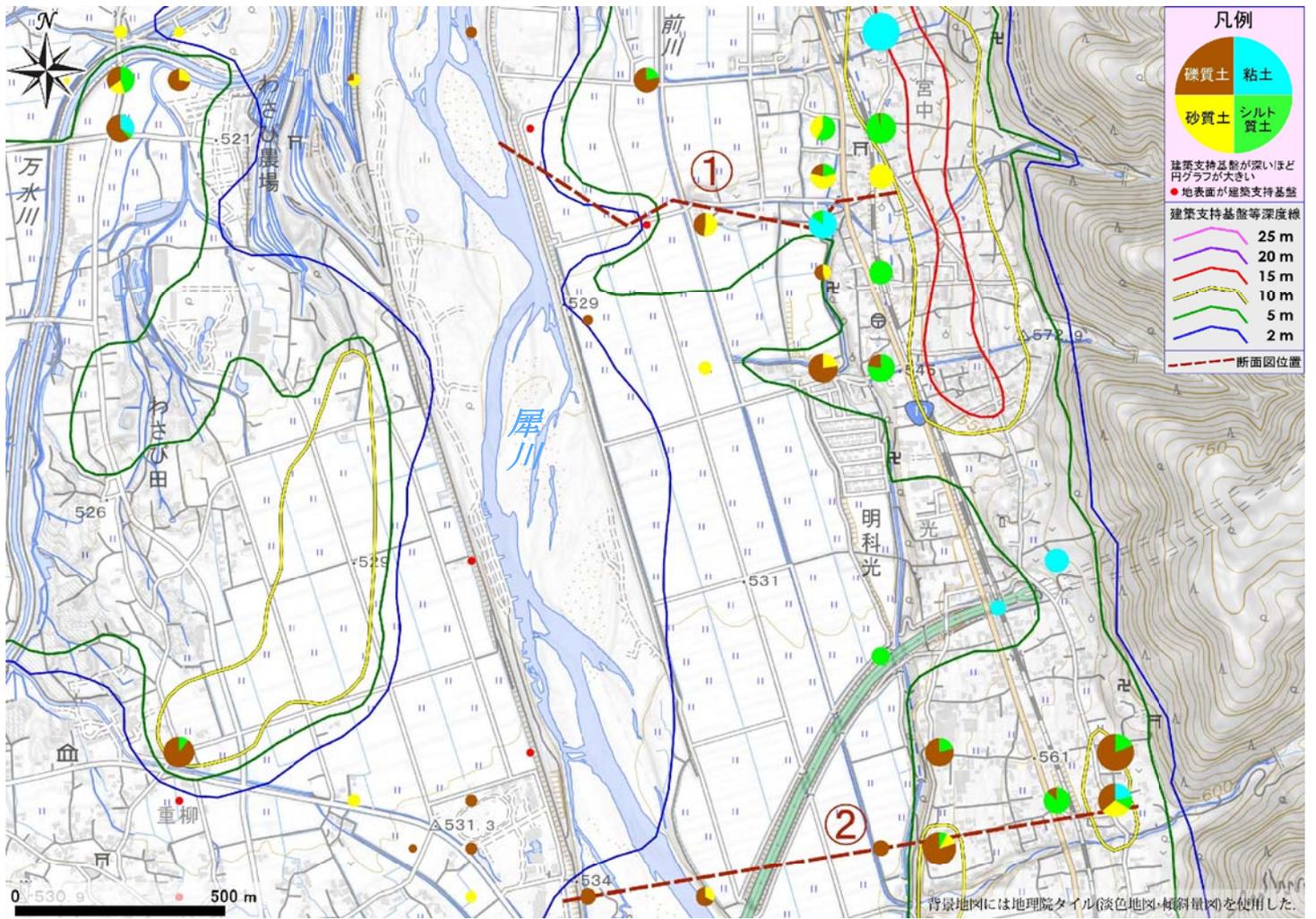


図4-4-3-A 揺れやすさマップと各地の地盤1

段丘面上では建築支持基盤が深い地域が多く、断面線①付近の段丘上は扇状地堆積で覆われ、10m近い軟弱な砂質土や中間的な硬さの粘土などのため揺れやすく、さらに段丘の下まで扇状地堆積物が達し、中間的硬さのシルト質土のため揺れやすい地盤になっている。

断面線②の段丘上では中間的な硬さの礫質土、著しく風化した泥岩のため揺れやすくなっている。犀川の氾濫原は礫質で比較的揺れにくい地盤だが、万水川周辺の緩い砂礫がたまっているようなところでは、やや揺れやすくなっている。



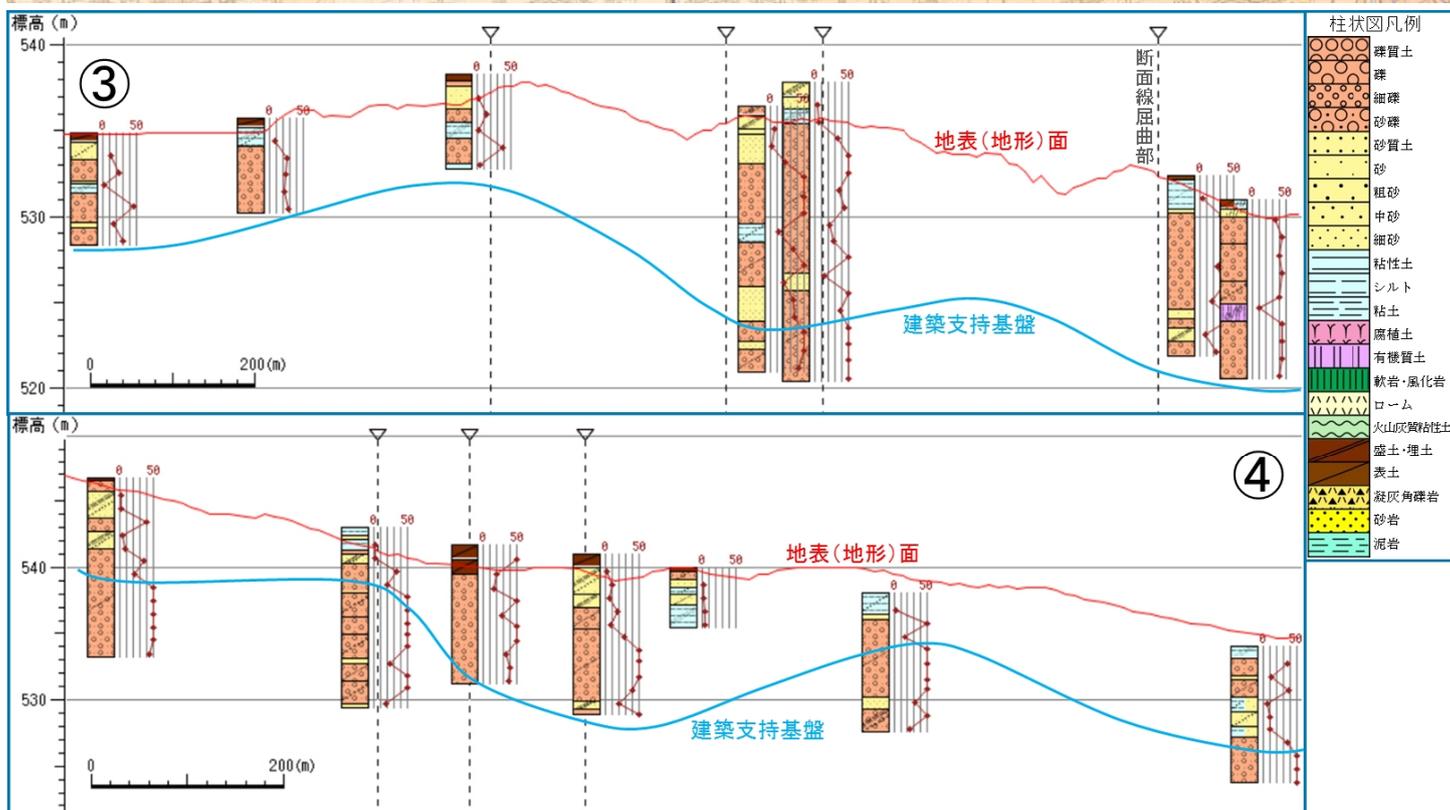
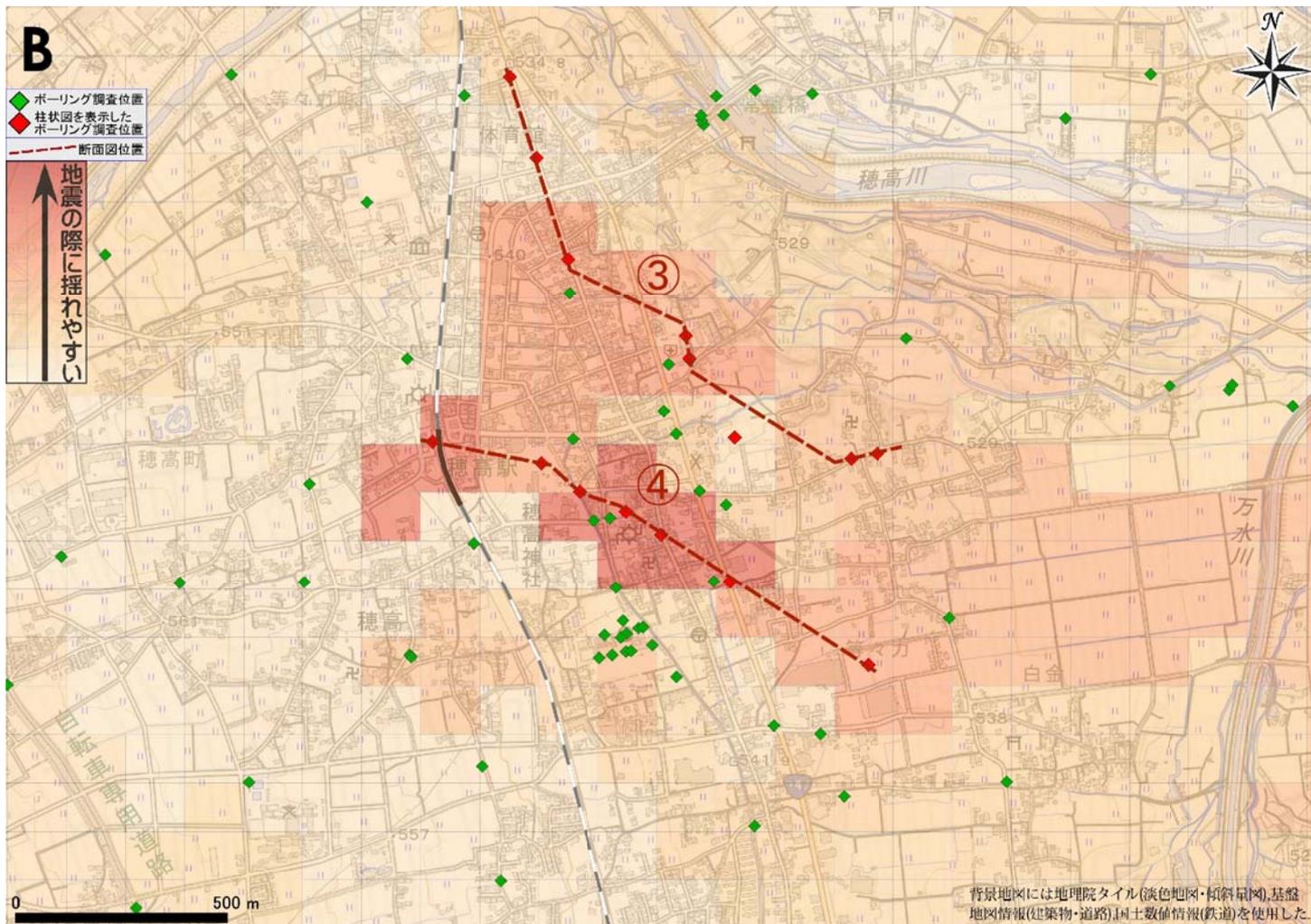
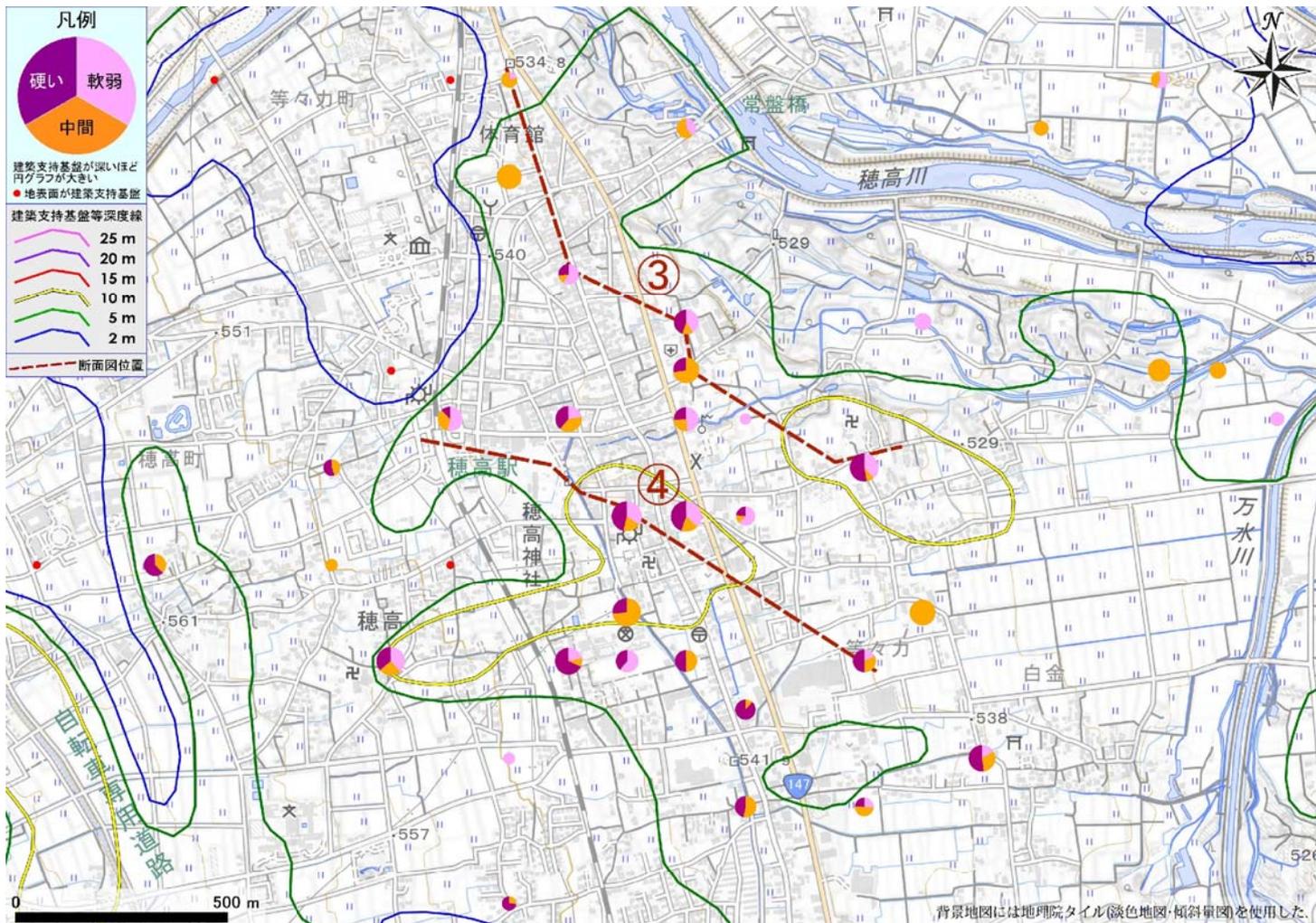
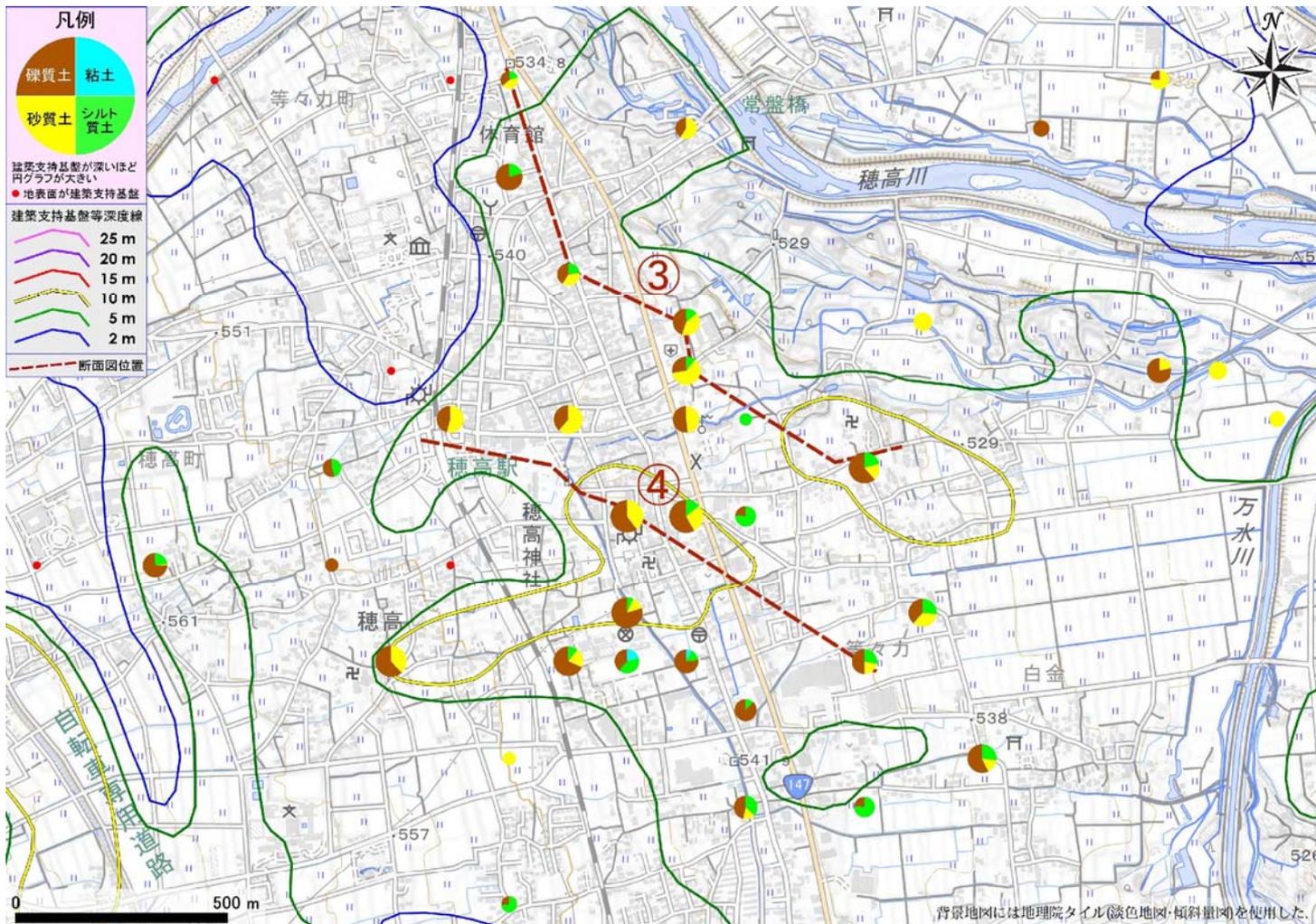


図4-4-3-B 揺れやすさマップと各地の地盤2

断面線③④とも建築支持基盤5~10m程度であるが、間に硬い礫質土が厚くたまっている場合が多い。この付近は三川合流部の近くで基本的には礫質な堆積物がたまりやすい環境だったが、軟弱な砂質土、シルト質土が厚くたまることもあるため揺れやすい地域となっている。ただし、狭い地域でも地盤構成は様々で、実際には揺れやすい地域、とそれほどでもない地域が混在しているはずである。



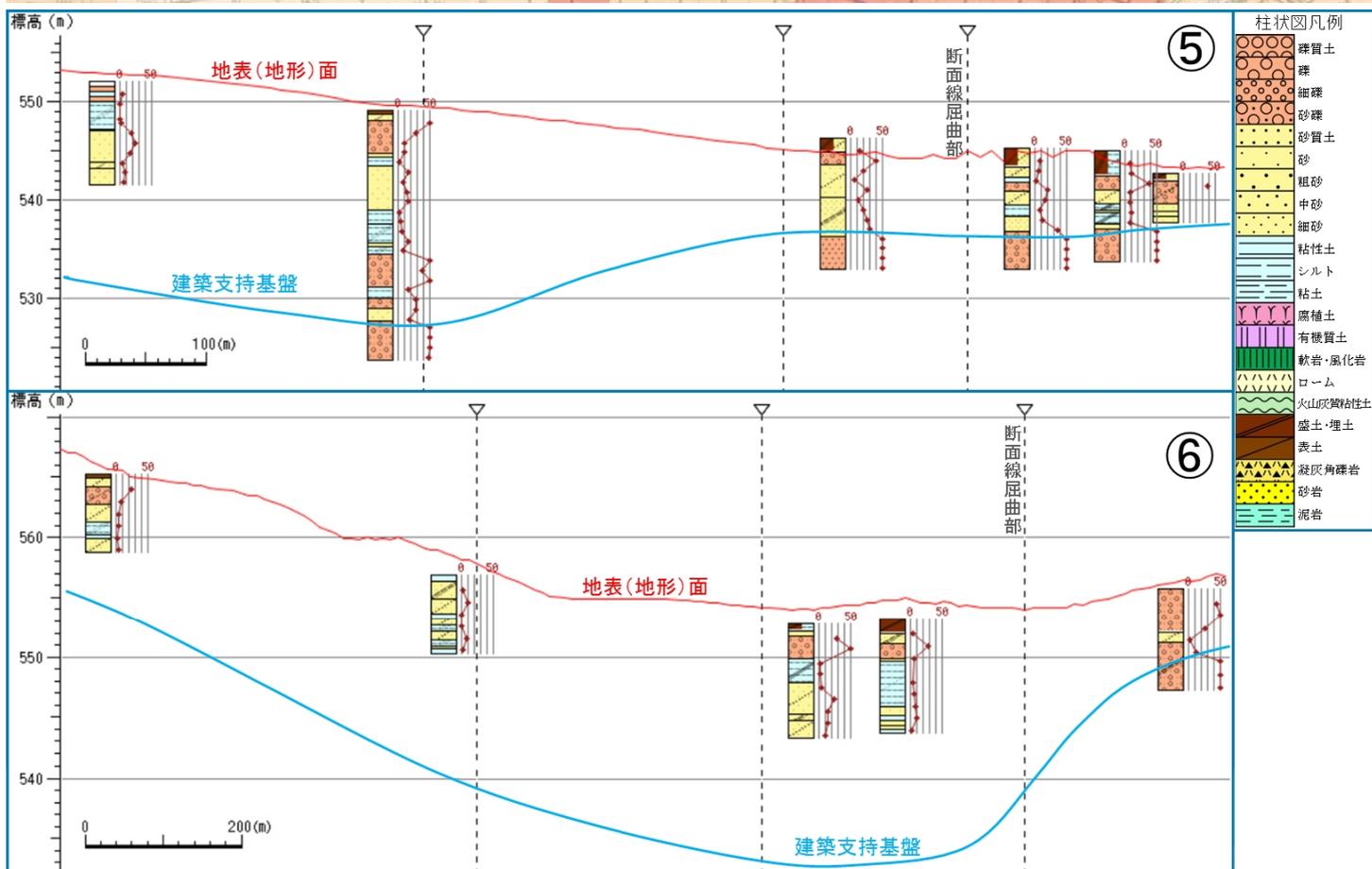
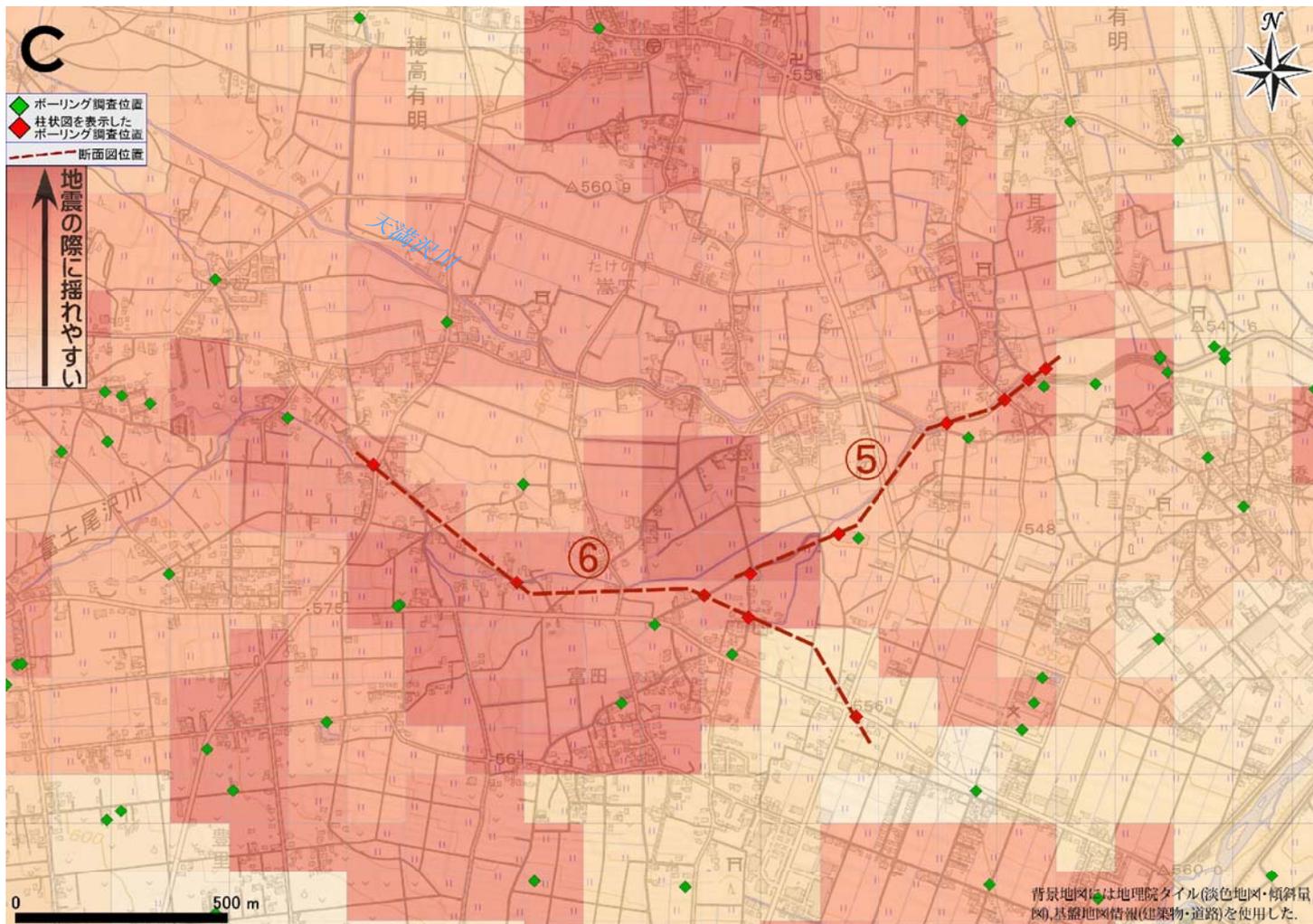
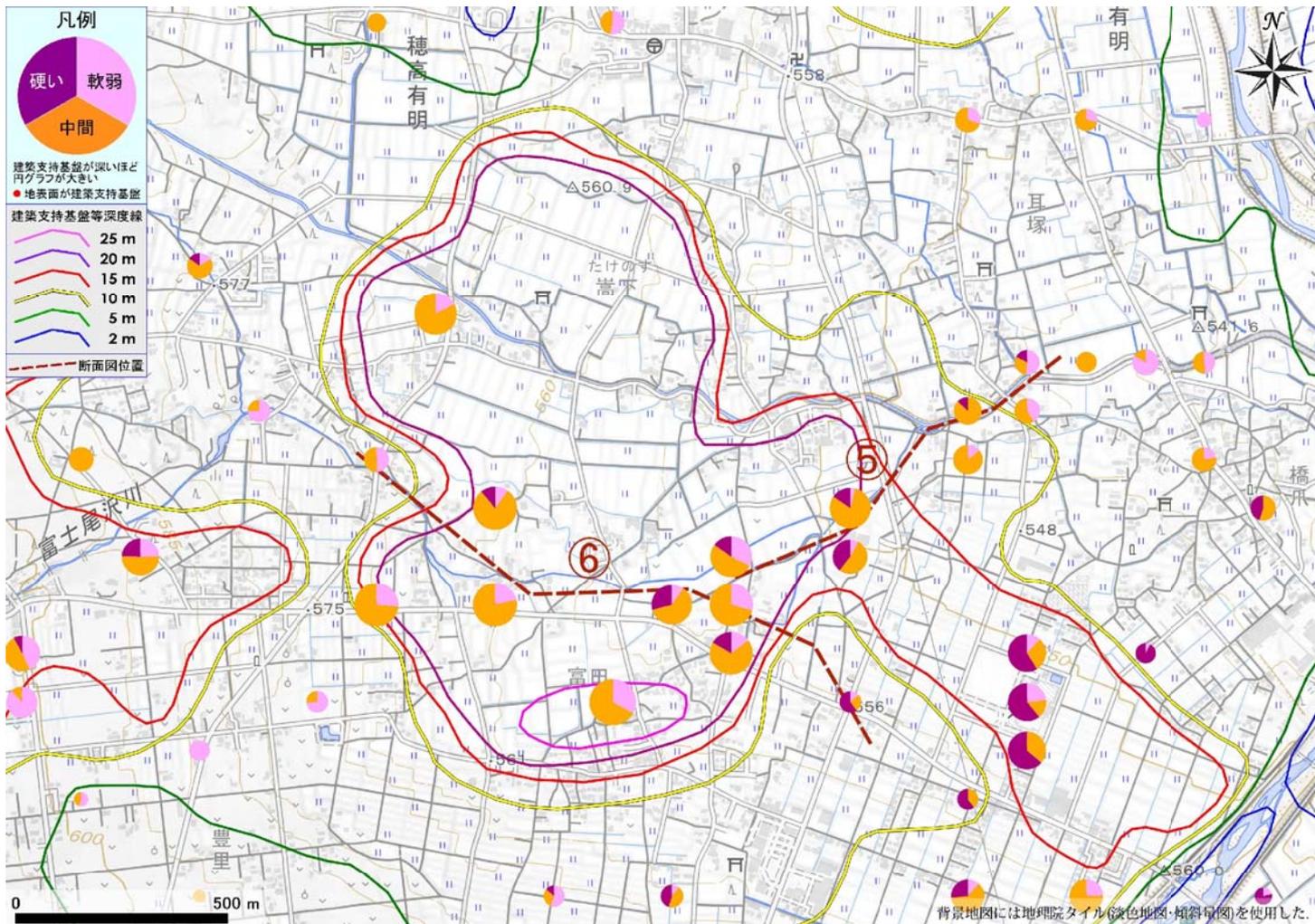
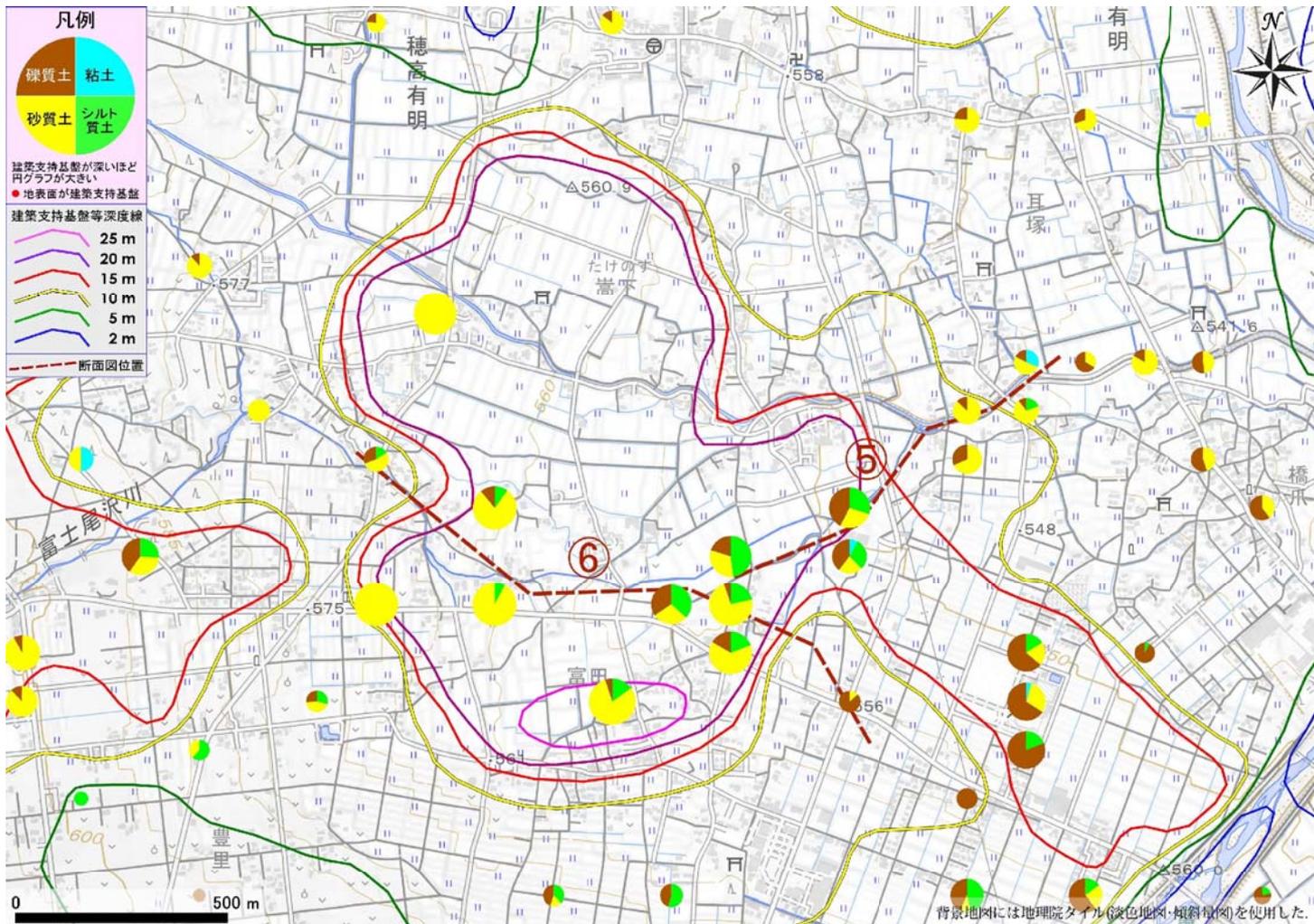


図4-4-3-C 揺れやすさマップと各地の地盤3

北の中房川扇状地と南の烏川扇状地に挟まれた低地で、礫質な堆積物は少ない。建築支持基盤深度は深く、砂～シルト質土が20m以上堆積していることが見込まれる。軟弱地盤が厚いわけではないが、（軟弱に近い）中間的な硬さの地盤でも厚い分だけ、より揺れやすい。



