

関東平野下に伏在する中新世ハーフグラベン群

- 地表地質からみた地下地質構造の新たな視点 -

高橋雅紀*・林 広樹**・笠原敬司**・井川 猛***・川中 卓***・須田茂幸***

Miocene Subsurface Half-Grabens in the Kanto Plain, Central Japan -A New Viewpoint for Subsurface Geologic Structure on the Basis of Surface Geology-

Masaki TAKAHASHI*, Hiroki HAYASHI**, Keiji KASAHARA**, Takeshi IKAWA***,
Taku KAWANAKA***, and Shigeyuki SUDA***

**Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan/AIST
msk.takahashi@aist.go.jp*

***Solid Earth Research Group,*

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan

****JGI Inc., Japan*

Abstract

Subsurface seismic reflection profile in the Kanto Plain, obtained along the eastern margin of the Kanto Mountain (Asaka-Konosu Line: KAN-94) is discussed based on the surface geology in the adjacent area. The surface geologic investigations of the Miocene marine sequences in and around the Kanto Mountains reveal that these sequences are divided into two stratigraphic units of half-graben fill deposits (“N.8 deposits”) and unconformably overlying intra-arc basin sediments (“post N.8 deposits”).

The “N.8 deposits” characterize a very thick turbidite sequence (submarine fan deposits) and overlying graben-fill deposits. The non-sorted breccia was deposited along the boundary faults of the basin, which represents that syn-depositional faulting along the basin margins were developed during latest Early Miocene to earliest Middle Miocene (planktonic foraminiferal zone of N.8). In addition, these thick sediments were extremely deformed and eroded under NE-SW compression stress field at the end of zone N.8 (ca. 15.3-15.2 Ma).

In contrast, unconformably overlying marine sequences (“post N.8 deposits”) are gently tilted toward the Kanto Plain without tense tectonic deformation such as for the “N.8 deposits”. The “post N.8 deposits” also indicate lower sedimentation rate ($> 0.2\text{m/kyr}$) than that of “N.8 deposit” (about 5m/kyr). This geologic change was occurred at a geologically short interval of about 15.3-15.2 Ma based on the microfossil geochronology, and this discontinuity can be traced as the Niwaya Unconformity for both surface and subsurface sedimentary sequences.

On the bases of this viewpoint, as well as geochronologic information of the deep borehole surveys, the subsurface fan-shape reflections in the Asaka-Konosu Line can be interpreted as the half-graben fills (“N.8 deposits”), and overlying parallel reflections are correlative with “post N.8 deposits”. Thus the subsurface distribution of the “N.8 deposits” is the most important for mitigation of an earthquake disaster, because there is a correspondence between the “N.8 deposits” and the ups and downs basement structure. Moreover, some marginal normal faults of the “N.8 half-graben” have a potentiality for re-activation, such as the Tachikawa Active Fault, under present compression stress field.

Key words : Half-graben, Subsurface geology, Miocene, Kanto Plain, Central Japan, Tectonics

* 独立行政法人 産業技術総合研究所 地質情報研究部門

** 独立行政法人 防災科学技術研究所 固体地球研究部門

*** 株式会社 地球科学総合研究所

1. はじめに

日本の総人口のおよそ 3 分の 1 が生活する首都圏において想定される大地震に対し、大災害を軽減する目的で関東平野の地下地質構造の研究が進められている（例えば平田，2002 など）。関東平野の地下には場所によっては 3,000 m 以上の堆積層が分布しており、大地震にともなうてどのように地震波が伝達され、さらにはどの場所で地震波が増幅されるかを推定することは、大災害を軽減する目的に対し緊急の課題である。しかしながら、本邦で最も広い面積を有する関東平野の地下地質構造は極めて複雑であることが知られている（福田・鈴木，1987；長谷川，1988 など）。関東平野の地下地質構造を明らかにするためには、各種の物理探査や直接岩石を採取するボーリング調査が一般的かつ効果的であるが、現在の構造は過去から現在までの歴史（地史）を積分した結果であるから、単に空間的広がりを調査対象とするのではなく時間的流れの中で現在の構造を推定する視点も必要と思われる。とくに、関東平野は地理的に広いだけでなく地質学的にも非常に複雑なテクトニクスを経てきている。したがって、限られた物理探査情報やボーリングデータに加え、関東平野下に分布している堆積層が経てきたであろう堆積・変形史を、周辺地域に露出する地層を調査することにより推定することが必要である。

実際、関東平野はおよそ 3Ma の黒滝不整合を挟んで沈降し上総層群と下総層群の厚い地層が凹部を埋積したため、より古い地層は被覆されている。そのため、基盤深度は複雑な起伏（図 1）を示しているものの、その凹凸の原因についてはこれまで全く議論されてこなかった。一方、3Ma 以降の沈降を免れた周囲の山地や丘陵部では関東平野の最深部に伏在する地層が露出している。このことは、平野部と山地の地形的相違は 3Ma 以降の沈降・隆起の違いを反映したものであり、関東平野の基盤構造（堆積層基底の起伏）を規定するより古い堆積物（16Ma 以降 3Ma 以前）については、平野下および山地のいずれの地層も同様のテクトニクスを経験してきたはずである。例えば、もし関東山地が平野部と同様 3Ma 以降に数千 m 沈降したならば、関東山地の中程に分布する秩父盆地の中新統（およそ 16～15Ma）も基盤（三波川結晶片岩や秩父帯の岩石）とともに埋没し、平野下に伏在する古い堆積層として隠されてしまうであろう。現在の関東平野の地下地質がそのような状況であることは、周囲の地質を勘案すれば容易に予想される。

本論では、関東平野の地下地質構造に予想される地質学的特徴を地表地質の調査・研究をもとに考察する。さらに、それに基づいて関東平野西部の朝霞－鴻巣測線において得られている反射法地下構造探査断面（KAN-94；笠原，2001）について、地表地質の視点から地質構造の解釈を試みる。

2. 地表地質の特徴

2.1 新たな層序区分

関東平野の地下に分布する堆積層は下位より三浦層群、

上総層群および下総層群に区分されている（鈴木，2002）。これらのうち上総層群と下総層群はおよそ 3Ma 以降に堆積した地層で、反射法地下構造探査においては変形が軽微でコヒーレントな水平反射波をともなう地層として認識される。一方、基盤を直接覆う三浦層群はおよそ 16Ma 以降に堆積した海成層からなり、上総層群に傾斜不整合（黒滝不整合）に覆われる。

三浦層群の模式地である三浦半島ではおよそ 11Ma 以降の堆積物のみが露出しているが、関東平野下に分布している地層の年代はおよそ 16Ma 以降であり、地下地質の層序区分と三浦層群の名称を使用することは望ましくない。先新第三系の基盤に重なり上総層群に不整合に覆われる地層は、地質学的には中新統～下部鮮新統と記述すべきであるが、防災を目的とした地下地質の層序区分としては、以下に紹介するように“N.8 層”と“post N.8 層”の呼称が簡便かつ適切である（高橋，2003a）。“N.8 層”と“post N.8 層”の境界に存在する不整合（庭谷不整合：大石・高橋，1990）はテクトニックな変形に起因する堆積の不連続境界であり、不整合を境に下位の地層と上位の地層に堆積の広がりや層厚の変化、地質構造などに極めて大きな相違点が認められる（高橋，1989）。以下に地表地質から明らかにされた“N.8 層”と“post N.8 層”の地質学的特徴と、両者を境する庭谷不整合の年代について簡単に紹介する。なお、“N.8 層”の名称は、相当する地層が地質年代決定に有効な浮遊性有孔虫の化石帯（Blow，1969）の N.8 帯（16.4～15.1Ma；Berggren *et al.*，1995）にほぼ相当することから便宜的に呼称したものである。一方、“post N.8 層”は“N.8 層”を不整合に覆い上総層群（3Ma～）に不整合に被覆される地層に対しての呼称であり、関東平野の内陸部ではおよそ 10Ma 頃まで、他方、三浦・房総半島では 3Ma の黒滝不整合の年代まで堆積が続いている。“N.8 層”と“post N.8 層”を二分する庭谷不整合の形成時期は、他の微化石年代等に基づき 15.3～15.2Ma と算定されている（高橋・柳沢，2004）。したがって、厳密には“N.8 層”の年代はおよそ 16.7～16.4Ma から 15.3Ma の間、一方“post N.8 層”の下限は 15.2Ma で上限は黒滝不整合の 3Ma である。

2.2 関東山地周辺の地質

図 2 に関東山地周辺に分布する海成中新統の対比を示す。地域ごとに確立された層序（地層の重なり）を離れた地域間で対比する際は、通常年代軸を基準に行うことが多い。この場合、同じ年代の地層の広がりを把握しやすい利点があるが、同じ年代幅に堆積した厚い地層と薄い地層がいずれも同じ年代幅にプロットされるため、堆積速度の違いを示すためには別の表現が必要である。“N.8 層”と“post N.8 層”の大きな違いのひとつが堆積速度であることから、図 2 では縦軸を地層の厚さ（地層面の垂直な方向に積算した厚さ）としてそれぞれの地域の地質柱状図を並べ、100 万年毎の等時間面を点線でつないでいる。したがって、等時間面の間隔が大きいほど堆積速度が大きいことが視覚的に把握される。

