

断層地塊と震動地塊 ——関東平野を例にして——

角 田 史 雄*

Fault Blocks and "Seismic Vibrated Blocks" in the Kanto District

Fumio TSUNODA

Abstract Numerous active faults are developed in the Kanto district. Some of them are estimated to be active in the past tens of thousands. The activities of faults are testified by flexures of the late Pleistocene Jōsō clay formation and by the terrace deformations. Unusual large displacements of the bench marks observed in the mid-stream of the Tone river are indicative of a great motion of the ground taking now. The active fault blocks, which are defined by active faults are repeatedly subjected to the differential movement in the end of Pleistocene.

In our investigation of the seismic intensities, these active fault blocks are thought to be quite sensitive in the events of the felt earthquakes. In spite of their close location, the seismic intensities were sometimes different in each active fault block. Each fault block can be treated as one "seismic vibrated block."

はじめに

Koto (1929) は沖積低地と洪積台地とが入りくんで発達する埼玉県東部地域に、「岩槻強震帯」と命名した狭長な強震動域を提唱した。当時は震源（ほぼ震央に当たる）分布域と強震動域との区別は余りはっきりしていなかったとはいえ、強震動が特定区域に限って発生することを指摘した点は卓見である。その後、地盤の異常震動（寺田, 1925）や特異な震度分布域（異常震域；国富, 1933 他）などが報告されたが、これらの点は余り追求されないまま現在に至っている。

一方、これとは別に、関東平野の中・古生界基盤の構造が地質学に検討されはじめる（石井, 1962）と、同域の地下に発達する構造線の位置や形態が数多くの研究者の研究対象となった（畠山, 1964；山下, 1970；吉田, 1977；鈴木, 1980；矢島, 1981）。これとともに、震源分布と深部の地質構造との関係（鈴木, 1968；藤田（和）・岸本, 1972；金森・安藤, 1973；尾池, 1976；溝上・中村, 1976；鈴木ほか, 1981）がさまざまな角度から追求されてきた。なかでも、震源分布と地塊運動との時間的空間的關係を

系統的に把握しようとする研究（鈴木, 1968）が注目される。

1. 異常震動帯と震動区

上述のように、最近になり、震源分布と地質構造との関係を調べる研究が増えてきてはいるが、震度分布と地下構造との関連を追求するような研究例はほとんどみられない。しかし、断層運動とか地塊の運動と地震の発生を関連づけようとするれば、ほぼ必然的に地盤の震動や変位についても論及せざるを得ないはずである。そこで筆者らは、地盤震動のつよさの尺度を河角の震度階に求め、関東平野地域における有感地震の体感震度分布を調べた。まず筆者らは、1979年5月5日16時24分に発生した「東京西部地震」（震央位置；東経 139°11′，北緯 35°48′，震源の深さ；20 km，マグニチュード；4.7）（気象庁, 1979 a）の震度分布が地質構造と相関性をもつか否かを検討した（角田・「奥多摩地震*」調査グループ, 1979）。その後、たて揺れ初動が著しいという特徴をもつ異常震動と中・古生界基盤中の断層の震動との関係（角田, 1980）や、震央位置と規模の異なる地震に対する埼玉県東部地域での震動特性と地形・地質・地質構造との関係（角田・堀口, 1981），強震動

* 埼玉大学教養部, College of Liberal Arts, Saitama University, 255, Shimookubo, Urawa City, Saitama, 338 Japan.

* 筆者らが呼称した「東京西部地震」の調査のための名称

と沖積層の層厚分布および中・古生界の基盤断層分布との関係(角田・海野・坂本, 1981), 1982年3月7日08時14分の「鹿島灘地震」の関東平野東部地域における震度分布および前述の「東京西部地震」の震度分布との対比(角田・「鹿島灘地震」調査グループ, 1982)などが行われた。その結果, 下記にまとめられるような事実が明らかになった;

