

山口盆地地下の伏在断層調査

Geological surveys across concealed active faults in the Yamaguchi basin, western Japan

水野清秀¹・小松原 琢²・下川浩一³・金折裕司⁴・森野道夫⁵・三輪敦志⁶・信岡 大⁷

Kiyohide Mizuno¹, Taku Komatsubara², Koichi Shimokawa³, Yuji Kanaori⁴,
Michio Morino⁵, Atsushi Miwa⁶ and Dai Nobuoka⁷

¹ 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, k4-mizuno@aist.go.jp)

² 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, komatsubara-t@aist.go.jp)

³ 地質調査情報センター (Geoinformation Center, k.shimokawa@aist.go.jp)

⁴ 山口大学理学部 (Faculty of Science, Yamaguchi University, kanaori@yamaguchi-u.ac.jp)

^{5,6,7} 応用地質株式会社 (Oyo Co., Ltd., morino-michio@oyonet.oyo.co.jp,
miwa-atsushi@oyonet.oyo.co.jp, nobuoka-dai@oyonet.oyo.co.jp)

Abstract: We conducted seismic S-wave and P-wave reflection profiling surveys, as well as 82-m-long all-cored drilling, at the northwestern part of the Yamaguchi basin, where active faults belonging to the Oharako fault zone were inferred to be concealed on the basis of existing borehole data. Drilling survey revealed that subsurface unconsolidated sediments are subdivided into the alluvium, deposits equivalent to the lower to higher terraces, and the Early to Middle Pleistocene deposits containing the *Metasequoia* pollen fossil in the lower part. The P-wave profile images a southeastward-dipping reflector corresponding to the boundary between the basement rocks and unconsolidated sediments, and the maximum thickness of sediments are estimated to reach 100 m. The P-wave and S-wave profiles also suggest that the Quaternary deposits have been deformed by some faults with northwest-side-up sense, but the evidence of faulting is not sufficient because of blurry images of the S-wave profile.

キーワード: 大原湖断層帯, 伏在断層, 山口盆地, 反射法地震探査, ボーリング調査, 地下地質, 山口県

Keywords: Oharako fault zone, concealed fault, Yamaguchi basin, seismic reflection profiling, drilling survey, subsurface geology, Yamaguchi Prefecture

1. はじめに

大原湖断層帯は山口市街地のある山口盆地をほぼ中心にして、全体として北東-南西方向に伸びる断層帯である(第1図)。本断層帯は国が調査を推進している全国98の主要活断層(基盤的調査観測の対象活断層)には含まれていない。しかし地震防災上の重要性に基づく山口県からの強い要請を受け、活断層研究センターでは、平成14年度から本断層帯の調査を開始した。山口盆地の北東に位置する木戸山西方断層、南西に位置する下郷断層は、変位地形の明瞭な活断層であり(中田・今泉編, 2002; 金折, 2003; 水野ほか, 2003), その間に挟まれる山口盆地の北西縁あるいは地下にも活断層が存在する可能性がある(山口盆地北西縁断層: 金折, 2003)。水野ほか(2003)は山口盆地内の既存ボーリング資料を整理して、湯田温泉付近で北東-南西方向に細長く未固結堆積物が厚く分布していることを明らかにし、

その北西、南東両側に断層が存在する可能性を指摘した。

筆者らは、山口盆地地下の地質構造、特に断層の存在をより明確にする目的で、未固結堆積物の厚さが急変すると推定される山口市大橋町-葵町付近においてS波及びP波反射法地震探査及び基盤岩まで達するボーリング調査を実施した。その結果を以下に報告する。

2. 反射法地震探査

2.1 探査・解析方法

探査測線は湯田温泉の東方、大橋町-葵町付近で、国道9号線バイパスと旧国道9号線(現県道)に挟まれた北西-南東方向に延びる市道に沿っている。標高は15m台でほぼ水平な沖積低地上に位置する。既存のボーリング資料からは、錦川付近を境に南東方向に未固結堆積物が急に厚くなることが推定され

ることから、錦川を中心に測線を設定した。S波探査とP波探査の測線の位置は第2図に示されているように、錦川を中心とした範囲は重なっているが、S波探査測線は北西側に、P波探査測線は南東側に少しずらしてある。測線長はS波探査が600 m、P波探査が550 mである。測線座標は旧国道の北端を1000 m地点として、第2図のようにとった。

本探査の主要諸元を第1表に示す。S波探査では発震点と受震点の間隔は共に1 m、P波探査では共に2 mとした。震源はS波、P波ともミニバイブレーター震源 (IVI社製) を用いた。展開方式はエンド・オン展開とした。標準同時収録チャンネル数96、標準垂直重合数4~8、スイープ長8秒、収録記録長はS波探査では2秒、P波探査では0.5秒、サンプリング間隔はS波探査では1ミリ秒、P波探査では0.5ミリ秒の仕様で探査を実施した。

データの処理はCMP (CDP) 重合法による処理手順に従って行った。時間断面作成後、F-Kマイグレーションを行い、さらに速度解析で求めた速度構造を利用して深度変換を行い、深度断面図を作成した。なお、ボーリング地点周辺のS波深度断面は、後に実施したボーリング調査に伴うS波速度検層の結果から各地層のS波速度を推定し、それを基に再解析を行って修正した。

