筑波山塊東麓の浅部地質構造

—反射法探査結果—

地質調査所物理探査部 横倉隆伸・渡辺史郎・加野直巳・
山口和雄・田中信一

(昭和 60 年 10 月 5 日受理)

Shallow Geological Structure at the Eastern Foot of the Tsukuba Mountain Block, the Northeastern Kanto District

—Results of Seismic Reflection Survey—

Takanobu YOKOKURA, Shiro WATANABE, Naomi KANO,
Kazuo YAMAGUCHI and Shinichi TANAKA

Geophysics Department

Geological Survey of Japan

(Received October 5, 1985)

Seismic reflection survey was conducted at the Higashi-Ibaraki Terrace, the eastern foot of the Tsukuba Mountain Block, in order to clarify the shallow geological structures and the shape of the pre-Neogene basement. As a result, the followings are found. In the eastern part of the surveyed area, there are two major horizontal formation boundaries at about 50 m and about 150 m in depth. The former corresponds to the boundary between the middle-upper Pleistocene series (the Shimosa group) and the Pliocene-lower Pleistocene series (the Kazusa group), and the latter to that between the Kazusa group and the Miocene series. The Miocene series are unconformably overlain by the Kazusa group. The Shimosa and the Kazusa groups are nearly horizontal, but the Miocene series shows about $15\sim 20^\circ$ dip to the east. In the western part, there are also two major horizontal formation boundaries at the nearly same depths as in the eastern part. The former corresponds to the boundary between the Shimosa group and the unidentified formation, and the latter to that between this unidentified formation and the pre-Neogene basement, stretching from the Tsukuba Mountain Block. This basement is relatively flat in the western part, but it begins to dip eastward at the angle of about $15\sim 20^\circ$, and is overlain by the Miocene series. The unidentified formation may be the heteropic facies of the Kazusa group in the eastern part, although no firm evidence is now available. The relation between the Miocene series and the pre-Neogene basement in the surveyed area is the same as that in the Toriashi, Torinoko and Yamizo Mountain Blocks, where both the Miocene series and the pre-Neogene basement outcrop at higher levels.

§1. はじめに

筑波山塊東麓には海拔はぼ 30 m のきわめて平坦な洪積台地がひろがっている。この台地は、

昭和 59 年 10 月 13 日発表

Fig. 1. Schematic cross section of the Higashi-Ibaraki Terrace [after SAKAMOTO *et al.* (1981)]. Abrupt disappearance of the pre-Neogene basement by fault, tectonic line or so is presumed beneath the Higashi-Ibaraki Terrace.

関東平野の東半分を占める広大な常総台地の一部であり、当地域では東茨城台地と呼ばれている。洪積台地という名の示す通り、地表付近はほとんど第四系によつて構成され、見たところ何の変哲もない台地である。しかし駒沢 (1985) のまとめたブーゲー異常図が示すように、当台地中央部には南北につらなるブーゲー異常の急変帯が存在する。すなわち地下の構造に、東西で大きな差異の存在することが想定される。また坂本・他 (1981) のまとめた深井戸資料によれば、層相・基盤深度・地下水位等に東西で大きな違いが認められる。これらの地下地質構造・基盤の形状等の詳細を明らかにするために、反射法探査を当地域において実施した。以下にその結果を報告する。

§2. 地質の概要

当地域の地質は坂本・他 (1981) の5万分の1図幅「石岡」に詳述されている。ここでは必要となる要点のみを、坂本・他 (1981) に従つて概説する。

坂本・他 (1981) による当地域の模式地下構造断面を Fig. 1 に示す。最上部には、台地を構成する中-上部更新統・下総層群が数 10 m の厚さをもつて分布している。これは岩相変化が激しく、礫層をしばしば挟んだ粗粒-細粒砂を主とした地層である。その下位は、東西で異なっている。東半部では、下位におよそ 100 m 前後の厚さを持つ、細粒で岩相変化の乏しい鮮新-下部更新統・上総層群が分布している。当地域では露頭で直接に上総層群を確認することはできない。また上総層群の存在が真に確認されているのはわずかに数本の試錐 (後述) においてのみである。ただしその存在が推定されている深井戸資料は数多くある。上総層群の下位には中新統が分布している。中新統もわずかに 1 本の試錐で確認されているだけである。その下位については現在何の情報も得られていない。