a₁: 関東山地東縁部の古生層分布域に発達する断層のなかには, 有感地震のとき, 著しいたて揺れ初動の観測されるものがある。

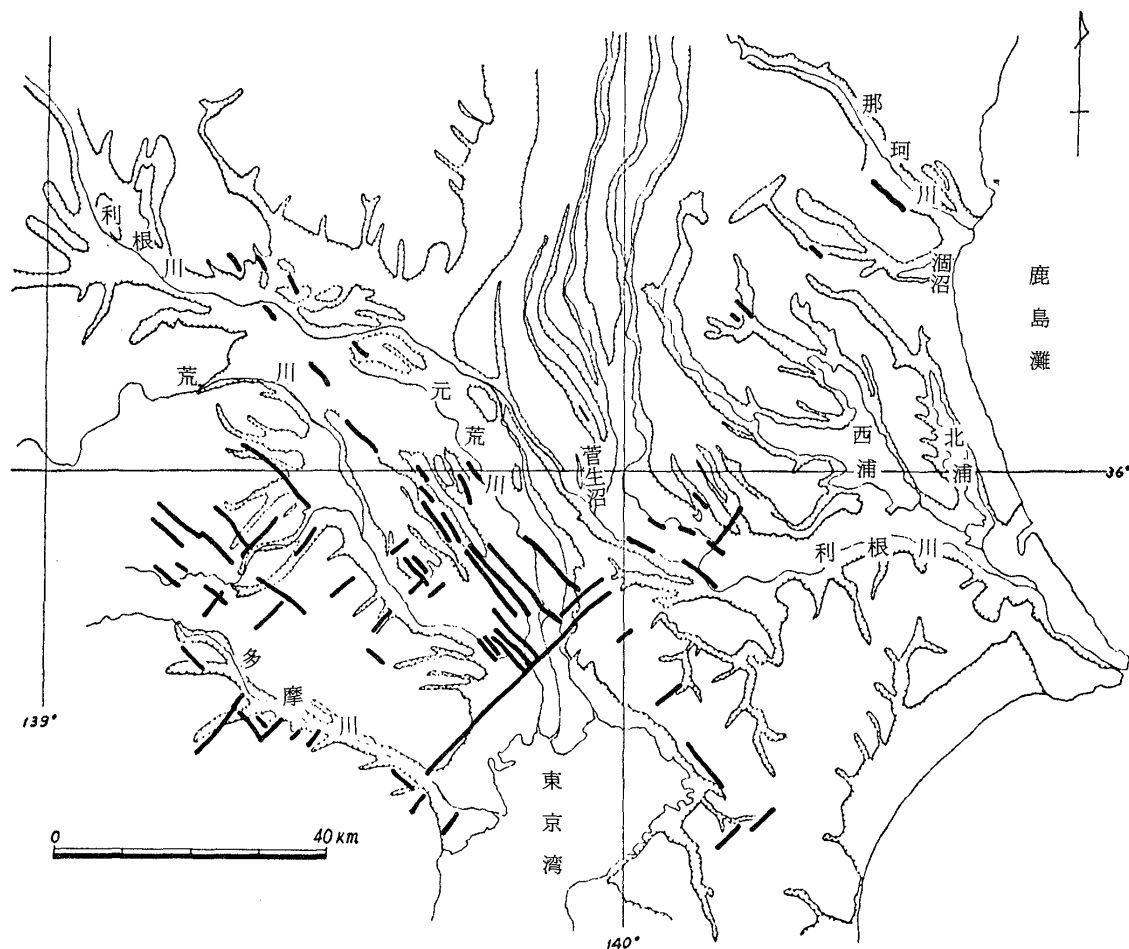
a₂: 著しいたて揺れ初動はどの地点でも観測される震動特性ではないので, その震動を異常震動と呼称すると, 異常震動は巾1.0~2.0 km, 長さ数 km から10数 km (まれには数10 km にわたるものがある) の帯状区域に限ってあらわれる。ただし, 震源の深さが30 kmより浅い浅発地震では, 震央近傍の広さ数10 km²のほぼ長方形の区域全域で異常震動を観測することがある。

a₃: 異常震動を発生する帯状区域を異常震動帯と

すれば, それらは関東平野西部地域(関東山地東縁から利根川にかけての地域)や関東平野東部地域(利根川以東の地域)でも発達し, それらの一般走向は前者が北西-南東方向, 後者が北北西-南南東方向である。この他に, 北東-南西方向や南北方向のものもあるが, 発達が悪い(第1図)。

a₄: 関東平野地域で発達する異常震動帯の分布は第四系の層相や層厚の分布とはあまり関係が認められず, むしろ, 第四系の下に埋没している先第四系, とくに中・古生界中の基盤断層の分布との対応がよいように思われる(角田・海野・坂本, 1981)。

a₅: 方向の異なる異常震動帯に囲まれた区域では, 地盤震動のつよさ(小論では, ほぼ河角の震度)がほぼ同じになる。このような区域を震動区とすれば, 関東平野地域では, 広さ数 km²から10数 km²の震動区が存在する。それらの長軸の向きや形態はさまざまであるが, 利根川中流域に発達する元荒川構造帯(清水・堀口, 1981)近傍では, 他の地域より小規模な震動区が発達する。



第1図 関東平野地域の異常震動帯(太実線)。地形境界線は台地と低地の境を示す。

a₆: 関東平野北西隅を震央とする大小2つの浅発地震, つまり1931年の「西埼玉地震」と1979年の前述した「東京西部地震」によって形成された震動区の位置や形はほぼ同じであった。いいかえれば, 震動区は地震の規模によらない一種の震動単位であるかもしれない。そこで, 同域南端部を震央とする大小2つの浅発地震, つまり1923年の「関東大地震」と1979年の「房総半島沖地震」を調べると, 同様なことが実証された(角田・堀口, 1981)。したがって, 震動区は, 地震の規模や位置によって変化しないところの, 震動の単位であると結論される。