2.2 探査結果

S波を用いたマイグレーション後時間断面と速度解析による深度断面を第3図に示す。測線上には錦川を含めて2箇所川があり、また県道上には地震計を設置できなかったため、これら3箇所の表層部では反射面が得られていない。水平座標1200 m付近から北西では、標高0 m付近に明瞭な反射面がみられ、また標高-15 mより下には反射面はほとんどみられない。一方水平座標1200 mより南東では、標高0 m付近に明瞭な反射面が見られると共に、南東方向に標高-20 m~-60 mあるいはそれ以上に深くなる反射面が見られ、その間にも不明瞭ながらいくつかの反射面が存在する。南東に向かって未固結層が厚くなっていく傾向が現れているものと考えられる。なお、速度解析で求められた各反射面の深度は、S波速度検層から得られた速度構造を用いた深度に比べると最大で10 m程度深めにでている(第6図参照)。

P波を用いたマイグレーション後時間断面と深度断面を第4図に示す。未固結層と基盤岩の境界と思われる非常に明瞭な反射面が1本みられ、それ以外の反射面はあまり明瞭ではない。この反射面は水平座標1060 m付近で深度方向に10 m以上ずれているように見え、また1140 m付近でも反射面に乱れがある。

これらの断面の解釈の詳細については、第4節で行う。

3. ボーリング調査

3.1 調査の概要

反射法地震探査でみられた各反射面がどのような年代の地層に相当するのかを明らかにする目的で、ボーリング調査を実施した。ボーリング地点は、反射法探査測線近傍の水平座標1055 m付近で、錦川のすぐ南の標高15.65 mの空き地である。掘削深度は約82 mであり、ほぼ連続的にコアを採取できた。またボーリング孔を利用して深度1 m毎のS波速度検層を実施した。

ボーリング地点及びコアをGS-YG-1と呼ぶ。その地質柱状図を第5図に示す。またコアのうち8層準の比較的細粒で有機質な部分について花粉分析を実施した。分析はパリオ・サーヴェイ株式会社に依頼した。花粉化石が得られたのは、そのうちの3層準のみである。その花粉組成を第5図に示す。

3.2 ボーリングコアの記載と対比

GS-YG-1 コアの最下部には基盤岩がみられるが、それ以外は未固結の地層からなる。主に礫層を主体としていて、さらに細かな層相の違いによって、上位よりI~IV層に細分した。基盤岩はVとした。

I層は盛土をのぞいた深度約7.2 mまでの地層であり、厚さ1 m程度の砂質シルトとその下位の中礫サイズの固結度の低い亜円~亜角礫層からなる。S波速度検層によるとこの部分は、140 m/s程度と下位の地層に比べて速度がかなり小さく、沖積層であると考えられる。II層は深度7.2~26.5 mで、中礫~大礫サイズの亜角~亜円礫層からなる。S波速度は380~410 m/sで、比較的締まっている。年代を示すデータはないが、周辺地域に分布する低位~高位段丘堆積物に相当すると考えられる。III~IV層は深度約79.8 mの基盤岩までの間のシルト、砂層を挟む礫がりの地層であり、深度約55.6 mを境に上半部の礫層を主体とするIII層と下半部の細粒層が比較的優勢なIV層に区分した。S波速度は上半部がやや遅く320~390 m/sで、下半部は390~460 m/sである。III層は中礫~大礫サイズの亜角~亜円礫層が主体で、礫は風化が進んでいる。深度26.5~30 m及び31~32 m付近には有機質の部分を含むシルト~砂層が挟まれている。深度29.2 m付近の植物片の¹⁴C年代は、55,200 yBPより古いという値がでている(加速器分析研究所の測定による。コードNo. IAAA-32097)。IV層は全体的に淘汰の悪いシルト~砂層が優勢で主に中礫サイズの礫層を挟んでいる。また有機質の部分もみられる。

地層の傾斜はIII層~IV層で10°程度の傾きを持つが、それより上位の地層はほとんど水平である。基盤岩との境界は不整合であるが境界面は40°程度傾斜している。基盤岩は結晶片岩及びそれを貫く酸性の貫入岩からなり、両者の境界は30~45°の傾斜を

示している。結晶片岩は破碎されていておよそ 1 cm 以下の角礫状になっている。基盤岩の S 波速度は 1100 m/s 程度と求められた。

花粉分析の結果では、IV 層からメタセコイア属 (*Metasequoia*) 花粉がスギ属 (*Cryptomeria*) 花粉と共に多産しており、一方 III 層上部ではメタセコイア属は産出せず、シイノキ属 (*Castanopsis*) が優勢でコナラ属アカガシ亜属 (*Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis*) を伴う温暖な層準や、そのすぐ下位のトウヒ属 (*Picea*)、モミ属 (*Abies*)、ツガ属 (*Tsuga*)、カバノキ属 (*Betula*) などの寒冷要素を主体とする層準が見られる。III~IV 層が一連の地層であるとすると、IV 層上部から III 層中部にかけての層準のどこかでメタセコイア属は消滅したと推定される。メタセコイア属の消滅層準は大阪地域ではおよそ 90 万年前であり (市原編, 1993)、III~IV 層は前期更新世から中期更新世前半にかけての堆積物であると考えられる。なお、メタセコイア属消滅後、アカガシ亜属が多産する層準は大阪湾周辺では Ma3, Ma6, Ma9 とよばれる海成層の発達する温暖期であり (関西地盤情報活用協議会, 1998)、III 層最上部の層準がそれらのどれかの層準に相当する可能性がある。仮に最も新しい Ma9 層準とするとその年代は約 40 万年前であり、上位の II 層との間に堆積間隙がある可能性がある。湯田温泉地域では、松下ほか (1959) によって地下に古第三系が広く分布するとされたが、少なくとも調査地域内では認められない。

