

454mの深度に、上総層群国本層々準の船橋Cシルト層が上位の船橋礫層に接している。船橋礫層の層厚は46m、硬質の中礫が主体で、円礫から亜円礫が多い。東京湾不整合は、さらに東京の下町から山の手にかけて分布する城北礫層の基底にも存在する。

一方、東京湾不整合は東側へいくにつれて不整合の度合い（地層の削剥量）が次第に減少し、房総半島中央部では不整合関係が消失し、それより太平洋側にかけては、上総層群と下総層群とは一連のものとなる。すなわち、東京湾不整合の分布域は図12のようになり、その東端の方向は南北性となる。従って、現在の嶺岡隆起帯・清澄背斜の東～西方向とは直交してしまう（図12参照）。このことは、東京湾不整合期には、この地域は、まだ本格的に隆起していなかったことを示している。先にも触れたように、この地域の本格的隆起は古東京湾形成以降から始まるのである。

以上のように、梅ヶ瀬層上部から底上げの萌芽的現象が認められるものの、比較的安定した上総層群の堆積環境が、一転して前述のような大規模な市宿砂層が堆積する環境に変化する事実。しかし他方、房総半島東部などでは鉋削り不整合を伴う東京湾不整合が認められず堆積環境がただ浅くなっているだけであるという事実。こうした現象は、島弧の広域的隆起にともなう関東前面弧盆地の上昇によるものであるが、それと同時に、西側山地部（島弧中心部）での隆起量がそれ以上に大きく、島弧内の隆起量の格差が次第に明確になりつつある過程をも示している。

下総層群下部の堆積環境

東京湾不整合直上に市宿層・長浜層が堆積した後、大陸棚の堆積環境を示す泥層からなる佐貫層が発達する。これは展風が浦海進時（星野、1975）のものと思われる。しかし、海成泥層間には粗粒堆積物が発達する。

これらの現象は、強弱の差はあるものの、第四紀氷期の出現に伴う海退と海進や、同時に、当時の関東山地をはじめとした西側丘陵の段階的隆起現象と島弧の広域的隆起運動とが継続し、関東前面弧盆地がさらに浅海化を辿ったことをしめすものであろう。

干し上り割れゆく前面弧盆地

- 古東京湾の形成から関東平野の誕生へ -

関東前面弧盆地の上昇に伴う浅海化の進展は、やがて、盆地内部の地形的高まりや隆起の格差を表面化させ、盆地の様相は一変する。すなわち、西側の東京湾周辺地域と東側の九十九里沖合との隆起格差を次第に増しつつあった房総半島中央部東側は、盆地全体の上昇の過程で、周辺施域にさがけてまず陸上に姿をあらわす。その結果、関東前面弧盆地は、内陸部と外洋部にいくつかの堆積盆をもつ大きなブロックに割れていく。それぞれの堆積盆につもった地層が下総層群上部である。内陸部の堆積盆は、古東京湾で知られる古東京湾堆積盆で、ここに、関東前面弧盆地の海の時代は終了し、湾および湖の時代に移り変る。

古東京湾の形成

下総層群を上下に2分するのは泉谷泥層であるが、この地層は房総半島中央部から北部にかけて広範囲に分布し、その堆積環境は汽水から淡水の状況を示す。地下では淡水成泥層になる場合もあり、連続性の良い鍵層ともなる。一般に5mから10mの層厚を示し、構造運動に左右されたよう狂層厚変化は認められない。

したがって、下総層群下部の時代では、万田野寒冷期の海退といった事件を除いては、総体的には浅海化の傾向をたどっていたものが、泉谷泥層の層準で、広域的淡水域あるいは汽水域に変化したのである。そして、この泥層の堆積時の分布高度には大きな変化がなかったものとおもわれる。

ところが現在、房総半島中央部の丘陵地域では、

泉谷泥層が海拔150m以上に分布し、また東京湾の東岸に面する市原地域では、この地層は、海面下400m以下の地下に分布する（図13）。そして、この等深線の形状をみると箱型の盆状を示す。さらに、さきほどの東京湾に面する市原地域の地下には、泉谷泥層の上位に、7m～8mの層厚を示す砂礫層を挟んでSi泥層が発達する。このSi泥層の等層厚線図（図13）をみると、東京湾東岸における市原から千葉にかけての泉谷泥層の深い地域でSi泥層が層厚を増す。このような泉谷泥層の連続性とその上位のSi泥層の層厚変化からみると、古東京湾の形成は、泉谷泥層堆積直後頃から開始されたと考えるのが妥当とおもわれる。