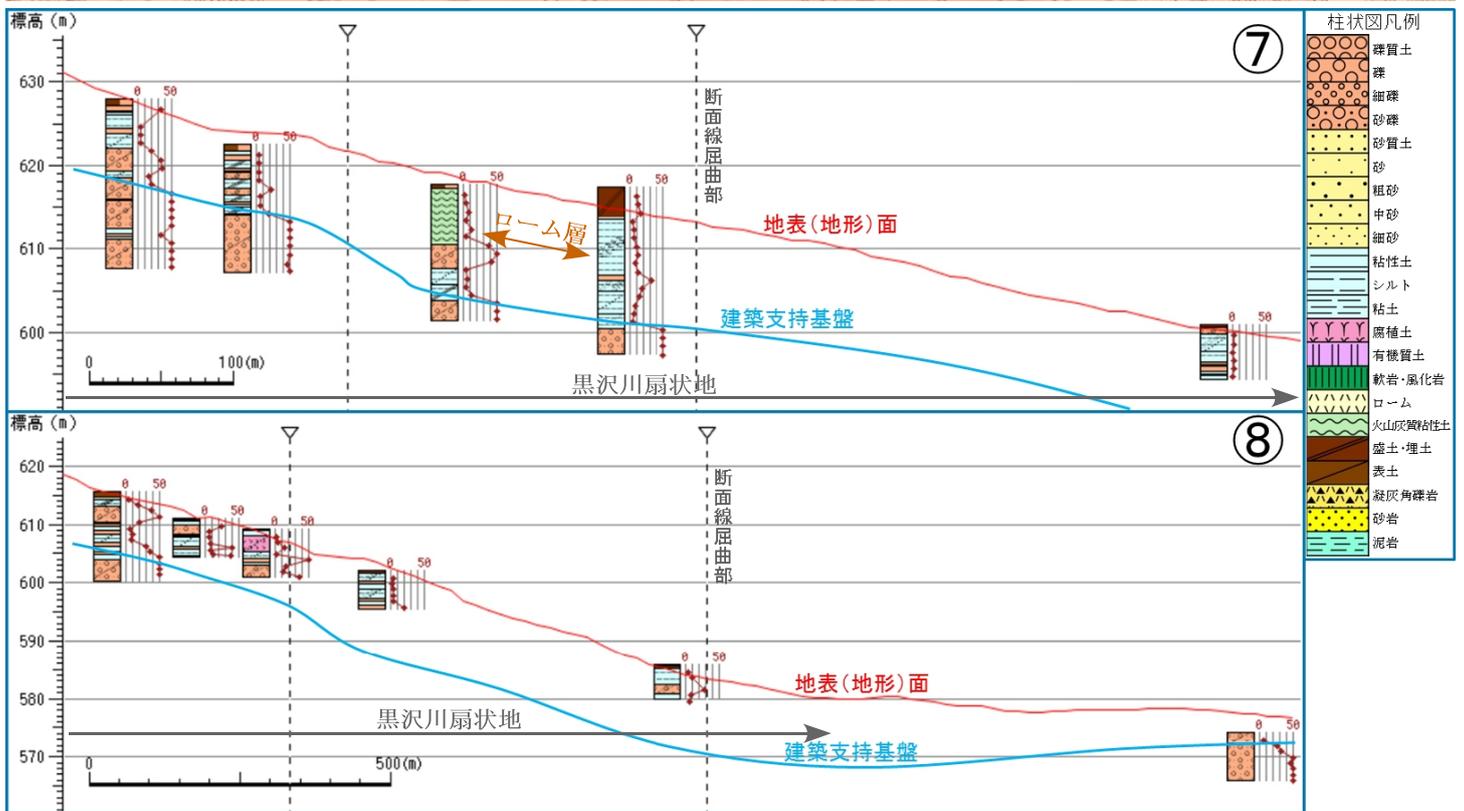
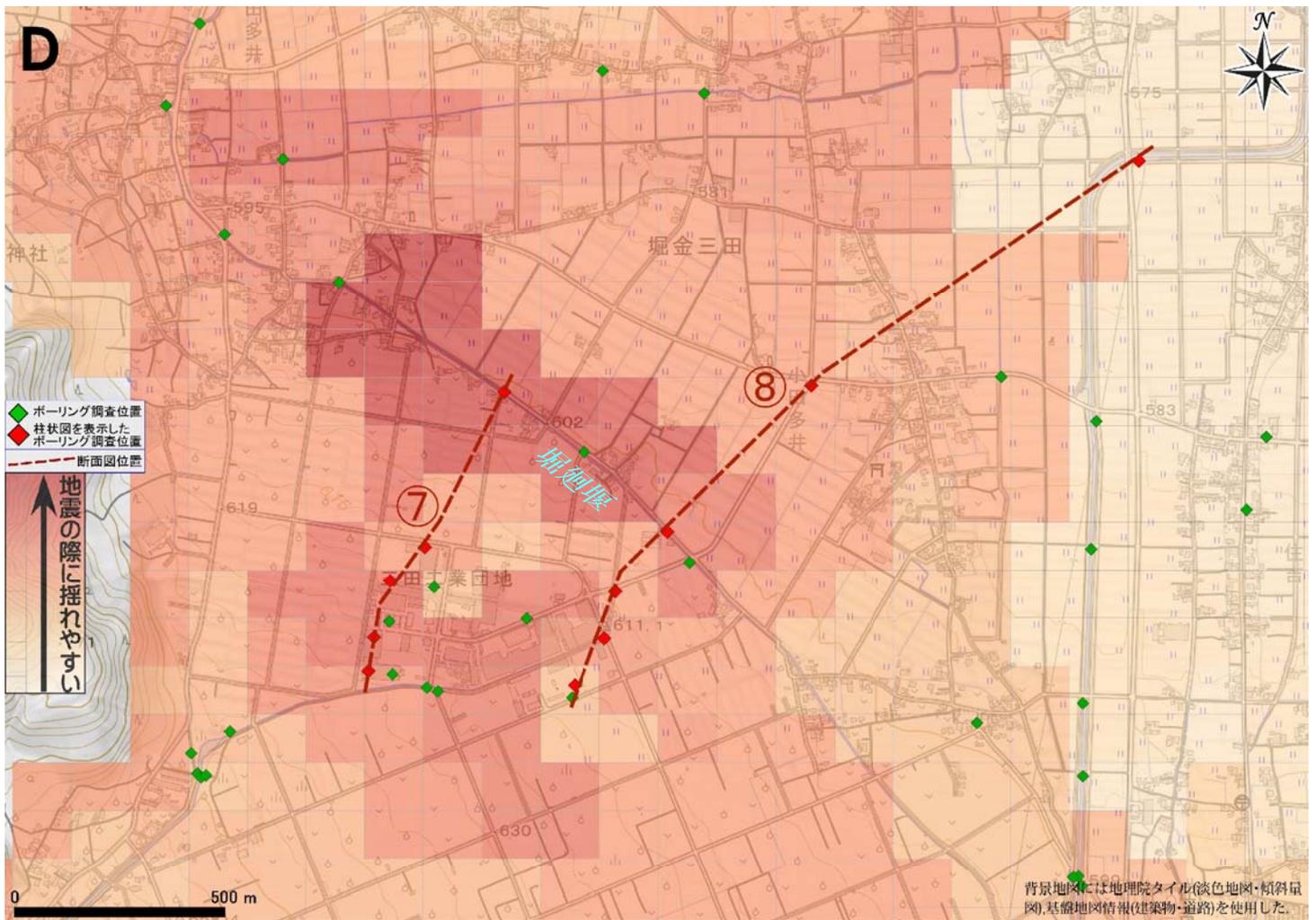
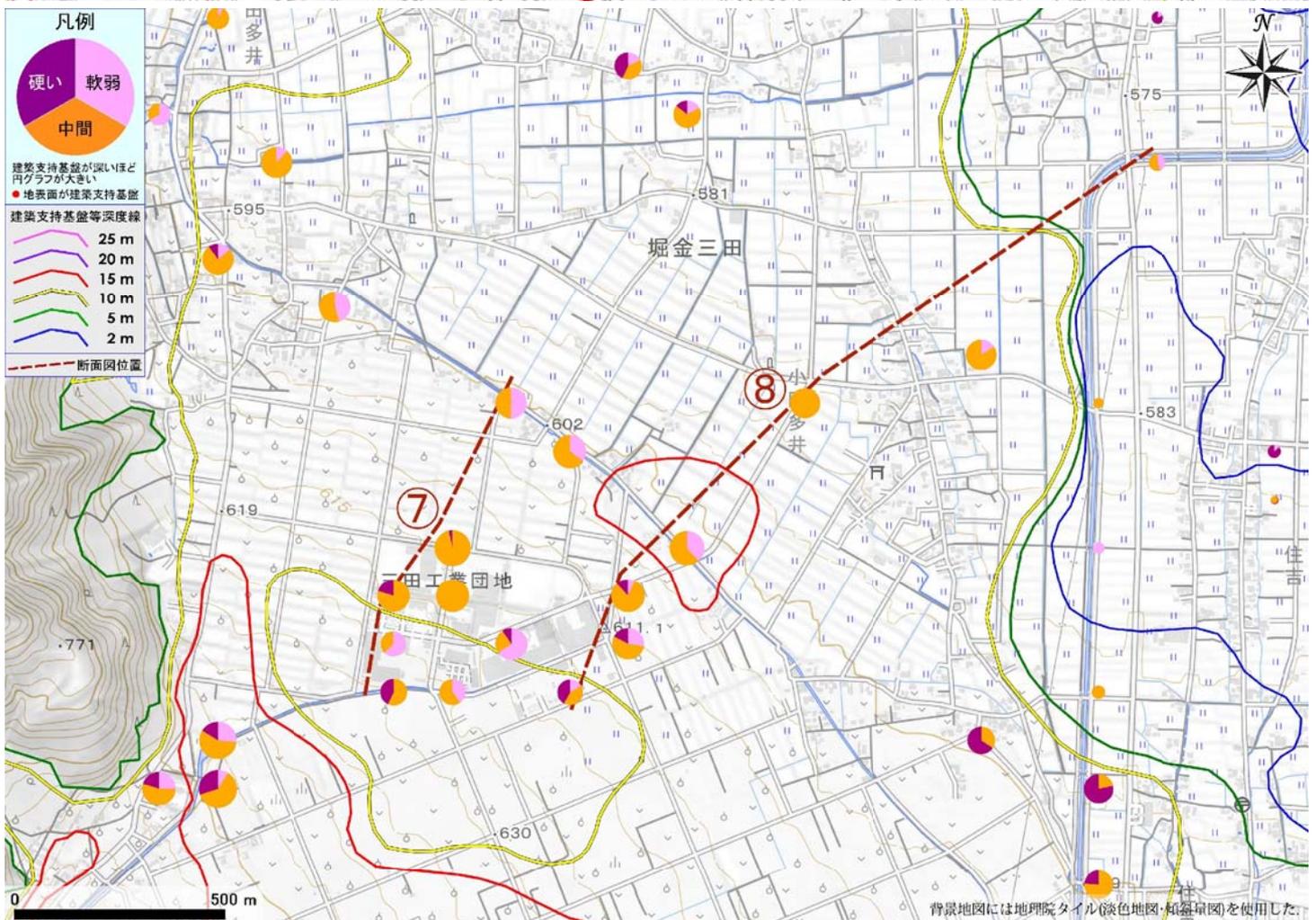
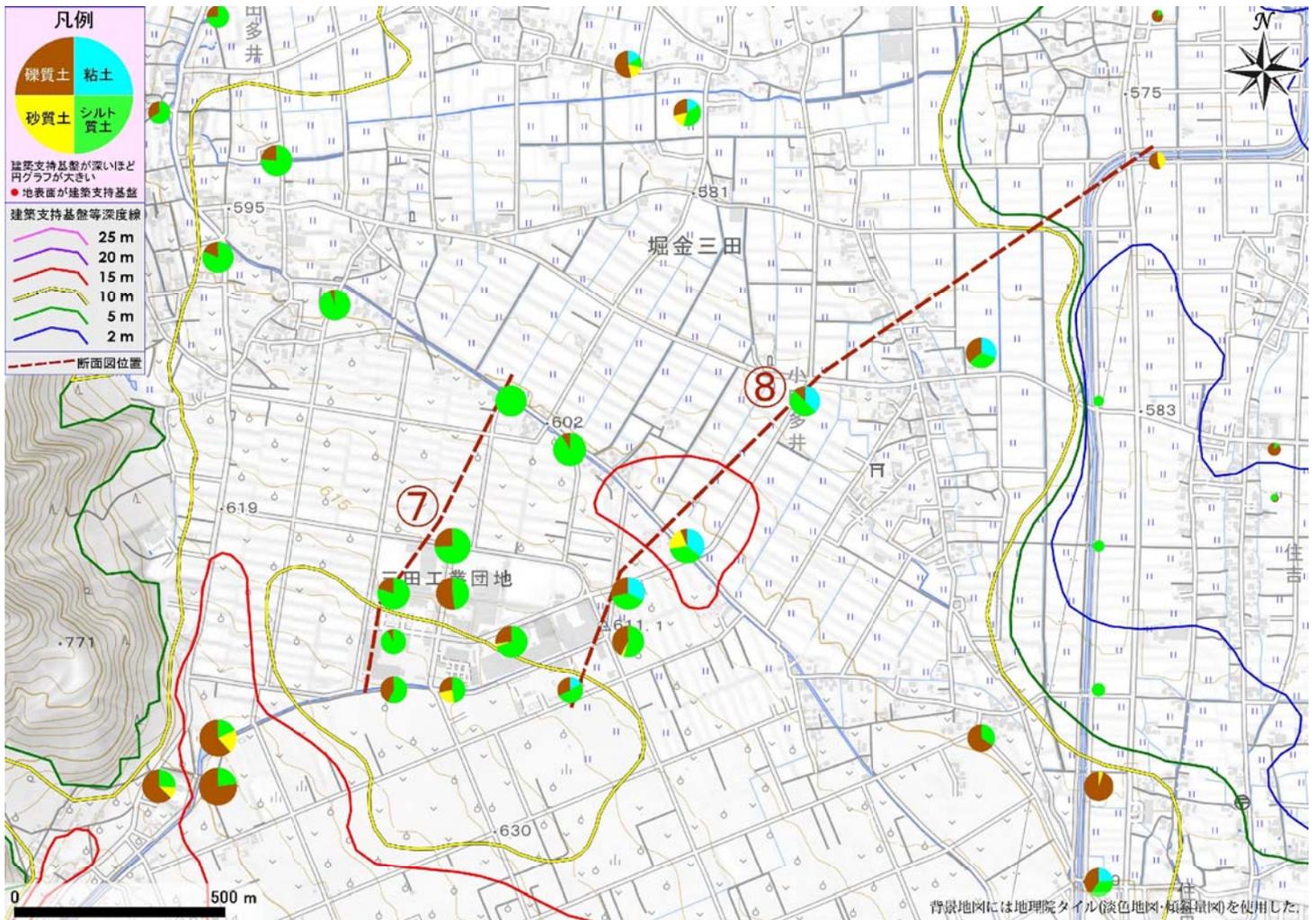


図4-4-3-D 揺れやすさマップと各地の地盤4

この地域は建築支持基盤が10mに達するところが多い。断面線⑦ではローム層に類する地盤が10m近く、黒沢川扇状地の先端近く（堀廻堰沿い）では軟弱なシルトがかなり厚いことが見込まれるため揺れやすい。黒沢川扇状地の北方には烏川扇状地との合間に東西方向のゆるやかな谷状の低地がある。細粒な堆積物がたまりやすい環境であったため、軟弱に近い中間的な硬さの地盤で揺れやすくなっている。



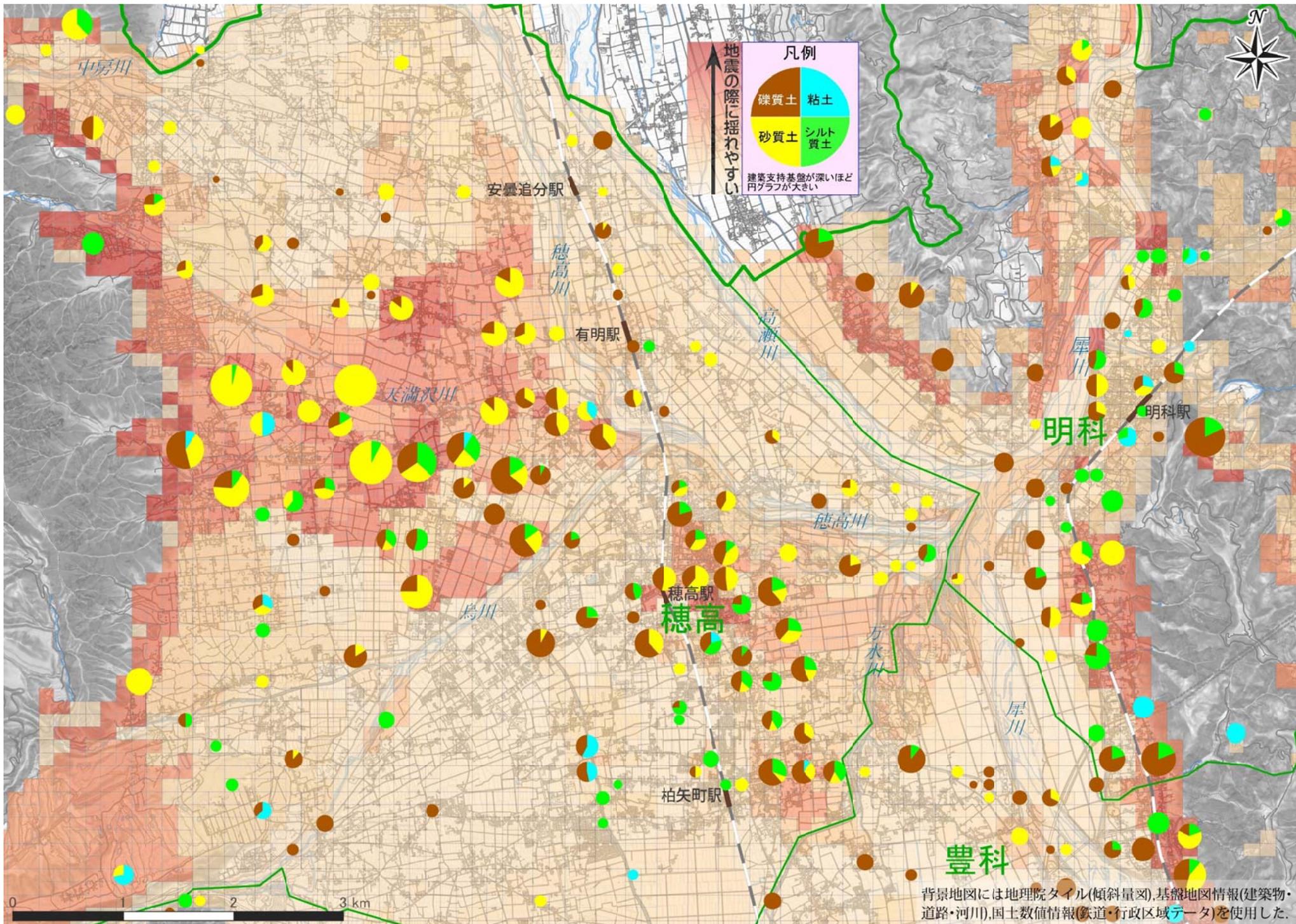


図4-4-3N1 安曇野市の揺れやすさマップと地盤の種類

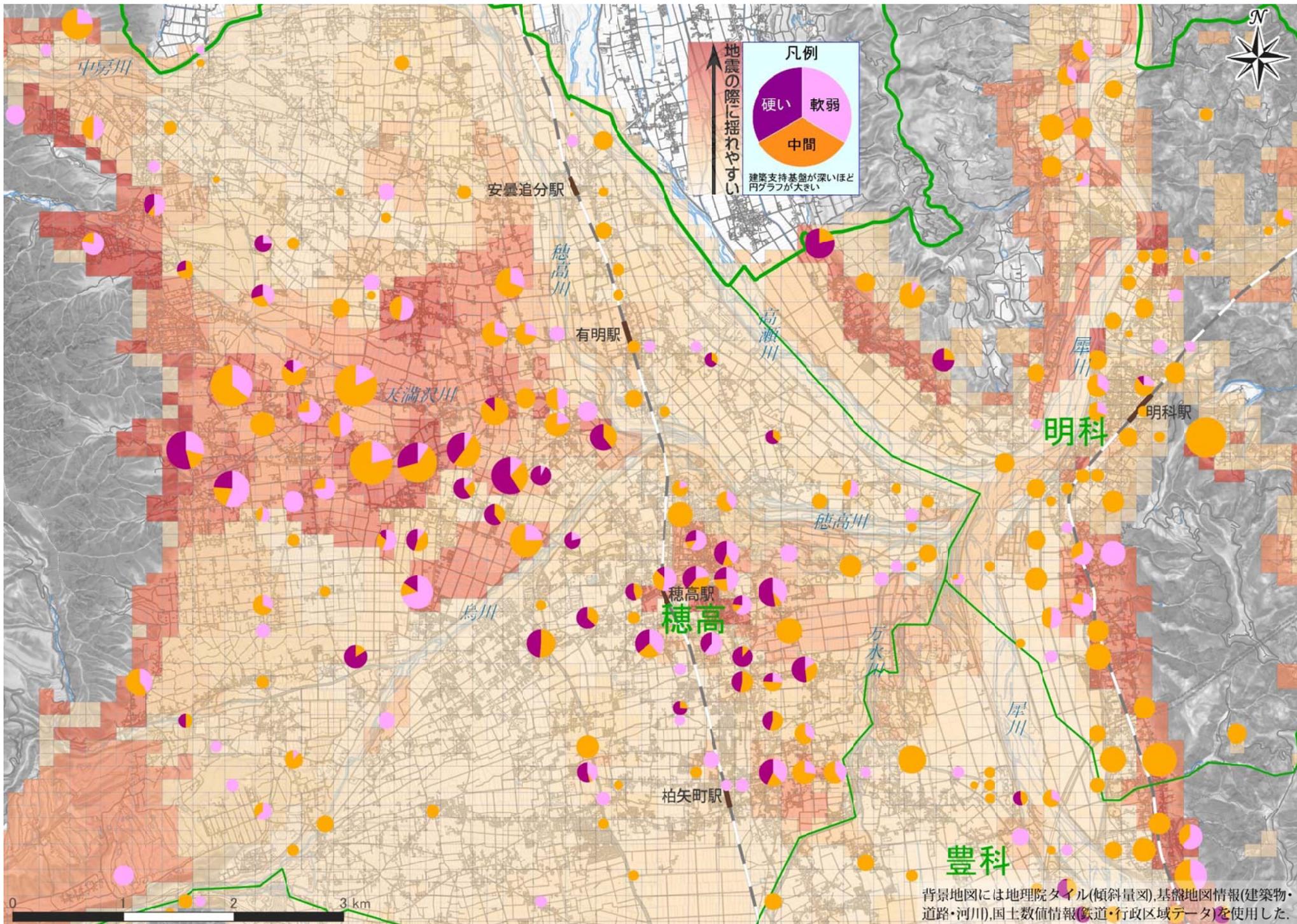


図4-4-3N2 安曇野市の揺れやすさマップと地盤の種類

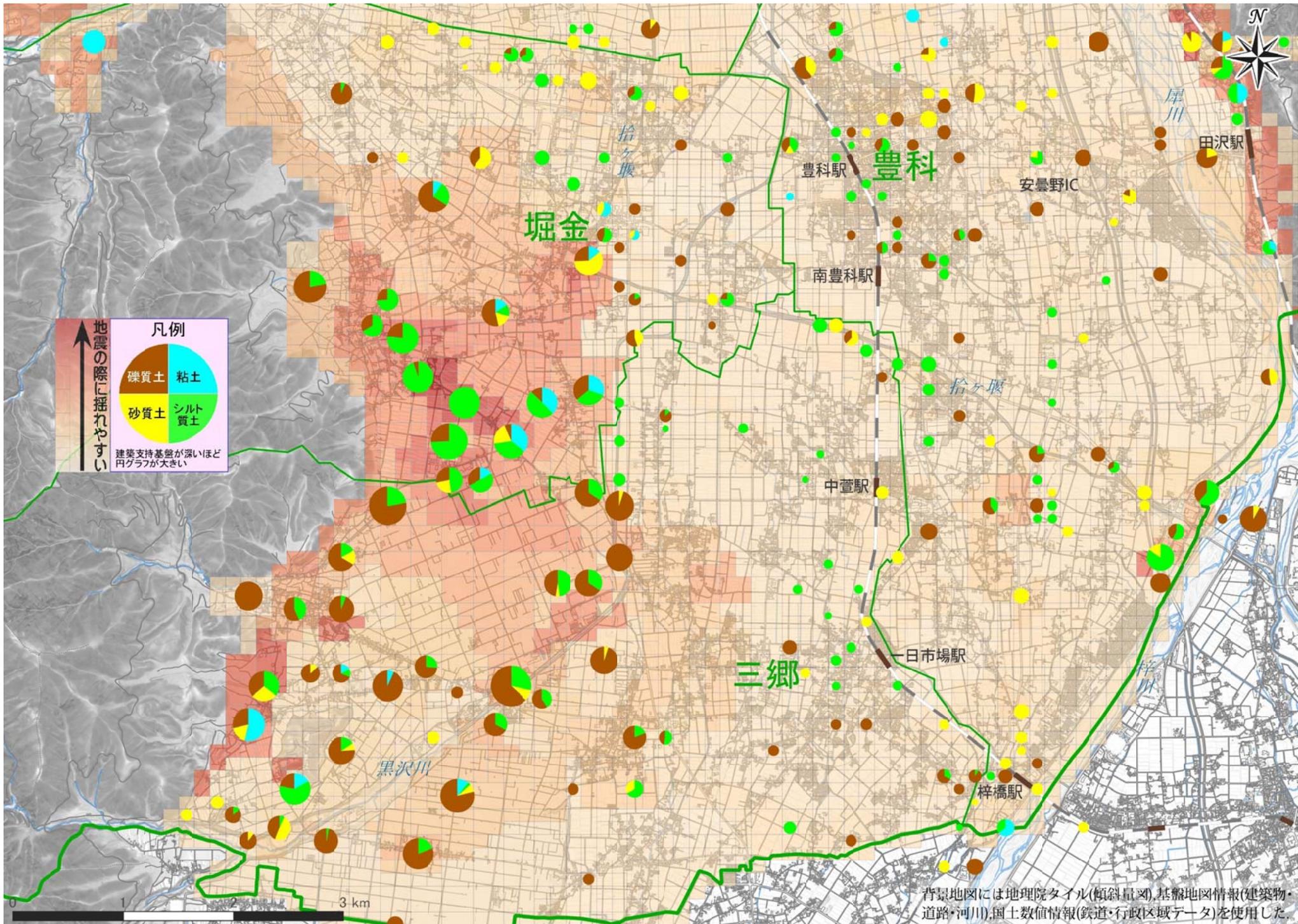


図4-4-351 安曇野市の揺れやすさマップと地盤の種類

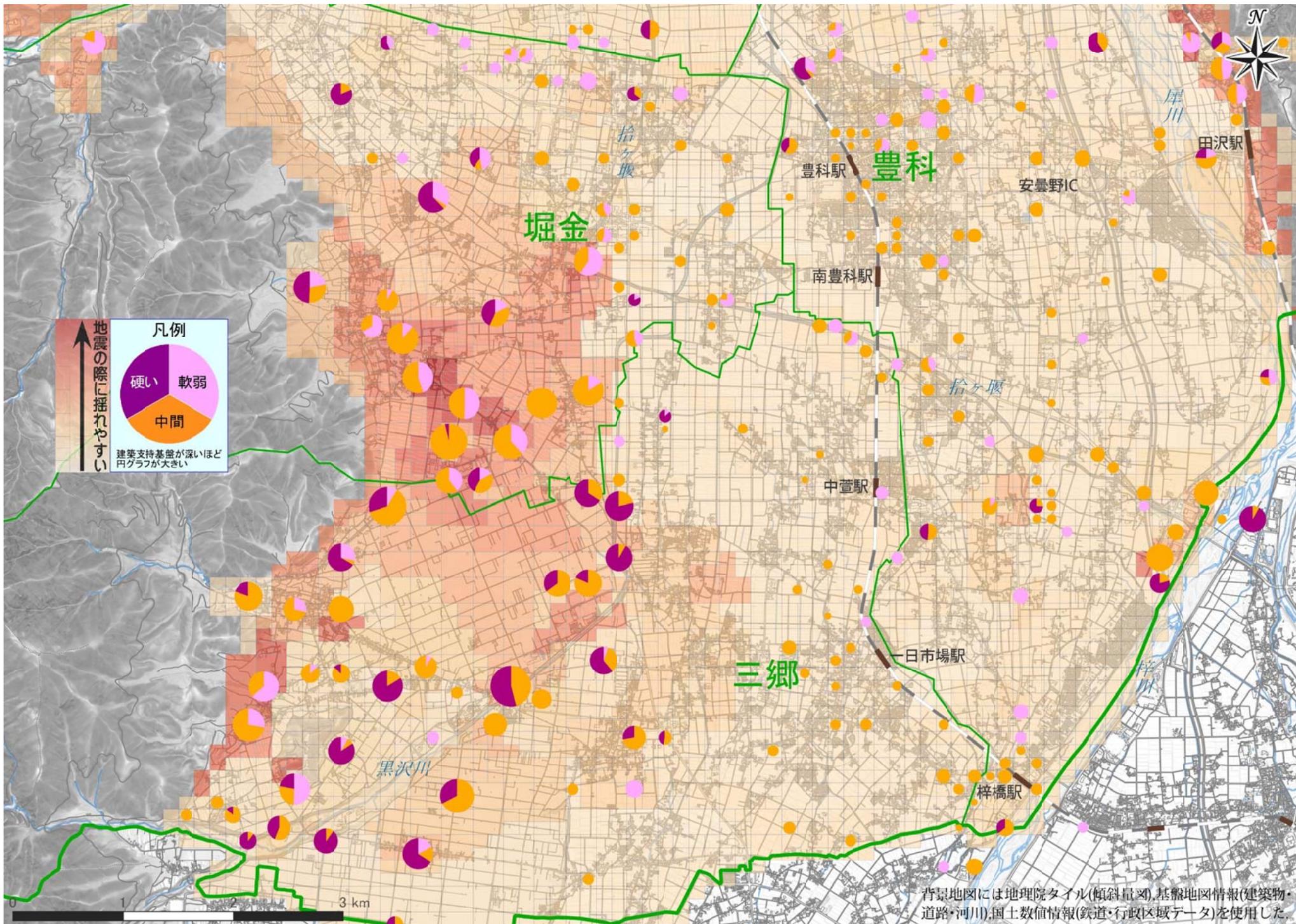


図4-4-3S2 安曇野市の揺れやすさマップと地盤の種類

4 安曇野市の地盤と揺れやすさの特徴

4-1 地盤と揺れやすさの解析の準備

地盤と揺れやすさを述べるに当たり、その元となるデータの収集と各種図面の作成方法について解説しておきます。

4-1-1 ボーリングデータの収集・整理

安曇野市の地盤について調べ、揺れやすさマップを作成するためには、数多くのボーリングデータが必要です。我々、信州大学震動調査グループは、平成 24・25 年度の「松本市地震動と地盤の関連に関する調査業務」、平成 26・27 年度の「大町市地震動と地盤の関連に関する調査」までに松本盆地地域でおよそ 4,700 本のボーリングデータを収集しました。平成 30・31 年（令和元年）は本調査業務の為に安曇野市周辺でさらに 1,000 本以上のボーリングデータを集めました。複数の行政機関、民間から集めたデータは重複するものも数 10 以上ありましたが、個々のデータを精査し、重複のないデータを選び出したもののうち、安曇野市内に位置するデータは合計で 1,364 本ありました。参考として利用した周辺の物もデータも含め、図 4-1-1 に位置図を示します。これらの利用したデータを、データ提供元別に表したのが表 4-1 です。さらに、平成 17 年の合併前の地区別データ数は表 4-2 のようになります。

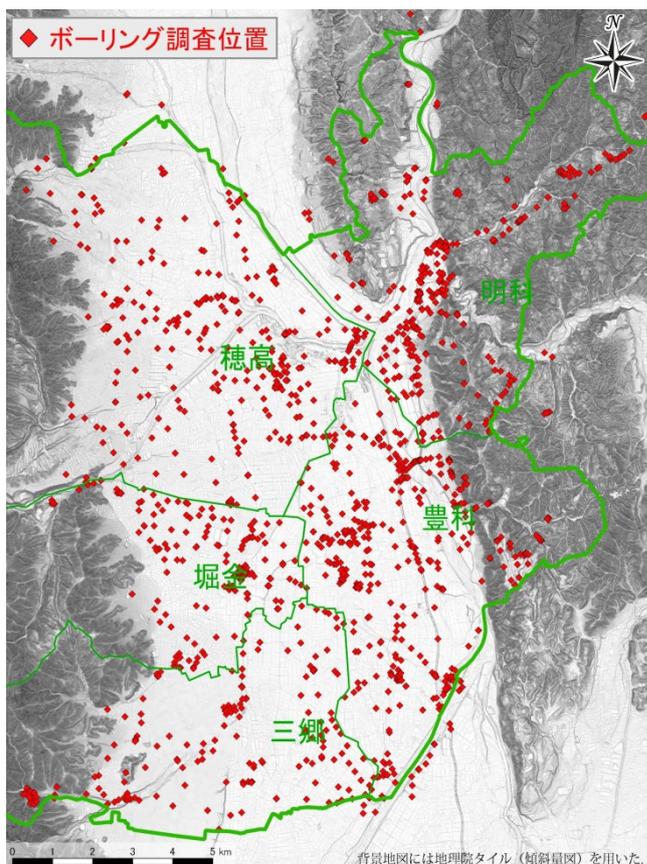


図 4-1-1 ボーリングデータ分布図

表 4-1 ボーリングデータの提供元

ボーリングデータ提供元	収集したデータ本数
国	134
長野県	512
安曇野市	338
民間	360
web 公開データ (KuniJiban など)	7
他（書籍など）	13
合計	1,364

表 4-2 地区別ボーリングデータ数

旧明科町	332
旧豊科町	407
旧穂高町	301
旧三郷村	177
旧堀金村	157
合計	1,364

4-1-2 調査データとりまとめの手順

本調査においては、収集したボーリングデータをもとに、5種類の地盤図（ボーリング柱状断面図、建築支持基盤深度図、軟弱地盤厚さ分布図、地盤特性図Ⅰ・Ⅱ）と揺れやすさマップを作製しました。これら6種類の図のうち、ボーリング柱状断面図のみ、元のボーリングデータから作成しています。その他の図（地盤平面図）はボーリングデータをメッシュ地盤モデル（方形の区画；マス目地盤モデル）として加工したデータから作成しました。

