

福岡平野の警固断層と第四系の地下地質構造

Subsurface geologic structures of the Quaternary deposits underlying the Fukuoka plain, Fukuoka Prefecture, western Japan

木村克己¹・康 義英¹・花島裕樹²

Katsumi Kimura¹, Yoshihide Kou¹ and Yuki Hanashima³

¹ 地質情報研究部門 (AIST Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

² 筑波大学生命環境科学研究科 (University of Tsukuba, Graduate school of Life and Environment Sciences)

Abstract: The borehole database including about 2,395 digital borehole data have been build up for constructing the subsurface structure of the Fukuoka Plain, in corporation with local government offices and the Kyushu Ground Information Association.

The 3D geologic model of the Fukuoka Plain based on the borehole database offers a good example to display the strike-slip basin structure bounded by the Kego active fault on its southwest side. The basin is characterized by west to southwestward tilting of the basement covered by the Middle Pleistocene to Holocene deposits. The basement rocks consist of Paleogene sedimentary rocks and Cretaceous granite. The basin fills are divided into four stratigraphic units, that is, and the Nakabaru gravel member, the Suzaki member, the Aso-4 pyroclastic flow deposits, the Otsubo sand-gravel member, and the Holocene incised-valley fills (called the Chuseki-so), in ascending order.

Keywords: Fukuoka Prefecture, Fukuoka plain, Kego fault, subsurface geologic structure, Quaternary deposits, borehole data, basement, Chuseki-so, Aso-4 pyroclastic flow deposits, surface model, strike-slip basin

要 旨

ボーリングデータの解析に基づいて、警固断層とそれに伴う沈降運動に関するテクトニクスの解明に資することを目的に、福岡平野の地下地質構造図を作成し、警固断層の形状と運動像、第四系の地質構造について考察した。解析に利用したボーリングデータは2,395本であり、地質構造図としては、基盤面などの地層境界面のサーフェスマodel、層厚の等値線モデル、地質断面図、および、警固断層沿いの詳細図を作成した。第四系の層序は、下山(1989)に基づき、下位から上位へ、仲原礫層、須崎層、阿蘇-4火砕流堆積物、大坪砂礫層、沖積層に区分した。須崎層については、上方細粒化の堆積サイクルに基づいて、下部層と上部層とに細分した。

地下地質構造の解析の結果、明らかになった主な新知見はつぎのとおりである。

警固断層は北西-南東方向の1本の直線状の断層ではなく、その北端の赤坂以北では、従来の断層トレースに相当する北西-南東方向のKf1断層(1.8km長)と新規に定めた南北方向のKf2断層(1.7km長以上)とに分岐する。そして、従来断層位置が不明とされていた那珂川低地付近では、警固断層は北東

側の基盤面の凹地構造の分布域南縁を画して、左ステップに雁行状の配列をなす。これらの警固断層のベンド・ステップの形状によって発生する地域的な引張場と圧縮場は、基盤面の沈降・隆起による地質構造の変化と符合している。

警固断層の北東側に随伴する天神沈降盆は、その東縁が南北方向の住吉遷急線で画され、その北端がおおよそ赤坂、天神、呉服を結ぶラインより北において盆地底が浅くなり、沈降域が塞がれるという基盤面の形状を示す。同ラインを境に、断層・沈降の運動像に違いが認められる。すなわち、南側の沈降盆では、警固断層沿いに、須崎層~沖積層までの第四系からなる、西傾斜で最大深度55mの非対称な凹地構造をなして沈降運動が完新世まで継続している。この沈降運動は、現在の沖積面の形状にも反映されている。一方、北側では、断層運動に伴う沈降域は、須崎層ではKf2断層沿い、大坪砂礫層・沖積層ではKf1断層と御笠川河口に平行する呉服遷急線沿いで、それぞれ変位の小さい沈降域に分化している。

以上の知見に基づいて、警固断層は、沈降域の広がりに対応した断層セグメントに分割できる可能性を指摘した。

1. はじめに

福岡平野の西縁には、左横ずれ活断層である警固断層が博多湾から背振山地麓沿いに、北西-南東走向で延びている(第1図)。2005年の福岡県西方沖の地震(マグニチュード7.0)は、陸域の警固断層の北西延長上の玄海灘で発生した。地震の余震域と警固断層とは直線上にほぼ連続していることから、地震調査研究推進本部(2007)により、一連の活断層帯として警固断層帯と名付けられ、警固断層は同断層帯の南東部にあたるとされた。警固断層の最新活動期は陸域でのトレンチ調査および海域でのボーリング調査に基づいて、約4300年前~約3400年前、平均活動間隔は3100~5500年の可能性があると考えられ、今後30年の間に地震が発生する確率は、0.3~6%と日本の活断層の中でも高い評価がなされている(地震調査研究推進本部, 2007)。しかし、警固断層については、一つのセグメントとしてよいかどうかも含めて、その活動性を判断する上で、つぎのような、今後の研究調査が必要な未解決な課題が残されている。第一に、那珂川低地を横断する付近では断層トレースが不明瞭であり(千田ほか, 1996)、鬼子(1996)、警固断層調査検討委員会(2008)によってその北端の福岡市赤坂以北の臨海域では、断層トレースが複数に別れることも指摘されている。第二に、警固断層に伴って、福岡市の中心部に最大50m以上の沈降を示す天神凹地が伏在する一方、基盤面標高の落差が認められない地域が存在する(福岡地盤図作成グループ, 1981)など、断層沿いにおける垂直変位の変化が大きい。しかし、その実態の詳細や断層の活動性との関係が明らかにされていない。第三に、警固断層の最新活動期では、福岡市中央区の浜の町公園で実施したトレンチ調査の結果は、8000年以降の活動はないとの結論が示されており、最新活動期が4300年前以後と評価されている内陸での上大利地点のトレンチ調査(宮下ほか, 2007)と異なる結果となっている(警固断層調査検討委員会, 2008)。

本報告では、福岡平野において(第1図、第1表の範囲)、上記の未解決な課題に資することを目標に、平野の浅部地盤の地質構造と警固断層の地表トレースに関わる地質地盤図として、主に既存の建築・土木事業に伴うボーリングデータに基づいて、地質断面図と地層境界面のサーフェスマデルを構築し、警固断層とそれに随伴する沈降盆の地質構造とその運動像について考察した。

2. 福岡平野の地形・地質概説

2.1 地形

調査地域の地質図と地形段彩図を第1図と2図にそれぞれ示す。なお、本報告の記述では、福岡市内

の地名は市区名を略し、各図中に表示した町名で表現する。

福岡平野は博多湾に面しており、海岸線から内陸4~6kmまで標高2~12mの沖積低地が広がり、標高8mまでの微高地をなす最大幅1.4kmの浜堤(箱崎砂丘:下山, 1989)が埋め立て地の内陸側に弧状をなして分布している。福岡平野を流れる主要な河川には、那珂川、御笠川、多々良川があり、多々良川の支流には宇美川、須恵川がある。福岡平野は臨海部から河川上流の山麓までの距離が短く、これらの河川の勾配は急である。沖積低地では、標高5m程を境に、それより低地側では砂丘を除いて、勾配0.5‰程であるが、以高では、勾配2~4‰となる。標高5m以下の勾配の緩やかな沖積平坦面の広がりには、御笠川以東では後述する完新世の最大海進時の海成層の分布域にほぼ一致している。一方、御笠川以西の那珂川の低地域では、赤坂から天神付近の砂丘域までしか海成層が分布しておらず、勾配の緩やかな沖積平坦面はさらに2kmほど上流まで広がっている。

平野南西縁には、警固断層が通り、その南西側には最高標高100.4mの起伏の緩やかな鴻巣山とその南に隣接して七隈台地が位置する。鴻巣山南東部の緩斜面および七隈台地の平坦面には、段丘堆積物が分布している(唐木田ほか, 1994)。平野の東方から北方には、三郡山地が広がり、その山麓付近には中位・低位段丘が分布する。那珂川と御笠川間には、阿蘇-4火砕流堆積物で構成される標高8~18mの台地(以降、阿蘇-4台地と呼ぶ)が位置しており、その先端はJR博多駅近くまで達する。この台地には、基盤岩(古第三紀層・花崗岩)がわずかに露出する残丘が2箇所認められる。また、同台地は開析され、谷底低地や低位段丘が形成されている。

2.2 地質

基盤岩類

福岡平野周辺の山地・丘陵は、主に古第三紀層と白亜紀花崗岩類から構成され、これらの岩石は、平野地下において第四系堆積物の基盤をなしている。

白亜紀花崗岩類は、唐木田ほか(1994)に基づく、西南日本内帯の領家帯・山陽帯の花崗岩類の西方延長部にあたるとされ、多くのK-Ar年代は白亜紀後期を示す。花崗岩類は主にトータル岩-花崗閃緑岩と花崗岩からなる。本地域に分布する花崗岩類は、早良花崗岩であり、岩質は中-粗粒黒雲母花崗岩である。花崗岩は古第三系に不整合で覆われるが、断層で接していることが多い。

古第三紀層は、唐木田ほか(1994)に基づく、北西-南東走向の多数の断層によって切られており、そのうち、月隈断層ないし石堂-海の中道断層を境に、東部の粕屋炭田と西部の福岡炭田の両地域に2分される。警固断層の南西側の鴻巣山に露出す

る古第三紀層は、始新統中～上部から漸新統相当層からなり、西ないし北西に10～20度の傾斜を示し、最上部の姪浜層は調査地域西方の西区愛宕山周辺に分布している(唐木田ほか, 1994)。一方、浦田(1958)、山崎ほか(1958)は、福岡炭田域の東端付近(福岡市中央区天神：岩田屋デパート；第10図の地点6)で採取されたボーリングコア試料から姪浜層を構成する含海緑石砂岩を発見したことから、その構造的変位をもたらした断層(那の津断層)をその地点の東側に推定した。

第四系

これまでの福岡平野における第四系の主な層序研究には、福岡地盤図作成グループ(1981)と下山(1989)がある(第3図)。

福岡地盤図作成グループ(1981)は陸域の地質だけでなく、大量のボーリングコアと柱状図資料に基づいて、詳細な地盤図を作成し、第四系の層序について、下位から上位へ、金武礫層、博多粘土層、荒江層、中洲層と細分している(第3図)。金武礫層は高位面の侵食面を覆い、かつくさり礫層を主構成物とし、基質が赤色土化した砂礫層からなるとした。そして、同層は地下では、基盤面標高が周囲より低い天神凹地の西向きの斜面上に、標高-10～-40m間に分布することを地質断面図で表現した。博多粘土層については、地表では中位面を構成する堆積物であるとし、粘土層が卓越する上部層と砂礫・砂に富む下部層に2分した。地質時代の指標となる化石では、那の津埠頭で採取したボーリングコア試料から、同層上部層の泥層(深度9～10.5m)から最終間氷期の温暖時期を示す花粉化石群集と海生のプランクトン化石の産出を、その直下の下部層の泥層(深度14.5～17m)からは寒冷期の花粉化石の産出を報告している。地質時代について、花粉化石とその層位に基づき、上部層は最終間氷期に、下部層はその前の氷期にそれぞれあたると推定した。荒江層は阿蘇-4火砕流堆積物(当時は3万年前頃と推定されていた)を挟む最終氷期の堆積物、中洲層は沖積層にそれぞれ対比されている。

一方、下山(1989)は、有明海研究グループ(1965)の海成段丘区分との対比に基づき、平野域の段丘面を中位段丘上位面、中位段丘下位面、低位段丘とに区分し、それぞれを構成する地層を仲原礫層、須崎層、大坪砂礫層と命名・定義した(第3図)。

地質時代については、段丘面の対比と阿蘇-4火砕流堆積物との関係から、仲原礫層は最終間氷期以前、須崎層は最終間氷期とその前後頃、大坪砂礫層は阿蘇-4火砕流堆積物の堆積後とそれぞれ推定されている。阿蘇-4火砕流の噴出年代は複数の年代測定法により8.5～8.9万年前を示す(町田・新井, 2003)。大坪砂礫層は、阿蘇-4火砕流堆積物の上に侵食面を介して本層が重なることから阿蘇-4火砕

流堆積物の噴出後で、かつ、大坪面には1万年前～2.2万年前頃と推定される旧石器がしばしば産出することから、その年代以前であると考えられている。沖積層は得られた放射性炭素年代により、そのほとんどが完新世とされている(第3図)。

第四系堆積物の特徴は、下山(1989)によれば、下記のとおりである。

仲原礫層は、中位段丘面上位面を構成し、台地上で数m、平野の地下では10～20mの厚さであり、主に風化・変質が強い粘土混じり砂礫からなる。特に、地表付近の礫層は強く風化しくさり礫状を呈する。福岡市粕屋町に模式的に発達する。

須崎層は陸成層であり、地表では中位段丘下位面の礫層を構成し、平野地下では、固結粘土層と淘汰の悪い粗粒砂層の互層からなる。福岡市内の須崎町の地下(深度10～20m)、および中位段丘下位面分布域の那珂川町南面利が模式地とされている。本層は本調査地域に隣接する福岡市中央区福浜および地行の地下に伏在する厚さ約15mの海成の地行泥層と指交関係にあり、海の中道付近には、同時異相の海成の奈多砂層が分布する(第3図)。

阿蘇-4火砕流堆積物は、軽石質火山灰からなり、すべて非溶結で、博多駅南から須玖では、厚さ数mから10m程度とされている。

大坪砂礫層は厚さ数mで、低位段丘面(大坪面)を構成する。模式地は福岡県筑紫郡那珂川町大坪付近に設定されている。

沖積層は、分布地域と堆積環境に応じて、内湾性の泥が卓越する博多湾シルト層、海浜砂と風成砂からなる箱崎砂層と海の中道砂層、陸成から汽水成の砂泥にあたる住吉層に細分されている。

本報告では、第四系の層序区分と地層名については、下山(1989)に基づく。なお、須崎層については、岩相層序の上方細粒化サイクルに基づき上部層と下部層に2分した。沖積層は、最終氷期最盛期頃までの低海水準期に形成された開析谷地形をその後の海水準上昇・高海水準期にかけて充填した堆積物(例えば、斎藤, 2003)として、本報告では部層区分をせずに一括する(第3図)。

地質構造

本地域において、第四紀の地殻変動を示す主な地質構造には、警固断層とそれに伴う天神凹地(福岡地盤図作成グループ, 1981)などの沈降域がある。その他、第四紀に活動したかどうかは不明であるが、花崗岩類・古第三紀層の基盤岩を切る主な断層として、西から、那の津断層、石堂一海の中道断層、月限断層の存在が知られている(第1, 2図；福岡地盤図作成グループ, 1981；唐木田ほか, 1994)。那の津断層および陸域の石堂一海の中道断層は、福岡地盤図作成グループ(1981)のFII, FIVにそれぞれほぼ対応する。

警固断層は、北西－南東方向に延長する全長55kmの活断層帯である警固断層帯の南東部にあたり、その断層トレースは北端の博多湾から福岡市を通過して筑紫野市までの全長約27kmである。そして、主に左横ずれ変位を示し、南西側隆起成分の縦ずれを伴う（地震調査研究推進本部、2007）。

警固断層の位置は、ボーリングデータに基づく基盤面標高と地形的リニアメントの両指標で定められており、千田ほか（1996）、福岡県（1996）によれば、高宮から海岸線までの間では地形的リニアメントが明瞭ではなく、基盤面標高が急変する位置によって、高宮～向野間、および横手南以南では、沖積面の小さい段差を示す地形的リニアメントによって、それぞれ断層位置が定められている。一方、警固断層が那珂川低地を横断する付近では断層位置が特定されていない。

警固断層を横断する地質断面図としては、鬼木（1996）は、海岸線付近の荒津域の福岡都市高速道路1号線沿い、赤坂駅付近の福岡市営地下鉄1号線沿い、薬院駅付近の福岡市営地下鉄3号線沿い、そして、福岡市断層調査研究会（1997, 1998, 2001）および下山ほか（2005）は、薬院附近の福岡市営地下鉄3号線沿いについて、それぞれ公表している。いずれの地質断面図も、高角度の警固断層を挟んで北東側の基盤面が低下し、断層方向へ傾動している特徴を示す。

博多湾の海域については、音波探査断面によって、基盤面、更新統から沖積層の音響境界面の断層運動に伴う傾動構造がイメージされている（岩淵ほか、1998；岡村ほか、2009）。このような傾動は横ずれ断層に伴う沈降運動を反映したものと解釈されている。

警固断層の断面形状について、福岡市断層調査研究会（1997, 1998）、下山ほか（2005）は、福岡市中央区薬院におけるボーリング調査に基づいて、警固断層の断層面は深部ではほぼ垂直で浅部でやや西傾斜となる逆断層の形状を示し、浅部では2本の断層に分岐すること、警固断層から約幅20mまでの断層下盤において、標高-30m以深の須崎層では、層理面は剪断変形を受け、最大70°まで傾斜していること、基盤面も最深部で-85mに達する溝状の凹地をなすことを明らかにしている。

那の津断層および陸域の石堂－海の中道断層は平野地下に伏在しているが、その地表のトレースは、福岡地盤図作成グループ（1981）によって、多数のボーリングデータに基づいて花崗岩と古第三紀層との平面的なずれから定められた。

天神凹地については、ボーリング柱状図資料に基づいて、赤坂－高宮－石城町をつなぐ三角形の基盤面の凹構造であることが明らかにされている（福岡地盤図作成グループ、1981）。同グループは、この凹地の出口を塞ぐ位置に東西にのびる尾根状の基盤

岩の高まりが存在することから、凹地は侵食による谷地形ではなく、警固断層の活動に関連して発生した地盤の傾動による地質構造であるとした。なお、本報告では天神凹地が堆積盆であることから、天神沈降盆と呼称する。

また、本報告では、天神凹地の東縁を画する住吉遷急線（新称）を始めとする遷急線を認定した（第2図）。遷急線は地形面の傾斜に対する用語だが、本報告では基盤面標高の急変する位置を示す用語として用いることとする。

3. 研究手法

地下地質構造の解析の基本データとして、建築・土木事業のボーリング調査（標準貫入試験）で作成されるボーリングデータを利用する。以降、ボーリングデータと呼ぶとき、特に断らない限り、これらを指すものとする。主要な地盤の情報として、岩相（土質）とN値（標準貫入試験値）の柱状図と個々の岩相についての観察記載が得られる。そのため、研究手法の核となるのは、ボーリングデータの整備・標準化、およびその解析・計算処理法である。

3.1 ボーリングデータベース整備と標準化

九州地方整備局、福岡県、福岡市、九州地盤情報システム協議会の協力を得て、ボーリング柱状図資料を収集・整理し、有用なデータについては、国土交通省の土質・地質調査成果電子納品要領のボーリング交換用データ（ver.2.10）の形式・基準にしたがって、電子化し、品質確認を行って形式を整えた（木村ほか、2011）。今回、福岡平野のサーフェスモデル作成に利用したボーリングデータ数は2,395点である。その出典別の内訳は、九州地盤情報共有データベース2005・2012の数値ファイル（地盤工学会九州支部・九州地盤情報システム協議会、2005, 2012）1,907点、福岡市地盤図の簡易柱状図資料（福岡市地盤図作成委員会、1981）252点、福岡地盤図（南部編）の簡易柱状図資料（福岡地盤図作成グループ、1992）159点、福岡市市民局の警固断層調査ボーリング資料（福岡市断層調査研究会、1997, 1998）4点、松下ほか（1971）の温泉ボーリング柱状図3点、九州地盤情報システム協議会提供の数値ファイル70点である。

付録1に、サーフェスモデル作成に利用したボーリングデータの名称、出典および元データの名称、属性情報として、緯度・経度、孔口標高、掘進長、各地層境界標高などを整理しとりまとめた。元データにおいて、孔口標高が不明ないし仮基準点からの標高値である場合は、一般に、国土地理院の数値地図5mメッシュ（標高）（以下、5mDEM）により標高値を定めた。また、ボーリング柱状図の孔口標高は、仮基準点と明示していない場合でも、東京湾平

均海面 (T.P.) 準拠の値かどうか不明な場合が少なくなかった。そこで、国土地理院の 5mDEM の地表面標高を基準にし、2m 以上異なり、周囲のボーリングデータと比較して土質区間の標高に有意な差が認められる場合は、その標高値は適切でないと判断し、5mDEM の標高値、または、その標高値も厚い盛土や土地改変などの影響を考慮して適切でないと判断できた数例については、隣接するボーリングデータの孔口標高値を参照して修正した。付録 1 のリストにはこれらの標高値の修正内容も記録した。

収集したボーリング柱状図に表示されている土質名は、ボーリング交換用データの土質名基準にしたがっていないものが少なくない。特に昭和期に作成されたボーリング柱状図については、その基準が未整備であったこともあって、基準に沿っていない土質名が使われていることが多く、後述する地質断面図の作成作業において、土質が表示されないなどの不具合も生じる。そこで「ボーリング柱状図土質名変換システム」(木村, 2011) を使用し、個々のボーリングデータの土質名称をボーリング交換用データの基準にしたがって変換し、土質コードを付与した。ボーリングデータでは岩相を土質と呼び、泥層は粘土、粘性土、シルトとそれぞれ粒度に応じた名称が使われている。本報告では岩相と土質の両名称ともに必要に応じて使用する。一方、地質モデルを作成するためには、土質名称を簡略化し集約する必要がある。そこで、第 2 表に示すとおり、ユーザー定義によって土質を、砂礫、砂、礫混り砂、粘性土 (泥と等しい)、礫混り粘性土、砂質粘性土・シルト質砂 (砂と粘性土との中間となる粒度の岩相。以後、砂泥と呼称する)、礫混り砂泥、有機質土、火山灰、花崗岩、堆積岩類、風化岩など、人工土の 13 に細分した。既存土質名称の細分にあたっては、砂からシルト・粘土で構成される土質は、その割合により 3 つの区分に集約した。例えば、「シルト混り砂」は「砂」、「シルト質砂」は「砂泥」、「砂混りシルト」は「シルト」にそれぞれ区分される。礫混りの場合は「礫混り～」と区分し、礫質～砂礫とある場合は「砂礫」と一括した。また、火山灰や有機質土に相当する場合は、優先的にその区分へ振り分けた。人工土には地表面近くの表土も含む。本報告で説明する地質断面図に表示されるボーリング柱状図の土質はすべてユーザー定義土質名称を使用している。

3.2 ボーリングデータにおける地層区分の基準

ボーリングデータは地質学的な情報が乏しいため、層序境界を定め、側方に追跡・対比する場合には、地域において層序の基準となるボーリング調査が不可欠である。しかし、福岡平野においては、そのような基準となる地下地質情報が少なく、存在するものでも臨海域に限られている。そして、地表に露出する露頭も乏しく、段丘堆積物でも阿蘇-4 火

砕流堆積物を除くと、その地質年代は明らかになっていない。そこで、本報告では、以下の点に留意して、広域的な地層対比に努めた。

阿蘇-4 火砕流堆積物の追跡・対比

地表の阿蘇-4 火砕流堆積物とそれに連続する火山灰の分布について、岩相、第四系層序とその対比に留意して、ボーリングデータに基づいて追跡・対比した。その結果得られた堆積物の確認地点とその基底面標高に基づいて、その詳細は後述する通り、阿蘇-4 火砕流堆積物基底面のサーフェスマデルを作成した。本火山灰以外では、時代は未詳であるが、後述するとおり、2m 以上の厚層をなすテフラが須崎層下部層に比較的多く挟まれる。

段丘面の設定

段丘面区分とその対比に関わる地形情報はボーリングデータにおける地層区分と対比において大変有用である。特に、礫質な岩相が卓越する那珂川などの河川中・上流域では、沖積層と大坪砂礫層ともに、礫質であり、岩相や N 値の情報だけでは地層区分は不明瞭になりやすい。低位段丘と沖積低地の地形面区分が利用できれば、層序区分が難しい地域について、有用な区分基準となる。

既存の段丘面区分 (浦田, 1962; 唐木田ほか, 1994) は地形面の特徴に基づく記載がほとんどであったため、本報告では、国土地理院の 5mDEM による地形面解析、ボーリングデータによる岩相とその側方変化、阿蘇-4 火砕流堆積物との層序関係、同堆積物が構成する台地面や現世河川の沖積低地の分布を検討することで、那珂川・御笠川流域の段丘面の分布を新たに定めた。従来、那珂川の中流域では、唐木田ほか (1994) において中位段丘面と低位段丘面が設定されていた。そのうち、阿蘇-4 台地周辺における中位段丘については、今回のボーリングデータに基づく地層対比の結果、段丘堆積物は須崎層 (下山, 1989) ではなく、大坪砂礫層であることが判明したため、低位段丘にあたりと判断した。低位段丘面の輪郭については、5mDEM の地形面 (第 2 図) および傾斜分布図から、段丘面とそれを下刻する沖積低地面とを識別し、その輪郭を設定した。

堆積サイクルの認定と岩相変化

ボーリングデータにおいて、岩相の上方細粒化ないし粗粒化の垂直変化は、土質名と N 値の変化から読み取ることが比較的容易であるため (地盤工学会 N 値と $c \cdot \phi$ の活用法編集委員会, 1998)、層序区分・対比の指標として有用である。本報告では、第四系の須崎層下部層・上部層、大坪砂礫層の地層区分・対比において、上方細粒化を示す岩相の垂直変化に着目した。

第 4 図に 2 本のボーリング柱状図の事例を示す。

両者とも、後述する第 10 図の C-C' 断面に投影されている。岩相の上方細粒化の認定で留意した点はずの 4 点である。

①上方細粒化の岩相変化にはいくつかの異なるオーダーに区別できるが、そのうち、厚さ 5～20m ほどの部層オーダーに着目した。側方に追跡可能な砂・礫混じり砂・礫の粗粒相とその上位の泥層が卓越する細粒相との組み合わせである。第 4 図の須崎層下部層・上部層の岩相層序はその事例である。細粒相はしばしば砂・砂泥・泥が互層状に繰り返し、粗粒相でも砂礫・砂の繰り返しが認められるが、これらは小規模なオーダーの垂直変化として区別した。

②断面図において、上方細粒化サイクルの粗粒相基底面の地層境界線は下に凸の形状を示し、直下の細粒相が欠如ないし厚さが減少し侵食を示唆する場合がある。

③福岡平野の第四系は、狭い分布面積にもかかわらず、現在の山地が海岸近くに迫った沿岸域の平野環境であることを反映して、扇状地性から蛇行河川環境、沖積層ではさらに海成環境までを含み、岩相変化に富む。海成層では、海進期の上方細粒化、海退期の上方粗粒化の岩相変化を示す。そして、多々良川、御笠川、那珂川それぞれの堆積場の違いと粒度変化が認められる。

④ボーリングデータの岩相区分とその区間の精度はその調査者によるばらつきがあり、出典が柱状図資料集（福岡市地盤図や福岡地盤図（南部編））の場合はその元データが編集され簡略化や編集時の誤謬が含まれる可能性がある。

3.3 地質断面図の作成

ボーリング柱状図解析システム（木村，2011）を用いて、設定した断面線に 100～200m 幅でその範囲に含まれるボーリング柱状図を直交する方向に投影して作業用の地質断面図を作成した。東西方向の断面図 30 枚によってすべてのボーリング柱状図を投影するとともに、地質構造や地層の対比を考慮して、北東-南西断面（警固断層に直交方向）14 枚、北西-南東断面（警固断層に平行）10 枚、丘陵・山地域の谷底低地沿いの断面 6 枚をそれぞれ作成した。