上述のことより広さ数km²から10数km²の震動区が存在は確認できたが, それ以上の規模の震動区が存在するの否かは確かめられていない。また, 筆者は異常震動の発生を古生層基盤以深の地質構造, とくに, 基盤断層の震動に求め, 「震動地塊」という名称を用いたことがある(角田, 1981)が, それを十分に検討したわけではない。小論では, これらの点を考察する。

2. 関東平野地域の断層地塊

関東平野地域における先第四系基盤の構造については, 前述したように, 数多くの研究がある。小論では, これらの研究を基にして, 現在もなお地下数kmくらいまで開離していて, 地震のときに震動する可能性のある断層を抽出してみたい。

まず, 地表近くで断裂が確認され, かつ, 第四系を切っている断層を抽出する。たとえば, 鬼怒川中流に発達する「烏山町東方の断層」(活断層研究会, 1980)や, 埼玉県東部の綾瀬川流域に発達する断層(清水・堀口, 1981)などに注目する。あるいは, 水準点の異常に大きい変動地点である利根川中流域(Imamura, A., 1934)とか, 第四系の海成粘土層が著しく撓曲している場所(小玉ほか, 1981)やローム台地の傾動方向の変換軸(堀口, 1974)などの, 更新世末期に変位や変形のきわめて激しい地点を抽出する。つぎに, それらの変形要素(撓曲軸, 傾動の変換軸, 断層線など)の直下の情報のあるものを選びだし, 地表から地下数kmまでの「開離」の確認を行う。ただし, この場合の「開離」は断層面のそれではなく, 断層帯全体が震動できるような状態にあるという位の意味で用いる。たとえば, 前述の「烏山町東方の断層」に対しては, その直下に推定される「烏山撓曲崖」(畠山, 1964)を考え, 鬼怒川中流域では, 地下2kmぐらいまで地盤が「開離」されていると考えるのである。同様に, 綾瀬川流域

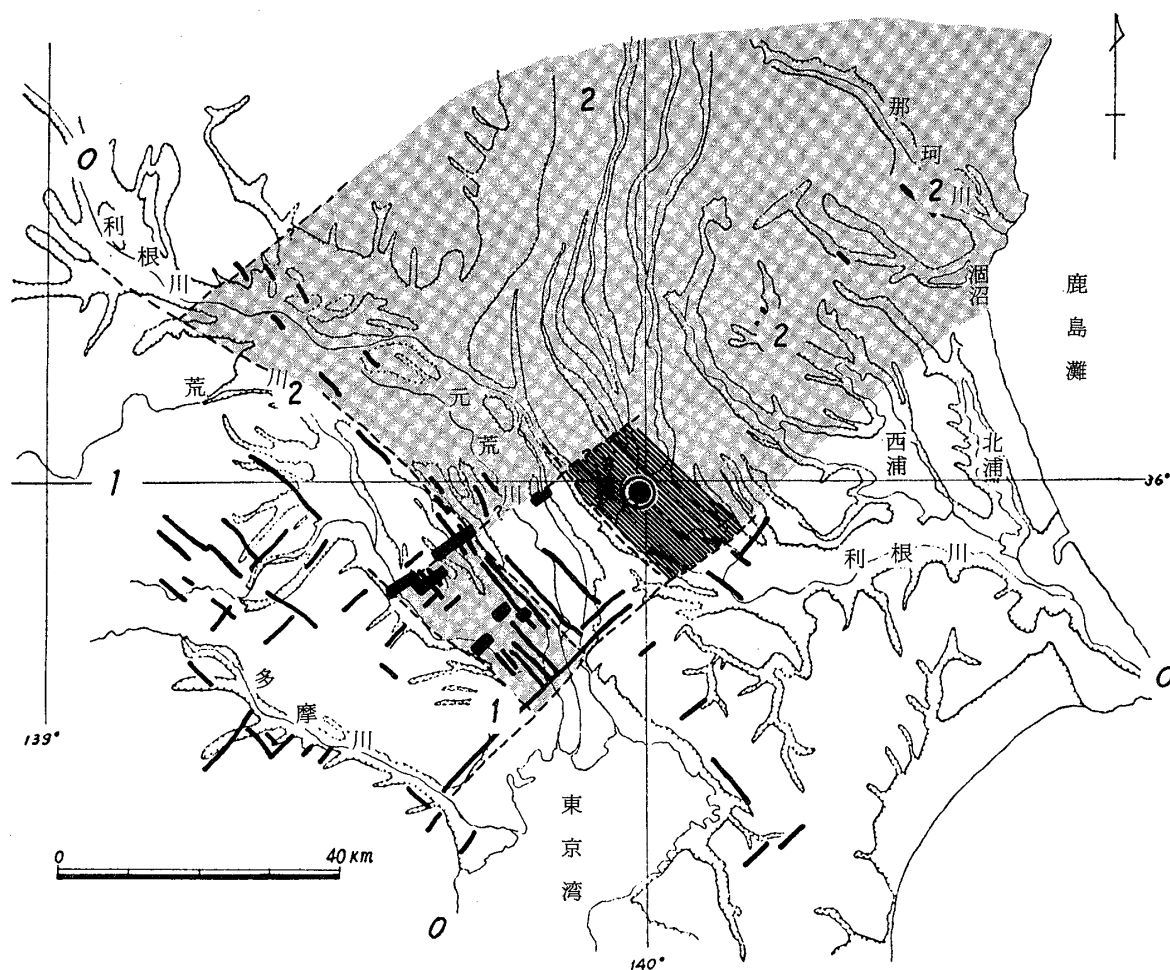
のローム層を切る断層(清水・堀口, 1981)に対しては「綾瀬川基盤断層」(角田・埼玉人工地震観測グループ, 1981), 利根川中流域の水準点変動地点に対してはその直下の「地震基盤*」の段差(長谷川ほか, 1981), 傾動の転換軸に対してはその直下に推定された地震基盤の段差(長谷川ほか, 1981), 東京湾北東岸の顕著な地形崖線や海成粘土層の著しい撓曲に対してはその直下の基盤断層(楡井ほか, 1977)をそれぞれ対応させる。