1) 地盤図と揺れやすさマップ作製の準備

1) - 1 個々のボーリングデータのデジタル化

収集したボーリングデータは、標題情報と位置情報から QGIS 上で重複データのチェックを行い、その後デジタル化作業を実施しました。デジタル化は、国土交通省により「地質・土質調査成果電子納品要領(案)」で定められたボーリング交換用データの形式（xml ファイル形式）で作成しました。なお、ボーリングデータに関する処理作業には独立行政法人 産業技術総合研究所で開発されたボーリング柱状図入力システム（AIST-Borehole Log Editor）、「ボーリングデータバージョン変換システム(AIST/NIED-Borehole XMLversion Conversion)」、「ボーリングデータ XML 変換システム(AIST-Borehole XML-CSV Conversion)を使用しています。

1) - 2 ボーリングデータのマッピングと断面図化

デジタル化したデータを登録、整理した「地盤情報活用システム Pro」(GSI 株式会社)は、ボーリングデータを一元的に管理できる web システムで、登録されたデータは地図上に表示され、柱状図の閲覧や、断面図表示が行えます。このソフトを利用しボーリング柱状断面図を作成しました。断面図で現れる地形面の描画には、国土地理院から提供されている 10m メッシュの基盤地図情報数値標高モデルを用いています。

2) 揺れやすさマップの作成

平成 14 年に公表された長野県地震対策基礎調査報告書では、糸魚川-静岡構造線(中部)を震源とする地震など 6 つの想定地震について、全県での計測震度、液化化危険性、建物被害の 3 種類のマップを公表しています。これらのマップは 500m メッシュ（方形の区画；マス目）のサイズで作成されています。平成 27 年に公表された第 3 次長野県地震被害想定調査報告書では内陸型地震 6 断層帯で 19 ケース、海溝型地震 3 ケースの想定地震について、県内各地の震度分布や被害想定などが求められています。震度については 250m メッシュと、平成 14 年次の調査よりはメッシュが細分され、元となるボーリングデータも安曇野市内で 249 本(H14)から 333 本(H27)と増えてはいますが、細分された震度分布図の詳細は公開されていません。またこれら長野県の調査では市町村が実施したボーリングデータは既存の資料（松本平地盤図など各地の地盤図）によるもの以外は基本的には集められていないこと、平成 14 年次の調査の際のボーリングデータは位

置精度が非常に悪いものが多数含まれていることなどの難点があることが、松本・大町での調査の過程から分かっていました。これら県の調査データを我々の集めたデータから可能なものは修正し、1,364本と県の使用したデータの4倍以上のボーリングデータを収集、整理することにより、250mメッシュ（分割地域メッシュ，JIS X 0410:2012）を基本とし、ボーリングデータの分布密度、地形などを考慮し可能な限り125mメッシュまで細分したメッシュで揺れやすさマップを作成することにしました。

新しい揺れやすさマップは当グループの古本らが作成した「地盤の地震応答解析プログラム FDEL」による計算値から作成したものです。計算にはそれぞれのメッシュの代表となる地盤情報（メッシュデータ：構成される複数の土層の層厚、土質、N値などを数値・記号化したもの）を用いました。

2) - 1 メッシュ地盤モデルの作成法

I. メッシュを代表するボーリングデータの選択

対象メッシュに複数本ボーリングデータがある場合、基本的には危険度の高い方のデータを選択します。その際メッシュ内、および隣接地域のボーリングデータとも比較し、地形や地質、宅地の分布などにも配慮します。仮にN値10以下の砂質土層を含むボーリングデータと、同じくらいの厚さでN値が4以下の粘性土層を含むボーリングデータがあった場合には、液状化しやすいN値10以下の砂質土層があるデータを採用しています。

II. 採用する土層

まずN値が測られている層について土質を区分します。土質区分した平均N値からS波速度を求めることになるため、液状化しやすい層、軟弱な層（粘土、シルトではN値4以下）はできる限り区分しました（区分の詳細は次項）。例えば、砂・粘性土互層（もともとの区分名でも、薄層を一括りにした場合でも）で、N値が粘性土に関してしか求められていなければ、その互層は「粘性土」として扱うこととしました。

III. 土質区分

a：ボーリングデータの土質区分名を次の5種に区分しました（大区分）。

- 1) 粘土（粘土、有機質粘土、有機物混じり粘土、有機質粘性土、有機物混じり粘性土、腐植土など）
- 2) シルト質土（砂質粘土、砂質粘性土、砂混じり粘土、砂混じり粘性土、粘性土、ロームなど）
- 3) 砂質土（砂、粘土他粘性土混じり砂、粘土他粘性土混じり砂質土、シルト質砂 中砂、粗砂、有機質砂など）
- 4) 礫質土（砂礫、○○混じり砂礫、○○質砂礫、**質礫など）

ただし、砂礫等礫系に区分していても、N値<10の層については、砂質土とする。

- 5) 岩盤などの堅い層（風化岩、地質名、但し泥系（泥岩・シルト岩・凝灰岩）はN値>25、砂・礫系（砂岩・礫岩・凝灰角礫岩はN値50以上）

○○質AA、○○混じりBB という表現は、それぞれAA、BBに区分しています。

b: 大区分した土質の N 値からそれぞれの区分を細分 (中区分) しました。(岩盤は除く)

1)粘土

- a) N値 \leq 4 : 粘土4
- b) 4<N値 \leq 8 : 粘土3
- c) 8<N値 \leq 20 : 粘土2
- d) N値>20 : 粘土1

3)砂質土

- a) N値 \leq 10 : 砂質土3
- b) 10<N値 \leq 30 : 砂質土2
- c) N値>30 : 砂質土1

2)シルト質土

- a) N値 \leq 4 : シルト質土4
- b) 4<N値 \leq 8 : シルト質土3
- c) 8<N値 \leq 20 : シルト質土2
- d) N値>20 : シルト質土1

4)礫質土

- a) N値 \leq 10 : 礫質土3
- b) 10<N値 \leq 30 : 礫質土2
- c) N値>30 : 礫質土1

IV. 土質の統合・分割と平均 N 値計算

細分した土質区分をメッシュ地盤モデル用に再編します。基本的には中区分名ごとに平均 N 値を求め、細分した際につけた中区分名の数字を取り去りメッシュデータ用の土質名としました。但し、揺れやすさの計算に効かない薄層 (層厚 1m 未満を目安 ; N 値がある場合もある) や N 値のない層 (表土や埋土など) もありますので、これらについては元のボーリングデータに記載された土質名と N 値, 近くの別のボーリングデータを参考に上下のどちらかの層、あるいは両方の層に統合し、一括りにしたメッシュ地盤モデルの土質名としました。

また、例えばもとのデータが 1 層の砂礫層とされていた場合でも、N 値が下位から上位に向かって 50 から 5 まで漸減する時、中区分に相当する N 値の変化する深度で土質の細分を行っています。

これら新たに統合、分割した土質名ごとに、平均 N 値を算出し、メッシュ地盤モデルが作成されることとなります。

V. メッシュ地盤モデルの数値データ化作業

xml 化したデータは、「ボーリングデータ XML 変換システム (AIST-Borehole XML-CSV Conversion)」を用いることで、標題情報、土質区分、標準貫入試験などの項目ごとの csv ファイルとして書き出せます。メッシュデータ化を効率よく行うために、まずこれらのデータを独自に編集したデータセットを作成しました。このデータを利用し、土質区分を自動で行い、土質の統合・分割を補助し、平均 N 値を自動計算しデータ化するエクセルファイルは、平成 25 年に独自に開発したものです。

これらを用い、メッシュ地盤モデルデータを作成しました。

2) - 2 空白メッシュへのデータ割当て

ボーリングデータは、解析範囲内の全てのメッシュに存在はしていませんので、データの無いメッシュへは、近隣のメッシュからデータを割り当てました。データの割り当てに際しては、当該メッシュと地盤条件の近いメッシュにあるボーリングデータを選択するために、地質図（長野県デジタル地質図 2015）や耕土分布（小穴,1987）、地すべり地形分布図（防災科学技術研究所）、微地形や過去の土地利用を参考にしました。この作業のため、データがある範囲においては独自に作成した 1m 間隔等高線図、ELSAMAP（5m メッシュの基盤地図情報数値標高モデルを使用）と過去の水田分布を表す地図（明治 43 年測図の旧版地形図）を利用しました。また、一部は土壌図（長野県）も参考に割り当てを行っています。これらのデータは QGIS 上で解析、検討したほか、地形地質に関しては Google Earth Pro で 3D 観察における検討も行いました。

基本的には、人の住んでいる範囲の地盤図、揺れやすさマップの作成を企図しましたので、安曇野市内の盆地や段丘などの平坦な地形、山地部では地理院地図上で建物のある範囲に 250m メッシュと 125m を設定し、地形や地盤が単調か複雑かによってサイズを決定しました。なお、人家等のない山地部はボーリングデータもほとんどなく、実際上揺れやすさマップは不要なので、解析対象外としています。

結果として、市境からわずかに外れた地域も含め 7,461 メッシュ（125m,250m メッシュの合計）を設定し、ボーリングデータから 785 メッシュにオリジナルな地盤モデルを作成しました。そして $(7,461 - 785 =) 6,676$ メッシュについて上記のような方法で、ふさわしいと判断される地盤モデルを割り振り、安曇野市全体のメッシュ地盤モデルとしました。図 4-1-2 にオリジナルな地盤モデルを作成したメッシュを示します。

2) - 3 揺れやすさマップの計算条件

上記の方法でメッシュデータを作成し、地盤の地震応答解析プログラム FDEL で計算を行いました。

計算は、震源を特定せず、安曇野市全域をレベル 2 直下地震（M7.3 兵庫県南部地震相当）で、一様にゆする条件です。この時算出される計測震度は全域で震度 6 強（6.09）から震度 7（6.53）を示す値となりますが、この値はあくまで、地盤の相対的な強弱を知るために行った計算結果で、実際に想定される地震による震度予測とは異なります。

つまり、「揺れやすさマップ」はすべての地盤を同じ条件でゆすった場合の震度分布図なのですが、地盤の強弱が地表の震度と関係することから、地盤の相対的な強弱を表した図の意味も持ちます。

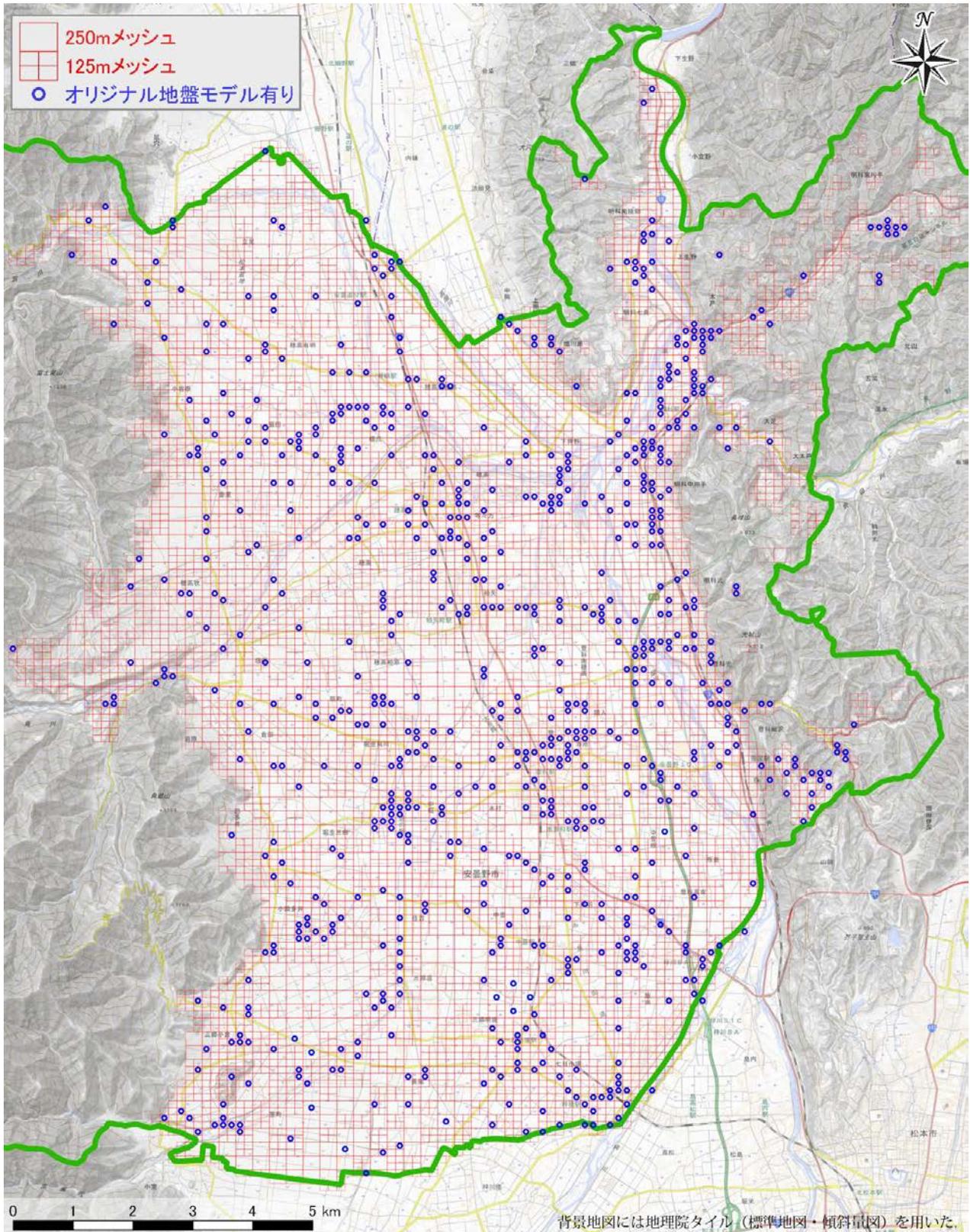


図 4-1-2 メッシュ割当てと地盤モデル設定メッシュ

3) 地盤平面図の作成

メッシュ地盤モデルから平面図として、以下の4種類の図を作成しました。

- 建築支持基盤等深度図 (図 4-2-1)
- 軟弱地盤の厚さ分布図 (図 4-2-2)
- 地盤特性図 I - 表層地盤の種類 (図 4-3-2-A~G 右上図)
- 地盤特性図 II - 表層地盤の硬軟 (図 4-3-2-A~G 右下図)

これらの作図に用いたデータは、メッシュ地盤モデル用に加工したボーリング柱状図のデータで、データの位置は代表させたメッシュの中心としています。ボーリングデータのないメッシュは、揺れやすさマップと同じ、割り当てを行ったデータを用いて作図しています。

各図の作成条件は以下のとおりです。

a 建築支持基盤深度図 (図 4-3-1)

図化の条件；建築支持基盤深度とは、構造物（建物や橋脚など）の基礎となる丈夫な地盤が地下のどの深さにあるかを示した値のことです。建築支持基盤は、建築物のちがいが（大きなビルと個人住宅などのちがいがいなど）により異なりますが、ここでは、礫質土、砂質土で N 値 > 30 以上（礫質土 1、砂質土 1）、シルト質土と粘土で N 値 > 20（シルト質土 1、粘土 1）の各層の何れかが合計して連続で 5m 以上に達したものとしました。なお、ボーリング調査の最下位層が礫質土 1 であった場合、5m 未満でもここで言う、建築支持基盤と判定しています。

b 軟弱地盤の厚さ分布図 (図 4-3-2)

図化の条件；軟弱地盤は粘土、シルト質土で N 値 4 以下（粘土 4、シルト質土 4）、砂質土で N 値 10 以下のもの（砂質土 3）とし、上で定義した建築支持基盤の上位にあるそれらの合計層厚を等層厚線図として表しました。

c 地盤特性図 I - 表層地盤の種類 (図 4-4-3-A~D 右上図)

d 地盤特性図 II - 表層地盤の硬軟 (図 4-4-3-A~D 右下図)

これら 2 つの図は、表層の地盤の構成土質とその硬軟を平面的に捉えることを目的にして作成した図で、a 図の深度境界（等深度線）を下じきとしています。

c 図は建築支持基盤の上位に堆積している、粘土、シルト質土、砂質土、礫質土の割合をメッシュ毎に示した図です。d 図は b 図で定義した軟弱土を「軟弱」、礫質土・砂質土で N 値 30 以上（礫質土 1、砂質土 1）、シルト質土・粘土で N 値 20 以上（シルト質土 1、粘土 1）を「硬い」、その間の各層（礫質土 2、砂質土 2、シルト質土 2・3、粘土 2・3）を「中間」と分類し、それらの割合を示した図です。

両図にはメッシュを代表するボーリングを選定したメッシュのみ、円グラフを表示しました。円の大きさは建築支持基盤の深度に対応しています（深いほどグラフの円が大きくなっています）。

4-2 安曇野市の地形と地盤の概観と活断層の位置 (図 4-2-1, 図 4-2-2)

安曇野市の地形は盆地と山地のコントラストがはっきりしているのが特徴です(図 4-2-1, 図 4-2-2)。市の西半分は標高 3,000m 近い山々が連なる北アルプスで、市の中央部は標高 800-500m の松本盆地、さらに盆地の東は最高標高 900m ほどの丘陵地(犀川丘陵)となっています。盆地には北から高瀬川、西から中房川、烏川、黒沢川が、南からは梓川と奈良井川が合流し犀川となって流れてきます(各河川の源流は奈良井川のみ中央アルプですが、その他は北アルプスです)。北や西から流れてくる河川は最終的に旧豊科・穂高・明科町境付近で犀川に合流し(三川合流地域)、犀川は丘陵地帯を蛇行し縫うように流れ、長野盆地へと抜けていきます。犀川丘陵は風化に弱い岩石からできており、軟質化した岩石は地すべりを起こしやすく、山間の緩斜面は地盤の悪い地すべり地帯であることが多いです(図 4-2-2)。

盆地内の地形は西から流れ込む中房川、烏川、黒沢川にきれいな扇状地が隣り合わせて形成されています(図 4-2-3)。扇状地は一般には砂礫層からなる良い地盤と考えられがちですが、ボーリングデータから見えてくる安曇野市の扇状地の地盤は複雑で、北アルプス際や扇端近くで砂や泥の軟らかい地層を挟む部分があったり、ローム層から成る部分があったりします。黒沢川扇状地の東-南部は元々、地形的には傾斜のやや緩い梓川の扇状地ですが、現在では隆起し段丘化した部分もあります。地盤を見ると、烏川・中房川扇状地の東側の犀川・穂高川・高瀬川の氾濫原と似ています。氾濫原は砂礫質であることが多いですが、古くから稲作が行われていたような地域(図 4-2-4)には、各河川の後背湿地だった部分で砂やシルトがたまっている場所が多かったようです。土地改良事業が進み、昔からの表土、耕土がほとんど失われた今でも、砂やシルト質の地盤が残されている所があります。

犀川丘陵と盆地の境付近には河岸段丘があります。明科の犀川橋以南では篠ノ井線と国道 19 号線が走っている犀川右岸の面で田沢駅の南まで続きます。犀川橋以北では高瀬川左岸の山際を北大町駅付近まで続きます。これらの河岸段丘の段丘崖やその近くには、活断層である松本盆地東縁断層がはしっていますが、その位置は研究者や研究機関によって異なっています。これと並行して犀川橋以北の丘陵中には小谷-中山断層が走っています。この二つの断層は犀川丘陵の盆地際の山を隆起させてきた断層です。小谷-中山断層の地下の浅い部分は現在活動していないようですが、2014 年長野県北西部地震(神城断層地震)後の研究で、松本盆地東縁断層を地下に追っていくと深部では小谷-中山断層に収れんすることがわかってきました(津金ほか, 2015, Panayotopoulos et al., 2016)。図 4-2-1 には犀川以南には小谷-中山断層は書かれていませんが、南部ではどこに延長するのかが重要です。こういった断層の動きによって松本盆地東縁断層の東側の盆地部や段丘では、比較的浅い所に犀川丘陵をつくる地層(岩盤)が出てきます。

松本盆地東縁断層はいつ大地震が起こってもおかしくない活断層ですが(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)、北アルプス山麓の盆地に近い所には、その隆起にかかわ

ったと考えられる、鹿島-万願寺断層（常念岳断層）や信濃坂断層といった活断層も知られています。しかし、その詳細についてはまだ研究途上です。他にも活断層かどうかはつきりしない断層もありますし、盆地の底に埋積された断層（伏在断層）がある可能性があります。伏在断層については第5章にその調査結果を詳しく述べます。

4-3 ポーリングデータ解析による安曇野市の表層地盤の全体的特徴

（図4-3-1：建築支持基盤深度図が示す表層地盤の特徴）

建築支持基盤深度とは、ここでは構造物（建物や橋脚など）の基礎となる丈夫な地盤が地下のどの深さにあるかを示した値のことだとしてご理解ください。建築支持基盤深度が深い（大きい）ということは、一般的には、その上に比較的軟弱な地盤が厚くたまっていることを意味しますので、建築支持基盤の深さは、地震の際の揺れやすさの目安になります。なお、明科地区の山間部では集落が狭い範囲でとびとびにあることもあり、建築支持基盤および次項の軟弱堆積物の厚さを連続して追跡、推定することが困難なので本節(4-3)では、松本盆地域のみについて述べることをご容赦ください。

全体として建築支持基盤深度は非常に複雑な曲線からなっています。これは丈夫な地盤が分布する深さが地域ごとに複雑に変化することを意味します。建築支持基盤深度が深い、10m以深の地域に注目して、以下の4地域について述べます。

地域Ⅰ．犀川丘陵沿いの河岸段丘域；段丘上には犀川丘陵からの小河川によってできた小さな扇状地が多数分布しており、一部は段丘面状にとどまらず、段丘崖下まで広がっている。この扇状地分布域の建築支持基盤深度が深く、宮中地区では15mを超す地域があり、光地区でも数カ所に10mを超える地域がある。

地域Ⅱ．穂高駅西部から三川合流域；穂高駅から三川合流域までは比較的連続して建築支持基盤深度が10m前後の地域が広がっている。駅西部の建築支持基盤深度10m以深の地域とは間には2m前後の地帯を挟むギャップがある。

地域Ⅲ．中房川扇状地と烏川扇状地間の氾濫原；2つの扇状地に挟まれた相対的な低地域で天満沢川の流路でもある。建築支持基盤深度が特に深い（20m以深）地域はすべてこの低地内で、烏川扇状地の北側の地形が複雑なところではごく狭い範囲で建築支持基盤深度が25mを超える。

地域Ⅳ．烏川扇状地南部～黒沢川扇状地；両扇状地間でも建築支持基盤深度10mを超えるが、黒沢川に近い所を中心に建築支持基盤深度15mを超える地域もひろがる。

（図4-3-2：軟弱地盤の厚さ分布図が示す表層地盤の特徴）

一般的には、建築支持基盤が深い所ほどその上には比較的軟弱な地層が厚くたまっているという傾向がみられます。しかし、建築支持基盤より上の浅い部分の地盤は、比較的軟らかいとは言っても固いものから軟らかいものまでさまざまな地盤（地層）で構成

されています。

地盤の評価は「軟弱」・「中間」・「硬い」と3つにランク分けでいます。図4-3-2は、建築支持基盤より上の比較的軟らかい地盤が多い中で、とりわけ軟弱な地盤の厚さを合計するとどれくらいになるかを示した図です。このような軟弱地盤が、地震の揺れをより大きなものにしますし、この中には液状化しやすい性質をもった地盤（砂質土・シルト質土）も多く含まれますので要注意です。

軟弱地盤が比較的厚くたまっている場所のほとんどは、地域Ⅰ～Ⅳの範囲内に入っていますが、建築支持基盤が深いところほど軟弱地盤が厚いわけではなく、その分布も飛び飛び飛びです。

松本市では「建築支持基盤が深い⇨軟弱地盤が厚い」という傾向が強いのですが、安曇野市ではその傾向は弱いです。松本では中心市街地のように継続して砂や泥が多く（厚く）堆積するような特徴的な地域がいくつかあるのに対し、安曇野市にはそのような環境がないのです。その原因は、安曇野市が多くの扇状地が複合し、また松本盆地に流入する全ての河川が合流する、という地域性によります。大雨や洪水などで、河川の流路は度々変化し、軟弱な砂や泥が堆積する場所が一定することなく移り変わることが多かった、ということです。建築支持基盤が深いところでも、軟弱な砂や泥が堆積したあと、硬い砂礫が比較的厚くたまり、再び軟弱な砂や泥が堆積するといったことが起きやすかったので「建築支持基盤深度が深い⇨軟弱地盤の厚い⇨揺れやすい」という関係が薄まっています。

地域Ⅳにはローム層が目立つ部分もあります。地域Ⅰ～Ⅳ以外では穂高CC、あづみ野CCがある古い段丘にはローム層が厚くたまっているため、軟弱地盤が厚くなっています。ローム層は一般には誤解もありますが、火山灰起源ではなく風成塵です。つまり砂埃が厚く堆積したものです。（ローム層の間に火山灰層を挟むこともありますし、一度たまった火山灰層が風で舞い上がり、別の所に堆積することもあります。火山灰起源ではない普通の砂埃も含めてローム層は構成されています。）ローム層は実は地震に弱いのではないかと注目されている地盤です(中澤ほか, 2019)。

その他には北アルプスと盆地の境目にあたる地域で、軟弱な地盤が厚いところがあります。これは崖錐状の地形をなすところが主で、特に烏川以北の北アルプスの山体が花崗岩でできている地域（図4-2-3）では、花崗岩が風化してできた砂状の「真砂」が厚く堆積し不安定な斜面をつくっています。

4-4 地盤図をもとに作成した揺れやすさマップ

4-4-1 揺れやすさマップの概要

地盤を構成する地層の粒度・硬さや厚さなどのさまざまな物理的性質が分かると、地震の際にその地盤がどの程度の震度で揺れるかが計算で求められます。「揺れやすさマップ」は、多数のボーリング柱状図が示す地層データを元にして作っ

たメッシュ（方形の区画；マス目）ごとの地盤モデルに対して、ある一定の地震の揺れを一様に与えた場合に、それぞれの地域（各メッシュ・マス目）がどれくらいの震度で揺れるかを計算で求めた結果から作られた図です。

図4-4-1（安曇野市の揺れやすさマップ）は今回作成した広域の揺れやすさマップです。基図としては国土地理院の地図を利用していますが、位置をわかりやすくするために鉄道の位置を加えました。このマス目の色のちがいは**揺れやすさの相対的なちがいを表している**、“色が濃いマス目ほど地震の際に揺れやすい”ことを意味しています。色の薄いマス目よりも色の濃いマス目の方が、“**相対的に揺れやすい**”ということです。

前節(4-3)で述べた建築支持基盤が深い地域が、揺れやすい地域に近似していて、中でも軟弱地盤が厚いと揺れやすい傾向が強まります。具体的には、先述した地域Ⅰ～Ⅳと烏川上流の段丘面などでは比較的連続した（広い）範囲が揺れやすくなっています。また、犀川丘陵中の犀川兩岸の平地（氾濫原や段丘面）では所々に揺れやすい地域が現われますし、山中の地すべり地帯も揺れやすい傾向となります。このような地域では、地震に対する備えがとりわけ大切でしょう。

4-4-2 揺れやすさマップの見方

揺れやすさマップの色は、薄い色から濃い色までの幅広い色付けにしてあります。先述したように、もととなるデータは震源を特定せず、安曇野市の地盤全域を M7.3（兵庫県南部地震相当）で一様に揺らしたと仮定した場合の計測震度（6.09（震度 6 強）～6.53（震度 7））で、マップ上ではその違いを色の濃さで表現しています。

この数字だけ見ると揺れの差は小さいように見えますが、実際の地震ではもっと大きな差が現われます。

以下、少し具体的に説明します。揺れやすさを求める計算は、（様々な地盤からなる）全てのマス目を同じ地震の波で揺らすのと同様です。つまり、すべてのマス目ごとに震源があって、同じ地震波によって各マス目を揺らしている、という現実にはありえない計算をしています。しかし、各マス目の地盤の違いによる揺れ方の違いを数値として得られる有効な計算方法です。それに対して、現実の地震では震源はどこか 1 点です。地盤が一様なら震源から離れるほど揺れは弱まります。2011 年 6 月 30 日の松本の地震は中規模（M5.4）でしたが、震源から 5km の範囲で震度 3～6 弱とかなりの差がありました（信大震動調査 G, 2013）。この範囲での松本の地盤による揺れやすさの差（6.04～6.53；信大震動調査 G, 2014）は安曇野市と同程度ですので、安曇野市のどこかの伏在断層で M5 クラスの地震が起こった場合、震源から数 km 離れていても色の濃い所では震度 6 に達するし、同じくらいの距離でも色のうすいところでは震度 3 ですむかもしれないと

ということです。

伏在断層での地震を想定して震度分布を示した「揺れやすさマップ」も作ることは可能ですが、そのような想定は、震源の位置と規模の組み合わせで無限のパターンができますので、実用的とは言えません。だからこそ、図 4-4-1 のような揺れやすさマップが、想定が困難な中規模以上の地震に対しては防災・減災に有効と考えます。

ただし、色のうすい、一見揺れにくそうなところでも文字通りの直下が震源の中規模地震では、やはり震度 5 弱以上で揺れてしまうでしょう。つまり、盆地直下の中規模の地震はどこで起きても危険だけれど、色の濃い所の方が大きな被害につながる揺れに見舞われるおそれが高い、ということです。

なお、色の濃淡の少しの差は地震時の地盤の揺れ方の少しの差です。メッシュ内の地盤は一様とは限らないですが 1 つのモデルで代表させていまし、メッシュにボーリングデータがない場合もありますので、色の濃淡の少しの差に注目し、安全性の差を見出すのは間違った見方です。自分の家のあるマス目の色が隣の家のマス目よりも薄いからと言って、即うちは「安全だ」ということにはならないのです。色の少しの差に注目するよりも、もう少し広い目を見て（先に挙げた地域 I ～IV レベルの広がり）、このあたりは周辺よりも揺れやすいのだな、というように認識するのがよいでしょう。今回作成した新しい「揺れやすさマップ」は、従来版（長野県, 2015）よりも多数のボーリングデータに基づき、細かいメッシュ地盤モデルの特徴を作成したことで、はじめて「揺れやすい地域」を可視化できるようになったのです。

さらに間違えないようにしてもらいたいことは、この「揺れやすさマップ」は地面の揺れやすさの差を表現したもので、建物の揺れやすさを表しているわけではない、ということです。地震時の建物の中での揺れは、建物の構造や築年数、階数などでも大きく変わりますし、地盤改良してあるか、基礎を地盤のどこに置いているかといった要素も関係しますので注意が必要です。

補足説明

マス目の大きさには 2 種類あって、大きなマス目は 1 辺が 250m ほど、小さなマス目は 1 辺が 125m ほどの長さになっています。このマス目ごとに地盤モデルが割り当てられています。マス目の大きさは、地形が単調だったり、人家が無い場合は 250m を採用していますが、それ以外では基本的に 125m としました。

4-4-3 安曇野市の地盤と揺れやすさ

今回の調査で明らかになった揺れやすい地域を代表して地域 I ～IV について地盤図を示し、揺れやすさについて概説します。図示する範囲は図 4-4-3 の A（地域 I）、B（地域 II）、C（地域 III）、D（地域 IV）です。

図 4-4-3-A～D（各地の地盤図と揺れやすさマップ）に地域ごとの 3 種類の地盤図と揺

れやすさマップの拡大図を示します。

図 4-4-3 は各地域の図の索引図です。点線は断面図の位置、丸囲み数字は断面図番号、長方形の枠が拡大した揺れやすさマップと、それと同範囲の 2 種類の地盤図の範囲を示しています（円グラフは後で述べる地盤特性図 I のデータです）。

4 地域について、地域ごとに見開きで 4 種類の図を並べました。地域や断面図の位置の選定は、周辺より揺れやすい地域があり、特徴的な断面図が描けるところ、という基準で行っています。

以下、各図の読み方について説明しますので、**各地域の揺れやすさと地盤についての理解を深めるために役立てて下さい。**

① [左ページ上]；揺れやすさマップの拡大図

揺れやすさマップを地域ごとに拡大した図です。地理院地図をベースに道路と建物の位置の入った地図（基盤地図情報）を上書きし、さらに鉄道の位置を明示しました。

菱形は、ボーリングの位置を示し、赤い菱形が下の断面図に採用したボーリングの位置です（緑の菱形はその他のボーリングの位置）。

② [左ページ下]；ボーリング柱状断面図

上図の各断面線に沿った赤菱形位置のボーリングデータが、長方形の柱の図（柱状図）として示されています。色と模様は地盤の種類を表していて、凡例は各図に示してある通りです。柱状図の右側の折れ線グラフは地盤の堅さを表す、N 値という値を層ごとに示したものです。左端（柱状図に近い方）が N 値 0 で右端が 50、数字が大きいほど硬い地盤を意味します。

左側の目盛りと数字は標高を表し、赤い曲線は断面線上の地表の凹凸（地形面）です。標高を示す赤い線に柱状図の上端がそろわないことがあります。これはボーリング位置が断面線と一致しているわけではない事、ボーリング位置の水準測量の不正確性（標高自体は正確に求められていない）などによるものです。

柱状図を横切るように書かれた水色の曲線はおおよその建築支持基盤の位置（深さ）を示しています。柱状図が地表面にそろっていない場合は、地表面に合わせて補正してあります。

柱状図の下には各地域の地盤や揺れやすさについて、簡単な解説をつけました。

③ [右ページ上]地盤特性図 I（地盤の種類）

建築支持基盤までの地盤がどのような土質から構成されているかを示した図です。各色の曲線は図 4-3-1（建築支持基盤深度図）と同一のデータですが、範囲を塗りつぶさずに境界線だけにしたもので、建築支持基盤の深さを表しています。

円グラフは土質の構成を示しています。ボーリング柱状図のデータをモデル化し、「粘土」「シルト質土」「砂質土」「礫質土」の 4 種類に再区分したデータを割合として示しています。円グラフの大きさは建築支持基盤の深さを示し、円が大きいほど

建築支持基盤が深いことを意味します。赤い小さい丸の地点は建築支持基盤が地表ですので、円グラフを作成することはできません（つまり、地盤がよい地点）。

なお、円グラフと赤丸の位置は、250m ないし 125m のマス目の中心位置であり、もともとのボーリングデータの位置ではありません。

④ [右ページ下] 地盤特性図Ⅱ（地盤の硬軟）

円グラフは建築支持基盤までの地盤のうち軟弱な層、硬い層がどの程度の割合で含まれているか示す図です。このグラフでの「軟弱」は図 4-3-2（軟弱地盤の厚さ分布図）と同じ基準で区分したものです。「硬い」としたものは十分な厚さがあれば建築支持基盤になりうるものです（厳密には、建築支持基盤は作られる建造物などの種類によってその評価基準が多少異なります）。「軟弱」と「硬い」のあいだを「中間」として示してあります。他の凡例などの意味は上図の「地盤特性図Ⅰ（地盤の種類）」と同じです。

各地域の概説は図中に示したので、図と合わせて見て下さい。

図 4-4-3（N1, S1, N2, S2）には揺れやすさマップに地盤特性図を組み合わせた図を示しました。円グラフの大きさは建築支持基盤深度なので、市全体の地盤と揺れやすさについて概観できます。先に挙げた揺れやすい 4 地域以外の地域の地盤の特徴については、これらの図を参照してください。なお、色の薄いマス目は概ね良好な地盤と判断されますが、埋め土、盛土など人工改変が行われた部分は把握できていませんので、それらの影響による揺れやすさの変化については検討していません。

