

強震動予測のための大阪堆積盆地の浅層地盤構造モデル

A shallow sedimentary structure model for strong-motion predictions in the Osaka sedimentary basin

吉田邦一¹・山本浩司²・関口春子³

Kunikazu Yoshida¹, Koji Yamamoto² and Haruko Sekiguchi³

^{1,3} 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, yoshida-ku@aist.go.jp)

² 地域地盤環境研究所 (Geo Research Institute)

Abstract: We developed a detailed model of shallow sediments in the whole Osaka sedimentary basin, southwest Japan, as a part of the Osaka strong-motion prediction project conducted by AFRC, GSJ/AIST. We made a geological model based on Geotechnical Information Database in Kansai (GI-Base), in which more than 30,000 borehole data in the Osaka basin are registered. The structure model consists of an upper, detailed model of alluvial sediments ($V_s \leq 300\text{--}350$ m/s, including Holocene and upper Pleistocene deposits in the Osaka basin) and a lower, rough model of Ma12 (clay) and Dg1 (gravel) layers. The upper model for the alluvium sediments is represented as 2-m-interval layers that are assigned a soil type, the standard penetration test (SPT) N-value, and density to each layer. The upper model represents the structure of the whole Osaka sedimentary basin with 500-m square horizontal mesh. The lower model for the deep sediments is represented as upper and lower boundaries of Dg1 (gravel) and Ma12 (clay) layers. The lower model covers a seaside area of Kobe-Osaka. An S-wave velocity structure model is made from the geological model using empirical expressions of S-wave velocity obtained based on PS-logging data. In the upper model, the S-wave velocities for each 2-m-interval layer are assigned using the empirical expressions as a function SPT N-value and effective overburden pressure for each soil type. In the lower model, the S-wave velocities of Ma12 layer are assigned using the empirical expressions as a function of depth, and the S-wave velocity of Dg1 layer is assumed as 300 m/s. Vertical profiles of the S-wave velocity structure model at some sites correspond well with those of PS-logging data. Thus, the theoretical site amplifications calculated from the model structures reproduce features of those calculated from the velocity structures of PS-logging data.

キーワード: 強震動予測, 大阪堆積盆地, 浅層地盤構造, S波速度, 増幅特性

Keywords: strong-motion prediction, Osaka sedimentary basin, shallow sedimentary structure, S-wave velocity, site amplification

1. はじめに

堆積平野上で観測される地震動は、表層付近の地下構造の影響を大きく受けることが良く知られている。例えば、武村 (2003) は、1923 年関東地震の際、洪積台地に位置する東京西部～中央部などでは震度 5 程度であったのに比べ、沖積平野上に位置する埼玉県東部から東京東部にかけての地域では、前者より震源から遠いにもかかわらず、震度 6 から所によっては震度 7 であったことを明らかにしている。このように、大地震時の地震動の特性や被害の大きさを評価するうえで、浅層地盤による地震動の増幅特性を正確に把握することが重要である。

活断層研究センターでは、大阪湾周辺地域の地震動地図を作成するプロジェクトを行っている (関口ほか, 2002; 関口, 2004 など)。このプロジェクトの中で、大阪平野の地下構造モデルについて、堀川ほ

か (2002, 2003) が最深部で深さ約 3000 m の基盤に至る 3 次元地下深部構造モデル (深部モデル) を作成している。しかし、この深部モデルの作成対象は主に大阪平野の地震基盤までの深い構造であり、地表付近の数 10~100 m 程度の浅い構造については、ほとんどモデル作成の対象とされていない。そのため、大阪平野の浅い地盤が地震動に与える影響を評価するためには、浅い地盤について別個にモデルを作成する必要がある。

大阪平野の浅部速度構造については、大阪湾岸部のように既にモデルが構築されている地域もある。例えば長ほか (2005) は、大阪湾岸部の浅部に分布する 4 層の地層の分類を基に S 波速度構造モデルを作成した。しかし、本研究のように大阪平野全体を対象にしたものはまだ十分に検討されていないようである。大阪堆積盆地全体を対象とした場合、全て

の地域で同じ地層が明瞭に分布するわけではないことや、大阪堆積盆地内部の同じ地層であっても地域性が考えられることから、長ほか(2005)のように地層の分類のみを基にモデルを作成することは難しい。

大阪堆積盆地の深さ 100 m 程度までの浅い部分については、ボーリング調査が数多く行われており、土質の情報が比較的豊富に存在する。一方、S 波速度構造は比較的に数多く調査されているとはいえ、モデルの分解能に比べその数は圧倒的に少ない。しかし、土質と S 波速度の関係については、ある程度関係があることが知られており、大阪堆積平野地域の土質についてもいくつかの研究が行われている(例えば関西地盤情報活用協議会, 1998b; 大阪湾地盤研究委員会, 2002)。ボーリングによる土質データを元に浅層地盤構造モデルを構築するという方針は、例えば藤原ほか(2003)など、面的な地震動計算のためのモデルの構築でいくつかの例がある。

本研究では、浅層地盤の S 波地震動応答の計算に用いるための、沖積層(ここではおおむね $V_s = 350$ m/s 以下、大阪湾沿岸域の最深部で深さ 50~100 m 程度まで)を中心とし、情報の多い地域では Ma12 層(後述)までを含めた S 波速度の浅層地盤構造モデルを作成した。大阪堆積盆地のボーリング情報が多数収録されている関西圏地盤情報データベース(現 KG-NET・関西圏地盤情報協議会)のボーリング情報を元に、まず、土質、N 値、密度からなる土質モデルを作成した。その上で、PS 検層の情報を基に地震波速度を推定する式を、構築した土質モデルの情報に応じて作成し、これを用いて土質モデルから S 波速度構造モデルを作成した。これらの作業に先立って、地震動の増幅特性を精度良く計算するために速度構造モデルに必要な浅層地盤の厚さの検討を行った。

2. 大阪平野浅部の地質

浅層地盤構造モデルの作成対象とした大阪堆積盆地の沖積層の地質については、土質工学会関西支部・関西地質調査業協会(1987)、古谷(1993)、関西地盤情報活用協議会(1998a,b)、大阪湾地盤研究委員会(2002)などに詳しくまとめられているが、ここでは関西地盤情報活用協議会(1998a)及び三田村・橋本(2004)に基づき、簡単に述べる。

大阪平野浅部の中部更新統最上部~上部更新統及び完新統は、下位より高位段丘層相当層、中位段丘層相当層、低位段丘層相当層及び沖積層に区分される(第1図)。高位段丘層相当層は海成粘土層の Ma11 層とその上下の砂礫を主とした淡水成の地層から、中位段丘層相当層は海成粘土層の Ma12 層とその上下の砂礫を主とした淡水成の地層からなる。関西地盤情報活用協議会(1998a)では、Ma11 層と

Ma12 層の間の主に砂礫からなる層を第2洪積砂礫層(Dg2層)と呼んでいる。また、低位段丘層相当層は天満層と呼ばれる淡水成の地層であるが、地域によっては Ma12 層より上位の中位段丘層相当層と区別がつかない。天満層を含む、Ma12 層と沖積層との間の砂礫層は、第1洪積砂礫層(Dg1層)とも呼ばれる(関西地盤情報活用協議会, 1998a)。本稿では、沖積層の下位に位置するこれらの層を指して洪積層と呼ぶ。

大阪平野浅部の沖積層は難波累層と呼ばれ、およそ2万年前以降の堆積物とされている。三田村・橋本(2004)によると難波累層は下位より最下部、下部、中部及び上部に細分される。最下部は砂礫層を主体とする淡水成の地層である。下部は淡水成の礫混じりの砂・シルト層を主体とし、汽水成のシルト層を挟むところもある。中部は主として Ma13 層と呼ばれる海成粘土層からなり、梅田粘土層、中部粘土層などと呼ばれることもある。上部は主に砂層からなり、局所的には有機質シルト層が卓越する。大阪湾沿岸地域には埋め立て地が多いが、このようなところでは Ma13 層の上位に埋立層が存在する。埋立により人工的に作られた地層の構成物質や状態(地盤の固さなど)はさまざまである。

3. 浅層地盤構造モデルで作成対象とする深さの範囲の検討

本研究では、5 Hz 程度までの地震動の S 波増幅特性を再現できるような速度構造モデルを構築することを目標とする。作成する構造モデルからなるべく正確に S 波増幅特性を求めるためには、S 波増幅特性の計算で求められている精度に対応するように、実際の速度構造を適切にモデルであらわす必要がある。一方、地下構造の情報は深くなるに従い少なくなり、また、細かくモデルを作成するためには数多くの調査の情報が必要になる。一般的に、速度構造の浅い部分の速度の揺らぎは S 波の増幅の周波数特性の山谷に影響するが、深い部分の速度の揺らぎはあまり S 波増幅特性に影響を与えない。この性質から、計算に用いる速度構造モデルの深い部分がある程度簡単に表現しても、S 波増幅特性の山谷にはあまり影響しないことが予想される。ここでは、ボーリング孔の構造を対象に、浅層地盤構造モデルで詳細に表現すべき深さの範囲、言い換えればそれ以下は粗い表現(直線的補間など)で構わない深さ、を増幅特性をもとに検討した。

3.1 データ・解析手法

解析は、大阪平野の中でも沖積層厚が厚い大阪から神戸にかけての6地点のボーリング孔を対象とした。ボーリング孔の検層データは関西圏地盤情報データベース(現 KG-NET・関西圏地盤情報協議会)によつ

た。検討対象としたボーリング孔では、サスペンション PS 検層などにより深さ方向に数 m 間隔の地震波速度が調べられている。

S 波増幅特性は、水平多層構造への平面 S 波の鉛直入射を仮定し、Propagator Matrix 法 (Aki and Richards, 1980) を用いて理論的に計算した。S 波増幅特性の計算では、各ボーリング地点で PS 検層の行われた最も深い所への入射波を、増幅率の基準とした。このとき、各層の減衰として $Q_s = V_s/20$ を Silva (1976) により与えた。なお、この増幅特性の計算において地盤の非線形挙動は考慮していない。

3.2 沖積層のみ詳細な速度構造による増幅特性

地震動計算では浅層地盤の下面として、沖積層基底が良く用いられる。そこで、検討対象のボーリング孔について、深部を簡略化した S 波速度構造として、沖積層部分は PS 検層により得られた S 波速度構造を用い、それより深い部分の速度構造を直線的に補完した構造モデルを作成した (第 2 図 A, B)。この簡略化した構造モデルにより増幅特性を計算し、これと PS 検層による構造から増幅特性を計算したものと比較した (第 2 図 C)。