西半部では、下総層群の下位に、下総層群と良く似た、岩相変化の激しい、厚さ 100 m 前後の地層が存在する。坂本・他 (1981) はこれも下総層群に属するものと推定している。しか

しこの地層が下総層群であるのか、あるいは東側の上総層群と同時異相のものであるのかを示す証拠は現在まで何も得られていない。その下位に、筑波山塊より続く中-古生層からなる基盤が存在する。当地域には基盤に達している深井戸の数は比較的に多い。

当地域の下総層群、上総層群はともに南に厚く、北に薄くなる傾向がある。特に上総層群は層厚の変化が大きく、南方の石岡市付近では厚さ 200 m 以上に達するものと思われるが、北方の水戸市付近では全くなり、下位の中新統と上位の下総層群とが直接接している。坂本・他 (1981) によれば、上総層群が地下に伏在する北限は涸沼-涸沼川の線付近と予想されている。

深井戸資料およびブーゲー異常から判断すると、筑波山塊より続く基盤は西方より徐々に深くなり、台地中央部で突然なくなつてしまうと予想されている。そこには大きな断層または構造線のような、ある種の不連続の存在が想定される。また基盤は南へ向かうほど深くなる傾向があると予想される。

以上簡単に述べてきたが、上述の各層の厚さ・基盤深度・基盤の“不連続”の位置等を詳しく求めることが本研究の主題である。

§3. 探査の概要

3.1. 測 線

探査は、東茨城台地の涸沼川北岸および南岸の台地上の農道で行われた (Fig. 2).

3.1.1. 涸沼川北岸測線

測線はほぼ東西方向に伸びており、水府学院を東端、柏井を西端とする約 3 km の長さにおたつている。地形の起伏はほとんどなく、標高はほぼ海拔 30 m である。東側約 1 km は土のむき出しになつた未舗装の道路であり、西側約 2 km はアスファルト舗装の道路である。探査上の都合により、Fig. 2 に示したように 3 測線に分けて探査を行つた。測線 1, 2, 3 の長さはそれぞれおよそ 400 m, 1700 m, 1500 m である。測線 2 と 3 はおよそ 500 m ほど重複している。これらの測線ではおよそ 50~200 m の深度を対象とした。測線 1 と 2 では、昭和 56 年 7 月に、測線 3 では昭和 57 年 6 月にそれぞれ探査が行われた。

3.1.2. 涸沼川南岸測線

この測線 (Fig. 2 の測線 4) は上述の測線から約 3 km ほど南方の飯沼地区にあり、ほぼ東西に伸びている。測線長はおよそ 1.8 km である。この付近も北岸と同様にほぼ海拔 30 m の平坦な台地となつている。測線 4 では北岸測線よりも深部を対象とした探査を行つた。北岸測線のかなりの部分がアスファルト舗装の道路であるため、震源波形はきわめてきたないものであつた。その波形では深部探査には耐え得ないため、未舗装の農道である当測線を選んだ。日程および道路の形状からくる制約のため台地西部の探査は行えなかつた。なお当測線では昭和 58 年 7 月に探査が行われた。

3.2. 使用機材

本探査で使用した探鉱器は Input/Output 社製の DHR-2400 である。これは 24 チャンネルの入力を同時に記録できるデジタル式探鉱器であり、出力は 800 BPI で磁気テープ上に書き込まれる。この探鉱器は通常のものとは異なり、ミニソシー (Mini-Sosie) 方式の重合法を採用しており、短時間できわめて多数の重合を行うことができる。

Fig. 2. Location of profile lines and deep water wells. Bold line: profile line. Star: water well. NGK, SFG and TMB mean the deep water wells at Nagaoka, Suifu-Gakuin and Tomobe respectively, which are correlated with the depth sections in Fig. 6 and 7. Map: a part of "Ishioka (1:50,000)" published by Geographical Survey Institute.