補足説明

「揺れやすさマップ」の揺れやすさとは地震の際に、揺れが増幅されやすい、という意味での揺れやすさです。従って、揺れやすい地盤の分布図の意味でもあります。

「地震の際に揺れやすい」の矢印は揺れやすい方向に向いています。しかし、「揺れやすい」の反対は「揺れない」ではもちろんなく、「揺れにくい」と捉えても誤解を生むかもしれません。あくまでも「揺れが増幅されにくい」です。従って、本当に近くで起きた地震の時は、最初から大きな揺れがやってくるので、「揺れが増幅されにくい」地盤でも大きな（強い）揺れに見舞われますので、それほど揺れやすすくない、地域にお住いの皆さんが間違っただけで安心しないように、繰り返しになりますが記しておきます。

また、揺れやすさを解析する元となるデータはボーリングデータですが、ボーリングデータはすべてのマス目にあるわけではない、ということも再び述べておきます。ボーリングデータの無いマス目は、やむを得ず近隣のデータで補完して計算、表示したものであり、データのあるマス目と比較し、原位置でのデータによる裏付けが不足しています。その意味では、この「揺れやすさマップ」はこれで完成したものではありません。今後も新たなデータを加えながら改訂していく必要があると考えます。

5. 微動アレー探査による安曇野市の地下構造の特徴

5-1 微動アレー探査の目的

本調査は安曇野市内において微動アレー探査を行い、安曇野市内の地下構造に関する情報を得ることを目的とする。

調査期間

自 平成30年5月1日
至 令和2年3月31日

調査位置

調査地点の位置を表5.1および図5.1に示す（各地点の詳細は2章参照）。

平成30年度 11点（観測および解析）

令和元年度 10点（観測および解析）

表 5.1 調査位置一覧表

測線(点数)	年度	観測点番号	地名	用途
A測線(5)	2018	AZM2018A-01	豊科高家	豊科高家スポーツ広場
		AZM2018A-02	豊科	耕作地(水田)
		AZM2018A-03	三郷明盛	耕作地(水田)
		AZM2018A-04	三郷明盛	耕作地(水田)
		AZM2018A-05	掘金三田	耕作地(水田)
B測線(6)	2018	AZM2018B-01	豊科田沢	耕作地(水田・畑)
		AZM2018B-02	豊科田沢	耕作地(水田・畑)
		AZM2018B-03	豊科南穂高	耕作地(水田・畑)
		AZM2018B-04	豊科南穂高	耕作地(水田・畑)
		AZM2018B-05	掘金烏川	耕作地(水田)
		AZM2018B-06	掘金烏川	南安曇農業高校第二農場
C測線(6)	2019	AZM2019C-01	明科光	耕作地(水田)
		AZM2019C-02	穂高	耕作地(水田)
		AZM2019C-03	穂高	穂高商業高校野球場
		AZM2019C-04	穂高柏原	耕作地(水田)
		AZM2019C-05	穂高	耕作地(水田)
		AZM2019C-06	穂高	耕作地(水田)
D測線(4)	2019	AZM2019D-01	明科東川手	明科高校運動場
		AZM2019D-02	明科七貴	耕作地(水田)
		AZM2019D-03	穂高北穂高	耕作地(水田)
		AZM2019D-04	穂高有明	耕作地(水田)



図 5.1 調査位置図（上：2019、下：2018）

調査担当

株式会社 地圏総合コンサルタント 東京支店

〒116-0013 東京都荒川区西日暮里 2-26-2 日暮里 UC ビル

電話 03-6311-5150 FAX 03-3801-9211

5-2 微動アレー探査の概要

5-2-1 計画準備

本業務を円滑かつ計画的に逐行するにあたり、調査目的に基づき探査位置およびアレー半径、地震計配置の検討、観測日程の調整および用地状況の確認を行い、諸作業の準備を行った。

5-2-2 微動アレー探査の実施

本安曇野市を東西方向に横断する測線設定とし、2018年に11地点（A測線6地点、B測線5地点）、2019年に10地点（C測線6地点、D測線4地点）で実施した。南部の1地点（AZM2018A-01）については2019年に再観測と再解析を行った。

（1）探査原理

地震波は図5.2に示す通り複数存在し、P波やS波の実体波は、物質内を伝播する波動であり、境界波は物質の境界を伝播する波動である。表面波は、自由面に接する物質内を伝播する境界波の一種であり、地球表面においてもレイリー波やラブ波という表面波が存在する。

実体波と境界波の大きな違いは、実体波は分散性を有しないが、境界波は分散性を有するということである。波動の分散性とは、周波数によって波動の伝播速度が変わる、ということである。

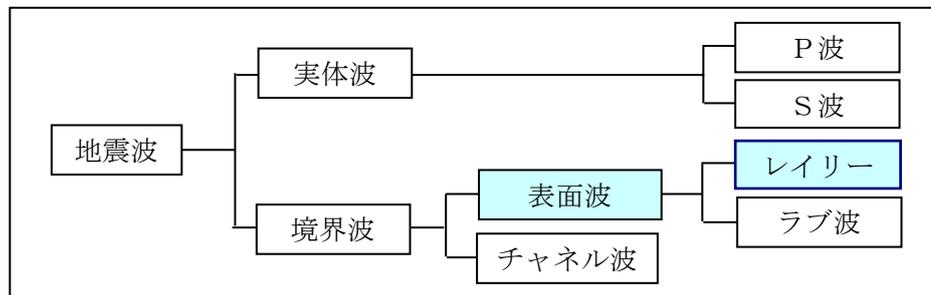


図 5.2 地震波の種類

地表には人為的な振動や自然に起因する様々な波動が常時伝播しており、特に震源を特定できない微小な振動を「微動」と称している。この微動は実体波や表面波からなり、微動の波動現象には、発生源、伝播経路、地下構造などによる様々な影響因子を包含している。人為的な微動は、一般的には車輛振動に起因し、周期1秒以下であり、振幅に明瞭な日変化が認められる特徴がある。自然現象に起因する波動は周期1秒以上の波で、主として気圧変化に伴う風や波浪等の自然現象が発生源であり、それらの現象の規模によって振幅は変化している（図5.3）。

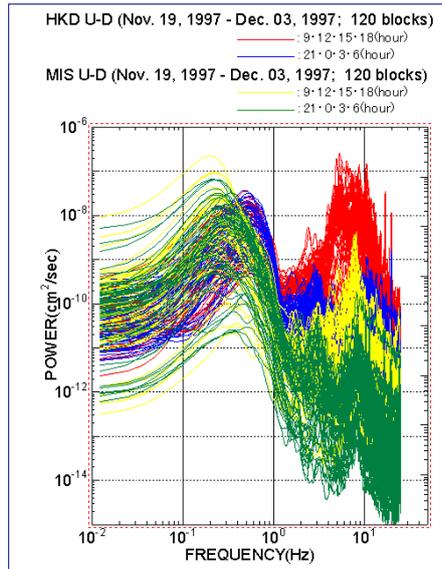


図 5.3 微動のスペクトル

地表の微動は、多くの場合表面波が優勢である。

表面波は実体波と異なり、地盤を伝わる速さが周波数によって変化する性質（位相速度の分散現象）がある。この表面波の分散特性は、地下構造を正確に反映する。分散特性（変化のパターン）は、地下の S 波速度構造の違いによって明瞭に異なり、表面波の分散特性（表面波の周波数と伝播速度の関係）がわかれば、地下構造を推定できることになる（図 5.4）。

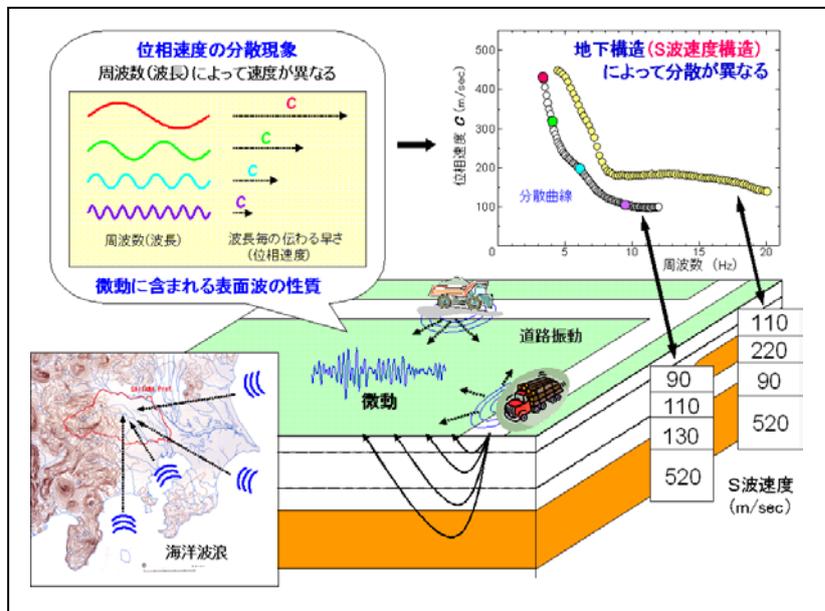


図 5.4 微動アレー探査の模式図

(2) 探査機器の準備

微動アレー探査に際しては、以下の仕様の地震計を使用した。

- ① 地震計（振動計）：佐藤商事株式会社製 MTK-1V（図 5.5 左と中央）

出力感度 : 13V/cm/s (固有周期 1 秒)、0.25V/cm/s (固有周期 7 秒)
 測定周波数範囲 : 1Hz~50Hz (固有周期 1 秒)、0.13Hz~50Hz (固有周期 7 秒)
 測定成分 : 上下方向
 変換方式 : 速度型(動電)型
 測定範囲 : ±2mm
 使用温度範囲 : -20~+50°C

② 独立型観測システム (白山工業 LS8800SH) (図 2.4 右)

- ・チャンネル数 : 3
- ・ゲイン : 1,2,4,8,16 倍
- ・微動計の制動抵抗 : 3 秒, 7 秒
- ・ローパスフィルタ : 30,60,120,240Hz, フィルタ未使用
- ・分解能 : 24bit
- ・サンプリング : 100Hz,200Hz
- ・記録容量 : SD・SDHC メモリーカード使用可能
- ・時刻修正 : GPS 受信方式 (基準時計精度±1ppm)

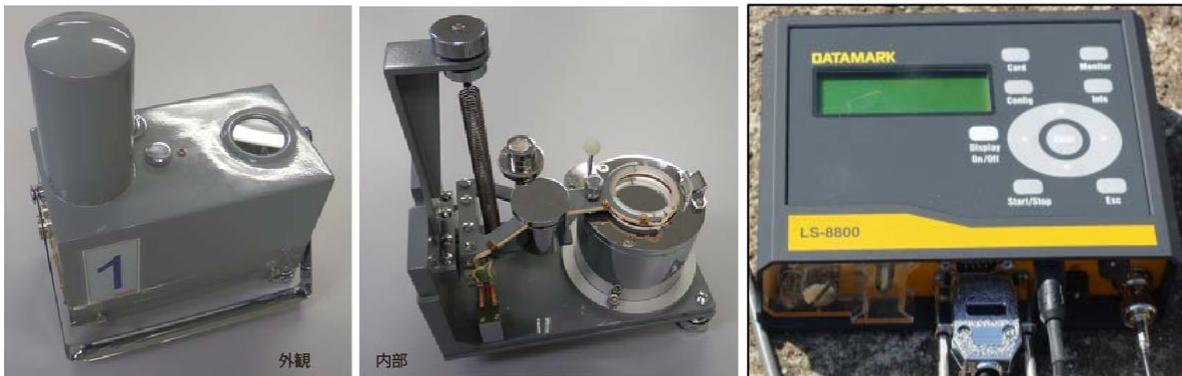


図 5.5 使用した地震計 (左および中央) とロガー (右)

(3) ハドルテスト

測定に先立ってハドルテストを実施し、地震計の特性が揃っていることを確認した。

ハドルテストにおいては、各地震計で観測したパワースペクトル、異なる地震計で観測したデータ間のコヒーレンス、位相差から判断した。

(4) 観測点の設置

各観測点の設置に際しては、現地で光波測量、テープ測量でアレー配置を決定した。

観測点の水平方向の位置精度は、アレー半径の 3%以下となるように決定した。

また、表 5.2 に各地点の地震計の位置座標と観測アレーの内容を示す。

表 5.2 各観測点の位置座標および観測アレーの内容

測線	観測点	地名	名称	用途	緯度	経度	標高	アレー配置
2018A	AZM2018A-01	豊科高家	豊科高家スポーツ広場	グラウンド	36° 16'43.75"N	137° 56'24.09"E	562m	30-50-100m(SINGLE)
	AZM2018A-02	豊科		耕作地(水田)	36° 16'44.05"N	137° 55'7.69"E	567m	30m(SINGLE) 50-100m(ESPAC)
	AZM2018A-03	三郷明盛		耕作地(水田)	36° 16'59.51"N	137° 53'54.98"E	573m	30-50-100m(SINGLE)
	AZM2018A-04	三郷明盛		耕作地(水田)	36° 16'52.12"N	137° 53'3.92"E	580m	30m(SINGLE) 50-100m(ESPAC)
	AZM2018A-05	掘金三田		耕作地(水田)	36° 16'41.35"N	137° 52'11.06"E	595m	25-50m(ESPAC)
2018B	AZM2018B-01	豊科田沢		耕作地(水田・畑)	36° 18'32.52"N	137° 56'2.05"E	542m	30m(SINGLE) 50-100m(ESPAC)
	AZM2018B-02	豊科田沢		耕作地(水田・畑)	36° 18'35.50"N	137° 55'30.43"E	541m	30-90m(SINGLE)
	AZM2018B-03	豊科南穂高		耕作地(水田・畑)	36° 18'42.96"N	137° 54'53.81"E	539m	30m(SINGLE) 50-100m(ESPAC)
	AZM2018B-04	豊科南穂高		耕作地(水田・畑)	36° 18'34.32"N	137° 54'15.65"E	541m	30m(SINGLE) 50-100m(ESPAC)
	AZM2018B-05	掘金烏川		耕作地(水田)	36° 18'18.94"N	137° 53'24.88"E	551m	30m(SINGLE) 50-100m(ESPAC)
	AZM2018B-06	掘金烏川	南安曇農業高校第二農場	耕作地(水田)等	36° 18'10.67"N	137° 51'46.84"E	597m	30-60m(ESPAC)
2019C	AZM2019C-01	明科光		耕作地(水田)	36° 20'5.88"N	137° 55'10.29"E	527m	50-100m(ESPAC) 30m(SINGLE)
	AZM2019C-02	穂高		耕作地(水田)	36° 20'12.28"N	137° 53'55.85"E	527m	30m(SINGLE) 50-100m(ESPAC)
	AZM2019C-03	穂高	穂高商業高校グラウンド	野球場	36° 20'9.22"N	137° 53'9.91"E	543m	10m(SINGLE) 25-50m(ESPAC)
	AZM2019C-04	穂高柏原		耕作地(水田)	36° 19'46.09"N	137° 52'45.93"E	557m	30m(SINGLE) 50-100m(ESPAC)
	AZM2019C-05	穂高		耕作地(水田)	36° 19'49.17"N	137° 52'9.36"E	574m	20m(SINGLE) 45-90m(ESPAC)
	AZM2019C-06	穂高		耕作地(水田)	36° 19'54.25"N	137° 51'24.67"E	594m	20m(SINGLE) 45-90m(ESPAC)
2019D	AZM2019D-01	明科東川手	明科高校グラウンド	運動場	36° 21'43.89"N	137° 55'40.68"E	514m	20m(SINGLE) 40-80m(ESPAC)
	AZM2019D-02	明科七貴		耕作地(水田)	36° 21'48.60"N	137° 53'42.46"E	536m	30m(SINGLE) 50-100m(ESPAC)
	AZM2019D-03	穂高北穂高		耕作地(水田)	36° 21'52.67"N	137° 52'49.09"E	542m	30m(SINGLE) 50-100m(ESPAC)
	AZM2019D-04	穂高有明		耕作地(水田)	36° 21'41.08"N	137° 51'47.14"E	553m	30m(SINGLE) 50-100m(ESPAC)

【2019再観測】 2018A-01(豊科高家スポーツ広場)

測線	観測点	地名	名称	用途	緯度	経度	標高	アレー配置
2018A	AZM2018A-01	豊科高家	豊科高家スポーツ広場	グラウンド	36° 16'43.75"N	137° 56'24.09"E	562m	90m(SINGLE)

緯度経度は最大アレーの中心点

(5) 微動の観測と撤去

今回の探査では微動の観測時間として小アレー(半径 10m~30m)で 20 分、中~大アレーで(半径 50~100m) 40~60 分の観測を行った。

各観測点については、観測終了後に観測機器を撤去し原形復旧を行った。

5-3 微動アレー探査結果

観測データからレイリー波の位相速度を算出し、これを逆解析することにより観測点直下の平均的なS波速度構造を求めた。

あああ

5-3-1 微動アレー探査の流れ

微動アレー探査・解析の流れを図5.28に示す。

表面波位相速度の検出は、①観測した微動から、②表面波を分散の形（位相速度—周期の関係）で検出する（観測分散曲線の作成）。

S波速度構造の推定は、③観測分散曲線に適合するS波速度構造モデルを逆解析により決定する。

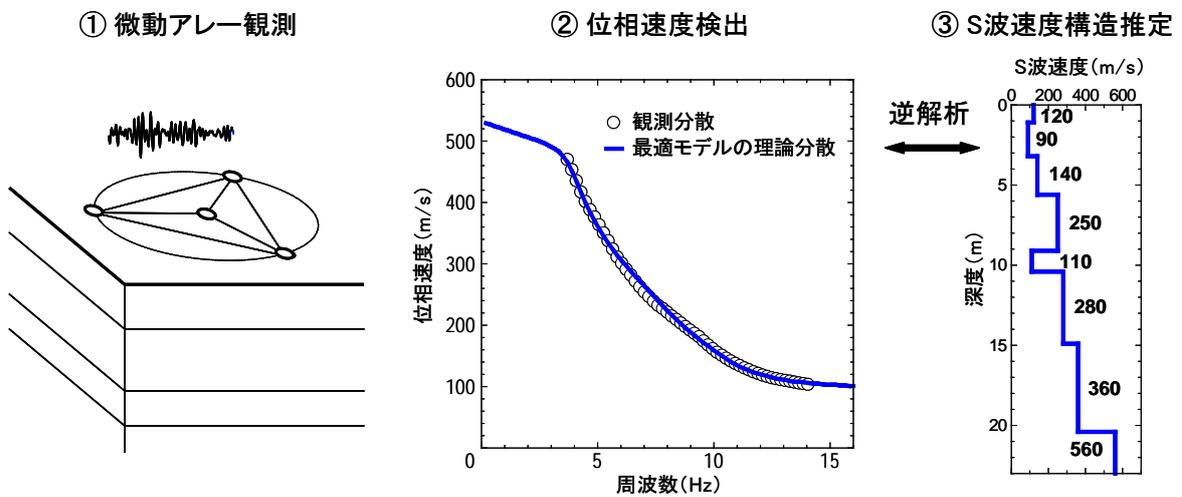


図 5.28 微動アレー探査・解析の流れ

5-3-2 表面波の抽出（分散曲線の計算）

空間自己相関法（SPAC法）では、アレー中心点と各円周点間の波形相関性を複素コーヒール関数（実部）で表現し、全周平均（方位平均した値）を空間自己相関係数と呼ぶ。

この値が理論的に位相速度を変数に含むベッセル関数（第1種0次）に等しくなるため、その逆関数から位相速度を計算する（図5.29）。

三角形アレー配置で、表面波の分散特性を抽出できることは、岡田（2001）によって、理論的に証明されている。

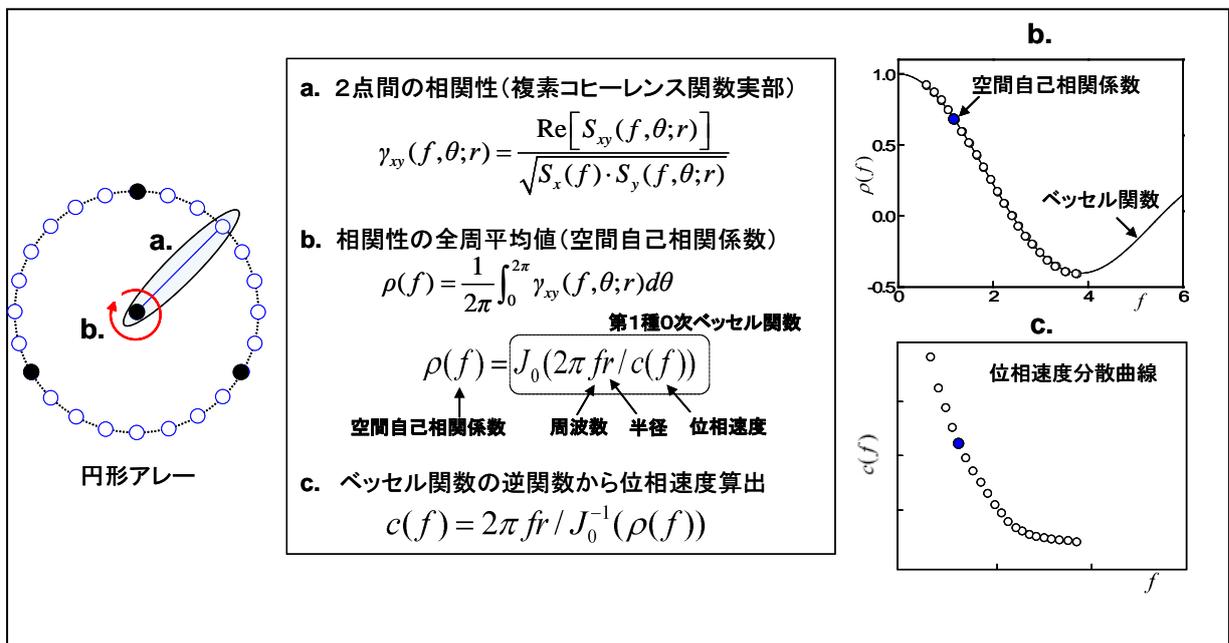


図 5.29 位相速度検出の方法 (観測分散曲線)

5-3-3 S波速度構造の推定 (逆解析)

得られた分散曲線を「レイリー波基本モード」の分散曲線とし、アレー直下の地下構造を多層半無限水平成層構造として推定する。レイリー波位相速度は、層数、層厚、各層のP波速度、S波速度および密度をパラメータとする関数である。層数を n とするとき、未知パラメータの総数は $4n-1$ 個である (最下部の層は半無限層である)。

レイリー波分散曲線の変化に強く寄与するパラメータはS波速度と層厚、特にS波速度であり、P波速度や密度の寄与は、S波速度よりも1~2桁以上小さいことがわかっている。

P波速度および密度は、既存の統計資料から推定しても影響は極めて小さい。このとき、未知パラメータ (S波速度および層厚) の個数は、当初の約半分の $2n-1$ 個にまで減少する。

本解析では、初期モデルへの依存性を解決する手段として、遺伝的アルゴリズム (Genetic Algorithm、略称 GA) による地下構造推定法を用いた。

GAの解析内容を図 5.30 に示す。GAでは初期モデルとして層の数、各層の層厚の最大値・最小値、S波速度の最大値・最小値を与え、これらの範囲内で残差最小解を求める。GAは順問題という性格上、計算が不安定になる可能性がないなどの特徴を有する。

初期モデルは図 5.31 に示すように、擬似位相速度断面を作成し、速度変化傾向から層厚、S波速度を仮定し決定する。

探索範囲、GA計算条件設定は、作成した初期モデルをもとに、広い探索範囲を設定し、十分の最大世代交代数 (500 世代) で 10 回の GA 計算を実施する (初回の GA 解析)。

初回 GA 計算結果の処置として、10 回の GA 計算結果から、事前情報との適合性など良好な解析結果と判断されたモデルを選択し、必要に応じて再解析を実施することにより最適モデルを決定する。

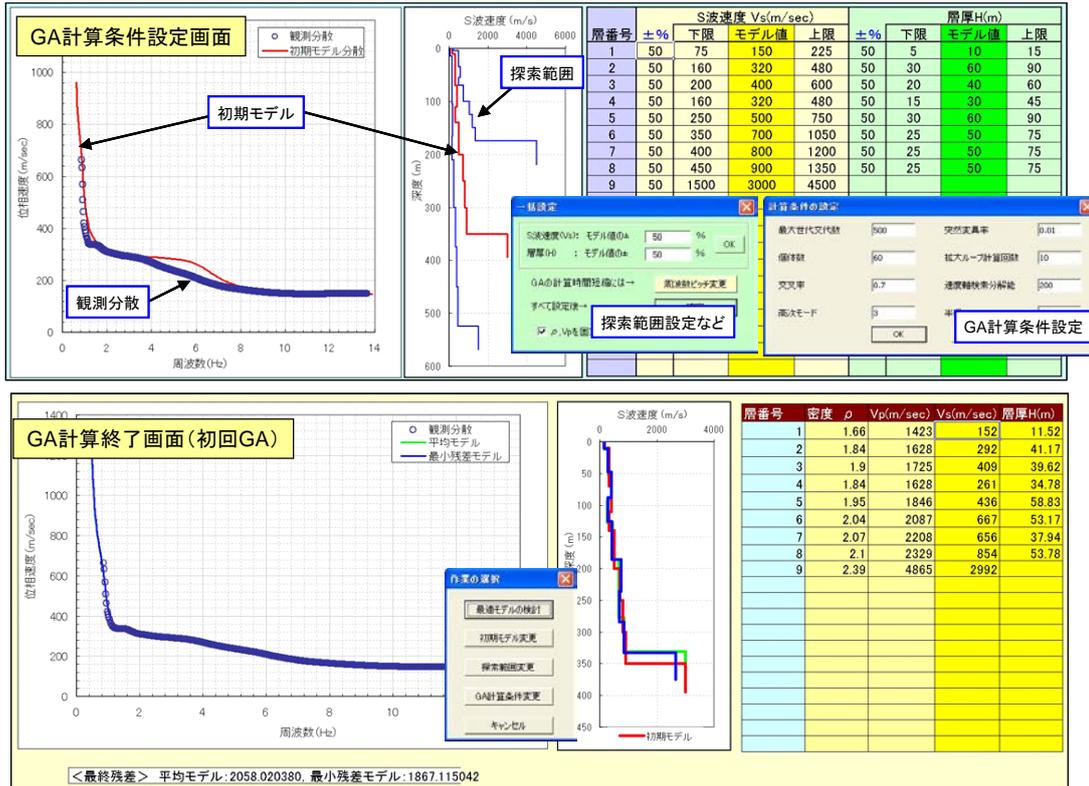


図 5.30 微動アレー探査 解析ソフトの処理画面

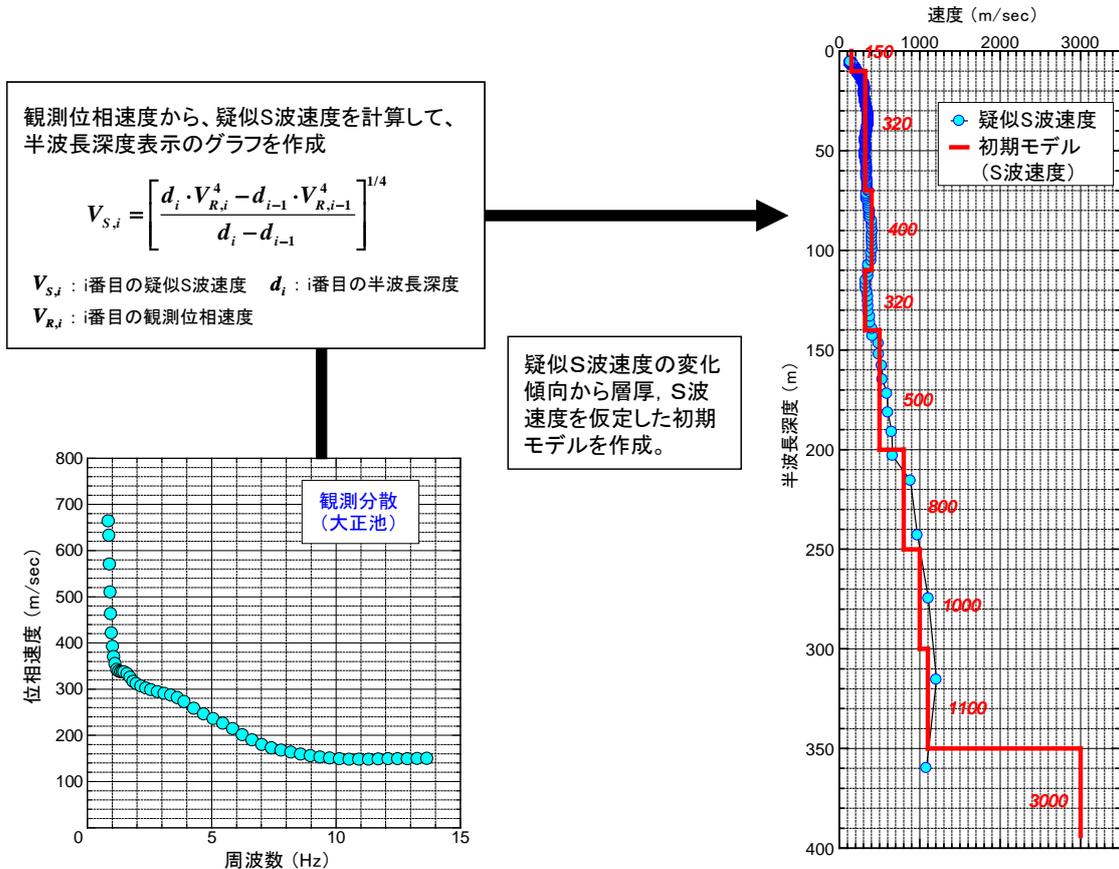


図 5.31 解析での初期モデルの作成手順

5-4 解析結果

5-4-1 観測分散

各測点で観測した微動波形から抽出した表面波の分散曲線（周波数リニア表示）を図 5.32～図 5.35 に示す。また、各測線の分散曲線の重ね合わせを図 5.36～図 5.39 に示す。また、全地点の分散曲線の重ね合わせ図を図 5.40 に示す。

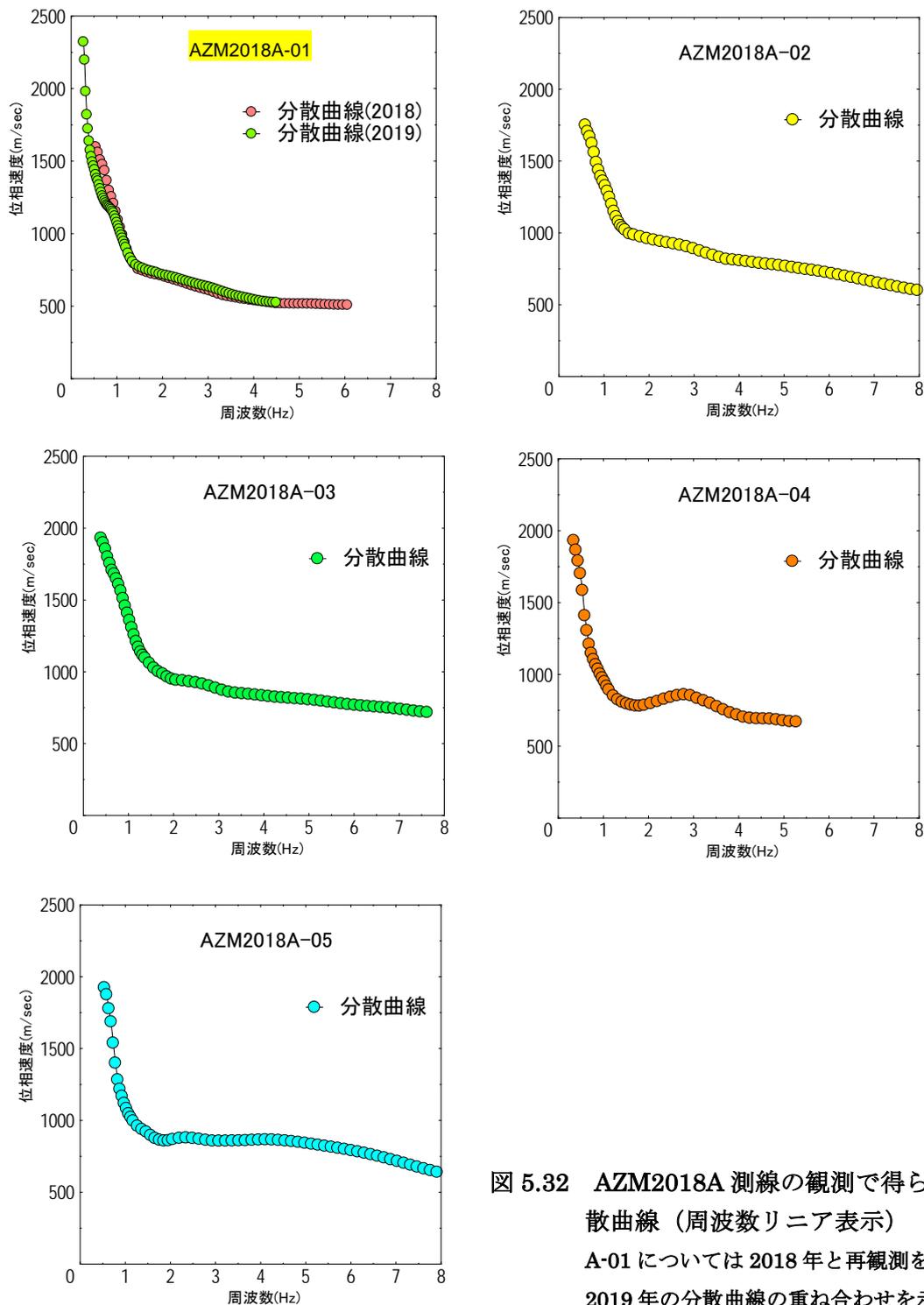


図 5.32 AZM2018A 測線の観測で得られた分散曲線（周波数リニア表示）
A-01 については 2018 年と再観測を行った 2019 年の分散曲線の重ね合わせを示す。