4. 地質構造の解釈

反射法地震探査測線に沿った地域にある既存のボーリング地点 No. 1, No. 4, No. 7 を第 2 図に示す。これらと GS-YG-1 の地質柱状図を反射断面に投影して、地下構造を解釈する。P 波を用いた断面にボーリングデータを投影したものと及び S 波速度検層結果を用いて修正した深度断面とそれにボーリングデータを投影した解釈図を第 6 図に示す。

まず P 波を用いた反射断面について検討する (第 6A 図)。第 6A 図に示した既存ボーリング柱状図には、未固結層と基盤岩を色分けして示してある。1 枚の明瞭な反射面は未固結堆積物と基盤岩との境界を反映していると考えられる。GS-YG-1 では基盤岩上面深度は約 80 m であり、反射面の深度とよくあっている。また境界面は 40° 程度傾斜しているが、この傾向も反射断面とよく符合している。No. 1, No. 4 ボーリングでは、基盤岩深度が確認されているが、その深度は反射面の深度よりも 10 m 程度浅くなっている。また山口大学が平成 15 年度に実施したボーリング調査の No. 2 地点 (金折, 2004) は P 波反射測線南東端から約 100 m 東に位置するが、そこでは基盤岩の上面深度は約 99 m である。これらのボーリング地点は反射法探査測線上にあるわけではなく、多少

離れているために必ずしも反射断面の深度とは一致しないが、最大 10 m 程度のずれではほぼ反射断面から推定される構造を支持している。すなわちこの付近の基盤岩深度は北西側で浅く、水平座標 1200 m 付近で 20 m 前後であり、そこから水平座標 1000 m 付近にかけて南東に深くなっていき、1000 m 地点付近から南東部ではおおむね平坦になっていて、その深さはおよそ 100 m 程度と推定することができる。

P 波断面では、水平座標 1060 m 付近で明瞭な反射面に 10 m 以上の食い違いがみられることから、この位置に断層 (Fault 2) が存在している可能性がある。この近傍の GS-YG-1 コアの基盤岩が破碎されていることも、断層の存在を支持する。ただし S 波断面には明瞭に現れていない。

次に S 波を用いた反射断面について検討する (第 6C 図)。ボーリング柱状図には、盛土及び沖積層と考えられる I 層、段丘堆積物相当層と考えられる II 層、及びそれより下位のシルト層・砂層を挟む礫層主体層を III~IV 層として色分けして示した。沖積層と考えられる I 層については、既存のボーリング柱状図には必ずしも同じ基準で区分がなされていないが、N 値が低い細粒層及び礫層として記載があり、その部分を I 層と判断した。また、I 層と下位の礫層との境界は必ずしも明瞭ではないが、I 層の厚さはおおむね 7~8 m 程度と推定される。II 層と考えられる礫層下面の深度は、No. 4 と No. 7 地点の間で急変し、7 m 程度の違いが生じている。S 波断面では、II 層下面に対応する反射面は不明瞭であるが、水平座標 1160 m で標高数 m 付近にみられる明瞭な反射面は、水平座標 1120 m~1100 m あたりで南東側に向かって 5 m 程度緩やかに傾き下がっていて (第 6C 図)、この付近に撓曲あるいは断層 (Fault 1) が存在する可能性がある。

S 波断面ではまた、水平座標 1020~1000 m 付近の標高 -10 m より下位に、南東に傾き下がる反射面群が認められ、断層 (Fault 3) が存在する可能性がある。ただし P 波断面の基盤上面にはこの位置に断層を示す明瞭な食い違いは見られない。この変形帯の表層部は県道にあたっていて探査データが得られていないところである。したがって、水平座標 1020~1000 m 地点での変形帯については、さらに詳細に検討する必要がある。

以上のように、基盤深度が大きく変化する水平座標 1000~1120 m 付近に 3 本程度の北西側隆起の断層が存在する可能性があるが、反射面の連続性の不鮮明さのために断言することはできない。

5. まとめと今後の課題

山口盆地の地下構造、特に活断層が伏在しているかどうかを明らかにする目的で、盆地北西部の山口市大橋町一葵町で S 波及び P 波を用いた反射法地震

探査を実施した。また測線の近傍において深度 82 m のオールコアボーリングを実施した。その結果、以下の点が明らかとなった。

1) 未固結層基底深度は北西から南東に深くなっていき、北西部では 20 m 前後であるが、南東では 100 m 程度に達する。このうち表層部 7~8 m 程度が固結度の低い沖積層で、その下位に低位~高位段丘堆積物に相当すると考えられる締まった礫層がみられ、さらに下位にはシルト層、砂層を挟む礫層主体層がみられる。この地層の年代は花粉分析結果からは前期更新世から中期更新世前半までの間であると推定される。

2) 反射法探査断面からは、基盤岩深度が大きく変化するあたりに北西側隆起の 3 本の断層あるいは地層の変形帯が存在する可能性がある。しかし反射面の連続性が明瞭ではなく、断言することはできない。

山口盆地北西部地下に断層が存在するかどうか、さらに詳しく検討しなければならないが、既存のボーリング資料（水野ほか、2003）や高橋（1978）による破碎帯の連続性を考えると、今回の調査地点より南東側に南東側隆起の別の断層が存在する可能性があり、その断層の存否についても確認する必要がある。また木戸山西方断層や下郷断層との連続性を含めて、広域的に山口盆地の地下構造を把握する必要がある。