ミニソシーというシステムは、Société Nationale Elf-Aquitaine (Production) が開発した海上用のソシー (SOSIE) という原理に基づいている [BARBIER and VIALIX (1973, 1974)]. ソシーを陸上用に改良したものがミニソシーである [BARBIER *et al.* (1976); SERRES and WILES (1978)]. 普通地震探査の記録をとる際には、発震間隔は記録時間よりも充分大きくしなければならない。つまり1つの発震による波が充分おさまリ、雑音として次の記録中に現れないようになって始めて、次の発震が行えるのである。ところがソシーでは記録時間よりもはるかに短い時間間隔で次々と発震することができる。そのため短時間で数多くの重合を行えるのである。ソシーおよびこの探鉱器についての簡単な解説は横倉・加野 (1983b), 渡辺・加野 (1984) になされているので参照されたい。

震源として、道路工事等でしばしば利用されているタンピング・ランマー (土固め機) を使用した。使用機種は三笠 MTR-80H および Wacker-60Y である。ランマーに Input/Output 社のトリガー・センサー SS-1 を取り付けてトリガーとした。ランマーはミニソシー方式の重合に適した、手軽な震源である。

受振器は固有周波数 40 Hz の Geospace 社製 GS-30D を使用した。測線 1, 2, 3 では1チャンネル当たり 12 個の受振器を1つのグループとして使用した。測線 4 では 24 個を1つのグループとした。

Table 1. Field parameters

Line no.	1	2	3	4
Length (m)	ca. 400	ca. 1700	ca. 1500	ca. 1800
Direction of survey	E→W	E→W	E→W	W→E
Shot interval (m)	10	10	5	10
Channel interval (m)	5	5	5	10
Offset (m)	20~135	20~135	20~135	40~270
Geophones/channel	12	12	12	24
Pattern length (m)	5	5	5	10
Vertical stack	1500	1500	1500	2000
CDP stack	6	6	12	12
Sample interval (ms)	0.5	0.5	0.5	1
Low-cut filter (Hz)	60	60	120	42

3.3. 探査の諸元

使用した探査諸元を Table 1 にまとめておく．測線 1, 2, 3 ではおよそ 50~200 m の深度を対象としたため，受振点間隔をいずれも 5 m とした．またサンプリング間隔を 0.5 ms とした．測線 1, 2 では広い範囲をカバーするために，CDP 6 重合となるように探査を行い，総測線長を長くとれるようにした．測線 3 では精度を高めるために，CDP 12 重合となるようにした．また分解能を向上させるためデータ収録時のローカット・フィルターを少し高めに設定した．

測線 4 ではもつと深部を対象としたため，測線 1, 2, 3 とはかなり異なった諸元となつている．主な相違点は，発震点間隔・受振点間隔をともに 10 m にひろげたこと，サンプリング間隔を 1 ms にしたこと，データ収録時のローカット・フィルターを 42 Hz に下げたこと等である．

深部の情報を精度良く得るためには，本来ならばより強力な震源，固有周波数のより低い受振器を使用し，受振点間隔を更にひろげることが必要である．しかし我々の探査システムはもともと浅部を対象として設計されているため，機材上の制約から Table 1 に掲げた探査諸元が限度である．またランマー

Fig. 3. Flow chart of seismic data processing.

はパワー不足であるが、探査時点ではこれに代わる簡便で強力な震源がなかつたため、やむを得ずランマーを使用した。従つて測線4のかかなり深い部分についての精度はあまり良くない。ある程度の精度をもつて探査できる深度範囲はおよそ 100~500 m くらいであると思われる。

Fig. 4. Time sections and surface structures. Top: structure of low-velocity surface layer derived from static correction analysis. Bottom: time section. (a) Line 1, (b) Line 2, (c) Line 3 and (d) Line 4. Abscissa: distance in km. Ordinate: height in m and two-way time in s. The origin of distance in (a), (b) and (c) is the first shot point of Line 1, and that in (d) is the first shot point of Line 4. Dashed line in top figure is datum plane of static correction, which is 25 m high above sea level.

