

## 4. 東海地方における第四紀後期の地殻変動

地質調査所 垣見俊弘

### 要 旨

海底を含む大地形、およそ  $10^5$  年前～現在の段丘変形のデータなどから、次のことがいえる。

1. 東海地方には①D地区(遠州灘)の地震性変動、②E地区(駿河湾)の地震性変動、③山地側(赤石隆起)の非地震性変動が重なって現れている。①②③の軸方向が平行でないために、この地方の変動は他より複雑である。
2. 長期的にみると、D地区の地震活動は、B地区(四国沖)のそれと比肩しうるほど活動的である。
3. E地区の地震をおこす駿河湾断層は、おそらく高角の、左横ずれ成分の大きい逆断層である。
4. 地震活動の推移を知るためには、とくに沖積段丘(沼面)の調査を早急に行なう必要がある。

### はじめに

1707年と1854年の東海地震による地変の記録と、水準測量のデータを合わせてみると、東海地域の現世の地殻変動は、南海トラフ沿いの巨大地震に関連する地震性地殻変動(吉川、1968)と、赤石山地の隆起というおそらく定常進行性の運動(笠原、1975)の合成されたものと見ることができる。おおまかに見れば、およそ  $10^5$  年間の過去の運動も、この2つの異質の変動が積算されたものといえよう。このことはすでに土(1968、1970)が「NE-SW性の波曲と、これにほぼ直交するNW-SE性の曲隆運動が重なって現われている」と指摘したところである(第1図)。前者は地震性、後者は非地震性(定常進行性)の運動を現わしているのがごく自然である。地震性・非地震性の2つの運動が現われることは、南海トラフ・相模トラフあるいはチリ海溝沿いの海岸部に見られる共通の特徴であるが、東海地方の場合は、両者の運動の軸が直交に近いことが、他地域と違って問題を複雑にしている。

### 遠州灘地震と駿河湾地震

ひと口に東海地方というが、遠州灘に面した地方と駿河湾に面した地方では、第四紀地殻変動の現れ方がやや異なっているように見える。地形、地質学的にみると、遠州灘地震と駿河湾地震とは区別して扱いたい。前者はAndo(1975)が南海トラフ沿いに起る地震を4区域に分けたうちの東端、D地区に起る地震である。駿河湾地震(松田、1975)の可能性は、最近石橋(第33回地震予知連絡会参考資料)が強調するところである。宇津(本誌、前出)は、Ando(1975)のD地区を駿河湾まで延長し、これを(再定義した)D地区としたが、次にのべる理由から、駿河トラフの部分をもE地区

として区別しておきたい。もちろん1つのまたは短時間で続発する地震でD+E地区がまとまって活動することを否定するものではない。

南海トラフプロバーと駿河トラフとは、その接点が容易に指摘できるほど方向性が異なる。駿河トラフは南北性で直線状を呈する。貝塚(1972, 1974)はその南方延長部に巨大な横ずれ断層(西七島断層)を想定し、駿河トラフ断層とともに、北進する伊豆半島の西縁を限る断層とした(第2・3図)。この説を採るならば、駿河トラフ断層は傾斜ずれよりは左横ずれ成分の卓越した、おそらくは高角の逆断層と推定される。南海トラフ沿いの、低角逆断層運動とはよほどイメージの異なった運動と考えられる。