また、泉谷泥層の変形形態やSi泥層の分布状態を詳細にみると、泉谷泥層の等深線の分布・形態は、沖積平野の分布と相関性を示し、またSi泥層の層厚変化も相関性を示す。このことは、古東京湾形成初期の運動時から、現在の地形を規定するような、より細分化されたブロック運動の萌芽的現象が、すでに出現していたことを示している。

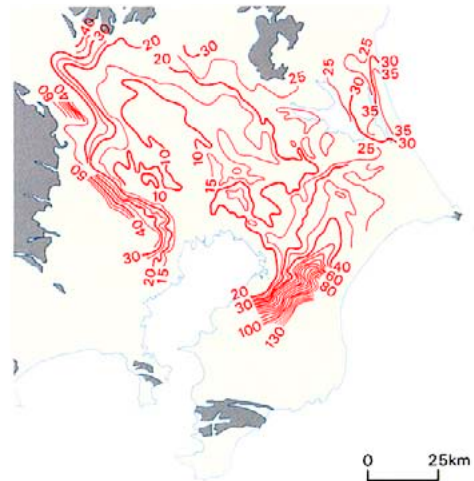
関東平野の誕生へ

下総層群上部を堆積させた古東京湾は、継続する広域的隆起によって、やがて干し上り、関東平野が誕生する。この過程では、いま触れたような、古東京湾形成時にその萌芽がみられたブロック細分化の傾向が、広域にわたりさらに強まる。すなわち、局地的な小規模の鉋削り不整合が形成され、ブロックはさらに細分化され、各ブロック相互の隆起格差もまた増大する。そして、隆起度合いが低く、周辺の隆起から取り

図13 - 東京湾東岸地域における泉谷泥層の地表における分布と等深線



図14 - 常総粘土層の基底等高線(m)<小玉ら, 1981>



残された地域には、いわゆる“沖積層”が堆積する。隆起のやや大きい場はいくつかの台地を形成して平野内を分割するが、それぞれの台地における隆起量も決して一様ではない。

約7～8万年前、古東京湾が消滅していく最後の時期に、広大な淡水域に一様に堆積した地層は常総粘土層とよばれるが、現在この粘土層は、図14にみるように、それぞれの台地において異なった高さに分布しており、その後の堆積盆の変形と細分化を物語っている。隆起量の最大なのは下総台地南部で、常総粘土層は、この僅かな期間に海拔135mの高さにまで達している（小王ら、1981）。

なお、古東京湾形成時以降の隆起量について述べると、房総半島中央部東部では、嶺岡隆起帯や清澄背斜部の基盤の上昇に伴い、上総層群最下部（黄和田層）をはじめ、下総層群最下部、さらには古東京湾堆積盆（下総層群上部）の最下部までが、隆起して地表に露出している。この地域では、これらの地層はすべて連続的に堆積が継続しているので、それらの層厚から隆起量を推定し得る。それによると、古東京湾形成以降の最近40万年間に、2,300m以上も隆起したのである（楡井、1981）。

さきに述べた常総粘土層の変形が進む時代は、すでに台地の時代であり、その進行の過程で、関東平野は、現在とほぼ同じ形態になる。そしてこのような受け皿に、最終氷期がおとずれ、

海退と海進を繰り返しながら、やがて完新世の縄文海進を迎える。こうして、この受け皿は、沖積層で埋め立てられていったのである。そして、弥生の小海退と継続する島弧の広域的隆起のなかで沖積平野が形成され、一方では台地が生まれていったのである。

むすび

以上のように、関東前面弧盆地は、決して沈降の場に形成されたものではない。むしろ、鉋削り不整合を伴うような島弧の広域的隆起とそれに随伴する相対的陥没という運動の繰り返し、さらにその過程へ大規模海水準変動・氷河性海水準変動が加わった複合作用の結果として、現在の山地・丘陵・台地・沖積低地が形成されたのである。その状況は、図16の関東地方の第四紀地質図に示されている。関東平野で特に台地が多いのは、平野そのものが地質学的にはごく最近の地殻変動によって海から生まれたばかりだからである。したがって、海盆の表面がまだけずられずに残っていると解釈できる。それ故に、かつての地殻運動で隆起から取り残された低地として存在する東京湾も、遠浅で平坦なのである。従って図16にみるような、湾岸にひろがる広大な埋立地のほとんどを、サンドポンプで吸いあげた湾内の土砂で造成することを可能にしたのである。（ただしこの工法は、埋立層の液状化に関係するようにも思われる）。