§4. 処理の概要

現場で収録された反射法データはすべて、地質調査所物理探査部で開発された会話型高速処理システム [加野・他 (1983)] を使用して処理された。今回行つたデータ処理の流れ図を Fig. 3 に示す。これは加野・他 (1983) のデータ処理の流れ図と本質的には同じものである。詳細ならびに用語等の意味は加野・他 (1983) を参照されたい。

処理の中で加野・他 (1983) と異なる主な点は、FK-フィルターおよび改良された静補正法 [横倉・加野 (1983a)] を使用していることである。

FK-フィルターは、反射信号とは異なる見掛けの速度をもつた、コヒーレントなノイズを除去するために使用される。我々の場合には、地表震源に起因する低速度の表面波、音波等を取り除くために用いられた。

静補正とは、地表の起伏、低速度の表層の厚さの変化等によつて生じた反射波の走時の乱れを取り除くためのものである。陸上の浅部地質構造を精度良く求めるために欠くことのできない処理である。一般に海上の探査ではこういった低速度の表層が存在しないため静補正はあまり問題にならないが、陸上においてはきわめて重要な意味をもっている。

当探査地域では地表付近におよそ 1 m ほどの厚さの表土、およそ 3~4 m の厚さのローム層が存在している。これらの層は 100~200 m/s という遅い弾性波速度を有している。この低速度表層が処理結果の精度を低下させる原因となるため、横倉・加野 (1983a) の静補正法によりその影響を取り除くようにした。その際、海拔 25 m を記録断面の基準面とするような補正を行つた。

Fig. 5. Depth sections. (a) Line 1, 2 and 3. (b) Line 4. Abscissa: distance in km. Ordinate: depth in m, measured from datum plane (25 m above sea level). A part of Line 2, which overlaps with Line 3, is omitted.

§5. 処理結果

Fig. 3 の流れ図に従って処理した結果を Fig. 4 に示す。これらは時間断面である。各断面の上方に付した図には、水準測量によつて得られた標高と、静補正によつて得られた低速度表層の形状とが描かれている。標高 25 m にある水平の鎖線がここで採用した基準面である。また深度断面を Fig. 5 に示す。測線 1 および 4 の第 1 発震点を北岸測線、南岸測線それぞれの距離の起点とした。以下にそれぞれについて簡単に説明する。

測線 1

基準面からの往復走時約 20~30 ms (基準面からの深度にして約 20 m)、約 40~50 ms (約 45 m)、約 80 ms (約 70 m)、約 140 ms (約 130 m) に明瞭な水平反射面が認められる。また約 140 ms の水平反射面に斜交して、東落ちの傾斜をもつ反射面が認められる。

測線 2

測線 1 と同じく約 20~30 ms、約 40~50 ms、約 90 ms、約 140~150 ms に水平反射面が認められる。この測線は西側 3 分の 2 がアスファルト舗装の道路であつたため、得られた反射記録の質が悪く、反射面、特に約 40~50 ms のその連続性が悪くなっている。また静補正が完全にはうまく働かなかつたことも連続性を悪くした原因になつていであろう。しかしこの反射面は断面全体にわたつて連続しているものと思われる。また約 140 ms 付近の反射面も距離 900~1800 m の部分が断続的であるように見える。しかしこちらの方は見掛けの不連続ではなく、本質的な不連続であると思われる。断続的な反射面の各深度が場所により若干異なっている。また測線 1 と同様に、短いながらも東落ちの傾斜をした反射面が数か所に認められる。

測線 1, 2 を通じて、上位の水平層の区間速度はおおよそ 1.7~1.9 km/s、下位の傾斜層の速度はおおよそ 2.1~2.3 km/s である。

測線 3

この探査諸元は測線 1, 2 とやや異なっている (Table 1 参照)。また東側約 500 m が測線 2 と重複している。約 80~90 ms、約 140 ms に明瞭な水平反射面が認められる。乱れてはいるが約 20~30 ms、40~50 ms にも反射面が存在している。この浅い 2 つの反射面は測線 2 の西側部分と同様アスファルト舗装の影響であり連続性が良くない。また距離約 1750 m、往復走時 140 ms 付近から東落ちの明瞭な反射面が認められる。この傾斜面の分岐点より東では、約 140 ms 付近の反射面は非常に連続性が良くなり、かつほぼ水平である。測線 1, 2, 3 を通じて 200 ms 以深は S/N 比が悪いため反射面をより深部まで追跡することはむづかしいが、一部の傾斜反射面は約 300 ms まで追跡することができる。