なお、断面図の投影幅については、断面線からボーリング柱状図の位置が離れる程、地質構造や岩相が変化する可能性が大きくなり、一方、投影される柱状図数の確保には投影幅を大きくすることが必要になる。上記の投影幅は、それぞれの断面線における地質構造・岩相変化とデータ数に基づいて判断したものである。

平野地下の地質構造を示す代表的な地質断面図を第 8～18 図に、各断面線の緯度・経度および投影幅を第 3 表にそれぞれ示す。これらの地質断面図は、

ボーリング柱状図解析システムで作成したものをメタファイル形式でエクスポートし、それを画像編集ソフトに取り込み、地層境界線などの必要な情報を追記・編纂して作成したものである。各断面図には以下の情報が表現されている。

投影された柱状図の情報として、土質、N 値の垂直分布、および貝殻の含有が表現されている。土質は先に述べたユーザー定義による土質区分によって、N 値は 0～50 までの数値と 50 以上の場合は 50< の記号が柱状図右横に表示されている。貝殻の含有は各土質に関する観察記事から抽出した。

地形面の断面形状は、国土地理院の 5mDEM から作成した 10m メッシュのサーフェスモデルに基づいて表示した。なお、海岸線や河川、および水面標高については形状が適切でないことがあり、国土地理院の 2.5 万分の 1 地形図に基づき修正している。

地層境界については、個々の柱状図で特定した層準が柱状図横に三角シンボルで明示されているとともに、2 種類の地層境界線を表示した。地層境界線の一つは、各地層境界面のサーフェスモデルと断面図との交線 (①) であり、平面上の位置が正確である。他の一つは、断面図に投影された柱状図上の地層境界層準のトレース (②) であり、柱状図の投影距離に応じた平面上の位置の誤差が生じている。①は、ボーリングデータが乏しいなど、サーフェスモデルの精度が悪い場合にはその影響が直接反映されやすい。特に、断層近傍など地質構造が急変する場合には、サーフェスモデルで適切に面が表現できていないことがある。そこで、データ数が多く精度が高いサーフェスモデルが得ることができた地層面（基盤面、阿蘇-4 火砕流堆積物基底、大坪砂礫層基底、沖積層基底）については、①を使って実線で表示し、警固断層近傍や他の地層境界面と層序的に矛盾するような場合には、境界を適宜修正し破線で表示した。一方、データ数が不足している地層面（須崎層上部層基底と下部層基底）については、②を利用して破線で表示した。

3.4 サーフェスモデル及び等値線モデルの作成

地層境界面のサーフェスモデルは、三次元的に表現された地層境界面モデルのことを意味する。本報告では、基盤面（第 5～7 図）、阿蘇-4 火砕流堆積物基底面（第 20 図）、大坪砂礫層基底面（第 21 図）、沖積層基底面（第 22 図）についてそれぞれサーフェスモデルを作成し、等高線図で表現した。一方、等値線モデルとは、ある変数の空間分布モデルのことであり、本報告では仲原礫層・須崎層両層の層厚分布（第 19 図）を作成した。両者でこのように意味は異なるが、以下に記述する通り、その計算処理手法には共通点が多い。各モデル図には、モデルに用いたボーリングデータ地点、地表の基盤岩の分布とその上の第四系堆積物、基盤岩を切る断層、および

第四系下に伏在している断層、活断層である警固断層とその地殻変動に関連した遷急線がそれぞれ表示されている。

サーフェスモデルの作成手法

サーフェスモデルの作成手法は木村ほか(投稿中)に基づく。以下、その概要を記述する。

第一に、ボーリング柱状図解析システムを利用して作成した地質断面図上で、個々の柱状図の土質とN値(標準貫入試験値)、および周辺の柱状図との対比に基づき、個々のボーリング柱状図について地層境界の層準を定める。同システム上で、全柱状図の地層境界のデータは、地点の緯度・経度と標高データとして保存され、テキストでエクスポートすることができる。なお、第1表に示すとおり、サーフェスモデルを求めるために得たポイントデータの範囲はサーフェスモデルの範囲よりも一回り大きい。

第二に、地層境界面のサーフェスモデルの境界条件として、該当する地層境界面と地表面との境界線にあたる緯度・経度・標高値を有する三次元ラインを作成した。同ラインは、地表地質図の地層境界線に相当するものであり、地表地質図として、2.5万分の1地質図(尾崎, 未公表)を参照し、標高データとして、国土地理院の5mDEMを利用した。同ライン上のポイントデータを50m間隔で作成した。

第三に、上記の作業で得られた地層境界面のポイントデータから、野々垣ほか(2008)の計算処理プログラムBS-Horizonを利用して、空間補間計算処理を行ってサーフェスモデルおよび等値線モデルを得る。同プログラムは、不等式による境界面深度の制約条件を設定することができることから、各地層境界面について、境界面まで到達していないボーリング柱状図についても、ボーリングの孔底深度以深という制約条件の設定(以後、以深データと呼ぶ)を行った。計算処理にあたっては、サーフェスモデルの滑らかさの指標である m_1 、 m_2 、ポイントデータの充足度の指標であるペナルティ α の3つのパラメータについて、一般に地層境界面を求める場合の標準的な設定(塩野ほか, 2000)を利用し、 $m_1=0$ 、 $m_2=1$ 、 $\alpha=32$ とした。また、計算は全ポイントデータをUTMの平面直交座標系に変換した上で実施し、その結果もUTMの平面直交座標系で50mメッシュの標高データとして表現した。

この条件で得られたサーフェスモデルの平均誤差はつぎのとおりである。基盤面のうち、エリア区分処理なしの場合(第5図)は1.236、エリア区分処理の場合(第6図)は、警固断層以西で1.114、以東で0.752である。阿蘇-4火砕流堆積物基底(第20図)は、0.606、大坪砂礫層基底面のエリア区分処理の場合(第21図)は、警固断層以西で0.969、以東で0.712、そして、沖積層基底面(第22図)は0.832である。誤差は最大でも1.24m以下であり、

ボーリングデータの境界精度を考慮すると、適当な精度であると考えられる。なお、警固断層以東と以西は、後述するエリア区分処理により分けられた地域を指す。

第四に、ポイントデータの空間補間計算処理に際して、エリア区分処理を実施した。エリア区分処理とは、空間補間を行う範囲を特定の区分線により細分し、計算後、細分された範囲に位置する入力データだけを用いて、それぞれの空間補間計算を行い、つぎに、その計算結果を区分線を境につなぎ合わせることで一つのサーフェスモデルを得る処理を意味する。

地層境界面が断層などにより不連続ないし急激な変位を受けている場合、単純にポイントデータから計算処理するだけで求めたサーフェスモデルでは、このような急激な標高の側方変化はデータ不足や分布の偏在があれば適切に表現できない(木村ほか, 投稿中)。そこで、サーフェスモデルがそのような変位を適正に表現できるように、警固断層を区分線として計算範囲の細分を行った。このような処理を行ったのは、基盤面と大坪砂礫層基底面である(第6, 21図)。ただし、基盤面については、エリア区分処理をしていない例(第5図)もその影響を示すために作成した。

エリア区分処理の影響について、基盤面のサーフェスモデルを例として説明する。エリア区分処理を行っていないサーフェスモデル(第5図)の場合、警固断層を挟んでサーフェスモデルのコンターは大きく波動し、断層下盤側に局所的な凹みが形成されている。コンターの波動は警固断層近傍にポイントデータが少ないところで発生していることから、空間補間計算によって警固断層を越えて面の形状が滑らかになった結果であると理解できる。一方、局所的な凹みは、警固断層近傍に標高差が大きいポイントデータが分布している地点で認められることから、空間補間計算で過剰な凹みが生じたことによるものと解釈できる。一方、エリア区分処理を行ったサーフェスモデル(第6図)では、警固断層を境にした基盤面標高の落差や断層近傍の面の滑らかな勾配が表現されている。両ケースの比較によって、基盤面のサーフェスモデルでは、警固断層を境にしたエリア区分処理を実施しなければ、断層を越えてポイントデータの影響が強く表れる結果となり、実際の地下構造が適切に表現されないことが理解できる。

なお、エリア区分処理によって、区分線にあたる警固断層沿いに、サーフェスモデルの区分境界にあたるメッシュ(50m四方)の輪郭が鋸状に表現されている。これらのメッシュは断層南西側のエリアにあたるが、モザイク処理に伴う表現であり、実際には、地層境界面は断層に沿って断たれた形状をなしていることに留意が必要である。

第五に、ポイントデータが乏しく、側方に標高値

が急変する場合には、第5図の警固断層近傍沿いに認められるように、コンターの波動や局所的な凹凸が発生するが、あえてそれを補う手法を導入しなかった。木村ほか(投稿中)では、このような現象の生成を防ぐために、地形・地質学的な特徴を踏まえて、ポイントデータを補填する手法を開発・導入した。しかし、福岡平野の場合は、地下に伏在する断層変位など、地層境界面の不規則な変化が予測できないために、補填による弊害が起こりえると判断しコンターの修正を実施しなかった。

作成したサーフェスモデルには、ボーリングデータの不足や空間的な偏りから、現実の地下構造を正しく表現していないと考えられる箇所がある。例えば、基盤面のサーフェスモデル(第6図)に関してみると、天神沈降盆北端の東区東浜付近に認められる蛇行状の凹地の断続的分布、博多区住吉付近での標高-35~-30mの張り出しによる残丘地形の誇張、南区向野北方における標高-50mの凹地、警固断層以西における樋井川沿いに認められる凹地の断続的分布、などである。大坪砂礫層基底面および沖積層基底面のサーフェスモデル(第21, 22図)では、博多区榎田東方の標高-10mおよび-6mの凹地がある。

等値線モデルの作成手法

仲原礫層・須崎層両層の層厚分布モデル(第19図)の計算処理に関しては、仲原礫層・須崎層両層の上限を定める阿蘇-4火砕流堆積物基底面ないし同堆積物が欠如しているエリアでは大坪砂礫層基底面のサーフェスモデル(第20図)と、下限を定める基盤面のサーフェスモデル(第6図)により画された空間の垂直方向の高さを両層の厚さとして定めた。

計算処理では、両サーフェスモデルの各メッシュについて両者の標高値の差をとり、本モデルを求めた。

なお、本モデル図には、両層が欠如している場合も含めて、仲原礫層・須崎層両層の層厚が求められるボーリングデータの地点を表示し、基盤面標高が不明の場合は以深データとして区別した。

4. 層序・岩相と地層境界面のサーフェスモデル

本調査地域の平野地下に分布する第四系とその基盤岩石について、ボーリングデータの解析により得られた層序・岩相・層厚、および、地層境界面のサーフェスモデルの特徴を記述する。なお、警固断層沿いでは基盤岩および第四系堆積物が剪断変形し面構造が変位していることが知られている。福岡市断層調査研究会(1997, 1998)によれば、警固断層から北東側約20mまでの範囲では、第16図の地点13に示すとおり、大坪砂礫層下位の第四系は、標高-85mの基盤面まで須崎層に対比された砂・泥層か

らなるが、地層が変形し層理面の傾斜は水平から最大80度まで変化している。そのため、本報告では、この警固断層沿いのボーリングデータについては、第四系の厚さおよび地層境界面のサーフェスモデルを求める際に除外している。

4.1 花崗岩

分布: 花崗岩は、福岡平野の地下では、第四系の基盤岩として、天神沈降盆の南方に分布しており(第1, 6図)、その西方の鴻巣山南部、および東方の御笠川右岸の丘陵の地表に露出する岩体に連続する。平野地下における花崗岩と古第三紀層の分布域は、福岡地盤図作成グループ(1981)の分布図とほぼ一致しており、両岩石の境界は、那の津断層および石堂-海の中道断層を介して接する場合と北方に凸状をなす場合があることが知られている(第6図)。前者は断層関係であり、後者は堆積岩が花崗岩を侵食不整合で覆う地層境界であると解釈されている(福岡地盤図作成グループ, 1981)。また、天神沈降盆内では、南東部の清川付近に埋没残丘として分布するだけである(第6図, 第16図の地点14)。

阿蘇-4台地北部の山王西方(第16図の西から3.5km地点)、警固断層南西側の野間付近の2箇所(第5図)のボーリングデータでは、堆積岩の下位に花崗岩が産出する。両地点ともに、上記の北方に凸状をなす地層境界付近に位置しており、侵食不整合関係を示すものと考えられる。一方、層序的關係が逆転した位置関係を示す事例が、警固断層(KF3)北西側の横手付近の温泉ボーリングデータ(松下ほか, 1971)と横手南の2箇所(第6図)で認められる。この逆転した層序關係は、逆断層による変位であると解釈されている(松下ほか, 1971)。

岩相: 風化した花崗岩からなる。ボーリングデータでは、風化花崗岩、真砂(マサ)、花崗岩などと記載されている(第2表)。個々のボーリング柱状図において、花崗岩は最下部に出現し、その長さは一般に2~10m、まれに20~40mに達する場合もある(第8, 18図)。平野地下に伏在する花崗岩は、その最上部の1~5m区間で、N値20~50を示すことが多く、その下位でN値が50以上となる。N値が低い上部は風化度の大きい箇所だと推定できるが、N値50以上でも多くの場合、土質名は風化花崗岩となっている。上記の横手の温泉ボーリング柱状図(松下ほか, 1971)では、第四系基底から下位へ34mまでの区間は上位から下位へ、含花崗岩角礫マサ土、そして半風化花崗岩と記載されている。

なお、ボーリングデータの土質名でしばしば表現されている真砂(マサ)は、花崗岩類が著しく風化して、その場所に残留した残積土ないし崩積土(地学団体研究会, 1996)を意味しており、本報告では、上記に示したように、多くの場合、風化花崗岩に含めた。しかし、一部のボーリングデータでは、周辺

柱状図に比べて出現深度が浅いこと、頁岩などの角礫まじりという記載情報があること、温泉ボーリングデータのように沖積低地に分布し層序的に砂礫層に該当するなどの根拠に基づいて、花崗岩質の砂礫層と判断したものもある。

花崗岩と古第三紀層からなる基盤面のサーフェスモデルは、つぎの古第三紀層の項にて記述する。

4.2 古第三紀層

分布:第四系直下の基盤岩としては、鴻巣山周辺、天神沈降盆内とその隣接域、御笠川以東に広く分布する(第6図)。花崗岩との分布境界の特徴は上記の花崗岩の項目で記述した。

岩相:泥岩、頁岩、砂岩、礫岩、凝灰岩からなり、最上部の風化帯をのぞいてN値は50を超える。花崗岩と同様に、ボーリング柱状図ではその最下部に出現し、区間長は一般に2~10m、まれに、20~40mにおよぶ場合がある(第11,15図)。風化帯は、N値10~40で、泥岩・頁岩の場合は、しばしば、土質名は粘土ないし固結粘土となっており、しばしば、土質の観察記事においては、強風化頁岩、変質・軟質化、硬岩片を含むなどと記載されている。一般に厚さは1~3mであるが、5~10mと発達している場合がある。そのような厚い風化帯は、詳細は後述するとおり、特に臨海部の警固断層のKf1断層とKf2断層で挟まれたエリアに厚く発達する傾向がある。同エリアを横断する第13図の地質断面図では、Kf1とKf2断層間の3本のボーリングデータに認められる。なお、古第三紀層で構成される鴻巣山斜面は、一般に、10m前後の厚い風化表土層で覆われている。

上記のように、土質名が堆積物の名称であっても、記載および周囲のボーリングデータとの比較から、風化泥岩・頁岩と判断できる場合が多いが、ボーリングデータで観察記事が省略され、単に粘土の土質名しかない場合には判断に迷う場合がある。

基盤面のサーフェスモデル(第6図):花崗岩・古第三紀層からなる基盤岩を不整合に被覆する第四系の基底面について、本報告では、基盤面としてそのサーフェスモデルを作成した。既に記述したように、警固断層でエリア区分処理を行った第6図に基づいて、以下その特徴を記述する。

サーフェスモデルの計算に用いたポイントデータは2,016点(モデル範囲内1,839点)である。第6図には、本モデルに利用したボーリング地点とその基盤岩種(花崗岩類か堆積岩)の別を表示した。

なお、ボーリング位置のうち、薬院東方に位置している○印のデータは、警固断層の変形帯にあたるボーリングデータ(福岡市断層調査研究会,1997,1998;下山ほか,2005)であるため、本サーフェスモデルの計算からは除外している。

警固断層を境に、基盤面の標高は急変し、その北

東側で低下する。特に天神沈降盆内において著しい。天神沈降盆では、基盤面は、標高-10m~-55mで、全体的には、警固断層に向かって西および北西方へ傾動する三角状の沈降構造を呈する。その沈降域は、およそ赤坂、天神、呉服を結ぶラインから北側において、盆地底は凹凸のある残丘状の高まり(那の津丘)で塞がれて、その北方では、博多湾内の標高-15m以下の平坦なエリアを呈する。なお、同エリアの北側に認められる標高-20m~-40mへと低下する斜面の構造は、博多湾東部に位置する別の沈降域(花島ほか,2013)の南側斜面を構成する。沈降帯内には、その他に、比高差10m以上の残丘状の高まりが分布し、その間には谷状の凹地が延長している。東浜北西方の博多湾内には、標高-30mの孤立した凹地が認められる。これは、周囲の基盤面の構造とボーリングデータの位置から判断して、天神沈降盆北端付近の谷状の凹地に延長するものと考えられる。

御笠川および住吉遷急線以東では、基盤面は、内陸から海岸線に向かって、標高0mから-20mまで単調にゆるやかに低下する構造を呈する。阿蘇-4火砕流堆積物が分布する御笠川と警固断層間では、山王遷急線沿いの基盤面の高まりを境にその北部では基盤面は北西へ標高0mから-15mへゆるやかに傾斜する。一方、南部では、標高0m前後の平坦な基盤面と不規則な形状と配列を示す比高差15~25mの凹地構造が警固断層の北東側に幅1~1.5kmの範囲に発達している。

警固断層以西では、鴻巣山付近の谷底低地沿いと那珂川低地沿いに分布する第四系の下に基盤岩が伏在しており、その上面の形状は、侵食谷地形を呈している。これらの侵食谷は、警固断層によって断たれており、天神沈降盆内の凹地とは標高差が認められその形状も異なる。

4.3 仲原礫層

分布と厚さ:本層は平野地下において那の津沈降区を除く天神沈降盆内にだけ分布しており、基盤岩の古第三紀層および花崗岩を直接覆っている。本層は、天神沈降盆内でも、谷状の凹地に限定的に分布しており、特に、天神付近から呉服、石城町、東浜西方に延びる標高-40m~-20mの凹地沿い、および高宮東方の標高-30~-55mで西傾斜を示す凹地に、厚さ5~13mをなして分布している。

岩相:礫混じり粘土あるいは粘土基質の砂礫層など淘汰の悪い泥基質の堆積物が卓越している。側方への岩相変化が顕著である。一般に砂礫・砂とあっても、その基質は泥質であり、茶褐色から褐色を呈し、礫は花崗岩起源のものが多く、風化してくだげやすくくさり礫であると記述されている。N値は50から20へと上方に低下する傾向を示す。このようなN値の上方への変化は含有される礫の割合や

礫径の減少を示唆する。

4.4 須崎層

分布と厚さ：本層の分布は、第 19 図の仲原礫層・須崎層の層厚等値線図と上記の仲原礫層の分布・厚さに留意することで、本層の厚さ分布が得られる。須崎層は、警固断層以西ではその分布は限定的であり、樋井川沿いの埋没谷状の凹地に厚さ 3m 以下、警固断層沿いの凹地に厚さ 10m 以下の分布が認められる。一方、警固断層以東では、須崎層は、天神沈降盆と阿蘇-4 台地域南部の不規則な基盤岩の凹地では厚層をなし、その周辺および御笠川から幅約 2km までの範囲に連続的に分布する。天神沈降盆内では、警固断層沿いの西に急斜面をなす盆地底を中心に 20～40m の厚さで分布している。一方、天神沈降盆東縁の住吉遷急線を越えて東方へは急速に薄層化し、多々良川流域にはほとんど本層の分布は認められない。博多湾内では、本層は天神沈降盆の北端から箱崎埠頭沖合へと、埋没谷状の凹地を埋積して分布が続いている。

岩相：砂礫、粘土混じり砂礫、礫混じり砂、泥から構成され、まれに数 m の厚さの火山灰を挟む。礫は花崗岩起源のものが卓越し頁岩を含むとされ、泥層には、腐植物や腐植土層を挟むという記載が多い。一方、貝殻を含むという記載は認められない。

下部層は砂礫・礫混じり砂が卓越する下部から、砂泥・泥の互層が卓越する上部へと、次第に泥の割合が上方に増加する。N 値では粗粒相は 30～50、細粒相は 15～30 を示す（第 10、14、15 図）。上部層は、砂が卓越し礫混じり砂を伴う粗粒相から、上方へ、砂泥・泥の割合が増加する。N 値では粗粒相は 15～30、細粒相は 8～20 を示す。上部層基底面は、しばしば下に凸の形状を示す。第 10 図の地点 7 付近の事例では、直下の下部層の細粒相が薄くないし欠如しており、同面が侵食面であることを示唆している。また、臨海部の浜の町・荒戸間の警固断層上盤において、基盤面の標高 -20m までの凹地を埋める須崎層（第 19 図）は、風化した古第三系泥岩の上に重なり、厚さは 5-10m、主に粘土からなる。本層の岩相的特徴は須崎層上部層の細粒相に相当する。第 13 図の地点 9 の柱状図がその事例にあたる。

本層にはローム層ないし砂質ローム層と記載された厚さ 1～7m の火山灰質層が、第 9 図の地点 1 と 2、第 10 図の地点 5 と 8、第 14 図の地点 10、第 15 図の地点 11 と 12 など認められる。第 9 図の地点 1 と 2 は上部層、それ以外の地点は下部層の層準に産出する。

4.5 阿蘇-4 火砕流堆積物

分布と厚さ：阿蘇-4 台地の中位段丘下位面を構成する本層との対比によって、地下に伏在する本堆

積物の広がりを認定した。阿蘇-4 台地以外の地域では、分布が極めて散点的であるため、層序的に大坪砂礫層の直下にあたる層準に産出し、厚さが 1m 以上の火山灰を本堆積物に対比した。阿蘇-4 台地で、低位段丘面や谷底低地で開析された台地面（中位段丘下位面）に地表露出している（第 21 図）。本層の基底面のサーフェスモデル（第 20 図）が示すように、台地・低地下に本層は連続しており、幅 1～2km、延長 6km 以上の連続した広がりを示す。東光寺町付近で最大 10m 厚を示す。同地域以外では、御笠川沿いおよび右岸、那珂川沿いに、計 6 地点でその産出が認められたにすぎない（第 20 図）。厚さは 0.5～10m である。

岩相：ボーリングデータでは、土質名として、火山灰、テフラ、軽石、火山灰質砂、火山灰質シルト、一部では火山灰混じり砂などと表記されている。N 値では 0～15 を示す。本堆積物が地表に露出する場合には、最上部には厚さ 1～3m のロームないし火山灰質粘性土が重なる。なお、本堆積物の対比において、第 9 図の地点 3 の柱状図のように、粘性土であっても、周囲の柱状図との岩相・N 値の対比から火山灰相当と判断したものもある。

基底面のサーフェスモデル（第 20 図）：本サーフェスモデルは、阿蘇-4 火砕流堆積物が分布する地点（209 点）ではその基底面、欠如している地点（1,579 点）では大坪砂礫層基底面の標高値を用いて求めた。阿蘇-4 火砕流堆積物の分布域は、第 20 図において、標高の変化を示す段彩色で示している。本モデルは、阿蘇-4 火砕流堆積物が欠如しているエリアでは堆積後に侵食による影響、およびその後の構造運動を加味しなければならないが、阿蘇-4 火砕流堆積物の形成前に存在していた地形面を表現している。また、つぎに記述する大坪砂礫層の基底面のサーフェスモデル（第 21 図）においては、阿蘇-4 台地の地表面の標高が示されているので、本モデルとの比較から、阿蘇-4 火砕流堆積物の厚さ分布を求めることができる。

阿蘇-4 台地付近において中位段丘下位面をなして地表に露出する地域を中心に、本層の分布域は、北西-南東方向に 7km 長以上、幅 2km にわたって広がっている。同分布域では、南端の標高 20m から北端の標高 6m まで、北西に向かって基底面標高はゆるやかに低下する。

本モデルでは、阿蘇-4 火砕流堆積物の基底面と大坪砂礫層基底面の標高は、阿蘇-4 火砕流堆積物の分布境界を挟んで、大半の等高線は湾曲しながらも滑らかに延長している。このことは、阿蘇-4 火砕流堆積物の噴出時に、現在の阿蘇-4 台地とその北東側と南西側に隣接する低地エリアにわたって地形面は、一様で比較的平坦であったことを示唆している。

4.6 大坪砂礫層

分布と厚さ：鴻巣山の谷底低地では樋井川や若久川沿い、那珂川低地沿い、阿蘇-4 台地に隣接して、厚さ 2～4m の本層で構成される低位段丘が分布している。警固断層以東の沖積低地域では、沖積層直下に厚さ 2～8m で連続的に分布している。警固断層以西の鴻巣山の谷底低地では、樋井川・若久川沿いに厚さ 2～4m で分布しているが、高宮-赤坂間の鴻巣山東斜面の谷底低地では、本層の分布は、警固断層から西へ 300m 程までの範囲に限られる。

岩相：本層は、砂、礫混じり砂、砂礫からなり、泥はほとんど挟まない。貝殻化石など海成を示すものではなく、陸成環境を示す腐植物片を含み、有機質土がときどき挟まれる。岩相の分布には明瞭な地域性も認められる。すなわち、御笠川以東の多々良川流域では主に砂礫層から（第 11, 12 図）、御笠川右岸地域および鴻巣山の谷底低地では主に砂層から（第 8, 17 図）、そして、天神沈降盆から那珂川低地域を含む那珂川流域では主に礫混じり砂層から（第 10, 18 図）、それぞれ構成される。

本層は全体に上方に細粒化する傾向が認められる。N 値は 15～25 が卓越し、礫混じり砂・砂礫では 25～40 に達する場合もある。下底面はしばしば 2～3m 下に凸の断面形状を示す。第 10 図の地点 4 付近にその形状が認められ、砂礫ないし礫混じり砂が基底付近に分布している。同地点は、後述する埋没谷地形にあたる。低位段丘では地表面の盛土層直下にしばしば厚さ 1～2m の泥層が産出する。

須崎層との境界は、同層上部層上部の泥層を主体とする細粒相の上位に重なる礫混じり砂ないし砂の基底に、阿蘇-4 火砕流堆積物が産出する地点ではその直上の砂ないし礫混じり砂の基底に設定した。N 値では、大坪砂礫層の基底面直上の砂ないし礫混じり砂は 20～35、直下の細粒相は N 値 5～20 と明瞭な違いが認められる。上位の沖積層との境界については後述する。