図 2 に示した地質柱状図は、関東山地北縁に位置する

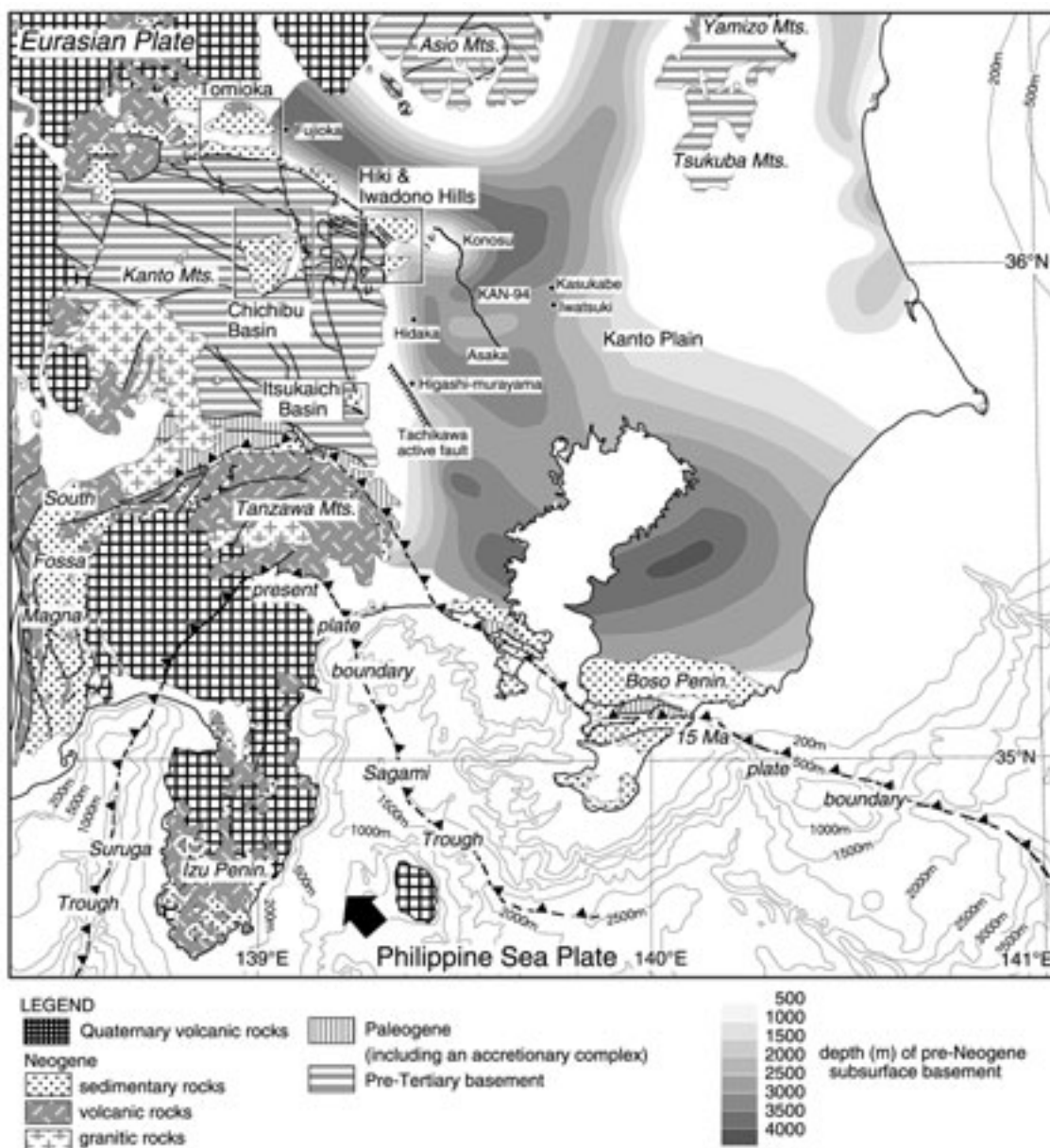


図1 先新第三系基盤の深度分布(鈴木, 2002)を地質図(地質調査所, 1992)とともに示した。本調査測線(朝霞－鴻巣測線, KAN-94)および関東山地周辺の主要な中新統分布地域も示してある。

Fig. 1 Depth contour map of pre-Neogene basement in the Kanto Plain (Suzuki, 2002) on the geological map of central Japan (Geological Survey of Japan, 1992). The route of the Asaka-Konosu seismic reflection survey (KAN-94) and some Miocene basin crop out in and around the Kanto Mountains are also indicated.

富岡地域、関東山地の基盤に囲まれて分布する秩父盆地と五日市盆地、関東山地北東部に露出する比企丘陵と岩殿丘陵の中新統である。これらの地層については、地質学的調査とともに近年飛躍的に時間分解能が向上した微化石年代測定を駆逐することにより、詳細な年代に基づく年代対比が可能となった(例えば、高橋・林, 2004; 須藤ほか, 2002など)。図2では庭谷不整合を基準(0 m)にして各地域の模式層序を並べた。

図2から明らかなように、庭谷不整合より上位に重なる地層(“post N.8層”)のうち泥質堆積物(庭谷層, 原市層,

将軍沢層, 土塩層)の厚さは数百 m とほぼ一定で、地層が広域をほぼ一様に被覆したことが示唆される。またそれらの堆積に要した年代幅は 15.2Ma から 10Ma 頃までのおよそ 500 万年間であり、平均堆積速度は約 0.1m / kyr と算定される。

これに対し庭谷不整合より下位に発達する“N.8層”は地域による層厚の変化が著しい。例えば、富岡地域や比企丘陵では積算層厚は 2,000 m ほどであるが、秩父盆地では 6,000 m を越え五日市盆地でも 3,000 m 以上の厚層が露出している。いずれの地域でも、最下部の礫岩など粗

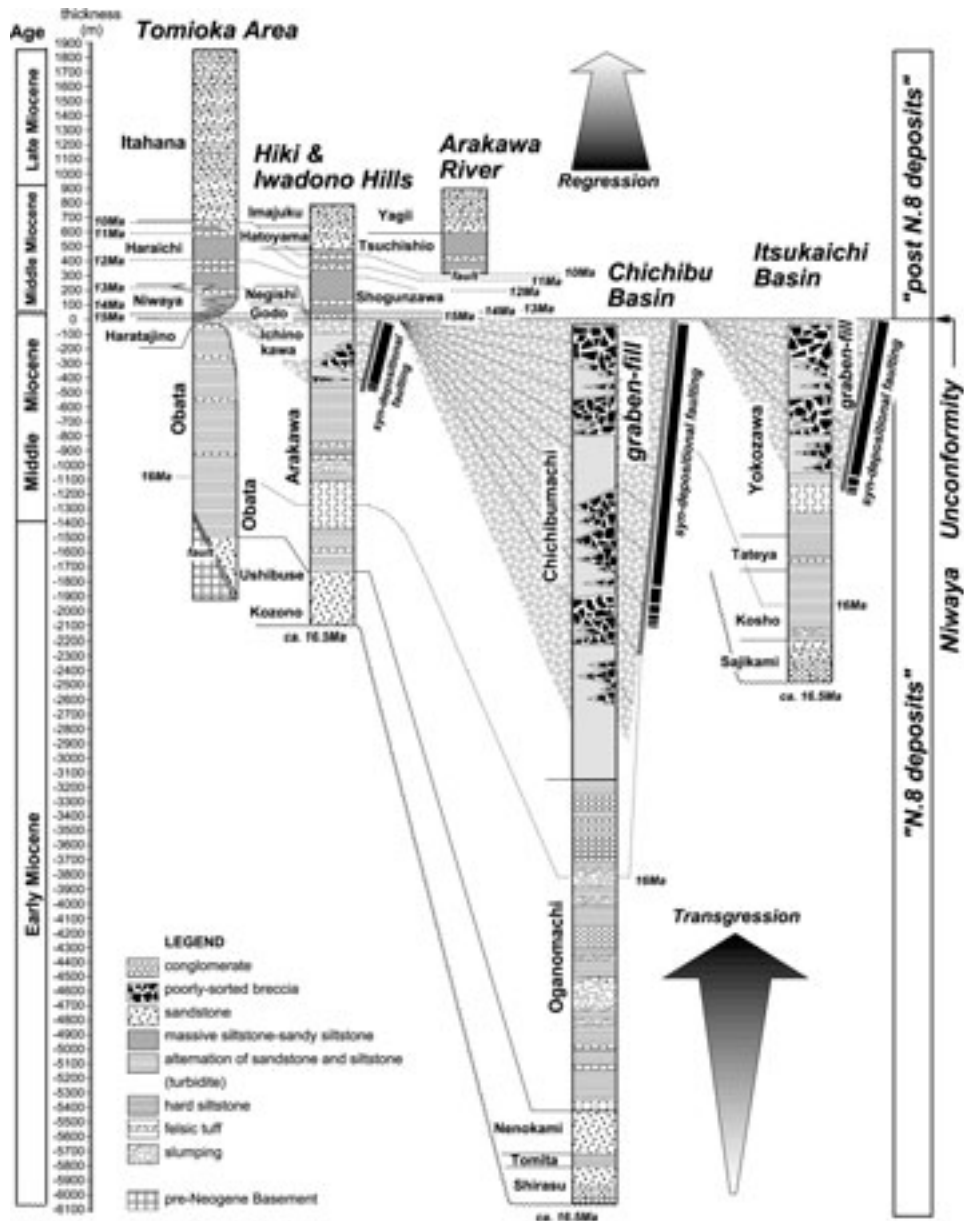


図 2 関東山地周辺における中新統の層序対比図 (高橋・柳沢, 2004)。“N.8 層”は、地質学的に短時間 (約 100 万年以下) でハーフグラベンを埋積した、非常に厚い堆積物の発達を特徴とする。一方、それを覆っている“post N.8 層”は堆積速度が比較的遅い。

Fig. 2 Stratigraphic correlation of some Miocene sequences in and around the Kanto Mountains (Takahashi and Yanagisawa, 2004). The “N.8 deposits” is characterized by very thick graben-fills deposited during a geologically short interval (ca. 1 m.y.), however, overlying “post N.8 deposits” shows lower sedimentation rate.