洪積層以下を簡略化した構造モデルによる増幅特性と、PS 検層による増幅特性を比較すると、大きな違いがいくつか見られる。例えば、N183 孔や n208 孔では、0.3~0.5 Hz に見られる増幅特性の 1 次ピークの大きさが異なっている。また、n584 孔や W945 孔では高周波数側の山谷がならされている。これらの増幅特性の違いは沖積層よりも深い部分の構造により引き起こされたと考えられる。そのため、沖積層のみを対象とした速度構造モデルから増幅特性を計算したのでは、実際の増幅特性を満足に再現できない場合もある。

3.3 沖積層以深の層も詳細な速度構造による増幅特性

沖積層よりも少し深い構造を浅層地盤構造モデルに含めることを検討する。浅層地盤構造モデル作成対象の下面の候補となりそうな境界面としては、第 2 節で述べた大阪平野の地質などから、Dg1 層~Ma12 層境界、Ma12 層~Dg2 層境界、Dg2 層~Ma11 層境界などが考えられる。そこで、これら 3 つの境界面をモデルの作成対象の下面の候補として、これらの境界面よりも深い部分を単純化した 3 種類の速度構造モデルを、それぞれのボーリング孔について作成し、沖積層での検討と同様に増幅特性を比較した (第 2 図 D)。これによると、3 通りのいずれの場合でも、PS 検層そのものの構造によるものと比較して、その差は大きくても倍半分、ほとんどは 20~30% 程度でしかない。しかし、以下に述べるようにいくつかの大きな特徴が見られる。

Ma12 層~Dg2 層を境界面とした増幅特性は、Dg2

層~Ma11 層や Dg1 層~Ma12 層を境界面としたものに比べ、PS 検層によるものとの増幅特性の差が大きい。例えば、n208 孔では、Ma12 層~Dg2 層を境界面としたものの増幅特性の 1 次ピークの周波数が、他の 2 つと比べ高周波数側にずれている。この原因として、単純化に際し、Dg2 層上面と孔底における S 波速度を直線的に補完したためと考えられる。Dg2 層は、その上下の Ma11 層や Ma12 層、あるいはさらに下部に存在する海成粘土層と比べても、比較的速い速度を示していることが多い。そのため、この速度の速い Dg2 層を基準に補完した速度は、海成粘土層において PS 検層による実際の速度よりも速い値となっている。このことが増幅特性の 1 次ピークの周波数が高周波数側へのずれを生じる大きな原因となっている。なお、n584 孔では Dg1 層~Ma12 層を境界面としたものが全体に速度が速く、1 次ピークの周波数が高周波数側にずれているが、これはこのボーリング孔での Ma12 層の上面の境界が S 波速度の速いところで認定されているためである。

大阪平野では速度の遅い海成粘土層が多く存在することから、相対的に速度の速い砂礫層を基準にして、それより深い構造を単純化することは、単純化した部分で実際より速い速度を与えがちである。速度の速い層と遅い層が同程度の層厚で存在しているとき、地震波の伝播にかかる時間は遅い層のほうが長いので、全体の伝播時間や増幅特性に与える影響は遅い層の方が大きい。Ma12 層より深い、補完の対象となる深さ範囲に占める海成粘土層は、いくつかの深いボーリング (例えば、大阪湾地盤研究委員会, 2002) を参照すると、少なくともは割合 (多いところでは 50% 以上) で存在する。したがって、浅層地盤構造モデルと深部モデルとの間の速度を補完する際、速度の遅い層を妥当に補完できるよう、浅層地盤構造モデルの下面は海成粘土層などの相対的に速度の遅い層に設定することが良いと考えられる。

Dg1 層~Ma12 層と Dg2 層~Ma11 層境界をモデル下面として設定したモデルによる増幅特性を比較すると、わずかにピークの高さが変化したり、山谷が小さくなるなどの差がある。当然、下位にある Dg2 層~Ma11 層境界をモデル下面としたものの方が PS 検層による構造から求めた増幅特性との一致は良い。しかし、両者の差は小さく、どちらをモデルの下面としても実用上問題になることはほとんど無いと考えられる。さらに、Ma12 層より深い構造に関するデータは、浅い構造のデータと比べ極めて少なく、詳細なモデルの作成は困難である。本研究では可能な限り Ma12 層までのモデルを作成することにした。

4. 土質モデル

土質モデルは、前節までの検討を踏まえ、詳細なモデルを作成した沖積層のモデル (詳細モデル部) と、

やや粗いモデルを作成した洪積層上部のモデル（粗モデル部）に分けて作成した。概略を第3図に示す。作成するモデルでは3次元の地下構造を水平方向に約500 m 間隔のメッシュ毎に1次元水平成層構造により表現した。

土質モデルの作成には、関西圏地盤情報データベースのボーリングデータを用いた（第4図）。このデータベースには大阪平野周辺の約3万本のボーリング孔のデータが集められており、それぞれのボーリング孔について、地質柱状図やN値、PS検層などの調査データが記載されている。

詳細なモデル化を行う部分（詳細モデル部）は、平均的にS波速度が300~350 m/sとなる地層を下面とし、いわゆる沖積層に相当する地層を対象とした（第4図）。具体的には、海成粘土層が水平方向に連続的に分布する地域においては、緩い沖積砂層や軟弱な沖積粘土層（Ma13層）等の直下に堆積する第1洪積砂礫層（Dg1層）の上面とし、上町台地や丘陵地においてはN値を指標として中層構造物の基礎とされている地層を境界として、それ以浅の構造をモデルを作成した。各メッシュの鉛直方向には、2 m刻みに地層をスライスし、各メッシュに含まれるボーリングデータから各細分層で卓越する土質（粘土、砂、礫）を選び、その細分層の土質とした。ボーリングデータの無い空白メッシュでは、微地形条件を参考にしながら、周辺のメッシュのボーリングデータなどから補完した。また、各細分層ごとに平均のN値を求めた。密度の値には、実際に大阪平野で測定された経験的なもの（関西地盤情報活用協議会、1998aなど）を仮定した。

粗モデル部では、詳細モデル部の下面からMa12層の上面までをDg1層とみなして1層、Ma12層を1層とする2層からなるモデルを作成した。この2層に対しては、Dg1層を礫、Ma12層を粘土からなるものと仮定した。粗モデル部では、N値や密度のデータがモデルの作成に十分密な量ではなかったため、それらのデータは土質モデルに含まれていない。大阪平野では建築物などの基礎杭の支持層としてDg1層が用いられることが多いため、Dg1層以浅の軟弱な層のN値や密度の検層は豊富であるが、それ以深のデータは少ない。そのため、沖積層以深について、詳細モデル部のように広い範囲にわたる詳細なモデルの作成は困難である。ただし、大阪湾岸部においては、大規模構造物などが多く存在することから、詳細な地盤調査がある程度行われていることと、構造の変化が緩やかなため、Ma12層の堆積状況を概観することは比較的容易である。そこで、神戸~大阪湾岸部については、粗モデル部としてMa12層の上下面分布のモデルを作成した。しかし、大阪平野の東部などでは、データが少ない上に、構造の変化が大きいため、Ma12層の深さ分布モデルを作成できなかった。そのような領域では、沖積層の基底（詳細モデ

ル部の基底）を浅層地盤構造モデルの最下部とした。

作成したモデルのうち、詳細モデル部の粘土層、砂層、礫層の累積層厚、粗モデル部のMa12層上面深さ分布と層厚を第5~9図に示す。また、詳細モデル部の層厚（沖積層相当層の層厚）とMa12層下面の深さ分布を第10図に示す。

5. S波速度構造モデル

大阪堆積盆地ではPS検層だけでも数百点以上で行われるなど、他の堆積盆地と比べると、地震波速度の情報はかなり豊富である。しかし、これらの速度の情報は、構築しようとする500 m 間隔のメッシュ（約10000メッシュ）に対して、全くといってもよいほど不足している。一方で、土質などの情報は、PS検層に比べればはるかに多い数の調査がなされ、前節までで詳細な地下構造モデルを作成することができた。第1節で触れたように、土質とS波速度には関係があることが知られている。そこで、この節では、S波速度構造モデルを作成するために必要なS波速度の推定式を構築し、前節までで作成した土質モデルから速度構造モデルを作成する。

5.1 沖積層のS波速度推定式

土質モデルの沖積層部分（詳細モデル部）については、ボーリングデータの量が多く、詳細なものを作成できたので、この情報を生かしたS波速度推定式を求めた（山本ほか、2005）。求めた推定式は、PS検層を実施したボーリングデータを用いて、粘土、砂、礫それぞれについて V_s （S波速度、m/s）と N （N値）、 p_0 （有効土被り圧、Pa）の関係を表す経験式である。この経験式の作成に用いたPS検層のデータは、検層間隔が5 mないし10 m以内のものを用いた。物性値の関係は、粘土、砂、礫の各土質ごとに、堆積年代を考慮せずに沖積層と洪積層のデータをあわせて整理した。整理したデータから、

$$V_s = \alpha(N + 1)^\beta p_0^\gamma \quad (1)$$

という関係を仮定して、それぞれの土質ごとに α 、 β 、 γ を重回帰分析により設定した。結果を第1表に示す。なお、有効土被り圧（ p_0 ）は、求める細分層の上にある土層の層厚（ H ）と密度（ γ'_i ）、地下水位より

$$p_0 = \sum H \gamma'_i \quad (2)$$

により求めた。ここで、 γ'_i は、地下水位（静水圧）以浅では土の湿潤密度、地下水位以深では $\gamma'_i = \gamma_i - 1$ とした。沖積層と洪積層のデータを分けた解析も行ったが、両者を合わせて解析したものとほとんど差はなかった。推定されたS波速度のばらつきを比較するため、得られた推定式から得られたS波速度（ V_{est} ）

と PS 検層により実際に得られた S 波速度 (V_{obs}) の RMS

$$r = \sqrt{\frac{1}{M} \sum (V_{est} - V_{obs})^2} \quad (3)$$

を各土質ごとに求めた。ここで、 M はデータの個数を表す。その結果、最もばらつきが小さいのは粘土で、砂、礫の順にばらつきが大きい (第 1 表, 第 11 図)。S 波速度は 100~600 m/s 程度で分布しているの、S 波速度の推定誤差は概ね 10~30% 程度である。

なお、大阪市内北区中之島で行ったボーリング孔における PS 検層結果と、ここで得られた推定式を用いて推定した S 波速度を比較した結果が、関口ほか (2005) に報告されている。このボーリング孔の PS 検層結果は第 1 表の推定式の作成には用いられていないが、推定式による速度構造は PS 検層による速度構造をよく再現している。

5.2 洪積層上部の S 波速度推定式

洪積層の上部 (粗モデル部) については、第 4 節で述べたように、詳細なモデルを作成できた沖積層部分と比べ情報量が少なく、Ma12 層の上下面深度の情報のみが利用可能であった。粗モデルで表現されている洪積層の上部は、沖積層相当層の基底から Ma12 層の間の Dg1 層 (主に砂礫の層) と、Ma12 層 (海成粘土層) からなる。これら 2 層について、深さから地震波速度を推定する式を作成した。

