

【地域・産業】

知多半島の活断層と南海トラフの巨大地震¹

名城大学理工学部 名誉教授 牧野内 猛

はじめに

1995年の兵庫県南部地震(1月17日、M7.3、阪神・淡路大震災)は、野島断層という活断層が動くことによって発生した。これ以降、**活断層**が社会的関心を引き起こし、全国の活断層を調べるプロジェクトが始まった。2011年の東北地方太平洋沖地震(3月11日、M9.0、東日本大震災)は、南海トラフの巨大地震を改めて思い起こさせた。2016年の熊本地震(4月16日、M7.3)、2018年の大阪府北部地震(6月18日、M6.1)、北海道胆振東部地震(9月6日、M6.7)、2019年の新潟・山形沖地震(6月18日、M6.8)は、日本全国、どこでも地震が起き得ることを実感させた。

このような状況の中で、知多半島の活断層について、今一度、確認しておく必要がある。さらに、南海トラフの巨大地震についても、近い将来の発生に備えて、基本的な事項を把握しておくことが、被害を最小限に食い止めるために、非常に重要と考えている。本稿では、これらについて記述する。

なお、知多半島の地質的な背景も把握しておくために、地形や地質、および半島の成り立ちについて、本題に入る前に、簡単に触れておく。

1. 知多半島の地形・地質とその成り立ち

1.1 知多半島の地形

知多半島は、南北約40km、東西約15kmの広がりを持ち、長靴の形をして、伊勢湾と三河湾の間を南に延びている。半島南端部はやや険しい**山地**からなる。これより北は、なだらかな**丘陵**が広がり、北側の名古屋東部丘陵へと続いている。丘陵の縁辺には**段丘(台地)**が分布し、海岸に沿って**沖積低地(沖積平野)**、さらに海側に**埋立地**が広がっている。

沖積低地(沖積平野)とは、地表面が海面や川原とほぼ同じレベルで、低くて平坦な場所のことをいう。段丘(台地)は河川や海岸に沿って見られる階段状の地形で、その上面(段丘面)は沖積低地と同様に平坦である。いっぽう丘陵は、上面(丘陵背面)が段丘面より高いが、平坦面は見られない。

伊勢湾の海底、とくに中部国際空港(セントレア)周辺は、海岸に沿って上部平坦面とよばれる遠浅(水深10m以下)が広がり、その沖側に海底急斜面(水深10~20m)、さら

¹ 本稿は、2019年6月に、日本福祉大学知多半島総合研究所の「地域を学ぶ歴史講座」で発表した内容を骨子とし、その後の検討を加えたものである。

に沖側に沖合緩斜面(水深 20 ~ 30m)が続く。セントレアは上部平坦面の上に建設されている。

1.2 知多半島の地質

知多半島の地形は、それぞれ異なる地層から造られている(図1)。つまり、沖積低地、段丘(台地)、丘陵、および山地を造る地層は、堆積した時代、構成物質(礫、砂、泥など)、堆積環境などがそれぞれ異なるのである(図2)。

(1) 沖積層

沖積低地を造る地層は**沖積層**とよばれ、約1万年前から現在までに堆積した地層である。堆積して間もないため、まだ固まって(固結して)おらず、非常に軟らかい(軟弱である)。厚さは20 ~ 30mで、上半部は砂層、下半部は泥層からなる。いずれも海生の貝殻などを含み、海底や海浜などに堆積した地層である。海底に堆積した泥層(粘土層)は**海成粘土層**とよばれる。

約2万年前、地球は非常に寒く(**氷河時代**)、海面は現在より125mほど低いレベルにあった。その後の温暖化で海面が上昇し、7000年前頃、現在より数mほど高くなった。この時、半島は丘陵の縁辺まで海水に浸され、海成粘土層が堆積した(縄文海進、後述)。

海面の上昇によって、海水が内陸に浸入してくることを**海進**、逆に下降して海水が沖合に退いていくことを**海退**という。沖積層の海成粘土層を堆積させた海進は、縄文時代の早期にあたるので、**縄文海進**とよばれる。

なお、海面の上昇・下降は、地球上の氷河の拡大・縮小によって起こる。寒冷期(**氷期**)に氷河が拡大すると、地球上の液体の水が少なくなり、海水が減って海面が下がる。逆に温暖期(**間氷期**)には、氷河が溶けて海水が増え、海面は上昇する。このように、氷河の縮小・拡大が海面の上昇・下降をもたらすので、**氷河性海面変動**とよばれる。このような氷期・間氷期の繰り返しは100万年ほど前から顕著になっている。

(2) 段丘層

知多半島には、段丘面の標高によって低位、中位、高位の3段の段丘が認められる。

低位の段丘面は、その標高が10 ~

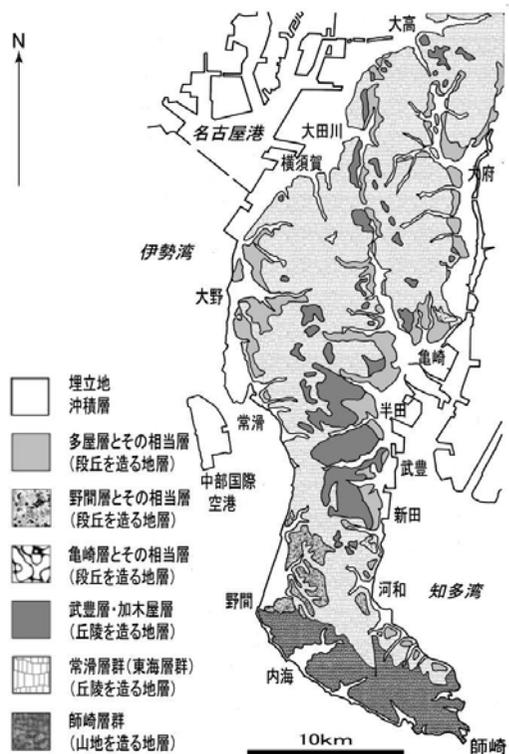


図1 知多半島の地質図(牧野内・諏訪、1993)

20mで、半田～武豊町新田、美浜町矢梨、常滑市多屋などに見られ、それぞれ**新田層**、**矢梨層**、**多屋層**などと呼ばれる。厚さは10mほどで、上半部は砂層（および細礫層）、下半部は海成粘土層からなる。伊勢湾周辺には、この高さの段丘面が広く発達しており、名古屋の熱田台地²を造る熱田層がその代表である。これらの地層の年代は、7～14万年前と見積もられている（牧野内ほか、2013）。この時期、海面は現在より5～10mほど高く、現在からみて、最後の間氷期にあたる。

中位の段丘面は標高30～40mで、日本福祉大学がある野間に見られ（野間台地）、**野間層**とよばれる。厚さは約30mで、2枚の海成粘土層がはさまれている。下位の海成粘土層は、堆積前に刻み込まれていた谷を埋めて堆積しており、厚さ2～10mである。上位の海成粘土層は厚さ5～10mで、野間台地全域にわたって広く発達している。野間層最上部は粒のよく揃った（淘汰のよい）細粒の砂層からなり、かつて鑄物砂として採掘されていた。下位の海成粘土層には、南九州指宿沖にあった阿多南カルデラから噴出した火山灰（阿多鳥浜テフラ：24万年前）が含まれていることから、野間層の時代は20～30万年前頃と推定される（牧野内ほか、1993）。野間層と同じ時代の段丘層は、河和にも認められる。