基底面のサーフェスモデル（第 21 図）：本サーフェスモデルでは、基盤面と同様に、警固断層を境にしたエリア区分処理を行った。サーフェスモデルに用いたポイントデータは、1,930 点（モデル範囲内 1,706 点）である。本層基底面のサーフェスモデルは、最終氷期に形成された侵食地形面を近似し、その後活構造による変位を反映している。

本モデルにおいて、警固断層以東の沖積低地では、本層基底面は内陸から博多湾に向けて標高 20m から -20m へと緩やかに傾斜しており、那珂川および御笠川低地を中心に三角状に平坦な範囲が広がる。阿蘇-4 台地周辺には低位段丘面が発達している。山地・台地と沖積低地境界は、比高差 5～10m、幅 200～300m の斜面域となっている。三角状の平坦な範囲には、相対的に急な傾斜面の輪郭をもった帯状ないし馬蹄形状の凹地が認められる。比高差の大

きい凹地は、那珂川低地域、特に天神沈降盆内に発達している。一つは、向野から赤坂南方にかけての警固断層沿いに、幅 200～600m、底が周囲より 2～4m 深い直線状に延びる凹地で、北西方に次第に深く幅広くなるが、北端部の赤坂付近で浅くなり閉塞する。あと一つは、那珂川河口域から天神、呉服、石城町付近に広がる海側に開いた馬蹄形の凹地である。その東縁は呉服遷急線付近の西傾斜面で画されている。この馬蹄形凹地からは海側に向かって、埋没谷状の凹地が博多湾奥に向かって蛇行状に延びているが、内陸側から流入する埋没谷状の凹地の存在は不明瞭である。警固断層以西では、鴻巣山の谷底低地沿いに谷状の凹地形が認められる。鴻巣山東斜面において北東方向に延びる谷状凹地は、警固、平和、野間付近で警固断層沿いの段差を介して上記の直線状の凹地に合流している。

4.7 沖積層

分布と厚さ：福岡平野の沖積低地に広く分布し、山地・丘陵域では谷底低地沿いに狭長に分布する（第 22 図）。第 22 図には、沖積層基底面境界を定めたボーリング地点とそれらのうち貝殻を含有する地点を示している。貝殻含有地点は、海岸線付近から内陸にかけて分布しており、その内陸縁は、沖積層の海成層分布の内陸縁境界（下山, 1989）におおよそ符合する。第 8～10 図の断面図に示すとおり、海成層分布域では沖積層は、海側に向かって 8～13m と厚くなり、海岸線に沿って幅 300～1800m の弧状の箱崎砂丘の微高地をなす。多々良川右岸の三郡山地の山麓、荒津・赤坂・警固付近の鴻巣山の山麓沿い（第 11 図）では、標高約 -3m、最大幅約 100m の平坦な基盤岩面の上位に、主に海成の砂ないし泥層が重なっている。この平坦面はおそらく縄文海進期に形成された海食台に相当する。一方、内陸側の陸成層分布域では沖積層の厚さは 2～8m と薄い。

岩相：海側の海成層分布域では、最下部に淡水成の砂や礫混じり砂、その上位に貝殻片を含む泥層や砂泥層、最上部には海成砂層および風成砂層が重なる（第 8～10 図）。浜堤砂丘の砂層には礫混じり砂層が伴われている。天神沈降盆内の天神付近では貝殻を含む礫混じり砂層ないし砂層が標高 -10～-4m、北東-南西に 500m の幅で分布している。N 値も 10～30 と沖積層にしては異様に大きい。その岩相と分布から、沿岸砂州に相当するものと考えられる。一方、その内陸側では、陸成の砂層、礫混じり砂層、泥層から構成される（第 8～10 図）。上方に細粒化し、上部は泥層が卓越する。鴻巣山の谷底低地沿いには、直接基盤岩ないし大坪砂礫層の 1～2m の礫混じり砂を覆って、主に厚さ 3～5m の腐植物を混じる泥層が分布する。N 値では、一般に、泥層（粘性土）0～5、砂泥層（砂質粘性土・シルト質砂）2～8、砂層 5～15 の範囲を示す。

沖積層基底面を境に、直下は主に砂・礫混じり砂層からなる大坪砂礫層であり、N値は15～35を示すが、直上では、N値20以下の砂ないしN値5以下の泥層の沖積層が重なる。

基底面のサーフェスモデル (第22図)：サーフェスモデルに用いたポイントデータは、1,796点(モデル範囲内1,576点)である。本図のボーリング位置では、ボーリング柱状図の記事記載の内容とその有無、および土質名に基づき、貝殻を含むもの、記事記載のないものそれぞれを識別できるように区別して表示した。本層基底面のサーフェスモデルは、沖積層下部が陸成層からなるエリアでは、最終氷期最盛期頃以降に形成された陸域の侵食地形面であり、一方、海成層の分布地域では縄文海進における海進期侵食地形面に相当しており、その後の活構造による変位を反映している。

沖積層基底面は標高20m～-15mで、内陸から臨海部に向けてゆるやかに傾斜している。大坪砂礫層の基底面と同様に、那珂川および御笠川低地を中心に三角状に平坦な範囲が広がり山地・台地と沖積低地境界は、比高差4～6m、幅100m以下の斜面域で縁取られている。

三角状の平坦な範囲には、大坪砂礫層の基底面と同様に、相対的に急な傾斜面の輪郭をもった帯状ないし馬蹄形状の凹地が認められる。これらの凹地の場所や規模も類似しているが、つぎのような相違点や特徴が認められる。すなわち、警固断層沿いの直線状の凹地では、その比高差が小さく、北端の赤坂付近では輪郭が不明瞭になっている。一方、那珂川河口の馬蹄形の凹地は海成粘性土分布域内に位置しており、その臨海域では、海成粘性土基底面標高が呉服遷急線を境に、以東の-8mから以西の-12mへと急変する(第11図)。また、警固断層以西では、鴻巣山の谷底低地沿いに発達する谷状の凹地形も類似しているが、大坪砂礫層の基底面とは異なり、警固断層沿いの段差は明瞭ではない。

5. 地質構造

警固断層およびそれに隣接する天神沈降盆の地質構造の特徴を中心に以下に記述する。

5.1 警固断層

ボーリングデータの解析とその結果得られた地質断面図および基盤面・大坪砂礫層基底面・沖積層基底面の各サーフェスモデル(第5図、第21・22図)、基盤面のサーフェスモデルの詳細図(第7図)に基づいて、警固断層の位置・形状の特徴を以下に記述する。

断層位置の特定

基盤面標高は、警固断層以西では臨海域の凹地を

除くと、一般に-10m以上であるのに対して、以東の天神沈降盆内では-60～-15mと低く、断層位置を挟んで急変する(第5図b、第11～17図)。そのため、警固断層位置は、ボーリングデータの解析から得られる基盤面標高が急変する位置に基づいて特定することができる。その上、既述したとおり、沖積層も含めて、第四系の基底面の標高、および層厚が急変することに基づいても特定することも可能である。しかし、断層位置は断層面が傾斜ないし地表付近で分岐している場合、指標とする地層境界によって水平方向に変化することも考えられる。実際にそのような事例が薬院でのボーリング調査によって示されている(下山ほか、2005)。そこで、本報告では、従来から警固断層の位置の特定に用いられてきた基盤面標高を第一の指標とし、第四系の地層境界については補助的な指標とする。

断層に直交する方向に50m以下、かつ、断層に平行な方向では150m以下の密な間隔のボーリングデータの精度で、断層位置を定めることができた地点は14箇所である(第6図、第4表)。それらの地点名は近隣の町名により、臨海域から内陸に向けて、荒津、浜の町、那の津、長浜、舞鶴、赤坂北、赤坂、赤坂南、警固、薬院、高宮、野間、横手南と須玖と名付けた。反射法探査データ(加野、2009)との比較に基づいて断層位置が特定できた地点は、那珂川沿いの1箇所であり、横手と名付けた。以下、これらの断層の位置が正確に定められた地点を特定点と呼ぶことにする。

断層の地表トレースは、これらの特定点を通り、そして、その他のボーリングデータの基盤面ないし第四系基底面の標高値とそのサーフェスモデルから推定される断層上盤と下盤の境を通るように定めた。断層トレースは極力直線で近似している。

なお、警固断層は高角度で傾斜し南西側隆起の垂直変位を示す(地震調査研究推進本部、2007)ことから、表現がまぎらわしくない限り、断層南西側を上盤、北東側を下盤と呼び区別する。

断層位置の特定点の概要

福岡平野における警固断層の位置は、従来、ボーリングデータに基づく基盤面標高の垂直変位と地形的リニアメントの両指標で定められている。千田ほか(1996)、福岡県(1996)による警固断層の地表トレースは、その指標の違いから、臨海域から内陸にかけて、「臨海域～高宮」、「高宮～向野」、那珂川低地付近の「向野～須玖」、「須玖以南」の4つの区間に細分できる。「臨海域～高宮」区間は地形的リニアメントが明瞭ではなく、ボーリングデータによる基盤面の変位によって、「高宮～向野」と「須玖以南」の両区間は、沖積面の小さい段差を示す地形的リニアメントによって、それぞれ断層位置が定められた。一方、「向野～須玖」区間は、断層位置が

特定できていない区間とされている。

本報告で得られた上記の特定点では、荒津から高宮までの11地点は「臨海域～高宮」、野間は「高宮～向野」、横手南は「須玖以南」に、そして、高木、横手、須玖の3地点は、「向野～須玖」の各区間にそれぞれ該当する。

これら15地点のうち、荒津、赤坂北、赤坂、警固の4地点は、鬼子(1996)のa, b, e, cの各地点にそれぞれ対応しており、利用したボーリングデータも福岡市都市高速道路と地下鉄沿いのものであり、ほぼ同一である。特定点の浜の町は、警固断層調査検討委員会(2008)のボーリングおよびトレンチ調査で定められた地点であり、その断層位置を引用した。なお、同研究会のボーリングデータは本報告では引用していない。特定点の薬院では、福岡市断層調査研究会(1997, 1998)、下山ほか(2005)によってボーリング調査で得られた基盤岩標高の急変に基づいて断層位置が定められた。本報告ではその断層位置を引用し、福岡市断層調査研究会(1997, 1998, 2001)によるボーリングデータを利用した。

一方、これらの地点以外の7地点は、今回の報告が最初の特定点の記載となる。以下、特定点の根拠、警固断層の位置とその特徴を記述する。

臨海域～高宮区間(赤坂以北)

ボーリングデータによる基盤面標高の急変位置に基づいて、赤坂～荒津まで北西～南東方向の直線状の警固断層の地表トレースが定められている(鬼子1996; 下山ほか, 2005)。本報告ではこれをKf1断層と呼ぶ。一方、今回新たに特定した赤坂から北に分岐する断層をKf2断層と呼ぶ(第6図)。

Kf1断層：本断層位置の特定点は、既に記述したとおり、既存研究で断層位置が定められた荒津、赤坂北、赤坂、浜の町の4地点である。各特定点における基盤面標高の落差は、荒津、赤坂北、赤坂の3特定点では、この順で、約6m, 27m, 25m以上の落差がそれぞれ認められる。赤坂北については、断層上盤にあたるボーリングデータの位置は、沖積層の海進期に形成された基盤岩の海食台上にあり、第四系が欠如しているため標高差の比較ができないが、荒津と赤坂では、大坪砂礫層基底面標高が約6mと5m以上の落差がそれぞれ認められる。

これらの特定点を通り、その他のボーリングデータの基盤岩標高値を満たすように断層の地表トレースを定めた(第7図a, b)。その結果、警固断層の地表トレースは、赤坂南と赤坂の両特定点間で、反時計回りに屈曲し東西に200m程の延長、そして、赤坂と赤坂北の両特定点では逆に時計回りに屈曲して、北西方向となる。その先は、浜の町、荒津の両特定点を通過して北西方向に直線状に延びる。荒津以北の埠頭および海域では、ボーリングデータの基盤面標高に明瞭な急変箇所が認められなくなる。以上

の結果得られたKf1断層は、全長1.7kmであり、南端の東西方向の屈曲部を除いて、鬼子(1996)で定められた断層の位置とほぼ一致する。

Kf1断層南端付近において、鬼子(1996)は平行する2本の断層トレースを想定した。西側の断層がKf1断層に相当する。しかし、分岐地点付近の基盤面標高の変化については記載されていない。分岐地点付近の基盤面標高の変化は、上記のとおり、特定点の赤坂北と赤坂のボーリングデータによって得ることができ、断層に対するボーリングデータ位置の投影距離40m以内で、基盤面標高は25m以上の落差を示す(第4表)。すなわち、平行するKf1, Kf2断層のステップ間には東西方向の断層が存在し北側が低下している。この屈曲部はその方位および北側が低下していることから、リリースングバンド(releasing bend)にあたる。

Kf2断層：本断層では、赤坂から那の津埠頭にかけて、舞鶴、長浜、那の津の3つの特定点が認められる。これらの特定点では、基盤面標高では11m, 10m, 6mの差がそれぞれ認められる(第4表)。第7図a, bに示すように、これらの特定点とそれら以外のボーリングデータの基盤岩標高値を満たすように断層の地表トレースを定めた。その先端是那の津埠頭端まで追跡できる。

那の津埠頭以北ではボーリングデータが乏しく基盤面標高が急変する位置が不明瞭となるため(第6図)、断層の存在は確認できない。その結果、Kf2断層の地表トレースは、赤坂から長浜にかけて南北に延び、長浜付近で北北西方向に曲がった後、那の津まで延長し、全長1.8kmとなる。

Kf1とKf2断層間の基盤岩の断層破碎と軟質化：赤坂以北で三角状に広がるKf1・Kf2両断層で挟まれた地域において、特に長浜以南では、第6図に示す、本報告で検討したボーリングデータのすべてに強風化堆積岩が厚さ5m以上伴っており、そのうち半分のものでは厚さが7～10mにおよぶ。このような高い割合で厚い強風化堆積岩が産出する場所は、平野地下においては他地域では認められない。一方、本地域内で幅広く警固断層と関連した破碎・変質が発達しているとする福岡地盤図作成グループ(1981)と警固断層調査検討委員会(2008)による研究報告がある。

福岡地盤図作成グループ(1981)は、「警固断層とF1断層」間は、地下鉄の赤坂の掘削現場では少なくとも幅200mにわたって無数の小断層が複合した破碎帯をなし、地層が著しく乱されていると記述している。この掘削現場の位置は本報告のKf1断層南端の屈曲部におおよそ対応している。福岡地盤図作成グループ(1981)は、同上の破碎帯が「警固断層とF1断層」のトレースに沿って続くものと考えているが、その他の地点ではこのような幅で破碎帯が発達するという報告はない。

警固断層調査検討委員会（2008）は、浜の町公園（特定点の浜の町に対応）内で実施した警固断層近傍とその北東側幅約 50m 内におけるボーリング調査で得たコア観察に基づいて、基盤の堆積岩に著しい破碎と変質が生じていることを明らかにしている。また、警固断層調査検討委員会（2008）は浜の町公園よりも東方 50m 付近にも、基盤面標高の変化に基づき Kf1 断層に平行する断層の存在を想定している。

以上の記載的事実の通り、この Kf1 と Kf2 断層間は、少なくとも、その南半部は、基盤岩に変位をもたらす断層を含め、基盤岩には断層破碎帯が幅広く発達し、強く風化・変質した地帯である可能性が高いと考えられる。

臨海域～高宮区間（赤坂以南）

本区間では、ボーリングデータによる基盤面標高の急変位置に基づいて、ほぼ北西－南東方向の直線的な断層トレースが定められている（千田ほか、1996）。本区間は、警固断層の北東側が天神沈降盆内にあり、南西側との基盤面標高の落差が 40m 以上と大きい（第 7 図 c,d）。

本区間の特定点は、赤坂南、警固、薬院、高宮の 4 地点である。そのうち、既述したとおり、警固、薬院では既存研究の調査結果を引用した。

特定点の赤坂南では、東西 12m、南北 55m 間の 2 本のボーリングデータによって断層位置が特定されており、基盤面標高の差は約 54m である（第 4 表）。両地点のうち断層上盤にあたるボーリング位置は、沖積層の海進期に形成された基盤岩の海食台上にあり沖積層以外の第四系が欠如している。沖積層基底面の標高差は 4m である（第 4 表）。

特定点の高宮では、東西 50m、南北 1m 間の 2 本のボーリングデータによって断層位置が特定された。両ボーリングデータの地層境界面標高は、断層下盤と上盤の順で、基盤面（第三系堆積岩）-7.75m 以深、-4.03m、須崎層基底面 -7.75m 以深、-4.03m、大坪砂礫層基底面 -6.69m、-4.03m、沖積層基底面 -0.34m、0.33m である（第 4 表）。断層下盤と判断したボーリングデータは、孔底が基盤岩まで到達していないが、基盤面標高は断層上盤のデータに比較して 3.5m 以上深く、近接する断層上盤の地点には分布していない須崎層が分布しており、大坪砂礫層基底面標高も 2m 以上低いという特徴によって、断層下盤にあると判断した。

その他、本区間の断層位置として、福岡県（1996）の報告から、警固の南東方 150m にある香正寺内を断層が位置通過するという未公表のボーリングデータに基づく見解を引用した。

本報告で定めた断層位置の地表トレースは、従来の位置とほぼ同一であるが、特定点の警固と香正寺間の西北西－東南東方向の屈曲部を伴う結果となっ

た（第 6 図、7 図 a, b）。

高宮～向野区間

本区間では、従来、鴻巣山麓東縁近傍において、沖積低地面の低段差をなす地形的リニアメントで断層位置が定められている（千田ほか、1996）。本報告では、地形とは独立に、他の区間同様に、ボーリングデータの解析データだけに基づき断層位置を特定した。本区間では、特定点が高宮南と野間の 2 地点である。

特定点の高宮南では、断層走向方向に 150m 程離れているが断層直交方向には 10m 以下と近接している。断層下盤と上盤のボーリングデータの順で、基盤面（古第三紀層）-44.5m 以深、-2.0m、須崎層基底面 -44.5m 以深、-2.0m、大坪砂礫層基底面 -5.15m、-0.5m、沖積層基底面 3.9m、3.4m である（第 4 表）。

特定点の野間では、ほぼ断層の地表トレース沿い約 90m 間に等間隔に 3 本のボーリングデータが近接して分布している（第 7 図 c, d）。各ボーリングデータの地層境界標高は、北西から南東の順に、基盤面（第三系堆積岩）-15.5m、-11.4m、-0.4m、大坪砂礫層基底面 -3.2m、-2.3m、-0.4m、沖積層基底面 3.1m、1.8m、4.7m である（第 4 表）。また、北西側 2 本には基盤岩の上位に厚さ 12m、9m の須崎層の砂層がそれぞれ分布し、南東側の 1 本には分布しない。北西側 2 本の基盤岩標高は周囲の警固断層下盤側の標高値に相当し、南東側のそれは上盤側の標高値に相当する（第 6 図）。北西側 2 本と南東側 1 本のボーリングデータ間の大坪砂礫層・沖積層の両基底面標高の違い、および須崎層の分布の有無も、警固断層による基盤面標高の落差と調和するものである。以上の点から、北西側 2 本は断層下盤、南東側 1 本は断層上盤にあると判断した。

その他では、天神沈降盆内において基盤面の標高は、警固断層を挟んで南西側では -5m 以浅、南東側では -55 ～ -15m と明瞭な違いがあり、特定点の野間を中心に、北西－南東方向に直線的になるように断層の地表トレースを定めた（第 7 図 c, d）。一方、天神沈降盆外となる本区間南端付近では、基盤面の落差は小さく、断層トレースが予想される西鉄大牟田線から鴻巣山麓までの幅 100m 間にはボーリングデータがない。断層南西側は那珂川低地から続く基盤面の平坦面が大橋付近まで標高 7m 前後と一定した標高を示しており（第 7 図 e, f）、一方、断層北東側では、標高 2m 前後を示すボーリングデータが西鉄大牟田線沿いに数多く認められる。これらの基盤面標高の落差は断層による垂直変位を反映するものと判断して、鴻巣山麓が西鉄大牟田線と平行している範囲内、約 500m 長分だけ南東方向に延長した。本報告で定めた断層位置（第 7 図 e, f）の南端は向野 2 丁目付近であり、従来の地形的リニアメントに

基づく断層に比べると約 600m 短い位置はほぼ一致している。

向野～須玖区間

本区間では、これまで警固断層の位置が不明瞭とされていた(千田ほか, 1996;福岡県, 1996)。今回、建築・土木用のボーリングデータに加えて、温泉ボーリング柱状図(松下ほか, 1971)の解析により、横手南と須玖の2箇所に、および反射法地震探査データとの比較によって、那珂川沿いで横手の1箇所にそれぞれ特定点を定めることができた。なお、横手の特徴については後述する。

特定地点の横手南と須玖は、都市高速5号線沿いの密なボーリングデータが得られているルート沿いであり、その特徴は第18図の地質断面図に表現されている。

特定地点の横手南では、60m間の2本のボーリングデータにおいて、基盤面標高は29m、阿蘇-4火砕流堆積物基底面標高は1mそれぞれ東側に低下している(第18図,第4表)。同位置は千田ほか(1996)による地形的リニアメントから特定された断層位置より、南西へ120m離れている。

特定地点の須玖では、断層直交方向に63m離れた2本のボーリングデータにおいて、南西側は、基盤面(第三系堆積岩)の標高は11.07mであり、警固断層南西側の断層上盤の平均的な基盤面標高に相当するが、北東側は-3.5m以深と深い(第18図,第4表)。

これら3点の特定地点とその他のボーリングデータの基盤面標高値に基づいて、第7図e,fに示すとおり、左ステップに雁行する2本の断層線の位置を定めた。両断層は北西-南東方向で、そのステップ幅は約300mである。北西側の断層線をKf3、南東側のそれをKf4と呼称する。

Kf4断層の位置は、特定地点の横手南からその南東方では、日の出付近の標高-20m程の基盤面の凹地南西縁に延長するものとして断層位置を定めた(第6図)。その凹地西縁は、千田ほか(1996)で地形的リニアメントに基づき特定された断層位置に一致する。一方、横手南から北西方には基盤面標高の急変線が認められないので、その地点付近が断層末端にあたるかと判断した。

Kf3断層の位置は、特定地点の須玖と横手の2地点と断層南西側の標高7m前後を示す基盤面標高が北東側に急に低下する位置とで定めた。那珂川左岸側の低地および大橋付近では、基盤面標高の変位は最大約7mと小さく、ボーリングデータも乏しいため、基盤面標高の急変位置を定めることは難しい。そのため、基盤面のサーフェスモデルを利用して、その7m前後の等高線の外縁に沿うように断層の位置を推定し破線で表現した(第7図e,f)。一方、特定地点の須玖の南東方300mほどはボーリングデータがないためその詳細は不明であるが、南東方の日の出付

近では、第6図に示すとおり、基盤面の標高が10m以上になるためそこまでは延長しないと判断し、その北縁付近に断層位置を推定し破線で表現した(第7図e,f)。

浅層反射法探査モデルとの比較

高木から横手にかけての那珂川沿い南北約1kmの区間(第7図e,f)について、加野(2009)による極浅層反射法探査(P波とS波)の反射断面とその構造解釈図が公表されている。同探査ルートとCMP数を第7図e,fに、同ルート沿いで作成した地質断面図と加野(2009)によるS波の構造解釈断面図とを重ねた図を第23図にそれぞれ示す。

加野(2009)によると、探査断面はつぎのような特徴を示す。①標高-20m付近に強い反射面がCMP0~1100(北から南へ)まで明瞭に追跡される。この反射面は完新統と花崗岩との境界にあたりと解釈されている。②同反射面は、CMP1100~1200にかけて、南側へ上昇し地表面近くに達し凹凸をくり返し、CMP1500まで追跡できる。③CMP1520~1700間は不明瞭だが、CMP1700~2000までは標高-20m付近およびS波断面では標高0mにも反射面が認められる。④反射面の途切れや変形から、いくつもの断層が推定され、中でもCMP1200付近での15m程度の南上がりの変位が警固断層の位置として重要だと指摘されている。

第23図の地質断面図によれば、基盤岩は花崗岩でありその上位の第四系は須崎層、大坪砂礫層、沖積層に細分されている。第四系の各層境界ほぼ水平に成層しているが、基盤岩の花崗岩上面は、南方に向かって、反射断面のCMP0~2000にかけて、標高-10m程から標高10mまで次第に上昇している。したがって、上記①の標高-20m付近の明瞭な反射面の層準は、花崗岩内である。第23図の南端に位置する温泉ボーリング柱状図(松下ほか, 1971)では、沖積層にあたる最上部のマサを除いて、上位から下位へ、含花崗岩角礫マサ土、半風化花崗岩、花崗岩と岩相区分されている。これらは花崗岩の深層風化度の深度変化を示しているものである。その他のボーリングデータでも花崗岩の風化層が厚さ10~20m、ないしそれ以上におよぶことがしばしば認められる。標高-20m付近はこうした花崗岩の風化度の違いによる反射面に対比できる。また、上記②のCMP1700~2000の標高0m付近の反射面も花崗岩内にあり、標高-20mと同様に解釈できる。一方、上記③のCMP1200~1500の表層に近い反射面は第四系の砂礫層に相当する層準である。

反射面の変形・切断については、CMP900~1500間においては、花崗岩の層準だけでなく、第四系の礫層にあたる標高0~10mでも、反射面の変形や切断が明瞭に発達している。加野(2009)の解釈では、同区間に7本の断層が存在し、その内3

本は第四系層準まで達している。なお、加野（2009）によれば、CMP1500～1600は橋梁工事による盛土などで反射面が不明瞭な区間とされているので、CMP900～1500間の変形帯は、その南縁がCMP1600まで拡大する可能性がある。

ボーリングデータからは、警固断層の位置については、つぎのように制約することができる。すなわち、警固断層南西側では基盤面は標高6m以上の比較的一定した平坦面をなすことで特徴づけられ、一方、警固断層北東側では基盤面の標高が低くなり、標高が安定していない。この境界は、那珂川沿いでCMP1600～2000範囲内に延長する。ボーリングデータと反射断面の両範囲を満たす警固断層（Kf3断層）の位置は、反射断面のCMP1600付近となる。一方、反射断面の変形帯の北縁CMP900は、向野付近の警固断層と横手南付近の警固断層（Kf4断層）を直線で結んだ位置にほぼあたる。このCMP900付近では、基盤面のサーフェスマodel（第7図e,f）においても、基盤面の標高は北側で5m低く、第四系が礫層から砂層卓越に変化する。

5.2 天神沈降盆

第6図の基盤面のサーフェスマodelにおいて表現されているとおり、天神沈降盆は警固断層の北東側に隣接した、北に開いた三角状の沈降域であり、その東縁は南北方向の住吉遷急線で画され、その北端は残丘状の高まり（那の津丘）で塞がれており、以北の博多湾内には続いていない。

盆地構造と遷急線

天神沈降盆の基底をなす基盤面の標高は、-55m～-10mであり、その凹地は第四系で埋積されている。凹地を構成する地質構造要素としては、西縁をなす警固断層、盆地底面、盆地東縁をなす西傾斜面と住吉遷急線、および盆地底内に散在する埋没残丘とがある。