5.2.1 海成粘土層

PS 検層データ (関西圏地盤情報データベース) による海成粘土層の地震波速度と深さの関係をまとめた (第 12 図)。この図から、Ma12 層などの粘土質層の S 波速度には、(1) 深さに対し対数的に地震波速度が増大し、(2) 地震波速度は地表付近で 0 よりは大きいある程度の速度を持つ、という特徴が認められる。そこで、PS 検層による S 波速度のデータから、

$$V_S = a(b+z)^c \quad (4)$$

という形式の関数に対し Newton 法を用いて当てはめを行い、残差の自乗が最小値となるモデル係数 a , b , c を求めた。ここで、 z は深さ (m) を表す。検層データは、ボーリング孔の位置をもとに神戸側と大阪側に分けて検討したが、S 波速度の分布はほとんど変わらなかったの、一つのデータセットとしてモデル係数を推定した。

第 2 表に、モデル係数を推定した結果を示す。また、第 12 図に第 2 表の式により求めた推定速度を示した。PS 検層により測定された海成粘土層の S 波速度と、それに対応する深さから推定された S 波速度を比較したものを第 13 図に示す。また、沖積層の推定式と

同様に、第 3 式により求めた RMS を第 2 表に示す。深さのみをパラメータとただけにもかかわらず、ばらつきは小さい。

5.2.2 洪積砂礫層

洪積砂礫層についても、海成粘土層と同様に、地震波速度と深さの関係を検討した (第 12 図)。洪積砂礫層についても、深くなると多少速度が上昇する傾向は見られ、また、神戸側と大阪側の速度データの分布を比較すると、特に Dg2 層の大阪側の速度はやや遅い値を示すように見える。このような傾向はみられるものの、ばらつきが極めて大きいため、単純に深さの関数として地震波速度を当てはめにより設定することはほとんど無意味と思われる。よって、Dg1 層の S 波速度は、その平均的な速度である $V_s = 300$ m/s とすることにした。

5.3 浅層地盤構造モデルより深い部分の速度

ここで作成した浅層地盤構造モデルでは、その最深部においてもいわゆる工学基盤面 (よく用いられるのは $V_s=500\sim550$ m/s の層) に到達していない。この浅層地盤構造モデルを用いて地震動計算を行うためには、浅層地盤構造モデルと工学基盤面との間を何らかの方法で補完する必要がある。大阪平野の場合、Ma12 層よりも深部の構造の S 波増幅特性は、粘土層などの速度の遅い層と基盤面との速度を直線的につないで補完することで妥当な特性を求められることを、第 3 節で検討した。したがって、工学基盤面を元に地表の地震動を求める場合には、Ma12 層の最下面と工学基盤面の間を速度が深さに対し直線的に変化するよう補完することで対応できると考えられる。

なお、粗モデル部が対応していない大阪平野東部などでは、詳細モデル部の最下面と工学基盤面の間を直線的に補完せざるを得ない。このとき、沖積層の下面ではやや S 波速度が速いため、必ずしも適切な補完となっていない場合がある可能性に留意しなくてはならない。

5.4 推定速度構造モデルから求めた S 波増幅特性の検証

前節までの方針に則って土質などから速度を推定して構築した速度構造モデルが妥当なものであることを確かめる。PS 検層の行われたいくつかのボーリング孔について、PS 検層による速度構造をそのまま用いたものと、土質などから推定した速度構造の 2 種類の構造で、S 波増幅特性を計算し比較した (第 14 図)。比較対象としたボーリング孔は、第 3 節で用いたもののうち、土質のデータと PS 検層の両方のデータが十分に揃っている 3 点とした。S 波増幅特性の計算では、第 3 節と同様に、平面 S 波がボーリング孔の底に鉛直入射した時の入射波に対する地

表面での増幅特性を求めた。このとき Ma12 層以深の層の S 波速度については、第 5.3 節の方針で補完するが、ボーリング孔の底を工学基盤面とみなして補完を行った。

構築したモデルによる速度構造では、S 波速度を二次的な情報から与えているため、PS 検層による速度構造と多少ずれが生じるが、両者の差はそれほど大きくなく、5 Hz 以下の周波数では、検層構造と構築モデル構造との間で増幅特性に大きな違いは見られない。n584 孔では、高周波数側でやや差が生じるが、それでも倍半分程度の差である。

なお、P 波の増幅特性も検層の構造をもとに計算し、第 14 図に示したが、ほとんど増幅は見られなかった。工学基盤と地表の間でもごくわずかな増幅が見られる程度であるので、浅層地盤による P 波の増幅の影響を地震動予測で考慮する必要性は薄いと考えられる。

5.5 S 波速度構造モデルの作成

前節までで作成した土質モデルのパラメータを用いた S 波速度の推定式を用いて、第 4 節で作成した土質モデルから S 波速度構造モデルを作成した。詳細モデル部では、全メッシュの全細分層に対して、その細分層の土質モデルのパラメータから S 波速度を求めた。一方、粗モデル部では、Dg1 層に対しては第 5.2.2 節で検討したように一定値 ($V_s=300$ m/s) を、Ma12 層に対しては、各メッシュの Ma12 層の上下面の中間の深さを z として、第 2 表より速度を求め、そのメッシュの Ma12 層の速度として与えた。

6. 作成した浅層地盤構造モデルの特徴

本研究で作成した土質モデルから、いくつかの断面図を並べたものを第 15 図に示す。このモデルから、第 5 節で検討した式を用いて第 15 図の土質モデルから変換した S 波速度構造モデルを第 16 図に示す。

断面 A-A' は、大阪北部を通る東西断面を示している。地表付近の S 波速度は概ね 120~150 m/s で、粘土層が深くまで分布しているところでは、同じような速度が詳細モデル部の底面近くまで続く。淀川を横切る付近では、深さ 10 m 付近の砂層が厚く、周辺と比べ多少構造が変化し、この砂層は S 波速度が約 200 m/s を示す。砂層の下には Ma13 層と考えられる粘土層が存在しているが、この層は上の砂層よりも S 波速度は遅く、低速度層と高速度層の互層となっている。

断面 B-B' は沖積層が厚く堆積している神戸の海岸から淀川河口~大阪中心部を通り、東大阪までの断面である。土質モデルの断面において、上町断層の西側の深さ 20 m 付近に見られる粘土層は Ma13 層と考えられ、この Ma13 層が断面 A-A' よりも厚く分布している。その下位には、Dg1 層と Ma12 層が分

布し、低速度と高速度が相互に存在している。また、135° 35' E より東の東大阪地域では、鋭敏粘土（ここでは N 値 =0 を示す鋭敏性の高い Ma13 層）が分布していることが知られている。この鋭敏粘土は、土質モデルの断面では、135° 35' E 付近の深さ 10 m 付近に分布する粘土が対応する。速度構造断面では、低速度の層が厚く堆積している様子が明瞭に現れている。

断面 C-C', D-D' は淡路島から大阪府中部~南部を横切る。これらの断面では、沖積層は 20 m 以下の厚さで、大阪平野北部と比べその層厚は薄い。また、沖積層中の粘土層の分布も少なく、砂や礫が沖積層の主体となっている。

大阪市の西端を通る南北の断面 E-E' をみると、ちょうど淀川の河口付近 (34° 38' N 付近) で沖積層の層厚が最大となっている。淀川の北側で沖積層深部に厚く分布する粘土は Ma13 層と考えられるが、淀川の南側では急速にその層厚が減少する。断面 F-F' は E-E' の東側に位置するが、やはり淀川が横切る 35° 42' N あたりで沖積層の厚さが最も厚い。

7. まとめと課題

大阪堆積盆地全域の沖積層および洪積層上部について、大阪堆積盆地に分布する約 3 万本のボーリングデータを用いて、浅層地盤構造モデルを作成した。モデルは、水平方向に約 500×500 m メッシュごとに作成され、沖積層部分を深さ方向に 2 m 間隔の細分層で作成された詳細モデル部分と、上部洪積層部分を 2 層の細分層で表した粗モデル部分からなる。それぞれの細分層ごとに S 波速度が推定式により与えられている。

本研究で作成したモデルには、いくつかの課題が残されている。まず、このモデルを用いた実地震記録による再現計算による検証が必要である。今後解析に適したデータを収集し、検証を行うことを検討している。

また、主にデータ不足により、粗モデル部は大阪平野全体を覆うことはできず、特に内陸部が粗モデル部の範囲外となった。粗モデル部の範囲外の領域では Ma12 層の変形が大きいため、本研究で作成した Ma12 層の S 波速度推定式をそのまま適用できるかの検討も必要である。

さらに、強震動の計算に大きな影響を与える、減衰や非線形パラメータは今回のモデルに組み込まれなかった。これらのパラメータについては、現時点ではその調査データが土質などのデータなどと比べ圧倒的に少なく、構造モデルとしては作成できなかった。今後はデータ数の増加に応じて平野内の地域特性を考慮したパラメータを与えることで、非線形特性をより妥当な形で評価する余地が残されている。

以上のような課題が残されているものの、地表の

地形分類などを利用した従来の研究成果（例えば、地震調査研究推進本部，2005）と比べ，本研究により作成された浅層地盤構造モデルでは，深さ方向の速度構造が表現されていることが特徴である．これにより，地震動波形に与える浅層地盤の増幅の影響を物理をもとに計算できるようになった．また，S波推定式を，ボーリングにより得られる多くの種類のデータを元に推定するようにしたことで，鋭敏粘土の分布をS波速度に反映させることができるなど，詳細なS波構造モデルを作成することができた．

謝辞 水野清秀氏には大阪地域の地質構造について教えていただいた上，第2節のかなりの部分の執筆を手助けしていただいた．また，地域地盤環境研究所の田中礼司氏には図の作成に協力していただいた．一部の図はGMT (Wessel and Smith, 1998) により作成した．このモデルの作成には，関西圏地盤情報データベースを使用した．記して感謝します．