#### 遠州灘沿岸の地殻変動と遠州灘地震

D地区の地震によって生ずる地変は、1854年の東海地震が典型的に示したように、浜名湖北方～三河湾の沈降、御前崎の隆起である(藤井、1975)。このうち沈降部の位置と方向は、土(1968, 1970)の地殻変動図(第1図)によく現れている。渥美半島の北西方向への傾動(古くはENE-WSWを軸とする曲隆と考えられていた)は、福江面(下末吉面相当、12万年前段丘面の形成時代についてはいくつかの議論があり(文献省略)、また同一面でも離水の時期に若干のずれがあるのが普通であるが、ここでは次の値を採る(いずれも南関東を基準)。下末吉面:12万年、小原台面:8万年、三崎面:6万年、沖積段丘面=沼面:6千年。)の高度分布(石川・太田、1967、第4図)によるとNNWへ2.4%であり、室戸岬の同時代面のそれ(3.6%)の $\frac{2}{3}$ に当る(いずれも10万年当りの値に換算したもの。杉村1974による)。最近福江面の時代が下末吉期よりも若く、小原台面相当(8万年前)とする説もある(成瀬、1974)が、そうだとすれば渥美半島の傾動速度は室戸岬のそれにほぼ匹敵することになる(第5図)。両地域の地震間の逆戻り速度がかりに等しいとすれば、南海道地震と東海地震の発生頻度はほぼ等しいと見なせるであろう。これは松田(1975)の“勘定”とは違っている。

石川ら(1967)によると、この傾動運動は、福江面より一時代古い天伯原面形成期以前にはなかったと考えられる。長谷(1976)によると天伯原面が下末吉段丘に相当するとも考えられるので、渥美半島における地震性地殻変動の開始期=東海地震の開始期は意外に新らしく、およそ10万年前以降ということになる。いわゆる地震性地殻変動のhinge line(吉川、1968)は、天伯原面形成以降一貫して浜名湖北岸～三河湾あたりに想定することができる。

#### 御前崎の地殻変動 — 駿河湾地震との関係 —

一方地震時には隆起した御前崎における段丘の動きは複雑である。松田(1975)は、御前崎に発達する最高50mの段丘面を従来の考えに従い下末吉面に対比したうえ、室戸岬における同時代面の

隆起速度の約 $\frac{1}{4}$  ( $0.4\text{m}/10^3\text{年}$ )であるとした。この数値は、最近の調査により、御前崎面の年代が8万年前(小原台面相当;長田、1976MS)または6万年前(三崎面相当;加藤、1976MS)とされたことにより修正を要する。前者の説を採れば御前崎面の隆起速度は約 $0.6\text{m}/10^3\text{年}$ 、さらに後者によれば約 $0.8\text{m}/10^3\text{年}$ 、すなわち室戸岬先端部のその約 $\frac{1}{2}$ という勘定になる。

ただし御前崎面の傾動の様子は、渥美半島や室戸岬とは大分違う。御前崎面の最高点は駿河湾側にあり、面はSW方向に $0^{\circ}30'$ ほど傾動している(加藤、1976MS)。面の形成時期としてかりに8万年前説を採れば、傾動速度は10万年当り約11%と、前出の室戸岬などに比べ著るしく大きい値を示す(第5図)。また傾動の方向がSWであることは、南海トラフ沿いの地震から期待される方向とは不調和で、どちらかといえば駿河湾地震による地変が保存されているとした方が考え易い。ただし、御前崎面の分布面積はきわめて小さいので、ローカルな変動の影響が大きいことに留意すべきである。

御前崎付近の沖積段丘(沼面相当、6千年前)の高度はさらに問題を複雑にしているようにみえる。加藤(1976MS)によれば、御前崎周辺の旧汀線高度は大体4~5mの間にあり、特別に傾動している様子もないという。縄文海進の海面高度(2~4m)を考慮すると、上記の値は安定地域のそれに近い。この地域が近年のすくなくとも2回(1707、1854)の地震ではそれぞれ1m内外隆起しているところからみて、沖積段丘面のみかけ上の“安定性”からは、地震後の逆戻り率が大きい(ほぼ100%)という推論を導くが、さらに、沖積段丘面の運動が御前崎面のそれと不調和であることは、ごく最近(数千年前以降)地殻変動の性格—逆戻り率+傾動方向—が変ったことを意味するのかもしれない。

ただし、長田(1976MS)によれば、御前崎付近の沖積段丘面は、約10~13mの標高を示す堀野新田面であるという、この説を採れば、御前崎と室戸岬の沖積段丘面の(逆もどり速度を差し引いて残った)隆起速度はほぼ等しいことになる。