高位の段丘面は、半田市の亀崎に見られ、**亀崎層**とよばれる。段丘面の標高は25～45mで、厚さ15m以下の礫層からなる。礫の一部は風化して軟らかくなっており、また表面の色が溶脱して白くなった礫（漂白礫）もある。河和の北でも小規模に分布しており、ここでは砂層の中に貝の巣穴（サンドパイプ）が認められる。サンドパイプは海成（海に堆積）の証拠となるので、亀崎層は海進と関係する地層と推定される。亀崎層の段丘面は、野間層のそれより高く、次に述べる武豊層の丘陵背面より低い。したがって、亀崎層は野間層よりは古く、武豊層より新しいことになる。

(3) 武豊層

丘陵を造る地層（丘陵構成層）は、その主体部を構成する常滑層群と、上・頂部を造る武豊層・加木屋層である。このうち、武豊層は半島南部の富貴・武豊に広く露出し、加木屋層は北部に点在する。

武豊層は、風化して全体に赤褐色を呈す。厚さ約30mで、主に砂礫層からなり、2枚の海成粘土層をはさむ。礫層にはこぶし大の礫が多く、風化して軟らかくなった礫（クサ

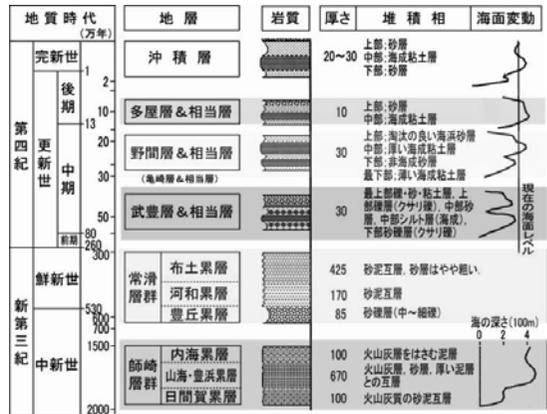


図2 知多半島を造る地層とその時代・岩質・厚さ、および推定される堆積環境・海面変動のまとめ（牧野内、2002）

² 台地上には、名古屋の中心部である栄や今池が載り、南西端には熱田神宮がある。

り礫) もかなり含んでいる。海成粘土層は中部と最上部にはさまれており、2回の海進があったことを示す。武豊層最上部にはさまれている火山灰層のフィッシュン・トラック年代は、73(± 2.2) 万年前との結果が得られている(牧野内ほか、2006)。ほかの資料も参考にして、武豊層の年代は70～50万年前と推測される。**加木屋層**は半島北部の丘陵の頂部に点在し、武豊層と同様に風化して赤褐色を呈している。厚さは一般に5m以下で、クサリ礫を含む礫層からなる。武豊層・加木屋層いずれも、下位の常滑層群と同様に、褶曲したり、断層で切られたりしている。

(4) 常滑層群

丘陵の主体部を構成する**常滑層群**は、かなり厚く700mに達するが、海成の証拠は認められない。砂層と泥層が交互に重なり(砂泥互層)、基底部は砂礫層からなる。泥層はかなり固結していて不透水性である。砂層はややルーズで崖では崩れやすい。このほか、火山灰層や亜炭層も数多くはさまれる。**火山灰層**は、淡桃～黄～白色を呈し、かなり固結していて崖面から突出している場合が多く、目立つ地層である。厚い火山灰層は、かつてはミガキ砂として採掘されていた。**亜炭層**は石炭になる前の流木などの化石で、黒色を呈し、こちらもかなり目立つ地層である。

常滑層群は、**東海湖**とよばれる堆積盆地(地層が堆積する凹地)に堆積した地層群である(図3)。この地層群は、知多のほか、名古屋東部丘陵や伊勢湾西岸にも丘陵を造って露出し、名古屋東部丘陵のものは**瀬戸層群**、伊勢湾西岸は**奄芸(あげ)層群**とよばれ、総称として**東海層群**が使われる。常滑層群の年代は500～300万年前、東海湖はその後も存続し約80万年前に養老・鈴鹿両山地の間で消滅した(図3)。したがって、東海層群の年代は、東海湖の発生から消滅までの期間(500～80万年前)ということになる。

常滑層群と丘陵の上・頂部を造る武豊層との間には、上述のように、かなり長い年代がはさまれている。このような場合、両者の重なる関係は**不整合**とよばれる。

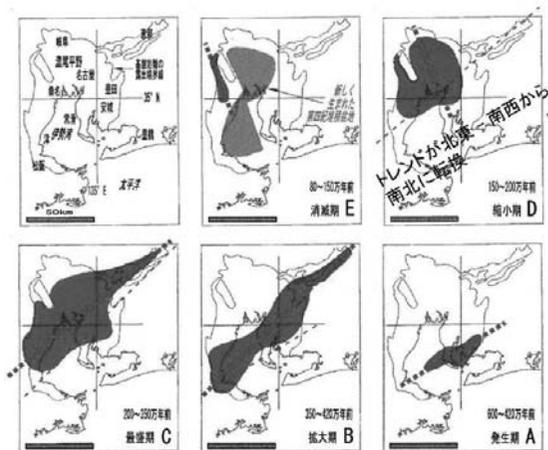


図3 東海湖堆積盆地の範囲の変遷(牧野内(2002)に追加) 図中の破線は範囲の延びの方向(トレンド)



図4 中新世の頃の日本と古瀬戸内海の位置(新妻ほか(1985)に追加) 古瀬戸内海は、およその位置を示す。

(5) 師崎層群

山地を造る**師崎層群**は、厚さ約 900m で、火山灰層・砂層・泥層の互層からなり、サメの歯などの化石を含むかなり固結した海成層である。師崎層群を堆積させた海は、現在の瀬戸内海をさら東へ延ばしたような海であったので、**古瀬戸内海**とよばれ、この時代(新第三紀中新世)にはユーラシア大陸の東縁部を構成していた(図 4)。その後、ここに割れ目が発生し、それが広がって日本海となった(**日本海の拡大**)。割れ目の東側の部分は太平洋側に押し出され、弓なりに曲がって、列島となった(1800 ~ 1600 万年前、**日本列島**)。

1.3 知多半島の成り立ち

知多半島はどのようにして半島となったのか。それを読み取ることができる代表的な露頭(地層を観察できる崖)が、図 5 である。

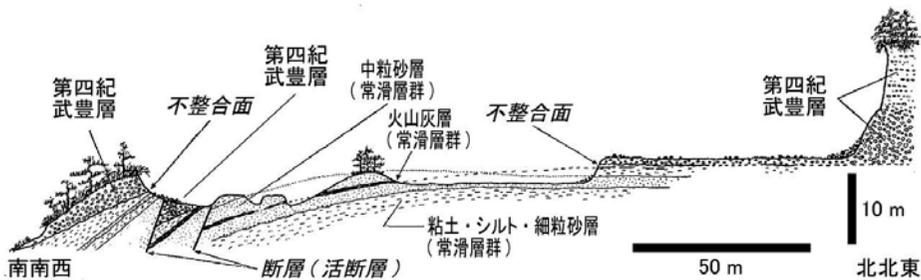


図 5 常滑市松原大池北(Hb-9)の露頭スケッチ(牧野内、1976)

ここでは、上位に武豊層、不整合面下に常滑層群があり、両者が南部(左端)で傾斜している。傾斜の程度は常滑層群の方が大きい。さらにこれらが2本の断層(活断層)で切られている。したがって、この露頭から、時期の異なる3種類の構造運動(地殻変動)を識別することができる。すなわち、