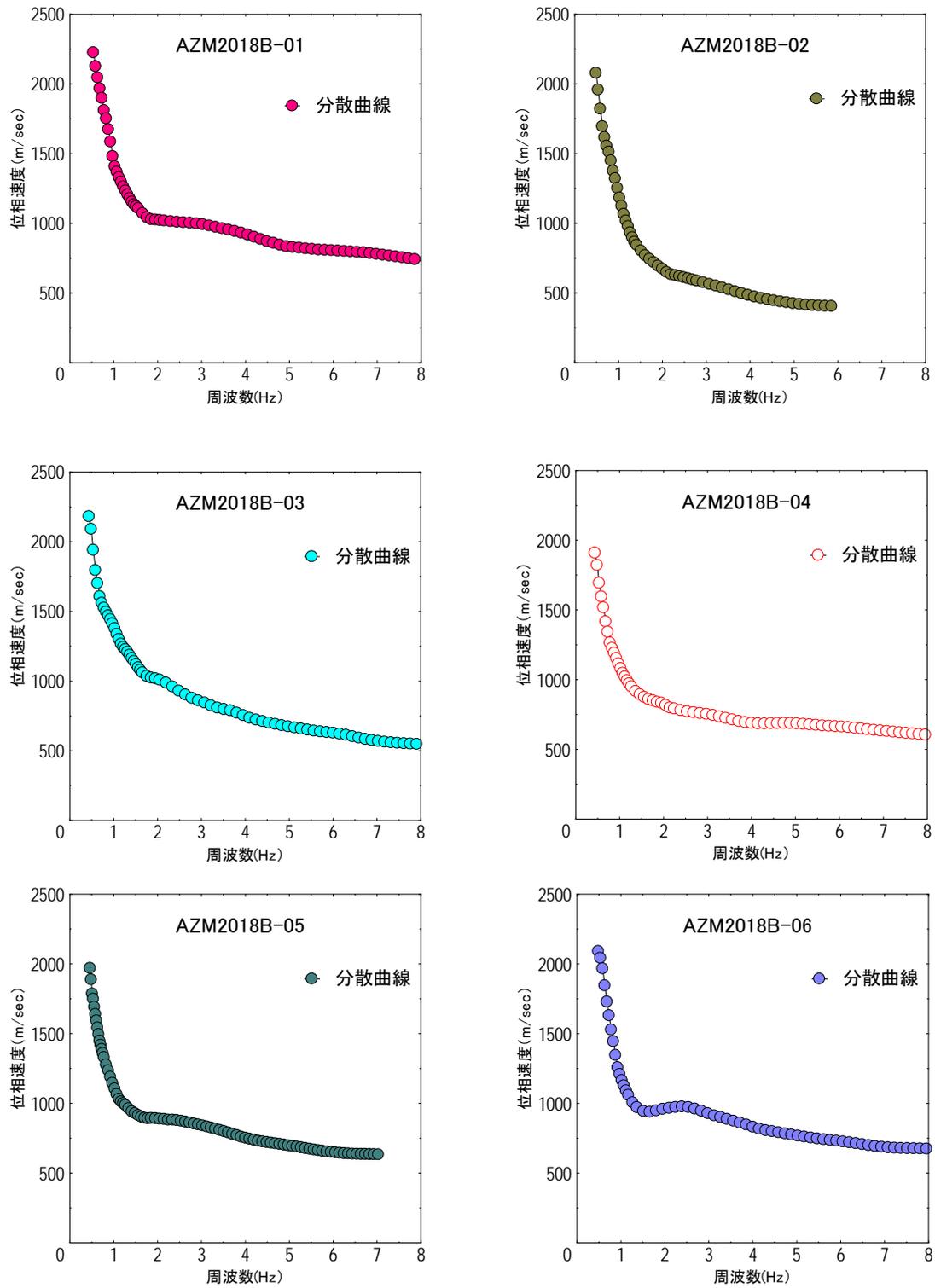


図 5.33 AZM2018B 測線の観測で得られた分散曲線 (周波数リニア表示)

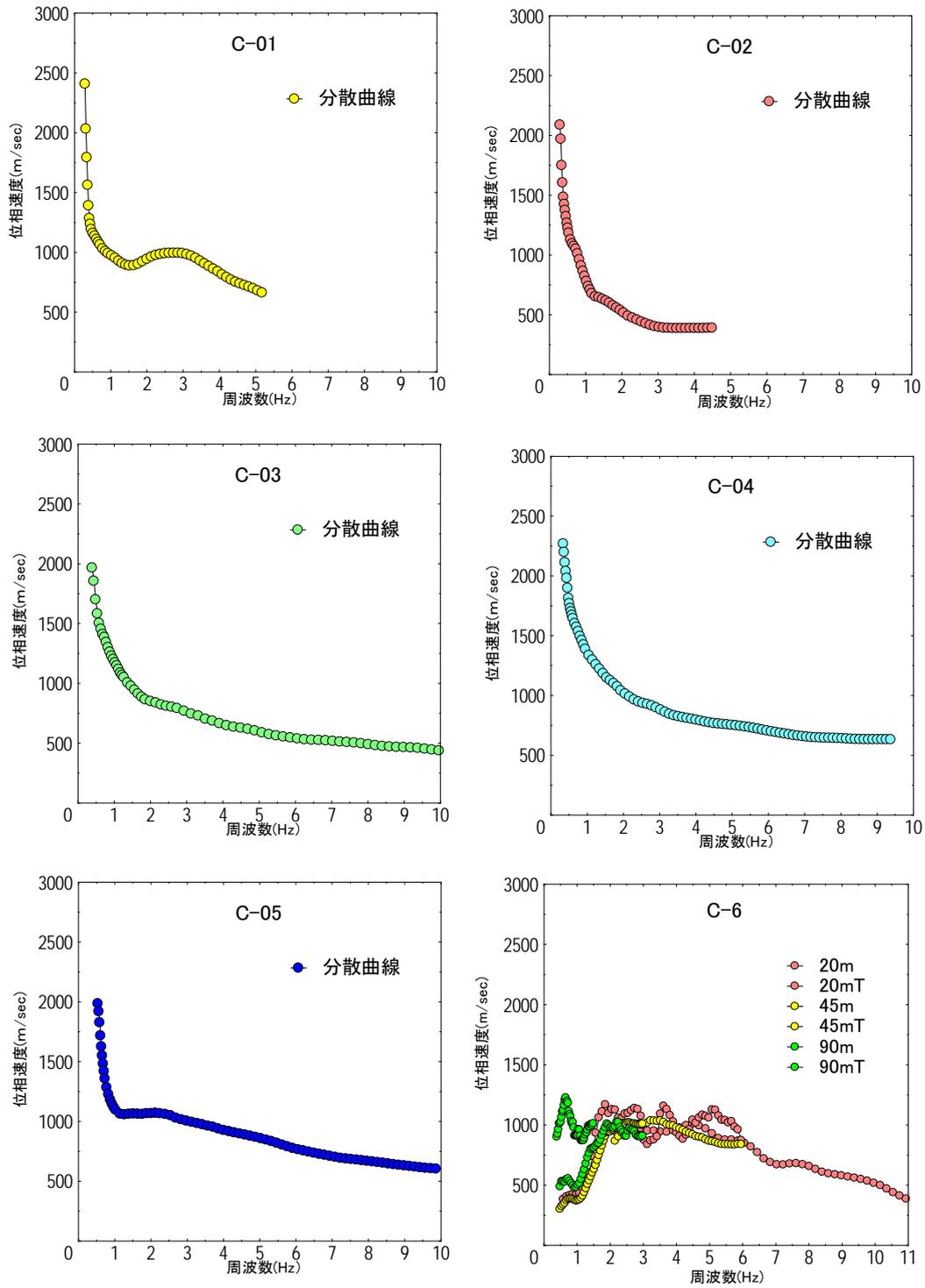


図 5.34 AZM2019C 測線の観測で得られた分散曲線 (周波数リニア表示)
2019C-06 についてはアレーごとの分散曲線を示す。

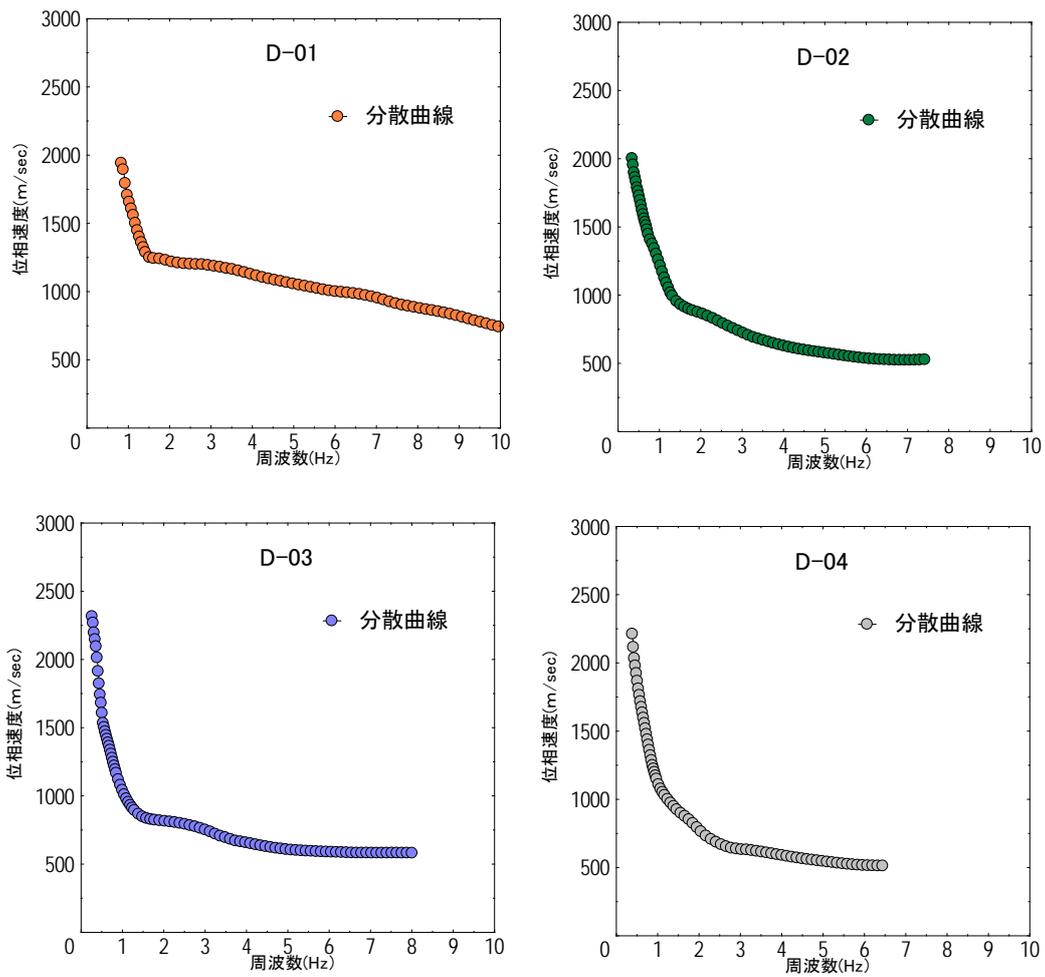


図 5.35 AZM2019D 測線の観測で得られた分散曲線

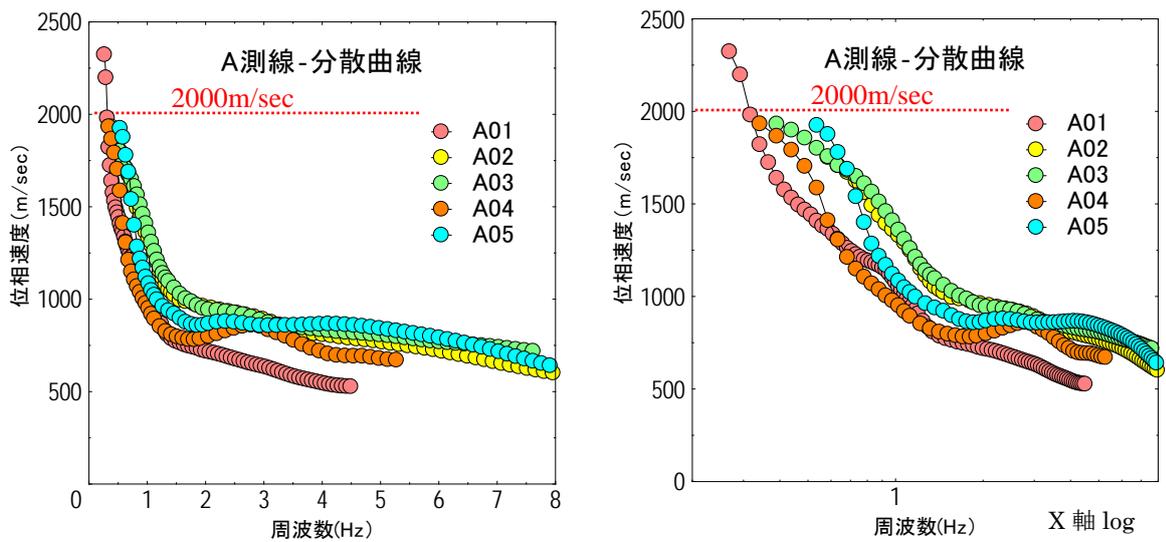


図 5.36 2018A 測線の分散曲線の重ね合わせ (左: 周波数リニア表示、右: 周波数対数表)

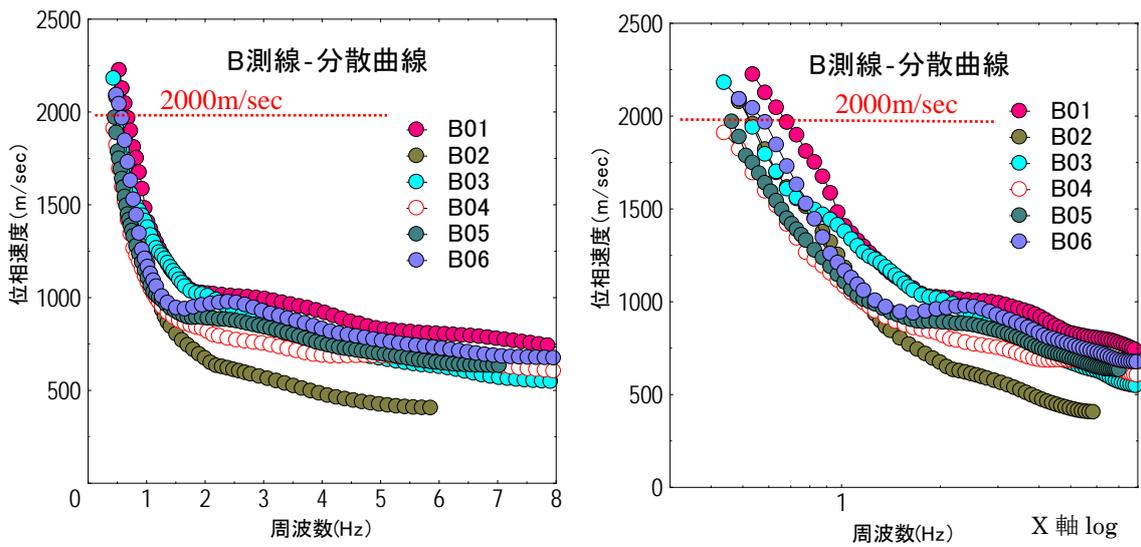


図 5.37 2018B 測線の分散曲線の重ね合わせ (左：周波数リニア表示、右：周波数対数表)

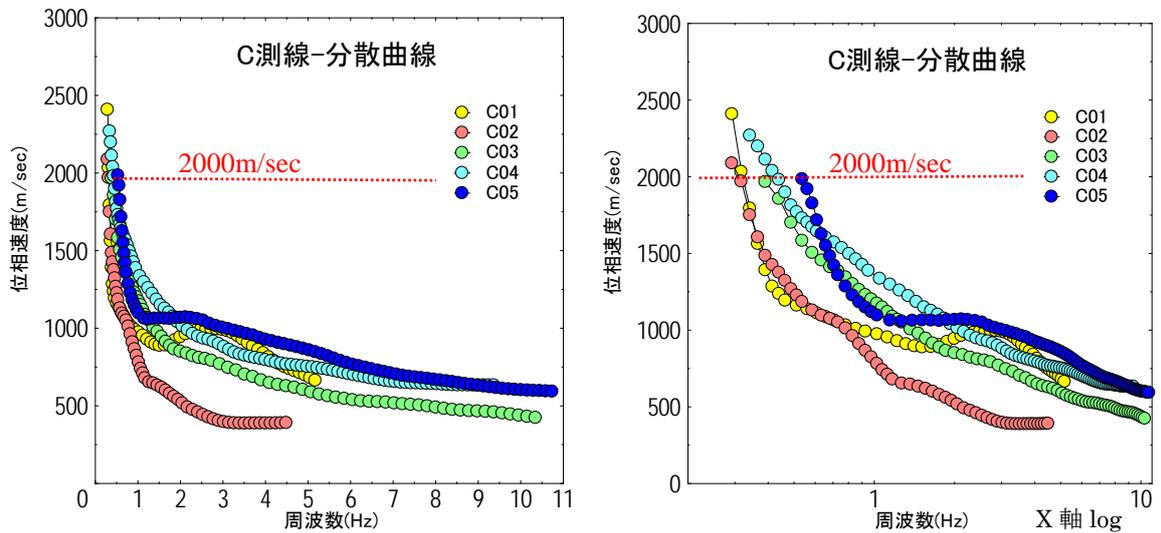


図 5.38 2019C 測線の分散曲線の重ね合わせ (左：周波数リニア表示、右：周波数対数表)

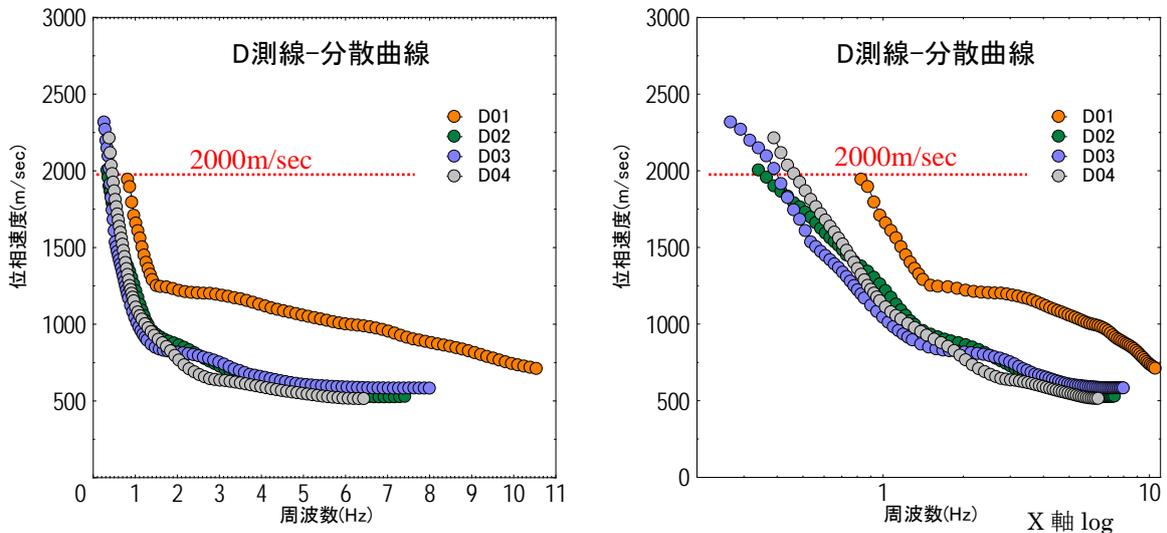


図 5.39 2019D 測線の分散曲線の重ね合わせ (左：周波数リニア表示、右：周波数対数表)

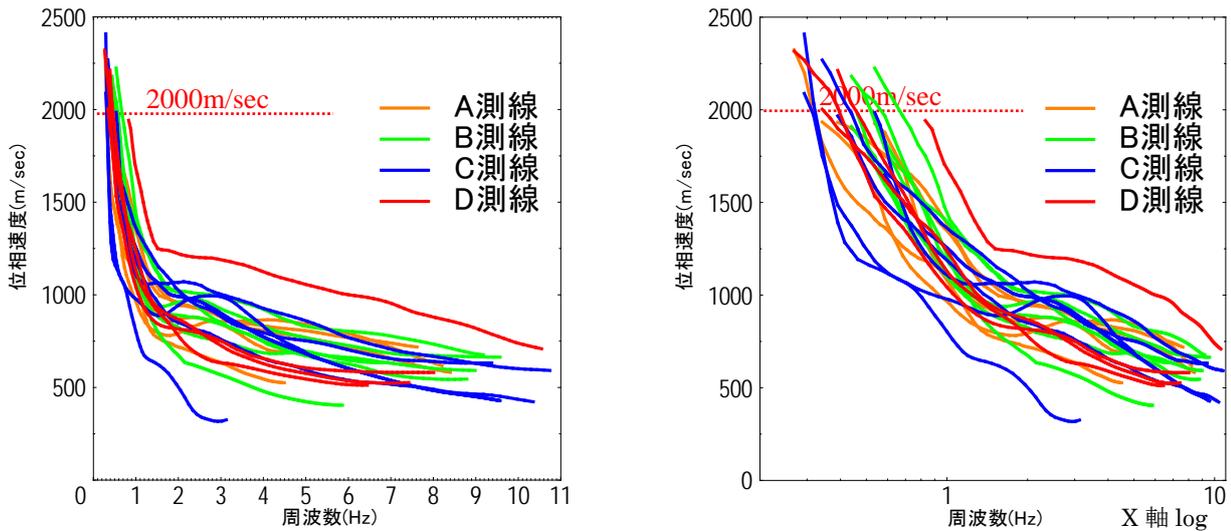


図 5.40 全測線の分散曲線の重ね合わせ（左：周波数リニア表示、右：周波数対数表示）

A～D各測線および全地点の分散曲線の重ね合わせ図(図 5.36～図 5.39)をみると、C-02、D-01 を除いて類似の分散曲線を示し、構造的にはおおむね類似していることがわかる。

各測線の特徴を以下に述べる。

A 測線では、再観測を行った A-01 を除き低周波数側で得られた位相速度が 2000m/sec 未満である。

A 測線では、他の測線ほど低周波数（長周期）の波まで観測されていない。

これは、A 測線の観測時（2018 年 11 月）において低周波数側のパワーがより小さいため、観測時の気象条件（長周期微動の発生要因と考えられる海洋波浪が低調）によるものと考えられる。

B 測線は、A 測線と分散曲線の傾向は似ているが、おおむね 2000m/sec 以上の位相速度が得られている。

C 測線では、C-02 を除いて類似の分散曲線を示す。

C 測線では、C-01 と隣接の C-02 は高周波数側（1Hz 以上）の分散傾向が異なることから浅部構造が異なるが、低周波数側（1Hz 以下）の分散傾向は似ており、深部構造は類似していることが示唆される。また、C-01 では 2～3Hz で逆分散（2Hz より高周波側で位相速度が大きくなる）を示している。

C-03 と C-04 では、全体に分散曲線の傾向が良く似ている。C-05 は、ほかの地点よりも周波数に対して位相速度の立ち上がり早いので、基盤深度は浅いと考えられる。

C-06 は地下構造の擾乱により、低周波数（長周期）側の分散曲線が得られなかった。

D 測線では、D-01 以外の地点で分散曲線の傾向が似ている。また、2000m/sec の位相速度に到達する周波数に着目すると、D-02 から D-04（東から西）にかけて基盤構造が浅くなる傾向が示唆される。

5-5 解析結果の検討

5-5-1 基盤層および中間層の S 波速度に関する検討

安曇野市地域の基盤（美濃帯相当層）とその上位層の区別については、関東平野での先新第三系基盤層の S 波速度である 2.39~2.77km/sec（図 5.66）を参考に、Hidaka（埼玉県日高市）の $V_s=2.39\text{km/sec}$ を除いた、 $V_s=2500\text{m/sec}$ より大きい層の上面を基盤上面深度と判断した。

これらの基盤層の地質は、安曇野市内ではおもに美濃帯の堆積岩類であると考えられる。

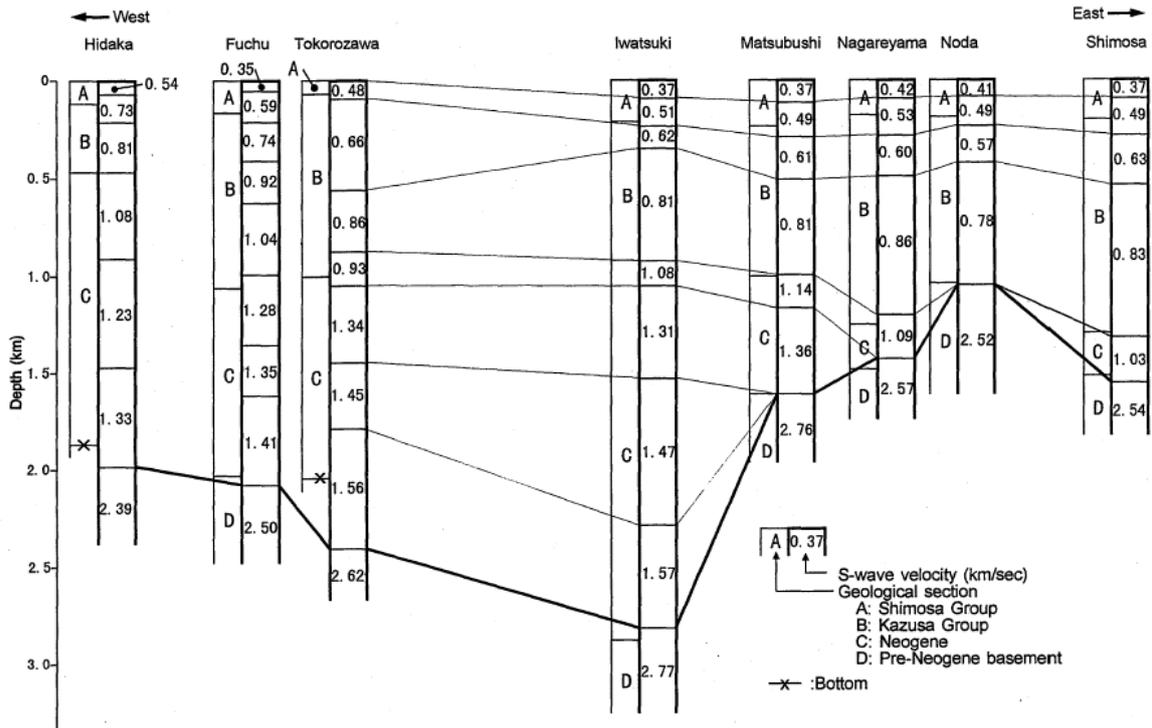


Fig. 15 Comparison between geological structures and S-wave velocity models at all sites. Depth of stratum boundaries at Tokorozawa and Hidaka are from Suzuki (1997), and the others are basically from Hukuda et al. (1988).

図 5.66 関東平野における地質構造と S 波速度構造との対比（松岡ほか, 2000）

S 波速度と地質の対比は次の通りである。

先新第三系基盤層：2.39~2.77km/sec

新第三系（おもに三浦層群相当）：1.03~1.57 km/sec

前期更新統（上総層群相当）：0.57~0.86 km/sec

中期更新統（下総層群）：0.37~0.51 km/sec

安曇野市の浅部の地質および速度層に関しては、国立研究開発法人防災科学技術研究所による KiK-net（基盤強震観測網）のボーリングデータが公開されている。

安曇野市内では、防災科学技術研究所により以下の 3 箇所で KiK-net のボーリングが掘削され、PS 検層が行われている。

表 5.3 に、公開されている各孔の地質と S 波速度をまとめる。

表 5.3 安曇野市内の KIK-net 観測孔の地質と S 波速度

孔番	掘削位置	孔口標高	掘進長	地質の概要	S波速度
NGN009	安曇野市穂高6280-16 36° 20' 16.1" N 137° 52' 9.8" E	567.1m	20.0m	0~1.0m 埋土 1.0~12.7m 礫~礫質土 12.7~14.5m 粘性土 14.5~20.0m 礫	0~2m 155m/sec 2~6m 330m/sec 6~20m 450m/sec
NGNH35	安曇野市穂高有明7263-2 36° 22' 45.59" N 137° 49' 23.30" E	720.0m	108.0m	0~43.0m 玉石混じり砂礫 43.0~51.0m 粘土混じり砂礫 51.0~65.0m 玉石混じり砂礫 65.0~76.0m 粘土混じり砂礫 76.0~108.0m 花崗岩	0~2m 100m/sec 2~6m 450m/sec 6~20m 780m/sec 20~42m 850m/sec 42~76m 970m/sec 76~104m 1500m/sec
NGNH08	安曇野市三郷小倉6077 36° 15' 3.49" N 137° 51' 43.99" E	668.0m	253.0m	0~2.0m 表土 2.0~253.0m 粘土混じり砂礫	0~58m 500m/sec 58~160m 830m/sec 160~249m 900m/sec

これらの砂礫層は扇状地堆積物と考えられることから、その S 波速度 ($V_s=450\sim970\text{m/sec}$) は、微動アレー探査における深度 200m 付近までの解析 S 波速度におおむね等しいことがわかる。

また、松本市浅間温泉で掘削された NGNH32 (掘進長 103m) は、地表から 37m 以深は内村層相当層 (硬質泥岩、砂岩) とされ、その S 波速度は $1220\sim1340\text{m/sec}$ である。

この値は、中新統の堆積岩類の一般的な値の範囲にある。

微動アレー探査における解析 S 波速度の 1000m/sec 台は、このような中新統堆積岩類の速度に相当すると考えられる。

これらの既往データおよび安曇野市周辺の地質学的データから、探査で得られた解析 S 波速度結果に基づいて、松本盆地を横断する各測線に沿って速度構造断面図および地下構造推定断面図を作成した。

5-5-2 解析S波速度構造断面

図 5.67～図 5.70 に、A 測線から D 測線の観測地点と解析 S 波速度断面を示す。また、各観測地点の速度層の連続性、とくに基盤層の変位から、地質学的な知見を考慮して観測地点間での構造変位（速度層の段差）が考えられる位置を模式的に示した。

【A 測線】（図 5.67）

最も南の A 測線では、東側の A-01 で基盤深度が最も深く、深度 2200m に達する。A-02 は基盤に達していないが、中間層は A-01 より A-02 が浅い（西側上昇）。また、A-02 と A-03 の中間層の構造はほぼ水平である。A-01 と A-03 との基盤深度の落差は約 250m である（西側上昇）。A-03 と A-04 では基盤深度の落差は約 50m と小さいが、基盤の上位層に最大 180m 程度の変位（東側上昇）がみられる。

A-04 と A-05 の基盤深度の落差は約 550m と大きい（西側上昇）。さらに、A-05 の基盤深度は 1500m と非常に深いにもかかわらず、西側の山地までは水平距離で 1.5km であり、間に大きな構造の変位（西側上昇）が想定される。

このような速度構造から、図 5.67 に示すような位置（A-01－A02、A03－A04、A-05－西側山地）に速度層の段差が推定される（A-04 と A-05 の間の基盤上面の傾斜は、山地の地形勾配とほぼ同じであり、変位は想定していない）。

A-01 については、浅部の速度構造が他の地点と異なり、地表付近から $V_s=700\sim 1600\text{m/sec}$ の非常に早い解析 S 波速度が出現している。これは新第三紀層の速度に相当する。この付近の犀川河床や春日神社付近には、新第三紀中新世の別所層が露出していることが知られている（原山ほか, 2009）。

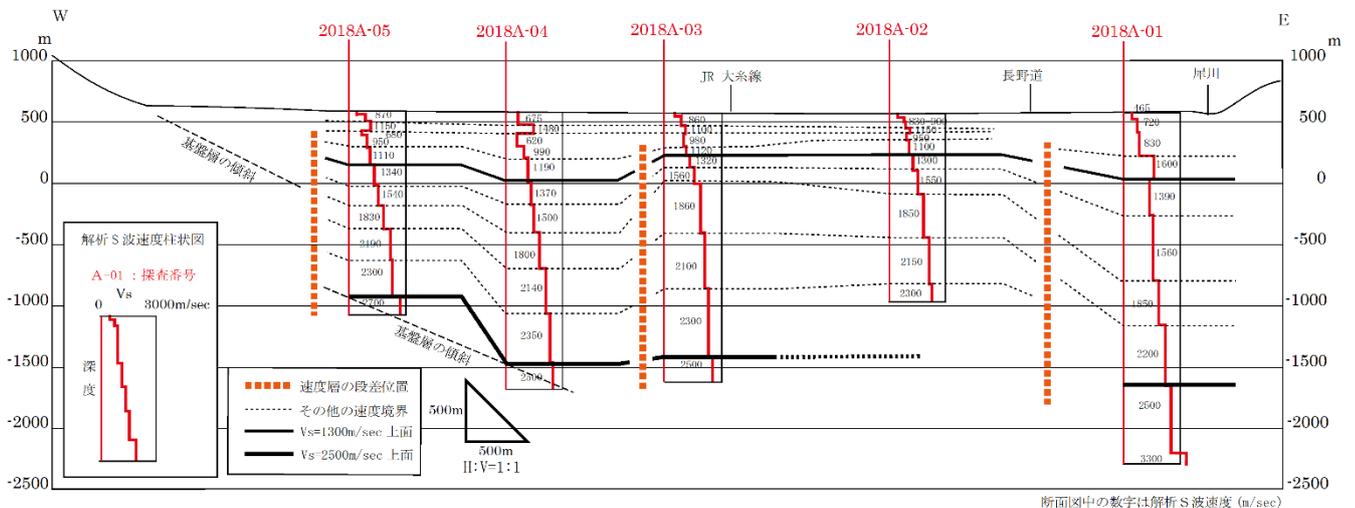


図 5.67 A 測線の解析 S 波速度と推定構造変位位置

【B測線】（図 5.68）

B-01 は、A-01 と同様に地表付近から早い解析 S 波速度が出現しており、B-02 と大きく異なる。Vs=1300m/sec 層上面や基盤層上面深度も異なり、東側上昇の構造である。

B-02 と B-03 は、基盤層の上面深度と浅部の Vs=1300m/sec 層上面で変位のセンスに違いがあり複雑である。基盤層の上面深度では B-02 が 280m 浅く、東側上昇である。

B-03 と B-04 も基盤層の上面深度で 270m 程度違いがあり、B-03 が浅く東側上昇である。

B-04 と B-05 では中間層はほぼ水平な構造であるが、基盤層上面で約 250m 違いがあり、深部で西側上昇を示している。

B-05 と B-06 間は緩い東傾斜の構造であり、大きな変位は想定されない。

B-06 と西側山地の間の基盤層上面の傾斜からは、この間にも西側上昇の変位が考えられるが、A 測線ほど大きな垂直変位ではないと思われる。

これらのことから、図 5.68 に示す位置（B-01-B-02、B-02-B-03、B-03-B-04、B-04-B-05、B-05-西側山地）に速度層の段差が想定される。

B-01 西側の犀川河床には、新第三紀中新世の別所層、新第三紀鮮新世～第四紀更新世の大峰層が露出していることが知られている（原山ほか,2009、下田・大塚, 2015）。