遷急線の位置は、警固断層と同様に、ボーリングデータで得られた基盤面標高が急変する位置に基づいて定めている。住吉遷急線が通る基盤面標高は、その南端にあたる向野付近では0m、住吉付近では-10m、北部の呉服から東浜にかけては-12～-15mである（第6図）。住吉遷急線は、南北方向に延長し、その南縁で南西方に曲がり警固断層に近接し、その北端では北西方向に折れ曲がって港湾内を1km以上延長するところまで追跡できる。このような遷急線には、住吉遷急線のほか、沈降盆内には御笠川河口沿いの呉服遷急線、沈降盆外には阿蘇-4台地北部付近に山王遷急線がそれぞれ認められる（第6図）。

基盤面の地質構造は、第6図の基盤面のサーフェスマodelに認められるとおり、赤坂、天神、呉服を結ぶラインを境に、その北側と南側では異なる特徴

を示す。

南側の天神沈降盆の基盤面の地質構造は、第14、15、17図の東西方向の各地質断面にその特徴が表現されている。すなわち、住吉遷急線を境に、東側の阿蘇-4台地付近では水平ないしゆるやかな西傾斜（勾配：5～8%）の平坦面をなすのに対して、西側の盆地内では、相対的に急勾配（30～50%）で幅300～500mの西向き斜面を経て盆地底となる。盆地底面には埋没残丘が分布しており、西縁を画する警固断層沿いには、幅約300m、標高-40～-55mにかけて、西に急斜する溝地が発達している。

一方、北側の天神沈降盆の基盤面の地質構造は、天神沈降盆を縦断する第9、10図の同エリア内、及び海岸線沿いの第11図の各地質断面図にその特徴が表現されている。すなわち、東西断面でみると、盆地東縁の住吉遷急線を境にした構造の変換は、南側と類似しており、以東には多々良川低地下の平坦な基盤面が広がり、一方、住吉遷急線の盆地側には、相対的に急勾配の西向き斜面が認められる。しかし、この西向き斜面は、途中に呉服遷急線によるステップを挟んで幅1kmと広く、西向き斜面を経て盆地底にあたるエリアでは、広く小丘状の高まり（那の津丘）が認められる。上記の呉服遷急線は、御笠川沿いに呉服から東浜にかけて、北西-南東方向に約2km延長する。第11図に示すように、基盤面、大坪砂礫層、沖積層基底面は、同遷急線の東側ではゆるやかでやや下に凹状の形状を示しているが、遷急線を境に、西側で幅約50～200mの急傾斜面（勾配15～30%）をなす。一方、大坪砂礫層と沖積層基底面のサーフェスマodelでは、那珂川河口域付近まで広がる特徴的な馬蹄形凹地をなしている（第21図）。

第四系の地質構造

基盤岩を覆う第四系のうち、最下部の仲原礫層は、天神沈降盆内の埋没残丘を除く盆地底エリアに分布しており、盆地底の平坦な基盤面に調和的な地質構造を呈する。

須崎層は、住吉遷急線を越えて広く分布しているが、同遷急線を境にその東側では、基盤面に平行して、水平ないしゆるやかな勾配の地質構造をなし、層厚も一定しているのに対して、西側の盆地側では、層厚が急増し、警固断層を境にその西方では急激に薄層化し尖滅する。この須崎層と警固断層との境界に関して、詳細なボーリング調査が行われた薬院において、先に記述した断層の変形帯（福岡市断層調査研究会、1997、1998；下山ほか、2005）が確認された。同様に警固断層沿いでは、断層上盤を構成する基盤岩との初生的な層位関係は断層で断たれているものと推定される。

また、須崎層の天神盆地内の地質構造は、赤坂、天神、呉服を結ぶラインより南側と北側では基盤面

の地質構造の違いに対応して異なっている。南側では、須崎層は、西ないし南西へ厚層化し、その上部層・下部層境界や細粒相の粘性土の分布は同方向に傾斜していることを示唆している（第14～17図、第19図）。一方、同ラインより北側においては、ゆるやかな地質構造を呈し、層厚の厚い地域は那の津丘周囲の盆地底であって、南側に認められた西への厚層化の傾向は認められない。

大坪砂礫層と沖積層についても、その地質構造は赤坂、天神、呉服を結ぶラインより南側と北側で異なる特徴を示す。同ラインの南側では、既に説明したとおり、警固断層沿いには直線状凹地が発達しており、住吉遷急線から同凹地の中軸にかけて、基底面の地質構造は西傾斜が卓越し、層厚が厚くなる（第15～17図、第21、22図）。警固断層以西では、幅200～300mにわたって断層方向へ3～10m低下している。

一方、同ラインの北側では、凹地の場所は、警固断層沿いではなく、東部の那珂川河口から御笠川河口域に馬蹄形の凹地が発達している（第21、22図）。その東縁をなす呉服遷急線を境に両層基底面標高が急変する（第11図）。この地質構造で、大坪砂礫層の層厚変化は認められないが、沖積層は海成粘性土基底面標高の低下量に応じて3～4m厚層化している。

警固断層を境にした第四系各層の層厚や基底面標高の変化は、上記に述べたように、赤坂、天神、呉服を結ぶラインを境に異なっており、つぎのように整理できる。同ライン以南では、第6図、19、21、22図に示すとおり、須崎層、大坪砂礫層、沖積層ともに層厚ないし基底面標高に急激な変化が認められ、その変化量は上位に向かって小さくなる。一方、同ライン以北では、第11図の地質断面図に示すとおり、北端のKf2断層で須崎層だけが、Kf1断層では大坪砂礫層と沖積層だけが、それぞれ層厚や基底面標高の変化が発生している。

埋没残丘

盆地底には、北端の那の津丘も含めて、基盤面が周囲よりも5～15m高い小丘状の高まりが第四系下に埋没している（第6図）。これらの小丘のうち、薬院から天神にかけて分布するものは、北北西－南南東に1.5km長にわたって配列する（第5図）。小丘の多くは盆地底と同一の古第三紀層から構成されるが、南区清水付近の那珂川左岸には、花崗岩からなる小丘状の高まりが2箇所分布している（第5図）。これらの小丘によって盆地底は凹凸をなし、第19図に示すとおり、凹地では仲原礫層・須崎層が厚く埋積しているが、第12～14図の地質断面図に示すとおり、第四系各層の地質構造にはほとんど影響が認められない。こうした特徴から、これらの埋没した小丘は、福岡地盤図作成グループ（1981）

が指摘したように、侵食で形成された残丘が第四系下に埋没したものと考えられる。このような残丘で埋没していない事例が、阿蘇-4台地の福岡市博多区の山王公園や諸岡の瀧見天神社の2箇所認められる。

5.3 その他の断層と関連した地質構造

基盤岩に変位を与える断層

前述したとおり、北西－南東走向の那の津断層と石堂一海の中道断層は、第四系基盤岩の古第三紀層と花崗岩に変位を与える断層として、その位置が認定された断層である（唐木田ほか、1994）。本報告では、先第四紀断層の位置については、第一近似として、唐木田ほか（1994）の地質図を参照し、その上で、ボーリングデータによる古第三系・花崗岩の境界によって一部断層位置を修正している（第6図）。これらの断層について、第四紀の活動性に関わる特徴を下記に整理しておく。

石堂一海の中道断層は、天神沈降盆においては御笠川河口沿いの呉服遷急線から、阿蘇-4台地の東縁を走る。いずれも第四系の地質構造上の境界付近に位置しており、第四紀にも活動が部分的にでも継続している可能性が示唆される。

月隈断層については、断層付近のボーリングデータが乏しいために詳細は不明だが、その断層位置付近において、基盤面、大坪砂礫層基底面、沖積層基底面の各サーフェスマodelの等高線分布が急変するかもしれない特徴を呈している。今後の詳細な地下構造の検討が必要であろう。

一方、那の津断層については、第四系の分布、地質構造との関係は認められない。

阿蘇-4台地と山王遷急線

住吉遷急線以東で御笠川と那珂川で挟まれたエリアには阿蘇-4火砕流堆積物の台地が広がっている。東光寺付近より北（阿蘇-4台地北部）では、基盤面、および須崎層、阿蘇-4火砕流堆積物、大坪砂礫層、沖積層の各基底面は西ないし北西へ緩やかに傾斜している。その地質構造のエリアは御笠川左岸沿いから阿蘇-4台地南部との境界にかけて連続する標高-6～4mの基盤面の小丘列付近まで広がっている。山王公園に位置する第四系堆積岩が露出する小丘はこの小丘列上に位置している。この小丘列に沿って、山王遷急線を設定した。一方、同遷急線以南では、御笠川と警固断層間のエリア（阿蘇-4台地南部）では、基盤面は最深-25mの沈降域と残丘状の高まりが不規則に分布する形状を呈し、須崎層がその凹凸を埋積している。

6. 考察

警固断層は、北西－南東に直線的に延びる全長

27kmの左横ずれ活断層であると考えられている(地震調査研究推進本部, 2007). しかし, 本報告では, ボーリングデータ解析による地下地質構造の検討結果に基づいて, 警固断層について, その北端部にあたる臨海域ではKf1とKf2断層に分岐し, 那珂川低地付近ではKf3とKf4断層とに左ステップの雁行配列をなすことを示した. そして, 警固断層の北東側に随伴する天神沈降盆について, その地質構造的な特徴の詳細を明らかにした. これらの結果を踏まえて, 警固断層の運動像について考察する.

6.1 警固断層と天神沈降盆との構造的関係

天神沈降盆は, 左横ずれ断層の警固断層に随伴する沈降盆であることから, 横ずれ堆積盆(Nilsen and Sylvester, 1995)に相当するが, これまでの研究では, こうした断層運動と沈降運動との構造的関連についてほとんど議論されていなかった. ここで, 本報告で明らかにした警固断層の形状, 基盤面および第四系の地質構造的な特徴に基づいて, 警固断層と天神沈降盆の造構運動上の関連性について検討する.

北西-南東方向に直線状に延長する警固断層において, その北部の向野~荒津の6km長間に, 天神沈降盆がその北東側に随伴している(第6図). この区間において, 警固断層は, 向野~赤坂間では1本の直線状のトレースを示すが, 赤坂~荒津間ではKf1とKf2両断層に分岐する(第6図). 警固断層が分岐する赤坂を起点に, おおよそ赤坂, 天神, 呉服を結ぶラインを境にして, 以北では天神沈降盆内の沈降域が基盤面の高まりによって塞がれるとともに(第6図), 第四系の最大沈降域の特徴も以南とは, 次の通り, 著しく異なっている.

すなわち, 沈降構造として, 以南では, 警固断層沿いに須崎層, 大坪砂礫層, 沖積層から構成される西傾斜で最大深度55m以上となる凹地構造が発達している(第6, 15~17, 21, 22図). この凹地構造について, 大坪砂礫層と沖積層の層厚変化, および両層基底面と基盤面の構造には西への傾動と沈降運動の累積性が認められる(第16, 17, 21, 22図). 須崎層についても, その地質構造が明らかとはいえないが, 下部層と上部層境界や細粒相の粘性土の分布はこうした西方への傾動構造の累積性を示唆している(第16, 17, 21, 22図). 以上, 警固断層を軸とする西への傾動構造の累積性から, 警固断層沿いの凹地構造は, 警固断層の活動に伴って発達した沈降構造であると考えられる.

一方, 以北では, 基盤面は広く高まりをなしており, 第四系を通じて継続する沈降域は認められない. その中で, 須崎層はKf2断層北東側で(第6, 11, 19図), 大坪砂礫層と沖積層はKf1断層北東側および呉服遷急線の南西側で(第11, 21, 22図), それぞれ最大比高差12m以下と小さい沈降域をなしている. Kf1断層とKf2断層沿いの沈降は警固断層の

断層変位であることはすでに記載したとおりであるが, 呉服遷急線については, 現状では断層が撓曲か, その地質構造的な特徴は不明瞭である.

6.2 警固断層の分岐およびステップの運動像 臨海域における警固断層の分岐

本報告では, 従来の北西-南東方向の断層トレース(本報告のKf1断層)の他に, 赤坂で北方に分岐するKf2断層を特定した(第6図). 両断層の活動性と運動像について検討する.

延長距離や基盤面の垂直変位量は, Kf1断層のリリーシングベンド(releasing bend)部を除いて, Kf1とKf2両断層で10m前後とほぼ同レベルであるが, 上記でも言及したように, 変位している地層の時代が異なっている. Kf2断層では須崎層の層厚と基底面標高が, Kf1断層では大坪砂礫層の層厚と基底面標高がそれぞれ急変しており(第6, 11図, 第4表), Kf1断層では, 特定点の荒津, 赤坂北, 赤坂において沖積層基底の地形平坦面をなす海食台の縁をなしている.

以上の断層と地層との関係から, 警固断層の活動的な断層位置は, 赤坂以北においては, 大坪砂礫層の堆積前までは, Kf2断層であったが, それ以後は, Kf1断層へと変化したと考えられる. Kf1断層の最新活動期については, 警固断層調査検討委員会(2008)は, Kf1断層沿いの浜の町にて, 沖積層下部の住吉層までが断層変位を受けたことをトレンチ調査によって明らかにしている.

また, Kf2断層は, 南北から北北西-南南東方向のトレースを示す(第6図). 北西-南東方向の左横ずれ断層運動下においては, Kf2断層, 特に南北方向の南半部はリストラインングベンド(restraint bend)にあたる. そのため, Kf2断層周辺域は左横ずれ運動に伴って圧縮場(transpression)になる. この圧縮場の発生は, 赤坂, 天神, 呉服を結ぶラインの以北では基盤面の高まりとなっており, 断層沿いに直線状の凹地構造が不明瞭であること, および本報告で示したKf1とKf2の両断層間の基盤岩が幅広く破碎・変質を受けていることの構造的要因としてとらえることができる.

那珂川低地付近における雁行状配列

那珂川低地付近は, これまで断層位置が特定できていない区間であった(千田ほか, 1996). 本報告で, 警固断層の詳細位置について新たに定めた3箇所の特定点とボーリングデータ解析による基盤面標高モデルとに基づき, 北西-南東方向で, 左ステップで雁行するKf3とKf4の両断層の地表トレースを定めた. Kf4断層の南東延長は日の出付近で警固断層本体に連続する.

Kf3とKf4の両断層は, 阿蘇-4台地南部において基盤面標高の凹地が発達するエリアの南縁を画し

ており、その北西方で天神沈降盆以南のエリアでは、基盤面の凹地構造がなくなるとともに（第6図）、那珂川左岸地域から向野付近までの約2km長の区間は基盤面の断層による落差が明瞭ではなくなる。

北西-南東方向の左横ずれ断層運動下において、左ステップするKf4先端付近からKf3断層北東側では引張場となる。一方、Kf3断層の北西方、横手から向野間は断層トレースが不明瞭なエリアであるが、向野から北西方に延びる断層トレースとの位置関係から判断して、警固断層の地表トレースは、第6図に推定したように、横手から向野間において南北方向のベンド(bend)を介して連続するか、または右ステップで雁行配列をなすものと考えることができる。いずれの場合も、同エリアは左横ずれ断層運動下においては圧縮場となる。

引張場となるKf3断層北東側は、基盤面の凹地構造が発達しており、一方、圧縮場となる横手から向野間は、基盤面は標高0m以上の台地状の高まりなしている（第6図、7図e,f）。両地点とも、横ずれ断層の形状によって発生する応力場と基盤面の地質構造とが符号するものとなっている。

6.3 警固断層の構造単元

これまで、陸域の警固断層は一つのセグメントとしてとらえられ、左横ずれを主体とする断層活動に南西側隆起の逆断層の変位を伴うとされている（福岡県、1996；地震調査研究推進本部、2007）。その垂直変位量と横ずれ変位量との比は平均1対2と見積もられている（福岡県、1996）。しかし、警固断層の垂直変位量の変化は、走向方向に50m以上あり、赤坂～荒津間および横手～向野間における断層の分岐ないし左ステップの雁行状配列部付近で急変する。また、断層の活動性も、臨海域の警固断層では、須崎層堆積後、Kf2断層からKf1断層へ活動的な断層位置が変化する。最新活動期に関しても、Kf1断層の浜の町での最新活動期（警固断層調査検討委員会、2008）と内陸の警固断層区間における上大利のトレンチ調査（宮下ほか、2007）とで異なっている。

このような警固断層の形状と垂直変位量の変化との相関性、活動的な断層位置の変化、そして、断層の最新活動期の相違は、警固断層の活動性が走向方向に一様ではなく、天神沈降盆などの構造的沈降域の広がりに対応したセグメントに分割される可能性を示している。

7. まとめ

(1) 2,395本のボーリングデータの解析に基づき、12枚の地質断面図、4枚の地層境界面・層厚のサーフェスマodel図を作成した。これらのボーリングデータについては、位置、孔口標高、出典、地層境

界標高情報を含めて整理したボーリングデータリストを作成し付録資料とした。

(2) 第四系の層序は、下位から上位へ、下山（1989）に基づき、仲原礫層、須崎層、阿蘇-4火砕流堆積物、大坪砂礫層、沖積層に区分した。須崎層については、上方細粒化の堆積サイクルに基づいて、須崎層を下部層と上部層とに細分した。

(3) 福岡平野の海岸線から内陸の須玖南方まで、約10kmの区間において、ボーリングデータの解析に基づき、基盤面および第四系の地層境界面の急変位置として、警固断層の位置と形状を定めた。既存研究による2地点を含む計15地点では、高い精度で断層位置を設定した。その結果、警固断層はこれまで北西-南東方向の1本の直線状の断層と考えられていたが、北端の赤坂以北において従来の断層トレースに相当する北西-南東方向のKf1断層（1.8km長）と新規に定めた南北方向のKf2断層（1.7km長以上）とに分岐すること、従来断層位置が不明とされていた那珂川低地付近では、北東側の基盤面の凹地構造の分布域の南縁を画して、左ステップに雁行状配列をなすことなどの新知見を得た。そして、警固断層の分岐・ステップの形状による運動像は、周囲の基盤面・第四系の地質構造と符合していることを示した。

(4) 基盤面・第四系の地質構造に基づき、警固断層の北東側に随伴する天神沈降盆の形状を記述した。天神沈降盆は、北に開いた三角状の沈降域であり、その東縁は南北方向の住吉遷急線で画され、その北端（赤坂、天神、呉服を結ぶラインより北）に位置する基盤面の高まりで沈降域が塞がれている。そして、同ライン以南では警固断層沿いに、須崎層～沖積層までの第四系からなる、西傾斜で最深55mの非対称な凹地構造が発達している。一方、同ライン以北では、須崎層ではKf2断層沿い、大坪砂礫層・沖積層ではKf1断層と呉服遷急線沿いにそれぞれ沈降量が相対的に小さい凹地構造が認められる。

(5) 警固断層の垂直変位量の変化と分岐・雁行配列、天神沈降盆や阿蘇-4台地南部における凹地構造との密接な関係に基づいて、警固断層が沈降域の広がりに対応した断層セグメントに分割できる可能性を示した。

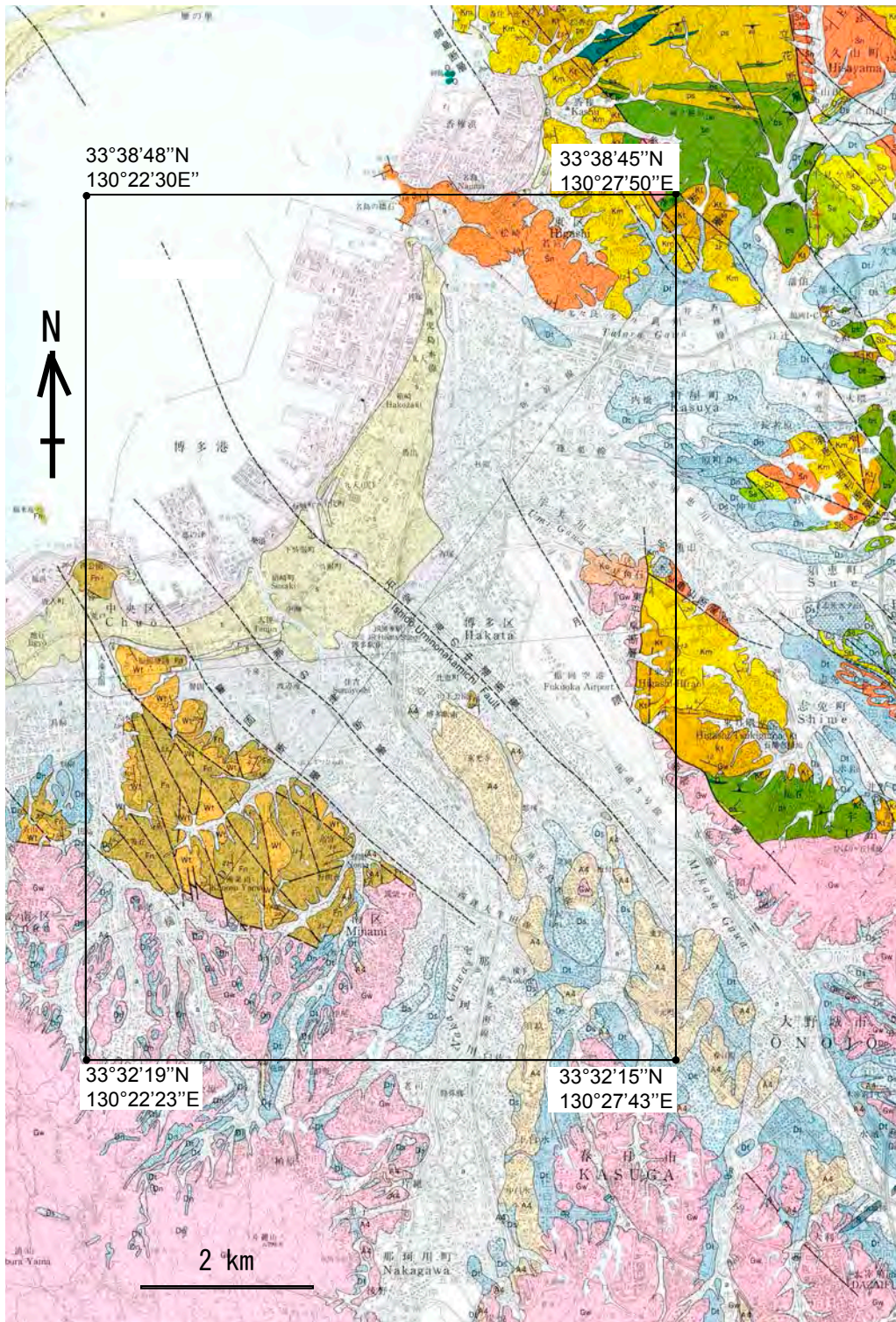
謝辞 ボーリング資料の収集に当たっては、九州地盤情報システム協議会、国交省の九州地方整備局、福岡県、福岡市、九州地質調査業協会から厚い便宜をはかっていただいた。福岡市市民局からは警固断層の調査報告書を参照させていただいた。産業技術総合研究所の水野清秀主任研究員、松島紘子博士（現在の所属、豊島岡女子学園）には、ボーリング柱状図の層序区分に関してご協力いただいた。加野直巳博士には、那珂川沿いの反射法探査断面の元画像

ファイルを提供していただき、反射面の特徴について貴重なご意見をいただいた。吉岡敏和博士、尾崎正紀主任研究員には査読を通して貴重なご意見をいただいた。以上の方々に深く感謝申し上げます。

文 献

- 有明海研究グループ (1965) 有明・不知火海域の第四系。地函研専報, no.11, 86p.
- 地学団体研究会新版地学事典編集委員会 (1996) 新版 地学事典。平凡社, 1443p.
- 千田 昇・中田 高・渡辺満久・鬼木史子 (1996) 2.5 万分の 1 都市圏活断層図福岡地区 X III「福岡」。国土地理院。
- 福岡県 (1996) 西山断層系, 水縄断層系, 及び警固断層系に関する調査委託報告書, 第 IV 編警固断層についての調査結果。福岡県総務部消防防災課, 140p.
- 福岡地盤図作成グループ (1981) 福岡地盤図。九州地質調査業協会, 174p.
- 福岡地盤図作成グループ (1992) 福岡地盤図 (南部編)。福岡県地質調査業協会, 132p.
- 福岡市断層調査研究会 (1997) 福岡市市民局警固断層調査業務報告書 平成 9 年 3 月, 163p.
- 福岡市断層調査研究会 (1998) 福岡市市民局第 2 次警固断層調査業務報告書 平成 10 年 3 月, 66p.
- 福岡市断層調査研究会 (2001) 福岡市市民局第 5 次警固断層調査業務報告書, 240p.
- 福岡市断層調査研究会 (2008) 福岡市市民局警固断層調査業務報告書 平成 20 年 3 月, 19p.
- 福岡市地盤図作成委員会 (1981) 福岡市地盤図。社団法人福岡県建築士会, 244p.
- 花島裕樹・松本 弾・康 義英・木村克己・水野清秀・松島紘子 (2013) 福岡沿岸域における海陸シームレス第四系基底面標高分布。海陸シームレス地質情報集「福岡沿岸域」, 数値地質図 S-3, 地質調査総合センター。
- 岩淵 洋・西川 公・田賀 傑・宮崎 進 (1998) 福岡湾付近の断層分布。水路部技報, no.16, 95-99.
- 地盤工学会 N 値と $c \cdot \phi$ の活用法編集委員会 (1998) N 値と $c \cdot \phi$ の活用法。社団法人地盤工学会, 201p.
- 地盤工学会九州支部・九州地盤情報システム協議会 (2005) 九州地盤情報共有データベース 2005, CD-ROM 出版物。社団法人地盤工学会九州支部・九州地盤情報システム協議会。
- 地盤工学会九州支部・九州地盤情報システム協議会 (2012) 九州地盤情報共有データベース 2012, CD-ROM 出版物。社団法人地盤工学会九州支部・九州地盤情報システム協議会。
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2007) 警固断層帯の評価。地震調査研究推進本部 WEB サイト, 32p.
- 加野直巳 (2009) 警固断層南東部での極浅層反射法調査の再処理。活断層・古地震研究報告, no.9, 319-328.
- 唐木田芳文・富田宰臣・下山正一・千々和一豊 (1994) 福岡地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 192p.
- 警固断層調査検討委員会 (2008) 警固断層調査業務委託報告書 平成 21 年 3 月, 福岡市市民局, 105p.
- 木村克己 (2011) ボーリングデータ処理システムの公開。産総研 TODAY, 11, no.1, 19-19.
- 木村克己・石原与四郎・宮地良典・中島 礼・中西利典・中山俊雄・八戸昭一 (2006) 東京低地から中川低地に分布する沖積層のシーケンス層序と層序の再検討。地質学論集, no.59, 1-18.
- 木村克己・康 義英・花島裕樹 (2011) 福岡平野と北海道石狩低地帯域の浅層地盤のボーリングデータベースの構築。平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査報告, 地質調査総合センター速報, no.56, 113-119.
- 木村克己・花島裕樹・石原与四郎・西山昭一 (投稿中) ボーリングデータに基づく沖積基底面のサーフェスマデルとその作成方法—東京低地北部から中川低地南部の沖積層を例として—。地質学雑誌。
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]。東京大学出版会, 336p.
- 松下久道・三木 孝・山下明夫 (1971) 福岡市南部で知られた逆転構造。九州大学理学部島原火山観測所研究報告, no.7, 1-8.
- 宮下由香里・吾妻 崇・二階堂 学・岡崎和彦 (2007) 警固断層の活動履歴—大野城市上大利トレンチ調査結果—。月刊地球, 29, 133-138.
- Nilsen, T.H. and Sylvester, A.G. (1995) Strike-slip basin. Busby, C.J. and Ingersoll, R.V. eds: *Tectonics of sedimentary basins*, Blackwell Science, 425-457.
- 野々垣 進・升本眞二・塩野清治 (2008) 3 次 B-スプラインを用いた地層境界面の推定。情報地質, 19, 61-77.
- 岡村 眞・松岡裕美・中島徹也・中田 高・千田 昇・平田和彦・島崎邦彦 (2009) 博多湾における警固断層の活動履歴。地震第 2 輯, 61, 175-190.
- 鬼木史子 (1996) 福岡市域の警固断層の詳細位置と地下形態。活断層研究, no.15, 37-47.
- 斎藤文紀 (2003) シーケンス層序学による沖積層の捉え方。地質と調査, 2003 年 4 号, 103-118.
- 下山正一 (1989) 福岡平野における縄文海進の規模と第四紀層。九大理研報 (地質), 16, 37-58.
- 下山正一・磯 望・松田時彦・市原季彦・千田 昇・