- a) 武豊層の堆積前に、常滑層群がゆるやかに傾斜する褶曲運動(褶曲軸の方向：西北西 - 東南東)
- b) 武豊層の堆積後に、常滑層群と武豊層が一体となって傾斜する著しい(激しい)褶曲運動(褶曲軸の方向：北西 - 南東)
- c) その後起こった(激しい)断層運動(断層の延びの方向；南北)

である。なお、c)の著しい断層運動は、後述の松原撓曲である。

識別された3種の構造運動から、a)最初、緩やかに曲がる、b)その後、激しく曲がる、そして、c)耐えられなくなって最後に切れる、というプロセスが考えられる。3種の構造運動は、武豊層の堆積をはさんで起こっており、武豊層が半島の成り立ちについての情報を包含していると考えられる。

そこで、改めて武豊層について見てみる。まずその分布と層相は、丘陵の上・頂部を構成し、主に砂礫層からなることから、武豊層が堆積していた当時、半島の区域は、常滑層

群を削って流れる川原であったことになる。次に、川原の礫がどちらから供給されたのか、砂層に見られる斜層理などから求められる古流向は、西北西(～西)を示している(吉田・尾崎、1986)。つまり、武豊層の砂・礫は西北西(～西)から供給されたのである。現在、半島の西北西(～西)は伊勢湾や濃尾平野で半島より低い。しかし、当時はそこが上流側で半島域より高く、伊勢湾・濃尾平野(少なくともその東部)は存在していなかったことになる。ということは、知多半島も無かったことになる。

いっぽう、野間層など段丘層は、現在の海岸線に沿って分布している。このことは、段丘層が堆積する時期には、現在の水系がすでに出来上がっており、知多は半島となっていたことを物語っている。

以上の検討から、**知多が半島としての輪郭を形成したのは、武豊層堆積後、段丘層堆積前**ということになる。伊勢湾や濃尾平野の輪郭形成も、この頃と考えられる。では、何が半島の輪郭形成をもたらしたのか、それは、上述のc)断層運動と判断される。知多半島の活断層がすべてこの時期から活動を開始したわけでは無いであろうが、多くが活発化したものと推測される。

2. 知多半島の活断層

1.1 活断層とは

断層は、地層や岩体が地下で圧力を受けて切れることである。活断層は、断層の前に「活」が付いている。「活」という字は、「活きがよい」とか「活発な」などと使われ、新しいとか、活動的とかを表現する場合に使われる。つまり活断層は、新しい、活動的な断層、すなわち生きている(現在も活動している)断層のことである。

地下で圧力が加わって切れれば(断層)、その振動が四方八方に伝わって大地を震わす(地震)ので、**断層は地震を起こした跡**(地震の化石)と言える。地質調査をしていると、しばしば断層を見かけるが、それは、地震を起こした跡を見ていることになる。

(1) 活断層の定義

活断層は、次のように定義されている。

最近の数10万年の間に、繰り返し活動し、将来も活動する可能性が高い断層。

ここで「活動」とは、地震を起こすことである。したがって、次のように言い換えることもできる。「最近の数10万年の間に、繰り返し地震を起こし、将来も地震を起こす可能性が高い断層」。こちらの方が、分かりやすく、より現実的な表現といえる。

(2) 活断層に沿って見られる地形と断層変位

活断層に沿っては、図6に示されるような地形が見られることが多い。とくに、川筋が直角に近く折れ曲がっている場合が多い(川筋の屈曲)。川筋の屈曲が1本だけでは偶然の場合もあるが、複数の川筋に系統的な屈曲が認められると活断層が通っている可能性が高い。活断層の調査にあたっては、まず川筋の屈曲を探すことから始まる。

また、断層の変位については、図7のように、上下方向の変位(縦ずれ)は正断層と逆断層で、水平方向に引っ張られると切れてストンと落ちて**正断層**になる。逆に押されると

切れてずり上がり**逆断層**になる。水平方向の変位(横ずれ)については右ずれと左ずれで、いずれも押されて切れるが、断層の向こう側が右にずれていれば**右ずれ**、左にずれていれば**左ずれ**である。

なお、逆断層も横ずれ断層も押されると発生するが、上下方向の圧力が小さければ逆断層、大きければ横ずれ断層になる。

(3) 活動の間欠性と変位の累積性

活断層は、ほとんどの場合、普段は動かない。しかし、圧力が高まってきて、もう耐えられなくなった(限界に達した)時にずれる。したがって**活動は間欠的**である。人間もストレスが溜まってきて限界に達した時にキレるが、大地も同じである。というより、大地のふるまいが人間のDNAに組み込まれているというのが正確であろう。

また、いつも同じ向きにずれる。したがって、地震を起こすたびに、ずれは累積していくことになり、より古い時代に形成された地層や段丘面は、より新しいものよりずれの量が大きくなっている(**変位の累積性**)。逆向きにずれる場合も無いわけではない)。

(4) 活断層の活動性・活動周期

ある活断層が1万年の間に2mずれていれば、1000年間では0.2mずれていることになる。この1000年間でのずれの量をもって**変位速度**を表し、この断層の変位速度は0.2m/1000年という。活断層の中には、活動的なものもあるし、そうでないものもある。活動性の程度を変位速度の大小で表し、**活動度**とよぶ。

内陸の活断層の活動度は、以下のように表される。

- ・A級：変位速度は1m以上10m未満。
- ・B級：変位速度は0.1m以上1m未満。
- ・C級：変位速度は0.01m以上0.1m未満。

いずれの活断層も注意を怠ってはならないが、とくに注意が必要なのはA級で、主要(有名)な活断層の多くはA級である。このほかにAA級というクラスもある。これは変位速度が10m以上で、南海トラフの巨大地震を発生させる断層などがそれに当たる。また、長野県中部のある断層もこれに分類される。

活断層がどの程度の周期で活動するか、その**活動周期**については、明らかになっている

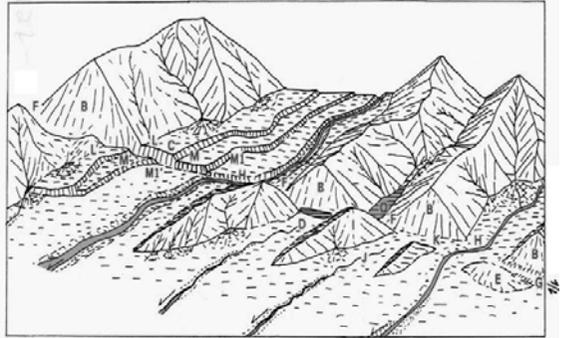


図6 右ずれ断層による変位地形の諸例(活断層研究会編、1991)

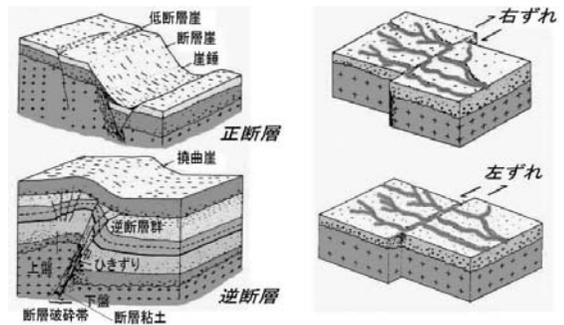


図7 断層の変位様式(活断層研究会編(1991)に追加)

断層は必ずしも多くないが、数100～数1000年とされている。最新の活動以降、活動周期をすでに過ぎている場合、満期断層とよばれる。満期断層はとくに注意が必要である。