区間速度は、上位の水平層でおおよそ 1.7~2.0 km/s、東端の傾斜層でおおよそ 2.1~2.3 km/s である。

測線 4

深部を対象としたため探査諸元は他のものと大幅に異なっていることに注意されたい。明瞭な水平反射面が約 50~200 ms の間にいくつか認められる。200 ms 以下には、東落ちの傾斜した反射面が何枚も存在している。水平反射面は約 50 ms (深度約 40 m)、約 90 ms (約 80 m)、約 140 ms (約 130 m)、約 200 ms (約 170 m) に認められる。しかしより深部を対象としたため測線 1, 2, 3 ほどの分解能はない。そのため上述の反射面がすべて真の反射面に相当するか

どうかは明らかではない。また 200 ms 以深では反射信号が弱いためところどころ切れて見えるが、上位の地層と明瞭な傾斜不整合となつていることが良く分かる。

距離 400~500 m 付近の、一見断層のように見える水平反射面の乱れは真の断層ではない。その付近で交通量の多い県道を測線がちょうど横切っているため、雑音が大きくなつたことによる人為的なものである。

測線西端の約 230 ms (深度約 200 m) より始まる東落ちの傾斜した反射面は、断面上で距離約 1.2 km, 往復走時約 600 ms のところまで明瞭に追跡できる。前述のように今回の探査諸元では深部の速度解析の精度があまり良くないため、およその値でしか言えないが、この約 600 ms はおよそ 700 m あるいはそれ以上の深さに相当する。この傾斜面は更に深部まで続いているようにも見える。しかし約 200 ms の水平反射面が距離約 1.2 km の地点より東で非常に強くなっている (反射率が大きくなっている) ため、その下位からの信号が乏しくなり、はつきりしたことは言えない。

区間速度は、上位の水平層でおよそ 1.7~1.9 km/s, 下位の傾斜層の上部で 2.1~2.3 km/s である。また速度解析の精度はあまり良くないが、傾斜層の下部ではおよそ 2.5 km/s となっている。

§6. 議 論

測線 1 の深度断面の東端部分と、水府学院およびその約 4 km 東方の長岡における深井戸資料 [経済企画庁総合開発局国土調査課編 (1962); 国土庁土地局国土調査課編 (1979)] との対比を Fig. 6 に示す。深井戸の位置は Fig. 2 に星印で示してある。

坂本・他 (1981) によれば、水府学院の井戸では地表から深度 52 m (海拔 -22 m) に下総層群と中新統もしくは上総層群との境界があるとされている。Fig. 6 に示したように、この境界は約 40~50 ms (海拔 -25 m 付近) の反射面に一致している。

深井戸資料 [国土庁土地局国土調査課編 (1979)] によれば、長岡の井戸の最深部、地表から 134 m (海拔 -103 m) に“基盤”と記載された層が存在する。約 4 km 離れてはいるが、深さの一致から判断して、これが約 140 ms の反射面に相当することは間違いないと思われる。ただし本当に“基盤”と言つて良いかどうかは別問題である。これについては後で述べる。しかし恐らくこの境界面は少なくとも長岡まではほぼ平坦なまま連続している、ということは言えるであろう。約 140 ms の境界面は存外に広いひろがりをもっているのかも知れない。

以下で測線 1 付近に伏在すると思われる地層と得られた反射面との対比を行う。結論から言えば、約 40~50 ms の反射面は下総層群と上総層群との境界に、また約 140 ms の反射面は上総層群と中新統との境界にそれぞれ相当するものと思われる。坂本・他 (1981) はこの付近、すなわち沼沼川以北には上総層群は存在しないかもしれないと述べているが、明瞭な反射面が存在すること、および以下に述べることから、約 40 ms~140 ms の層を上総層群と考えた方が良いと思われる。

また水府学院付近で行われた内田・他 (1982) の電気探査の結果も上総層群の存在を示唆している。それによると、大まかにわければ地上より深度数十 m まで 100 Ω m 以上の高比抵抗層があり、その下位に深度百数十 m まで 50 Ω m ほどの層が存在する。その下位にわずか数 Ω m という低比抵抗層が深度数百 m まで続き、更にその下位に 100 Ω m 以上の比抵抗をもつ

Fig. 6. Correlation between the depth section of Line 1 and the deep water wells at Nagaoka and Suifu-Gakuin. First fifty traces of Line 1 is shown. Depth is measured from sea level. Symbols in the columnar sections are as follows. cl: clay, sl: silt, sd: sand, gr: gravel, vf: very fine, f: fine, m: medium and c: coarse.