一般的に前面弧盆地といえば、サブダクシヨ

ン・ゾーンと呼ばれ、プレートテクトニクスの観点からは沈降の場として考えられてきている。しかし、関東前面弧盆地における地層の性格とそのあり方をみれば、そのような説明は不可能なのではないだろうか。

以上、関東前面弧盆地の発達過程を概述したが、最後に、この盆地の形成や構造にかかわって重要と思われる2～3の問題を以下に追記する。

鉋削り不整合

この不整合は、地層が非常に緩やかな傾斜をもって、不整合面を境にして上盤と下盤が接する現象で、オン・ラップ現象とダウン・ラップ現象がある。前者は、下盤側の地層が緩やかに傾斜し、平坦な上盤に不整合面をもって接する。海域などで、一般的に海進時に形成される現象である。後者は、下盤側の平坦に堆積した地層に、緩やかに傾斜した上盤側の地層が、比較的平坦な不整合面で接する。一般的に海退時に形成される現象である。傾斜した地層の不整合による切りくちは、ときにトランケーション（truncation）などと呼ばれることがあるが、これは、木材を鉋で削ったときにあらわれる板目の年輪に似て、地層がその堆積順に切りくちにあらわれ、しかも、地層の切り方が平坦で、滑らかなためである。鉋削り不整合と呼ばれる所以である。