(5) 活断層の長さで発生する地震のマグニチュードとの関係

活断層がずれると地震が発生するが、どの程度のマグニチュード(M)になるのか。これは活断層の長さとの関係が深い。両者の関係は、経験的に以下の式で表され(松田、1975)、表1のようにまとめられる。

$$\text{Log } L = 0.6M - 2.9 \quad (1)$$

$$\text{Log } D = 0.6M - 4.0 \quad (2)$$

L：活断層の長さ、M：マグニチュード、D：単位変位量(1回の地震でずれる量)

活断層の長さが80kmから1/2ずつ小さくなると、Mは8.0から0.5刻み、単位変位量は6.3から1/2刻みで、それぞれ小さくなる。これは、長さ80km全域がずれた場合にM8.0になるということであって、一部しかずれなければ、Mは当然小さくなる。

表1 活断層の長さで発生する地震のマグニチュードとの関係(松田(1975)に基づく)

活断層の長さ(km)	80	40	20	10	5
マグニチュード(M)	8.0	7.5	7.0	6.5	5.9
単位変位量(m)	6.3	3.2	1.6	0.8	0.1

地質調査の際、0.8m程度の落差の断層は、しばしば見かける。この落差が1回の地震で発生したとすれば、M6.5の地震を起こした跡を見ていることになる。

(6) 活断層と地形との関係

図8は、養老山地・鈴鹿山地周辺の陰影起伏図(国土地理院)であるが、養老山地と濃尾平野の境界は、地形的に非常に明瞭である。ここには、養老断層とよばれるA級の活断層が走っている。同様に、鈴鹿山地と三重県の平野との境界も明瞭で、一志断層帯とよばれるB級の活断層が走っている。これらの断層に限らず、活断層が通っている場所は、山地と平野など、地形の境界をなす場合が多い。このことは、現在の地形形成に活断層が関係していることを示す。正確に表現すれば、**活断層の活動が地形の境界を造った、**と言える。

たとえば、養老断層についてみると、この断層は地震を起こすと西側が隆起し、東側が沈降する。これを地震のたびごとに繰り返すことによって、両者の高低差が次第に大きくなり、西側は養老山地に、東側は濃尾平野となった。東側では、木曾

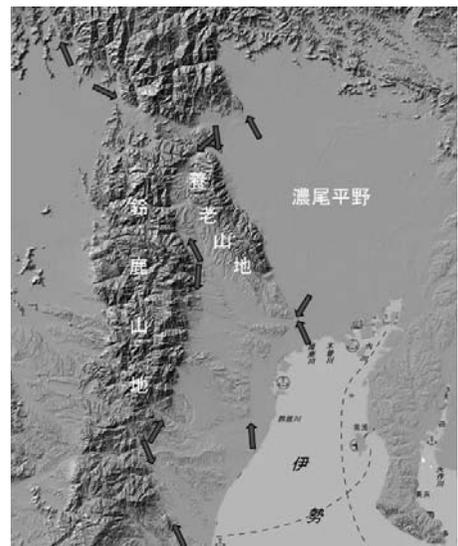


図8 養老山地・鈴鹿山地付近の陰影起伏図(国土地理院) 矢印は活断層が通っている地形の境界。

川などが土砂を運び込み、低くなった区域を埋め立ていき、いつも平野の状態を維持してきた。こうして高くそびえる養老山地と低平な濃尾平野という、地形の境界が造られたのである（現在も継続中）。

(7) 中部地方西部の活断層

図9は、中部地方西部の活断層の分布を示したもので、断層の片側の打点部は隆起側を示している。この図から、活断層の分布に規則性が読み取れる。すなわち、活断層の延長方向には北西-南東、北東-南西、および南北があり、これらが格子状を呈している。変位様式にも規則性があり、北西-南東系は左ずれ、北東-南西系は右ずれ、そして南北系は逆断層となっている。これを説明するモデルとして、東西方向の圧縮が考えられる（図10）。

主要な活断層として、**根尾谷断層（濃尾断層帯）、阿寺断層、養老-桑名-四日市断層帯**などがあり、いずれもA級である。これらに加えて、地形の境界を決定付けた断層として、**柳ヶ瀬-関ヶ原断層帯、一志（鈴鹿東縁-布引山東縁）断層帯、伊勢湾断層、天白河口-笠原-屏風山断層帯、猿投-境川断層**などがあり、こちらはB級の活断層である。

中部地方西部から近畿地方東部にかけては、活断層が密集している。日本列島の中でこれほど密集している場所はこの地域をおいてほかになく、活断層が地震を起こすという観点から見れば、この地域は“地震の巣”ということもできる。

2.2 知多半島の活断層

知多半島の活断層調査は、兵庫県南部地震の後に、全国的に始まった活断層調査プロジェクトの一環として、1996年度に行われた（愛知県活断層調査委員会、1996）。その結果が図11、まとめたものが表2である。一般的な特徴として、以下の諸点が上げられる。

- a) 活断層の伸びの方向は、北北西-南南東である。
- b) 断層より撓曲（とうきょく）が多い。

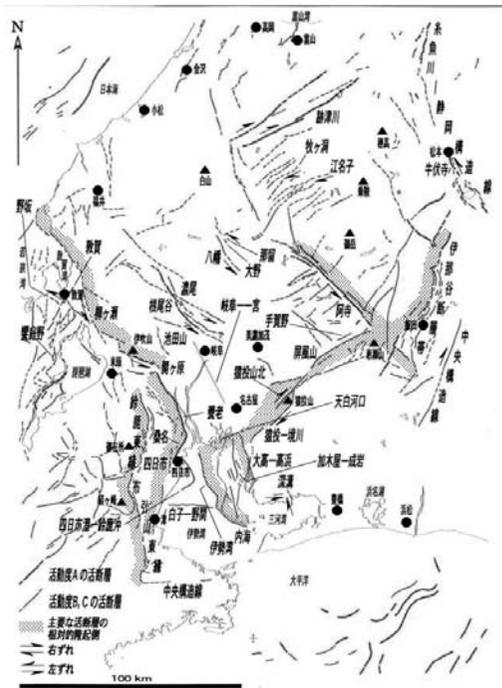


図9 中部地方西部の活断層（活断層研究会編（1991）から編集）
断層の片側の打点部は隆起側を示す。

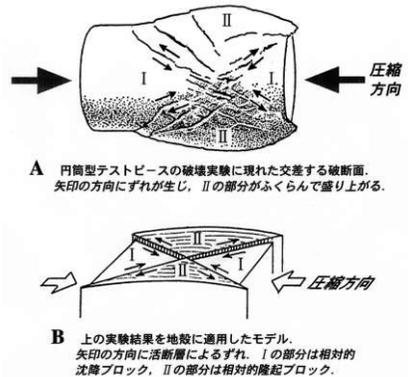


図10 活断層の分布を説明するモデル（藤田（1985）に追加）

- c) 上下変位は、ほとんど西落ちである。
- d) 北部の大規模な断層は東落ちである。
- e) 多くの活断層が地形の境界をなしている。

ここで撓曲とは、地層が曲がる褶曲のうち、下に曲がるのが向斜、上に曲がるのが背斜で、片側の曲がり急な背斜を撓曲という(図12)。撓曲は地下の基盤岩が断層で切れた際、上位を被う柔らかい地層に見られる変形の様式である。

主要な活断層としては、**大高-高浜断層**(図11の3)、**加木屋-成岩断層**(同4)、**河和背斜**(同4)、**伊勢湾断層**(同16)、**内海断層**(同21)などである。