- 岡村 眞・茂木 透・鈴木貞臣・落合英俊・長沢新一・今西 肇・川畑史子・矢ヶ部秀美・樗木政昭・松浦一樹 (2005) 警固断層, 薬院地区 (福岡市) でのトレンチ調査報告. 活断層研究, no.25, 117-128.
- 塩野清治・升本眞二・坂本正徳 (2000) 14 地層面の推定—曲面の補間・平滑化—. 地質情報技術研修プログラム—地質情報・空間情報コース—講習会テキスト, 11-56, 日本情報地質学会.
- 浦田英夫 (1962) 福岡市附近の平坦面の地史学的研究. 九大教養部地学研報, no.8, 1-45.
- 山口 勝・富田宰臣・亀山徳彦・下山正一・首藤次男 (1984) 5 万分の 1 土地分類基本調査「福岡・津屋崎・神湊」表層地質, 同説明書. 福岡県, 33-57.
- 山崎光夫・松下久道・浦田英夫・唐木田芳文・山本博達・小原浄之介・岩橋 徹 (1958) 福岡市の地質並びに地下水 (付 5 万分の 1 福岡市地質図) 報告 No.1, 福岡市, 34p.
- (受付: 2012 年 10 月 15 日, 受理 2013 年 1 月 30 日)



第1図 調査地域の地質とモデル範囲。

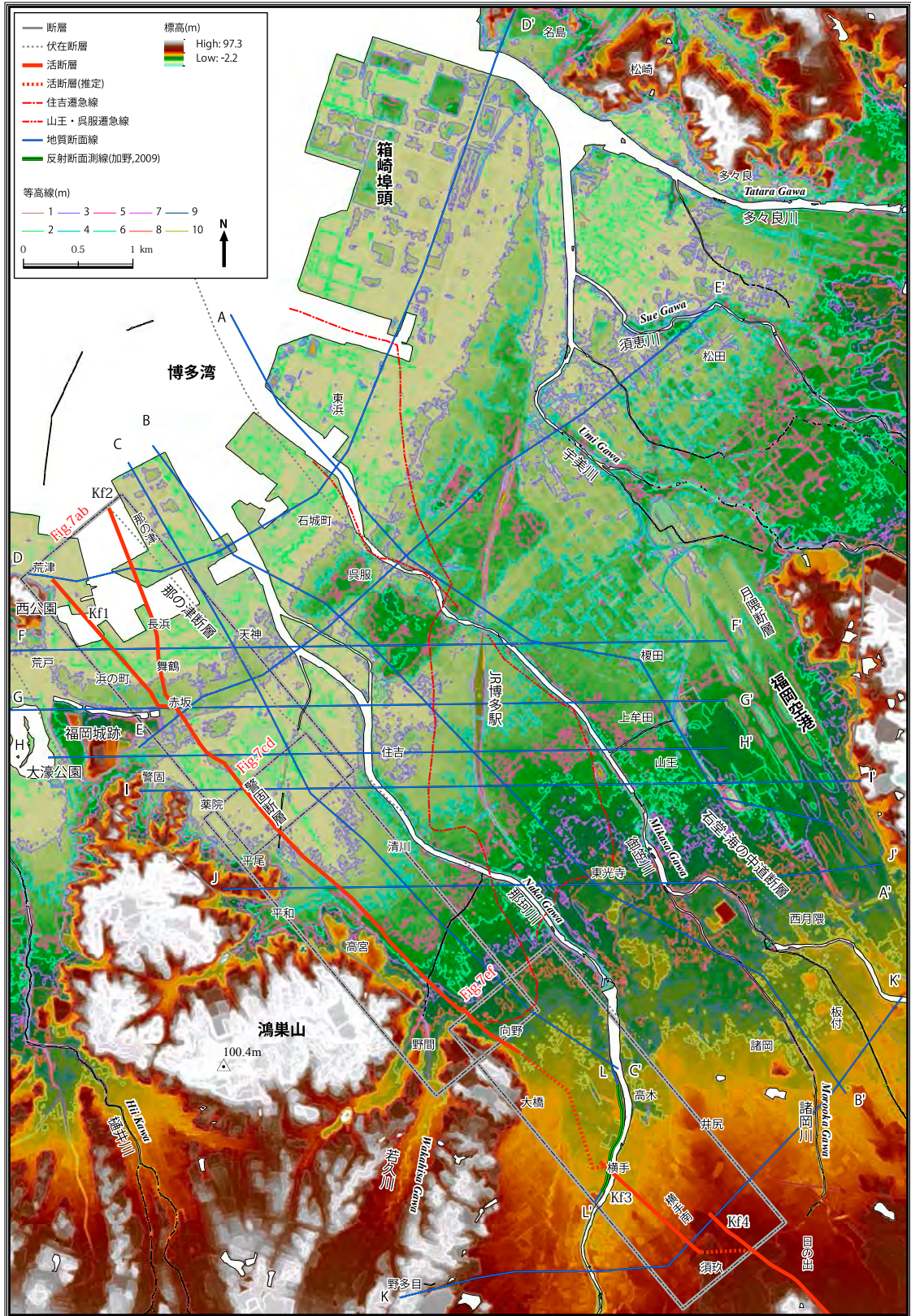
背景図は5万分の1地質図幅「福岡」(唐木田ほか, 1994)。

r : 埋立地, b : ボタ山, s : 砂丘砂, a : 沖積層, Dt : 大坪砂礫層, 4 : 阿蘇-4 火砕流堆積物, Ds : 須崎層, Dn : 仲原礫層, Fn, Wt : 福岡炭田の古第三系, Sn, Km, Kt : 粕屋炭田の古第三系, Gw : 早良花崗岩

Fig. 1 Index map of the survey area.

The geologic map is quoted from Karakida et al. (1994).

r : reclaimed land, b:coal-waste heap, s : beach sand and eolian sand, a:the Chuseki-so, Dt: Otsubo sand and gravel member, 4:Aso-4 pyroclastic flow deposit, Ds : Suzaki member, Dn : Nakabaru gravel member, Fn,Wt : Paleogene strata of the Fukuoka coal mine, Sn, Km, Kt : Paleogene strata of the Kasuya coal mine, Gw : Sawara granite



第2図 福岡平野の地形段彩図。

国土地理院の数値地図 5m メッシュ (標高) を利用して作成。地質断面図の測線位置を示す。警固断層以外の断層の位置・名称は、唐木田ほか (1994) に基づく。

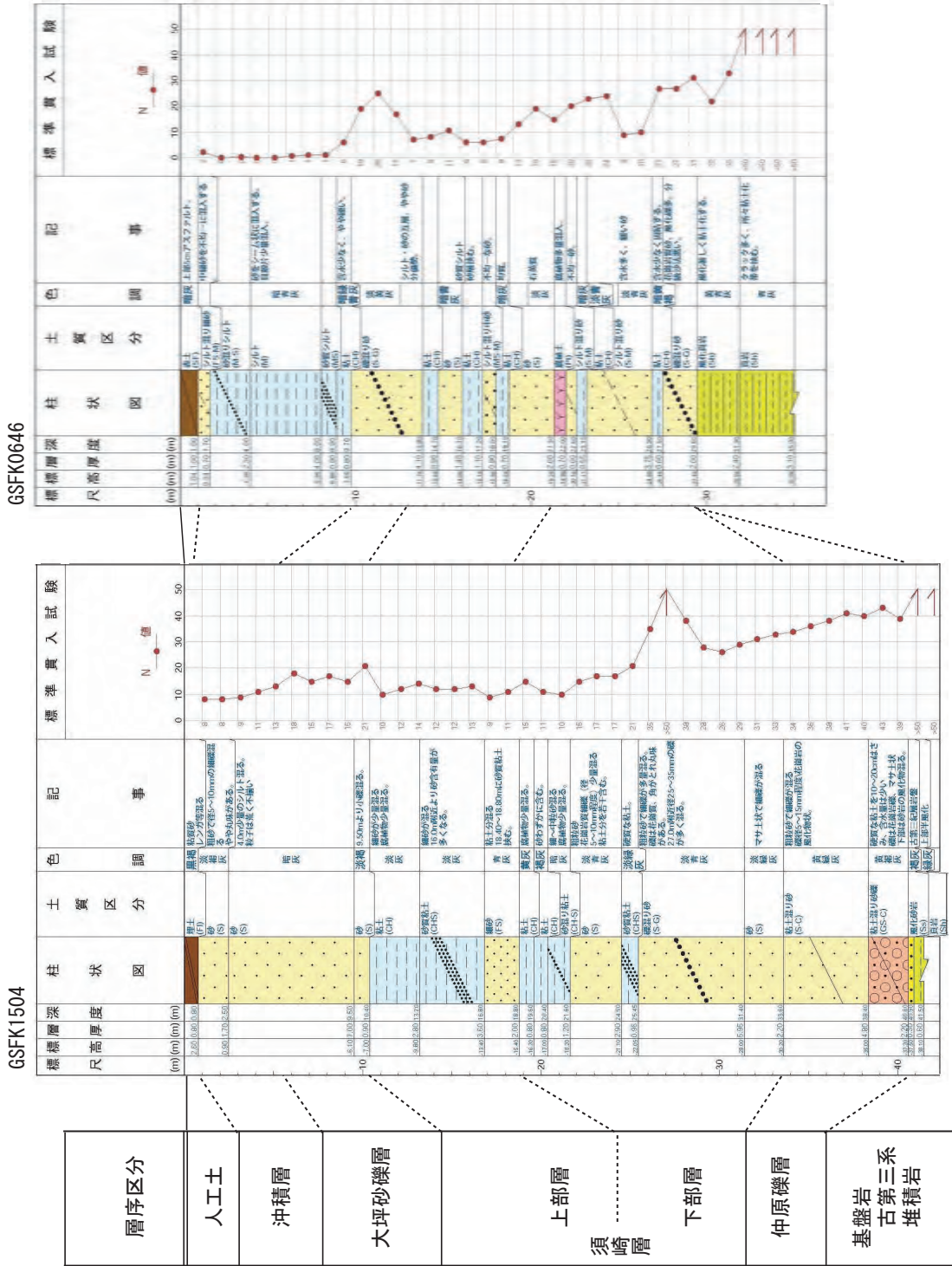
Fig. 2 Topographic altitude map expressed with graduated coloring.

Geologic section lines are plotted in this map. The map is drawn based on 5m DEM of Geographic Survey Inst.

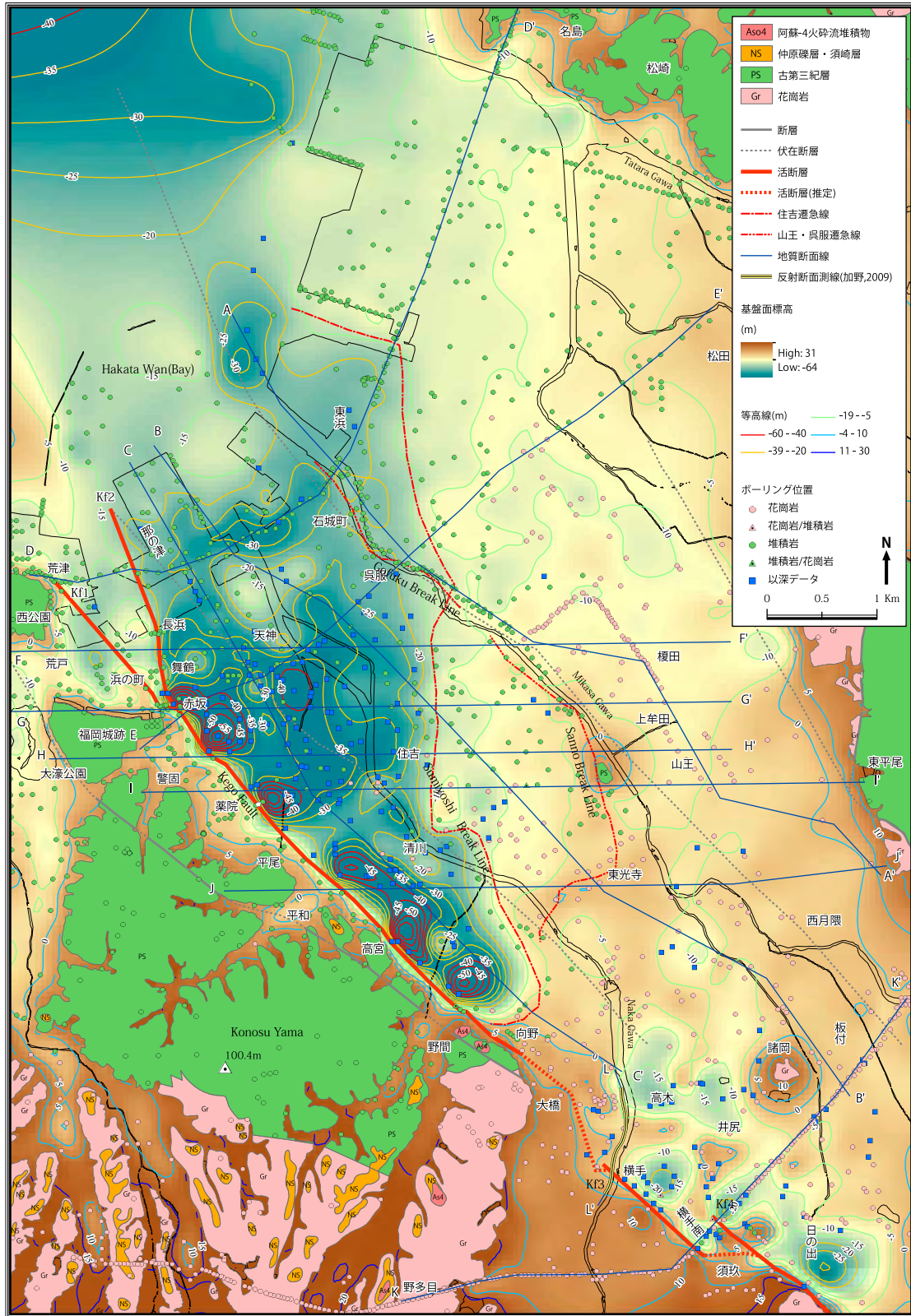
時代	福岡地盤図作成グループ(1981)	下山(1989), 唐木田ほか(1994)		本報告		
		段丘面区分	層序区分	層序区分	岩相の上方細粒化傾向	氷期・間氷期
完新世	中洲層	海の中道砂層	箱崎砂層 博多湾シルト層 住吉層	沖積層 Ch	↑	後氷期頃
	荒江層 (阿蘇-4火砕流堆積物を含む)	奈多砂層	大坪砂礫層	大坪砂礫層 Ot		最終氷期頃
中-後期更新世	博多粘土層	中位段丘下位面構成層	阿蘇-4火砕流堆積物	阿蘇-4火砕流堆積物 As4	↑	最終氷期頃
			地行泥層	須崎層		
	金武礫層	中位段丘上位面構成層	仲原礫層	仲原礫層 Nb	↑	最終氷期頃 およびそれ以前

↑ : 上方細粒化を示す堆積サイクル
 ----- : 不整合

第3図 福岡平野域の第四系層序区分と対比.
 Fig. 3 Stratigraphic correlation of the Quaternary strata in the survey area.



第4図 代表的な建築・土木用ボーリング柱状図の事例。
 出典 GSFK0646：地盤工学会九州支部・九州地盤情報システム協議会 (2012), GSFK1504：福岡地盤図作成グループ (1981)。
 Fig. 4 Example of typical borehole columns for geotechnical engineering used in this study and the stratigraphic divisions.
 (a) GSFK0646, (b) GSFK1507 Quoted from the Kyushu Branch of Japanese Geotechnical Society and Kyushu Geoinformation System Council (2005)



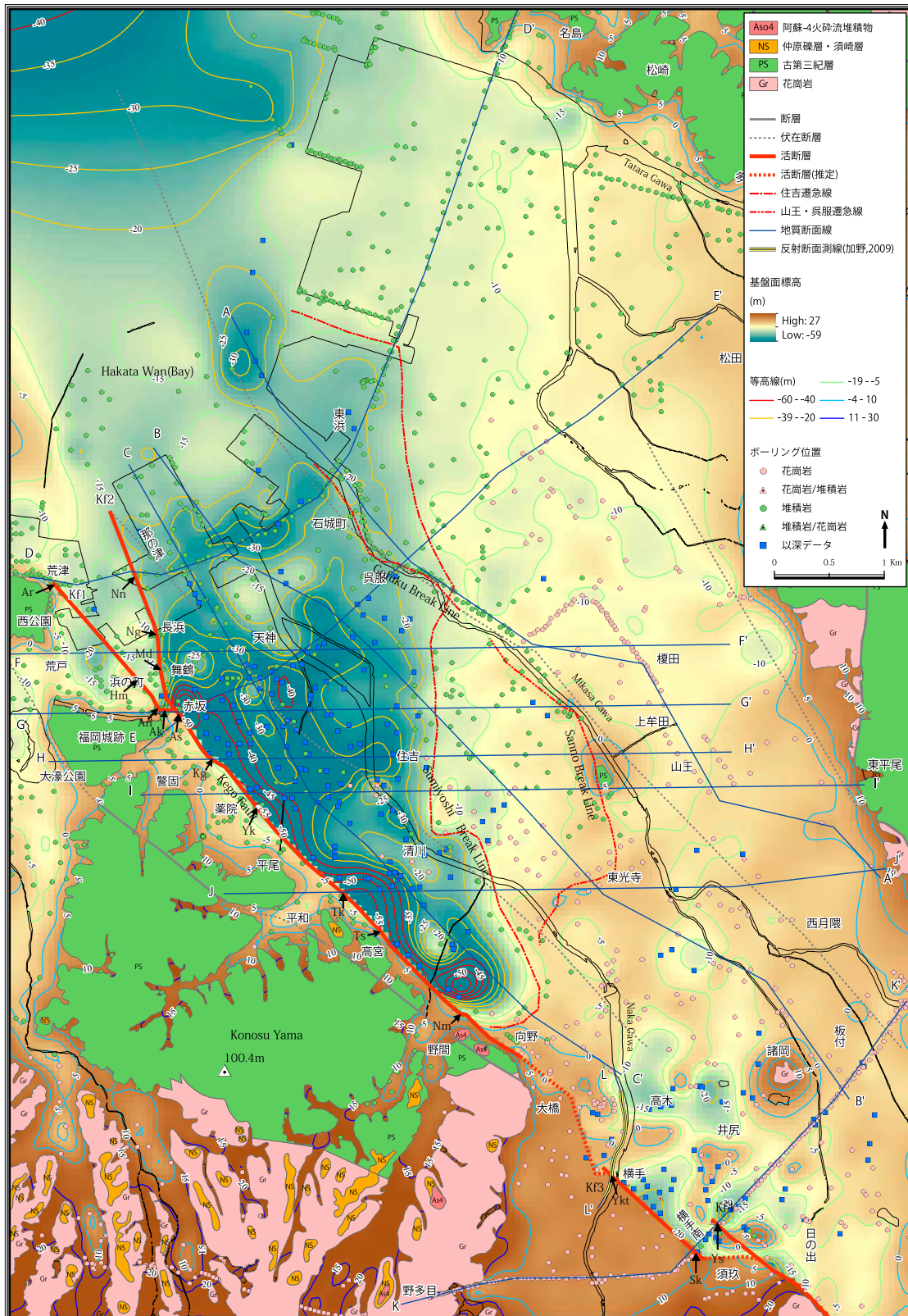
第 5 図 福岡平野の基盤岩上面のサーフェスモデル (非エリア区分処理版).

ボーリング位置のうち、薬院東方に位置している○印のデータはモデルの計算からは除外されている。以深データは、基盤岩まで到達していないデータであることを示す。段丘面と阿蘇-4 火砕流堆積物を除く表層地質は唐木田ほか (1994) に基づく。

Fig. 5 Surface model of topsurface of basement rocks (in a case of model area without being divided by the Kego Fault).

The data marked with symbol ○ at Yakuin are excluded from the model calculation. The point marks in the map distinguish by color whether the basement of borehole data is Granite or Paleogene sedimentary rocks, and by colored symbol ○・□ whether they are altitude level or inequality condition. The geological map is based on Karakida et al. (1994).

福岡平野の警固断層と第四系の地下地質構造

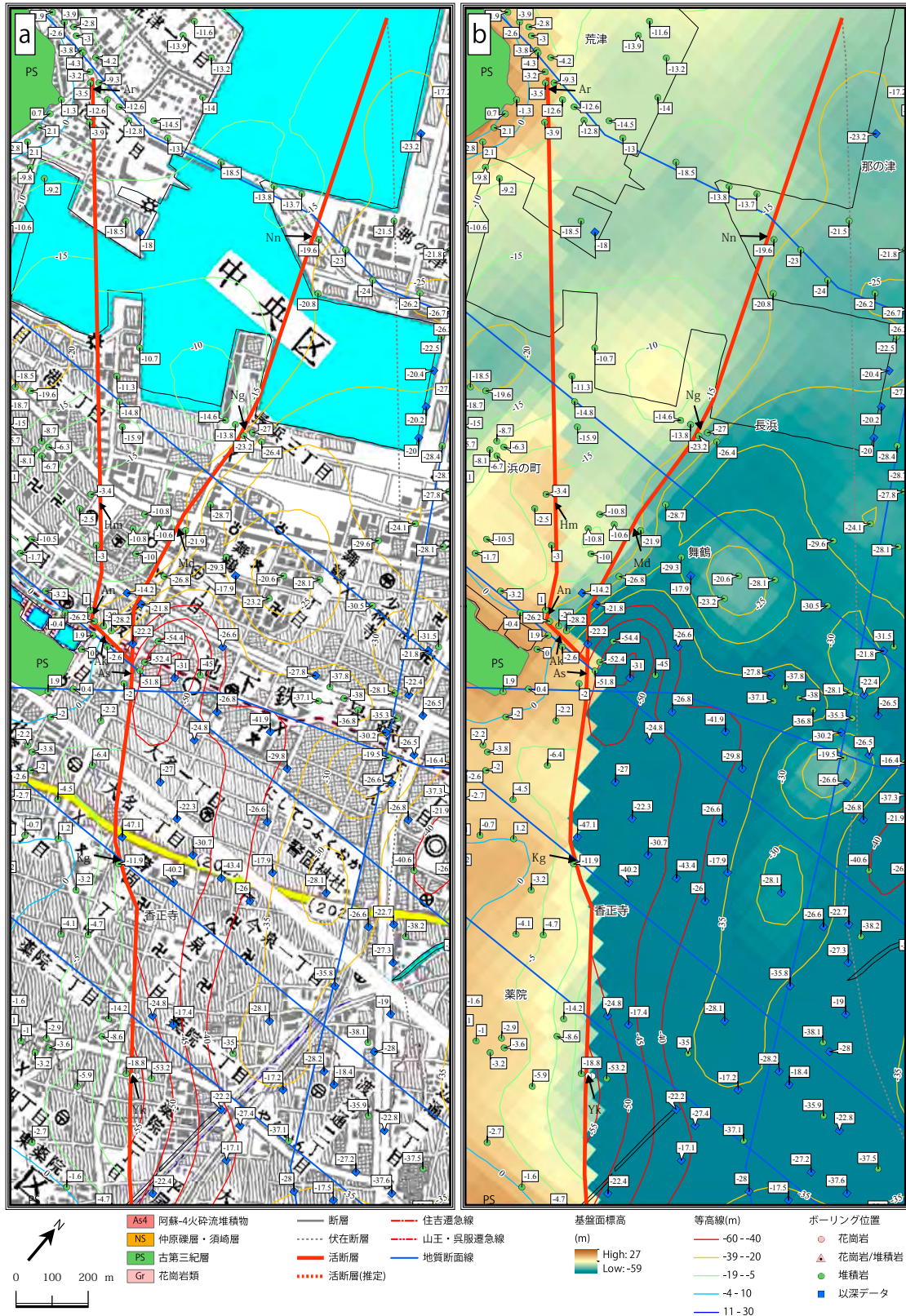


第6図 福岡平野の基盤岩上面のサーフェスモデル (エリア区分処理版).

→ : 警固断層位置の特定点. 名称は記号で示す (第4表参照). その他の説明文は第5図を参照.