一般に、第四紀にまつわる不整合の典型といえは、堆積盆の周辺部で見られる現象が多く、不

図 15 - 千葉市付近の地下地質断面図

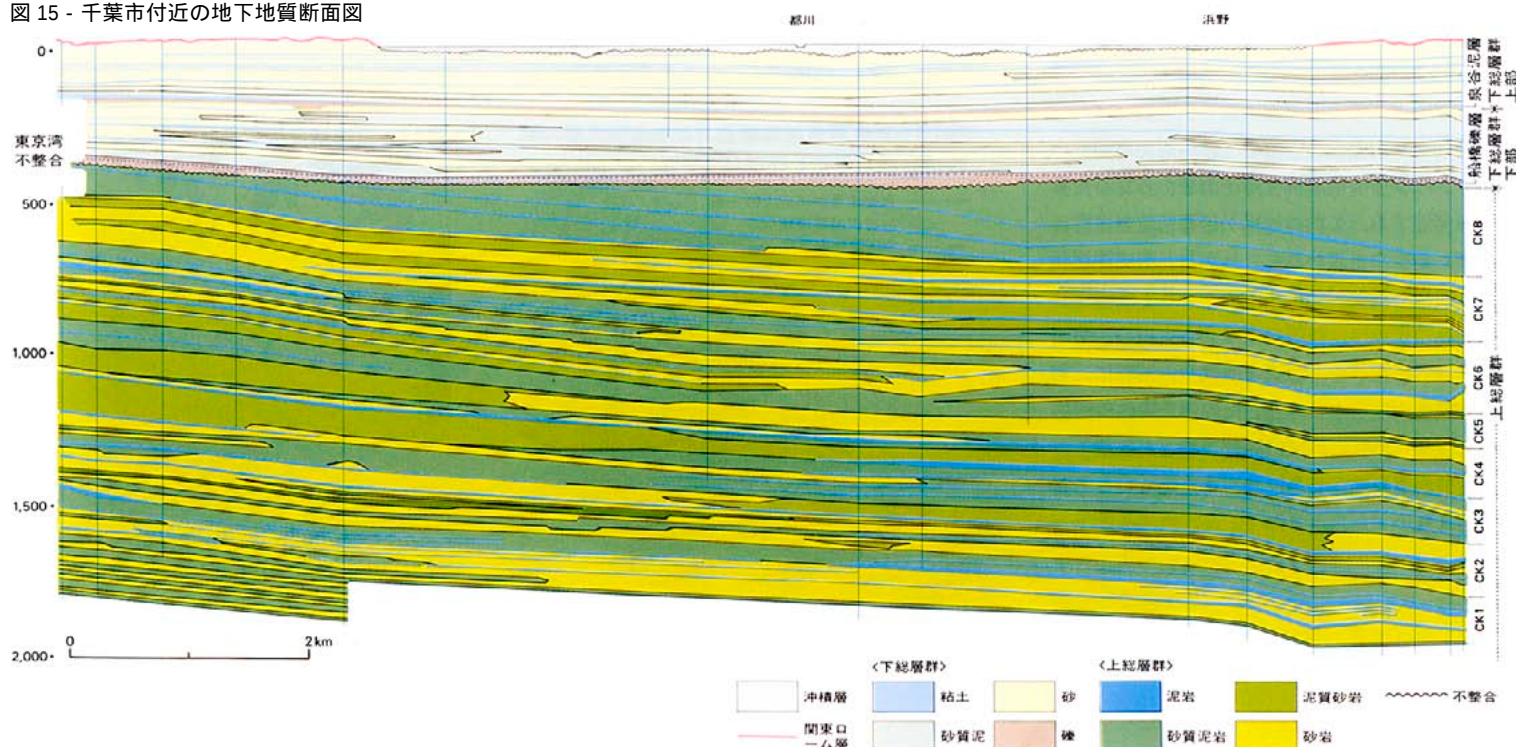
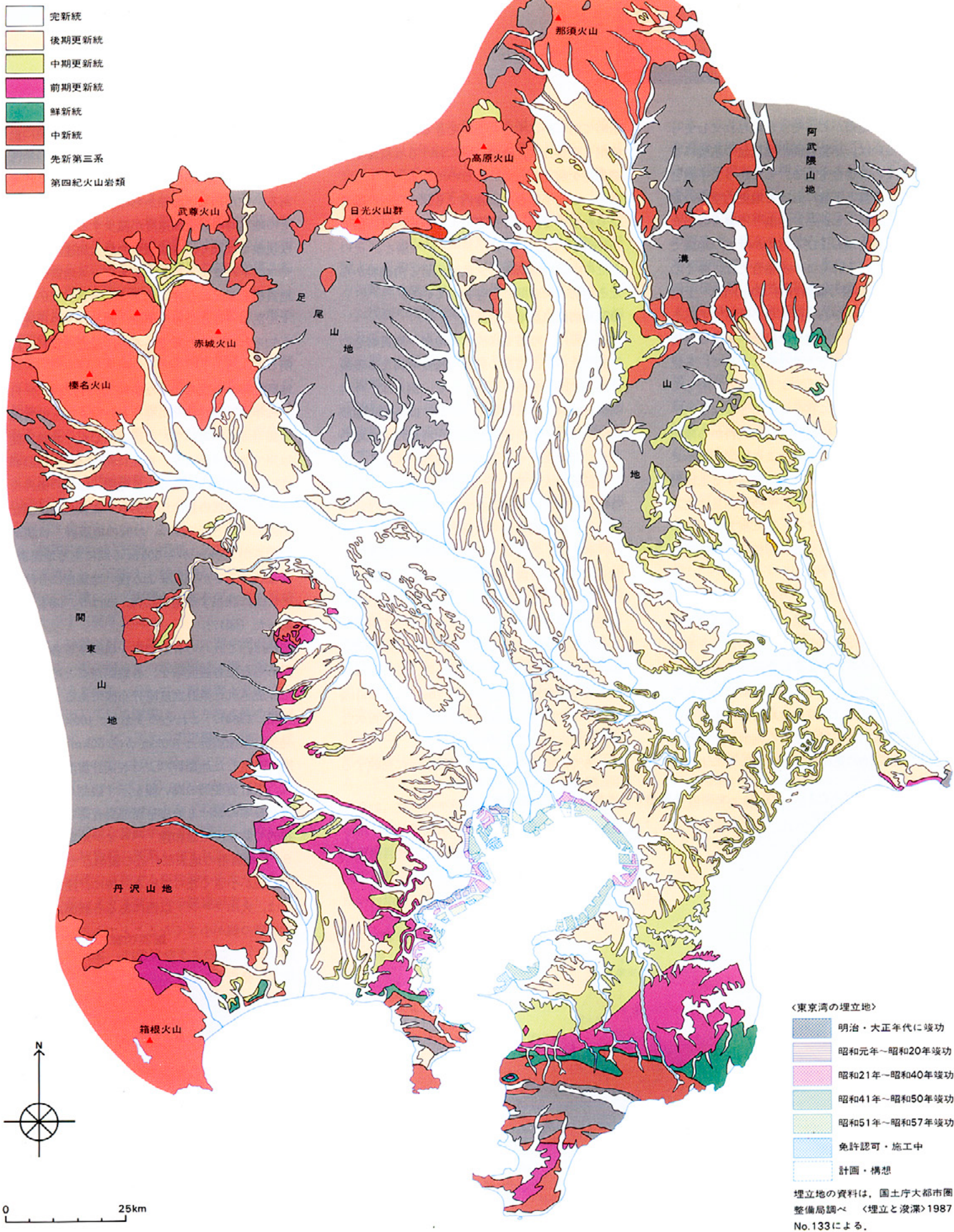