文 献

- Aki, K. and Richards, P. G. (1980) *Quantitative Seismology. Theory and methods*: W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- 長 郁夫・趙伯明・香川敬生 (2005) 増幅スペクトルを評価するための浅部S波速度構造のモデル化—大阪湾岸部—, 日本地震工学会論文集, 1-16.
- 土質工学会関西支部・関西地質調査業協会 (編) (1987) 新編大阪地盤図, コロナ社, 285.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・石井 透・早川 譲・功刀 卓・神野達夫・森川信之・小林京子・大井昌弘・奥村直子 (2003) 糸魚川—静岡構造線断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, No. 245.
- 古谷正和 (1993) 大阪平野地下, 市原 実 (編) 大阪層群, 創元社, 68-86.
- 堀川晴央・水野清秀・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 裕・末廣匡基・Arben Pitarka (2002) 大阪平野の3次元地盤構造モデルの作成, 活断層・古地震研究報告, No. 2, 291-324.
- 堀川晴央・水野清秀・石山達也・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 裕・末廣匡基・横倉隆伸・岩淵 洋・北田奈緒子・Arben Pitarka (2003) 断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の3次元地盤構造モデル, 活断層・古地震研究報告, No. 3, 225-259.
- 地震調査研究推進本部 (2005) 中央構造線断層帯 (金剛山地東縁—和泉山脈南縁) の地震を想定した強震動評価について.
- 関西地盤情報活用協議会 (1998a) 関西地層分布図—大阪平野—解説書, 31.
- 関西地盤情報活用協議会 (編) (1998b) 新関西地盤神戸および阪神間, 関西地盤情報活用協議会, 270.
- 三田村宗樹・橋本真由子 (2004) ボーリングデータベースからみた大阪平野難波累層基底礫層の分布, 第四紀研究, 43, 253-264.
- 大阪湾地盤研究委員会 (編) (2002) ベイエリアの地盤と建設—大阪湾を例として—, 大阪湾地盤情報の研究協議会, 570.
- 関口春子・加瀬祐子・堀川晴央・佐竹健治・杉山雄一・Arben Pitarka (2002) 大阪平野における地震動予測の試み—動的地震破壊シナリオと3次元地下構造モデルによる地震動計算—, 活断層・古地震研究報告, No. 2, 273-284.
- 関口春子・北田奈緒子・伊藤浩子・杉山雄一 (2005) 大阪市北区中之島での300 m ボーリング孔におけるPS検層および密度検層結果, 活断層・古地震研究報告, No. 5, 109-113.
- 関口春子 (2004) 阪神地域の地震動予測—浅層地盤の地震動応答の計算, 活断層・古地震研究報告, No. 4, 177-191.
- Silva, W. (1976) Body Waves in a Layered Anelastic Solid, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1539-1554.
- 武村雅之 (2003) 関東大震災—大東京圏の揺れを知る, 鹿島出版会, 139.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, 79, 579.
- 山本浩司・田中礼司・関口春子・吉田邦一 (2005) 地盤情報データベースによる大阪堆積盆地のVs推定式と浅層地盤モデル, 第40回地盤工学研究発表会, 39-40.

(受付: 2006年9月15日, 受理: 2006年10月25日)

第1表. 詳細モデルのS波速度推定式と, 推定値と測定値の自乗残差 (RMS). N はN値, p_0 は有効土被り圧 (Pa) を示す.

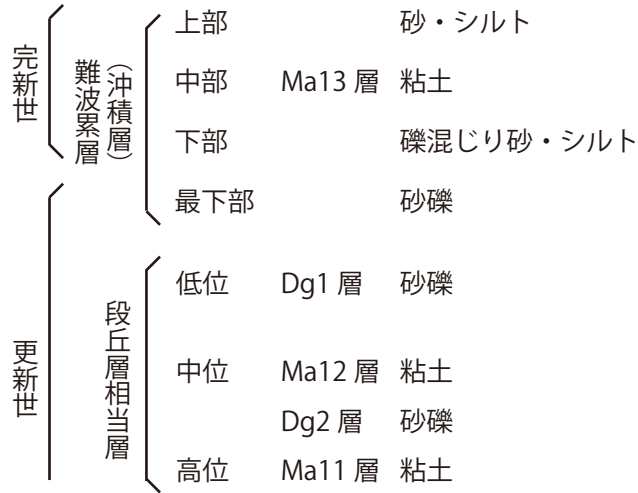
Table 1. Empirical expressions of S-wave velocity of alluvium model and root mean square (RMS) of the estimated and observed velocities. N is SPT N-value and p_0 is effective overburden pressure (Pa).

Soil type	V_s (m/s)	RMS (m/s)
Clay	$46(N + 1)^{0.304} p_0^{0.076}$	37.0
Sand	$12(N + 1)^{0.173} p_0^{0.197}$	51.1
Gravel	$11(N + 1)^{0.143} p_0^{0.225}$	64.8

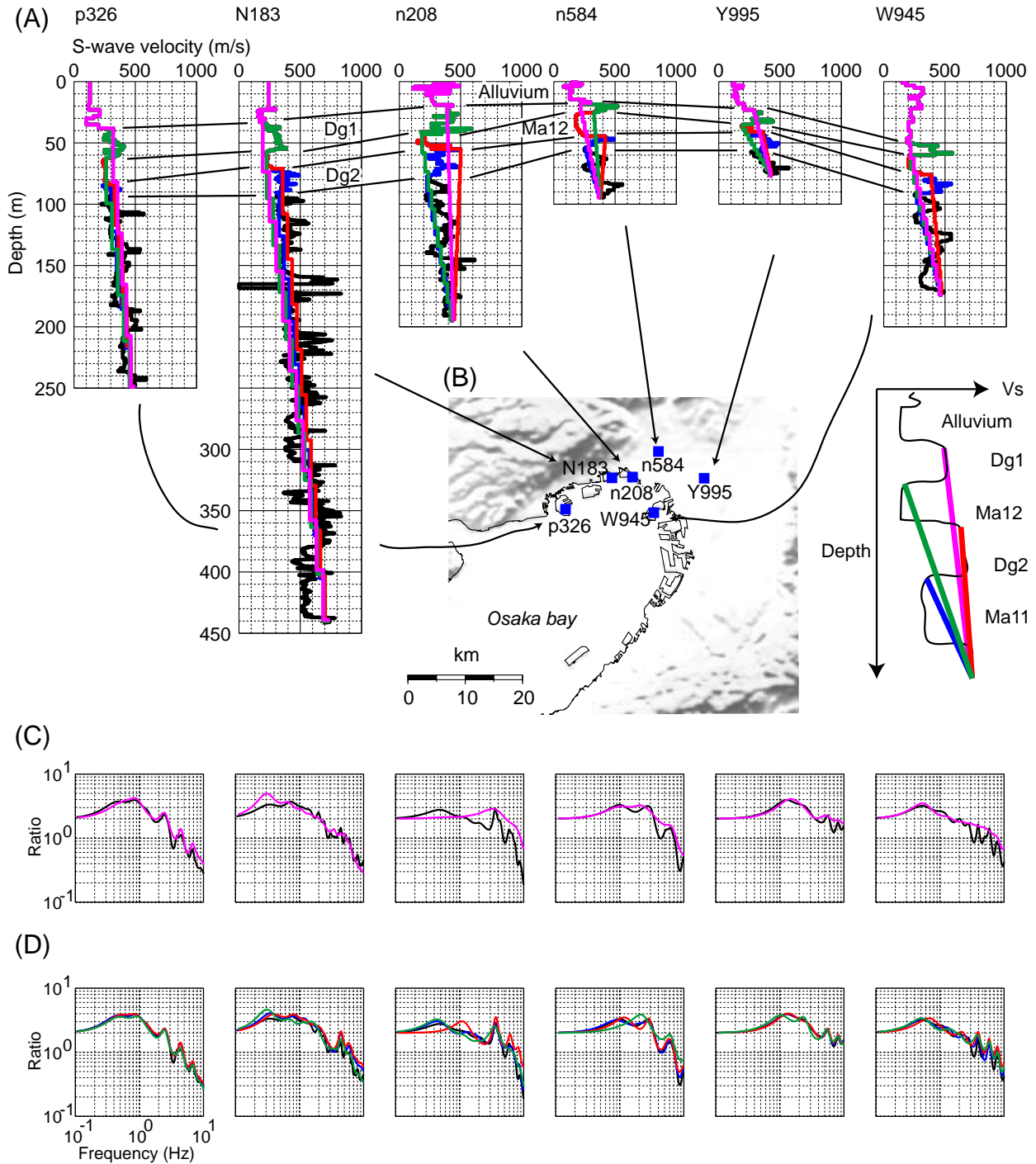
第2表. 粗モデルの海成粘土層のS波速度の推定式と推定値と測定値の自乗残差 (RMS). z は深さ (m) を示す.

Table 2. An empirical expression of S-wave velocity of marine clay of diluvial model and root mean square (RMS) of the estimated and observed velocities. Depth (m) is shown by z .

V_s (m/s)	RMS (m/s)
$44.9 (1.48 + z)^{0.437}$	57.0

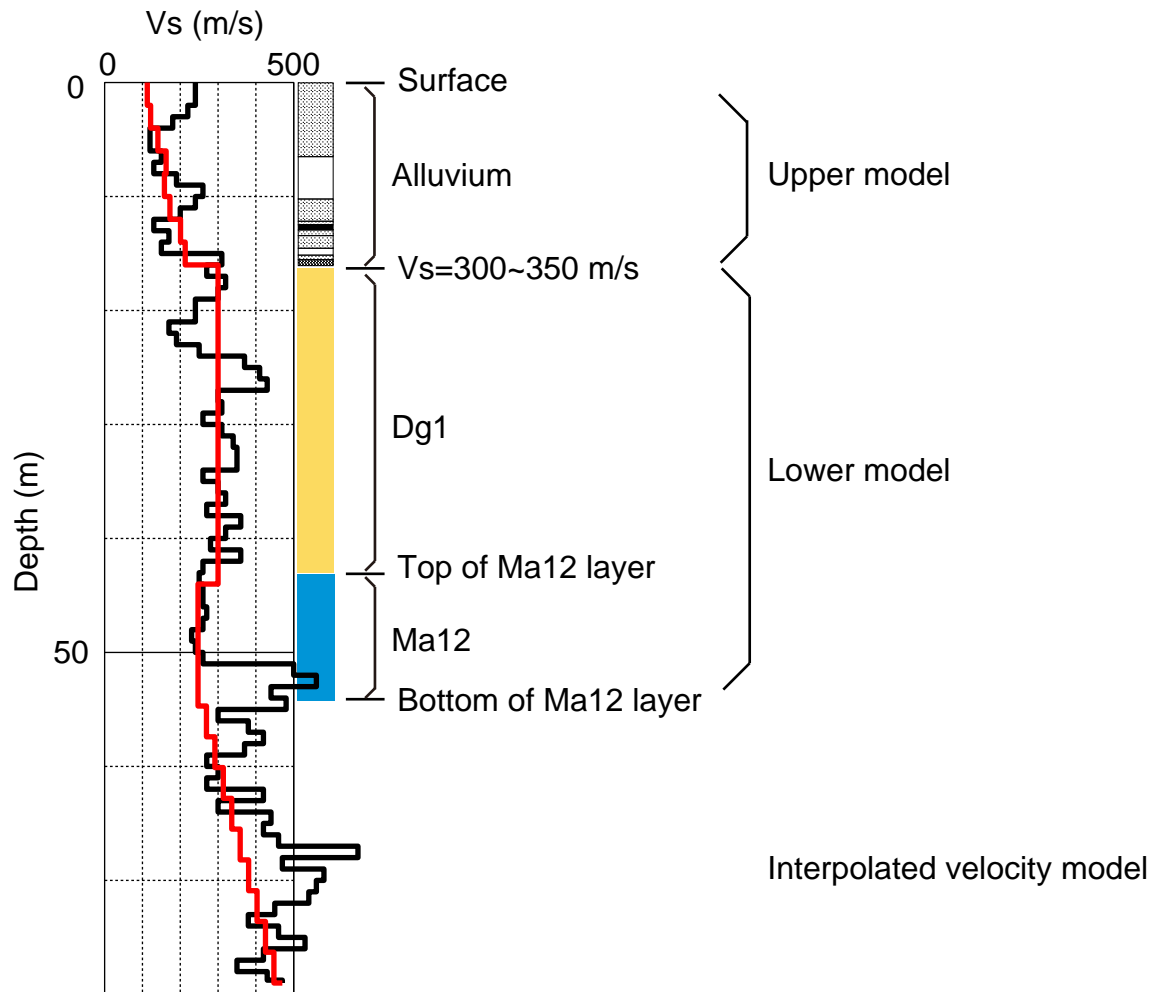


第1図. 大阪平野地下の層序の概要 (大阪湾地盤研究委員会 (2002) に加筆・修正).
Fig. 1. Geologic sections used in this study (Modified from Committee of Geotechnical Information in the Osaka bay, 2002).