粒堆積物 (牛伏層, 小園層, 白沙層~子ノ神層, 幸神層) の上位に砂岩とシルト岩の規則的な互層からなるタービダイト (小幡層~原田篠層, 荒川層, 小鹿野町層, 小庄層~横沢層最下部) が厚く重なっている。これらのタービダイトは、比較的広域に広がった堆積盆に複数発達した海底扇状地を形成した堆積物と考えられ、地層の厚さは側方に徐々に変わるであろうが層厚が桁違いにあるいは不連続に変化することは考えにくい。実際、タービダイトが発達する層準の厚さは 1,500 ~ 2,500 m 程度であり、

地域ごとに大きくは変化しない。それに対し、秩父盆地や五日市盆地では厚いタービダイトの上位に不淘汰角礫岩から側方に漸移する砂質な海成堆積物 (秩父町層, 横沢層) が厚く堆積している。秩父盆地では層厚が 3,000 m ほどに達し、五日市盆地でも 1,000 m 以上も堆積している。したがって、“N.8 層”の層厚の地域的変化は、下部の厚いタービダイト層の上位に角礫岩を挟在する堆積物が発達するか否かに起因する。

これら“N.8 層”が堆積した年代は、秩父盆地では最下

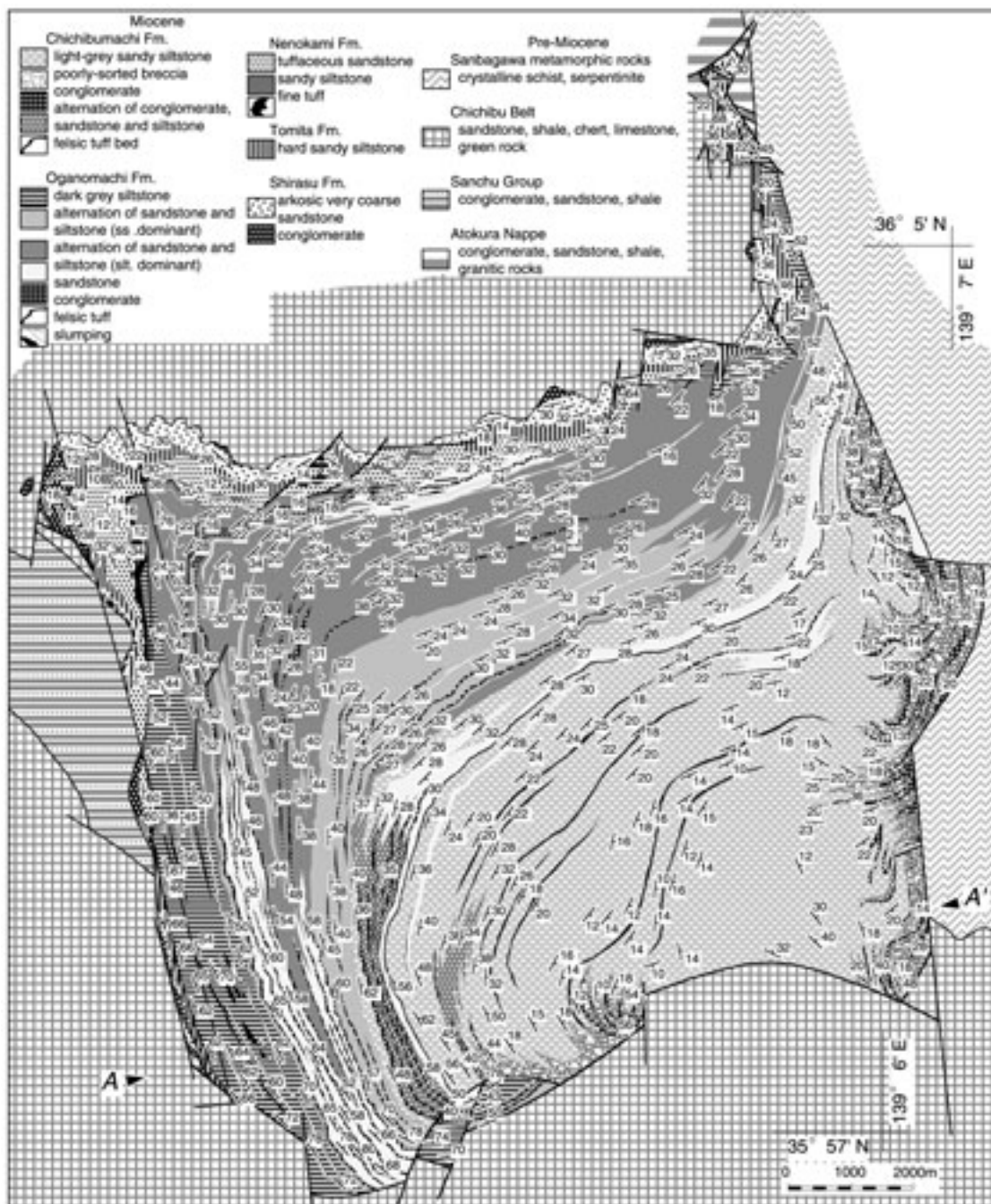


図3 秩父盆地に分布する中新統の地質図

Fig. 3 Geological map of the Miocene Chichibu Basin distributed in the central part of the Kanto Mountains.

部を除いて浮遊性有孔虫化石帯のN.8帯（16.4～15.1Ma）の範囲に収まる（高橋，1992）。また，比企丘陵では珪藻化石帯（Yanagisawa and Akiba, 1998）のNPD3A帯上部（16.7～16.4Ma）から，NPD4A帯中部の珪藻生層準D43（15.4Ma）とD43.2（15.2Ma）の間に限定される（高橋・柳沢，2004）。一方，富岡地域では“post N.8層”の最下部に15.1Maに出現する浮遊性有孔虫化石が産出し始めることから，“N.8層”の上限の年代は15.1Maより古い（高橋・林，2004）。これらのことから，“N.8層”の年代はおおよそ

16.5～15.3Maと判断され，“N.8層”の平均堆積速度は秩父盆地でおおよそ600cm/kyr，その他の地域でも200cm/kyr以上と算定される。このように，“N.8層”の平均堆積速度は“post N.8層”の平均堆積速度に比し数十倍から数十倍程度と極めて大きい。

2.3 秩父盆地：ハーフグラバーベンを埋積した“N.8層”の典型例

つぎに，堆積盆ごとに地層の層厚変化が著しい“N.8層”について，その典型例である秩父盆地の地質を例として

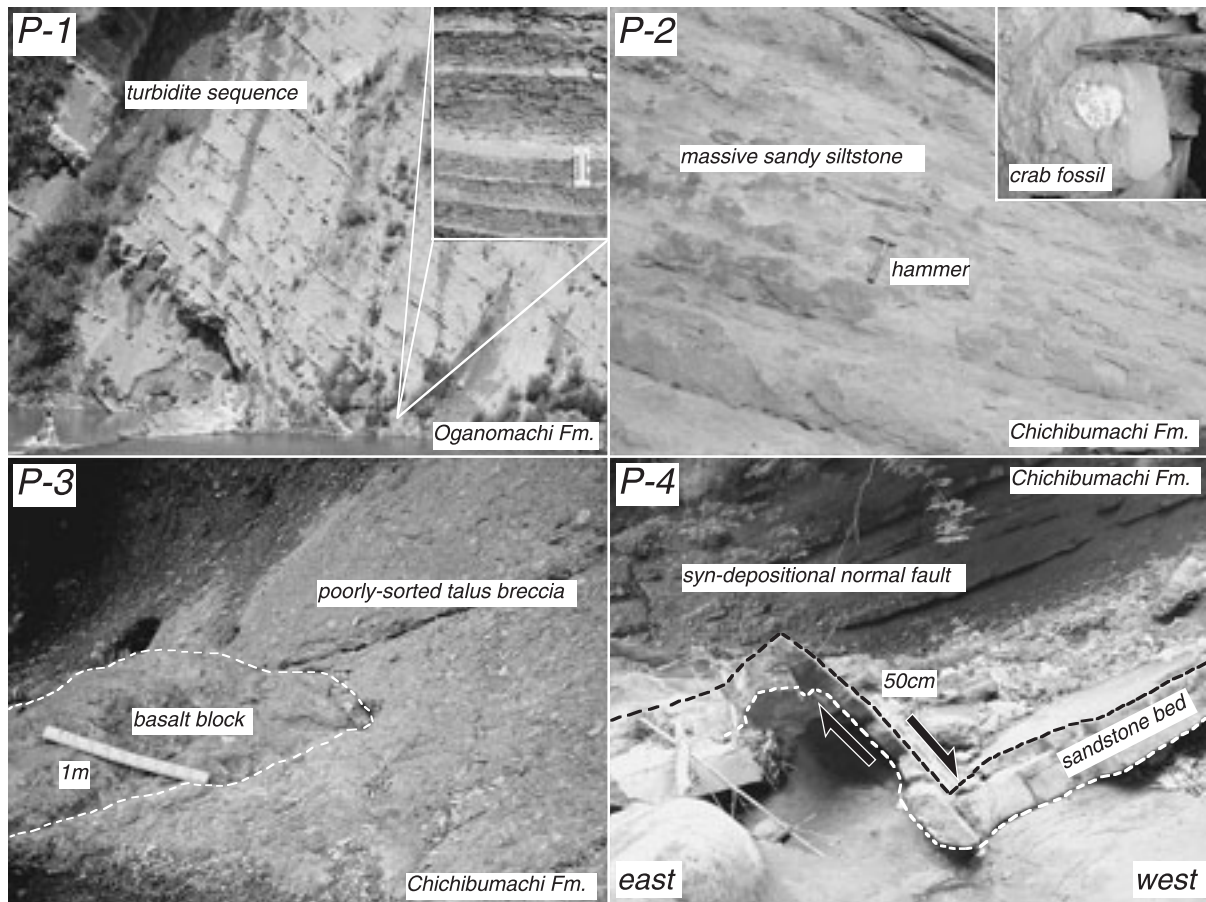


図 4 秩父盆地に分布する海成中新統の代表的な岩相写真

Fig. 4 Outcrop photographs of the typical lithology of the lower and upper part of the Miocene marine sequence in the Chichibu Basin.