知多半島の形成には、**天白河口断層**(図11の1)と**伊勢湾断層**が深く関わっている。天白河口断層は濃尾平野になる沈降ブロックと知多半島になるブロックとの境界になり、伊勢湾断層は伊勢湾の低地になる沈降ブロックと知多のブロックとの境界となった。ふたつの断層の活動によって、知多のブロックは、半島の輪郭を形成するとともに、やや隆起して丘陵となる性格も与えられた。

一方、懸念される地震活動については、表2に示されるように、断層全域が

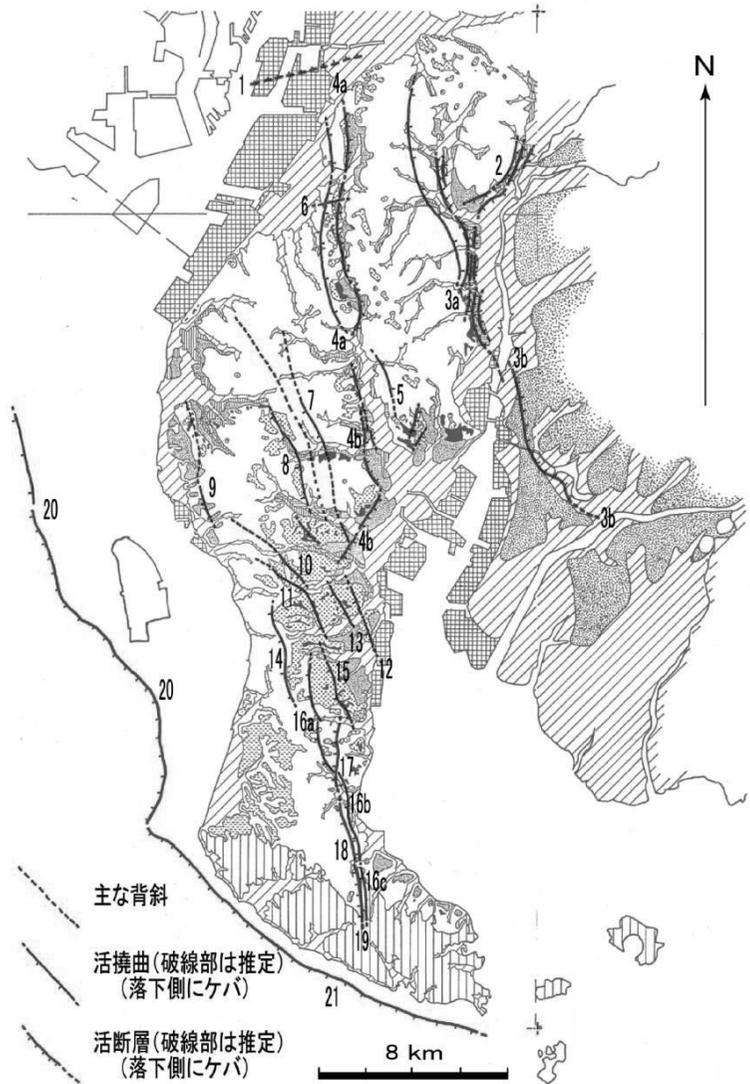


図11 知多半島に認められる活断層(牧野内、2000)
断層名は番号とともに、表2に示される。

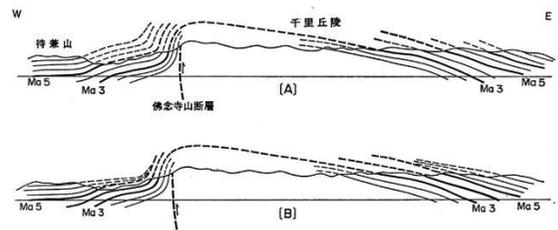


図12 撓曲の例(藤田・笠間、1982)。東西方向の断面で左が西。この撓曲の変位は西落ち。

表2 知多半島に認められる活断層のまとめ(牧野内(2000)から編集)
断層の位置は、番号とともに図11に示されている。

番号	断層・撓曲名	活動度	断層等の伸張方向	長さ(km)	変位様式(断層面の傾斜:°)	落下側	最大変位量(m)	地震の規模	特記事項
1	天白河口断層		東北東-西南西	7.5	正断層	北	162		約15万年前以降活動していない。
2	高根山撓曲		北東-南西	2	撓曲	南東	100		猿投-境川断層の南西端部を構成。
3	大高一高浜断層	B	北北西-南南東	21	逆断層	東	80	7	
4	加木屋-成岩断層	B	北北西-南南東	30	逆断層	東	130-150	7.3	
5	阿久比東部撓曲		北北西-南南東	3.5	逆断層(80-90)	東	50-		
6	高横須賀断層		東北東-西南西	0.5+	逆断層	南	170		
7	平井撓曲		北北西-南南東	10	撓曲	西	150		
8	半田池撓曲		北北西-南南東	8	撓曲	西	150		
9	千代ヶ丘撓曲		北北西-南南東	1+	撓曲	西	50		
10	本宮山撓曲		北西-南東	4	撓曲	西			
11	桧原撓曲		北西-南東	4.5	撓曲	南西			
12	東大高撓曲		北北西-南南東	3	撓曲	西			
13	玉貫撓曲		北北西-南南東	1	撓曲	西			
14	広目撓曲		北北西-南南東	4.5	撓曲	西			
15	市原撓曲		北北西-南南東	4	撓曲	西			
16	河和背斜		北北西-南南東	11.5	撓曲	西	80		
17	時志西断層		北-南	2.5	逆断層(40-70)	西	20-30		
18	河和断層		北-南	2.5	逆断層(80), 右ずれ	東			河和背斜に随伴する断層
19	古布断層		北-南	2.5	逆断層, 左ずれ	西	80		河和背斜・河和断層の主断層
20	伊勢湾断層	B	北北西-南南東	27	逆断層	西	75	7.2	知多半島の丘陵と伊勢湾の低地とを分ける。基盤岩の変位は1000+m.
21	内海断層	B	北西-南東	17		南西	28-46	6.9	

動くとなれば、大高-高浜断層がM7、加木屋-成岩断層はM7.3、伊勢湾断層がM7.2、内海断層はM6.9と推定されている。河和背斜については約12kmという長さから見てM6.5(+)と判断される。いずれも内陸直下の地震としては最大級に近く、注意を怠ってはならない。活断層の長さは、発生する地震のマグニチュードと関係が深い(表1)なので、より長い断層ほど注意が必要である。

地震発生に伴う被害は、主に、以下の2種類がある。

- a) 活断層が地震を起こした時、真上の構造物に発生する被害
- b) 地震動(地震の揺れ)に伴う被害

まずa)について、アメリカのカリフォルニア州では、条例(活断層法)によって、断層の片側15mの範囲は構造物の建設が禁止されている。そして、片側150mの範囲で建設する場合、調査し、活断層が無いことを確認しなければならない。また徳島県では、日本初の「特定活断層調査区域」という条例で、活断層の

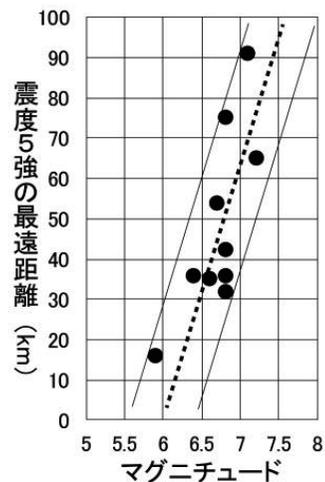


図13 マグニチュードと震度5強の最遠距離との関係(気象庁の推計震度分布図を基に作成)