謝辞 木下幸徳氏、山根隆俊氏をはじめとする調査当時の山口県消防防災課の方々には、本調査を行うにあたってさまざまなご配慮、ご支援を賜り、また既存のボーリング資料をご提供頂いた。山口市総務課の岡崎 剛氏には、調査に関する多くの点でご配慮、ご協力を頂いた。ボーリング地点の土地所有者

の方をはじめ、地元関係者の方々には調査に関するご理解、ご協力を頂いた。大阪市立大学研究生の三好直哉氏には図面の作成を手伝って頂いた。以上の方々には深く感謝申し上げます。

文 献

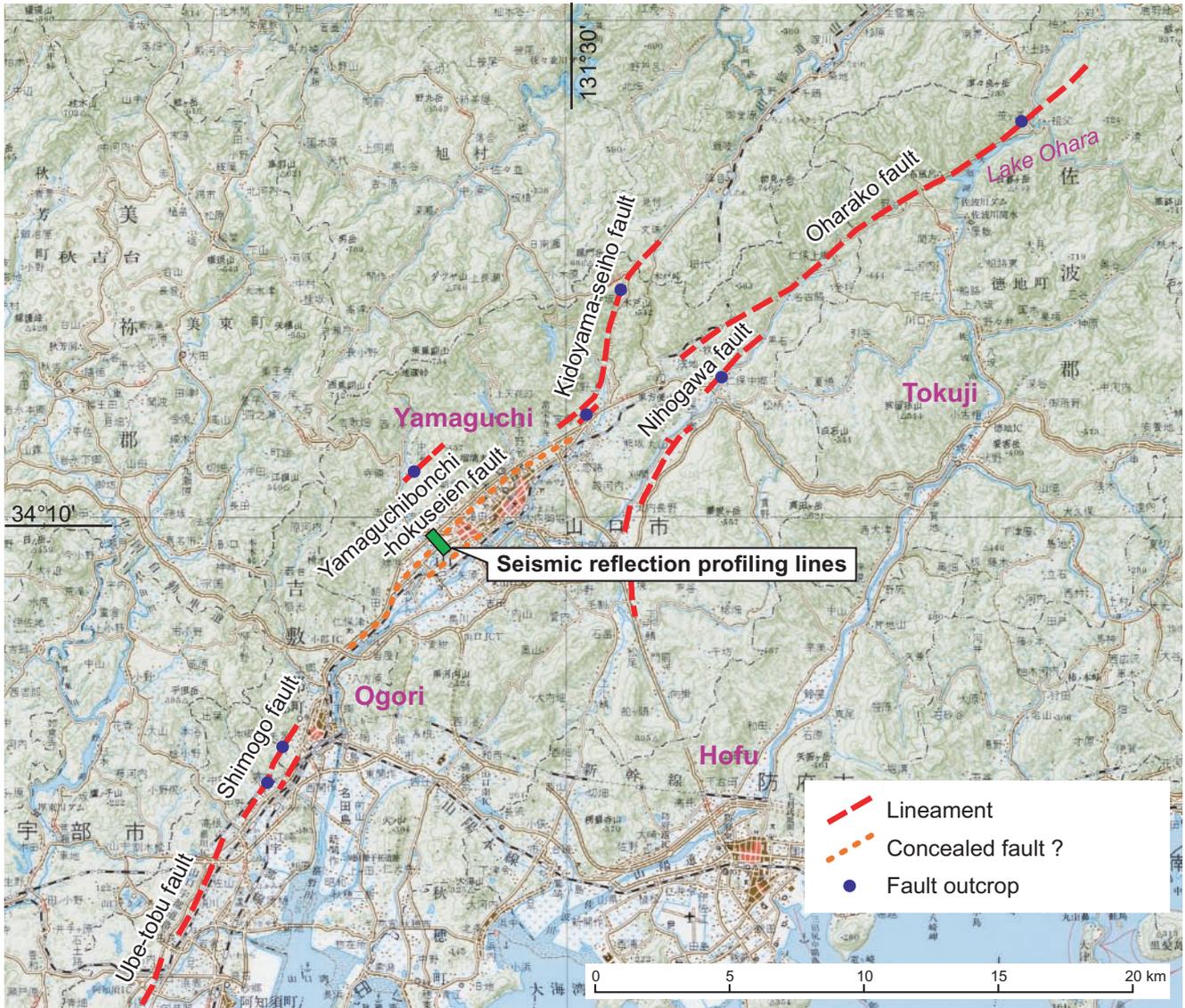
- 市原 実編（1993）大阪層群。創元社、340p.
 金折裕司（代表）（2003）平成 14 年度原子力安全基盤調査研究（原子力安全基盤調査研究（地質断層の再活動性と地震テクトニクスに関する研究））に関する報告書。山口大学、72p.
 金折裕司（代表）（2004）平成 15 年度原子力安全基盤調査研究（原子力安全基盤調査研究（地質断層の再活動性と地震テクトニクスに関する研究））に関する報告書。山口大学、42p.
 関西地盤情報活用協議会（1998）新関西地盤。神戸および阪神間。270p.
 松下久道・高橋英太郎・露木利貞（1959）湯田温泉地質調査報告。湯田温泉調査報告書、山口県・山口市、9-17.
 水野清秀・下川浩一・佃 栄吉・小松原 琢・新見健・井上 基・木下博久・松山紀香・金折裕司（2003）山口県大原湖断層帯の活動性に関する地質調査（序報）。活断層・古地震研究報告、No. 3, 175-184.
 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、60p.
 高橋英太郎（1978）山口市内を通る榎野川構造線の位置。山口県の自然、No. 38, 26-27.