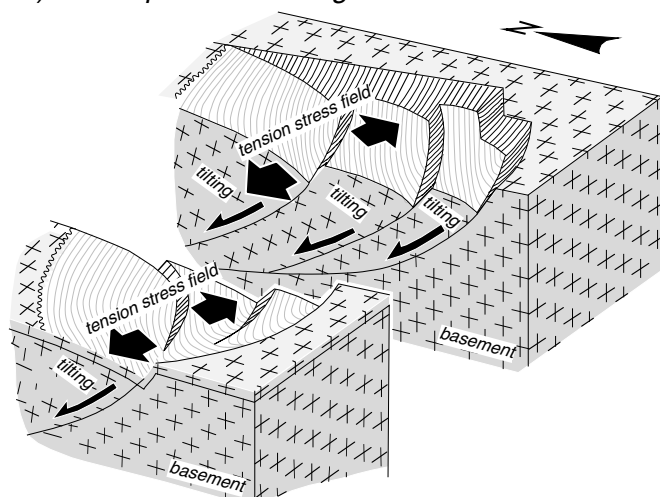
“N.8 層”の堆積盆形成過程の特徴を概観する。秩父盆地は東西、南北ともほぼ 13km 四方の四辺形を呈し、硬質な先新第三系の基盤に囲まれて分布する“N.8 層”が選択的に浸食されることによって形成された地形的盆地でもある(図 1)。秩父盆地の地層の年代は N.8 帯であり、“post N.8 層”は分布しない。地層は盆地の北縁および西縁で基盤である秩父帯(ジュラ紀付加帯)および山中地溝帯の白亜系を不整合に覆い、南東に向かって順次上位の地層が重なる。したがって、大局的には南東に緩く軸傾斜した向斜構造で地層は“く”の字状に分布し、盆地南東端に最も上位の地層が露出する(図 3)。一方、盆地の南縁および東縁は断層で限られ、秩父帯あるいは三波川帯の結晶片岩類と接する。とくに盆地の東縁を画する出牛-黒谷断層は右横ずれを伴う逆断層で、盆地東部の地層を褶曲させている。

秩父盆地の地層のうち下半部の大部分を占める小鹿野町層は砂岩とシルト岩の規則的な互層からなる(図 4, P-1)。このような互層は、浅海域に堆積した砂が地震等によってさらに深い海底に混濁流として運び込まれたものでタービダイトと呼ばれる。盆地南西部では礫岩等を含む粗粒なタービダイトが発達するが、北東に向かって

細粒化し細かく成層したシルト岩へと漸移する。これらの厚い一連の地層は海底扇状地堆積物であると考えられている(Latt, 1989)。

一方、小鹿野町層に重なる秩父町層は比較的塊状の砂質シルト岩(図 4, P-2)を主とし、盆地の南縁および東縁に沿って不淘汰角礫岩(図 4, P-3)が発達する。秩父町層も海成層であるが、小鹿野町層よりも浅い海域に堆積したことが産出する底生微化石による推定されている(高橋, 1992)。秩父町層の層厚は 2,000 m 以上に達するが、堆積時の水深は 150 m 程度あるいはそれ以下と考えられることから、基盤の沈降と碎屑物の埋積が釣り合い、常に浅い海域を保ちつつ厚い地層を堆積させたことがわかる。また、盆地の南縁および東縁に沿って不淘汰角礫岩が発達していること、また秩父町層には未固結時に形成された正断層(図 4, P-4)が発達することから、当時の堆積盆地の広がりには現在の秩父盆地とほぼ同様の規模であり、境界を正断層で画された東方ないし南東方に傾動したハーフグラブ(半谷)として活動していたことが推定される(図 5)。秩父盆地の上部層に発達する不淘汰角礫岩は近傍に急崖の存在を示し、とくに地層の堆積と同期して角礫が供給されていることから、それらは堆積盆地

A) Development of half-graben



B) Syn-depositional tectonics

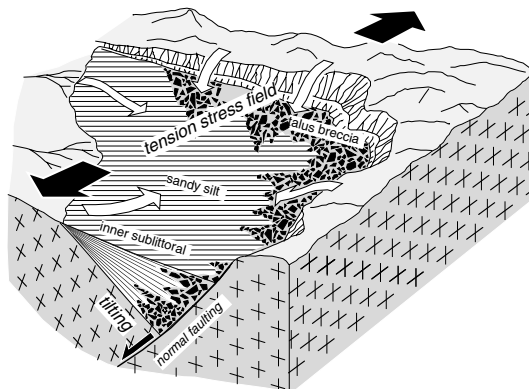


図5 中新世における秩父堆積盆の発達過程を模式的に示した。(A) 引張応力場で正断層が生じ、(B) この構造盆地内に厚い堆積物を発達させた。この境界断層沿いには、周辺基盤岩を起源とする不淘汰角礫岩（崖錘角礫）が厚く堆積した。

Fig. 5 Schematic diagrams of the basin development of the Miocene Chichibu Basin. Listric normal faulting was occurred under extension stress field (A), and this faulted basin was accumulated by thick sediment (B). Along the boundary faults, talus breccia was supplied from surrounding basement.

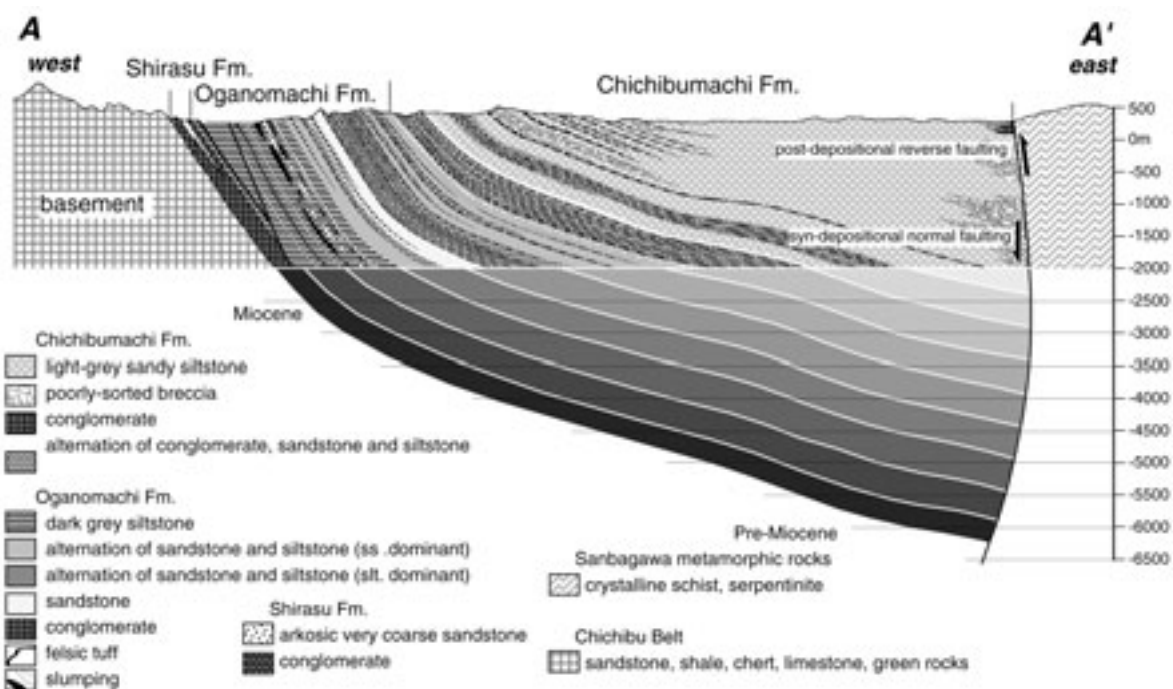


図6 秩父盆地の地質断面図

Fig. 6 Geological cross-section of the Chichibu Basin.