両側 40m の範囲は、多数が利用する構造物の建設には詳細な調査が義務付けられた。これらのことから、構造物の建設は、断層から片側 20m 程度以上離れた方がよいと判断される。

次に、b) については、地震の被害が出始めるのは**震度 5 強**からであるので、この範囲に入るか入らないかが問題になる。震央から最も遠い震度 5 強の地点(km)とマグニチュードとの関係を示したものが、図 13 である。

これは、2004 年 10 月の新潟中越地震から 2019 年 6 月の新潟・山形沖地震まで、被害があった 10 回の地震について調べたものである。データは必ずしも多くないが、マグニチュードが大きくなると震度 5 強の最遠距離も長くなり、破線で近似したような相関が認められる。M6.5 では 35km ほど、M7 では 60km ほどと読み取ることができ、活断層のどの部分(中央あるいは末端)から破壊が始まるか予測はできないが、震度 5 強から免れるにはこの程度の距離が必要と判断される。知多半島は南北 40km ほどであるから、半島の活断層が地震を起こせば、各地で何らかの影響があることになる。

知多半島の活断層については、インターネットで以下の資料を検索すると、詳細を知ることができる。

- a) **愛知県活断層アトラス**：愛知県が公開している資料で、この語句で検索すれば閲覧できる。活断層がどこを通っているか、地図上で確認できる。関連して、そのほかの情報も得ることができる。
- b) **都市圏活断層図**：国土地理院が公開している資料で、この語句で検索すれば閲覧できる。上記資料よりさらに詳しく位置を確認できる。ただし、半島南部は未公開。
- c) **活断層データベース**：産業技術総合研究所(産総研)が公開している資料で、この語句で検索すれば閲覧できる。知多半島の活断層についてはほとんど触れられていないが、東海地方のいくつかの活断層については引用されている。
- d) **地震ハザードステーション**：防災科学技術研究所(防災科研)が提供しているサービスで、この語句で検索すれば閲覧できる。南海トラフの地震も含めて、様々な情報を得ることができる。ただし、操作には、ある程度の習熟が必要である。

3. 南海トラフの巨大地震

3.1 日本付近のプレート配置と発生する 3 種類の地震

地震の発生はプレートの動きと関係が深く、日本付近のプレート配置を示したものが、図 14 である。陸のプレートとしてユーラシアと北米(オホーツク海)のプレート、海のプレートは太平洋とフィリピン海のプレートである。4つのプレートが関係する地域は、日本列島においてほかになく、かなり特異な場所とってよい。地震は、この4つのプレートの相対運動によって起こり、とくに、太平洋プレートとフィリピン海プレートの沈み込みが、巨大地震を発生させている。太平洋プレートの沈み込む場所が**日本海溝**、フィリピン海プレートは**南海トラフ**と**相模トラフ**から沈み込んでいる。プレートの沈み込み境界は、海の最も深い場所にあたり、水深 6000m を超えると海溝、それより浅いとトラフと呼ば

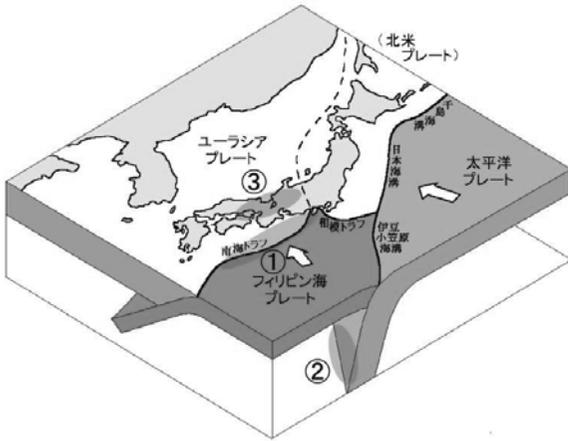


図 14 日本付近のプレートの配置 (防災科学技術研究所に追加)

表 3 西暦 1300 年以降の地震発生年月日、マグニチュード

南海地震 発生年月日, M	東海・東南海地震 発生年月日, M
南海地震 1846. 12. 21. M8.2	東南海地震 1944. 12. 07. M8.0
安政南海地震 1854. 12. 24. M8.4	安政東海地震 1854. 12. 23. M8.4
宝永地震 1707. 10. 28. M8.6	
慶長地震 1605. 02. 03. M7.9	
明応地震 1498. 09. 20. M8.3	
正平の地震 1361. 08. 03. M8.4	

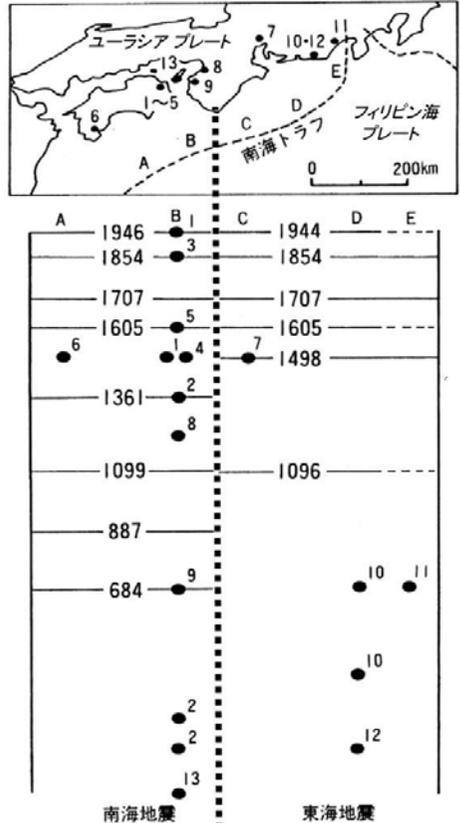


図 15 南海トラフで起こった地震 (寒川(1992)に追加) 黒丸は、地震跡が認められた遺跡。

ラフの巨大地震は、この海溝型でもある。なお、「巨大」は M8 ± 以上の地震に対して使われている。

中部地方西部では、主に、3種類の地震が起こっている。それらは、

- a) フィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込む南海トラフで起こる巨大地震 (図 14 の①)
- b) 太平洋プレートが沈み込んで中部地方西部のあたりに来て起こす深発地震 (同②)
- c) 内陸の浅発地震 (同③)

である。このうち、①が懸念されている巨大地震、③は活断層が引き起こす地震である。②はかなり深い場所で起こっているため、被害はほとんど出ていない。

3.2 従来の南海トラフの巨大地震

今までに起こった南海トラフの巨大地震は、ながらく日本の中心であった京都周辺を大

きく揺らしているもので、古くから記録が残されている。古文書から解読された地震を示したものが図 15、西暦 1300 年以降の地震が表 3 で、規則的に起こっていることが読み取れる。巨大地震は、発生している海域によってふたつに分けられ、紀伊半島の潮岬より西で起こるのが**南海地震**、東で起こるのが**東海（東南海）地震**である。

記録が詳しい西暦 1600 年以降について、図 15 からその規則性などをまとめると、以下のようなになる。

- a) A・B の海域で起こるのが南海地震
- b) C・D・E の海域で起こるのが東海・東南海地震
- c) 両者ともほぼ同時に発生
- d) 東海・東南海地震が先に発生
- e) 平均発生間隔は約 110 年（南海：114 年、東海・東南海：111 年）
- f) 最新活動は、東南海地震が 1944 年、南海地震は 1946 年
- g) 東海地震が単独で発生したことは無い。

2019 年現在、最新活動（1944、1946）から、平均発生間隔 110 年の 1 / 2 以上の年月が経過しており（1944 年以降 75 年、1946 年以降 73 年）、前回の地震からの経過率は 68 ～ 64%（約 2 / 3）となる。