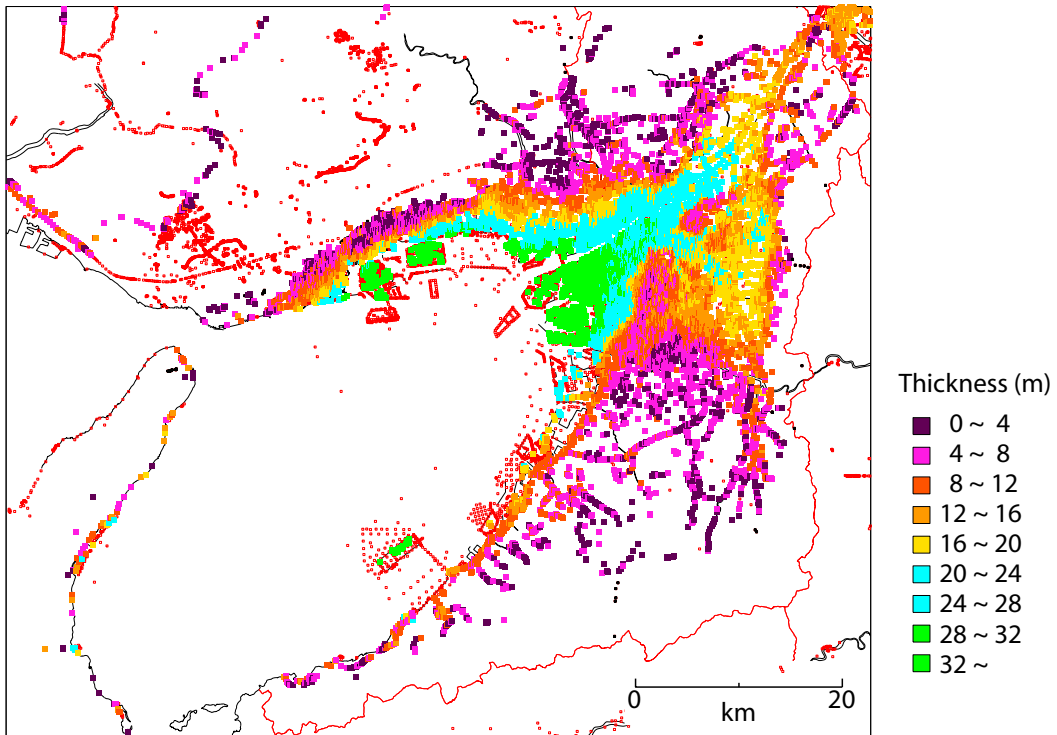
第2図. (A) 検討対象としたボーリング孔のPS検層による速度構造と、簡略化した速度構造. (B) 検討対象としたボーリング孔の位置. (C) 洪積層を簡略化した構造による増幅特性(紫)とPS検層による速度構造による増幅特性(黒)の比較. (D) 詳細な構造を組み込む厚さを変化させたときの増幅特性の比較. (A)~(D)の増幅特性において、黒はPS検層による速度構造とその増幅特性、青がDg2層~Ma11層境界以下を単純化した速度構造、赤がMa12層~Dg2層境界以下を単純化した速度構造、緑がDg1層~Ma12層境界以下を単純化した速度構造、紫が洪積層以下を単純化した速度構造モデルとそのS波増幅特性を示す.

Fig. 2. (A) Velocity structure models used for calculations of spectral ratios. (B) Locations of the boreholes used in this study. (C) Comparison of spectral ratios of S-wave amplification to incident waves calculated from the PS-logging velocity structure (black) and the structure models whose velocities below the alluvium are simplified (purple). (D) Comparison of spectral ratios of S-wave amplification to incident waves. The spectral ratios are calculated from the PS-logging structures (black) and three simplified structure models. In the (A)-(D) panels, blue lines show the structure models whose velocities below the boundary between Dg2 and Ma11 layers are simplified, red lines show the structure models whose velocities below the boundary between Ma12 and Dg2 layers are simplified, green lines show the structure models whose velocities below the boundary between Dg1 and Ma12 layers are simplified.



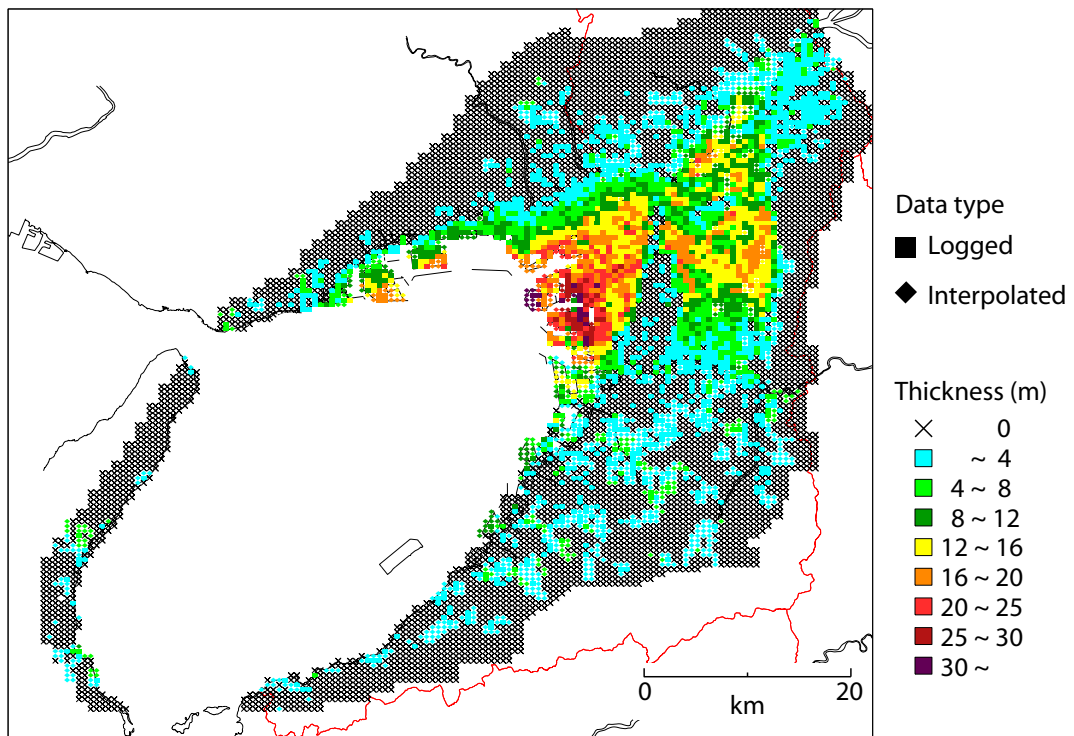
第3図. 浅層地盤構造モデルの構成. あるボーリング地点におけるPS検層によるS波速度構造(黒)と推定S波速度構造(赤), 土質, 地層, モデルの概要を示した. 土質として, 沖積層部分では2m毎に粘土(白), 砂(ハッチ), 礫(黒)が, 洪積層部分ではDg1層(黄)とMa12層(青)が示されている.

Fig. 3. Schematic diagram of the shallow sedimentary structure model. S-wave velocity structure obtained by PS-logging (black line), estimated S-wave velocity structure (red) and soil type are shown. Soil types of clay (white), sand (hatch) and gravel (solid) for alluviums and Dg1 layer (yellow) and Ma12 layer (blue) for diluviums are shown.



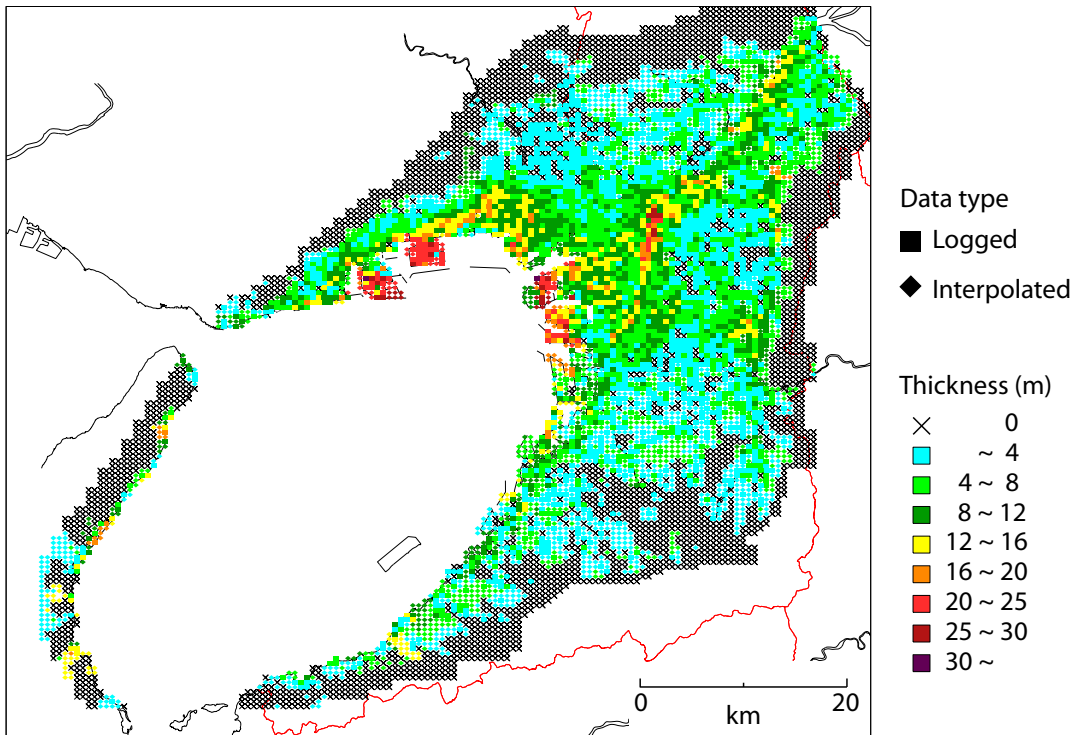
第4図. ボーリング孔の位置(赤い四角)と各地点の沖積層相当の厚さ. データは関西圏地盤情報データベースによる.