沼面相当面の高さに関して、両説のいずれを採るべきかについては、筆者の印象ではより内陸部に保存されている堀野新田面の高度をとりたいが、決定的な証拠が不足している。いずれにしても、地震の再来年数を見積るために、1回の隆起量・逆もどり速度とともに、残留隆起速度の見積りが必須である以上、御前崎をはじめとする東海地方の沖積段丘面の早急な再調査が望まれる。

#### 駿河湾沿いの地殻変動と駿河湾地震

駿河トラフの西側のテクトニクスは、陸側への傾動というよりは、土(1961、1968)の指摘するようにNE-SW方向の軸をもつ波曲の性格が強いように思われる(第6図)。駿河湾地震を想定したときのhinge line(最大沈降軸)は、静岡一大井川河口部に想定することができる。その南方

延長部は、御前崎の付け根の地頭方一堀野新田付近に考えるのが一応妥当であろう。この付近には NE-SW 方向の断層も考えられる。hinge line をもっと内陸側の、藤枝一掛川付近に想定する考えもある（吉川、1974）（第7図）が、この場合には海岸寄りに分布する牧の原面（ほぼ下末吉面相当）の傾斜方向が東方および南方、すなわち海側へ低下している（第1図）ことと一見矛盾する。しかし牧の原面のもとの扇状地面の形を適当に仮定することによって、牧の原面のなかにも波曲を認める考え方（Yonekura、1975、第8図）もある。

駿河トラフを断層の交跡とすると、上記の hinge line の位置は、他地域とくらべてかなり断層に近い。このことから断層の傾斜が高角度であることが示唆されよう。断層と hinge line の間には、有度丘陵や石花海堆のような円状の隆起帯が存在する（土、1961、1968 第6図）。この点については相模トラフの北東側の地質構造とも似ている。さらに想像をたくましくすれば、これらの隆起帯と、その間を埋める沈降帯の軸方向は、駿河トラフの方向とはわずかに斜交し、 $\delta$ 型に配列しているように見える。（第3図）貝塚（1972）によれば、このような雁行配列は駿河トラフ沿いの断層が左横ずれの性格をもつことを暗示している。

#### 赤石隆起の影響

最後になったが、この地域の内陸側隆起 — 広い意味の赤石山脈隆起 — の影響についてふれておく。土（1960、1968、第1図）によると牧の原面（下末吉面相当、ただし扇状地堆積面としての牧の原面はこれよりやや若いと見られる。ここでは約10万年前と考えておく）の傾動速度は駿河湾方向へ約20%、遠州灘方向へ約10%。（いずれも10万年当り）であって、原面傾斜を差引いても、南海トラフ沿いの海岸側隆起（逆傾斜）の速度よりはるかに大きい。この面の曲隆軸の方向が、NW すなわち御前崎の張り出しの方向と一致していることは前にのべた。赤石隆起は、この地域の hinge line を不明瞭にしたり、もしかすると hinge line の位置を海側へシフトさせる役割をしているのかもしれない。

## 参 考 文 献

安藤雅孝・松田時彦・阿部勝征（1973）日本列島上部地殻の応力場、地震学会春季大会講演予稿集、

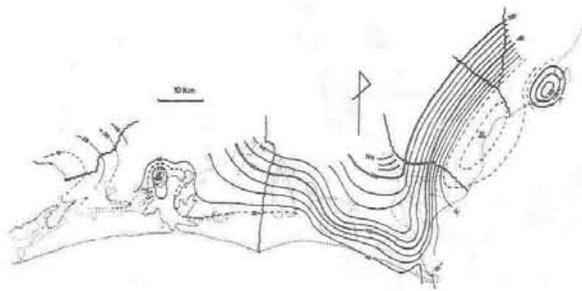
66

Ando, M. (1975) Possibility of a major earthquake in the Tokai district, Japan and its pre-estimated seismotectonic effects,