これらの断層あるいは断層帯は, 一般に, 地表近くでの落差より基盤内でのそれがはるかに大きい。たとえば, 前述した綾瀬川流域では, 地表近くの第四系の落差が約6mである(清水・堀口, 1981)のに対して, 地下の「綾瀬川基盤断層」のそれは800mにも達する(角田・埼玉人工地震観測グループ, 1981)。また, 地表近くの断層と基盤中のそれとはほぼ鉛直の同一面内にあるのが一般的な傾向である。以上のことから, これらの断層あるいは断層帯は少なくとも2回以上の差動運動を経て形成されたことがわかる。いいかえれば, 地表近くに発達する断層は, 基盤の断層が再活動することによって形成されたともいえよう。このことは, ごく最近この断層沿いに差動運動があり, それによって断層面近傍が破碎された状態にあることも意味すると思われる。

上記の断層群には, 断層線の方によって分類される3つの系統がある。もっとも卓越しているのは北西—南東方向の断層系であり, この系統の断層は本地域全域で発達する。本地域東部では北北西—南南東方向および南北方向の断層系が顕著である。北東—南西方向のものもきわめてわずかではあるが存在する(たとえば, 嶋ほか, 1976; 楡井ほか, 1977)。

上述したことから, 関東平野地域の「開離」した断層は3系統あるいはそれ以上あり, それらが現在に至るまで断続的に活動を繰り返していると結論される。この場合, 特定の断層系のみが再活動を繰り返しているのではなく, ほとんどすべての系統の断層が再動しているのであるから, 地史学的時間の中では, それらの断層に囲まれた地塊が互いに差動運動を繰り返しているとして差し支えないであろう。事実, 堀口(1974)は関東平野北西縁部に発達するローム層の埋没深度から同域の地塊状の傾動運動を実証している。また, 小玉ほか(1981)は関東平野地域に分布する海成の常総粘土層の変位・変形から, 同域の更新世末期の地塊運動を明らかにした。

* p波の速度から区分される速度層で, 通常, 5.6 km/sec. 古生層に対比される(嶋ほか, 1976)



第2図 1979年7月2日11時28分32.0秒の「茨城県南西部地震」(震央位置; 東経139°58'01", 北緯36°01'00", 震源の深さ; 60 km, マグニチュード; 4.1) の震度分布と震動区。2重丸の位置が震央で, 斜線と極太実線は異常震動の発生した区域。点線は震動区界で, アミの部分は震度2 (気象庁の7震度階による震度) の震動区。数字は震度。