の活動的な境界正断層であったと考えられる。

秩父盆地の中新統の年代は前述のように 16.5 ~ 15.3Ma と算定されることから、6,000 m を越すこれらの非常に厚い地層はわずか 120 万年程度の地質学的には極めて短い期間に堆積したと判断される。秩父盆地と同様の N.8 期の

ハーフグラベンは、関東山地の五日市盆地や阿武隈山地と八溝山地の境界の棚倉破碎帯沿いの中新統などにも発達し、当時は島弧規模で東西引張の応力場であったことが推察される。同時期のハーフグラベンは東北日本弧のとくに背弧域にも発達し、日本海の拡大に伴う地殻上部

の引張脆性破壊を示すものとして考えられている (Yamaji, 1990). このように, “N.8 層”は, 正断層に規制されたハーフグラベンを埋積した厚い地層からなり断層近傍に不淘汰角礫岩が発達すること, さらにこれらの非常に厚い地層が 100 万年程度の短期間に堆積したことを特徴とする. これら “N.8 層”を堆積させたハーフグラベンは棚倉破碎帯など既存の弱線に沿って断層が再活動することによって形成されるため, “N.8 層”の地理的分布は局所的である. このことも, より広域を被覆した “post N.8 層”とは際だって対照的である.

さて, 典型的 “N.8 層”である秩父盆地の地質断面図はどのような構造であろうか. 地質断面図は地表の地質構造を基準に, 岩相の特徴や地層の厚さの側方変位を考慮し作成される. 秩父盆地の下部に発達する小鹿野町層は深海底に発達した海底扇状地堆積物であり, 地層の連続性は極めて良い. このことから, 地層は多少の層厚変化を伴いつつも地下深部まで連続すると考えられる. 一方, 秩父町層の岩相は浅海域に堆積した砂質シルトからなり, 極端な地層の厚さの変化は認められない. とくに, 盆地南縁および東縁を区切る境界断層近傍にのみ不淘汰角礫岩が発達していることから, それらの断層に向かって基盤が傾動しつつ地層が堆積したと推定され, したがって地層は断層に向かって徐々に層厚を増すと予想される. これらの不確定性を定量的に評価することは難しいが, 仮に地層の層厚の側方変化が小さいと仮定して盆地南部の東西測線 (A-A') に沿って地質断面図を作成すると図 6 のように描ける. 図から明らかなように, 地層の形態は東側に広がった扇状を呈し, その東縁は断層を介して基盤と接している.

秩父盆地の地下に伏在する中新統の最深部は秩父盆地南東端に位置し, 推定深度は 6,000 m を越える. 上部層である秩父町層が, 基盤が断層に向かって傾動することにより堆積したのであるならば, さらに基盤深度は深くなると予想される. 前述の不確定性を考慮しても, 東側に広がる扇状の地質断面の形態的特徴は大きくは変わらないであろう. したがって, ハーフグラベンの一般的地質断面は図 6 のような扇状の形態で特徴づけられる. ただし, 断面測線の向きによっては断面図が大きく異なることに留意が必要である. ハーフグラベンの傾動方向と平行な測線では図 6 のような扇状の地質構造となるが, 直交する方向, すなわち傾動運動の回転軸のトレンドと平行な断面では, 水平で平行な地質構造のみが示される.

秩父盆地においては, 地質図 (図 3) および地質断面図 (図 6) に示されるように, 断層近傍には近隣から供給された基盤の角礫からなる不淘汰角礫岩 (図 4, P-3) が発達する. 不淘汰角礫岩は概して堆積構造を示さず, またほとんど基盤岩からなるため成層する砂岩やシルト岩より密度が大きいと予想される. このような堆積相の特徴から, 仮に秩父盆地の地下地質を反射法地下構造探査等により調査した場合, 断層近傍では明瞭な物性境界が認めにくいであろう. 断層から離れた地域では, 成層する砂岩やシルト岩による平行な反射面が認められるであろうが, 断

層に近づくにつれ塊状な不淘汰角礫岩へと岩相変化することにより成層構造が認めにくくなり, 断層近傍ではさらに構造は不明瞭となることが予想される.

2.4 “N.8 層”を不整合に被覆する “post N.8 層”

関東山地の北方に位置する富岡地域には, 三波川帯の結晶片岩類と断層で接する “N.8 層”と, “N.8 層”を傾斜不整合 (庭谷不整合) に覆う “post N.8 層”が分布しており, 両堆積ユニットの地質構造の違いを理解する最良の地域である. NE-SW ないし NNE-SSW 方向の測線で富岡地域の地質断面図を作成すると, 地層は大局的には北方に傾いているものの, 断層や褶曲構造により著しい変形を被っていることがわかる (図 7). これらのうち, 庭谷層基底と下位層とは傾斜不整合 (庭谷不整合) 関係にあり, 地質構造の不連続が明瞭である. 庭谷不整合より下位の地層である牛伏層～原田篠層は WNW-ESE 方向の逆断層により分断され, 断層の運動に伴って褶曲構造が発達している. これらの地質構造の形態や小断層解析により, この構造が現在の姿勢で NE-SW 方向の圧縮応力場のもとで地層 (“N.8 層”) が座屈褶曲し, さらに軸面が破断して低角逆断層が形成されたものであると考えられている (大石・高橋, 1990). その際, 背斜部の隆起にともなって, 軸部では少なくとも層厚で数 100 m ほど下位の層準まで浸食されたことが明らかにされている (図 7).

これに対し, 庭谷層から上位の地層 (“post N.8 層”) は大局的には北東に一樣に傾動し, “N.8 層”が形成する褶曲および逆断層による複雑な地質構造にはほとんど参加していない. このことから, “N.8 層”を変形させたテクトニック・イベントは, “N.8 層”の堆積時期と “post N.8 層”の堆積開始時期の間である 15.3 ~ 15.2Ma に限定される. すなわち, “N.8 層”を著しく変形させた庭谷不整合の形成時期は 15.3 ~ 15.2Ma の非常に短い期間であったと判断される. 他方, 引き続き “post N.8 層”の堆積期間 (およそ 15 ~ 10Ma) は比較的穏やかなテクトニクスであったことが推定される. また, “post N.8 層”の地理的分布と層厚変化をみると, 局所的に堆積した厚い地層からなり側方圧縮変形を被っている “N.8 層”とは対照的に, “post N.8 層”は比較的広い堆積盆を一樣に被覆した地層であることが示唆される. このように, 関東地方の地表に露出する中新統は庭谷不整合を境に “N.8 層”と “post N.8 層”に二分され, 両者は岩相, 層厚変化, 分布, 堆積様式, 堆積速度, 地質構造など多くの点で著しく異なる. この特徴は, 島弧テクトニクスを支配した応力場に起因すると推察され, その転換が庭谷不整合形成時期 (15.3 ~ 15.2Ma) に起こったことを意味している. これらのことから, 関東平野下に分布する海成中新統も同様の地史を経てきたはずであり, これまで新第三系あるいは三浦層群として一括されてきた地層は “N.8 層”と “post N.8 層”に二分されると予想される. とくに, 地質構造の不連続性は 3Ma の黒滝不整合にも増して 15.3 ~ 15.2Ma の庭谷不整合が顕著であり, また基盤の地質構造を規制する “N.8 層”の分布や境界断層の規模を勘案すると, 単に三浦層群を庭谷不整合で細分するだけでなく, “N.8 層”の空間的分布を把