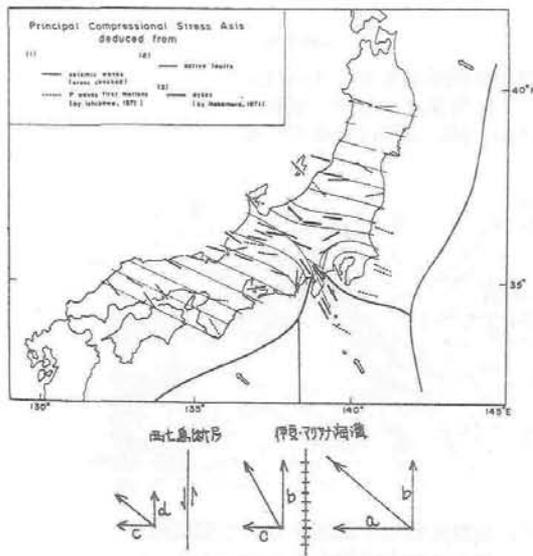
*Tectonophysics*, 25, 69-85

藤井陽一郎（1975）東海地方の地殻変動、「東海沖地震」、18-27

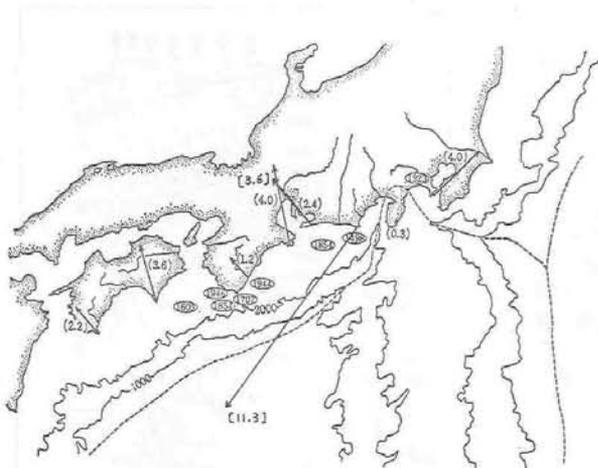
- 長谷憲司(1976) 渥美半島の傾動運動について、昭51地震学会春季大会演旨、159.
- 石橋克彦(1976) 東海地方に予想される大地震の震源域 —駿河湾大地震について—. 33回地震予知連参考資料.
- 石川佳代・太田陽子(1967) 渥美曲隆運動に関する若干の資料、第四紀研究、6, 89-92.
- 貝塚爽平(1972) 島弧系の大地形とプレートテクトニクス、科学、42, 573-581
- (1974) 関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動、「関東地方の地震と地殻変動」(ラテイス刊)、99-118.
- 笠原慶一(1975) 赤石隆記。「東海沖地震」、44-45
- 加藤哲三(1976、MS) 静岡県御前崎における第四紀後期の地殻変動、横浜国大地理卒論、
- 松田時彦(1975) 東海地震に関して、地形・地質学的データ、「東海沖地震」、15-17.
- 成瀬 洋(1974) 西南日本太平洋岸地域の海岸段丘に関する2、3の考察、大阪経大論集、no.99、89-126
- 長田敏明(1976、MS) 牧の原台地及びその周辺の第四紀地史について、都立大地理修論、
- 杉村 新(1972) 日本付近におけるプレートの境界、科学 42、192-202.
- 土 隆一(1960) 大井川下流地方第四系の地史的考察、地質雑、66、639-653
- ” (1961) 東海地方の第四紀地史、榎山記念論集、31-50
- ” (1968) 開析扇状地から知られる地殻変動 —東海地方を例に—. 第四紀研究、7、225-234.
- Tsuchi, R (1970) Quaternary tectonic map of the Tokai region, the Pacific coast of Central Japan. *Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ.* 5, 103-114.
- 宇津徳治(1976) 東海沖の歴史的大地震、本誌.
- Yonekura, N.(1975) Quaternary tectonic movements in the outer arc of southwest Japan with special reference to seismic crustal deformations. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, no. 7, 19-71.
- 吉川虎雄(1968) 西南日本外帯の地形と地震性地殻変動、第四紀研究、7, 157-170.
- ” (1974) 地震性地殻変動と海成段丘面の変位、海洋科学、6, 671-676



第1図 東海地方における約10万年前の海岸平野の変形(土, 1968による)