したがって、B-01 は表層から新第三紀層と考えられる。

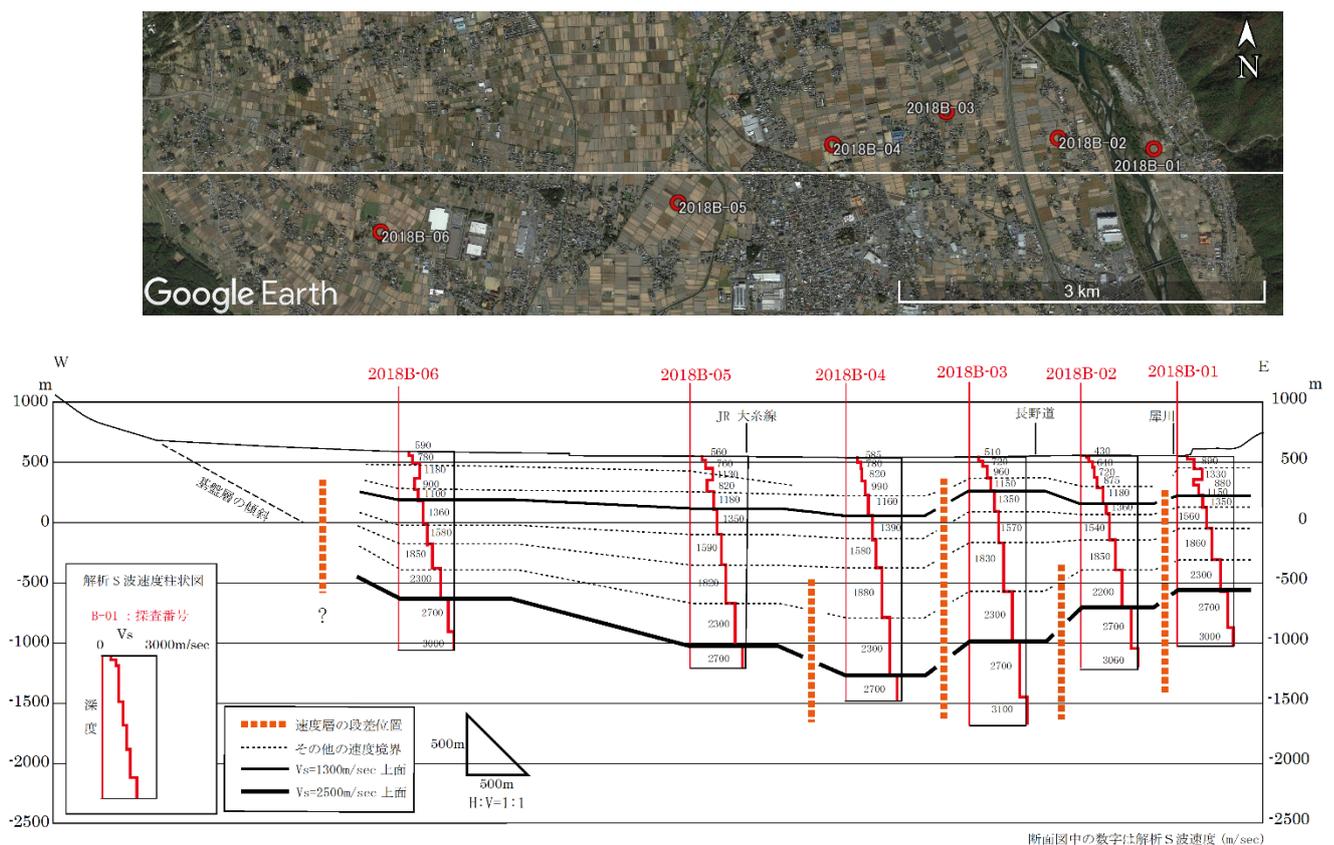


図 5.68 B 測線の解析 S 波速度と推定構造変位位置

【C 測線】（図 5.69）

C-01 の基盤上面深度は 2200m、C-02 の基盤上面深度は 2200m で、中間層の速度構造も C-01 に類似している。しかし、C-01 の解析 S 波速度は地表部から $V_s=690\text{m/sec}$ を示し、深度 100~200m では $V_s=1680\text{m/sec}$ に達しており、C-02 以降の速度構造と大きな違いがみられる。

C-02 と C-03 では、基盤層上面深度に約 330m、 $V_s=1300\text{m/sec}$ 層上面深度も約 270m の落差がみられる（西側上昇）。

C-03 と C-04 は、基盤上面深度ではほとんど同じであるが、その上位の中間層（ $V_s=1300\text{m/sec}$ 層、 $V_s=1500\text{m/sec}$ 層など）の深度、層厚が異なっている。

C-04 と C-05 では、基盤層上面深度に約 580m の落差（西側上昇）があり、その上位層の構造にも大きな違いがある。

C-06 は、地下構造の擾乱による深部の解析不能地点である。この地点付近には大きな構造変位（構造の擾乱）が推定される。

これらのことから、図 5.69 に示す位置（C-01-C-02、C-02-C-03、C-03-C-04、C-06 付近）に速度層の段差が想定される。

C-01 周辺の犀川河床には新第三紀中新世中期の別所層ないし青木層が露出している（原山ほか, 2009）。したがって、C-01 の直下の高 S 波速度層は新第三紀中新統であると考えられる。

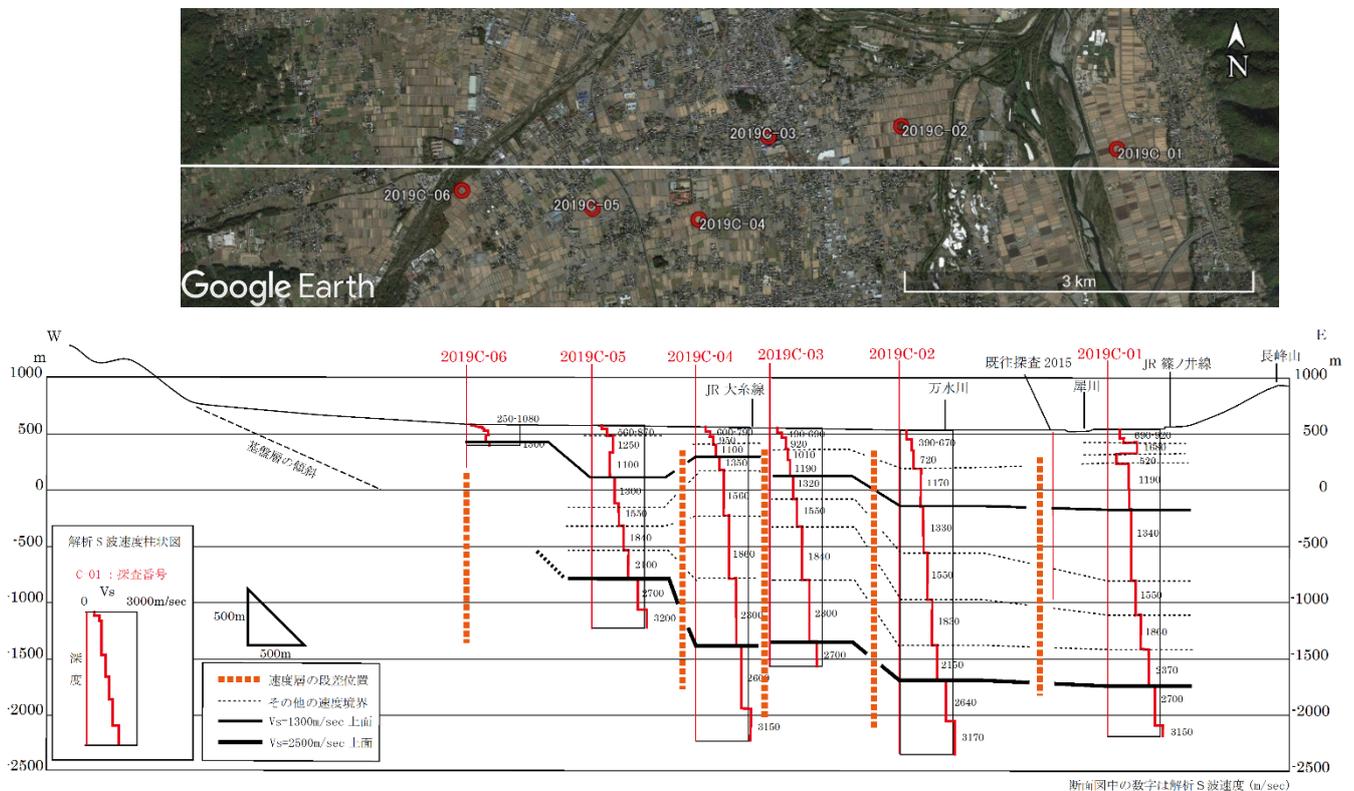


図 5.69 C 測線の解析 S 波速度と推定構造変位位置

【D 測線】（図 5.70）

D-01 は、新第三紀層からなる押野山の山地の東側の犀川沿いにあり、松本盆地側（D-02～D-04）の地下構造と大きく異なる。

表層から $V_s=1000\sim 1500\text{m/sec}$ 以上の非常に硬い層からなり、深度約 300m で $V_s=1340\text{m/sec}$ とやや低下するものの、深度 915m で $V_s=2760\text{m/sec}$ の基盤相当層に達する。

D-02 は、深度 100～195m で $V_s=1000\text{m/sec}$ の高速度層を挟み、深度 2000m で基盤上面に達する。D-02 より東側の山地との間に松本盆地東縁断層が通ることがトレンチ調査から推定されている（遠田ほか, 2009）。

高瀬川より西側の D-03 は、D-02 と類似した構造を示し、深度 125～195m に $V_s=1240\text{m/sec}$ の高速度層を挟み、深度 1910m で基盤上面に達する。D-02 との基盤層上面深度の落差は 100m 以下である。

D-04 は、表層から解析 S 波速度が上昇する構造を示し、深度約 1600m で基盤層に達する。

D-02 から D-04 では解析 S 波速度からは全体的には安定した地下構造であるが、D-03 と D-04 の間の速度層の傾斜から、西側上昇の変位が推定され、それは C 測線の C-04 と C-05 の間の変位（落差）に連続する可能性がある。

D-04 から西側の山地まで水平距離で約 2km であり、D-04 基盤層上面深度が約 1600m であることから、基盤層上面の傾斜を考慮して D-04 のより西側に大きな落差（西側上昇）が推定される。

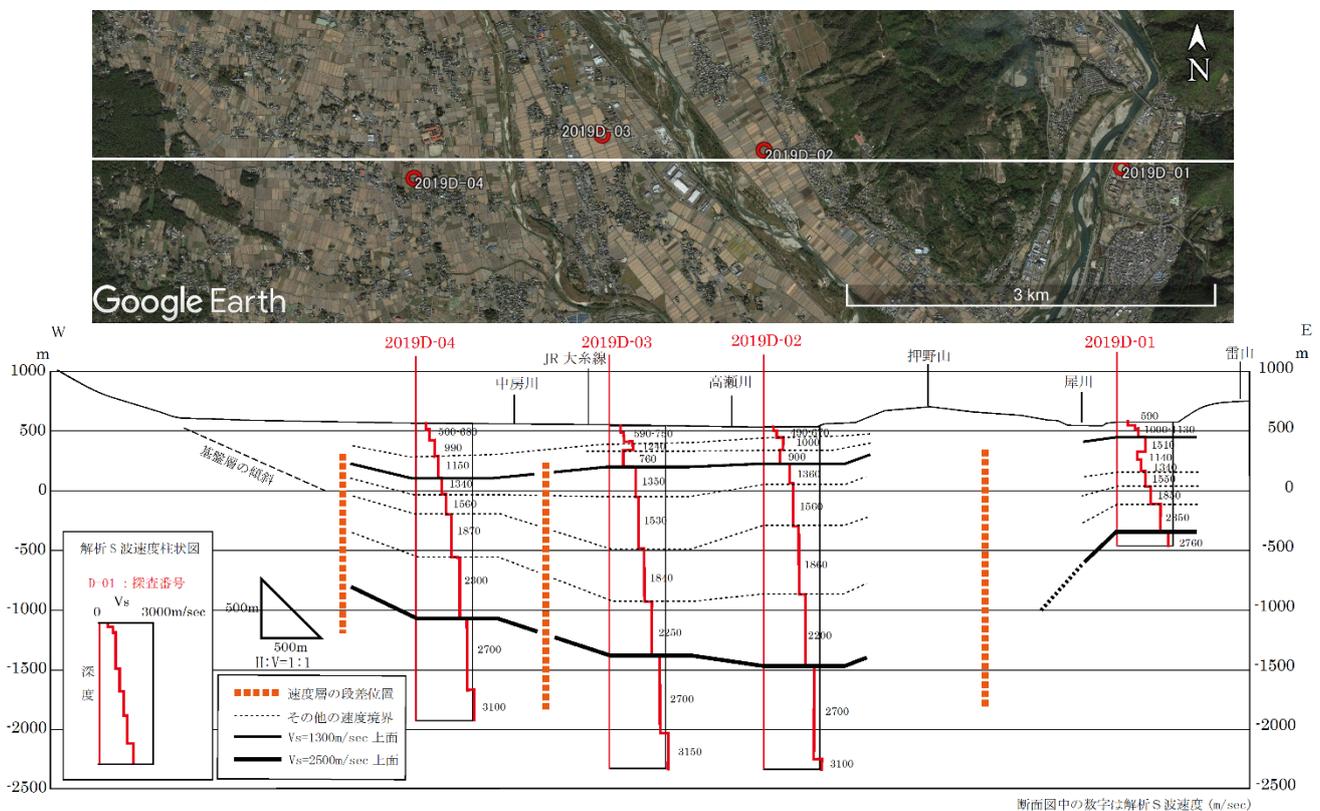


図 5.70 D 測線の解析 S 波速度と推定構造変位位置

5-5-3 安曇野市の地下構造断面

A~D 測線について、各測線の解析 S 波速度から推定された構造変位位置および文献資料に記載された既往断層の通過位置を参考に地下構造断面図を作成した。

【A 測線】 (図 5.71)

A 測線では、A-01 での探査結果および周辺の表層地質に関する情報(原山ほか, 2009)に基づき、小谷-中山断層の通過位置を示した。松本盆地東縁断層の通過位置は、下川ほか(1995)や未公表資料を参考とした。

小谷-中山断層については、A-01 での探査結果(非常に深い基盤深度)および本断層の性状から、深部で東傾斜となる構造を推定した。

A-01 と A02 間の変位については、未公表資料等から 2 箇所の伏在断層を推定し、A-01 にかけてやや東に傾斜または階段状に落ち込んでいる構造を推定した。

A-02 から A-04 にかけて、標高-1500m 付近を基盤上面とするほぼフラットな地下構造が推定され、A-03 と A-04 の間に東側上昇センスの伏在断層を推定した。

A-05 とその西側山地の間の基盤傾斜から、A-05 の西側に落差 500m におよぶ西側山地が上昇する伏在断層を推定した。

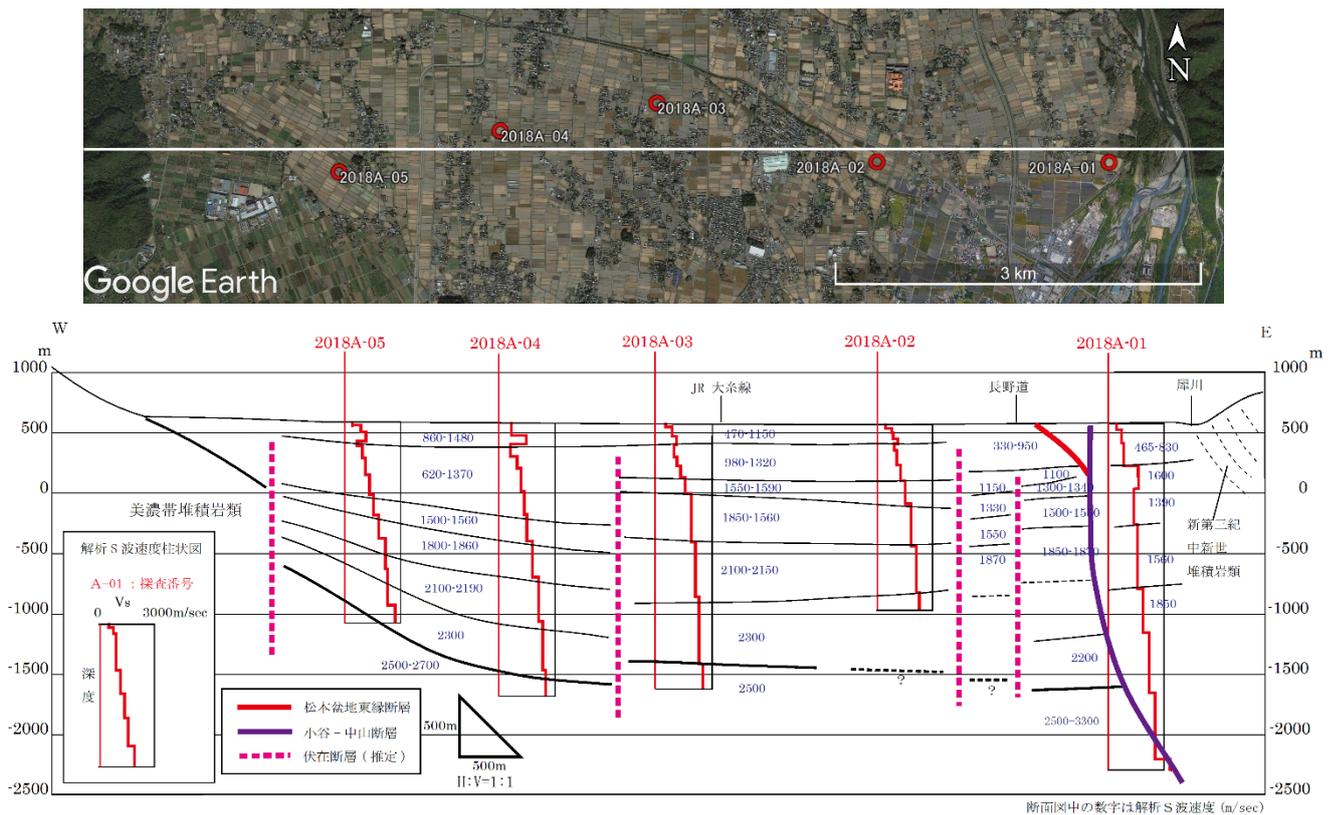


図 5.71 A 測線の地下構造推定断面図

【B 測線】 (図 5.72)

B 測線では、小谷-中山断層および松本盆地東縁断層の通過位置および性状について、B-01 および B-02 での探査結果、下川ほか (1995)、原山ほか (2009)、下田・大塚 (2015) 等から推定した。

B-01 は、浅部から $V_s=900\sim 1300\text{m/sec}$ が出現しており、新第三紀中新世の堆積岩類からなると考えられる。これに対して、B-02 は B-01 より浅部の速度構造が小さく、地質構造が大きく異なると考えられる。

また、解析 S 波速度断面から、B-02 と B-03 の間と B-03 と B-04 の間に西落ちの伏在断層、B-04 と B-05 の間と B-06 と西側山地の間に西側上昇の伏在断層を推定した。

基盤上面深度分布からは、A 測線より最深部で 500m 程度浅く、B-04 付近を底とする緩い盆状構造をなしていることがうかがえる。

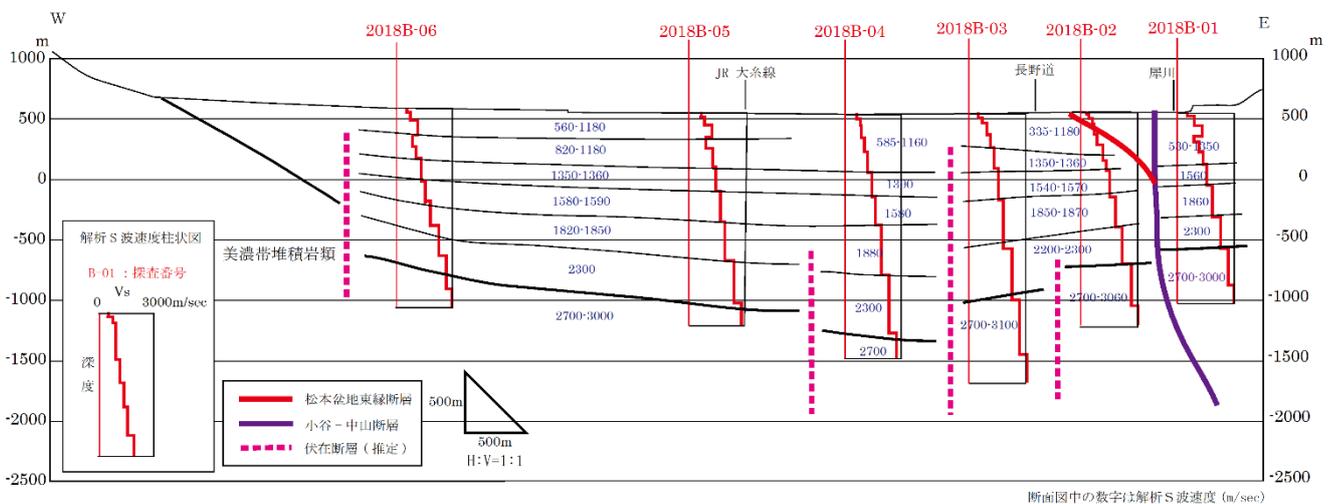


図 5.72 B 測線の地下構造推定断面図

【C測線】（図 5.73）

C 側線における解析 S 波速度の連続性と変位位置、A および B 測線で推定された構造変位位置、既存の断層位置等から C 測線沿いの東西断面を作成した。

小谷-中山断層、松本盆地東縁断層の通過位置に関しては、加藤・佐藤（1983）、下川ほか（1995）、原山ほか（2005）のほか、未公表資料を参考にした。

C-01 の解析 S 波速度は地表部から 200m で、 $V_s=690\sim 1680\text{m/sec}$ に達している。これは、ごく浅部から新第三紀中新世中期の別所層、青木層からなることを示している。したがって、新第三紀中新統と第四紀更新世の大峰層の地質境界である小谷-中山断層は C-01 の西側に推定される。C-01 は、基盤上面深度は 2260m と深く、これは C-02 の基盤上面深度に近い。このことから、A-01 と同様に C-01 の浅部は新第三系であるが、中間部で小谷-中山断層が東に傾斜し、深部では断層の西側の速度層となっていると推定される。

C-02 の基盤上面深度は 2200m であり、C-01 と基盤上面深度は似ている。しかし、C-01 と C-02 の間で行われた既往の微動アレー探査（2015）を考慮すると、中間層の速度構造は連続しないことから、この間に鉛直成分を伴う伏在断層を推定した。

C-03 は、 $V_s=2700\text{m/sec}$ の基盤上面深度は 1885m と C-02 より 330m 程度浅くなり両地点の中間層の速度構造も異なることから、C-02 と C-03 の間に伏在断層が推定される。

C-04 では基盤上面深度は C-03 に近い深さであるが、全体に東側へ傾斜する構造が想定されることから、この間に伏在残層を推定した。しかし、両地点の速度層の連続性からは大きな変位はない可能性もある。C-05 は基盤上面深度が基盤層上面の傾斜を考慮しなければ C-04 より約 580m も浅くなり、この間に伏在断層が存在する可能性がある。

C-06 は地下構造の不均一から深度 200m までしか解析できないが、この地点付近に顕著な構造変位（断層）が存在する可能性が高い。

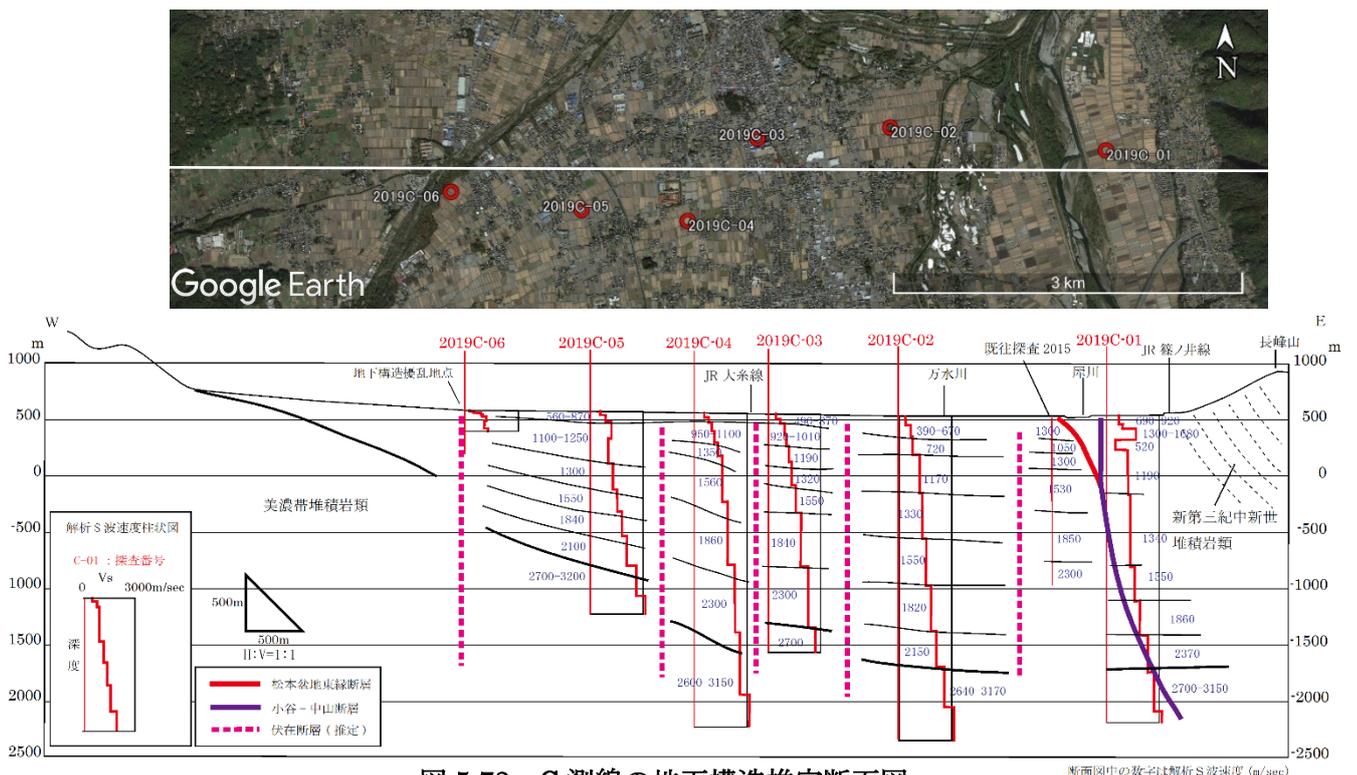


図 5.73 C 測線の地下構造推定断面図

断面図中の数字は解析 S 波速度 (m/sec)

【D 測線】（図 5.74）

D-01 は、新第三紀鮮新世～第四紀更新世の大峰層と新第三紀中新世の青木層からなる押野山の山地東側にあたり、間に小谷-中山断層や犀川断層が通過（加藤・佐藤、1983）し、松本盆地側の地下構造と大きく異なると考えられる。深度 915m で基盤に相当する速度（ $V_s=2760\text{m/sec}$ ）に達している。

D-02 は、深度 100～195m で $V_s=1000\text{m/sec}$ の高速度層を挟み、深度 2000m で基盤上面に達する。D-02 より東側の山地との間を松本盆地東縁断層が通ることがトレンチ調査から推定されている（遠田ほか、2009）。

高瀬川より西側の D-03 は、D-02 と類似した構造を示し、深度 125～195m に $V_s=1240\text{m/sec}$ の高速度層を挟み、深度約 1900m で基盤上面に達する。D-02 との基盤上面深度の落差は 100m 以下である。

D-04 は、表層から解析 S 波速度が上昇する構造を示し、深度 1615m で基盤上面に達する。

D-02 から D-04 にかけては、解析 S 波速度からは全体的には安定した地下構造であるが、D-03 と D-04 の間の速度層の傾斜から、西側上昇の変位（伏在断層）が推定され、それは C 測線の C-04 と C-05 の間の変位に連続する可能性がある。

D-04 から西側の北アルプスまで水平距離で約 2km であり、D-04 の基盤上面深度（1615m）からは、D-04 より西側の山地との間に大きな変位（伏在断層）が推定される。

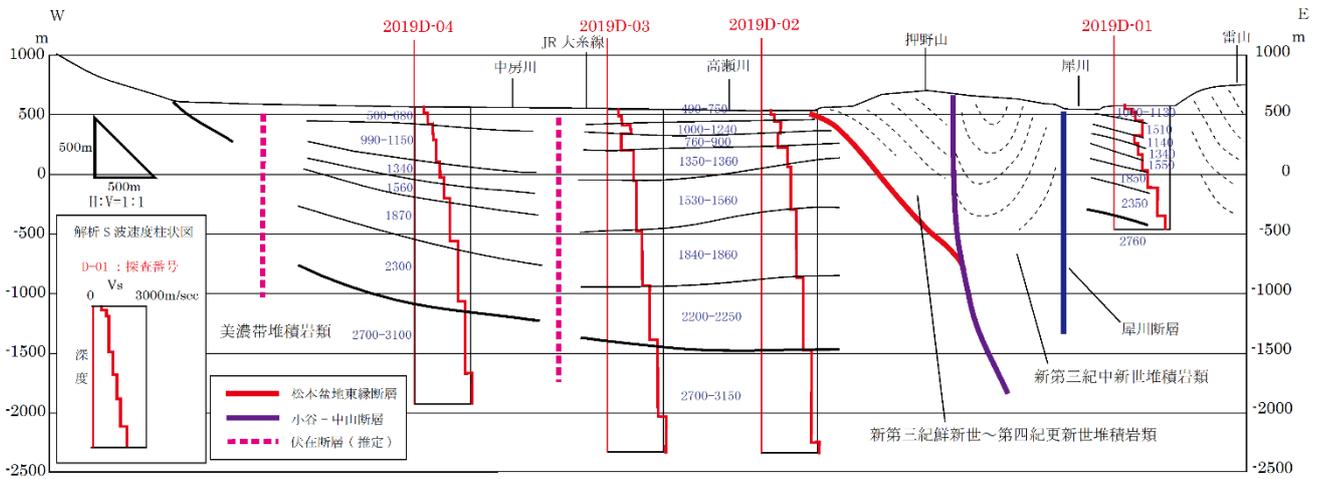


図 5.74 D 測線の地下構造推定断面図

5-5-4 安曇野市の伏在断層と基盤標高分布

A～D 測線で推定された伏在断層の断面上の位置および既存の断層位置、文献等から安曇野市における伏在断層および基盤標高分布の検討をおこなった。

表 5.4 に、A～D 測線の各観測地点で得られた解析 S 波速度から求めた基盤層（美濃帯堆積岩類）に相当する $V_s=2600\text{m/sec}$ 以上の速度層が出現する標高、および新第三紀中新統に相当する $V_s=1300\text{m/sec}$ が出現する標高を示した。

表 5.4 A～D 測線の基盤層($V_s=2600\text{m/sec}$)および $V_s=1300\text{m/sec}$ 層上面の標高

測線	番号	標高(m)	$V_s1300\text{m/sec}$ 上面深度 (m)	基盤層 上面深度(m)	備考
A	2019A-01	562	212	-1648	
	2018A-02	567	237	< -951	最深速度層2300m/sec
	2018A-03	573	200	-1395	
	2018A-04	580	21	-1449	
	2018A-05	595	165	-905	
B	2018B-01	542	221	-569	
	2018B-02	539	145	-703	
	2018B-03	541	265	-985	
	2018B-04	541	65	-1255	
	2018B-05	551	109	-1011	
	2018B-06	597	196	-614	
C	2019C-01	527	-173	-1733	
	2019C-02	527	-148	-1673	
	2019C-03	543	118	-1342	
	2019C-04	557	297	-1373	
	2019C-05	574	119	-791	
	2019C-06	594	423	—	構造擾乱による解析不能
D	2019D-01	514	114	-401	
	2019D-02	536	226	-1464	
	2019D-03	542	207	-1368	
	2019D-04	553	103	-1062	

基盤層： $V_s=2600\text{m/sec}$ 以上の速度層上面

図 5.75 に、微動アレー探査から推定された安曇野市域の伏在断層の位置を示す。

伏在断層は、各測線での連続性、鉛直変位規模および変位センスから推定した。

本図には、加藤・佐藤（1983）および原山ほか（2009）による小谷・中山断層や犀川断層、信濃坂断層などの既往の断層位置や、文献や本探査で通過位置が推定された松本盆地東縁断層の位置も示した。

伏在断層は、測線間の変位の連続性や既往断層の方向を考慮して南北～北北西-南南東方向に配置したが、それと異なる方向が存在する可能性も考えられる。

変位規模によっては断層でない可能性もあり、活断層かそうでないかは、微動アレー探査からだけでは判断できない。

図 5.75 では、盆地の西側に大きな東落ちの落差を伴う南北方向の断層が推定される。

また、盆地中央部により変位の小さい南北性の断層が推定される。

松本盆地東縁断層は、基本的には東側の新第三紀鮮新紀～第四紀更新紀の大峰層と西側の第四紀更新紀以降の新期堆積物を境する低角逆断層であり、その通過位置は、東側を通る高角度の小谷・中山断層に並走する形態を示している。

松本盆地東縁断層と小谷・中山断層の切断関係は不明であるが、両者の配置からはお互いに密接に関係している可能性がある。

図 5.76 に、各観測地点の解析 S 波速度から求めた基盤層 ($V_s=2600\text{m/sec}$ 以上) の上面の標高分布図を示す。本図は伏在断層の位置を考慮して作成した。

全体に、東側から西側にかけて基盤深度が浅くなる傾向がみられるが、その形態は一樣ではなく、三川合流部から北西側の高瀬川流域にかけて標高-1700m に達する大きな凹状部がみられる。また、南部の A 測線の豊科高家からその西方にかけても標高-1600m の凹地部が存在する。

両者の間の B 測線の田沢付近には東西方向に基盤の高まりが認められる。このような深部の凹凸を規制する構造に関しては十分に解明されておらず今後の課題である。

図 5.77 には、安曇野市全体の新第三紀中新統に相当する $V_s=1300\text{m/sec}$ が出現する標高分布図を示した。

$V_s=1300\text{m/sec}$ 層上面深度も、基盤層と同様に解析 S 波速度から読み取った上面深度 (表 5.1) から、断層通過位置を考慮して標高で表示した。

$V_s=1300\text{m/sec}$ 層上面の標高は、基盤層に比べてなだらかな分布形状を示しているが、三川合流部付近には同様な凹地構造(より柔らかい堆積物の層厚が大きい)が認められる。