（受付：2004 年 9 月 10 日、受理：2004 年 10 月 4 日）

第 1 表. S 波及び P 波反射法地震探査の主要諸元.

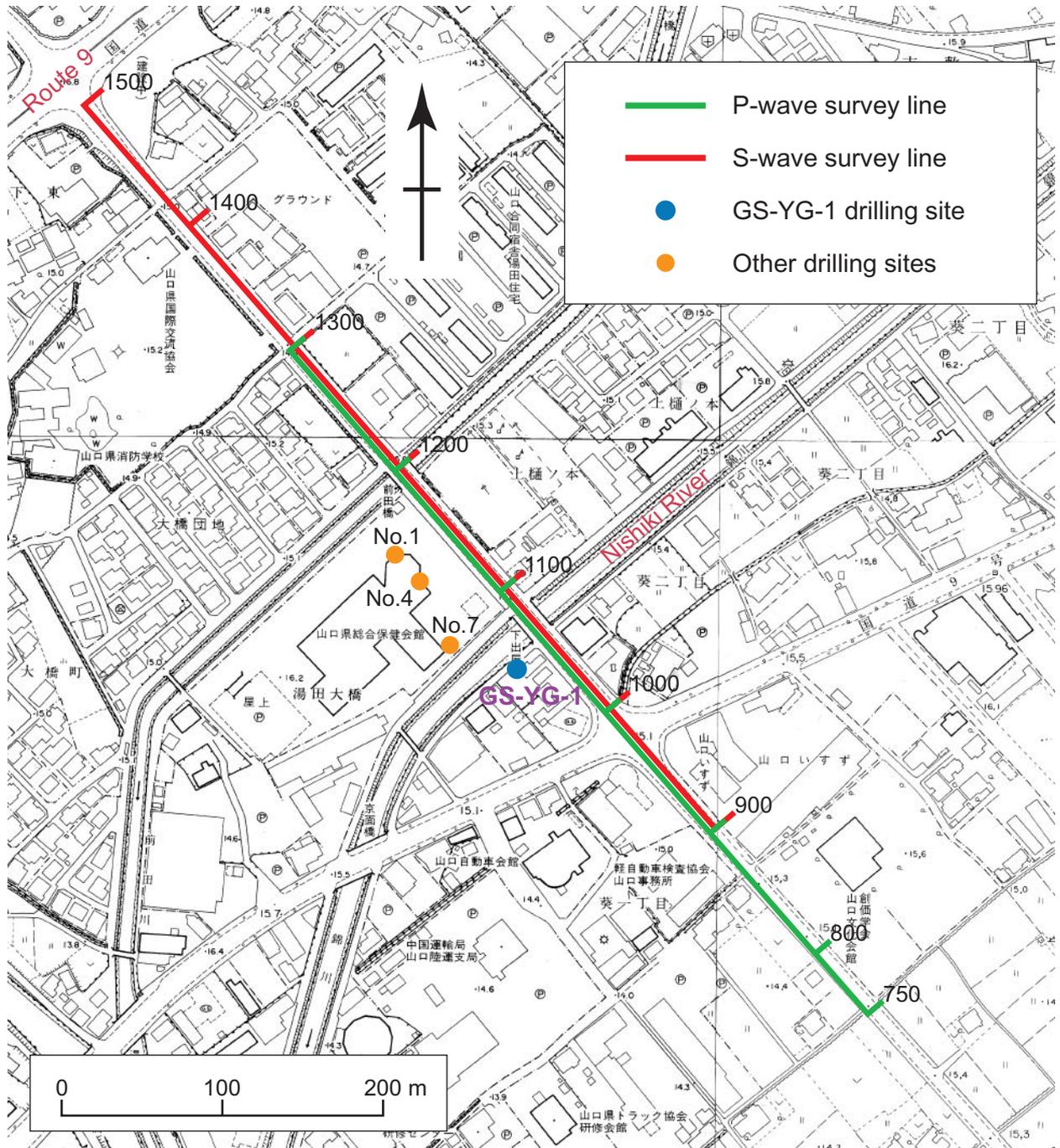
Table 1. Main parameters for S-wave and P-wave reflection surveys.

	S-wave Profiling	P-wave Profiling
Survey line length	600 m	550 m
Seismic source	Minivibrator (S-wave)	Minivibrator (P-wave)
Shot point interval	1 m	2 m
Maximum offset	96 m	192 m
Receiving point interval	1 m	2 m
Sweeping length	8 s	8 s
Recording length	2 s	0.5 s
Sampling interval	1.0 ms	0.5 ms
Receiving channels	96	96
Standard vertical stacks	4~8	4~8