最新活動である東南海地震の場合、発生した時期が太平洋戦争中で、自然災害などは軍事上の理由により公にされなかった。そのため、不明な点が多いとされているが、中央防災会議（2002）によると、伊勢湾周辺の震度は 5 ～ 6、津波は太平洋側で 3 ～ 5m、伊勢湾内で 1m ほどとされる。南海地震では、伊勢湾周辺で震度 4 ～ 5、津波は太平洋側で 1 ～ 4m に達した。

3.3 想定されている南海トラフの巨大地震

政府の地震調査推進本部（地震本部）が想定している**南海トラフの巨大地震**は、従来の東海・東南海・南海地震の震源域に日向灘も含めた海域で起こる地震である。したがって、従来の東海・東南海・南海の各地震が同時に発生する**3連動**である。

(1) 被害想定

この地震による被害想定を、総理府が平成 24 年 8 月に発表した（中央防災会議ほか、2012）。それによると、マグニチュード (M) は 9.1 とし、震央を南海トラフのいずれか海域（駿河湾～紀伊半島沖、紀伊半島沖、紀伊半島沖～四国沖など）に設定し、発生する季節・時間帯もいくつか設定し（冬深夜風速 8m、冬深夜平均風速、夏昼風速 8m、夏昼平均風速など）、それぞれのケースでの被害を

表 4 各地の震度・津波高予測（中央防災会議ほか（2012）から編集）

最大震度	
豊橋市:7	田原市:7 安城市:7 半田市:7 常滑市:7
港区:7	名東区:6強 小牧市:6強 犬山市:6弱
津波高(最大値/1mになる時間)	
豊橋市:19m/12分	田原市:22m/15分
半田市:4m/75分	常滑市:6m/65分
南知多町:10m/37分	
港区:5m/103分	飛島村:4m/95分

予測している。愛知県各地の震度と津波高は、表4のようになる。報告ではほかの地域も上げられているが、ここでは、関係があると判断した市区町村を選び出している。

東海地方が大きく被災する最悪のケースでは、全国で死者約32.3万人、全壊および消失棟約238.2万棟である。愛知県内では、死者約2.3万人、全壊約30.6万棟と予測されている(中央防災会議ほか、2012)。亡くなる人の約70%は津波によるものとしている。なお、2019年5月に、全国の数字はそれぞれ、約23.1万人、209.4万棟と修正されている(中央防災会議、2019)。

(2) 被害想定への対応と巨大地震に対する注意点

想定されている地震の発生頻度はかなり低いと、中央防災会議自身が評価しているが、想定外とされていた東北地方太平洋沖地震の教訓に従い、最悪のケースを想定した被害予測となっている。また、防災対策を講ずれば、被害は1～2割に低減できるとも述べている(中央防災会議ほか、2012)。したがって、政府や自治体等は、現行の対策の不備を補いつつ、再検討・見直しを行い、防災訓練等で明らかになった新たな課題にも対応できるよう、すでに動いている。今後の視点としては、地震はもとよりであるが、台風や集中豪雨なども含めて、「防災・減災のための国土造り」というのが基本であろう。

この点を念頭に、巨大地震、内陸直下地震や風水害に対する注意点を列挙すると以下のようになる。

A) 地震動(地震の揺れ)に対する山地・丘陵・平野などでの注意点

- ・崩れやすい地域の斜面崩壊
- ・深層風化した三河高原のマサ(真砂)などの斜面崩壊
- ・新第三紀層の露出地域の崩壊や地すべり
- ・断層に沿う弱線や風化基盤岩などにおける斜面崩壊
- ・丘陵地における古洞の陥没
- ・造成された宅地・道路等の崩壊や地すべり
- ・沖積平野における**地盤の液状化、地震動の増幅**
- ・高層ビルでは、長周期地震動・長周期パルス

B) 津波についての注意点

- ・出入口が広く、奥が狭くなっている湾は、津波が高まる。
- ・平滑で遠浅な海岸は、津波が高まる。
- ・出入口が狭く、奥が広い湾は、津波の高まりが弱い。
- ・遡上高は、津波高の2～4倍である場合が多い。

(3) 巨大地震が近づいた時、どのようなことが起こるか？

巨大地震が近づいた時、どのようなことが起こるか、あらかじめ把握しておけば、地震に備えることができる。その一例として、1923年の関東地震(M7.9)の際、震源に近い三浦半島の先端で、**沈降傾向が止まり、約10年後に地震が発生**したことが知られている。

半島の先端にある油壺験潮場は、海面のレベルを連続的に観測しているが、年とともに海面が上昇していた。海面のレベルが数10年の期間で一定であるとすれば、海面の上昇

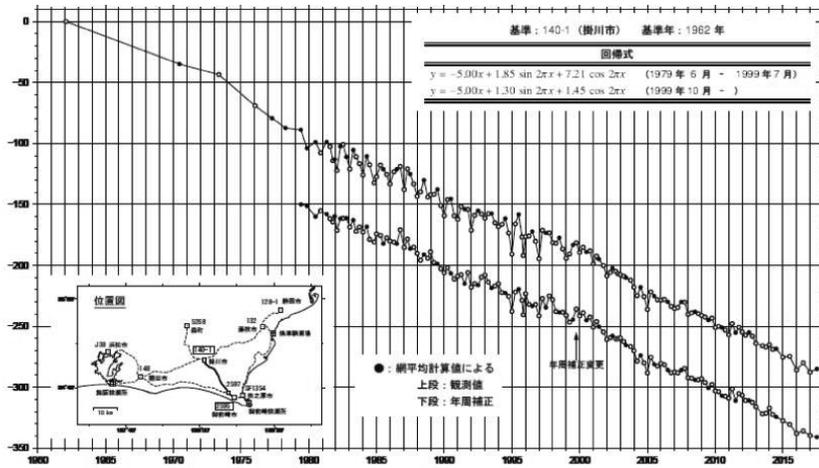


図 16 水準点 140-1 (掛川市) を基準とした 2595 (御前崎) の高さの変化 (国土地理院, 2018)

は陸地の沈降を意味することになる。その状況がグラフで示され、観測が始まった 1897 年頃から 1912 年頃まで沈降が続く、約 12cm に達している。それ以降は沈降傾向が止まり、8 年ほど一定のレベルを保った後、1923 年の巨大地震に至っている (大中, 2001)。

この観測事実は、非常に分かりやすい説明ができる。すなわち、海のプレートの沈み込みに伴って陸のプレートも引きずり込まれて岬の先端は沈み、沈降傾向が続く。ところが限界に近くなるとこれ以上引きずり込めなくなって沈降が停止する。そしてしばらく耐えていて、最後に一気に撥ね上がり、今までの沈降量を上回る隆起をする、という説明である。御前崎、潮岬、室戸岬など、南海トラフに臨む岬の先端は高く、内陸に向かって低くなっているが、これは、地震時の撥ね上がりによって、今までの沈降量を上回る隆起の結果として理解できる。実際に御前崎は、2018 年現在、沈降傾向が続いており (図 16)、室戸岬も同様である。次が 3 連動かどうかはさておき、この沈降傾向が止まると要注意の期間に入ると考えられる。