Fig. 4. Locations of boreholes and thickness of alluviums at each borehole. Data is obtained from GI-Base.

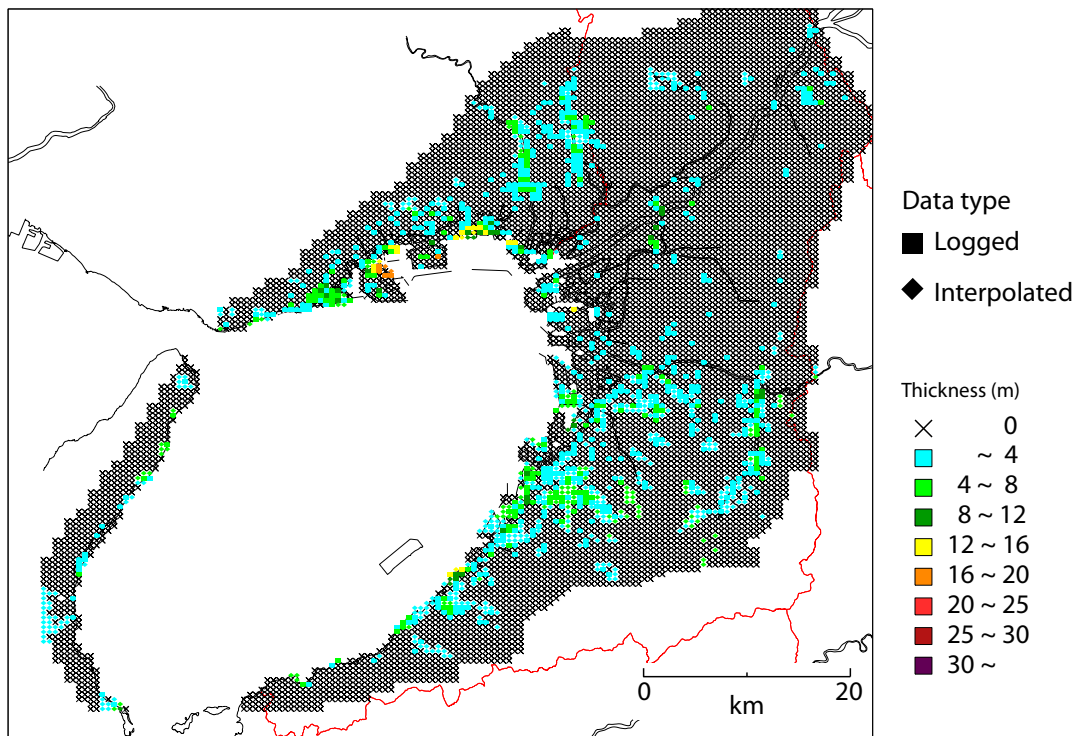


第5図. 詳細モデル化部分の粘土層の累積層厚.

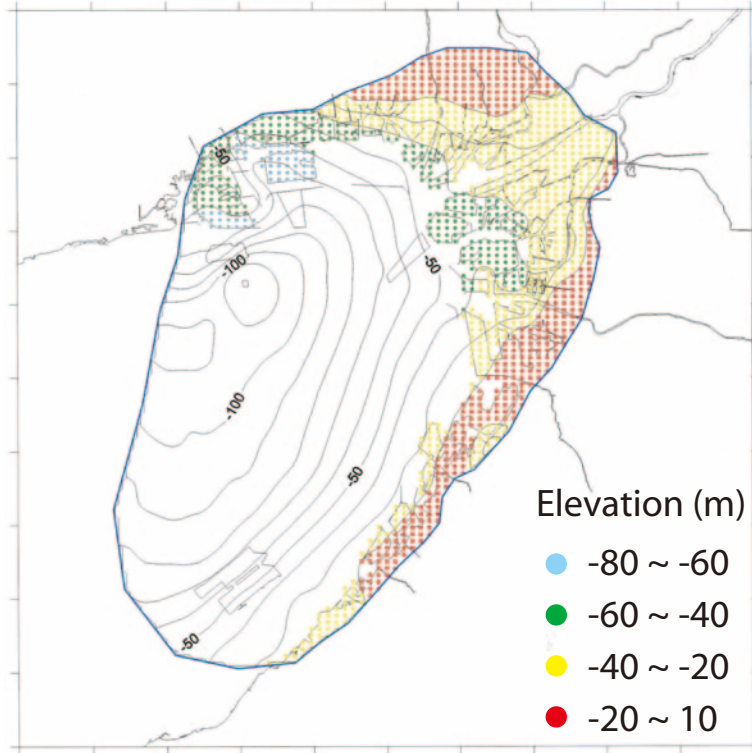
Fig. 5. Cumulative thickness of clays in the upper model.



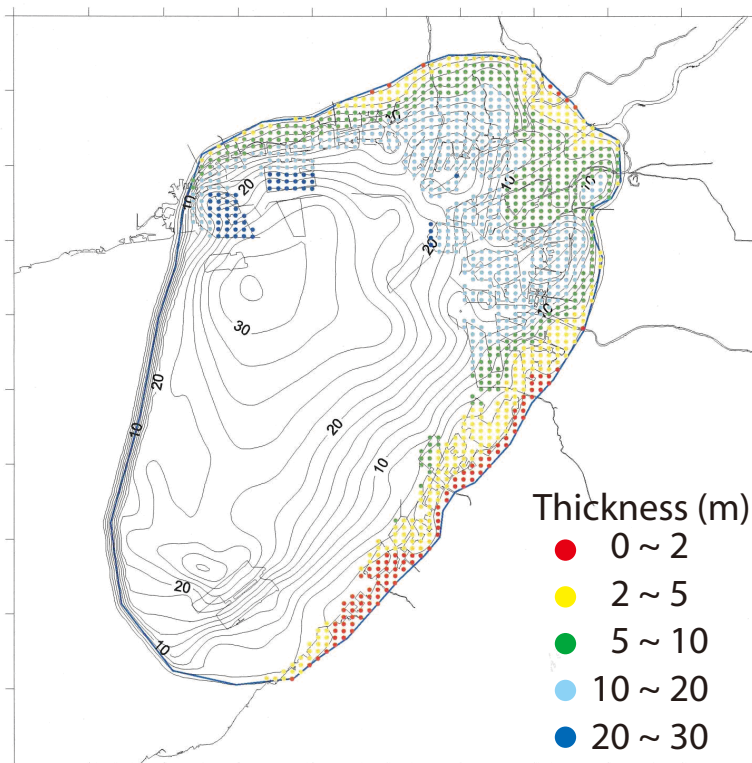
第 6 図. 詳細モデル化部分の砂層の累積層厚.
Fig. 6. Cumulative thickness of sands in the upper model.



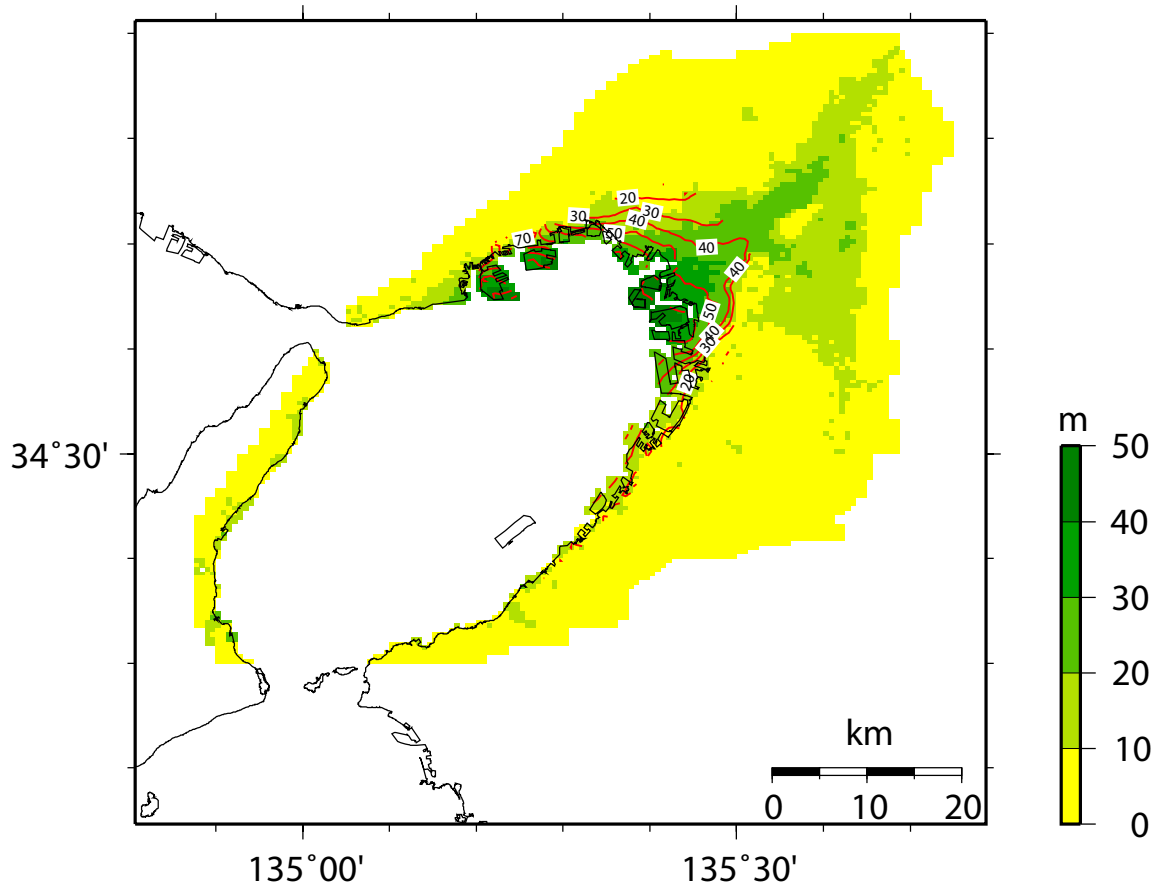
第 7 図. 詳細モデル化部分の礫層の累積層厚.
Fig. 7. Cumulative thickness of gravels in the upper model.



第8図. Ma12層の上面標高.
Fig. 8. Elevation of the upper boundary of Ma12 layer.