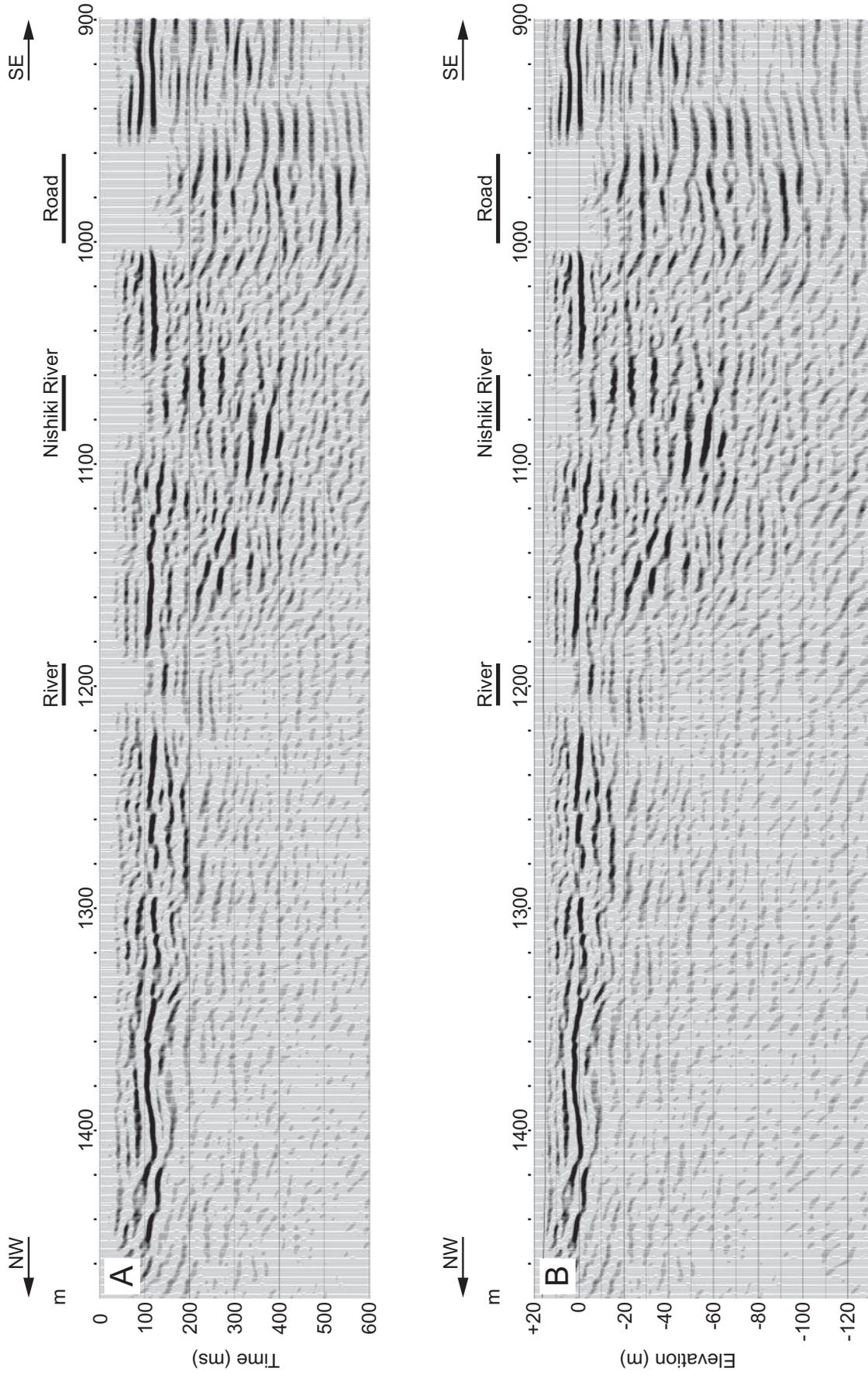
第1図. 大原湖断層帯と調査地域位置図. 国土地理院発行の20万分の1地勢図「山口」を使用.

Fig. 1. Index map showing the Oharako fault zone and the lines for seismic reflection profiling.