層が存在する。このように電気的に見ても深度数十 m、百数十 m に明瞭な境界を置くことができる。その深度は反射法で得られたものと非常に良い一致を示している。

探査地域からは少し離れているが、地質調査所は過去に 2 本の試錐を行っている [坂本 (1975); 坂本・他 (1981)]. 1 つは南東方 8 km の茨城町試錐である。海拔 30.5 m ~ -21.3 m までは下総層群、-21.3 m 以深が上総層群となつている。もう 1 つは東南東方 12 km にある旭村試錐である。ここでは海拔 29.9 m ~ -59.1 m までは下総層群、-59.1 m ~ -199.6 m までは上総層群に相当し、-199.6 m 以深に中新統の泥岩が存在する。

これらから類推すれば、電気探査で得られた 4 つの層はそれぞれ順に下総層群、上総層群、中新統、それに本当の意味での基盤（先新第三系基盤）に相当すると思われる。深度百数十 m ~ 数百 m の層の比抵抗の低いことは、旭村試錐と同様にこれが中新統の泥岩であると考えられると、うまく説明される。

また深度約 50 m ~ 130 m の層の区間速度はおよそ 1.7 ~ 1.9 km/s であり、上総層群の速度としてふさわしい値である。また深度約 130 m の反射面とその下位の傾斜反射面との間の区間速度はおよそ 2.1 ~ 2.3 km/s であり、中新統の速度としておかしいものではない。従つて長岡の深井戸資料に記載された“基盤”は中新統の泥岩に相当するものと思われる。筑波山塊より続く本当の基盤は更に下方の深度数百 m に存在するのであろう。

次に測線 2 と 3 を見てみよう。Fig. 5 の距離約 1750 m 付近より東では深度約 130 m の反射面は前に述べたように断続的であり、あたかも断層によつて切られているかのように見える。

Fig. 7. Correlation between the depth section of Line 3 and the depth water well at Tomobe. Last fifty traces of Line 3 are shown. Depth is measured from sea level. Symbols in the columnar section are same as these in Fig. 6.

の対比を Fig. 7 に示す。この井戸は測線 3 西端の南方約 1 km のところにある (Fig. 2)。井戸の海拔 -107 m より下位に頁岩の存在していることが知られている。この頁岩は筑波山塊より続く基盤に相当する [坂本・他 (1981)]。測線 3 でもほぼ同じ深さに反射面が存在する。ただしやや浅くなっている。これは北ほど基盤が浅いということと調和的である。従つて深度 120~130 m (海拔およそ -100 m) の反射面が筑波山塊より続く先新第三系基盤であることは間違いないと思われる。内田・他 (1982) の電気探査結果でも、測線 3 近傍において 100~200 m 以深に高比抵抗層の存在が示されている。これは上記反射面に対応するものであろう。

また Fig. 5 (a) の距離 1750 m 付近から東へ傾斜して行く反射面をそのまま延長すると、水府学院付近では深度およそ 600 m となり、内田・他 (1982) の最下部の高比抵抗層の深度と大きく矛盾するものではない。従つてこの傾斜面自体が基盤そのものの上面を表していると思われる。すなわち、基盤が断層で突然断ち切られているという坂本・他 (1981) の予想とは異なり、基盤は距離 1750 m 付近から単に急傾斜し始めるにすぎないのである。

測線 3 西部の深度 50~130 m の地層が下総層群であるのか上総層群であるのかという問題については、探査結果からあまり多くのことは言えない。台地東部の上総層群の区間速度と比べて、西部の方が若干速度が大きい、その差はそれほど大きくない。東西で物質の違いがあるかどうかを積極的な証拠をもつて示すことはできない。水平反射面が沼沼川北岸測線全体にわたって連続しているように見えることから、深度 50~130 m の層は東西ともに同時期のものと考えの方が自然であらう。