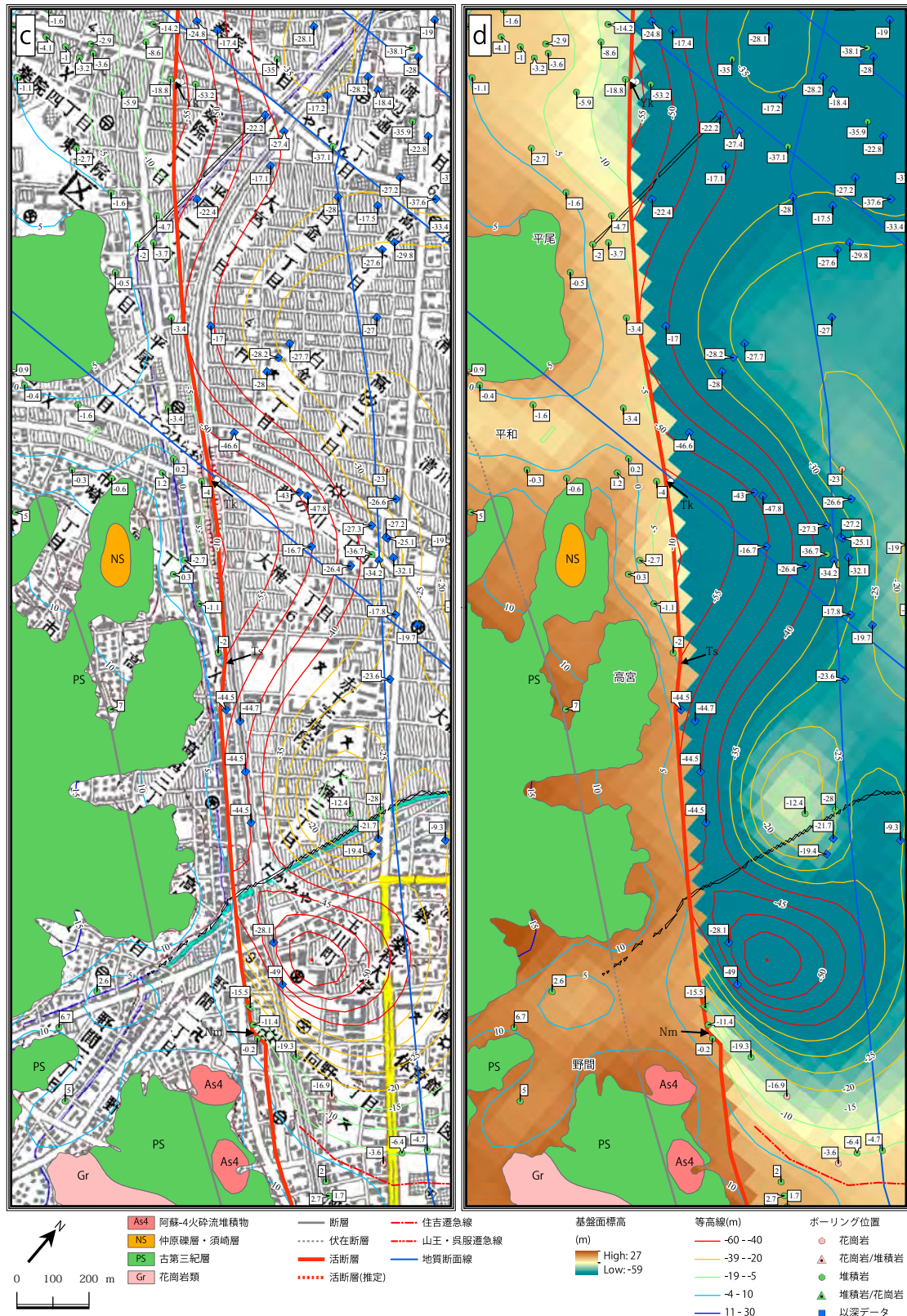
Fig. 6 Surface model of topsurface of basement rocks (in a case of model area divided by the Kego Fault).

→ : location of the Kego Fault determined strictly by borehole data. The other caption is referred to as that of Fig.5.



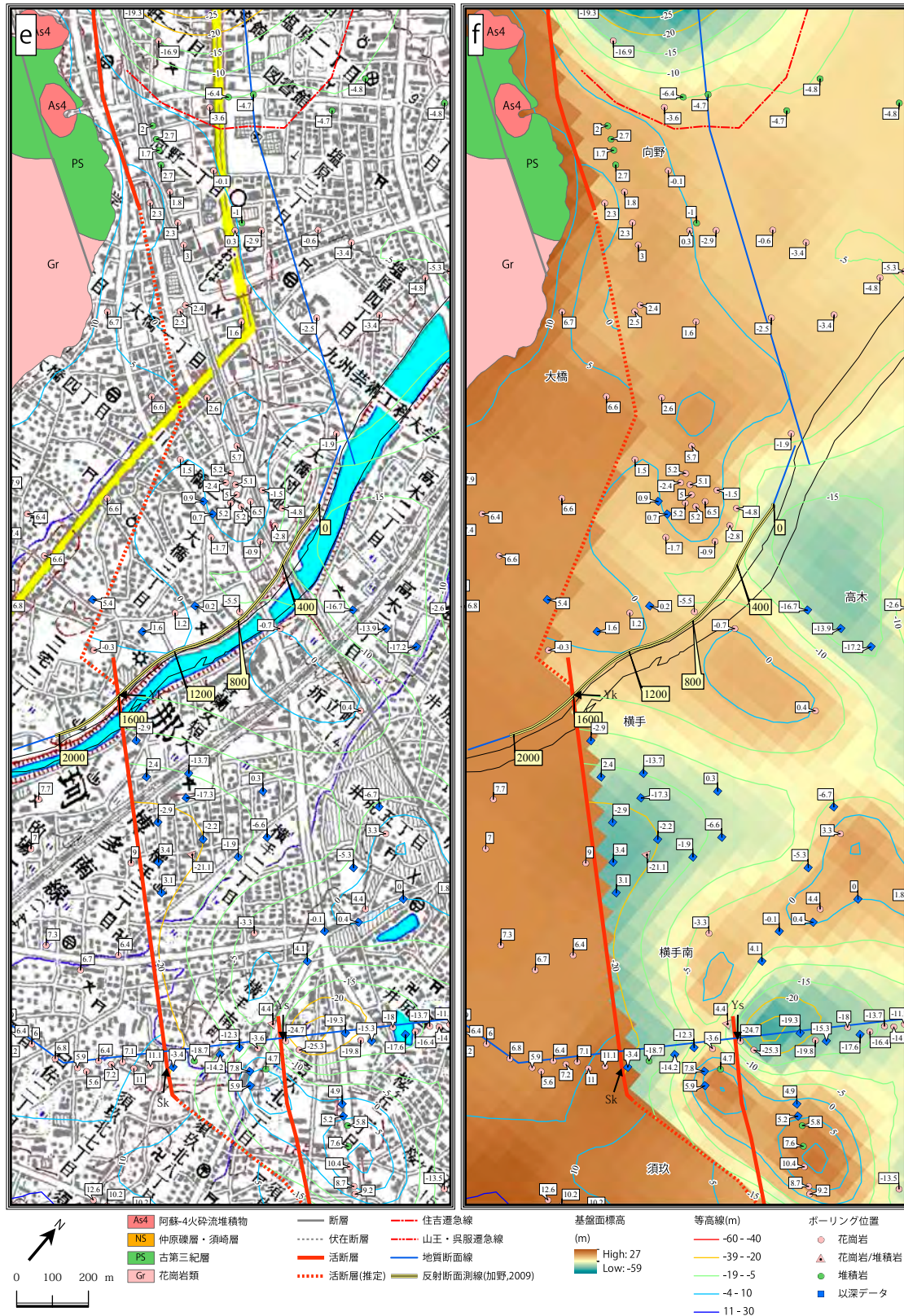
第7図 (a) (b) 警固断層近傍の基盤岩上面のサーフェスマodelとポイントデータ分布図(北西部)。背景図には地質図(唐木田ほか, 1994)と国土地理院2.5万分の1地形図がそれぞれ引用されている。各ポイントの数値は基盤面標高を示す。その他の説明文は第5, 6図を参照。

Fig. 7 (a)(b) The detailed surface model of topsurface of basement rocks along the Kego Fault(the northwestern area). Each figure is edited with the figures of a geologic map (Karakida et al., 1994) and 1/25,000 scale topographic map of Geographic Survey Inst. Numbers of each point mean the altitude of topsurface of basement rocks. The other caption is referred to as that of Figs.5 and 6.



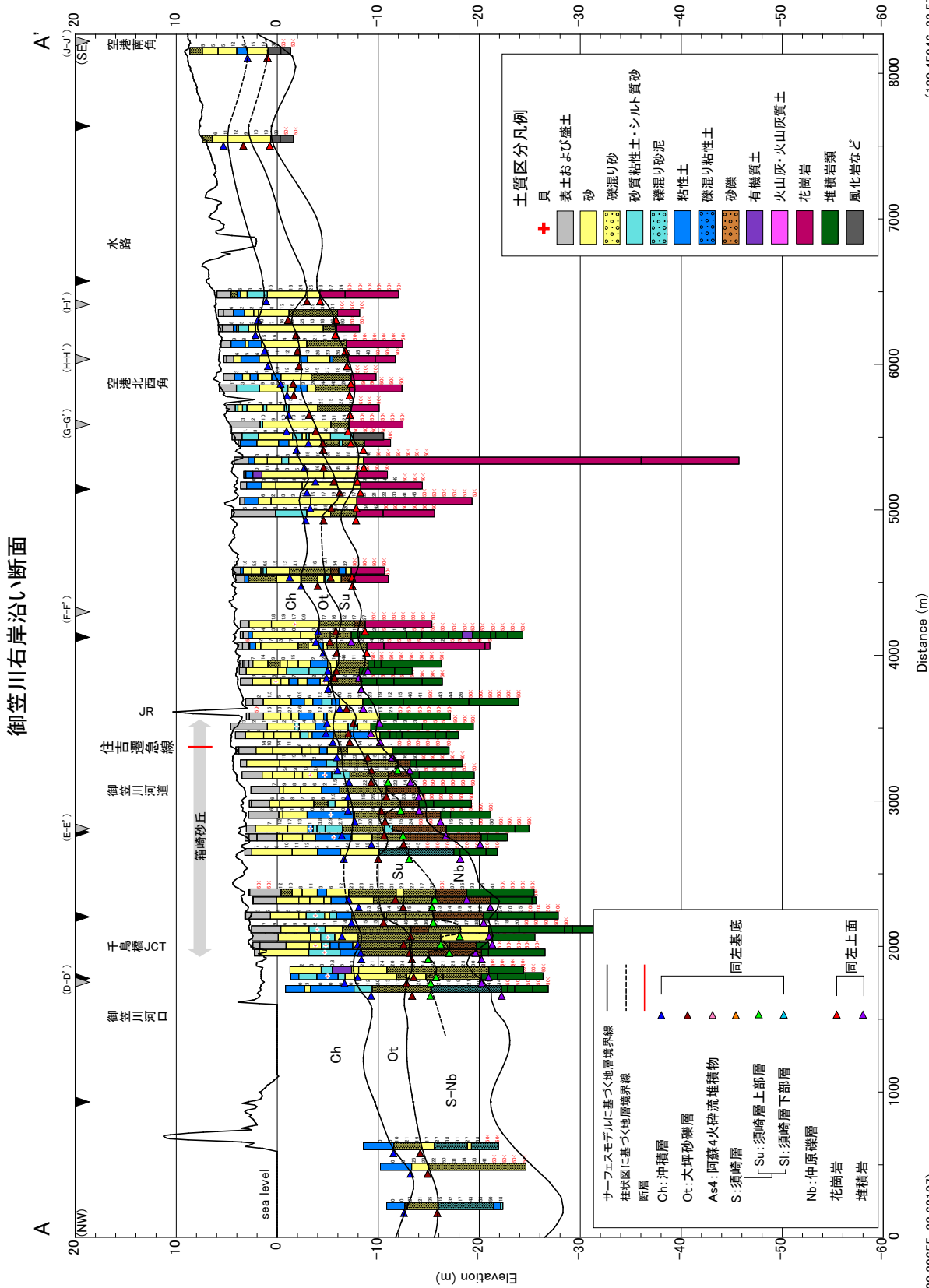
第7図(c)(d) 警固断層近傍の基盤岩上面のサーフェスマデルとポイントデータ分布図(中央部). 説明文は第7図(a)(b)を参照.

Fig. 7 (c)(d) The detailed surface model of top surface of basement rocks along the Kego Fault (the central area). The caption is referred to as that of Fig.7(a)(b).

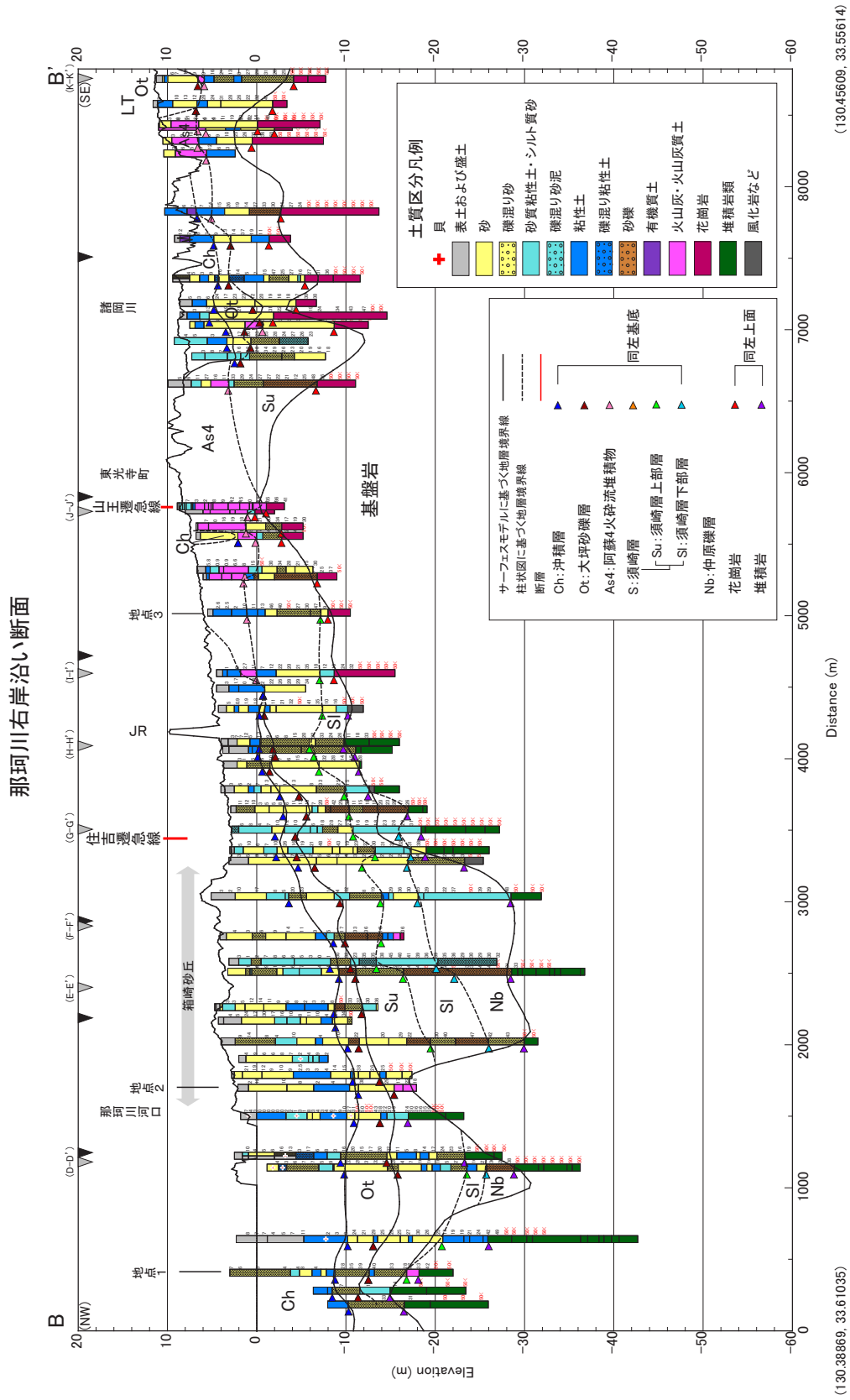


第7図 (e)(f) 警固断層近傍の基盤岩上面のサーフェスマodelとポイントデータ分布図 (南東部). 説明文は第7図 (a)(b) を参照.

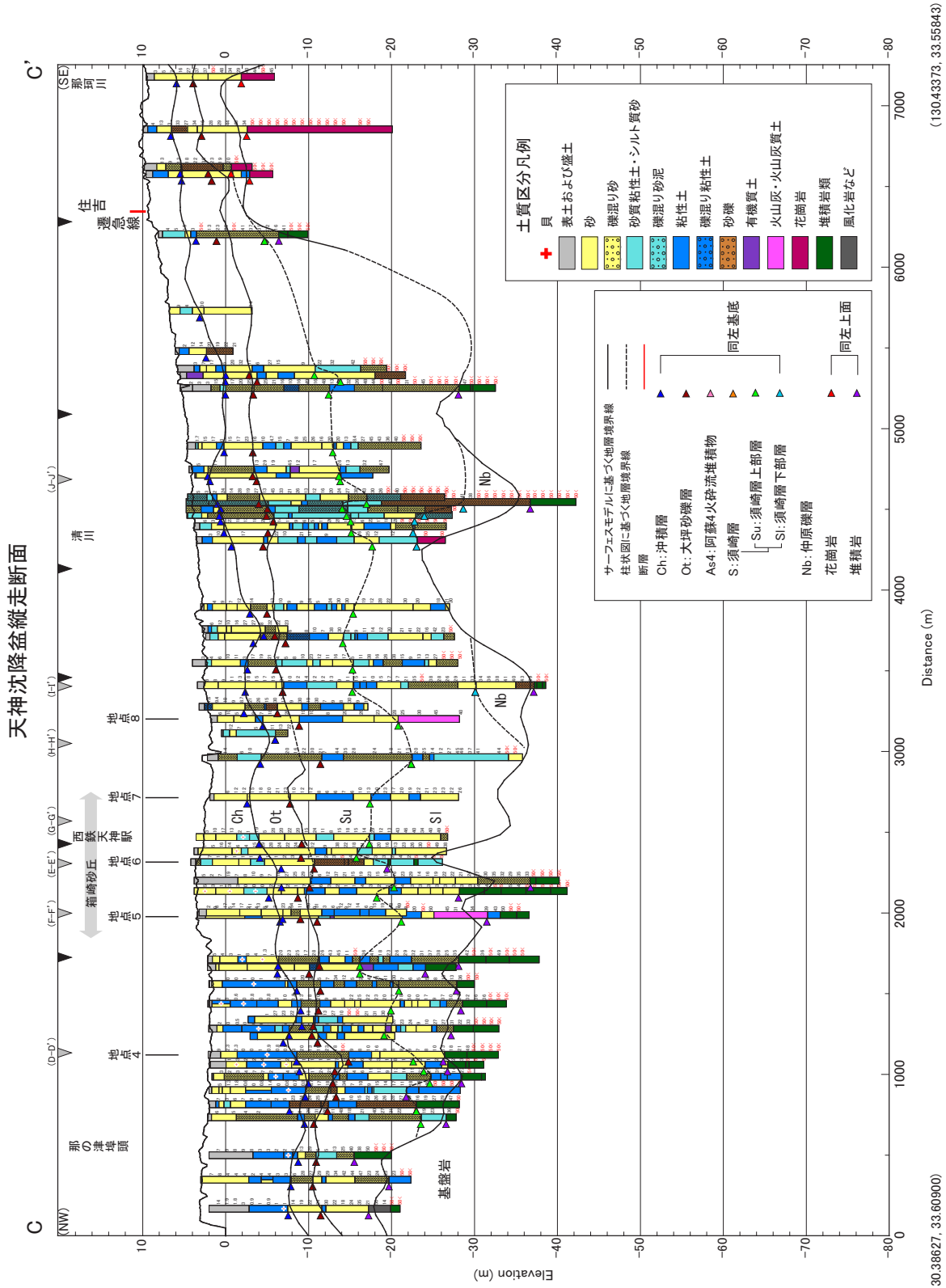
Fig. 7 (e)(f) The detailed surface model of topsurface of basement rocks along the Kego Fault (the southeastern area). The caption is referred to as that of Fig.7(a)(b).



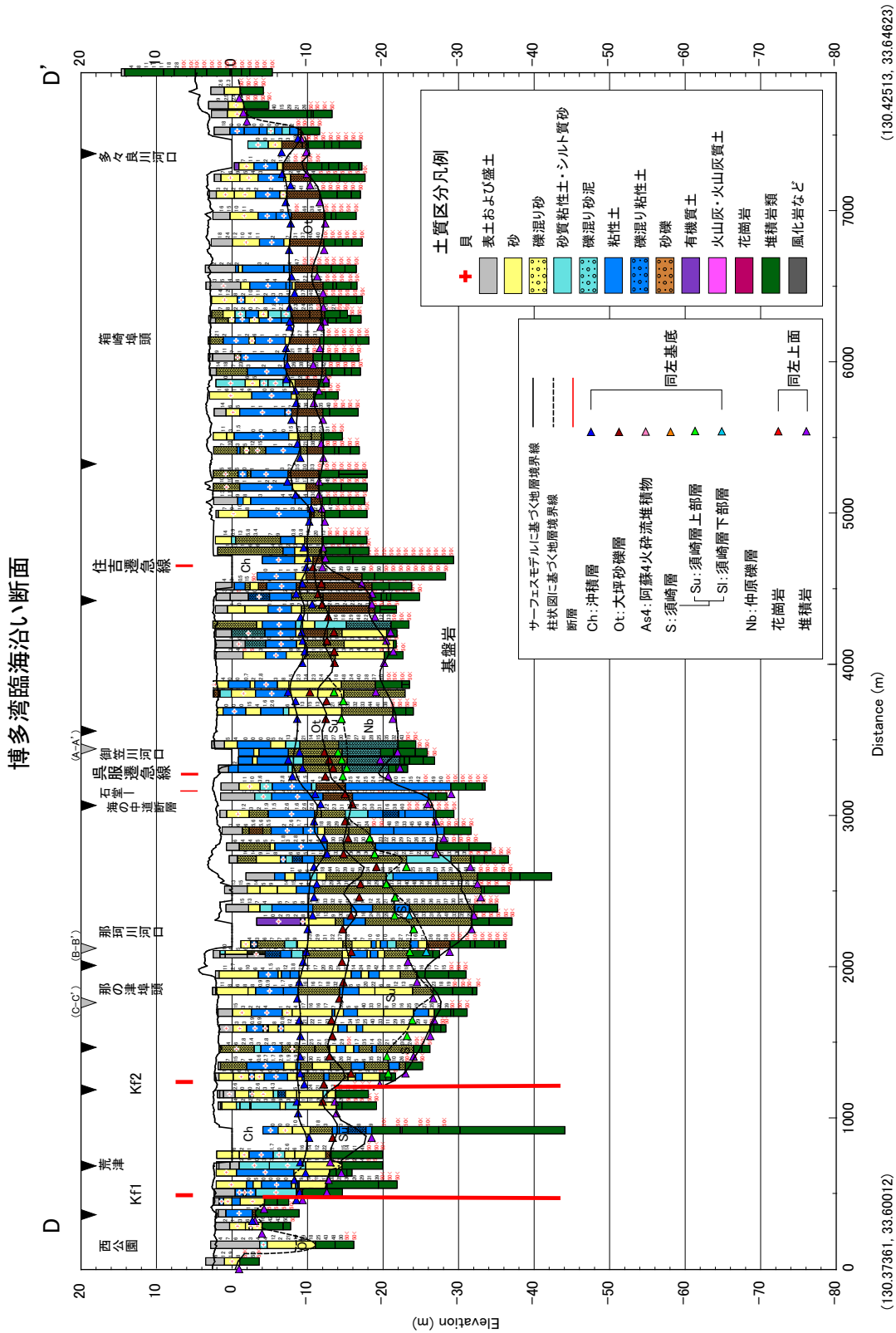
第 8 図 御笠川右岸沿い断面図 (A-A')
Fig. 8 Mikasa Gawa Right Ashore geologic cross section (A-A').



第9図 那珂川右岸沿い断面図 (B-B').
Fig. 9 Naka Gawa Right Ashore geologic cross section (B-B').

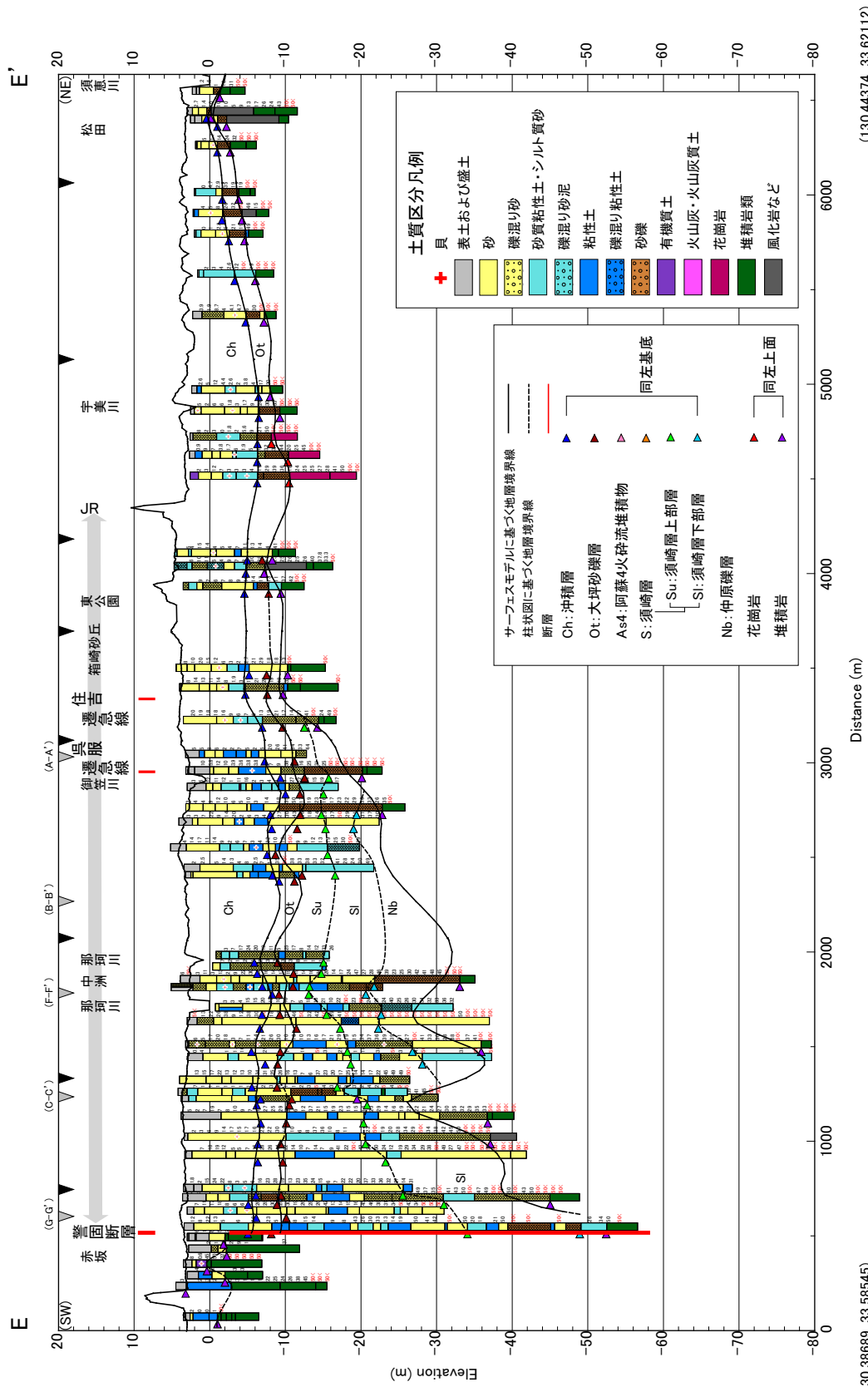


第10図 天神沈降盆地縦走断面図 (C-C')
 Fig. 10 Tenjin Subsidence Basin Longitudinal geologic cross section (C-C').



第11図 博多湾臨海沿い断面図 (D-D')
 Fig. 11 Hakata Bay Ashore geologic cross section (D-D').