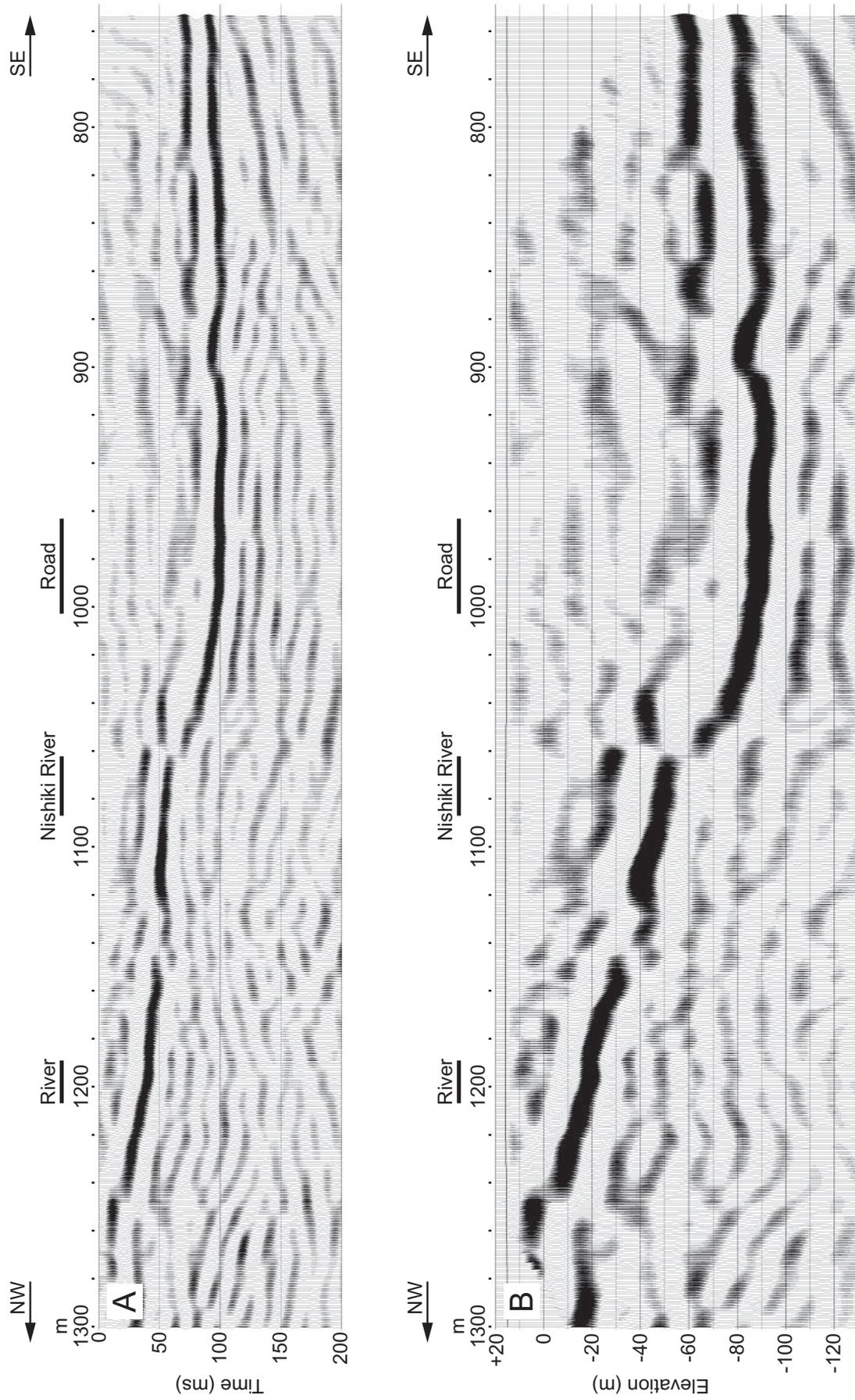


第2図. 反射法地震探査及びボーリング地点詳細位置図. 山口市発行の2,500分の1地形図を使用.

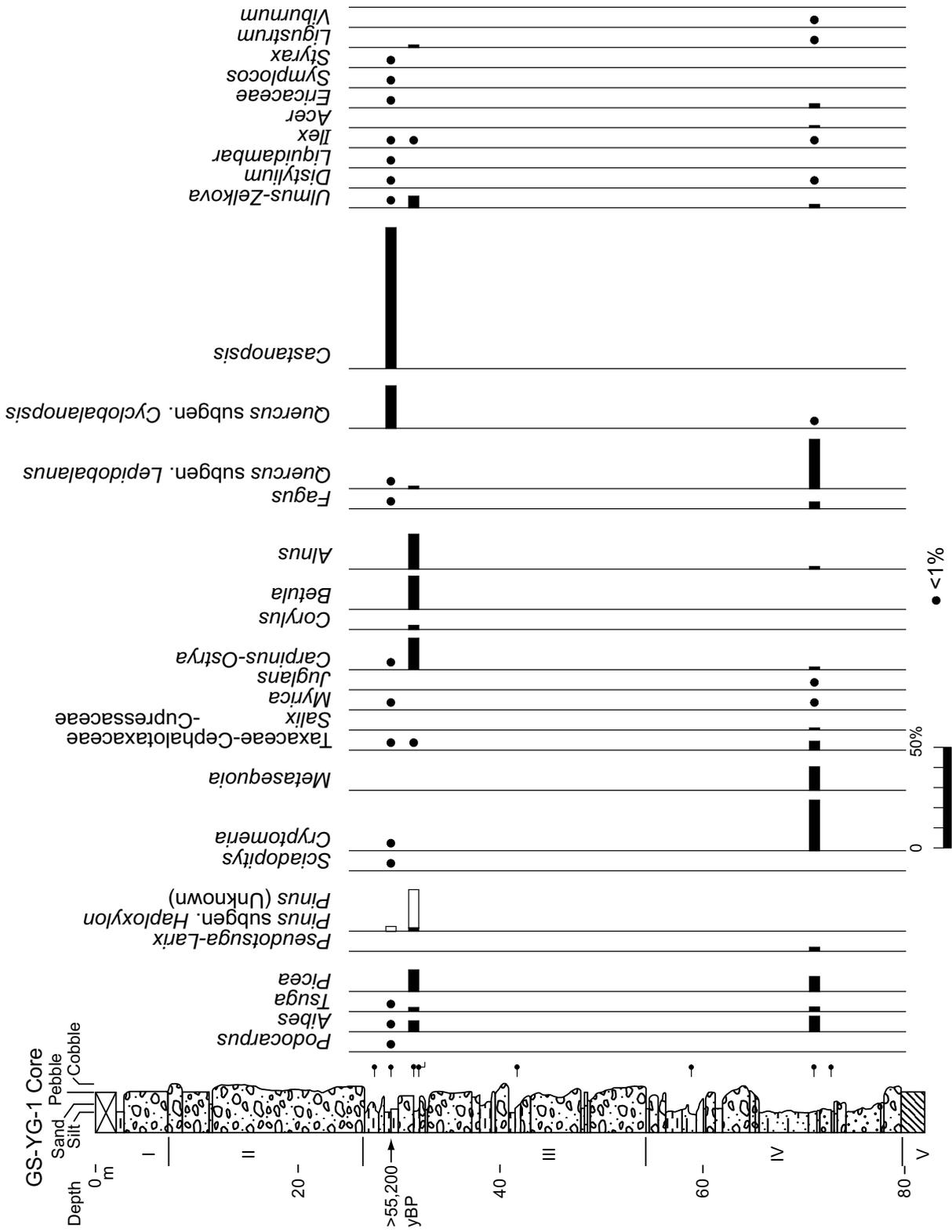
Fig. 2. Detailed location map of the lines for seismic reflection profiling and the drilling sites in the Yamaguchi basin.