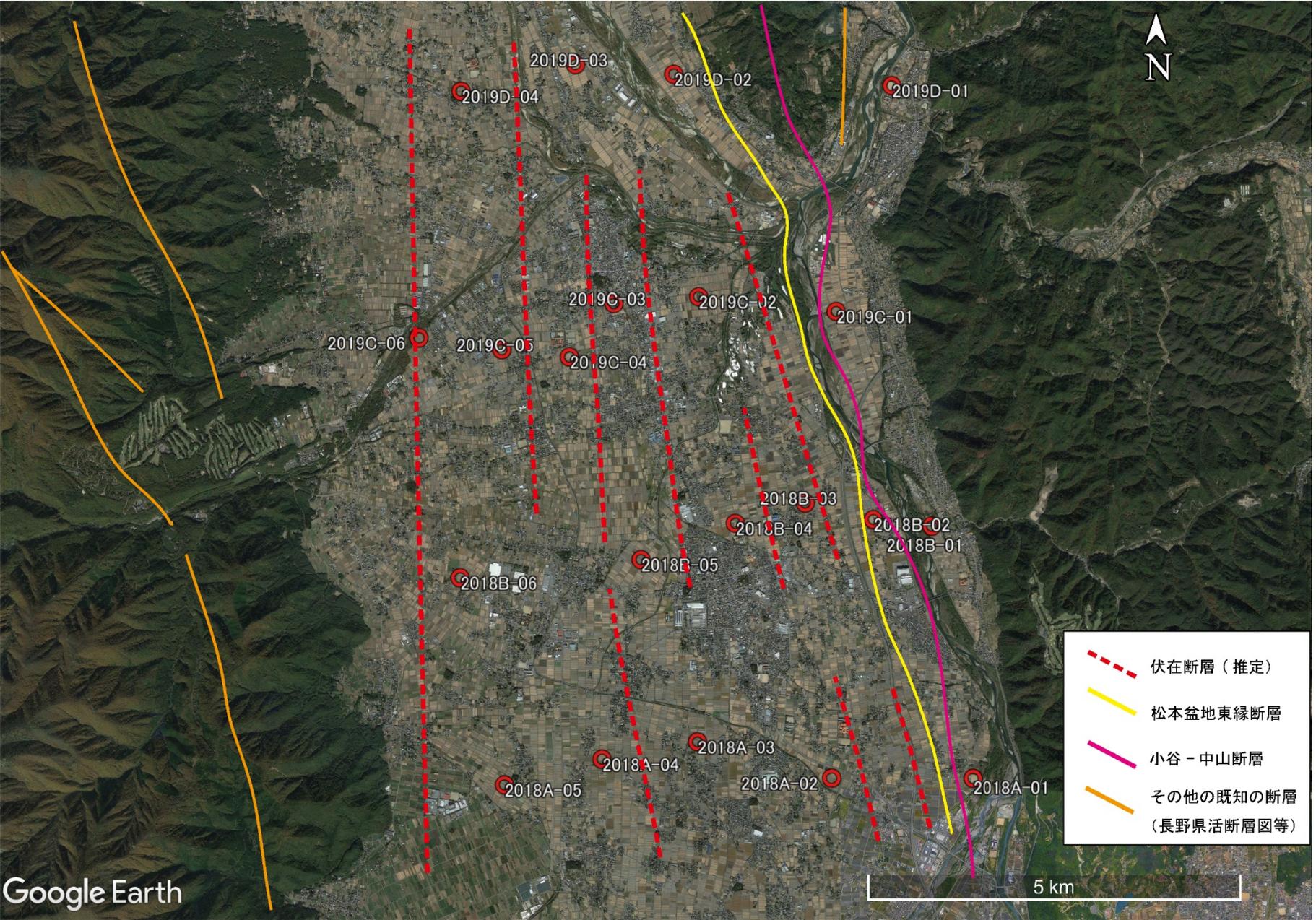


図 5.75 安曇野市全体の伏在断層推定位置 (既往の断層も示す) Google Earth

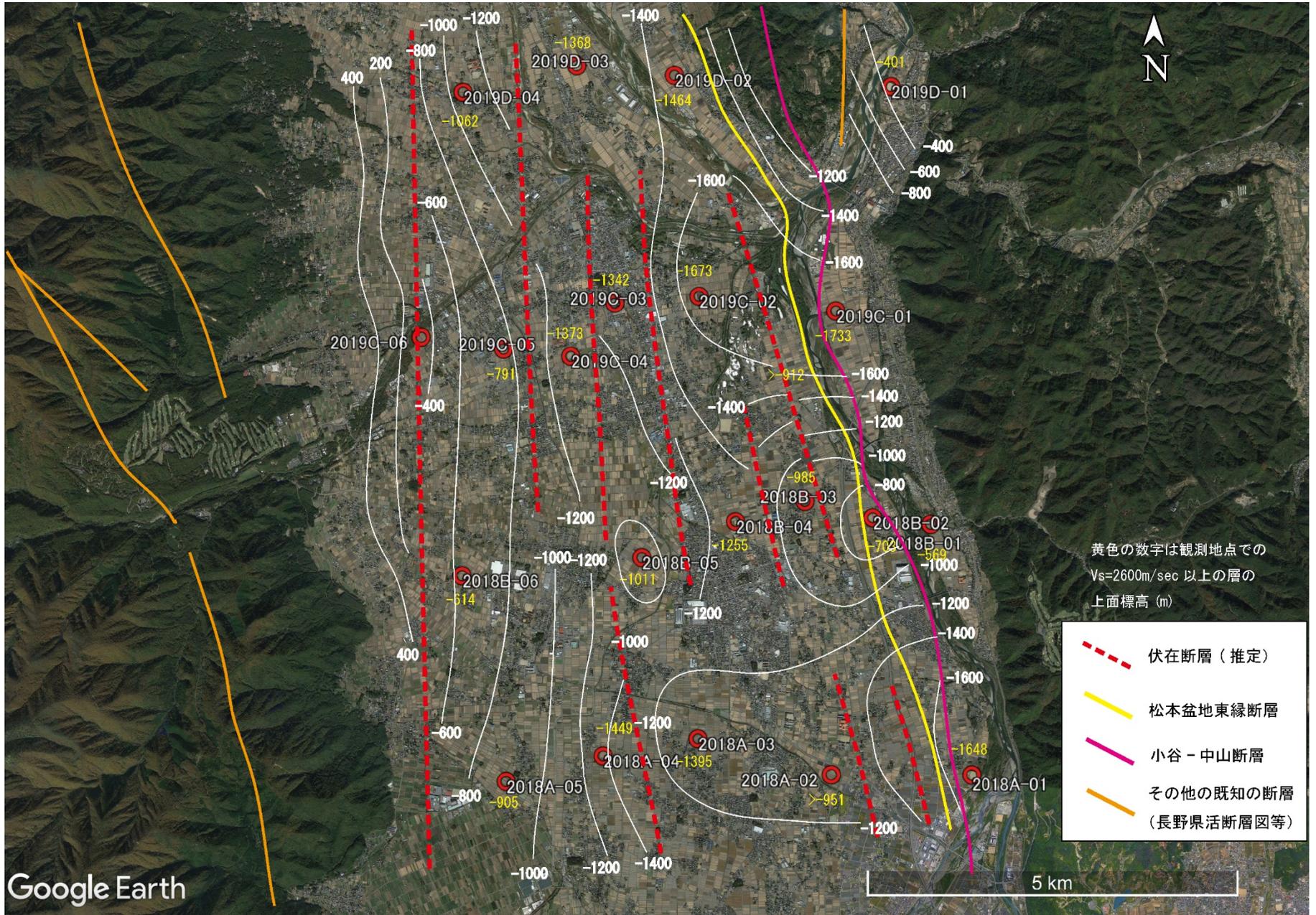


図 5.76 基盤層 ($V_s=2600\text{m/sec}$ 以上) 上面の標高分布図 Google Earth

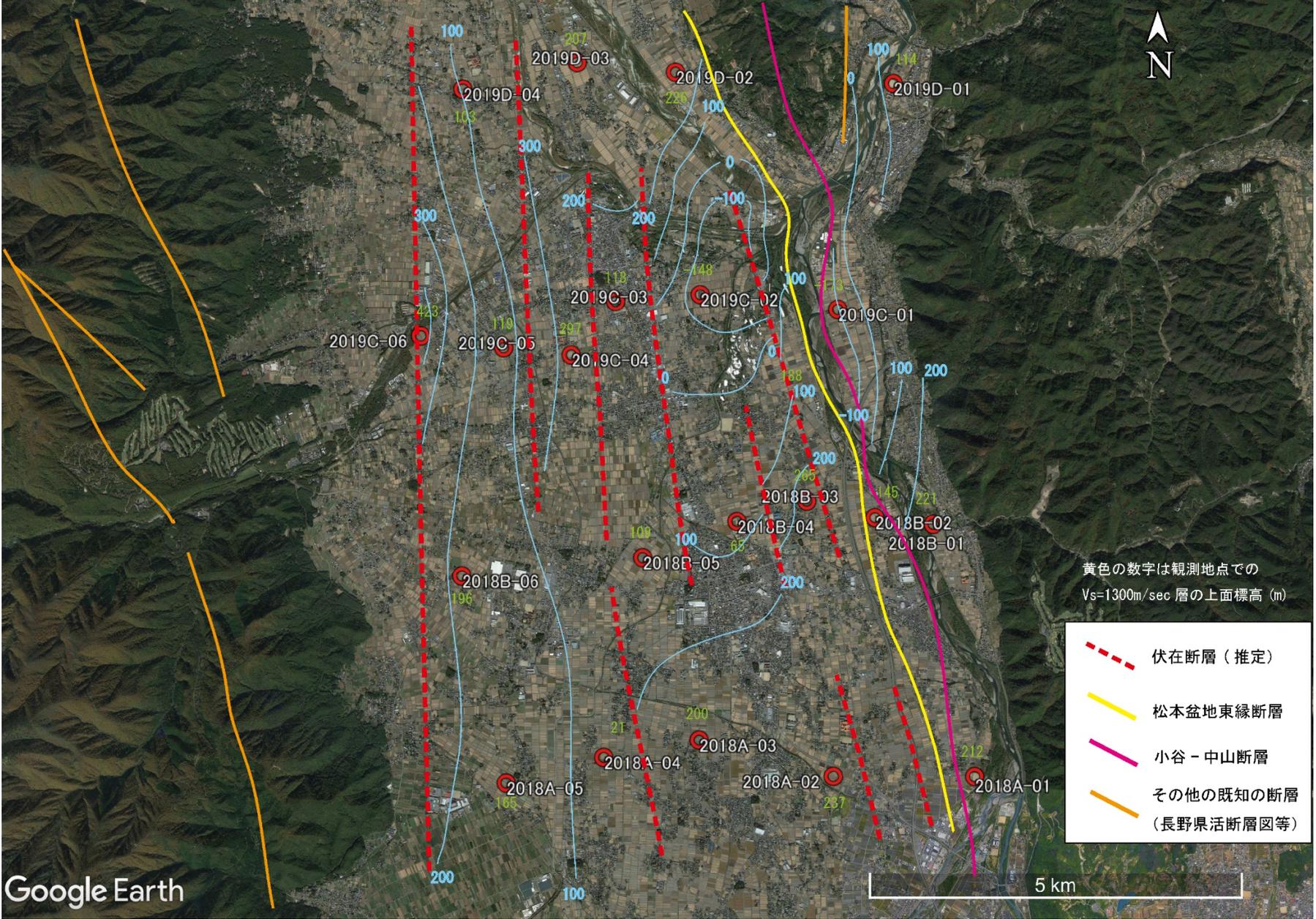


図 5.77 新第三紀中新統に相当する Vs=1300m/sec が出現する標高分布図 Google Earth

5-6 松本盆地東縁断層と小谷-中山断層

従来の研究では、松本盆地東縁断層は東傾斜で変位量の大きい逆断層として扱われ（松多ほか, 1999 や池田・岡田, 2015 など）、糸魚川静岡構造線活断層帯の起震断層として重要な役割を果たすと考えられてきた。第3次長野県地震被害想定調査（2015）も、こうした断層モデルに基づいて震度予測や被害想定が行われている。

しかし今回の探査では、変動地形学的に判断された松本盆地東縁断層の通過地点やトレンチ調査で確認された通過地点に、西落ちを示す大きな変位は確認できていない。

微動アレー探査の測線は全て松本盆地東縁断層および小谷-中山断層を横切る形で設定されており、その中でも測線 A の A-01 と A-02、測線 B の B-01、B-02、測線 C の C-01、C-02 の探査地点が 2 つの断層を挟む至近距離に位置している。

A-01 と 02 の間で 1850m/sec の速度層上面の標高を較べると、西側の A-02 地点の方が 715m 浅く、両者の間に西落ちの断層を想定することは難しい。また 2019 年に行われた豊科高家地区でのトレンチ調査では、大峰層と完新世砂礫層が東落ちの逆断層で接する断層露頭が見いだされ、松本盆地東縁断層が通過する地点であることが確認された。しかし 2018 年度にこの地点を横断する 4 地点で行った微動アレー探査では、断層露頭の東西で 100m 程度の垂直変位を示すデータが得られているがものの、松本盆地の形成に関与した累積垂直変位の大きい断層では無いことが明らかとなった（原山, 未公表）。

測線 B の B-01、B-02 探査地点は 2700m/sec の基盤岩と推定される速度層上面の標高で比較すると、B-01 が-569m、B-02 が-701m と西下がりの変化を示す。松本盆地東縁断層は極浅所で B-02 地点と交差するために変位量を見積もることは難しいが、逆転した速度構造を示さないので、おそらく逆断層による東上がりの変位量は小さいと推定される。B-01 と B-02 間の落差 132m は小谷-中山断層の変位量を示す可能性が高い。

測線 C の C-01 は地表から 110m の深度（標高 417m）で 1680m/sec の高速度層に達し、その下 210m（標高 317m）で 520m/sec の低速度層が出現するという逆転速度構造を示す。5-5-3 でも述べたように 1680m/sec の高速度層は探査地点周囲にも露出する中新統と推定され、その直下の逆転構造が小谷-中山断層の通過部を示すと推定される。地表部に投影した小谷-中山断層は、C-01 地点のすぐ西側を通過するものと判断した。基盤岩と推定した 2700m/sec の速度層上面は、C-01 で深度 2260m（標高-1733m）、C-02 で深度 2200m（標高-1673m）を示し、両者の間に大きな差は無い。こうしたことから 60m 程度の東落ちと判断され、松本盆地東縁断層による西落ちの垂直変位は見いだせないことになる。

以上述べてきたように、A, B, C 各測線と交差する松本盆地東縁断層は累積の垂直変位 100m 程度が最大で、松本盆地の生成に深く関与した 2km に達するような累積垂直変位は示さないということが明らかになった。このことは松本盆地東縁断層の垂直変位が 10 万年程度の短期間で生じたものである可能性を示唆しており、松本盆地の形成に関わった断層運動の一部担っているに過ぎない、つまり最新活動期の断層ではあるが、過去の断層運動の主たる変位は別の断層で行われていたことを示唆している。今回の報告では、松本盆地の形成に関わる東側上昇の逆断層運動はもっぱら小谷-中山断層が担ってきた、という解釈を採用し、松本盆地東縁断層は約 10 万年前以降に小谷-中山断層の前縁へと派生した断層であるとの立場で本報告書を取りまとめた。

5-7 微動アレー探査まとめ

2018年度および2019年度の微動アレー探査による構造変位位置から、安曇野市における鉛直方向の落差を伴う伏在断層の位置を推定した。

伏在断層の多くは南北方向に伸長し、基盤層に対して数100mの落差を伴う。

本探査結果および既往の文献資料等から、小谷-中山断層および松本盆地東縁断層のトレース（通過位置）を明らかにした。

従来の研究では松本盆地東縁断層が東傾斜で変位の大きい逆断層として扱われ（松多ほか, 1999や池田・岡田, 2015など）、起震断層として重要な役割を果たすと考えられてきた。第3次長野県地震被害想定調査（2015）も、こうした断層モデルに基づいて震度予測を行なっている。

しかし今回の探査では、松本盆地東縁断層は累積変位量の少ない断層であることが明らかとなった。一方、小谷-中山断層は中新統と大峰層を境する断層であり、松本盆地の形成にも関わる西落ちの逆断層であることが確認された。今回の報告書で示した東西断面図では、小谷-中山断層から比較的新しい時代に派生した東落ち逆断層が、松本盆地東縁断層であるとの解釈に基づいて描かれている。

解析S波速度から求めた基盤深度（ $V_s=2600\text{m/sec}$ 層上面）および新第三系相当層（ $V_s=1300\text{m/sec}$ 層上面）の標高分布図を作成した。

基盤（美濃帯相当）は、全体として東側から西側にかけて浅くなる傾向があるものの、安曇野市南部の東側と三川合流部に深度2000mを超える凹地状の構造が認められた。

とくに三川合流部からその北の高瀬川流域にかけては最大深度2260mに達する。三川合流部と安曇野市南部の中間にあたる明科光付近は基盤が高まりを形成していると考えられる。

中新統堆積岩類のS波速度である $V_s=1300\text{m/sec}$ 層上面は、基盤上面ほど構造変化は大きくないが、基盤上面と同様に三川合流部付近で深い傾向がみられた

6 安曇野地域の地震の歴史

6-1 歴史地震の概要

歴史地震とは、近代的な観測機器の無かった時代を中心に、古文書や絵図などの記録に残された過去の地震である。地震の規模や被害範囲、特徴などを調べ、震度などを評価することなどで、くりかえされる地域の地震災害への対策に寄与することが出来る。

安曇野市やその周辺では、過去に被害を発生させている規模の地震が何度か発生している。ここでは、市町村史誌や古文書史料（東京大学地震研究所編「新収日本地震史料」などに整理されている史料）を参考に、主な地震について概要を述べる。

表 6-1 大町白馬方面の歴史地震

発生日時	地震名称・通称	規模(震源)	被害の特徴
正徳4年3月15日(1714年)	信濃小谷地震	M6.2(白馬村)	白馬村や小谷村、善光寺盆地などで被害が発生。
弘化4年3月24日(1847年)	善光寺地震	M7.4(長野市)	長野盆地を中心に松本から白馬方面にかけて広範囲に被害が発生。
安政5年3月10日(1858年)	安政大町地震	M5.7(大町市)	大町付近を中心に被害。家屋全半壊337軒、損傷900戸以上。
大正7年11月11日(1918年)	大正大町地震	M6.1(大町市)	2回の地震。住居全壊311戸、道路や河川などに亀裂などの被害
昭和61年12月30日(1986年)	長野県北部の地震	M5.7(小川村-麻績村)	信州新町を中心に住家の一部破損243などの被害
平成26年11月22日(2014年)	長野県北西部の地震	M6.7(白馬村)	白馬村、小谷村、小川村、長野市鬼無里などで被害が多い。

表 6-2 松本城下の歴史地震

番号	被害地震の発生年月日
①	寛永10年(1633)正月23日
②	宝永4年(1707)10月4日
③	正徳4年(1714)12月27日
④	享保3(1718)7月26日
⑤	享保10年(1725)7月8日
⑥	寛政3年(1791)6月23日
⑦	文政2年(1819)6月12日
⑧	天保12年(1841)3月2日
⑨	弘化4年(1847)3月24日
⑩	嘉永5年(1852)7月17日
⑪	嘉永7(安政元)年(1854)11月4日

表 6-1 は大町や白馬方面で被害を発生させた歴史地震と近年の地震を示した（信州大学震動調査グループ, 2016）。表 6-2 は、松本城下で記録が残るとされる近世の地震について、後藤(2018)により作成した。

このうち、表 6-2 の地震は次の様に整理できる。すなわち、表 6-2 の②と⑪は東海・東南海・南海地震による被害であり、④、⑤は伊那谷に地震によるものとみられる。⑨の弘化4年善光寺地震については後述するが、②宝永の地震、⑥寛政3年の地震では城内に被害があったとされてきたが、最近、新資料（戸田家文書）の発見で、⑩の嘉永7年の地震でも松本城城郭に大きな被害がおきたことが報告されている。このようにしてみると、被害を与えた地震は、松本盆地の北部方面と松本付近とでは、異なる様相を見せている点が窺える。特にその境目に位置する安曇野市では、地震被害に関する史料が少ないこともあり、被害を与えた歴史的な地震については、後述する弘化4年の善光寺地震以外は、明らかに出来てはいない。

以上からの推察では、安曇野市では様々な地域で起きる地震による影響を受ける可能性があることを意味するともいうことができ、今後も過去の地震による被害状況などについて

て調査研究が望まれる。

ここでは、長野盆地で起きた大地震、弘化4年善光寺地震での安曇野地域での被害と1984年長野県西部地震などの安曇野地域の地震のゆれの特徴を紹介する。

6-2 1847年善光寺地震

(1) 地震の規模と安曇野地域での影響

善光寺地震は、現在の長野市浅川上流部を震源に発生した内陸直下型の大地震であり、広範な地域に被害が発生した。この地震被害の特徴は、地震動による家屋の倒壊などの直接的な被害に加え、火災・土砂災害など二次災害の発生が顕著である。

善光寺地震の概要は次の通り。

- ・発生日時；弘化4年3月24日夜四ツ時(旧暦)
(新暦1847年5月8日午後10時頃)
- ・規模；推定 M7.4 最大推定震度は7
- ・震央；長野市浅川付近
- ・震度分布は 図-6-1 参照
- ・被害；死者 8,000~12,000人、
家屋全半壊 18,000軒、焼失 3,300軒。
- ・山崩れ；凡そ4万4千箇所。
- ・余震；4月24日までの1ヶ月で924回。

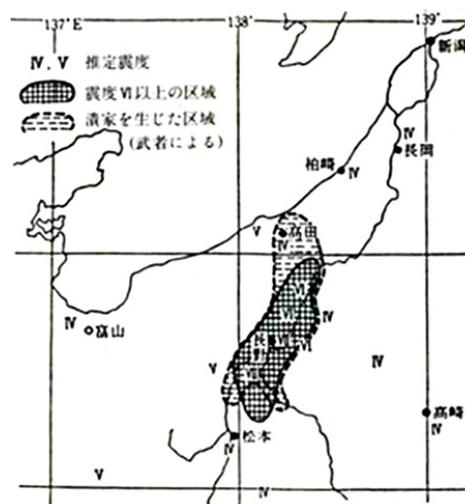


図6-1 善光寺地震の震度分布(宇佐美 1975)

図6-1によれば、松本地域では震度5程度のゆれがあったと推測されている。

また安曇野地域での地震ゆれの程度については、次の様な記録が残されている。

- *「廿四日戌の下刻に至り・・・居宅倒れるばかり震動してその響きは雷鳴の如く 人々大に驚き早々に起き南の庭へ出でて・・・松本の鎮守宮村両社の境内なる石灯笼皆倒れて損し、博労町大橋上薄川の北土手割れ・・・」(松本市横内秀雄家文書)
- *「当地は 家潰れは無之候得共 墓所石塔其外所々供養塔などゆり倒し候事夥し・・・家々戸口に臥居 逃出べき用意致居 夜も得と不寝候」(安曇野市三郷 務台家文書「公私年々雑事記 弘化四丁未年」)

安曇野市内の様子として次のような記述がみられる。

- *「穂高町辺残不家財片付 往還通り俣裏通りに小屋がけ 家内一同出居農業職事」致すものなし・・・成相新田へかかり町中にいづれも小屋づくりあり・・・」(松本市丸山家文書 大地震之記)

以上のように、安曇野地域でも地震の際にゆれが強く、その後続いた余震などの影響から町中では、地震のあと仮の小屋に避難するなど、地震による影響があったことが推測できる。

(2) 安曇野地域での地盤災害について

善光寺地震では長野市から松本市、大町市にかけての西山山地で地すべり、山崩れが多発している。その数は松代藩領地で 40,979 箇所、松本藩領地で 1,477 箇所とされている。安曇野市の範囲では、池田組に属した旧明科町の七貴村で土砂災害が発生した。その状況は、「池田組地震大絵図」(図 6-2) が詳しい。

大絵図に書かれた被害については、七貴地区や陸郷地区の山地や西側の押野地区などの山抜けなどがあったと伝えられている(仁科,1976)。



図 6-2 池田組地震大絵図(「池田組村々地震二付、家潰并荒所見取絵図面」池田町上原卓郎氏所蔵)

特に上押野村では地すべり災害が起き、死者がでていた。

その土砂の移動現象に次の様に伝えられている、

「押野村は格別大變に而 家居古土漸ゆり潰し、長屋土蔵は其儘四、五丁も前江泥水に而押し、またゆり入申候、別而彦造は居家土蔵ゆり流、自らは家潰候節、家下に相也成、即死いたし相見へ申不、漸泥中より掘出し候杯と申総・・・」(信濃国池田組 諸岡文書「弘化四丁未年大地震万事覚書」より)

また、平地での被害であるが、隣接の花見村(池田町)では、

*「去る未年地震に付田方冷水出有之不作仕御願申上御見分蒙下置・・・」(和沢家文書 池田組花見村「乍恐奉願向上之覚」より) とあり、また

*「四月朔日 池田出立東山手通り 上押野へかかり候処 地震の折から地割れ泥わき出なかれ候場処通りかかり見る左に(この次に現在並に震災以前の模様を示す重ね図あり)・・・」(前出 丸山家文書 大地震之記) などの資料が見られる。



池田組地震大絵図（図 6-3）にある高瀬川沿いには、地割れが描かれており、古文書と併せて考えると、高瀬川沿いなどの平地地盤では、液状化がおきたと推測できる。

図 6-3 図 6-2 の拡大 上押野から高瀬川付近

6-3 市内の地盤のゆれの特徴

昭和 59（1984）年 9 月 14 日 木曽郡王滝村を震源とするマグニチュード 6.8 の大きな地震が発生し、土砂災害などで多くの人命が失われた。この地震の際に安曇野市の地盤がどのように揺れたかをアンケート法により調査した結果がまとめられている。

その結果を図示したのが図 6-4 である。図によれば、震度 3 から 5 の地域が混在しているが、特徴としては震度 5 の地域が西側の山麓に目立つ点である。

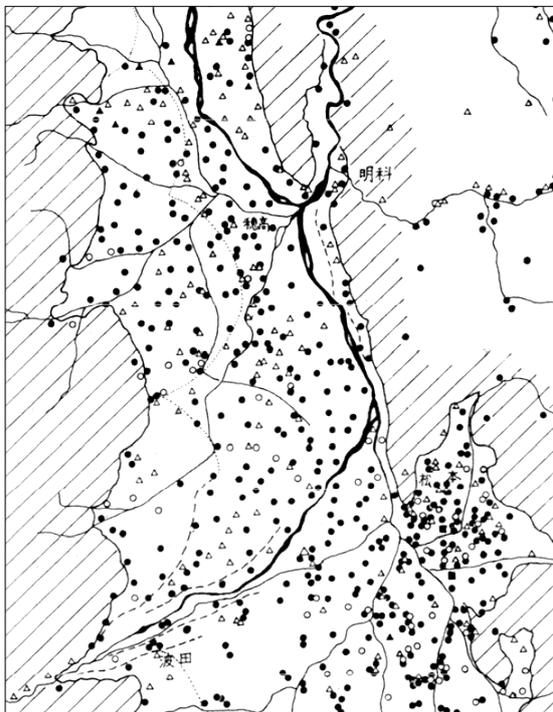


図 6-4 長野県西部地震での震度分布
 (自然観察資料集作成委員会地学小委員会, 1985)
 (アンケート法による 河角の震度階表示
 ○ 震度 5 ● 震度 4 △ 震度 3)

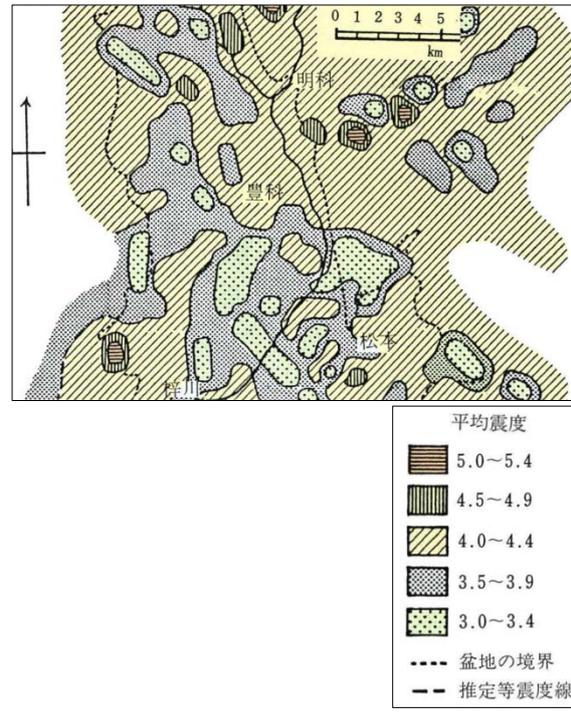


図 6-5 長野県北部の地震（1986 年）での震度分布
 (アンケート法による 河角の震度階表示)
 (豊科町誌編纂委員会, 1995)

アンケートによる調査法は、昭和 61（1986）年 旧美麻村付近を震源とする長野県北部

の地震の際にも結果がまとめられている（図 6-5）

この場合も市内各地のゆれが一樣でなく、ゆれの強かった地域（震度階 5 以上）が点在している点と市内の南北方向にゆれの強さが連続して分布しないなどの特徴がみえる。

これらの詳しい内容は自然観察資料集作成委員会地学小委員会(1985,1988) まとめられているが、地震のゆれは地盤の硬軟、断層の存在などにより一樣でないことを示しており、今回のゆれやすさマップの調査結果と共に、地域毎に地震への備えに活かせる史料である。

6-4 まとめ

地震災害は繰り返して起きるもので、ゆれの特性は地盤などに起因するため、過去の地震史料などを収集し、過去の情報を活かしていくことが地震防災上重要な点である。

安曇野市の地域は、国が発表している「今後 30 年 震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図」でもその予測割合が 30%と高い地域に含まれている。また、市内では、糸魚川-静岡構造線断層帯の活断層による地震発生確率も高いとされる。

まだ十分とはいえない、過去の地震記録史料などの調査や資料の発掘などに取り組んでいくことの重要性を改めて確認したい。

7 用語解説

ボーリング調査

中空の鉄管を専用の機械で回転させながら地中に押し込んで、地下の地層や岩石のようすを調べる調査です。試料を直接採取して岩石の種類や粒子の大きさ、重さ・硬さなどのさまざまな物理的な性質を解析したり、地下水のようすなどを調べることで地下の地盤の性質などを明らかにする調査です。地震の際の地表の揺れは、地盤の性質に強く関係しています。

N値

ボーリング調査の際に実施される試験に、標準貫入試験というものがあります。63.5 kgの重りを75cmの高さから落として3.5cmの孔が開いた直径5.1cmの鉄管を30cm打貫入させる試験です。その貫入に必要とした打撃回数をN値と呼びます。地盤の硬さ（軟らかさ）を示す数値で、N値50を目安としてそれよりも低いN値であれば比較的軟らかい地盤とみなされます。

礫・砂・泥

松本平には、河川によって運ばれて河川敷や沼地などに堆積した礫・砂・泥などからなる地層が厚く堆積しています。ボーリングによる柱状断面図にそれが示されています。堆積物は粒子の大きさによって分けられます。礫は径2mm以上、砂は径0.063mm以上2mm未満、泥は0.063mm以下の粒子です。礫はバラス・砂利・玉石等、砂は砂場の砂、泥は田んぼの作り土や畑の土をイメージしてください。

埋土・盛土・表土

地盤の表層部は、田畑やさまざまな工事などで人為的に改変されている場合がよくあります。これらの言葉は、人為的に施工されたことが明らかな表層部の地層に対して用いられる表現です。もともと低かった土地を埋め立てたものは埋土、周囲よりも高く盛られたものは盛土、田畑や草地等に分布している土については、単に表土と表現されます。この3つの表現は、土粒子と関係ないことだけ理解をしてください。

土質区分

地盤を構成している地層を、含まれている礫・砂・泥などの割合によって区分することを土質区分と言います。「礫混じり砂」は礫を少し（5～15%）含む砂、「砂質土」は砂を15～50%含む土などという意味で用います。その他にもさまざまな表現が用いられますが、地震の際に地盤がどのように揺れるかは、この土質区分がとても重要な要素になっています。

建築支持基盤（工学的基盤）

建築支持基盤とは、ビルや橋梁などの構造物を支える強さをもった良好な地盤を表すこととしました。

その指標は、砂質土・砂礫地盤ではN値が 30 以上、粘性土地盤ではN値が 20 以上とし、ある程度の厚さを有し、連続している地盤です。

同様な呼び方として、土木建築分野では「工学的基盤」が使われます。これは地震の横波が伝わる速度（S 波速度）が $V_s=300\sim700\text{m/秒}$ となる良好な地盤とされています。また、一般の住宅建築物の支持地盤は、建物の重さによって異なりますが、戸建て住宅は荷重が小さいため、N値 3 以上で支持地盤としており、いずれも今回の建築支持基盤とは異なる定義です。

軟弱地盤

雨によってけずられた砂や粘土が川から海へ流れ出る中でゆっくりと堆積する環境の所^(注1)でつくられる軟らかい粘土やゆるい砂からなる地盤。地震時の液状化や建物の基礎地盤とした盛土した場合には沈下や側方移動をおこすおそれがあるほか、震度 5 以上の地震に見舞われたときに変形や液状化が発生する恐れがあるので、事前の地質調査が必要なところです。

本書では、N値 4 以下の粘土、シルトおよびN値 10 以下の砂質土を軟弱地盤としています^(注2)。

(注1) 堆積環境

- ①主川の自然堤防や海岸砂州等とどざされた谷に堆積(おぼれ谷)
- ②自然堤防背後の低地に堆積(後背湿地)
- ③河口付近の三角州に堆積(三角州低地)
- ④旧河道や砂丘間の低地に堆積
- ⑤溜池や海岸地帯の埋立地

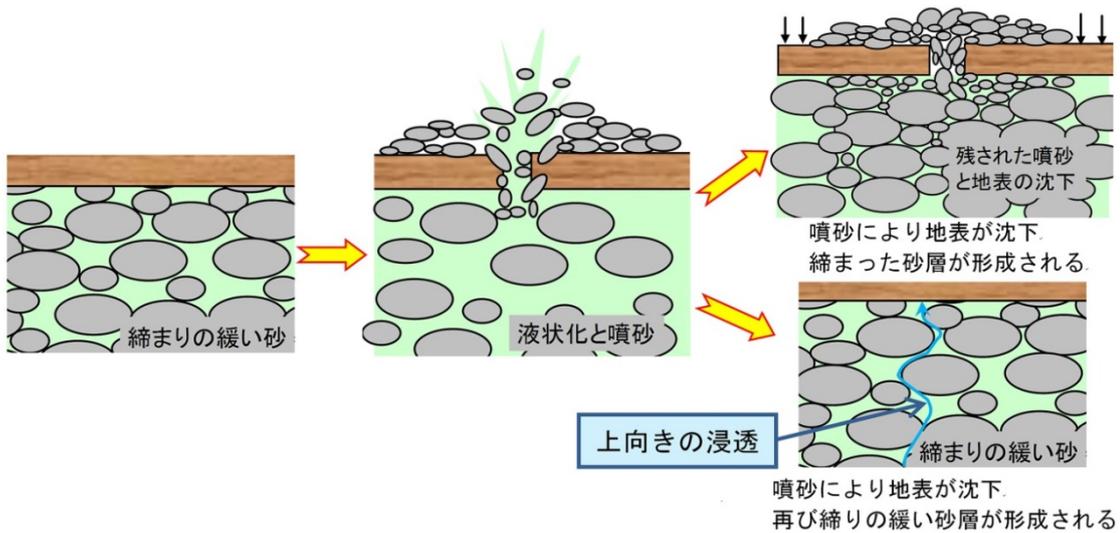
松本地域での軟弱地盤地帯は、後背湿地(奈良井川沿い、女鳥羽川沿い、田川沿い)、旧河道(蟻ヶ崎、奈良井川沿い)、松本駅周辺(旧河道もしくは、構造運動による沈下帯)が該当します。

(注2) 各指針の軟弱地盤の定義

- ①軟弱地盤技術指針(案)住宅都市整備公団, 昭和 59 年 1 月
粘土地盤=N値 2 以下
砂質地盤=N値 10 以下
- ②道路土工「軟弱地盤対策工指針」, 日本道路協会, 平成 24 年 8 月
粘性土=N値 4 以下
砂質地盤=N値 10~15 以下
- ③設計要領「土工編」, 高速道路総合技術研究所, 平成 25 年 7 月
粘性土=全層厚 10m 未満:N値 4 以下, 全層厚 10m以上:N値 6 以下
砂質地盤=N値 10 以下