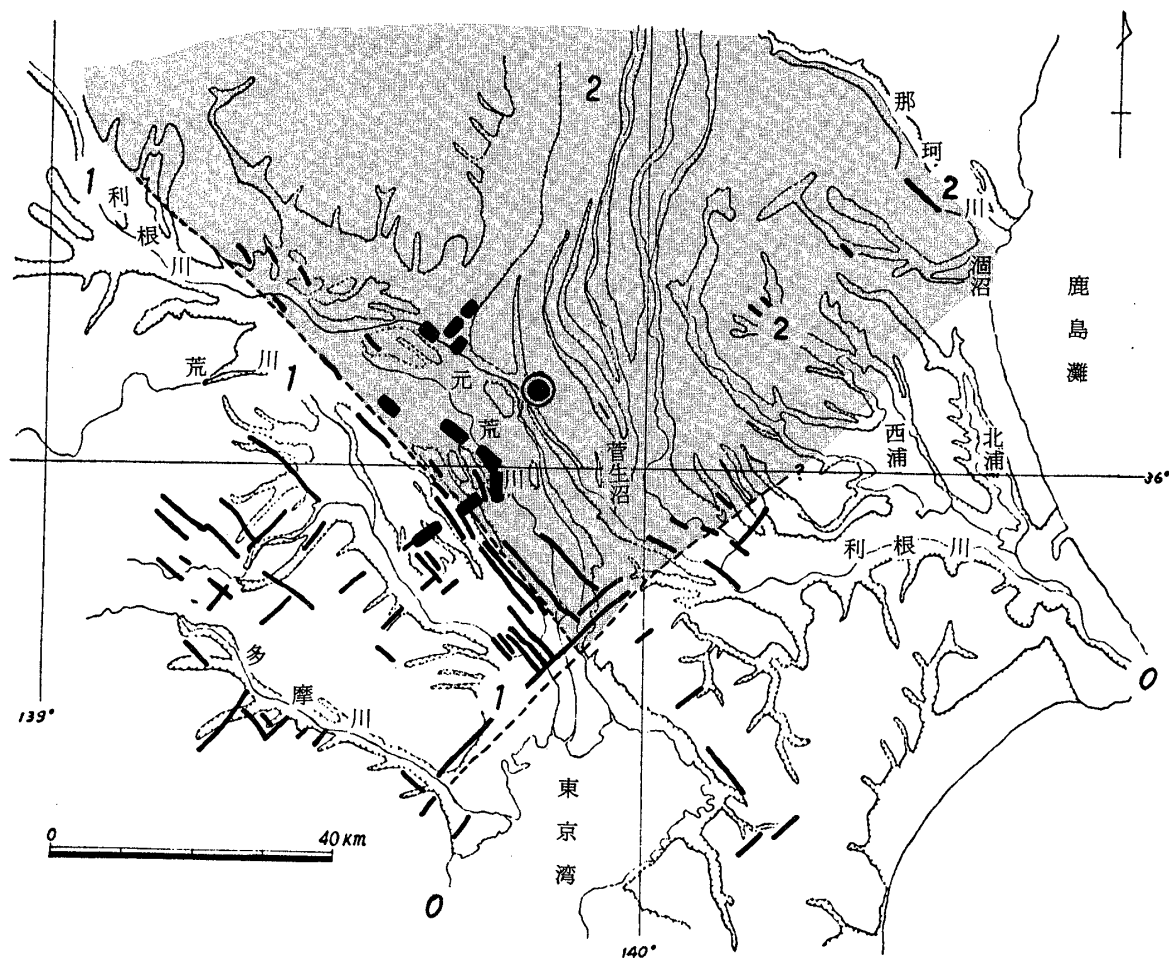
3. 関東平野地域の震動地境

広さ数 km²から10数 km²ぐらいの震動区については前に述べたので, ここではより大きな規模の震動区の存在の有無を確かめ, かつ, 震源の位置と震度分布*と地震の規模などの関係から震動区の“根っこ”の部分について考察する。

筆者はまず60×80 km²位の規模の震動区の存在を確かめるため, 震央位置を茨城県南西部に定めた。つぎに, 1979年7月2日午前11時28分32秒の「茨城県南西部地震」(震央位置; 東経139°58'01", 北緯36°01'00", 震源の深さ; 60 km, マグニチュード; 4.1) (気象庁, 1979b) と1980年2月2日18時57分15.5秒の「北関東地震」(震央位置; 東経139°51'01", 北緯36°06'01", 震源の深さ; 50 km,

マグニチュード; 4.2) (第3図) の震度分布 (気象庁, 1980b) の広がり进行比较する。この両者は震央距離が20 km 余りしか異なっておらず, 震源の深さやマグニチュードなどもほとんど同じであるから, 規模や性格の似かよった地震がほぼ同じ場所で発生したと考えてよいであろう。この2つの地震による震度 (気象庁の7震度階による震度) は, 茨城県の水戸や柿岡の測候所, 宇都宮測候所で震度2, 東京測候所で震度1, 横浜測候所で震度0となっていて同じである。埼玉県の熊谷測候所と群馬県の前橋測候所の震度は2つの地震で異なっているが, ほぼ同様の震度分布とみてよいと思われる。いずれにしても, 震度2の領域とそれ以外の領域とで分けられるべきである。これだけの資料では精確な震度の区界は設けられないが, 河角の12震度階と気象庁の7震度階との対比表 (宇佐美, 1974) を基に筆者らの調査資