図16 - 関東地方の第四紀地質図



整合によって地層がごっそりと削られてしまったり、あるいは、不整合面が堆積盆の基盤にまでおよんでいる場合もある。したがって不整合面を挟んで上盤と下盤における地史的空白の期間が非常に長い。しかし、鉋削り不整合の場合は、堆積盆の内側および下方にかけての地域でも形成される。それもこの不整合では、多くの場合、下位の地層の傾斜方向（Dip）は、上位の地層の堆積盆の中心方向あるいは下方である。したがって、鉋削り不整合の場合、上位の地層は、堆積盆の中心や下方になるにつれて、下位の層群の若い地層と接するようになる。そして不整合面は、層理面に移行することになる。

図15は、千葉市地下のボーリング試料から確認された東京湾不整合である。この断面図に示されるように、船橋礫層はゆるく傾斜する上総層群上部の地層を平坦に切り、その削剥量は北方や西方に向かって漸増する。逆に東方に向かっては削剥量は次第に減少し、房総半島中央部ではこの不整合は消失する。

近年、音波探査による多くの海洋地質調査が実施されているが、その結果では、島弧周辺・大陸縁辺部といった隆起の場で、この鉋削り不整合が多くみとめられるようになってきている。いずれにしても、こうした隆起の場における堆積盆の構造発達史は、堆積盆周辺部の不整合と共に、堆積盆内部に形成される鉋削り不整合を、時間的・空間的に正確に把握することによって

始めて明らかにすることができる。換言すれば、鉋削り不整合は、隆起の場における堆積盆の構造発達を解く鍵ともいえるのである。

なお、この不整合は大陸内でも認められ、筆者が見た限りでは、カナダのロッキー山脈西側の Interior Plateau のデッド・リバー層と、その上位の中新—鮮新統の玄武岩溶岩と角礫岩からなる地層の両者間にも存在している。

関東前面弧盆地と地震動

地震の際に、地盤を構成する地層や地質構造の差異によって、震動の最大加速度が異なる現象は、過去から知られてきている。例えば、今村明垣（1924）や松山基範（1925）は、関東地震時に、東京下町の沖積地や江戸時代の埋立地の方が、台地よりも地震動の加速度が大きく、そして被害を大きくしていることを指摘している。特に、松山は、震度階が大きくなる地域は低地で、それも地質構造や地溝と関係していると述べ、さらに、このような震度の大きい地点が正しく配列される線を地震構造線（Seismotectonic Lines）とよんでいる。このような構造線の存在は、近年、角田ら（1981）によって研究が進められ、関東平野においての地震時の異常震動帯の存在を改めて裏付けている。これらは、地震時の地盤震動特性分類図（Seismic Zoning Map）を作成する場合などには、必要不可欠な地質情報となってきている。

ところで、地質単元の差異が震度階に反映する

といった現象は、以上のような局地的範囲に止まらず、ぐんと広域的な大地質構造単元の物性的差異も、震度階の大小を左右しているようである。すなわち、震源からの距離に比例して、その地震時の最大加速度が減少するという単純な現象ではなく、各観測点の最大加速度が地殻やマントルまでも規定する y ビーム地震帯の大地質構造単元の存在に大きく左右されているようである。こういった例は、和達などの研究でも知られていることであるが、最近の資料で説明してみる。

地震月報から次のような条件で、1972年から1982年までの10年間に発生したM6以上の有感地震（本土において）を選びだした。北緯35度以南で北緯26度以北、東経138度以東で東経143度以西の範囲に震央のある地震。以上の条件を満足した地震の数は20である。これらの地震を、(1)震源の深さが100km 以深の地震群。(2)震源の深さが100kmから50kmの間にある地震群。(3)震源の深さが50kmより浅い地震群に分けると、(1)に該当する地震は10、(2)は5、(3)も5であった（図17）。