液状化

液状化は、地下水に満たされた締りの緩い砂層が地震などの揺れによって水の様に変化する現象です。締りの緩い砂層は粒子と粒子の間の隙間が広く、地下水位が高いとその隙間は水で満たされた状態になっています。地震などで揺されると粒子は急速に間隔を詰めてより安定した粒子配置になろうとしますが、隙間にある水は粒子が邪魔して瞬時には移動できません。隙間を詰めようとする砂に抵抗して水の圧力(間隙水圧)が高まり、ついには砂が水に浮いた状態となります。



液状化現象が起きると

液状化した砂は支持力を失い、比重が 1.0 以上の液体となるので浮力が増してマンホールなどを浮上させます。また、表土やアスファルトを破って地表に噴砂を生じます。重要な点は、一度、液状化を被った地盤が、次の地震で再び液状化を起こす事例が多いという点です。液状化現象の経歴などを調べることは大きな意味があります(写真は東日本大震災時の千葉県での被害)。



液状化による電柱の倒壊



マンホールの浮上

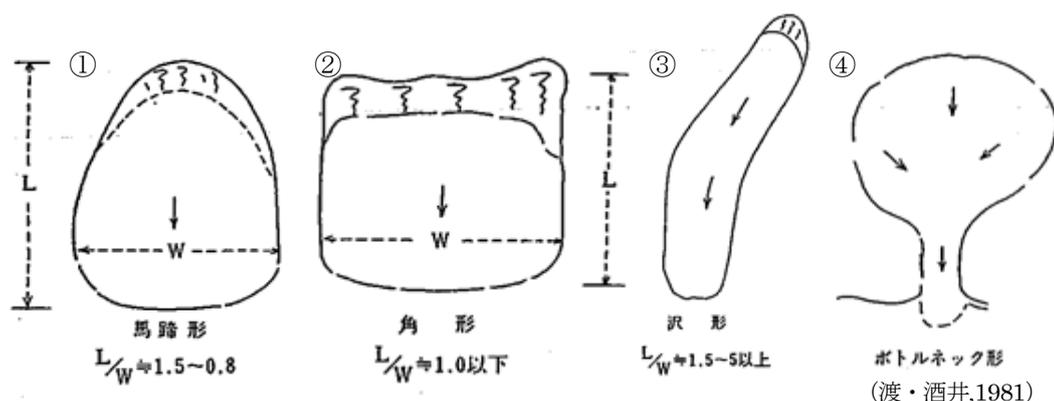
地すべり

地すべりは、様々な方に定義されてきました。地すべり等防止法（昭和33年）では「土塊の一部が地下水等に起因してすべる現象、又はこれにともなって移動する現象」としています。そのほか地すべり研究者からは次のような定義がされています。

- 1) 比較的緩やかな斜面で運動が緩慢で、かつ継続的に移動する現象（藤原,1970）。
- 2) 規模が大きく、おもに粘性土のすべり面上をゆっくり原形を保ちつつ移動する（山田ほか,1971）。
- 3) 斜面構成物質が団塊をなして斜面の摩擦抵抗を排して比較的ゆっくりと断続的に移動する現象（藤田,1990）。

この様な定義がなされる中、1984年長野県西部地震による伝上川の岩屑なだれ（御嶽山）や1995年の兵庫県南部地震の際の盛土地すべり等の災害を踏まえ、地すべり学会(2004)は、「斜面を構成する物質が斜面下方へ塊の状態で運動する現象」と定義しました。

また、地すべりの平面的な形を見ると大きく分けて4つの形があります。



これら地すべりの形には、次のような傾向があります。

- ① 馬蹄形：地すべり長さが、幅と同じか1.5倍程度のすべりが多く、礫混じり粘土等の土砂で構成されており、日本の地すべりの40%をしめると言われている。
- ② 角形：地すべり長さと幅とが同じないし幅の方が長い地すべりで、風化岩すべりや岩盤すべりで多く、豪雨や地震を引き金に大規模な地すべりが多い。例；地附山地すべり（長野市）、
- ③ 沢型：地すべり長さ1.5倍以上と細長い地すべりで粘土やシルトという細粒土で構成され、地すべりはゆるい移動で継続的に変動する特徴がある。例；茶臼山地すべり（長野市）
- ④ ボトルネック形：斜面下部に岩盤等堅硬な層が分布することが多く、末端部で閉塞されることが多いので、浅いすべりだけが活性化する傾向にある。例：小塩地すべり（大鹿村）大町市における地すべり地は、東部地域（旧八坂村、美麻村）に集中し、大規模な地すべり地形も認められますが、馬蹄形や沢形の地すべりが多い傾向にあります。

馬蹄形や沢形地すべりは、地すべり変動がくり返し発生したところが多いため、地すべり土塊は軟質になっている傾向があり、揺れやすさマップで山間地でゆれやすいと表現されると

ころは地すべり地帯であることが多いです。2014年長野県北西部の地震では元来地すべり多発地帯として知られていた小谷村で、多くの地すべり変動が生じたように、大町市東部地域のような地すべり地帯では地震による地すべり変動の活性化も注意すべき事象なのです。

さらに、近年の局地的な豪雨により、大規模な馬蹄形すべりや角形地すべりが発生する傾向があり、これらが河川を閉塞して天然ダムを形成したのちに、決壊し土石流となって下流地域に多大な被害をもたらす恐れもあり、豪雨が去った後も周辺の斜面や河川等を注意深く監視することが必要となっています。

微動アレー探査

微動アレー探査は地表面に沿って伝播する表面波（レイリー波）を使った地震波探査方法の一つで、人工的な震源を使わず、常時発生している自然微動を観測することで地下探査を行う手法です。表面波（レイリー波）の最大の特徴は、伝播速度（位相速度）が周波数によって変化する点であり、低周波ほど位相速度が大きいことです。位相速度が周波数によって変化する現象を分散現象と呼び、これは地中を進む実体波（P波やS波）にはみられない性質です。微動アレー探査は表面波のこうした性質を利用した探査法であり、深部の情報を反映した低周波（長波長）と地下浅所の情報のみを反映した高周波（短波長）の位相速度を分離していくことで位相速度と周波数との関係を示す分散曲線を描くことができます。分散曲線は地下の深部から浅所までのS波速度構造[地層深度-地層の厚さ-地層を伝わるS波速度]を反映しているので、初期モデルS波速度構造から出発して最も観測した分散曲線に近い曲線を描くように[]内の3種類の数値を変えながら解析を行うことで、探査地のS波速度構造を求めることができます。

地震波の種類

地震波にはいくつかの種類があり、P波やS波と呼ばれる波動がよく知られています。これらは震源から地中を伝わってくる波動（実体波）です。一方、地面に沿って伝わっていくのが「表面波」で、実体波もいったん地表まで到達すると波の性質の異なる表面波として伝わります。

微動

震源を特定できない微小な震動で、自動車などによる人為的な震動や、風や波浪などの自然現象によるものがあります。微動アレー探査では自然現象による微動を観測します。地表面で観測される微動は表面波の性質が強いので、微動アレー探査に使うことができます。

S波速度構造

地層はその性質の違いにより、様々なS波速度(V_s ;単位はメートル/秒)をもっています。それぞれS波速度の異なる地層が、どれくらいの厚さで、どのような順序で積み重なっているか、をS波速度構造といいます。S波速度構造が分かると実際の地層の積み重なりを推定することができます。

フォッサマグナ

「大きな溝」という意味のラテン語が語源のフォッサマグナは、本州中央部を太平洋から日

本海にかけて広がるエリアです。松本盆地は、その西縁を走る糸魚川 - 静岡構造線という大断層沿いの盆地です。その周辺に活断層が多数見られるのは、この断層が現在も活動的だということを示しています。

活断層と伏在断層

地震は地下で岩盤がずれ動くことで生じます。ずれ動いた面を断層と言います。1回の地震でずれが地表まで到達して、地面に変位（段差やたわみ）が連続して生じると、これを地表地震断層と言います。こういった地形を詳しく調べると、過去に繰り返し活動した証拠が見つかることがあります。これが活断層です。活断層は近い将来（地下で）大地震を起こす可能性が高い断層です。

地震が起きて地表に断層地形ができたとしても、次の地震がくる何百年~何千年先までの間には、埋まって見えなくなってしまうことがあります。盆地や平野は洪水や土石流などにもなって土砂が堆積し続ける場所だからです。このように地下に埋もれてしまった断層を「伏在断層」といいます。伏在断層でも将来地震が起きるかもしれません。

8 むすび

平成 23 年（2011 年）3 月 11 日発生の東日本大震災以降、日本列島各地では現在もなお被害をもたらすような地震が多発しており、長野県も例外ではありません。私たち信州大学震動調査グループは、平成 23 年 6 月 30 日発生の松本地方を襲った地震直後から活動を開始しました。これまで松本市・大町市など協力して、この松本平各地の地盤がどのような特徴を持ち、地震に対してどのような揺れの特性を持っているのかを地質学的、地震工学的な立場から明らかにしようと調査・研究を続けてきました。また、表層部だけからは分かりにくい地下構造探査による伏在断層の存在についても新たなデータを得てきました。その結果は、詳細な地盤図や揺れやすさマップ等にまとめ各自治体へも提供してきました。

今回まとめられた内容は安曇野市地域に限定されたものですが、これまでの松本市や大町市での調査結果も併せてみると、このエリア全体の地盤の特徴や地震に対する揺れやすさの特徴などの全体像がかなり明らかとなってきました。

本報告書内容は、これまで国・県等によって作成、公表されてきた地盤図や揺れやすさマップに比べると使用されているデータ量が格段に増えていることもあり、精度も高いものになっています。この結果を、今後の安曇野市の地震防災上の施策にも十分に生かし「地震に強い街づくり」に役立てていただければ幸いです。

ところで今回、安曇野市から委託を受け調査を実施した信州大学震動調査グループは、信州大学、長野高専、県立研究機関・高校等に勤務する地質や工学の研究者、県内の民間等の専門技術者（総勢 23 名）が自発的（ボランティア的）に参加している専門家グループです。この事業がこれらメンバーや、信州大学理学部、安曇野市や県など多くの関係機関、各町会をはじめとする安曇野市民の協力を得て実施されたことを記しておきたいと思えます。

地震などに対する地域防災を進めてゆくには、大学の研究者や民間の専門技術者らが、研究成果を地域にわかりやすく提示していくことが必要であると同時に、大学、関係行政機関、企業、市民等が連携して防災への取り組みをすすめることが大切だろうと思います。大学にとどまらず、企業や行政関係者など多くの専門家集団でもある信州大学震動調査グループは、このような姿勢を堅持しつつ今後も地震防災にかかわる調査・研究を進めたいと考えています。

今回の調査によって、松本平の地盤、揺れやすさ特性等の全体像がかなり明らかになってきたと言えますが、まだ不明なことは多々残されております。グループとしては引き続き調査を続けたいと考えております。また、このような調査が諏訪、伊那、善光寺など県内の他都市地域でも実施され、「地震に強い長野県」へとつなげられることを願っております。

謝辞

- ・本事業に関しては、安曇野市長や危機管理課をはじめとする多くの方々にお世話になりました。
 - ・微動アレー探査の実施に際しては、探査地点周辺の安曇野市民の方々・町会の皆様、穂高商業高等学校、明科高等学校、南安曇農業高等学校、松本第一高等学校の学校関係者にご理解を頂くとともに、地権者の方々には測量・観測時の立ち入り、地震計の設置等にご理解、ご協力を頂きました。
 - ・ボーリングデータの収集に関しては、下記したように国・県など多くの関係機関にご理解とご協力を頂きました。また、民間を含め多くの方々にデータ利用の許可をいただきました。
 - ・ボーリングデータの整理・解析では、信州大学理学部地質科学科の学生さん（鈴木玲央、池田勇人、津本渚の各氏）に作業を支援して頂きました。
 - ・微動アレー探査や探査データの整理・解析に関しては（株）地圏総合コンサルタントの棚瀬充史氏をはじめ関係企業の多くの技術者の方々にご教示頂きました。
- 以上を記して、皆様のご協力に心から感謝し厚く御礼申し上げます。

ボーリングデータ提供元機関一覧

国関係 国土交通省関東地方整備局長野国道事務所
北陸地方整備局千曲川河川事務所
農林水産省関東農政局

長野県関係 建設部技術管理室
建設部施設課
安曇野建設事務所
松本建設事務所
大町建設事務所
犀川砂防事務所
犀川安曇野流域下水道事務所
奈良井川改良事務所
危機管理部
環境保全研究所

安曇野市役所

長野県地質ボーリング業協会
株式会社サクセン
日本総合建設株式会社
有限会社アルプス調査所
安曇野蝶ヶ岳温泉ほりで一ゆ～四季の郷
中日本高速道路株式会社
信州地質情報活用研究会

Web KuniJiban (国土交通省)
Geo-Station (防災科学技術研究所)

その他安曇野市を通じてご協力を頂いた団体等

参考文献

第3章

岐阜県(2002) 岐阜県東海地震等被害想定調査報告書, 岐阜県.

第4章

(国研) 防災科学技術研究所; 地すべり地形分布図データベース(web)

岐阜県・地盤工学会中部支部・岐阜大学(2004) 活断層により想定される地震の地震動及び液状化指数の予測と評価報告書, 解説資料 - 1(EMPR)および解説資料 - 2(FDEL)

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015) 糸魚川 - 静岡構造線断層帯の長期評価 (第二版)

小穴喜一 (1987) 土と水から歴史を探る - 古代・中世の用水路を軸として -. 信毎書籍出版センター.

国土交通省(2008) 地質・土質調査成果電子納品要領(案), 国土交通省.

松多信尚・池田安隆・東郷正美・今泉俊文・澤 祥(1999) 1:25,000 都市圏活断層図「松本」, 国土地理院技術資料 D.1-No.368.

南安曇郡誌改訂編纂会 (1968) 南安曇郡誌 第二卷上. 南安曇郡誌改訂編纂会.

長野県(1988) 土地分類基本調査「松本」

長野県(2002) 長野県地震対策基礎調査報告書

長野県(2008) 土地分類基本調査「信濃池田」

長野県(2015) 第3次長野県地震被害想定調査報告書

長野県地質図活用普及事業研究会編著(2015) 長野県デジタル地質図 2015.

長野県建築士会松筑支部編(1982) 松本平地盤図, 長野県建築設計事務所協会松筑支部・松筑建築安全協会・松筑建築安全協会.

内閣府 (2005) 地震防災マップ作成技術資料.

中田 高・今泉俊文 編(2002) 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会. (製品シリアル番号: DAFM3226)

中澤 努・長郁夫・坂田健太郎(2019) “ローム台地”は本当に良い地盤なのか?: 宇都宮市東部地域の台地の S 波速度構造と地盤震動特性の検討, 地質学会講演要旨, 139.

農業・食品産業技術総合研究機構農業環境変動研究センター(2017) 縮尺 5 万分の 1 農耕地包括土壌図. (シェアファイル)

小河史枝・杉浦綾子・杉戸真太・古本吉倫・久世益充(2006) 岐阜市域を対象とした地盤データベースの構築と詳細な地震被害想定, 土木学会中部支部平成 17 年度研究発表会講演概要集, 79-80.

Panayotopoulos, Y., Hirata, N., Hashima, A. Iwasaki, T., Sakai, S., Sato, H. (2016) Seismological evidence of an active footwall shortcut thrust in the Northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line derived by the aftershock sequence of the 2014 M 6.7 Northern Nagano earthquake, Tectonophysics, 679, 15-28.

酒井潤一・松本平地盤図作成委員会 編 (2000) 松本平地盤図 2000, 長野県建築士事務所協会松筑支部・長野県建築士会松筑支部・長野県建築物防災協会松本支部・信州建築構造協会・松本市建設業協会.

信州大学震動調査グループ (2012) 「あっ、地震だ!」その時、どう揺れた? - アンケートによる震動調査結果 (概要編), 信州大学.

信州大学震動調査グループ (2013) 「あっ、地震だ！」その時、どう揺れた？—アンケート形式による震動調査の結果・ボーリングデータによる松本平の地盤解析・微動アレー探査による深部構造解析, 信州大学.

信州大学震動調査グループ(2014) 「揺れやすさマップ」を活かして地震に備える.

信州大学震動調査グループ(2016) 大町市地震動と地盤の相関に関する調査の報告書.

Sugito, M., Furumoto, Y., and Sugiyama, T. (2000) Strong Motion Prediction on Rock Surface by Superposed Evolutionary Spectra, 12th World Conference on Earthquake Engineering, CD-ROM, Auckland, New Zealand.

杉戸真太・合田尚義・増田民夫(1994) 周波数依存性を考慮した等価ひずみによる地盤の地震応答解析法に関する一考察, 土木学会論文集, 493/III-27, 49-58.

東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・松多信尚(1999) 1:25,000 都市圏活断層図「信濃池田」, 国土地理院技術資料 D.1-No.368.

津金達郎・信州大学震動調査グループ(2015) 2014年長野県北西部地震における地殻変動の要因—神城断層と小谷・中山断層がつくるポップアップ構造—, 地質学会講演要旨, 126.

第5章

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

原山 智・大塚 勉・酒井潤一・小坂共栄・駒澤正夫(2009) 松本地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 63p.

池田安隆・岡田真介(2015) 糸魚川—静岡構造線とその周辺地域の浅部地殻構造と鮮新世—第四紀テクトニクス. 地球科学, 69, 9-29.

活断層研究会(1980) 日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会.

加藤碩一・佐藤岱生(1983) 信濃池田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.

加藤碩一・佐藤岱生・三村弘二・滝沢文教(1989) 大町地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 111p.

近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太(2006) 糸魚川—静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位. 地学雑誌, 115, 208-220.

小坂共栄(1999) 北部フォッサマグナ西縁部, 大峰帯の地質とそのテクトニクス. 月刊地球, 21, 589-595.

松岡達郎・梅沢夏美・巻島秀男(1996) 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, 49, 26-41.

松岡達郎・白石英孝・中村光宣・佐坂公規・八戸昭一(2007) 地下構造データベースを利用した微動探査法現場解析システムの開発. 物理探査学会第116回学術講演会論文集, 243-246.

松岡達郎・白石秀孝・梅沢夏美(2000) 深部地下構造推定のための微動探査法の適用方法に関する検討—深層ボーリング資料を利用した位相速度の逆解析. 物理探査, 53, 12-28.

松多信尚・池田安隆・東郷正美・今泉俊文・澤 祥(1999) 1:25,000都市圏活断層図「松本」 技術資料番号D1-No. 368.

- 南 雄一郎・松岡達郎・原口 強・元木健太(2011) 微動探査法による大阪平野都市部での深部S波速度構造の推定. 応用地質, 52, 192-198.
- 仁科良夫・松島信幸・赤羽貞幸・小坂共栄(1985) 長野県の活断層—活断層分布図と資料—. 信州大学理学部紀要, 20, 171-198.
- 岡田 廣(2001) 微動アレー観測のための空間自己相関法における効率的な観測点個数に関する検討. 物理探査学会104回学術講演論文集, 26-30.
- 岡田 広・凌 甦群・佐藤 洋・笹谷 努・宮腰 研・斉藤 誠治・石川 顕・南雲秀樹(1995) 微動利用の地下構造推定における周波数・波数スペクトル法と空間自己相関法の比較検討. 物理探査学会第93回学術講演論文集, 105-109.
- 大久保修平・長沢 工・村田一郎・許 華妃(1990) 糸魚川—静岡構造線の重力調査(Ⅲ) —松本盆地東縁断層北部延長部の追跡—. 東大地震研彙報, 65, 649-663.
- 下田 力・大塚 勉(2015) 安曇野市光橋犀川河床に露出する松本盆地東縁断層. 信州大学環境科学年報, 37号, 90-96.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄(1995) 糸魚川—静岡構造線活断層系ストリップマップ(1:100,000), 地質調査所.
- 信州大学震動調査グループ(2014) 平成24・25年度松本市・信州大学共同事業「松本市地震動と地盤の関連に関する調査業務報告書」, 信州大学・松本市, 61p.
- 遠田晋次・小俣雅志・郡谷順英(2009) 糸魚川—静岡構造線活断層系松本盆地東縁断層群中央部の古地震調査, 活断層・古地震研究報告, No. 9, 261-277.
- 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・松多信尚(1999) 1:25,000都市圏活断層図「信濃池田」技術資料番号 D1-No. 368.
- 山田哲雄・藤田至則・竹内俊昭(1976) 松本市北方安曇平における地震探査. 地質学論集, 13, 51-60.

第6章

- 後藤芳孝 (2018) 松本城の地震被害史料, 信濃, 70, 315-327.
- 穂高町誌編纂委員会 (1991) 穂高町誌 自然編. 穂高町誌刊行会.
- 三郷郷土研究会古文書を読む会(2016) 善光寺地震の古文書をよむ.
- 仁科宗一郎(1976) 続信濃池田町史話, 柳沢書苑.
- 信州大学震動調査グループ(2016)大町市地震動と地盤の関連に関する調査の報告書.
- 自然観察資料集作委員会地学小委員会 (1985) 1984年長野県西部地震の松本盆地における震度分布. 北安曇教育会・南安曇教育会・松本市教育会・東筑摩塩尻教育会.
- 自然観察資料集作委員会地学小委員会 (1988) 松本盆地における1986年長野県北部地震の震度分布. 北安曇教育会・南安曇教育会・松本市教育会・東筑摩塩尻教育会.
- 東京大学地震研究所編(1985) 新収日本地震史料 第5巻.
- 東京大学地震研究所編(1988) 新収日本地震史料 別巻6ノ1・別 巻6ノ2.
- 豊科町誌編纂委員会 (1995) 豊科町誌 自然編. 豊科町誌刊行会.
- 宇佐美龍夫(1975) 日本地震被害総覧, 東京大学出版会.

第7章

土木学会(2002) 2002年制定コンクリート標準示方書[耐震性能照査編], 土木学会.

藤原明敏(1970) 地すべり調査と解析—实例に基づく調査・解析法, 理工図書.

藤田 崇(1990) 地すべり—山地災害の地質学, 共立出版.

東日本高速道路株式会社・中日本高速道路株式会社・西日本高速道路株式会社(2013) 設計要領第一集 土工編,
高速道路総合技術研究所.

住宅都市整備公団(1984) 軟弱地盤技術指針(案), 住宅都市整備公団.

日本道路協会(2012) 道路土工—軟弱地盤対策工指針(平成24年度版), 日本道路協会.

日本地すべり学会(2004) 地すべり-地形地質的認識と用語, (公社)日本地すべり学会.

渡 正亮・酒井淳行(1981) 地すべり・急傾斜地の調査と対策講座XII 地すべり対策のための調査法, 全国地すべり
りかけ崩れ対策協議会.

山田剛二・渡 正亮・小橋澄治(1971) 地すべり斜面崩壊の実態と対策, 山海堂.

地図データ諸元

各図の背景地図はそれぞれ下記のデータを使用し、信州大学震動調査グループが加工、作成したものである。

図 4-1-1 ; 国土地理院の地理院タイル (傾斜量図)、国土交通省の国土数値情報 (行政区域)

図 4-1-2 ; 国土地理院の地理院タイル (標準地図・傾斜量図)、国土交通省の国土数値情報 (行政区域)

図 4-2-1 ; 国土地理院の基盤地図情報 (10m メッシュ数値標高モデル・河川)、国土交通省の国土数値情報 (行政区域)

図 4-2-2 ; 国土地理院の地理院タイル (傾斜量図)、国土地理院の基盤地図情報 (10m メッシュ数値標高モデル・河川)、国土交通省の国土数値情報 (行政区域)

図 4-3-1, 4-3-2 ; 国土地理院の地理院タイル (淡色地図・傾斜量図)

図 4-4-1, 4-4-3 ; 国土地理院の地理院タイル (淡色地図・傾斜量図)、国土交通省の国土数値情報 (鉄道・行政区域)

図 4-4-3A, B ; 国土地理院の地理院タイル (淡色地図・傾斜量図)、基盤地図情報 (建築物・道路)、国土交通省の国土数値情報 (鉄道)

図 4-4-3C, D ; 国土地理院の地理院タイル (淡色地図・傾斜量図)、基盤地図情報 (建築物・道路)

図 4-4-3N1, S1, N2, S2 ; 国土地理院の地理院タイル (傾斜量図)、基盤地図情報 (建築物・道路・河川)、国土交通省の国土数値情報 (鉄道・行政区域)

巻末図 ; 国土地理院の地理院タイル (淡色地図・傾斜量図)、国土交通省の国土数値情報 (鉄道・行政区域)、安曇野市都市計画図

信州大学震動調査グループメンバー（2020年3月現在）

代表 小坂共栄（信州大学名誉教授）

グループ構成者（所属）

- ・小坂共栄（信州大学名誉教授）
- ・原山 智（信州大学理学部）
- ・吉田孝紀（信州大学学術研究院理学系・信州大学山岳科学研究拠点）
- ・古本吉倫（国立長野工業高等専門学校）
- ・山浦直人（株式会社千代田コンサルタント）
- ・井関芳郎（株式会社サクセン）
- ・小野和行（日本総合建設株式会社）
- ・富樫 均（いよいよな歴史ふれあい館）
- ・小松宏昭（東京都市大学塩尻高等学校）
- ・遠藤正孝（長野県明科高等学校）
- ・田中俊廣（元長野県高校教諭）
- ・津金達郎（信州大学理学部）
- ・塩野敏昭（株式会社北信ボーリング）
- ・宮澤洋介（北陽建設株式会社）
- ・田辺政貴（ジオ・フロント株式会社）
- ・高橋 康（信州大学理学部）
- ・竹下欣宏（信州大学学術研究院教育学系）
- ・太田勝一（株式会社長野技研）
- ・矢野孝雄（大町山岳博物館）
- ・土本俊和（信州大学学術研究院工学系）
- ・松下英次（国立長野工業高等専門学校）
- ・原田晋太郎（株式会社山水）
- ・北沢淳史（技建開発株式会社）

信州大学震動調査グループの打ち合わせ会議開催経過（平成30-31年度, 令和元年度）

以下のような日時に打ち合わせ会議を開催し、事業の円滑な進捗を図りました。

（平成30年度）第1回 4月14日、第2回 5月12日、第3回 7月7日、第4回 9月15日、第5回 10月20日、第6回 11月27日、第7回 12月23日、第8回（平成31年）1月27日、第9回 2月23日、第10回 3月23日

（平成31年度）第1回 4月20日、（令和元年度）第2回 5月26日、第3回 6月16日、第4回 8月17日、第5回 9月14日、第6回 10月20日、第7回 11月23日、第8回 12月22日、（令和2年）第9回1月25日、第10回 2月22日、第11回 3月21日

著作権等について（お願い）

1. 著作権について

本報告書や安曇野市ホームページ掲載の安曇野市の地盤情報は、信州大学震動調査グループによって調査・解析されたもので、その著作権は安曇野市に帰属します。その内容は日本国の著作権法および国際条約による著作権保護の対象となっていますので、著作権法上認められた「内容についての私的使用又は引用等」の行為を除き、それらを安曇野市に無断で転載等を行うことはできません。また、引用を行う際は適宜の方法により、必ず出所を明示してください。その内容の全部または一部について、安曇野市に無断で改変を行うことはできません。

2. 免責事項

安曇野市は、利用者が報告書や安曇野市ホームページに掲載された地盤情報等を用いて行う一切の行為について何ら責任を負うものではありません。

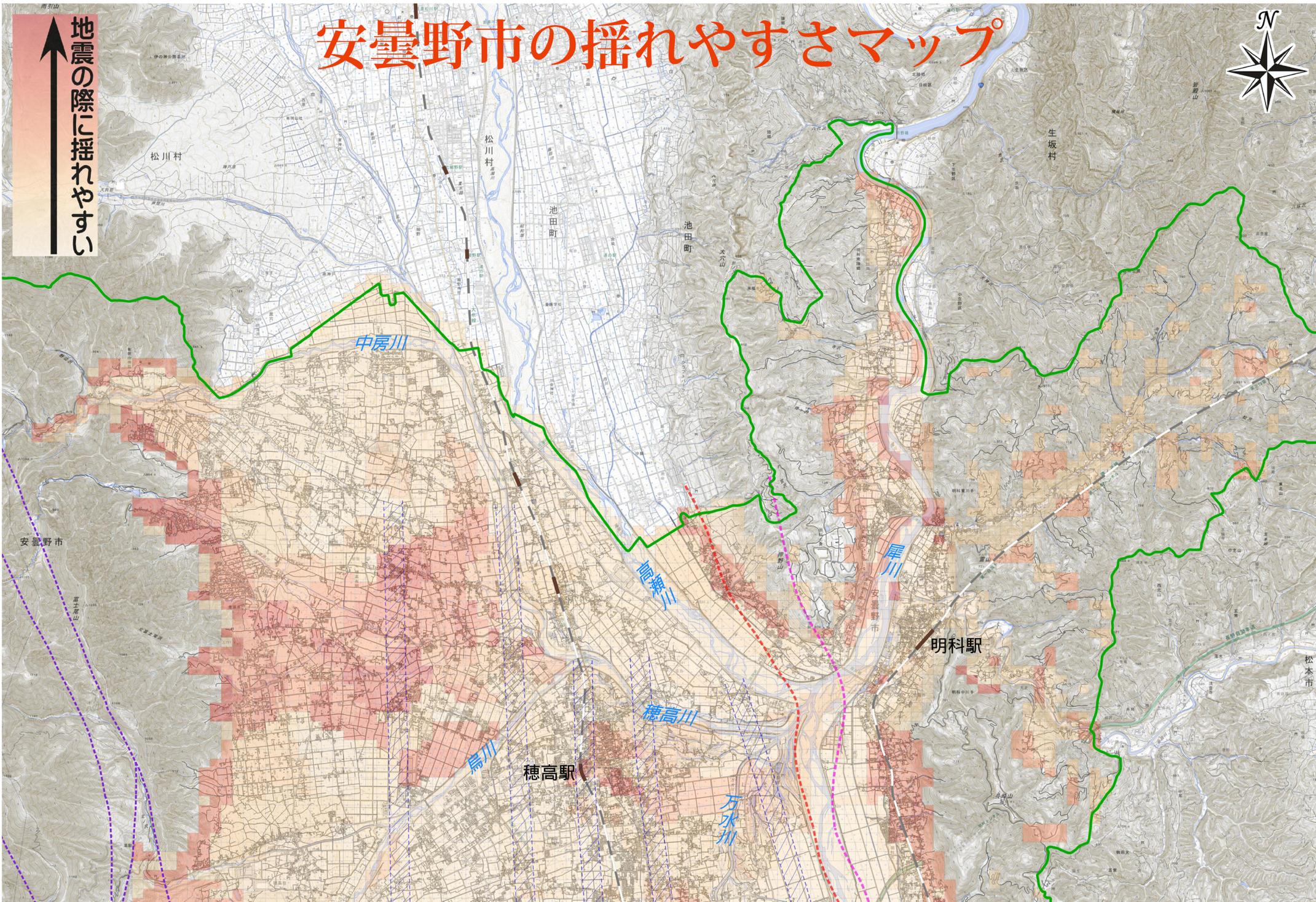
3. その他

報告書や安曇野市ホームページの地盤情報は、予告なしに内容を変更又は削除する場合がありますので、あらかじめご了承ください。

安曇野市の揺れやすさマップ



地震の際に揺れやすい



安曇野市

松川村

松川村

池田町

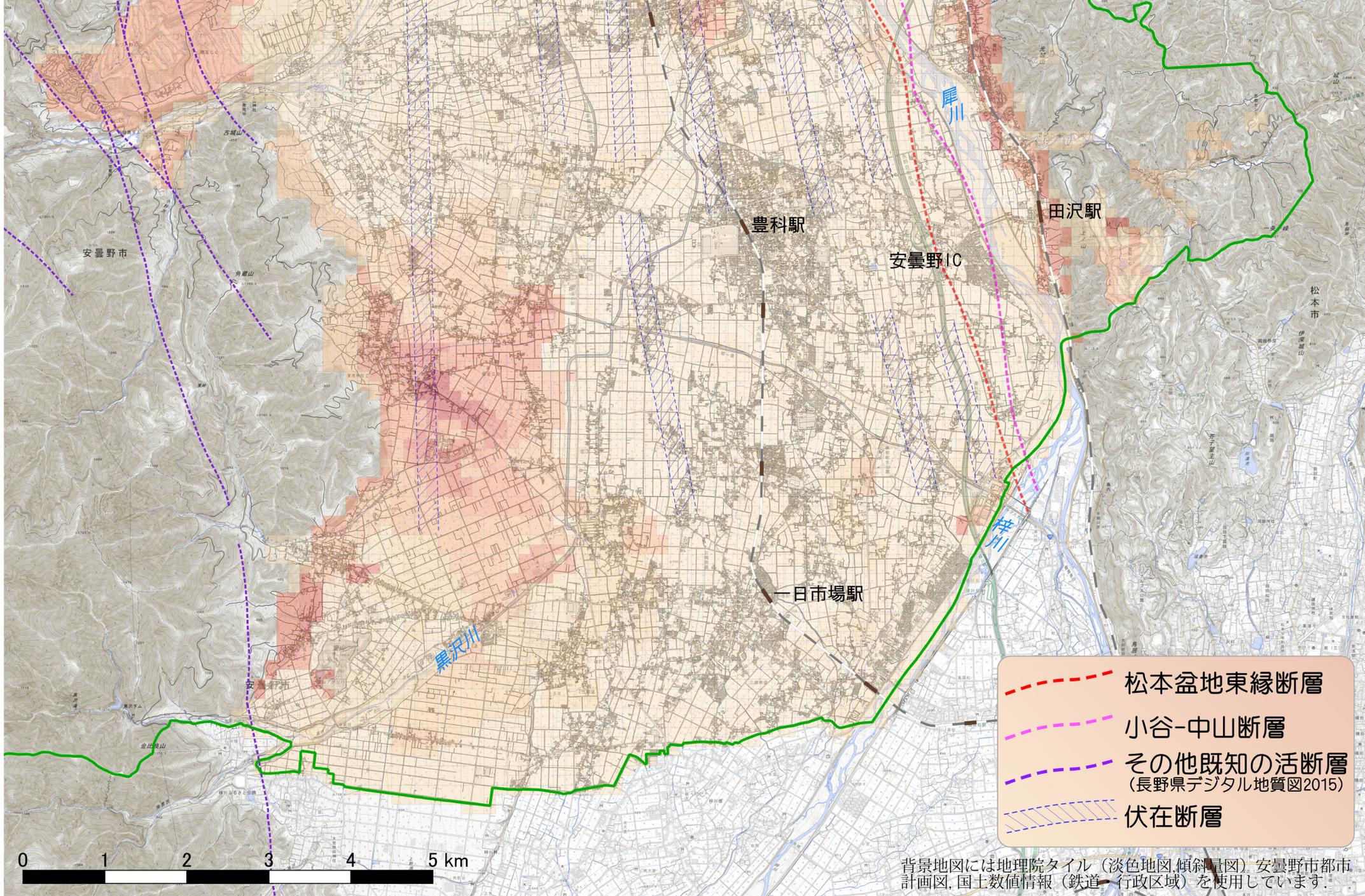
池田町

生坂村

明科駅

穂高駅

松本市



巻末図 安曇野市の揺れやすさマップと断層