* 気象庁の7震度階に基づいた震度



第3図 1980年2月2日18時57分15.5秒の「北関東地震」(震央位置; 東経 139°51'01", 北緯 36°06'01", 震源の深さ; 50 km, マグニチュード; 4.2) の震度分布と震動区。凡例は第2図と同じ。

料(未公表)を加えると、震度2とそれ以外の震度との区界は、高崎、熊谷、岩槻などを通り、筆者らの提唱した「熊谷—岩槻異常震動帯」(角田・堀口, 1981)と一致する。このことは、震源の位置と地震の規模が同じであれば、ほぼ同じ震度分布が期待されることと、震動区の広がりや形態も似てくることを意味しているのであろう。さらにいえば、震央から震動区界までの距離は南西側より北東側の方がはるかに長い。つまり、震源から発射された地震波は震央からみて非対称に伝播しているように見える。発震機構によっても波の伝播のしかたは変わるとは思われるが、次に紹介する例でもこのことがいえるので、地震波の伝播経路、つまり、地質構造や地殻の構造に異方性があるために生ずる現象と考えたい。

この場合、もっとも考えやすいのは、地表から地下数10 kmまで連続している「弾性的な不連続面」、つまり、地表近くの「開離した」断層帯に連続する

「深部裂か」(ベロウソフ, 1971)あるいは「深部断裂」(鈴木ほか, 1982)のようなものが上述の地殻構造の異方性をもたらしていることである。いずれにしても、 $60 \times 80 \text{ km}^2$ 以上の広さの区域がほぼ同じような揺れのつよさで震動しているのであるから、上述の震度2の区域は1つの震動区であると結論される。この区域を「常総震動区」とすれば、この震動区の中には、より小さな震動区が存在することも確かである(角田・「鹿島灘地震」調査グループ, 1982)。

上述の大きな震動区(たとえば、「常総震動区」とその内部の小さな震動区(たとえば、「稲敷震動区」(角田・「鹿島灘地震」調査グループ, 1982))との関係はまだ明らかでないが、次のようなことが考えられる。すなわち、「常総震動区」のなかの小さな震動区内に震央をもつ地殻内地震*で、かつ、マグニ

* 震源の深さが40 km以浅の地震

チュードが3前後の地震では、地震波の速度成分を記録できる区域が上記の小さな震動区内に限られるか、あるいは、隣接する震動区にのみ限られることが多い。これらの例として、1980年3月9日12時27分31.9秒の「南関東地震」がある。この地震は震央が東経140°13′、北緯35°57′にあり、震源の深さ40 km、マグニチュードは2.9であるが、上下動の速度成分は柿岡、水戸、銚子などでのみ記録された（気象庁、1980 d）。この地震は、前述した「鹿島灘地震」で発現した「東茨城震動区」内に震央をもつ地殻内地震であるが、地盤の震動はこの震動区と隣接する「那珂震動区」でのみ記録されたことになる。同様な現象は、1980年5月12日11時14分44.0秒の「北関東地震」（震央位置；東経139°52′、北緯36°49′、震源の深さ；10 km、マグニチュード；3.2）

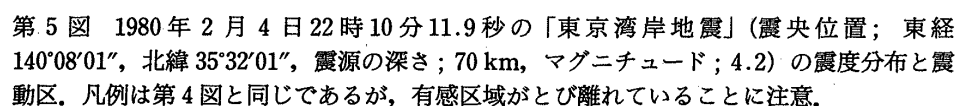
でも観測されている（気象庁，1980 e）。以上のことから，「常総震動区」のような大きな震動区の区界ほど明瞭な「弾性的な不連続面」あるいは「深部裂か」ではないにしても，何らかの地殻内の地質構造上の弱線が小さな震動区の区界を形成しているものと考えられる。

したがって、震動区の規模は、破碎帯の巾と長さ、破碎された時期の新旧、差動運動の繰り返された回数などで区分されるところの地殻内の構造的弱線によって規定されている。これらの震動区と構造的弱線とが、有感地震のときの震動單元としての「震動地塊」を形成するものと考えられる。もちろん、より規模の大きく、かつ、より深部で発生した地震の場合は、より広域にわたっての「震動地塊」の震動があるものと思われる。その1例としては、1980年



第4図 1980年9月25日02時54分23.1秒の「関東南東岸地震」(震央位置: 東経140°13'01", 北緯35°31'01", 震源の深さ: 80 km, マグニチュード: 6.1)の震度分布と震動区。数字が気象庁の7震度階の震度。アミの部分が震度4の震動区。極太実線と斜線の部分は異常震動の発生場所。

関東平野地域でもっとも数多く異常震動の観測される区域は、埼玉県東部地域である。なかでも、大宮台地から利根川中流までの巾 15 km ほどの帯状区域で集中的に発生する。この区域の近くでの浅発地震の発生回数が多いのもその一因であるが、それ以外の地域で発生した有感地震でも異常震動をよく体感できるのは次に述べるような理由によると考え