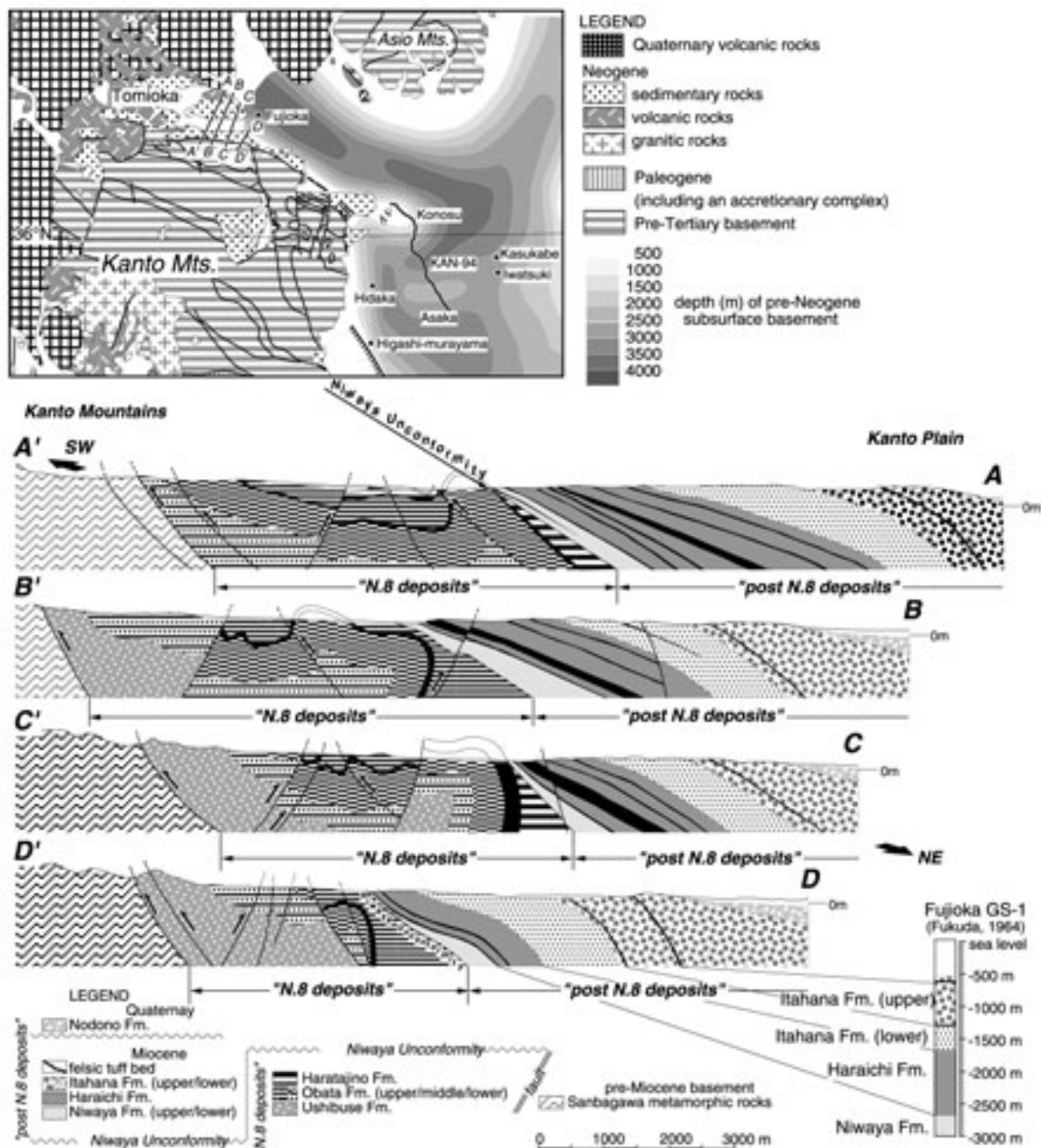


図7 富岡地域における中新統の模式断面図(大石・高橋, 1990 を一部改訂). 変形した“N.8層”が、不整合で“post N.8層”に覆われている。

Fig. 7 Geological cross-sections of the Miocene sediments in the Tomioka area (partly modified from Oishi and Takahashi, 1990). Deformed “N.8 deposits” is unconformably covered by the “post N.8 deposits”.

握ることが関東平野の基盤構造を明確にする上で最も重要な課題であるといえる。

3. 地表地質からみた朝霞－鴻巣深度断面の再解釈

3.1 朝霞－鴻巣測線の反射法地下構造探査断面

関東平野下に伏在する堆積層の空間的分布や地質構造は、少なくとも17～16Ma以降の地史の積分した結果であることから、地表地質において明らかにされてきた歴史性を念頭に、地下地質構造の再検討を行うことが重要

である。ここでは、関東平野で行われた多数の物理探査記録のうち、関東平野北西部の朝霞－鴻巣測線における反射法地下構造探査の結果(KAN-94; 笠原, 2001)について検討する。

朝霞－鴻巣測線におけるパイブロサイズ反射法地下構造探査は、首都圏における「直下型地震」の解明を目的とした「首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究」(科学技術振興調整費)の一環として、平成6年度に防災科学技術研究所により行われた。測線は荒川

河川敷に沿って埼玉県朝霞市から鴻巣市にかけての全長 31.5 km (図 1) で、チャンネル数 240、受振点間隔 25 m (オフセット長 6 km) で行われた。受振機は固有振動数 8Hz のものを 18 個直線配置した。また、震源は大型バイブレーター 3 台を使用し、スイープ長 20 秒、スイープ周波数は 8 ~ 50Hz、スタック数 14 とした。発振は受振器展開の終端で行われている。データ処理は CDP 編集、マイグレーション等の反射法探査において通常行われる手法を採用し、深度変換された地下構造断面 (図 8) が得られている。笠原 (2001) では上総・下総層群相当層と中新統および基盤 (先中新統) を識別しているが、基盤構造 (中新統の基底) は極めて複雑であるとしている。

図 8 の深度断面を反射波の連続性に着目して解釈すると、左側 (北西) から右側 (南東) に向かって緩く傾くほぼ平行で明瞭な反射面が認められる。すなわち、北西では深度 300 ~ 400 m ほどに認められる反射面は南に向かって深度を増し、南東端付近では約 1,100 m 付近まで追跡される。この明瞭な反射面は近隣に掘削されたボーリングデータと照らし合わせると、3Ma 以降に堆積した上総層群基底の不整合面 (黒滝不整合) であると判断される。

この黒滝不整合 (上総層群基底) の下位には、上総層群基底の反射面とほぼ平行な構造が地下 1,000 m (鴻巣付近) から 2,000 m (朝霞付近) に認められ、さらにその下位には南側に傾いた明瞭な反射面が確認される。この反射面は CDP2365 ~ CDP2080 まではほぼ水平で、そこから南東に向かって急速に下降し CDP1200 付近の深度 4,000 m 付近まで追跡される。その南側では反射波が不明瞭となり、さらに CDP800 付近の深度 2,500 m 付近から再び明瞭な反射面が追跡される。この反射面は CDP640 付近で 2,000 m と最も浅くなり、さらに南に向かって再度下降し朝霞付近の深度 3,300 m 程度まで追跡される。この明瞭な反射面の上位には同様に南側に傾きほぼ平行に連続する反射波が認められるが、それらも CDP1200 ~ CDP800 の間で不明瞭となり、その南側で再度南傾斜の反射面として認識される。

このように、朝霞 - 鴻巣測線においては南方に向かって緩く傾く上総層群基底の反射面と、南に急傾斜するものの、一旦深度が 1,500 m ほど浅くオフセットし、再度南方に急傾斜する基盤上面の反射面が確認される。また、両反射面の間、すなわち上総層群基底の反射面の下位に、上総層群と同様に南に緩く傾斜し、測線全域において追跡される厚さ数 100 m ~ 1,000 m のほぼ平行な反射面を持つ地層が認められる。ここでは、上総層群の下位に位置し測線全域に追跡される平行な反射面を示す地層をユニット A、その下位に基盤の凹凸を埋めるように伏在する楔状の地層をユニット B として、それらの地質学的考察を以下に進める。

3.2 朝霞 - 鴻巣測線下に伏在するハーフグララーベン群

これまで述べてきたように、地表地質の特徴を考慮すると図 8 の深度断面にみとめられるユニット B の楔状の堆積体は“N.8 層”のハーフグララーベン埋積物に、一方広範囲に被覆するユニット A は“post N.8 層”に相当するこ

とが予想される。地表地質においては、“N.8 層”と“post N.8 層”は岩相や地質構造等の地質学的特徴で認定されるが、地下地質に対しては物理探査記録のみで両者を区別することは時として困難である。例えば、ハーフグララーベン埋積物である“N.8 層”の地質構造は、物理探査測線の位置および方向によって大きく変化し、時として“post N.8 層”の構造と平行になるため両者の区別は難しい。しかしながら、“N.8 層”と“post N.8 層”はそれらの呼称が示すようにそれぞれ年代が異なることから、測線の近隣においてボーリングが掘削され、採取した岩石試料について年代 (微化石年代等) が明らかにされれば、その深度に伏在する地層が“N.8 層”か“post N.8 層”のいずれに相当するのかを区別することが可能となる。

朝霞 - 鴻巣測線の周辺では、春日部 (春日部 GS-1) および岩槻 (岩槻観測井) において基盤に達するボーリング調査が行われている (図 1)。春日部 GS-1 は深度 3,098 m まで掘削され、微化石年代等を考慮すると深度 1,036 ~ 1,670 m が“post N.8 層”に、さらに下位の 3,067 m までの深度差 1,397m 分が“N.8 層”に相当すると考えられている (林ほか, 2004a,b)。一方、岩槻観測井においては 3,501 m 掘削され、深度 1,030 m で上総層群基底 (黒滝不整合) に、2,271 m で“post N.8 層”の基底に達し、さらに下位の 2,888 m までが基盤を覆う“N.8 層”と考えられている。

その他、朝霞 - 鴻巣測線の西方に位置する日高観測井においては、深度 409 m に上総層群基底が位置し、さらに掘止めとなる 1,782 m まで基盤に達せず厚い海成層が分布している。この 409 ~ 1,782 m の部分からは“post N.8 層”に相当する年代を指示する微化石が得られているが、“N.8 層”まで達しているかどうかは不明である。これらのボーリング結果を朝霞 - 鴻巣測線の深度断面に投影すると、ユニット A およびユニット B はそれぞれ“post N.8 層”および“N.8 層”に相当するとする解釈と矛盾しない。これらのことから、朝霞 - 鴻巣測線の地下には、少なくとも“N.8 層”に相当するふたつのハーフグララーベンが伏在し、いずれも南方に傾動していること、さらに“N.8 層”を覆う“post N.8 層”が広域かつほぼ一様に被覆し、さらに上総層群が覆っていると解釈される (図 8B)。伏在する“N.8 層”のハーフグララーベン群のうち北側のものを仮に川越埋没ハーフグララーベン (Kawagoe Subsurface Half-graben)、南側のものを朝霞埋没ハーフグララーベン (Asaka Subsurface Half-graben) とすると、前者 (川越埋没ハーフグララーベン) は秩父盆地とほぼ同規模であることが図から読みとれる。また、その傾動方向は概ね南方で秩父盆地と一致し、さらにハーフグララーベン南限を限る正断層を想定すると、最大深部は地下 5,000 m に達する。

このように、少なくとも朝霞 - 鴻巣測線の地下には秩父盆地と同規模の前期中新世末期から中期中新世初期のハーフグララーベンが伏在し、“post N.8 層”に被覆されている可能性が高い。関東平野の基盤深度図 (図 1) を見ると、基盤の深い凹部が関東平野北西部から北西へ富岡地域にかけて発達しているが、この地域においては基盤に達し