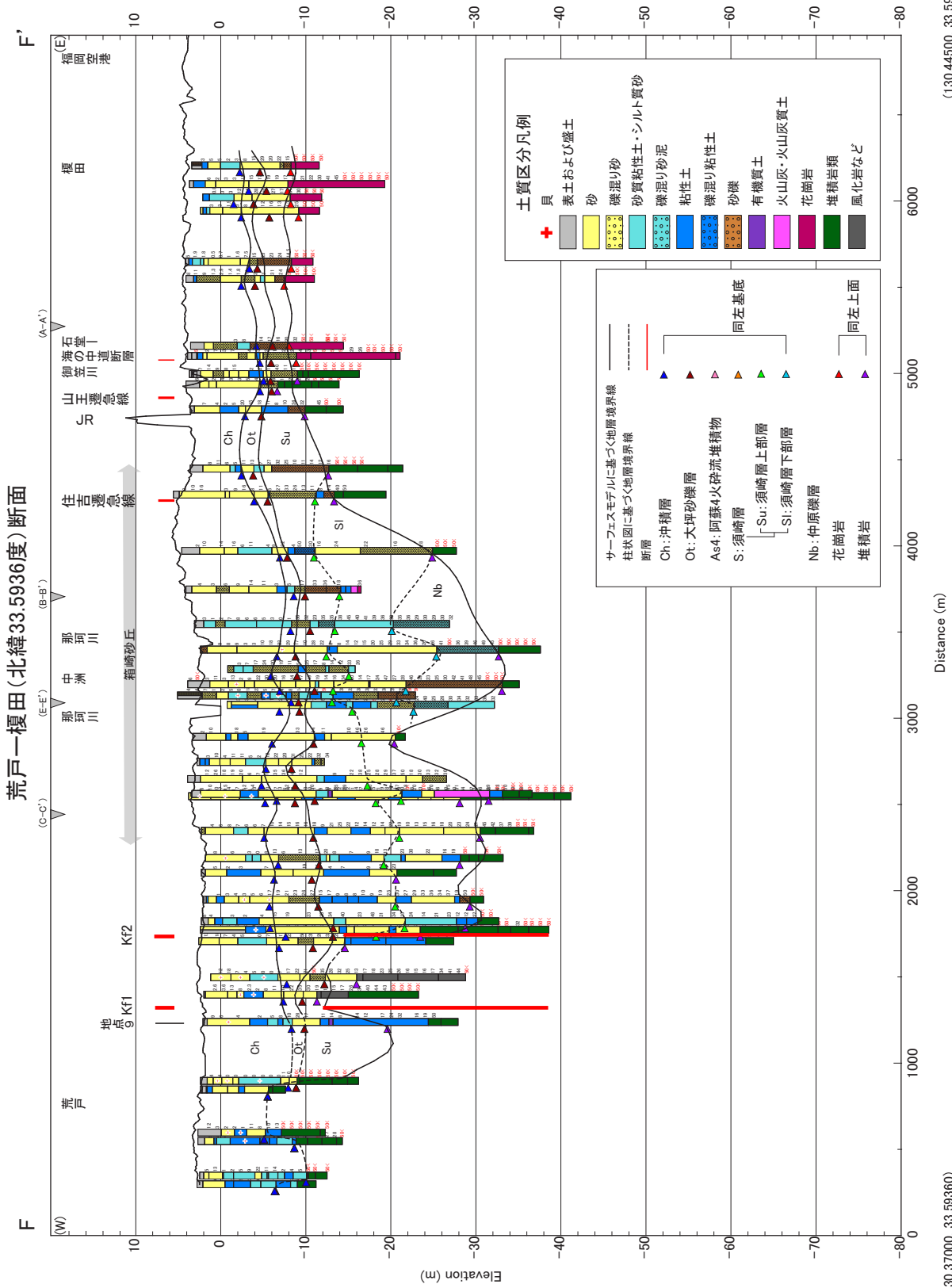
赤坂一松田(北東一南西)断面



(130.38689, 33.58545)

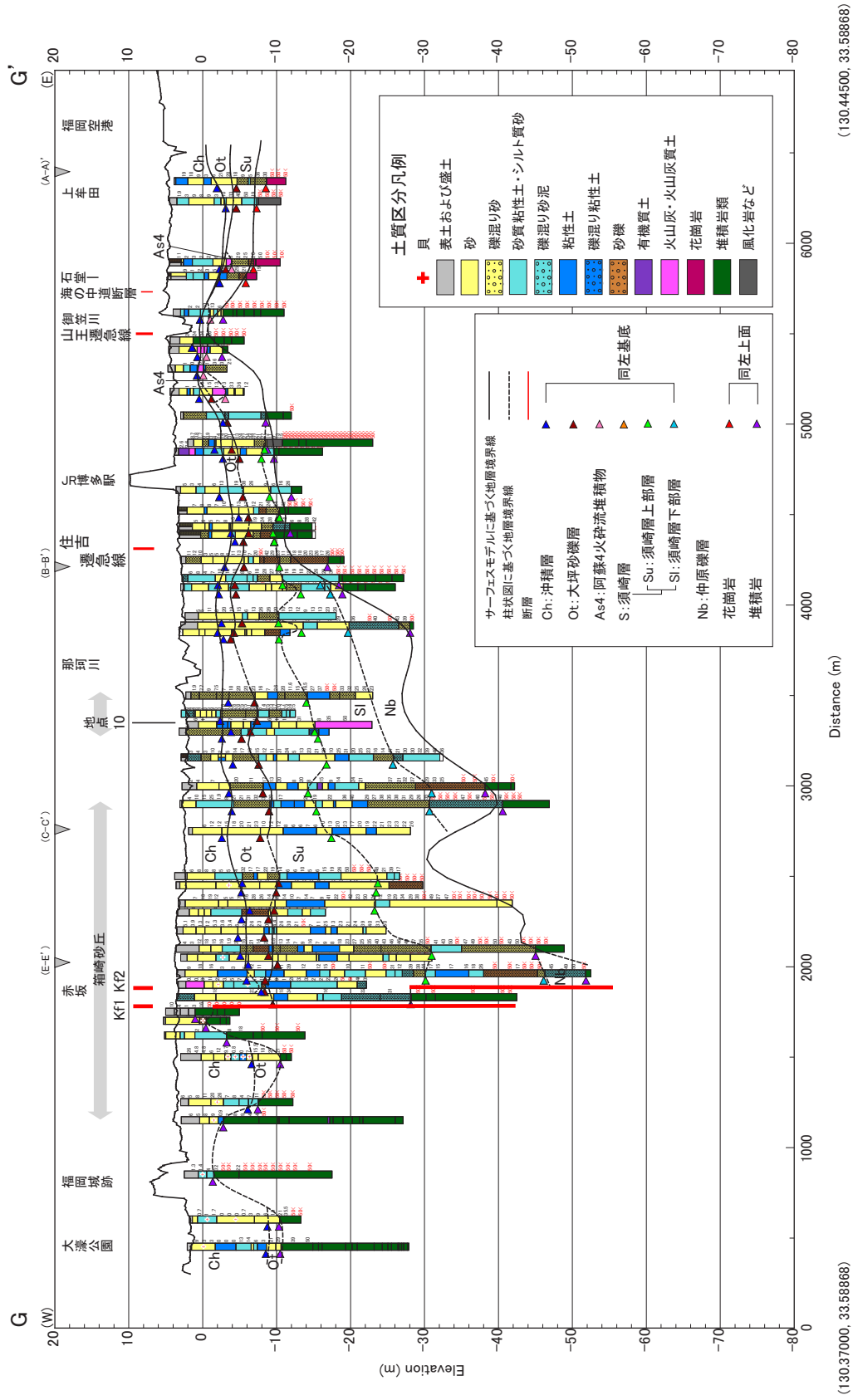
(130.44374, 33.62112)

第12図 赤坂一松田(北東一南西)断面図(E-E')
Fig. 12 Akasaka - Matsuda (NE-SW) geologic cross section (E-E').



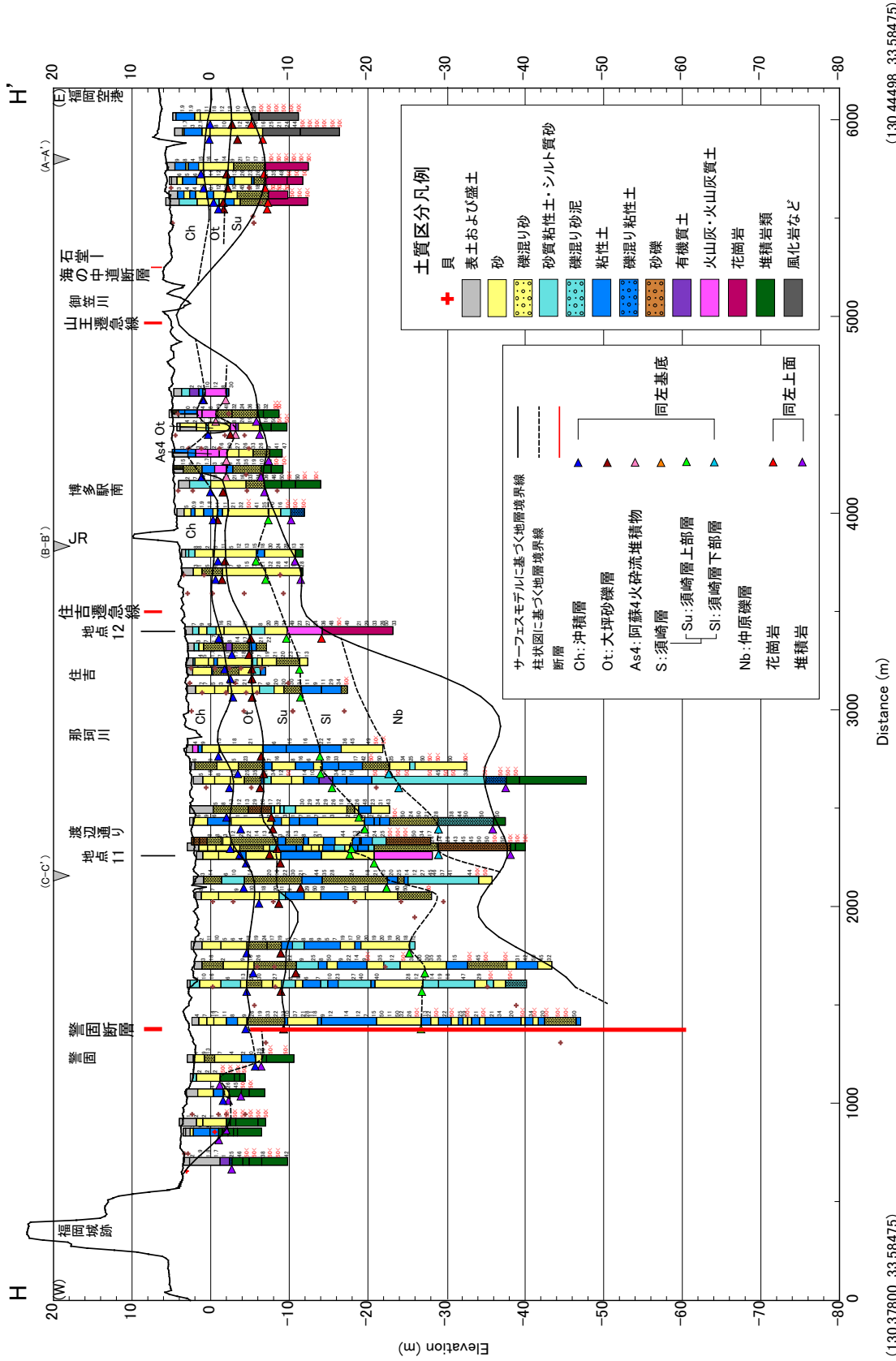
第 13 図 荒戸一榎田 (北緯 33.5936 度) 断面図 (F-F') .
Fig. 13 Arato - Enokida (33.5936° N) geologic cross section (F-F') .

赤坂—上牟田 (北緯33.5887度) 断面



第14図 赤坂—上牟田 (北緯33.5887度) 断面図 (G-G')
 Fig. 14 Akasaka - Uemuta (33.5887° N) geologic cross section (G-G').

警固一山王(北緯33.5847度)断面

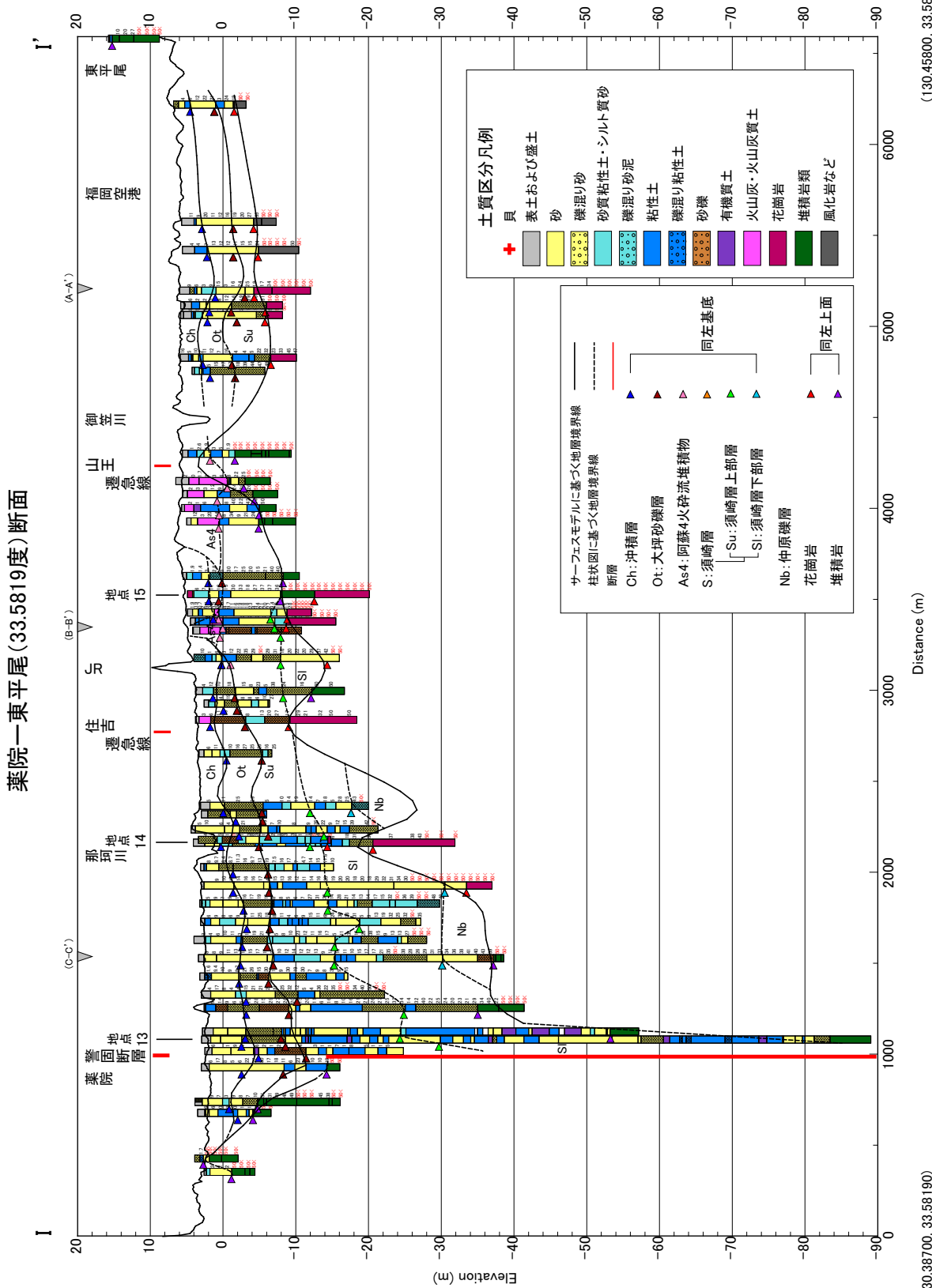


(130.44498, 33.58475)

Distance (m)

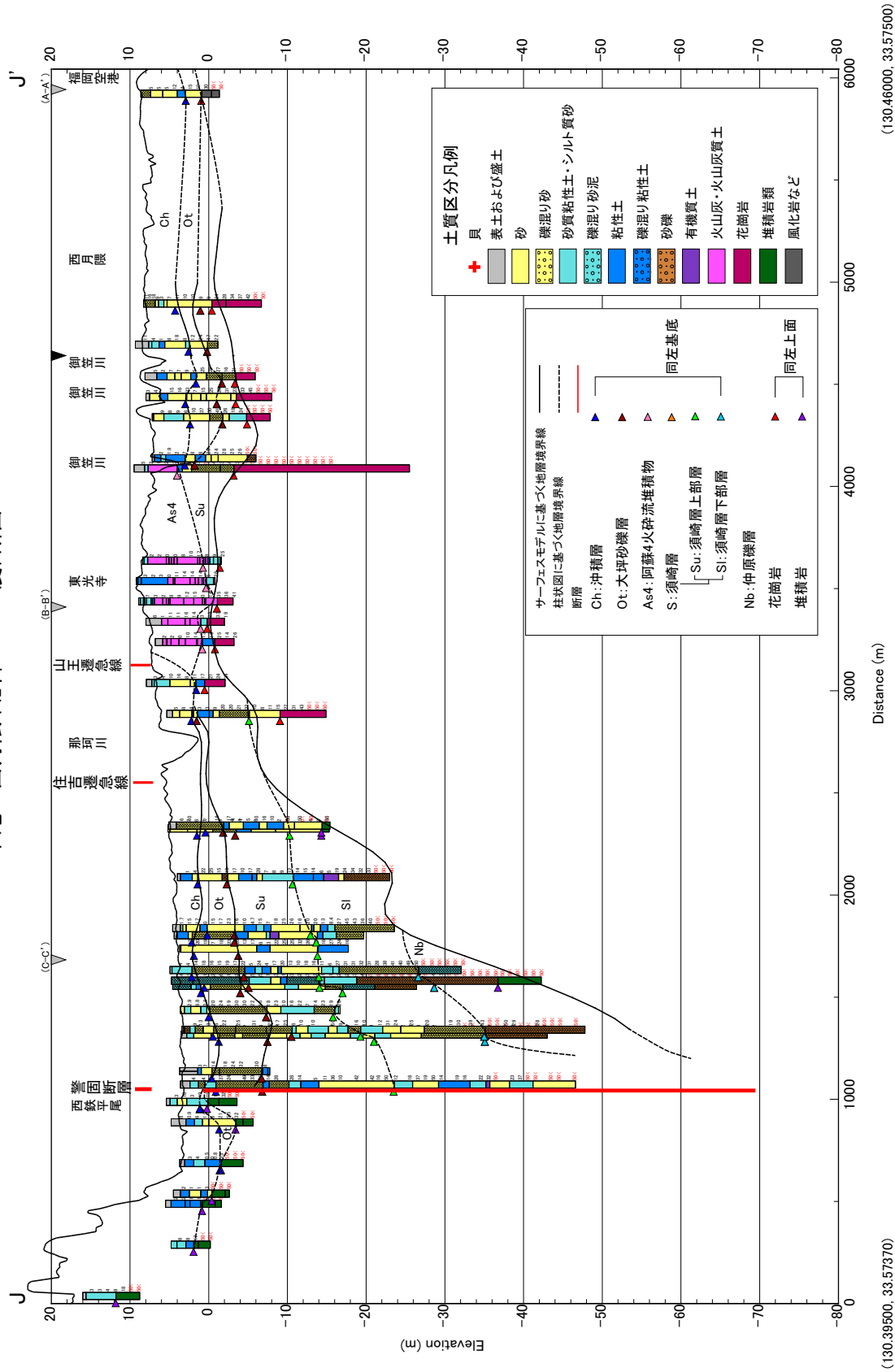
(130.37800, 33.58475)

第15図 警固一山王(北緯33.5847度)断面図(H-H')
 Fig. 15 Kego - Sanno (33.5847° N) geologic cross section (H-H').



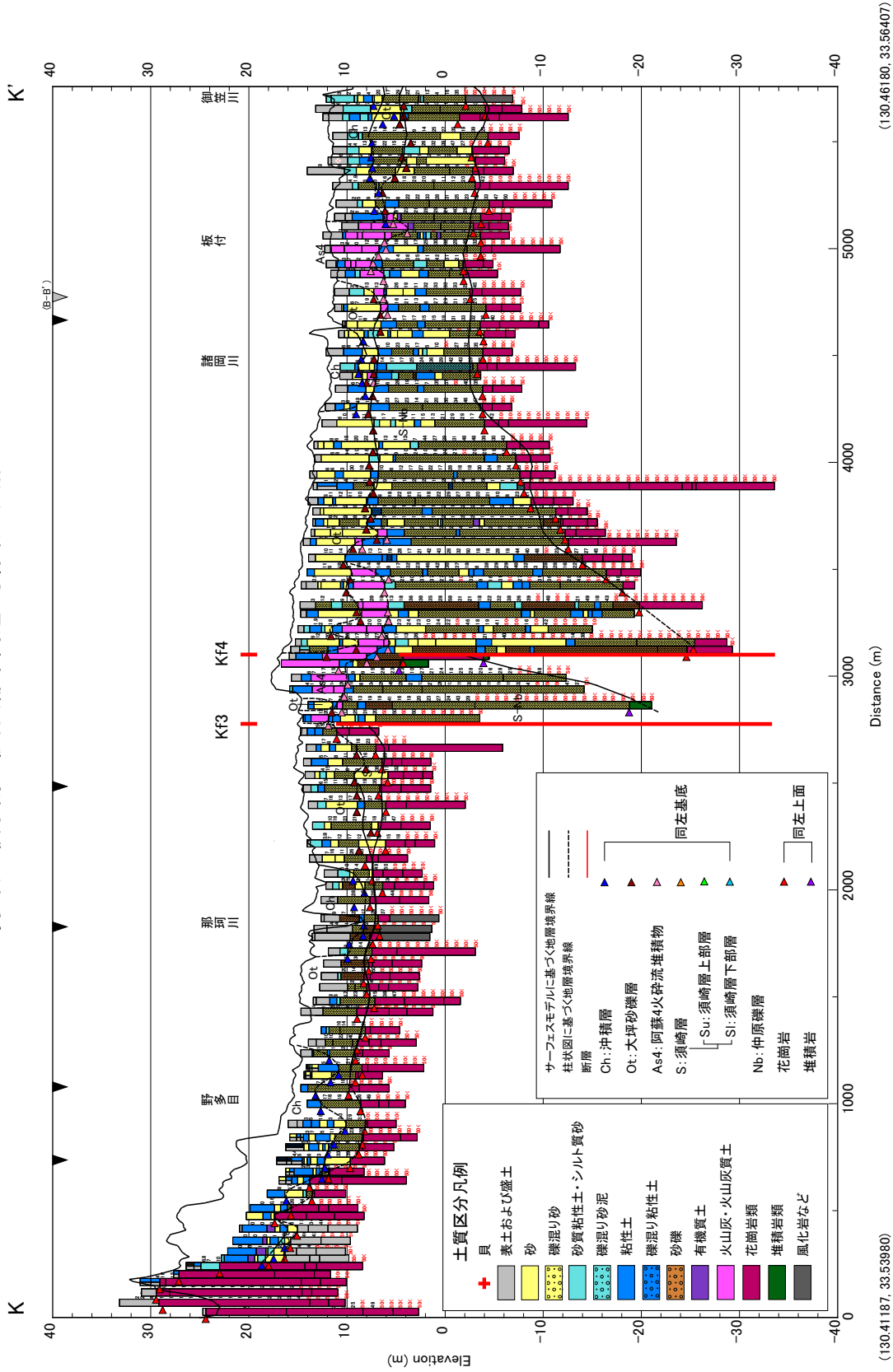
第16図 薬院—東平尾 (北緯 33.5819 度) 断面図 (I-I')
Fig. 16 Yakui - Higashihira (33.5819° N) geologic cross section (I-I').

平尾一西月隈(北緯33.5737度)断面



第 17 図 平尾一西月隈 (北緯 33.5737 度) 断面図 (J-J')
 Fig. 17 Hirao - Nishitsukikuma (33.5737° N) geologic cross section (J-J').