られる。つまり、この区域は異常震動の発生要因と考えられる基盤断層の密度が高く（清水・堀口，1981），かつ，上述したように，浅発地震の震動区界になることが多いためであろう。これと同様な地質学的・地震学的特徴は東京湾北東岸地域でもみられる。したがって，東京湾北東岸地域から元荒川流域にかけての，北西—南東方向で巾 15 km ぐらいの带状区域は，地表近くの小断層，地下数 km における中・古生界中の基盤断層，地下数 10 m までの地殻の弱線などの発達密度が非常に高い区域であるといえる。地下数 10 km まで発達すると考えられるこの地質構造および地震震動上の不連続帯を「関東基盤断裂帯」と呼称する。

「関東基盤断裂帯」は地下 40~50 km に震源をもつ地震に対しては，何らかの形で震動区界になり得るが，震源の深さが 80 km でマグニチュード 6.1 の「関東南東岸地震」では震動区界にならなかった。したがって，「関東基盤断裂帯」の発達深度は深くても地下 40~50 km ぐらいまでであろう。その他のより小規模な震動地塊の境界，つまり，震動区界の発達深度は前述の「北関東地震」の例をみても，たかだか地下 20~30 km ぐらいまでと考えられる。したがって，「関東基盤断裂帯」は，現在の関東平野地域に発達する断層地塊や震動地塊の区界のうちでもっとも基本的で，かつ，もっとも規模の大きい区界である。この他，東京湾北部の南西岸から利根川河口にかけての北東—南西方向の带状区域と，霞ヶ浦の北浦沿いの北西—南東方向の带状区域も注目されるが，基盤地質の調査が不十分であり，これからの検討を要する区域である。また，「烏山撓曲崖」のような南北方向の基盤構造に対応する震動区界はきわめて不明瞭であり，これらに対応する地下数 10 km の構造的な不連続面は未発達なのかもしれない。

震動地塊の形成時期については，異常震動帯と常総粘土層の変形軸・泉谷泥層（楡井，1982）の等深線の急傾斜軸・常総粘土層を切る「綾瀬川断層」の断層線との一致から，楡井ほか（1981）の「活地塊」と同じように，上総層群・下総層群の堆積後であると考えられる。

上に述べてきたように，関東平野地域に発達する断層地塊は更新世末期に顕在化し，そのうちの一部は完新世に再動している（堀口，1974，1981）。さらに，それらの活地塊（楡井ほか，1981）として運動する地塊のうちのいくつかは，震動地塊として地震時に挙動するものと考えられる。この意味では，「活地塊」と「震動地塊」とはほぼ同義語だと考えられ

るが，将来の検討課題である。

この小論をまとめるにあたり，埼玉大学教養部の堀口万吉氏，地質調査所の鈴木尉元氏と小玉喜三郎氏，千葉県公害研究所の楡井 久氏と樋口茂生氏，埼玉県立岩槻高校の清水康守氏，都立洲江高校の足立久男氏の方々からは多大の援助と御教示を賜わった。新潟大学積雪地域災害研究センターの藤田至則氏からは貴重な御意見をいただいた。構造地質研究会と地震震動研究会の方々には，種々御討論いただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

研究をすすめるにあたり，埼玉大学教養部の後藤菊子，菊地良昌，多田通夫，塩原秀子の諸氏にはいろいろな御便宜をはらっていただいた。この研究の一部に昭和 57 年度科学研究費補助金を使用した。関係者の方々に厚く御礼申しあげます。

文 献

- ベロウソフ，V. V.，1971；大陸地域の上部マントルと地殻。104 p.，地団研翻訳グループ訳。
- 藤田和夫・岸本兆万，1972；近畿のネオテクトニクスと地震活動。科学，42，422-430。
- 長谷川 功，伊藤公介，多田 堯，笠原敬司，宮下 芳，1981；関東平野北部の地下構造。地震学会講演予稿集，no. 2，29。
- 畠山 勉，1964；関東平野における物理探鉱の総合的研究。物理探鉱，17，2-23。
- 堀口万吉，1974；関東平野西部の地形区分と段丘面の変動。関東地方の地震と地殻変動（垣見・鈴木編），119-127。ラティス。
- ，1981；関東平野中央部における考古遺跡の埋没と地殻変動。地質学論集，no. 20，79-94。
- Imamura, A, 1934；Further Notes on the Northward Movement of Crustal Deformation along the Western Boundary of the Kwanto Plain with Special Reference to the Block Movement responsible for the Disastrous Earthquake of September 21, 1931. Bull. Earthq. Res. Inst., 11, 95-112。
- 石井基裕，1962；関東平野の基盤。石油技術協会誌，27，615~640。
- 金森博雄・安藤雅孝，1973；関東大地震の断層モデル。関東大地震 50 周年論文集，125-145，地震研究所。
- 活断層研究会，1980；日本の活断層，136-137，東京大学出版会。
- 気象庁，1979 a：地震月報，昭和 54 年 5 月，10-11。
- ，1979 b：———，昭和 54 年 7 月，6-7。
- ，1980 a：———，昭和 54 年 10 月，28-29。
- ，1980 b：———，昭和 55 年 2 月，7-8。
- ，1980 c：———，———，11-12。
- ，1980 d：———，昭和 55 年 3 月，27。
- ，1980 e：———，昭和 55 年 5 月，19。