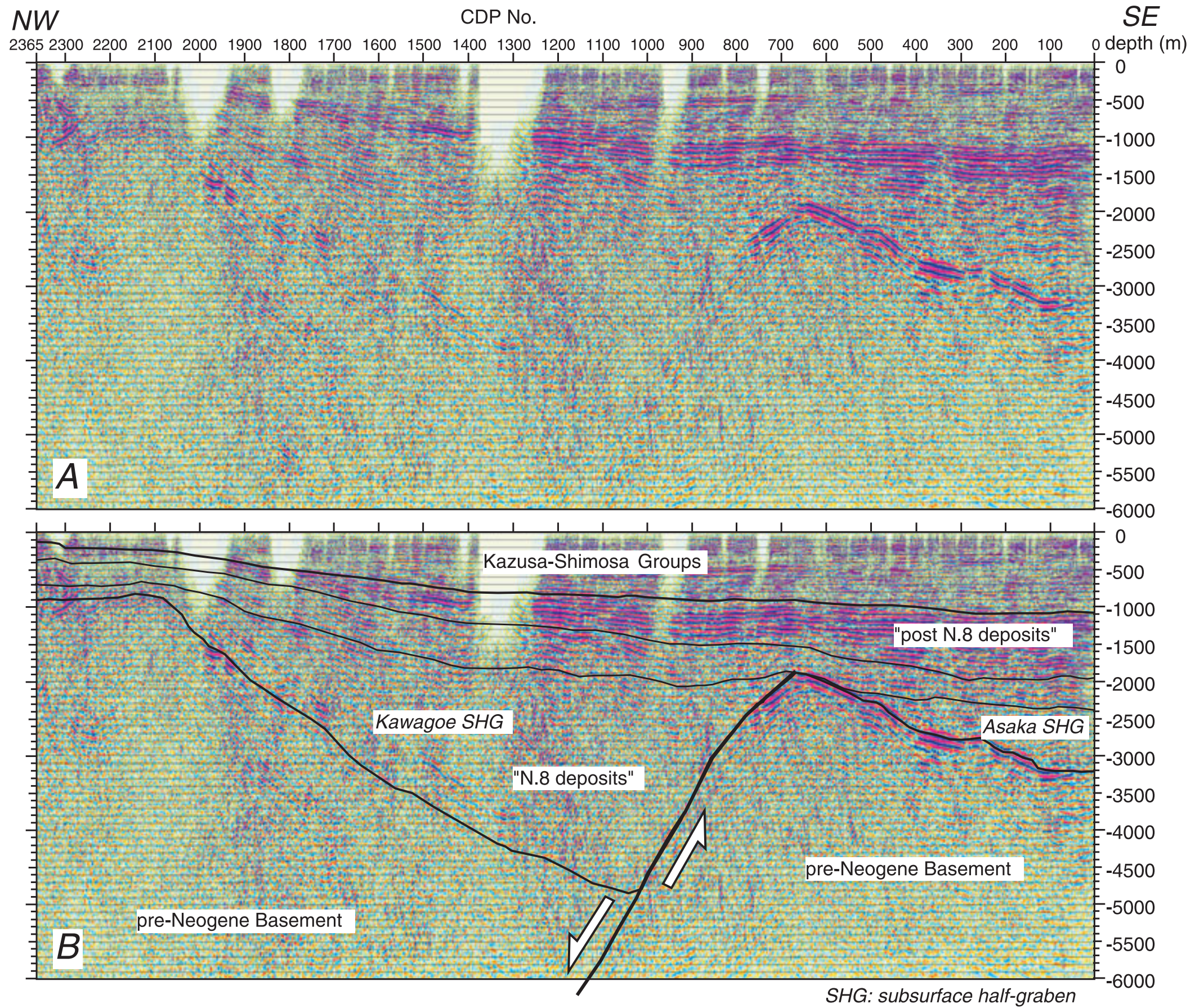


図 8 (A) 朝霞-鴻巣測線の深度断面, および (B) 地表地質に基づく地質解釈.

Fig. 8 Seismic depth section of the Asaka-Konosu Line (A), and its geological interpretation on the basis of surface geology around the Kanto Plain (B).

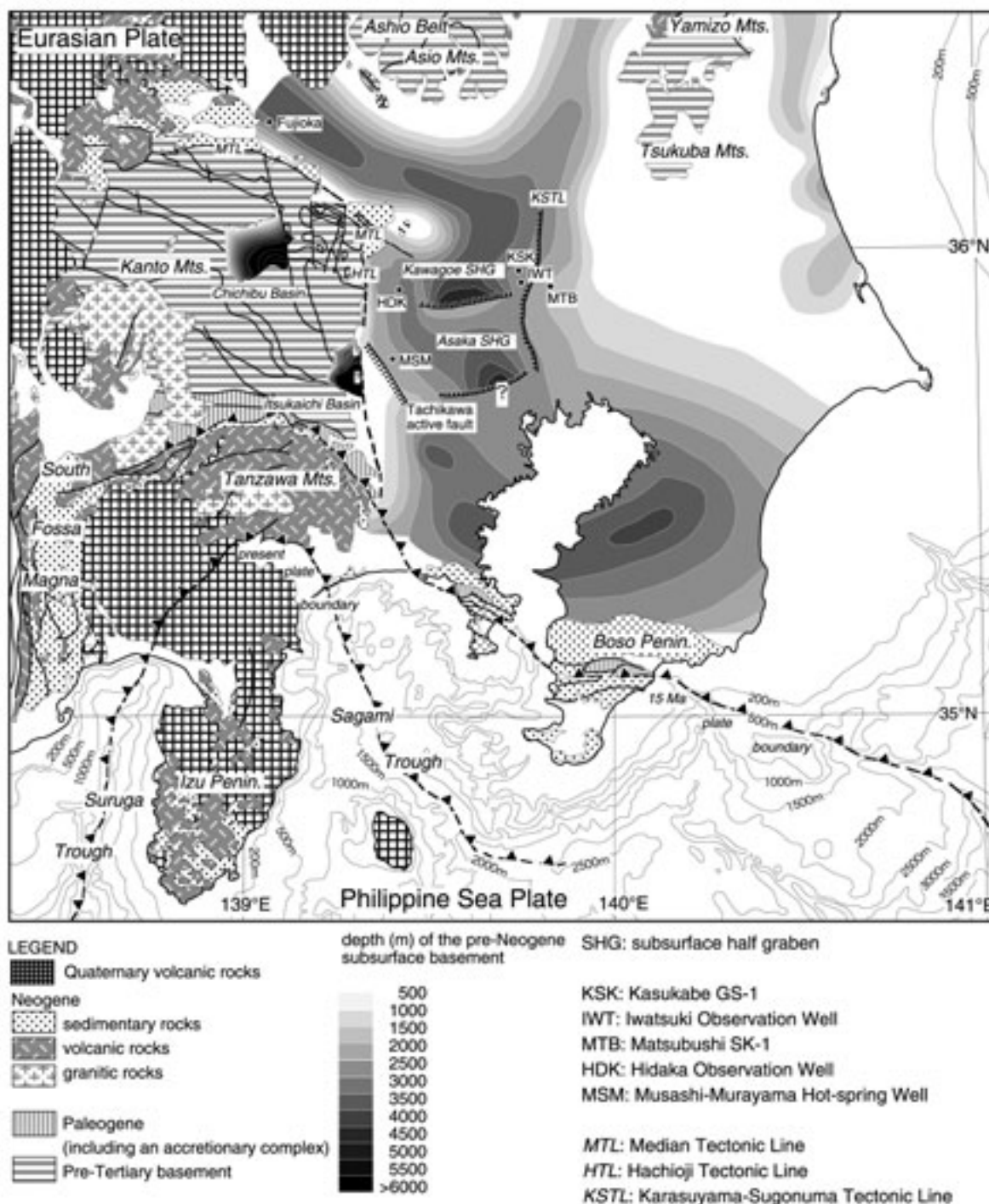


図9 本研究によって推定された2つの埋没ハーフグラベン（朝霞および川越）を，関東平野の基盤構造図中に表現した。

Fig. 9 Partly modified depth-contour map in the Kanto Plain, indicating two subsurface half-grabens (Asaka and Kawagoe Subsurface Half-grabens).