図18は、これらの各地震群を構成する各地震で認められた各震度階を、各観測点ごとに累計して作成された累計震度階分布図である（楡井、楠田、1984）。これらのうちで、100km以深で発生した地震群と100km から50km までの深度で発生した地震群による各累計震度階分布では、累計震度階の高い値を示す観測点の分布は、東北日本における地震帯深部会合帯の分布と調和的であり、上部和達・ベニオフ地震帯やK・S・T地震帯の地表部付近の観測点では、震度階の値が小さくなっている。特に、注意をひくのは、火山フロント以西にある各観測点では、震度階の値が小さくなることである（図18A、図18B）。このような現象は、本州南方の地下深部で発生した地震の波が、y ビーム地震帯を規定する第一級の地質構造単元における地震波速度構造に左右されるからであろう。そして、西南日本の地震帯深部会合帯の直上付近にある観測点では、震度階の値が小さくなる。

一方、50km 以浅での地震群による各地の累計震度階分布と、y ビーム地震帯の各地震帯との関係は、あまり良い相関は認められない。あつかった過去10年間の50km以浅で発生した5つの地震は、震央位置が本州に近いと同時に、震源の深さが、地震帯深部会合帯よりも浅い。し

図17 - 本州南方 で1972年から1982年までの10年間に発生したM6以上の地震の震央位置と震源の深度階層別分類



図18 - 左図の地震群と日本列島の累計震度階分布

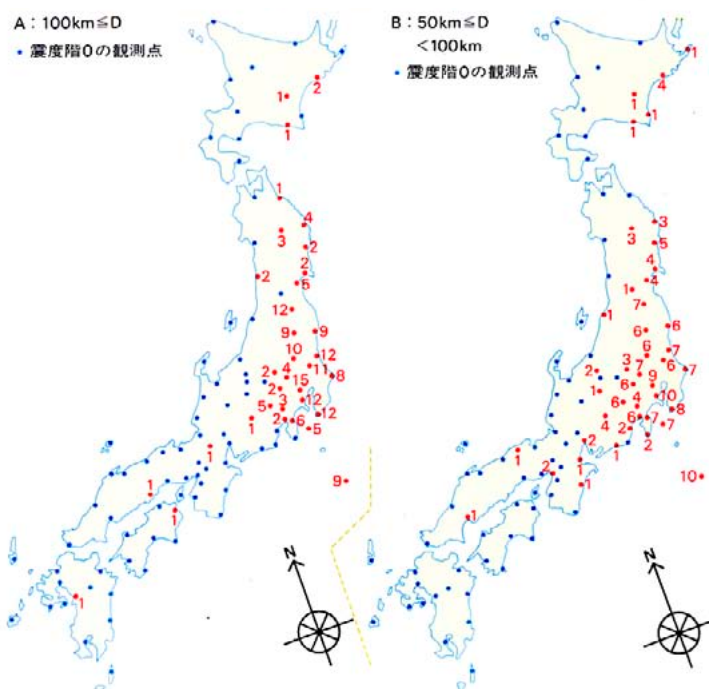
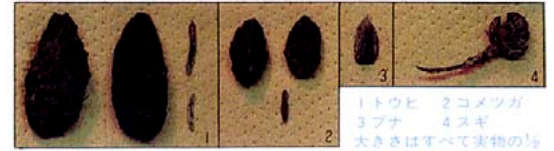


写真2 - 万田野層中部の泥炭層より産出した寒冷系植物遺体



たがって、このような場合の地震波の伝播径路は、巨視的にみると地殻表面の影響が左右し、y ビーム地震帯にまつわる第一級の地質構造単元の物性的差異に左右されないためであろう。このように、y ビーム地震帯と地震動の関係を島弧規模でみると、両者の間には非常に良い相関が認められ、y ビーム地震帯の存在を裏うちしてと思われる。

更新世中・後期における海水準変動の一層の解明のために
首都圏の土台ともなっている関東平野では、都市地質上の観点からも、丘陵・台地周辺および低地についての、より精度の高い研究が要請される。ここでは、更新世中・後期の海水準変動の一端について述べる。

《万田野寒冷期植物群と山砂利層》
山砂利採取層としては、日本でも一・二位を争う砂利生産量をもつ万田野層（下総層群下部）は、層厚約95m、下部・中部・上都に区分できる（写真1）。下部は、砂と礫が卓越し、特に上位は、中礫および細礫からなりデルタの堆積環境を示す（層厚：30m）。