しかし実は断層ではなく、中新統と上総層群との境界が傾斜不整合となつているためである。この断続的に見える境界面の凹凸は傾斜した中新統内の層の侵食されやすさの違いを反映しているのであろう。S/N 比はあまり良くないが、より子細に眺めると傾斜した反射面が更に深部まで続いて行くように見える。測線 4 における探査結果を見れば、この境界が傾斜不整合をなしていることは更に確実であることが分かる。

距離約 1750 m 付近より西側では、深度約 120~130 m の反射面は連続性がきわめて良くなっている。またその下位に顕著な反射面は認められない。

距離 1750 m 付近から約 15°~20° の角度で東落ちした傾斜反射面は、上記の連続性の良い反射面からの続きのように見える。

友部の深井戸と測線 3 の西端部分と

Fig. 8. Schematic cross section of the Higashi-Ibaraki Terrace. The Shimosa and the Kazusa groups show nearly horizontal stratification. The Kazusa group is unconformably underlain by the Miocene series, which shows about 15~20° dip to the east. The pre-Neogene basement is relatively flat in the western part, but it begins to dip eastward at the midst of the Higashi-Ibaraki Terrace.

以上のことをふまえて、測線4について考えよう。測線4近傍には対比可能な深井戸が存在しない。そのため下総層群と上総層群の境界がどこであるのかは自明ではないが、坂本・他(1981)の図を参考にすると、約50ms(深度約40m)の水平反射面がそれに相当すると思われる。顕著な傾斜不整合をなしている約200ms(約170m)の境界が上総層群と中新統の境界に相当することは明白である。この深度は酒沼川北岸に比べて約40mほど深くなっている。このことは当地域の上総層群が南方に向かって厚くなること[坂本・他(1981)]と調和的である。測線西端の往復走時約230ms(深度約200m)より続いている顕著な東落ちの反射面が、測線2と3でわずかに見られた基盤の急傾斜部に相当することも明らかである。急傾斜開始部は測線からわずかに西方に外れたところに存在する。

内田・他(1982)は当地域で数多くの電気探査を行っている。その中には測線4上の距離約1.3kmの地点で行われたものも含まれている。その詳細は未公表であるが、内田(1985, 私信)によれば以下のものであるという。1.3km地点では大まかに言えば深度約60mまでがおよそ200Ωm, 深度約150mまでがおよそ50Ωm, 深度約900mまでがおよそ10Ωm, それで深がおよそ150Ωmである。彼等の深度約60mが下総層群と上総層群の境界に、深度約150mが上総層群と中新統の境界に、深度約900mが中新統と基盤の境界にそれぞれ相当すると思われる。これは反射法探査結果と非常に良い一致を示している。

以上述べてきたことを模式的にまとめるとFig. 8のようになる。基盤の急傾斜開始部は酒沼の東縁を通っている。ここはまさに前述のブーゲー異常の急変帯に相当している。

この急変帯を更に北方に追跡すると、鶏足山塊、鷺子山塊の東縁に至る。ここは両山塊を構成する中-古生層と中新統とが接しているところである。しかも両山塊の中新統は我々の探査結果と同様に東へ約10~20°傾斜している[KAWADA(1950)]。すなわち両山塊で基盤の上に

傾斜した中新統が載っているのとまさに同じことが、筑波山塊では地下 130~170 m の深度で起こっているのである。更に付け加えて八溝山地全体を見ると、最北の八溝山塊周辺では中新統は海拔およそ 400~500 m に露出し、南へ向かうほど低くなり、鷺子山塊では海拔およそ 200~300 m に、鶏足山塊では海拔およそ数 10~100 m に露出している。そして筑波山塊では海拔およそ -100 (北岸測線)~-140 m (南岸測線) に伏在している。KAWADA (1950) は八溝山地 (筑波山塊を除く) の接峰面図を作り、山地高度が北ほど高く南ほど低いことを示し、隆起の程度が各山塊で異なることを示した。その隆起の程度の差異に伴って、中新統の露出および伏在高度が異なっていると考えられる。