たボーリングは皆無であり，基盤深度はさらに深い可能性が高い。そして，それらの基盤の凹地は川越埋没ハーフグラベンと同様の厚い“N.8層”が伏在していると推察される。図8Bに示されるように，“N.8層”が形作るハーフグラベンの傾動方向前面には落差の大きい断層が伏在し，そこで基盤と堆積層の境界深度が急激に変化する

ことから，強震動予測をするうえで極めて重要な地質構造と言える。また，これらの断層はハーフグラベンの形成時期には正断層として活動していたと考えられるが，現在の圧縮応力場のもとでは逆断層として再活動する可能性が高い。例えば，立川断層は現在東側が隆起する活断層であるが，地下地質を検討すると東側には厚い“N.8

層”が伏在するが、西側では“N.8 層”および“post N.8 層”を欠いて直接上総層群が基盤を覆っている。このことは、立川断層はその東側に“N.8 層”を堆積させたハーフグラベン境界正断層が現在逆断層として再活動（インバージョン）したものと考えられる。このようなハーフグラベンを形成した落差のある過去の正断層が現在逆断層として再活動している例は、陸域・海域を問わず認められている（Okamura *et al.*, 1995; 岡村, 2000 等）。これらのことから、大地震に対する防災を目的とした関東平野の地下地質構造の把握に際しては、とくに伏在する“N.8 層”の空間的分布とハーフグラベンを区切る境界断層の位置の把握が極めて重要かつ緊急の課題といえる。

4. まとめ

関東平野の地下地質構造を複雑にしているのは、それが日本海の拡大から伊豆弧の衝突、さらに第四紀の圧縮テクトニクスのすべてを積算した結果だからである。そのいずれもが地質学的にも地球物理学的にも明らかにされたとは言い難い。例えば、日本海の拡大に関してはおよそ 15Ma に急速に拡大（Otofujii *et al.*, 1985）したと考えられているが、それには 1 ないし 2Ma の不確実性が含まれている。また、そのとき時計回りに回転した西南日本弧と東北日本弧の境界（断層）についても不明であり、これまでの復元図では関東地方が示されていない。最近、高橋（2003b）は、日本海の拡大時期の東北日本弧と西南日本弧の境界断層が、関東平野北部の利根川構造線にほぼ相当するモデルを提唱した。すなわち、関東平野下には日本海の拡大時に形成された東北日本弧と西南日本弧の境界（断層）が古傷として伏在していることを意味する。他方、日本海の拡大が終了した 15Ma 以降は伊豆 - 小笠原弧が衝突しつづけ、本州中部を広域に変形させているが、その過程で被った“N.8 層”と“post N.8 層”の変形の定量的把握はなされていない。さらに、第四紀インバージョンテクトニクスに関しても、圧縮応力場を引き起こすプレートおよびプレート境界条件は特定されているとは言い難い。これら、N.8 期の引張応力場とその直後（庭谷不整合）の強圧縮応力場、その後引き続き比較的平穏な中立的テクトニズムと第四紀の強圧縮応力場への変遷は、過去から現在までの長大な年代幅を包含することから、地質学の研究対象といえる。一方、現在の地球表層の構造を明らかにするためには、単に現況の把握にとどまらず、対象である地質体を経てきたであろう地史のすべての結果であるという視点を念頭に検討することが不可欠であると思われる。そのような視点でみると、すでに堆積盆地の構造や物理特性の大枠が把握され、強震動予測のための地下構造モデルが詳細に確立されつつある大阪平野に比べ関東平野の地下地質構造の解明が難しいのは、単に面積が広大で堆積層が厚いからだけではなく、大阪平野とは比べものにならないほど複雑な地史を経てきたことに起因することが理解できよう。今回例として上げた朝霞 - 鴻巣測線以外にも、足尾山地と八溝山地に挟まれた地域や関東平野北東部の大洋～鹿嶋にかけても

“N.8 層”の伏在が示唆される。これらの地下構造探査記録についても地表地質に基づいた視点で再検討する必要がある。また、東京湾を中心に発達する基盤の凹部は“N.8 層”によるものではなく、フィリピン海プレートの沈み込みにより発達した前弧海盆の伏在によるもので、本論とは別の地質学的意義付けをおこなうべきである。図 9 には今回の検討結果を踏まえ、秩父盆地の基盤深度とともに平野部に確認されたふたつの伏在ハーフグラベンによる基盤の凹部を示した。既存の物理探査記録とボーリング試料を本論の視点で整理することにより、より詳細な基盤構造モデルが提示できるであろう。そのモデルは、新たな物理探査においてより効率的な測線の選定に寄与すると期待される。

謝辞

本研究は、本研究は文部科学省の新世紀重点研究創世プラン(RR2002)による、大都市大震災軽減化特別プロジェクトの中の大都市圏地殻構造調査研究（代表者：東京大学地震研究所、平田直）の一部として、地表地質と地下地質の統合を目的に行ったものである。

参考文献

- 1) Berggren, W. A., Kent, D.V., Swisher, C. C. III and Aubry, M. -P. (1995) : A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM Special Publ.*, **54**, 129-212.
- 2) Blow, W. H. (1969) : Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. in *Proc. First International Conference on Planktonic Microfossils (Geneva, 1967)*, edited by P. Brönnimann and H. H. Renz, 199-421.
- 3) 地質調査所 (1992): 100 万分の 1 日本地質図(第 3 版).
- 4) 福田理・鈴木宏芳 (1987) : 関東平野の基盤構造. *地学雑誌*, **96**, 173-184.
- 5) 長谷川功 (1988) : 地震探査から見た関東平野の基盤構造. *地質学論集*, No. **31**, 41-56.
- 6) 林広樹・堀内誠示・高橋雅紀・笠原敬司 (2004a) : 関東平野地下に分布する新第三系の層序と対比. *石油技術協会誌*, **69**, 404-416.
- 7) 林広樹・高橋雅紀・笠原敬司 (2004b) : 関東平野の地下における新第三系の分布. *石油技術協会誌*, **69**, 574-586.
- 8) 平田直 (2002) : 「大都市圏地殻構造調査研究計画」の経緯と目的. *大都市圏地殻構造調査研究計画シンポジウム「関東周辺地域の地殻構造と強振動予測」講演要旨*, 5.
- 9) 笠原敬司 (2001) : 首都圏のバイプロサイス地震波反射法による地下構造探査. *月刊地球*, No. **34**, 165-179.
- 10) Latt, K. M. (1989) : Turbidites and related clastic systems in the Tertiary Chichibu Basin, central Japan. in *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, edited by A. Taira and F. Masuda, 421-438, Terrapub, Tokyo.
- 11) 大石雅之・高橋雅紀 (1990) : 群馬県高崎地域に分布

- する中新統－とくに庭谷不整合形成過程について－。東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, No. **92**, 1-17.
- 12) 岡村信行 (2000) : 日本海東縁のインバージョンテクトニクス。石油技術協会誌, **65**, 40-47.
- 13) Okamura, Y., M. Watanabe, R. Morijiri, and M. Satoh (1995) : Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. *The Island Arc*, **4**, 166-181.
- 14) Otofujii, Y., Hayashida, A., and Torii, M. (1985) : When was the Japan Sea opened?: Paleomagnetic evidence from Southwest Japan. in *Formation of Active Ocean Margins*, edited by N. Nasu, K. Kobayashi, S. Uyeda, I. Kushiro and H. Kagami, 551-556, Terrapub, Tokyo.
- 15) 須藤斎・高橋雅紀・柳沢幸夫 (2002) : 埼玉県比企丘陵の中部中新統から産出した珪藻化石－微化石年代による岩相層序の再検討－。地質学雑誌, **108**, 266-278.
- 16) 鈴木宏芳 (2002) : 関東平野の地下地質構造。防災科学技術研究所研究報告, No. **63**, 1-19.
- 17) 高橋雅紀 (1989) : 関東西部の新第三紀テクトニクス。月刊地球, **11**, 516-521.
- 18) 高橋雅紀 (1992) : 中部日本の新第三紀テクトニクスにおける中新世秩父盆地の地質学的位置。埼玉県立自然史博物館研究報告, No. **10**, 29-45.
- 19) 高橋雅紀 (2003a) : “N.8層”と“post N.8層”に二分される関東地域の新第三系－庭谷不整合のテクトニクス－。日本地質学会関東支部シンポジウム「関東地方の地質－最新成果と今後の課題」講演要旨集, 11-14.
- 20) 高橋雅紀 (2003b) : 日本海拡大時期の東北日本弧と西南日本弧の境界。日本地質学会第110年学術大会講演要旨, 264.
- 21) 高橋雅紀・林広樹 (2004) : 群馬県富岡地域に分布する中新統の地質と複合年代層序。地質学雑誌, **110**, 175-194.
- 22) 高橋雅紀・柳沢幸夫 (2004) : 埼玉県比企丘陵に分布する中新統の層序－複合年代層序に基づく岩相層序の総括－。地質学雑誌, **110**, 290-308.
- 23) Yamaji, A. (1990) : Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast Japan. *Tectonics*, **9**, 365-378.
- 24) Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) : Revised Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *J. Geol. Soc. Japan*, **106**, 395-414.

(原稿受理: 2004年10月21日)

要 旨

関東平野東部，埼玉県鴻巣市から朝霞市にかけての南北測線で行われた反射法地震探査（朝霞－鴻巣測線，KAN-94）で得られた地下構造断面について，表層地質に基づいて地質学的な解釈を行った．関東山地周辺に分布する中新統は，詳細な層序学的検討により 2 分される．すなわち，下位から“N.8 層”と，それを傾斜不整合で覆う“post N.8 層”である．“N.8 層”はハーフグラベンを埋積した非常に厚いタービダイト堆積物と，ハーフグラベンの境界断層に沿った不淘汰角礫岩の発達を特徴とする．この“N.8 層”は，約 15.2～15.3 Ma の強い北東－南西圧縮場によって著しい構造変形を被っている．他方，“post N.8 層”は平野側に緩く傾き，“N.8 層”のような著しい構造変形を伴わない．また，堆積速度は“N.8 層”と比べると小さい．

こうした地表地質の特徴を念頭に置き，また周辺で得られている坑井データも参照すると，朝霞－鴻巣測線の地下構造断面で認められた楔形の地質体は“N.8 層”のハーフグラベンであり，またそれを覆う緩やかに傾く反射波をもつ地質体は“post N.8 層”であると考えられる．この“N.8 層”のハーフグラベン構造が，地震基盤とされる先新第三系の分布にきわめて大きな高低差をもたらしている．したがって，強震動予測を目的とした基盤構造を明らかにするうえで，“N.8 層”の分布形状を把握することが最も重要な課題として指摘できる．

キーワード：関東平野，地下地質，中新統，テクトニクス，ハーフグラベン