野多目一横手南一板付(都市高速5号線沿い)断面

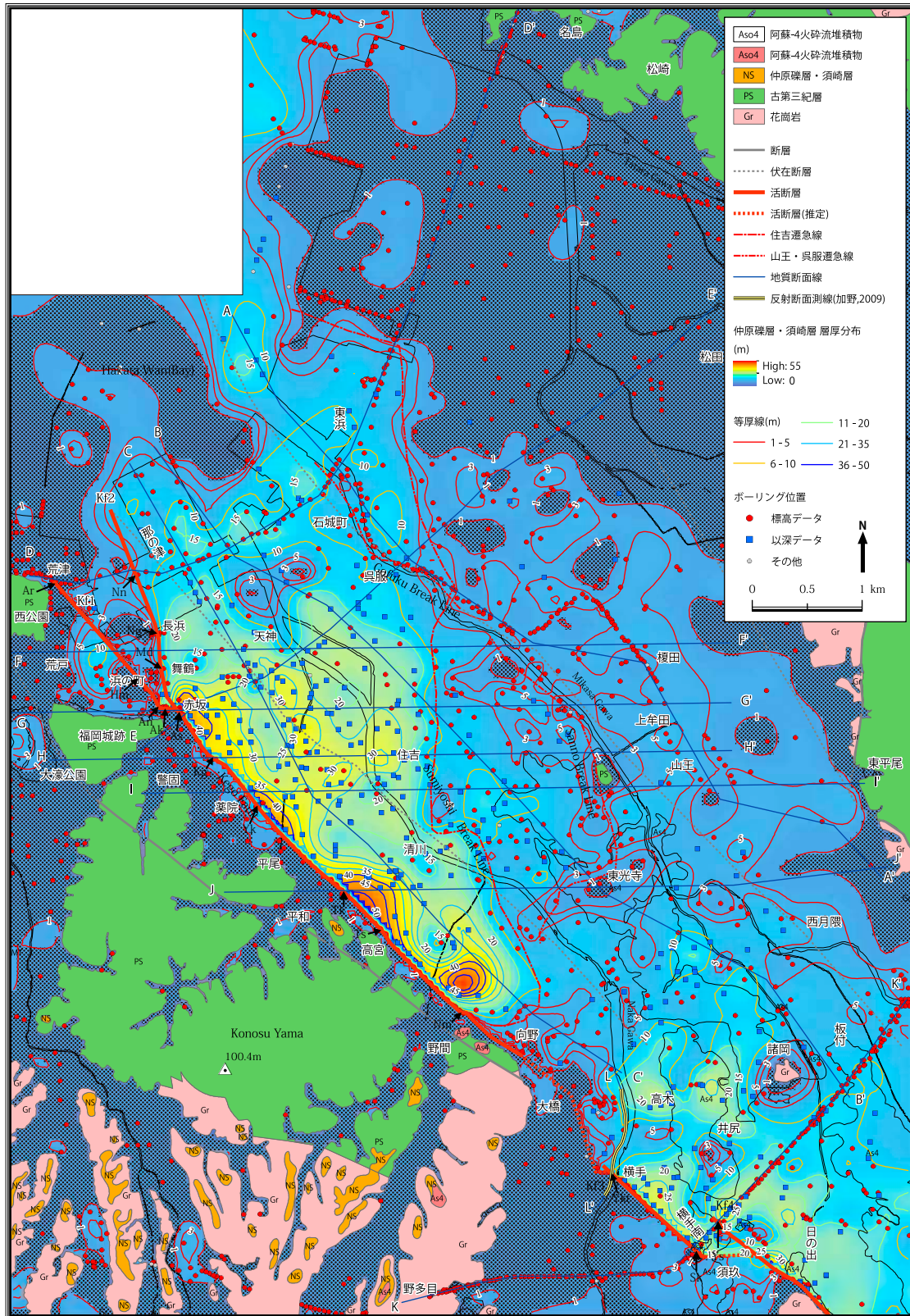


(130.46180, 33.56407)

Distance (m)

(130.41187, 33.53980)

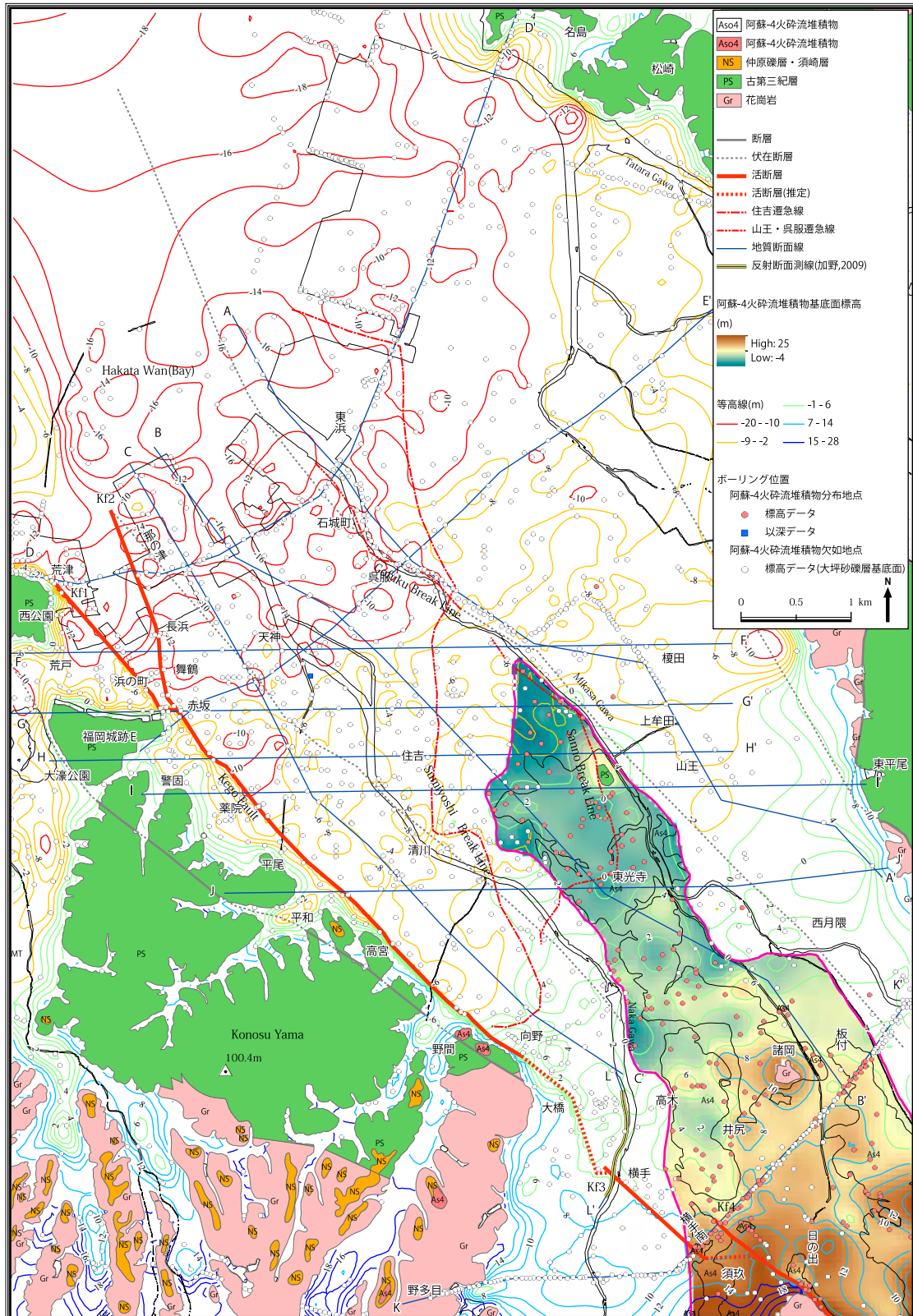
第18図 野多目一横手南一板付(都市高速5号線沿い)断面図(K-K')
 Fig. 18 Notame - Yokoteminami - Itatsuki (along City High Speed Line Route 5) geologic cross section (K-K').



第 19 図 仲原砂礫層・須崎層の層厚の等値線図。

両層の欠如域をドットで示す。ボーリング位置の○は本層の上・下限標高値共に有、□は上限有で下限が以深データ、小○はそれ以外のケースを示す。その他の説明文は第 5, 6 図を参照。

Fig. 19 Contour map of layer thickness of the Suzaki and Nakabaru conglomerate Members. The dotted area expresses lack of these members. The point marks ○: having the altitude of both the upper and lower surfaces, □: having the altitude of the upper surface, but inequality condition of the lower one, small ○: the other case. The other caption is referred to as that of Figs.5 and 6.

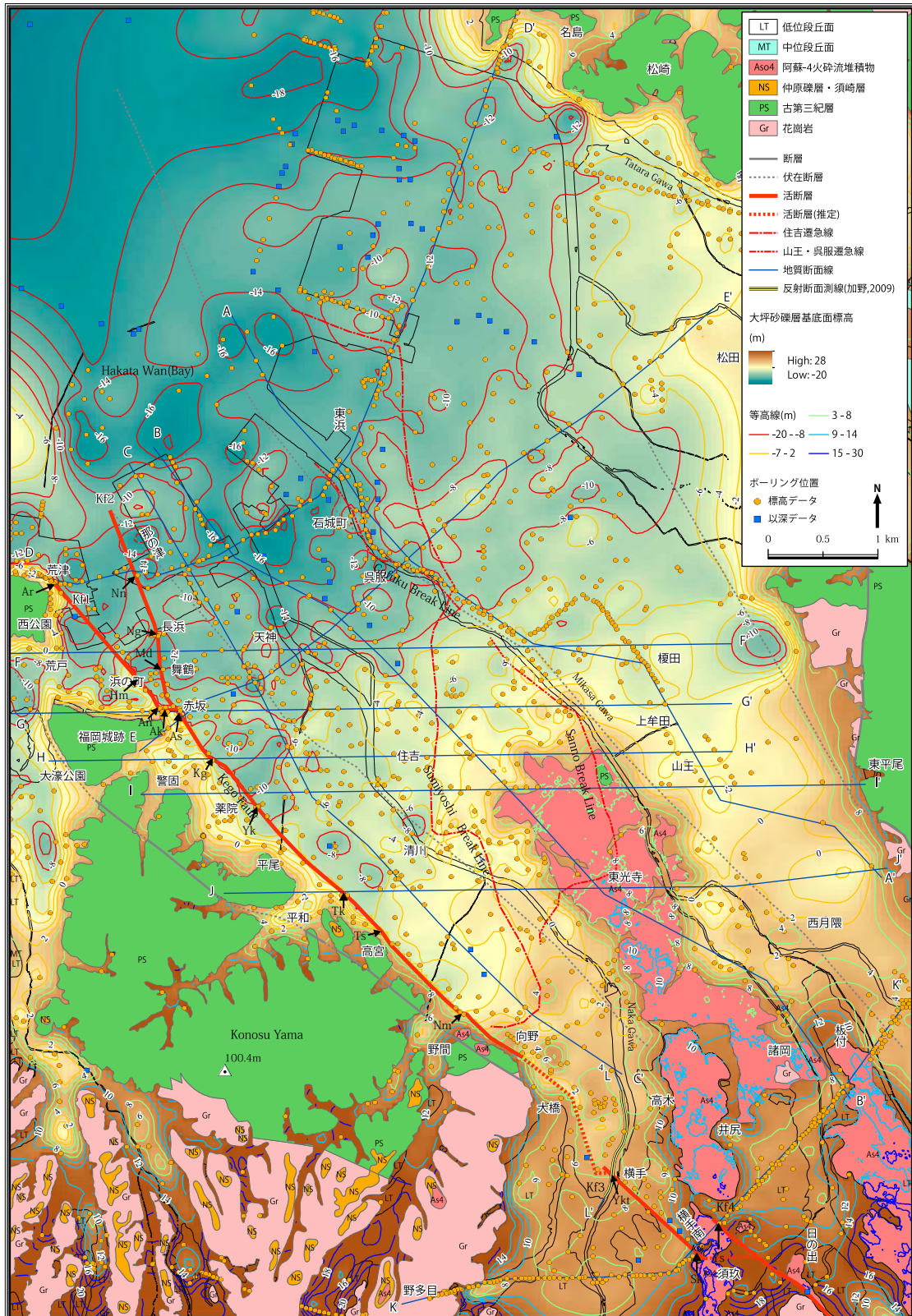


第 20 図 阿蘇-4 火砕流堆積物基底面のサーフェスモデル。

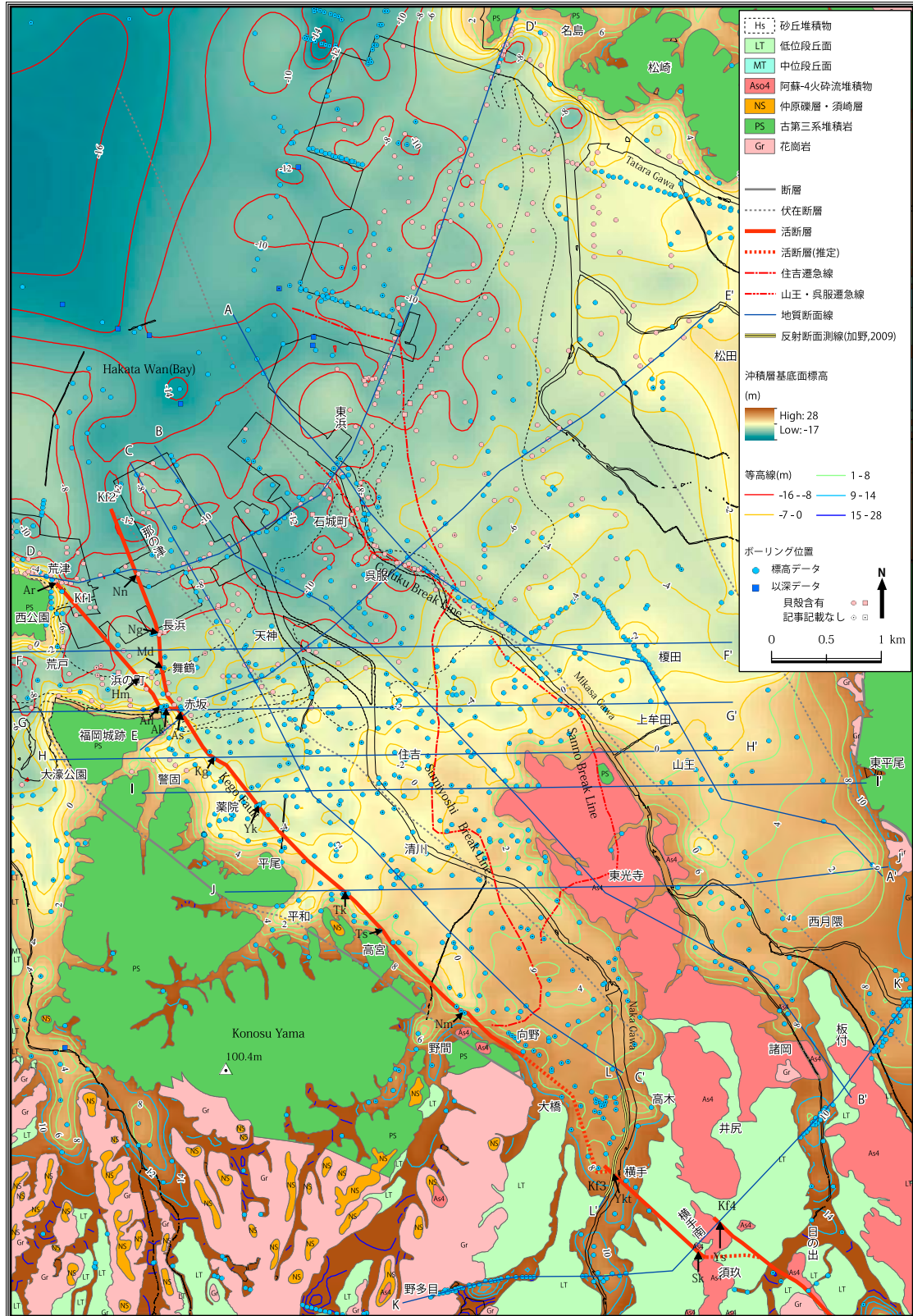
同堆積物の分布域（塗色域）と欠如地域を示す。欠如地域のサーフェスモデルは大坪砂礫層基底面の標高値による。その他の説明文は第 5, 6 図を参照。

Fig. 20 Surface model of the bottom of the Aso-4 pyroclastic flow deposits.

The Aso-4 deposits are distributed in the colored area, but almost lack in the other area, excluding 6 localities. Colored symbols of points show the presence of the Aso-4 deposits confirmed by borehole data. The other caption is referred to as that of Figs.5 and 6.

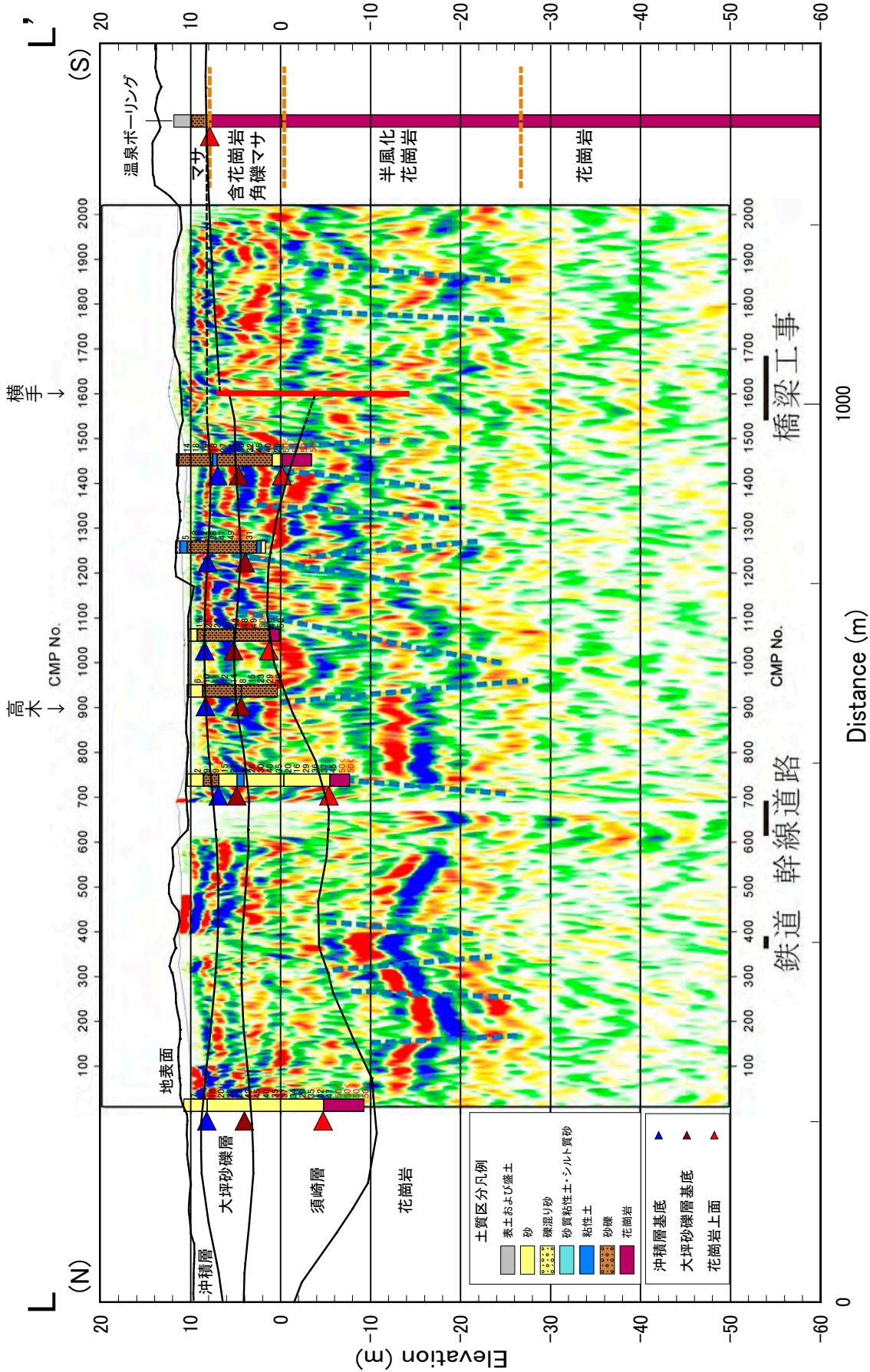


第 21 図 大坪砂礫層基底面のサーフェスモデル。
 警固断層を境にエリアを分けて求めたサーフェスモデルである。その他の説明文は第 5, 6 図を参照。
 Fig. 21 Surface model of the bottom of the Otsubo sand and gravel member.
 The other caption is referred to as that of Figs.5 and 6.



第22図 沖積層基底面のサーフェスマデル。
説明文は第5, 6図を参照。

Fig. 22 Surface model of the bottom of the Chuseki-so.
The caption is referred to as that of Figs.5 and 6.



第23図 那珂川沿いの地質断面図と反射法探査断面図との重ね合わせ。

反射法探査断面図は加野 (2009) のS波の構造解断面図を転載したものの。

Fig. 23 Geologic cross section based on borehole data and seismic profile along the Naka Gawa (L-L').

The seismic profile is quoted from the interpreted depth migrated sections of S-wave survey (Kano, 2009).

第1表 検討地域の緯度・経度および UTM 系 XY 値.
世界測地系 JGD2000 を利用.

Table 1 Latitude and longitude of the study area.

	経度	緯度	UTM zone 52	
			X	Y
図面表示 範囲	130.375	33.6469	627500	3723850
	130.464	33.645802	635750	3723850
	130.373	33.5387	627500	3711850
	130.46201	33.537601	635750	3711850
サーフェ スモデル の計算範 囲	130.37	33.657299	627000	3725000
	130.478	33.656101	637000	3725000
	130.368	33.521999	627000	3710000
	130.47501	33.520802	637000	3710000

第2表 ボーリング柱状図の土質名称とその基準。
Table 2 Soil name and classification of borehole data.

ユーザー定義土質区分	土質名称	区分について
砂礫	礫	<ul style="list-style-type: none"> ・砂礫～礫質な土質を「砂礫」に区分する。 ・「シルト混じり砂礫」など、細粒分を含む場合でも「砂礫」に区分する。
	砂礫	
	礫質砂	
	礫質土	
	礫質粘土	
	シルト混じり砂礫	
	シルト質砂礫	
	玉石混じり粘土質砂礫	
砂	粘土混じり砂質礫	<ul style="list-style-type: none"> ・細粒分を「混じり」で含む場合は、単に「砂」に区分する。
	シルトまじり砂	
	砂質土	
	細～中砂	
	粘土混じり砂	
	微細砂	
礫混じり砂	微粒砂	<ul style="list-style-type: none"> ・「礫混じり粘土混じり」など「混じり」が2つ以上あるとき、礫混じりを採用す
	礫混じり砂	
	礫混じり粘土混じり砂	
	シルト礫混り粗砂	
粘性土	玉石混り砂	<ul style="list-style-type: none"> ・「シルト」や「粘土」は、粘性土に区分する。 ・「砂混じり」の粘性土・粘土・シルトは、単に粘性土とする。 ・固結・凝固シルトおよび粘土は、単に粘性土とする。
	シルト	
	シルト～砂混りシルト	
	シルト混り粘性土	
	シルト混り粘土	
	シルト質固結粘土	
	シルト質粘性土	
	シルト質粘土	
	貝殻混りシルト	
	貝殻混り粘土	
	凝固シルト	
	凝固粘土	
	固結シルト	
	固結粘土	
砂混り粘性土		
礫混じり粘性土	礫混じり粘土	<ul style="list-style-type: none"> ・ユーザー定義の「粘性土」区分で「礫混じり」の土質を「礫混じり粘性土」とする。
	礫混りシルト	
	礫混りシルト質粘土	
	礫混り固結粘土	
砂質粘性土・シルト質砂	シルト質砂	<ul style="list-style-type: none"> 略して砂泥と呼称する。 ・シルト質砂、砂質シルトなど「混じり」ではなく「質」の程度で、砂・シルトが混在する土質を「砂質粘性土・シルト質砂」とする。
	シルト質微細砂	
	シルト質砂質土	
	砂質シルト	
	砂質粘性土	
	砂質粘土	
	固結砂質粘土	
	粘土質砂	
	粘土混り砂質シルト	
砂利・礫混り砂質シルト		
礫混じり砂泥	礫混りシルト質砂	<ul style="list-style-type: none"> ・「砂質粘性土・シルト質砂」で「礫混じり」の土質を「礫混じり砂泥」とする。
	礫混り砂質シルト	
	礫混り砂質粘土	
	礫混り粘土質砂	
	玉石混り砂質シルト	
	玉石混り粘土質砂	
有機質土	有機質土	<ul style="list-style-type: none"> ・有機質な特徴を含むものは「有機質土」とする。
	有機質シルト	
	有機質土混り粘土	
	有機質粘性土	
	有機質砂	
	有機質土混じり砂質土	
	有機質礫質土	
	砂混り腐植質シルト	
	砂混り有機質粘性土	
	砂混り腐植質シルト	
	砂混り有機質土	
	砂混り有機質粘性土	
	石炭	
	泥炭	
	腐植土	
	腐植土混り砂	
	腐植物混じりシルト	
	腐植質砂交り粘土	
	腐植物混じり砂質粘土	
	腐植物混り固結粘土	
火山灰	火山灰	
	火山灰砂	
	火山灰質シルト	
	火山灰質砂	
	火山灰質粘性土	

福岡平野の警固断層と第四系の地下地質構造

第2表 ボーリング柱状図の土質名称とその基準.
Table 2 Soil name and classification of borehole data.

火山灰・火山灰質土	火山灰質粘土	・「火山灰混じり」、「凝灰質」、「軽石混じり」など火山灰質の特徴を含むものは「火山灰・火山灰質土」とする。
	火山灰混じり砂	
	火山灰混じり砂質シルト	
	火山灰混じり砂質土	
	火山灰混じり礫	
	火山灰混じり礫質土	
	凝灰質シルト	
	凝灰質粘土	
	ローム	
	砂混りローム	
	砂質ローム	
	砂利・礫混り火山灰質砂	
	粘土ローム	
	粘土質ローム	
	礫混りローム	
	シルト質ローム	
	ローム質砂	
(軽石混じり)砂		
浮石(軽石)		
(シラス状)シルト質砂		
花崗岩	マサ	・マサを含めて風化花崗岩および花崗岩をすべて花崗岩とする。ただし、第四系相当にあたると判断できるマサについては、砂礫ないし礫混じり砂とする。
	マサ[風化花崗岩]	
	マサ土	
	花崗岩	
	花崗岩風化	
風化花崗岩		
堆積岩類	シルト岩	・砂岩・泥岩・頁岩・凝灰岩・礫岩などは堆積岩類に区分する。
	砂岩	
	泥岩	
	頁岩	
	炭質泥岩	
	炭質頁岩	
	礫岩	
	凝灰質泥岩	
	凝灰質頁岩	
	砂岩頁岩互層	
	頁岩礫岩互層	
	砂岩風化岩	
	砂岩風化土	
	砂質泥岩	
	細粒砂岩	
	細粒泥岩	
	砂質片岩	
砂質粘土風化岩		
粘土[風化頁岩]		
風化岩など	硬岩	・硬度程度の情報しかない基盤等は、「風化岩など」に区分する。
	軟質部混じり硬岩	
	中硬岩	
	軟岩	
	風化軟岩	
	軟岩、風化岩	
風化岩		
人工土	アスファルト	・人工的な土質に該当するものは「人工土」とする。
	コンクリート	
	ヘドロ	
	ボタ	
	改良土(礫混りシルト)	
	瓦礫	
	耕作土	
	耕土	
	砂混り粘土[埋土]	
	砂礫[埋立]	
	捨石	
	盛土	
	盛土(シルト)	
	盛土(まさ)	
	農耕土	
	表土	
	埋土	
廃棄物		
礫混り砂[盛土]		
礫混り砂[埋土]		

第3表 地質断面図の位置と柱状図の投影幅.
Table 3 Location and projection distance of geologic cross sections.

図番号	断面名称	投影幅[m]	経度	緯度
Fig. 8	御笠川右岸沿い断面(A-A')	150	130.39655	33.62107
			130.40118	33.61362
			130.40725	33.60789
			130.40967	33.60467
			130.41381	33.60073
			130.42565	33.59382
			130.43642	33.59209
			130.44377	33.58076
			130.45490	33.57849
130.45946	33.57426			
Fig. 9	那珂川右岸沿い断面図(B-B')	100	130.38869	33.61035
			130.39653	33.60122
			130.40545	33.59717
			130.41073	33.59294
			130.42435	33.58071
			130.43227	33.57320
			130.44810	33.56592
130.45609	33.55614			
Fig. 10	天神沈降盆縦走断面(C-C')	100	130.38627	33.60900
			130.39530	33.59541
			130.39892	33.58984
			130.40377	33.58149
			130.40919	33.57744
			130.41604	33.57100
130.42507	33.56336			
130.43373	33.55843			
Fig. 11	博多湾臨海沿い断面(D-D')	100	130.37361	33.60012
			130.37762	33.59977
			130.38104	33.59923
			130.38632	33.60025
			130.38932	33.59995
			130.39488	33.60144
			130.40480	33.60615
			130.40794	33.60973
			130.41157	33.61689
			130.41550	33.62434
130.42299	33.64175			
130.42513	33.64623			
Fig. 12	赤坂-松田(北東-南西)断面図(E-E')	100	130.38689	33.58545
			130.39324	33.58957
			130.39923	33.59130
			130.40572	33.59518
			130.41414	33.60144
			130.41884	33.60484
			130.42255	33.60794
			130.43118	33.61253
			130.43910	33.61772
130.44374	33.62112			
Fig. 13	荒戸-榎田(北緯33.5936度)断面(F-F')	150	130.37000	33.59360
			130.44500	33.59360

第3表 (続き)
Table 3 (to be continued)

Fig. 14	赤坂－上牟田(北緯33.5887度)断面図 (G-G')	150	130.37000 130.44500	33.58868 33.58868
Fig. 15	警固－山王(北緯33.5847度)断面図 (H-H')	170	130.37800 130.44498	33.58475 33.58475
Fig. 16	薬院－東平尾(北緯33.5819度)断面図 (I-I')	150	130.38700 130.45800	33.58190 33.58190
Fig. 17	平尾－西月隈(北緯33.5737度)断面図 (J-J')	170	130.39500 130.44498 130.46000	33.57370 33.57370 33.57500
Fig. 18	野多目－横手南－板付(都市高速5号線沿い)断面図 (K-K')	100	130.41187 130.41958 130.42322 130.43128 130.43834 130.45474 130.46180	33.53980 33.54135 33.54182 33.54176 33.54212 33.55620 33.56407