§7. ま と め

本研究によつて得られた、東茨城台地・涸沼川近傍の地下構造をまとめると以下になる。

- (1) 最表層の低速度層 (表土とロームを合わせたもの) の厚さは、当地域全般にわたり大体 3~5 m である。
- (2) その下位に約 40~50 m ほどの厚さの中-上部更新統・下総層群が存在する。
- (3) その下位には、湛沼より東では約 100 m ほどの厚さの鮮新-下部更新統・上総層群が存在する。西側では詳細は良く分からないが、やはり 100 m ほどの厚さの層が存在する。これは坂本・他 (1981) の言うように下総層群に属するものかも知れない。しかし反射面の連続性から見て上総層群と同時異相のものと考えても差し支えないだろう。
- (4) 更にその下位には、東側では中新統が存在する。それは上位の上総層群と顕著な傾斜不整合をなしている。中新統の傾斜角は東西方向に関して言えばおよそ $15\sim 20^\circ$ である。西側では筑波山塊より続く中-古生界からなる基盤が存在する。
- (5) その基盤は台地中央部の湛沼東縁を南北に走る線を境として、およそ $15\sim 20^\circ$ の角度で東落ちの急傾斜をし始め、中新統の下に続いていく。
- (6) プーゲー異常の急変帯は基盤の断層を表すものではなく、単に基盤が急傾斜し始めることを示すものである。
- (7) 当地域の中-古生界と中新統との関係は、北方の鶏足、鷺子、八溝の各山塊におけるそれと全く同様である。ただ各山塊の隆起の程度の差異により、当地域では地下深所に中新統および基盤が伏在しているにすぎないのである。

謝 辞

本研究を遂行するにあたり地質調査所地質部・坂本 亨課長より様々な有益な助言・示唆等をいただいた。同物理探査部・内田利弘技官には未発表のデータを参照させていただいた。また測線 1,2での探査の際には、同環境地質部・佐藤隆司技官に手伝つていただいた。上記の方々に対し、ここで心からの感謝の意を表します。

なお本研究は経常研究『物理探査の研究』中の「物理探査による常総台地北部地域の地下構造の研究」の一環として行われた。

文 献

- BARBIER, M. G. and J. R. VIALIX, 1973, A New Tool for Marine Seismology, *Geophysics*, **38**, 673-683.
- BARBIER, M. G. and J. R. VIALIX, 1974, Pulse Coding in Seismic Prospecting —SOSIE and SEISCODE, *Geophys. Prosp.*, **22**, 153-157.
- BARBIER, M. G., P. BONDON, R. MELLINGER, and J. R. VIALIX, 1976. Mini-SOSIE for Land Seismology, *Geophys. Prosp.*, **24**, 518-527.
- 加野直巳・横倉隆伸・渡辺史郎, 1983, 地質調査所の反射法処理システム—会話型高速処理システム—, *地調月報*, **34**, 311-327.
- KAWADA, K., 1950, Geological Studies on the Yamizo, Torinoko and Toriashi Mountain Blocks and Their Neighbourhood in the Northeastern Kwantō District, *Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku, Sect. C*, **2**, 217-307.
- 経済企画庁総合開発局国土調査課編, 1963, 全国地下水(深井戸)資料台帳 関東編(上巻), 685 p.
- 国土庁土地局国土調査課編, 1979, 全国地下水(深井戸)資料台帳 関東編, 1112 p.
- 駒沢正夫, 1985, 関東地域重力図(20万分の1), 地域地質図 24, 地質調査所.
- 坂本 亨, 1975, 磯浜地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 55 p.
- 坂本 亨・相原輝雄・野間泰二, 1981, 石岡地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 50 p.
- SERRES, Y. and C. WILES, 1978, MINI-SOSIE—New High-Resolution Seismic Reflection System, *Canad. Inst. Min. Metall. Bull.*, **71**, 96-102.
- 内田利弘・佐藤 功・村上 裕・浦井 稔・横倉隆伸・田中信一, 1982, 常総台地北部における電気探査, *物理探査学会昭和 57 年度秋季講演会予稿集*, 53-54.
- 渡辺史郎・加野直巳, 1984, 論理的演算処理機能をもつ地震探鉱器, *物理探鉱*, **37**, 237-244.
- 横倉隆伸・加野直巳, 1983a, 反射法地震探査のための簡単な静補正法, *物理探鉱*, **36**, 190-200.
- 横倉隆伸・加野直巳, 1983b, 反射法の震源—特にミニソーの原理について—, *地質ニュース*, **351**, 6-18.