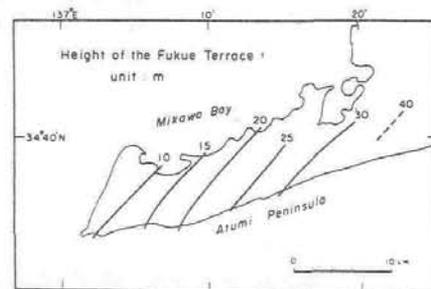
第3図 (上)日本列島に作用している主圧力軸  
(下)太平洋プレート, 伊豆半島, フィリッピン海プレートの slip vector(いずれも安藤ほか, 1973による)



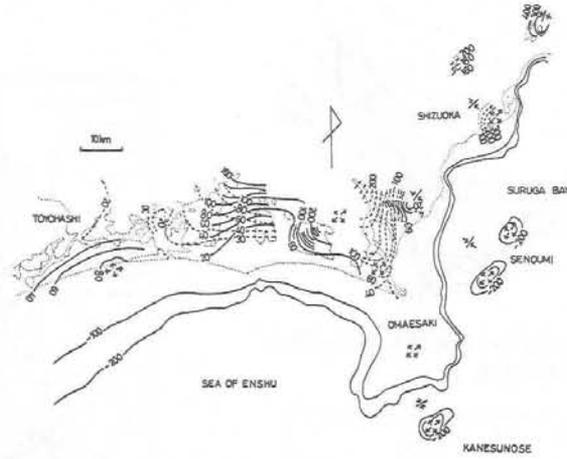
第5図 南海トラフ・相模トラフ沿いの巨大地震と海岸段丘の傾動(安藤雅孝作成, 杉村, 1974による。一部垣見が加筆)。矢印は海岸段丘の傾動の方向と量。数字の単位は‰1000年。



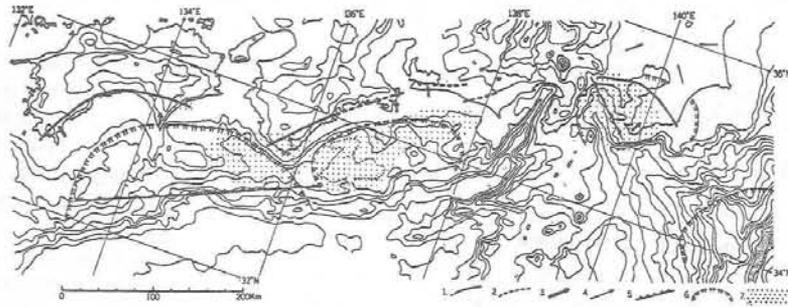
第2図 東海地方の島孤海溝系における位置(貝塚, 1974による) 1海溝軸, 火山フロント, 3内弧内縁, 4主要構造線, 5深さ30~70kmの震源の内縁, 6深海平担面が分布する地帯, 7南部フロンサマグナ褶曲帯, 8東北日本弧に対する太平洋プレートと伊豆外弧の進行方向



第4図 渥美半島における8万年前の段丘面の傾斜(石川ら, 1967の資料により Ando, 1975 作成。段丘面の年代は成瀬, 1974による)



第6図 東海地方の第四紀後期地殻変動 (Tsuchi, 1970による) 太い実線は小笠期, 破線は牧の原期の段丘面, 細い実線は海底の等高線 (単位: m)。



第7図 西南日本太平洋岸における地震性地殻変動区の分布と海底地形 (吉川, 1974による)。1現在の地殻変動のhinge line, 2同(推定), 3段丘面の傾動方向, 4関東構造盆地における台地面の傾動方向, 5南海スラストおよび相模湾断層, 6津波波源域, 7大地震後1日間の余震域

第8図 牧の原面の曲隆 (Yonekura, 1975による), 1牧の原面の現在の等高線, 2推定される原面の等高線, 3牧の原面の変形量。実線は古屋泥層 (土, 1960)の高度, 破線は原面との比較から推定, 4 古屋泥層の貝化石産地とその高度