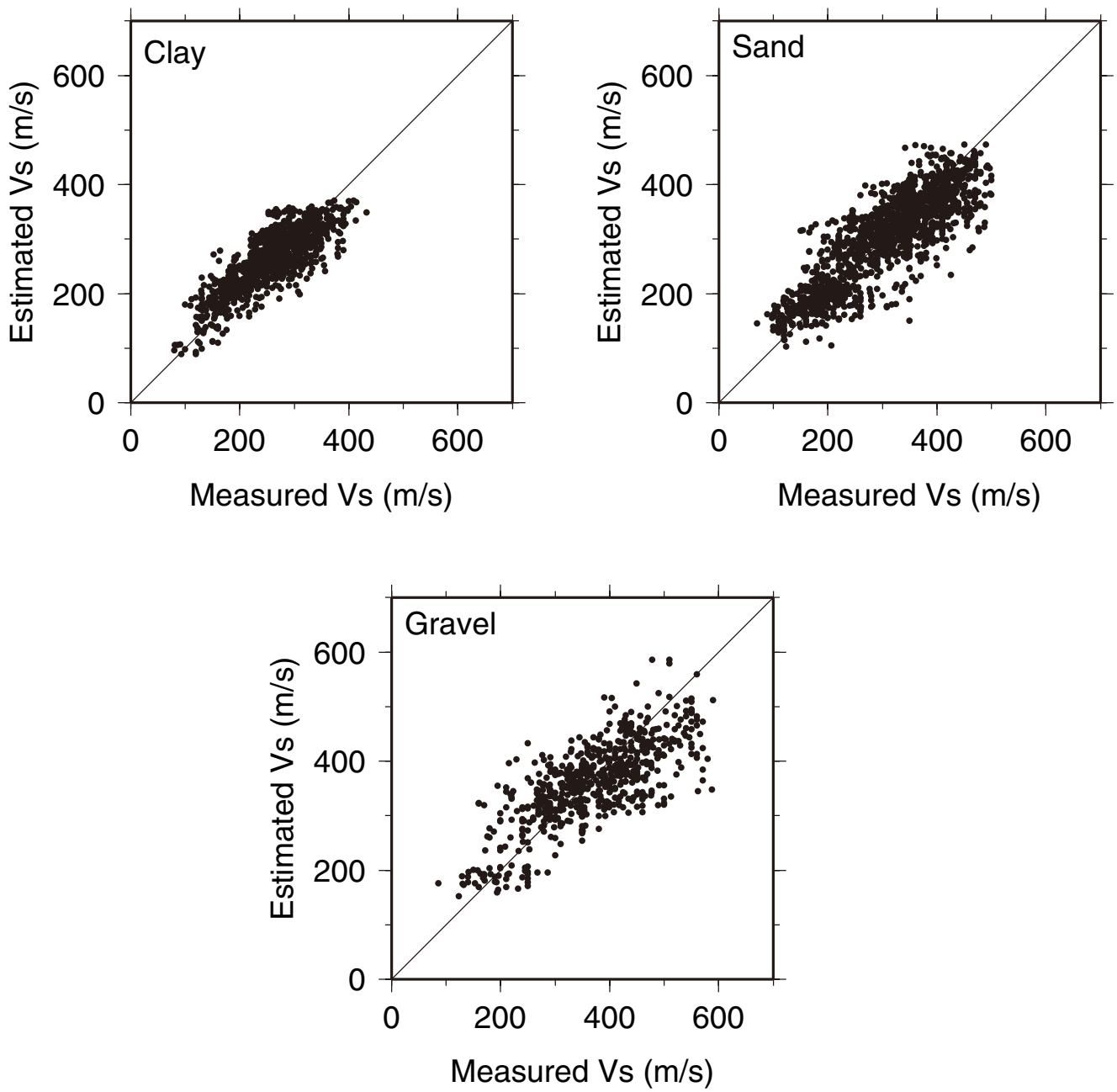


第9図. Ma12層の層厚.
Fig. 9. Thickness of Ma12 layer.

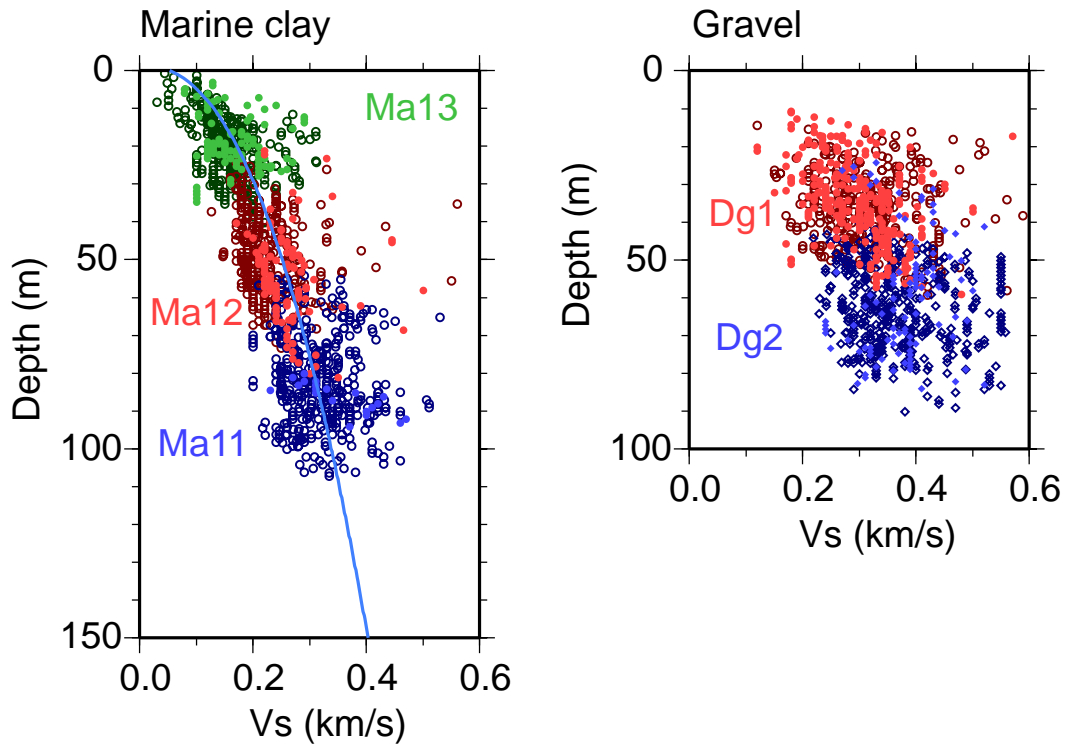


第 10 図. 構築した浅層モデルの沖積層相当層の層厚, および Ma12 層下面の深さ. 沖積層相当層のモデル (詳細モデル) の層厚を色で示し, 粗モデル (Ma12 層) の下面深度を等深度線 (単位 m) で示した.

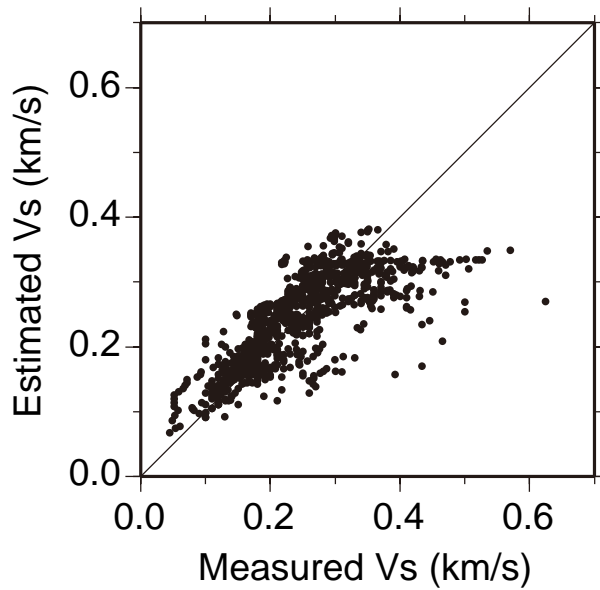
Fig. 10. Thickness of the alluvium model (indicated by colors) and the depth of the lower boundaries of Ma12 layer (indicated by contour lines).



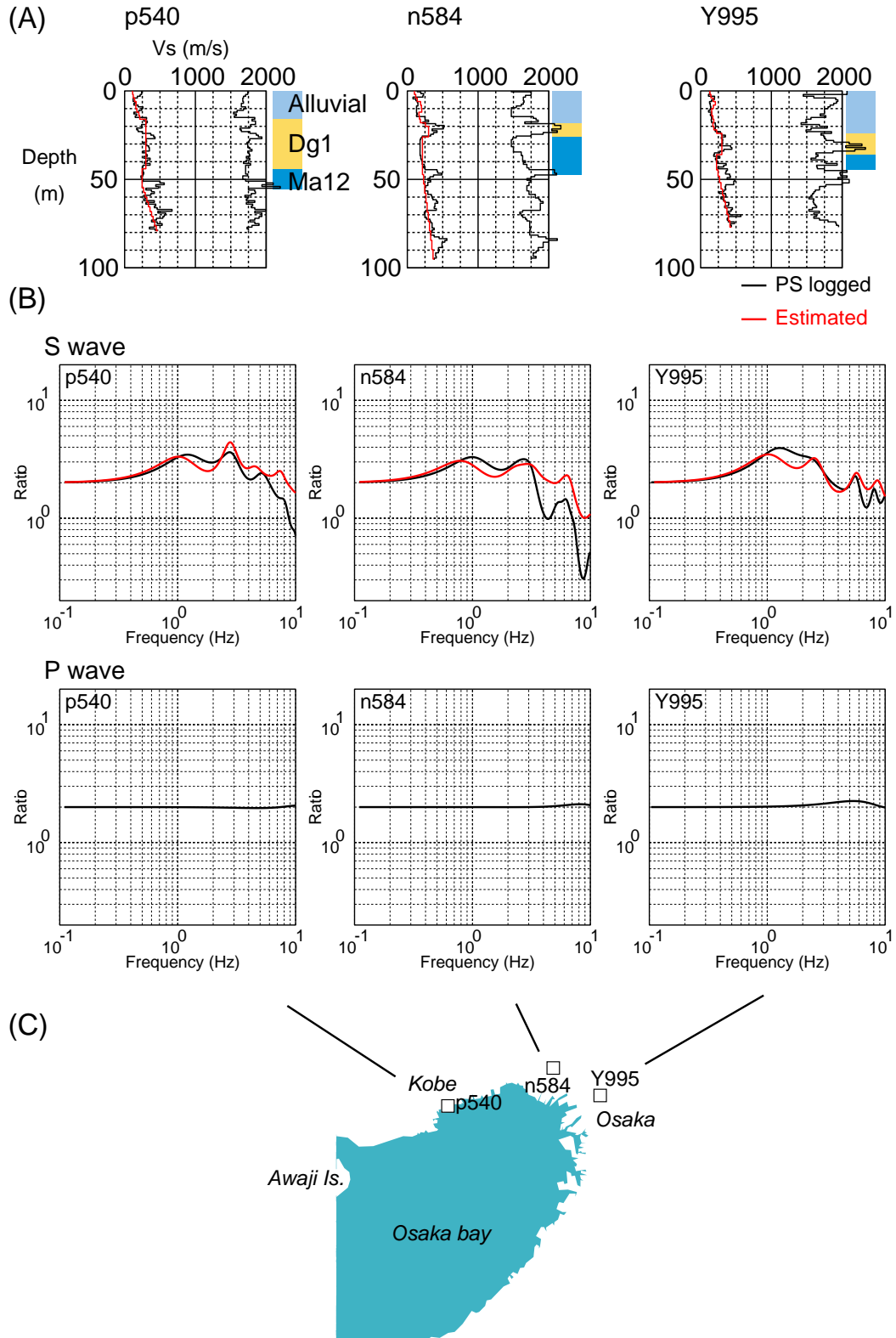
第 11 図. 土質ごとの N 値, 有効土被り圧からの S 波速度推定式による S 波速度と PS 検層による S 波速度の比較.
Fig. 11. Comparison of the measured and estimated S-wave velocities for each of soil types.