- 気象庁, 1980 f: 地震月報. 昭和 55 年 9 月, 39-41.
- 小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元, 1981: 更新世後期における関東平野の地塊状造盆地運動. 地質学論集, no. 20, 113-128.
- KOTO, B., 1929: The Iwatsuki seismic zone as a factor of the great earthquake of 1923. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **36**, 250~253.
- 国富信一, 1933: 日本に於ける地震波動の伝播に関する研究 (第八報). 気象集誌 (II), **11**, 49-70.
- 溝上 恵・中村正夫, 1976: 微小地震の震央分布と発震機構にもとづく断層系の推定. 地質学論集, no. 12, 59-73.
- 楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄・矢田惟情・石井 皓・赤桐毅一, 1977: 東京湾の形成に関する一考察と地盤沈下. 地質学会 84 年会演旨, 278, 日本地質学会.
- , 赤桐毅一, 古野邦雄, 1981: 関東地震時における地塊の運動—房総半島について—. 地質学論集, no. 20, 49-54.
- , 1982: Fore-arc Basin としての関東構造盆地と y ビーム地帯. 島弧変動・地団研専報, no. 24, 79-95.
- 尾池和夫, 1976: 微小地震の時空分布と活断層. 地質学論集, no. 12, 99-108.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏烈・一ノ瀬洋一郎・瀬尾和大・山崎謙介・大保直人・山本喜俊・小口雄康・長能正武, 1976: 東京の基盤構造——第 1 回第 2 回夢の島爆破実験による地下深部探査. 震研彙報, **51**, 1-11.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大・山崎謙介, 1976: 東京の基盤構造その 2. 第 3 回 夢の島, 吉川町爆破実験による地下深部探査. 震研彙報, **51**, 45-61.
- 清水康守・堀口万吉, 1981: 大宮台地北東部における元荒川構造帯 (新称) について. 地質学論集, no. 20, 95-102.
- 鈴木尉元, 1968: 日本列島とその周辺地域の震源分布についての試論. 地調報告, no. 228, 1-33.
- , 1980: 関東堆積盆地の土台. アーバンクボタ, no. 18, 特集「関東堆積盆地」, 2-5.
- , 堀口万吉・小玉喜三郎・角田史雄, 1981: 関東地方の震源分布と地質構造. 地質学論集, no. 20, 225-232.
- , 小玉喜三郎・坪井雅彦・松沢 博, 1982: 九州地方の地震の発震機構と地質構造との関係. 島弧変動・地団研専報, **24**, 115-128.
- 寺田寅彦, 1925: 地震波伝播の異常に就いて. 地理学評論, **1**, 841-851.
- 角田史雄・「奥多摩地震」調査グループ, 1979: 「奥多摩地震」の地質学的検討 (概報). 埼玉大学教養部紀要 (自然科学篇), **15**, 13-17.
- , 1980: 関東地方における異常震動域. 地震—地質学者と地質学者との対話—, 115-119, 東海大学出版会.
- , 海野芳聖・坂本久美子, 1981: 沖積層の層厚変化と地盤の強震動との関係について. 埼玉大学教養部紀要 (自然科学篇), **17**, 237-244.
- , 堀口万吉, 1981: 関東地方における大地震と小地震の震度分布の比較——埼玉県を例にして——. 地質学論集, no. 20, 21-45.
- , 1981: 関東地方の震動地塊, 地震学会講演予稿集, no. 1.
- , 埼玉人工地震観測グループ, 1981: 埼玉県東部, 綾瀬川流域における人工地震波の観測. 地質学論集, no. 20, 207-212.
- , 「鹿島灘地震」調査グループ, 1982: 1982 年 3 月 7 日 08 時 14 分「鹿島灘地震」の震度分布. 埼玉大学教養部紀要 (自然科学篇), **18**, 237-244.
- 宇佐美龍夫, 1974: 地震と情報, 28-39. 岩波書店.
- 矢島敏彦, 1981: 関東平野基盤岩類の岩石学的特徴と地質構造. 地質学論集, no. 20, 187-206.
- 山下 昇, 1970: 柏崎—銚子線の提唱. 島弧と海洋, 179-191, 東海大学出版会.
- 吉田 尚, 1977: 東北日本と中央構造線, 一つの試論. 地団研専報, no. 20, 113-116.