中部は、砂質泥層で中間に火山灰層や泥炭層を挟在する。泥炭層までの堆積環境は湖・潟といったところである。そして、泥炭層より上位の硫黄の析出している泥層は、より汽水性の堆積環境を示す。一方、さきの泥炭層からは、トウヒ (*Picea maximowiczii*)・コメツガ (*Tsuga diversifolia*)・ブナ (*Fagus crenata*)・スギ (*Cryptomeria japonica*)などの植物遺体を産し、現在の温暖な房総半島では認められない非常に寒冷な植物群の要素が含まれる（写真2）。上部は、細礫の点在する粗粒砂からなり、そして波長の長いクロスミナを発達させる。軽

石の粒子がラミナを形成する場合も多い（層厚：60m）。下位からは、寒冷系の貝化石をはじめ、セミクジラ (*Eubalaena glacialis*, Bon-naterre) などが産する。

一方、Planctonic gastropoda（浮遊性腹足類）の研究によると万田野層の最上位は、温暖な環境として知られている（氏原，1986）。また、万田野層を挟在する笠森層は、open bay といった浅海環境で堆積したものであることが知られている。このようなことから、万田野層は海退期から海進期にかけての堆積物であることが理解できる。そして、海退期の堆積相と寒冷系植物遺体が認められる万田野寒冷期は、関西地方に分布する大阪層群中の満池谷寒冷期に対応するものである。

ところで、万田野寒冷期に堆積した万田野層中部の淡水成泥層は、養老川の中流域から小櫃川の中流域にかけて良く分布する。そして、東西方向あるいは南方には、層厚を減ずるか尖滅する傾向を示し、海成層に変化する。これらの現象からみるならば、万田野寒冷期には、さきほどの養老川から小櫃川にかけての地域には大きなデルタが存在していたことになる。そしてこのデルタは、南方に押し出し開いていたものと思われる。したがってこの時期は、現東京湾地域をはじめ関東平野の多くの地域が、広大な氾濫原であったようである。この幻の古関東氾濫原の存在は、地下の試料からも裏づけられている。そして万田野寒冷期に形成された古関東氾濫原は、鋭削り不整合である東京湾不整合上に堆積した地層をもかたり削割したようである。

更新世後期の海進
関東平野においては、常総粘土層の変形にともない台地の時代にはいり、台地と低地が明確に

なる。この低地への海進は、七号地海進と縄文海進の2回は一般的に知られている。ここでは、印旛沼の調査から明らかにされたもう1つの海進について述べる。

印旛沼の底の地下に存在する下総層群の最上部の深度は、現在まで知られているところでは、平均海面下35mである。その上には、層厚23mの印旛沼層（七号地層も含む可能性がある）および層厚12mの沖積層が発達する。印旛沼層は、最下位に、層厚3mほどの基底礫層、そして下位より、シルト質細砂の薄層を挟在するシルト層（層厚：11m）・細砂層（層厚：4m）・ローム質シルト質細砂層（層厚：5m）が、順番に発達する。この層の堆積環境を、珪藻化石分析の結果からみると、シルト層上部で汽水成から海成に変わる。そして、細砂層部では海成で、ローム質シルト質細砂層の最上都付近でも海成であることが知られている。¹⁴C年代測定の結果をみると、シルト層最下部で 31,300YBP（泥炭）・同層中部で 27,200YBP（泥炭）、細砂層中部で 30,750YBP（貝化石）である。沖積層（層厚：12m）は、下位より細礫や腐植物が点在する中粒砂層（層厚：3.5m）・砂質シルト層（8.5m）からなる。後者は海成および汽水成のシルト層である（図19）。

このようにみえてくると、¹⁴C年代に多少の誤差があつたとしても、15,000年前に始まる七号地海進（遠藤他，1983）の以前に、約3万年前頃にも海進があることになる。ウルム氷期の最寒冷期（最終氷期）以前のバウドルフ亜間水期における海進かもしれない。台地の時代初め頃の関東平野についても、次第に明らかになりつつある。

写真1 - 万田野層の露頭



赤丸より下方が万田野層下部。それより青丸までが同層中部。その上方が同層上部。中部で、白い粘土層の上に重なる黒っぽい地層（泥炭層）が寒冷系植物遺体の産出層とされている。

図19 - 印旛沼の地下構造