第12図. PS 検層による S 波速度と深さの関係. 関西圏地盤情報データベースのデータを利用した. 大阪府のデータは濃い色, 兵庫県は薄い色で示した. 海成粘土層については当てはめた曲線を示した.
 Fig. 12. Distribution of the S-wave velocities obtained by PS-logging as a function of depth. Thick curve shows the estimated velocity profile.

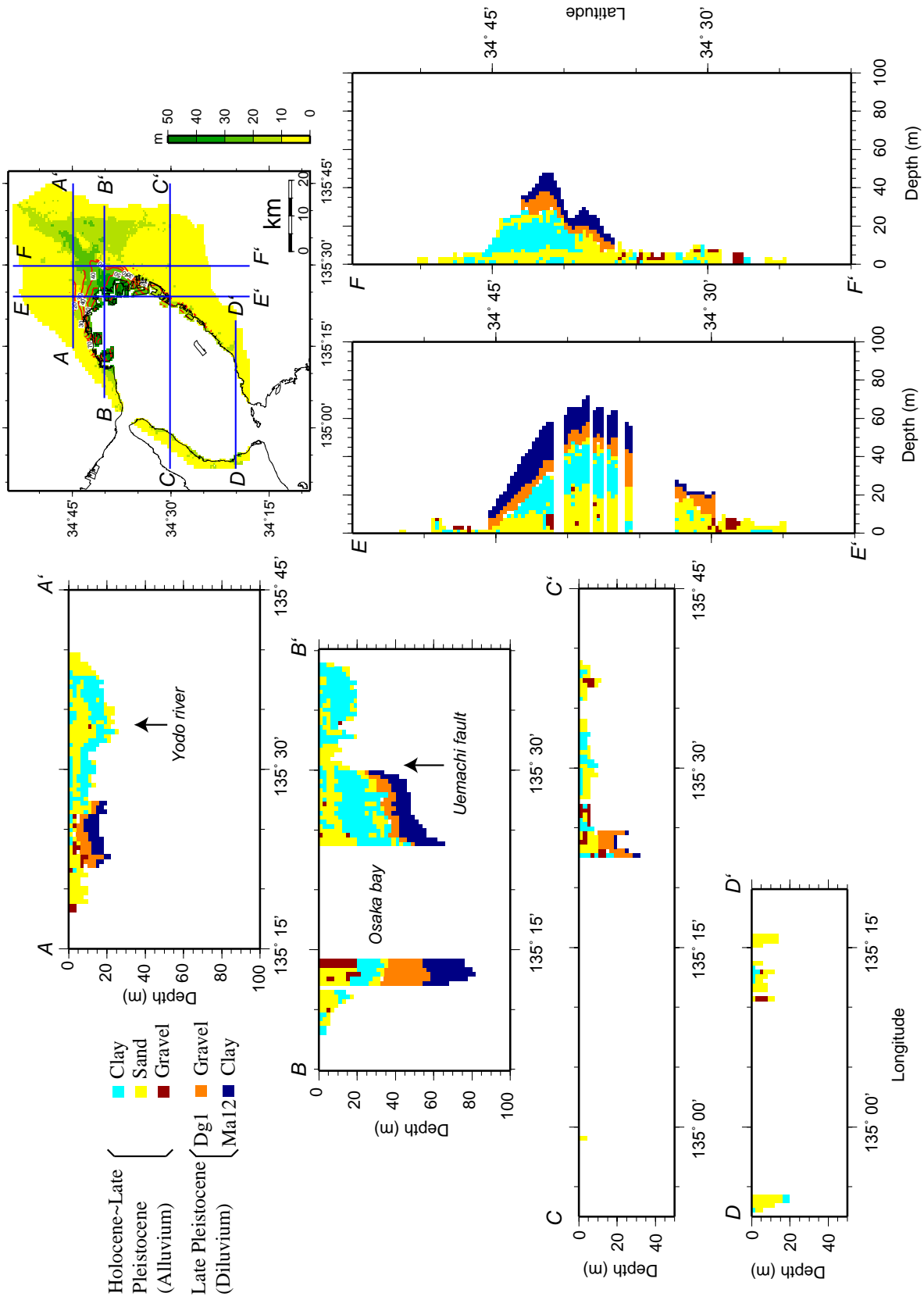


第13図. 海成粘土層 (Ma11, Ma12, Ma13) の推定 S 波速度と PS 検層による S 波速度の比較.
 Fig. 13. Comparison of the measured and estimated S-wave velocities for marine clay layers (Ma11, Ma12 and Ma13) in Osaka group.

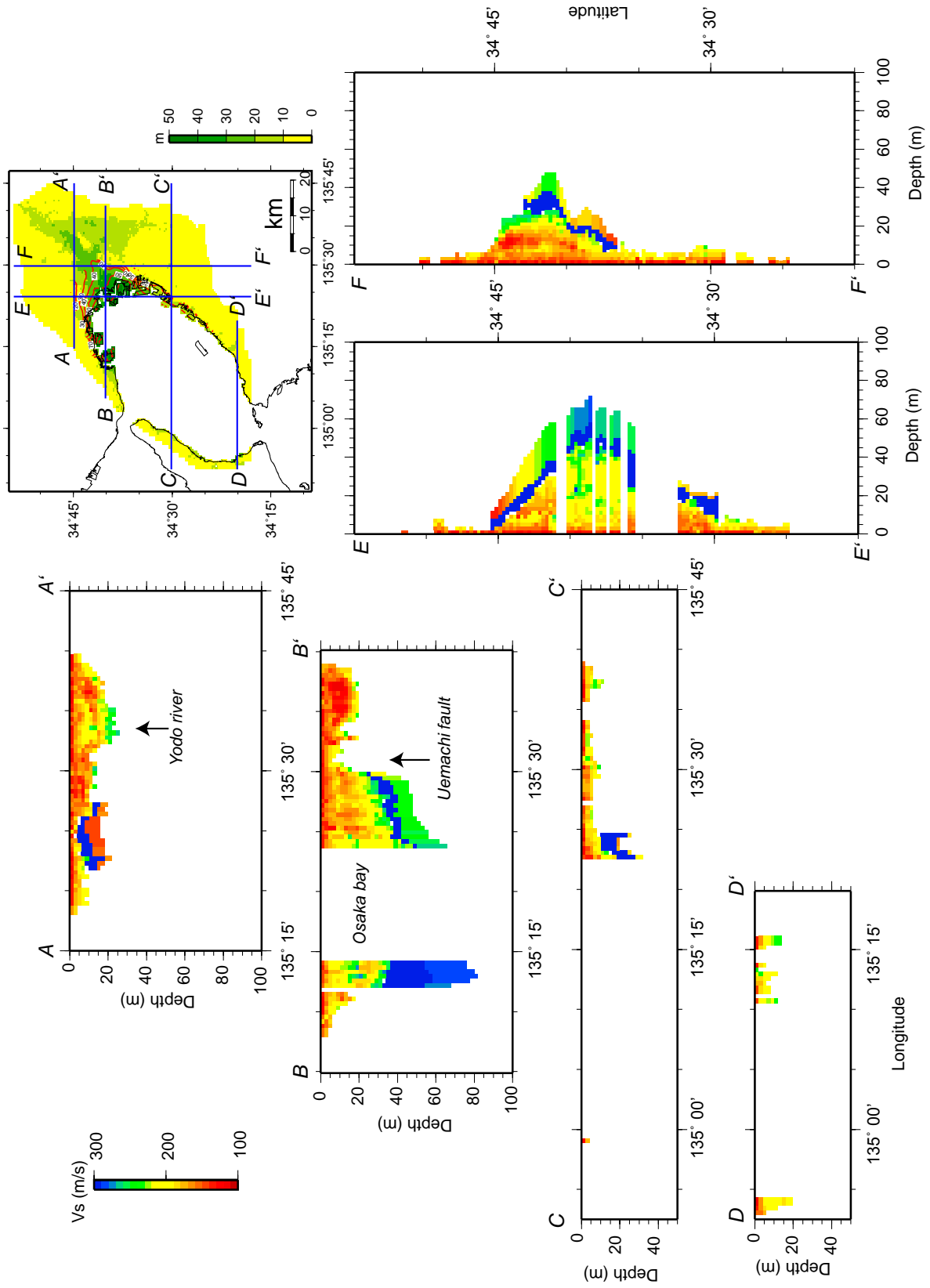


第 14 図. (A) 検証対象としたボーリング孔の検層による速度構造 (黒) と、地質検層の資料から再構成した速度構造 (赤). それぞれのボーリング孔の速度構造の横に、詳細モデル化部分を水色、Dg1 層を黄色、Ma12 層を青で示した. (B) 上記 (A) の速度構造をもとに、1 次元多重反射理論により計算した、孔底へ入射した地震動に対する地表での地震動応答スペクトル. 検層による速度構造による計算結果を黒で、再構成した速度構造による計算結果を赤で示した. P 波については、PS 検層の構造による結果のみを示した. (C) 検証対象としたボーリング孔の位置.

Fig. 14. (A) Comparison of the PS-logging and estimated velocity structures. Alluvium, Dg1 and Ma12 parts of the geological model are indicated by colors on the right side of the diagram. (B) Comparison of spectral ratios of S-wave amplification to incident waves calculated from estimated and PS-logging velocity structures. P-wave amplification calculated from PS-logging velocity structure are also shown. (C) Location of the boreholes used in this study.



第15図. 構築した土質モデルといくつかの断面。
Fig. 15. Cross sections showing the geological model.



第16図. 構築した速度構造モデルの断面.
Fig. 16. Cross sections showing the S-wave velocity distribution.