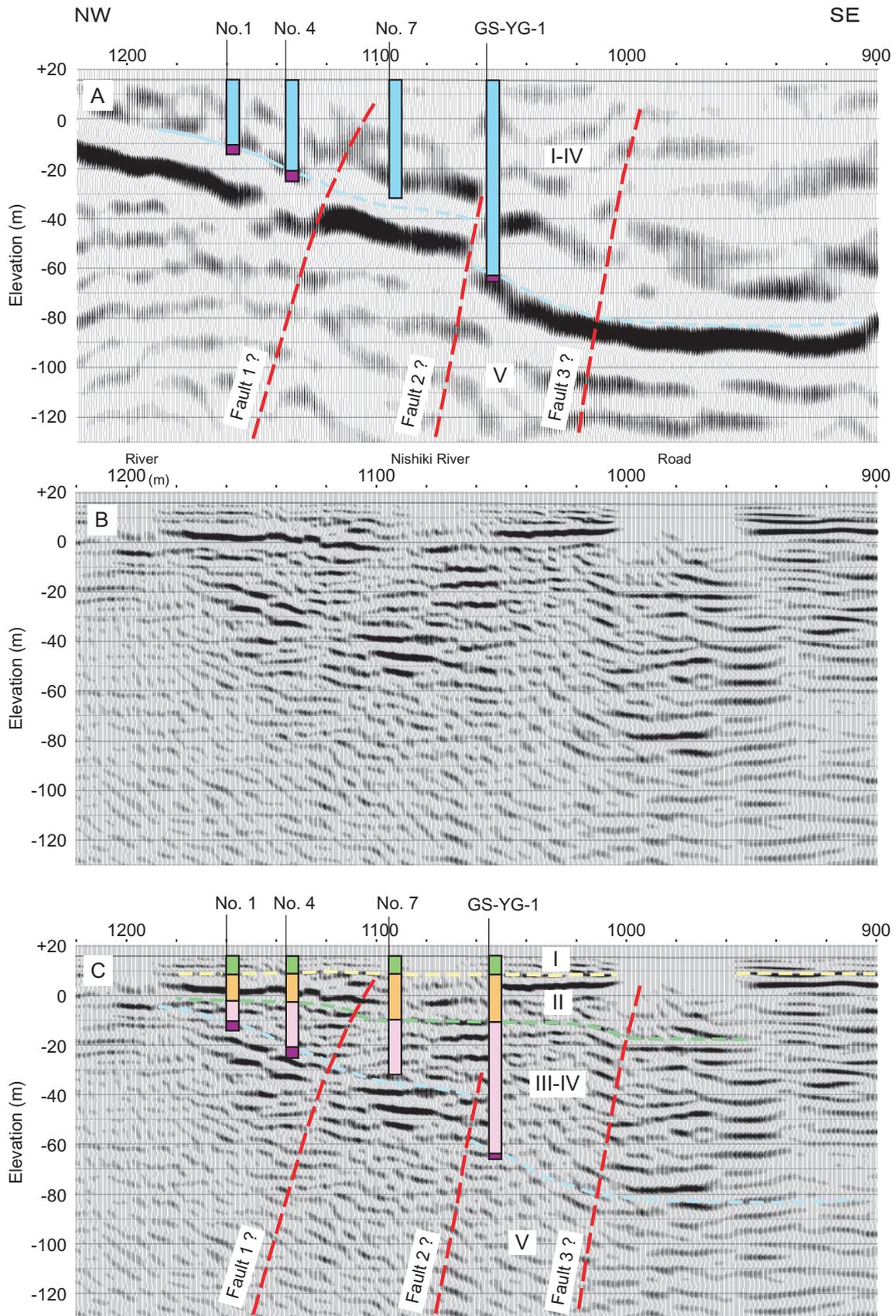
第3図. S波を用いた反射法地震探査結果, マイグレーション処理後時間断面(A)と深度変換断面(B).
 Fig. 3. Migrated time section (A) and depth-converted section (B) of seismic S-wave reflection profiling.



第4図. P波を用いた反射法地震探査結果, マイグレーション処理後時間断面(A)と深度変換断面(B).
Fig. 4. Migrated time section (A) and depth-converted section (B) of seismic P-wave reflection profiling.



第5図. GS-YG-1ボーリングコアの地質柱状図と木本花粉組成図. 花粉分析は株式会社パリーノ・サーヴェイによる.
Fig. 5. Geologic columnar section and arboreal pollen diagram of GS-YG-1 core.



第6図. P波による深度断面の解釈図(A), S波速度検層結果に基づく修正深度断面(B)及びボーリングデータを投影したその解釈図(C).

Fig. 6. Interpreted depth-converted P-wave profile(A), reprocessed depth-converted S-wave profile(B) and its interpretation with projection of borehole data(C).