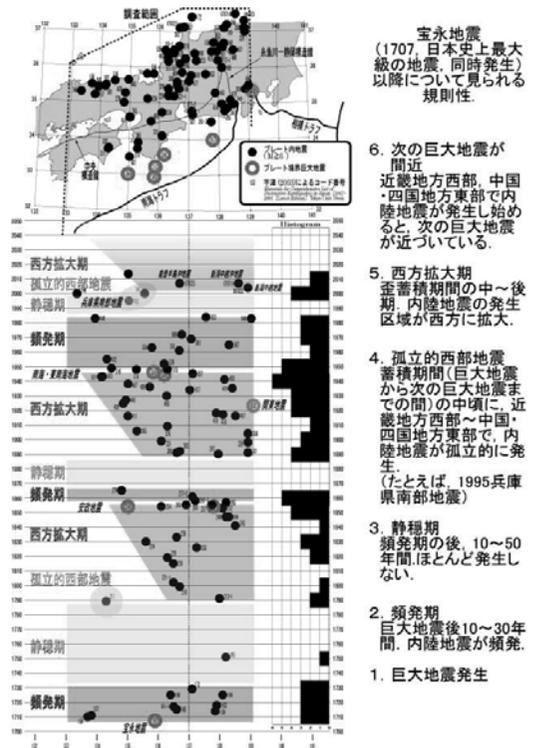


図 17 西暦 1700 年以降の震央分布 (地図) と発生年表 (下段) (牧野内・森 (2010) から編集)

- 宝永地震 (1707, 日本史上最大級の地震, 同時発生) 以降について見られる規則性。
- 6. 次の巨大地震が間近
近畿地方西部、中国・四国地方東部で内陸地震が発生し始めると、次の巨大地震が近づいている。
- 5. 西方拡大期
蓄積期間の中～後期、内陸地震の発生区域が西方に拡大。
- 4. 孤立的西部地震
蓄積期間 (巨大地震から次の巨大地震までの間) の中頃に、近畿地方西部～中国・四国地方東部で、内陸地震が孤立的に発生。
(たとえば、1995 兵庫県南部地震)
- 3. 静穏期
頻発期の後、10～50 年間、ほとんど発生しない。
- 2. 頻発期
巨大地震後 10～30 年間、内陸地震が頻発。
- 1. 巨大地震発生

南海トラフの巨大地震が起こった後、次の巨大地震までの期間(歪蓄積期間と仮称)に、内陸直下地震がどのように起こっているか、西暦 1700 年以降についてまとめたものが図 17 である。この図は東経 133°～139°の範囲を対象とし、M6 以上の地震をピックアップしたものである。

上段は震央の位置、下段は年表の形式にして、震央を真下に下ろして発生年にプロットしている。右側のグラフは地震発生頻度のヒストグラムである。年表上での地震の分布には規則性を読み取ることができ、以下のようにまとめられる(牧野内・森、2010)。

- a) 巨大地震発生。
- b) 頻発期：巨大地震以後 10～30 年の間、内陸地震が頻発。
- c) 静穏期：頻発期の後、10～50 年の間は、ほとんど発生しない。
- d) 孤立的西部地震：歪蓄積期間のおよそ 1/2 の期間が過ぎた頃、近畿地方西部～中国・四国地方東部で地震が発生(たとえば兵庫県南部地震のように、年表上では孤立的に発生)。
- e) 西方拡大期：歪蓄積期間の後半から、発生区域が西方への拡大を始める。
- f) 次の巨大地震が間近：発生区域が西方に拡大し、近畿地方西部～中国・四国地方東部で発生し始めると、次の巨大地震が間近となる。

このことから、近畿地方西部～中国・四国地方東部で M6 以上の地震が起こり始めると、3 連動かどうかはさておき、次の巨大地震が間近に迫っていると考えられる(牧野内・森、2010)。図 16 に基けば、現在は西方拡大期の前期である。

では、3 連動の地震はいつ起こるのか。地震本部は、南海トラフ全体をひとつの領域と捉え、この領域では大局的に 100～200 年で繰り返し地震が起きていると仮定して、地震発生の可能性を評価した(地震調査研究推進本部、2013)。具体的には、正確な数値が記録されている高知県室津港の隆起データを基に、時間予測モデルを適用して、図 18 のグラフを作成し、次の地震の発生年代を推定した。

このグラフは、以下のような手順で作られた。まず、横軸に西暦年代、縦軸に累積変位(跳ね上がり)量を取り、

- ① 1707 年の宝永地震の隆起量にあたる垂線を引く。
- ② 垂線の上端点から、1854 年の安政(南海)地震まで水平線を引く。
- ③ 水平線の右端点から安政(南海)地震の隆起量にあたる垂線を引く。
- ④ 垂線の上端点から、1946 年の昭和(南海)地震まで水平線を引く。

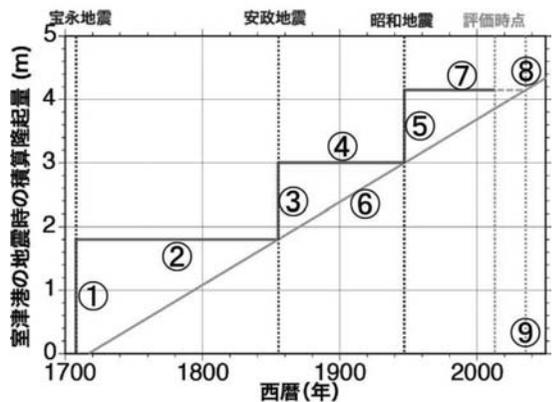


図 18 高知県室津港における南海地震時の隆起量と地震発生間隔との関係(地震調査研究推進本部(2013)に追加)

- ⑤水平線の右端点から昭和(南海)地震の隆起量に当たる垂線を引く。
- ⑥階段状のグラフの③と⑤の下端点を結ぶ斜線を引く。この斜線の傾きが平均変位速度にあたる。
- ⑦昭和(南海)地震の隆起量⑤の上端点から、水平線を引く。
- ⑧水平線⑦が斜線⑥と交わる点を求める。
- ⑨求めた点⑧を真下に下ろし、横軸と交わった年代が次に起こる地震の年代。

こうして得られた年代、すなわち 1946 年の昭和(南海)地震から約 90 年後の 2040 年より少し前が、次に起こる地震の年代である。この結果から、地震本部は、平均発生間隔を 88.2 年、前回の地震からの年月経過率を 0.83 と見積もっている(地震調査研究推進本部、2013)。単純に計算すれば、次の 3 連動地震は 2035 年頃となる。

(4) 南海トラフの巨大地震に対する備え

次に起こる巨大地震は、3 連動では無いかもしれない。しかし、東海・東南海地震、南海地震は、必ず起こると考えてよい。そのための対策・備えは、最悪の事態の 3 連動を想定して、すでに動いている。しっかりと防災対策を講ずれば、1～2 割に低減できるというのが地震本部の見解である。「想定外」とされ、未曾有の大災害であった東日本大震災の教訓も生かすべきである。

各個人も心構えと備えが必要で、新聞・雑誌、ラジオ・テレビ、インターネットなどを通して、地震についての**関心**を高め、**知識**を増やし、**情報**に注意することが重要である。また、地元自治体が作成しているマニュアルなども参考にして、日頃からの**備え**も求められる。

津波については、すみやかに**高台に避難**、高台が無い場合は**高いビルに避難**する。高いビルについては、地元自治体が契約している場合もあるので、その点も確認しておく。**遡上高は、津波高の 2～4 倍になることにも注意**が必要である。避難は、**歩く、走る、自転車、バイク**などを使う。自動車は渋滞に巻き込まれるので避ける。

不幸にして起こってしまった場合は、**まず自分の命を守る行動**、その後は地元自治体作成のマニュアルなどに従って行動、ということになるであろう。

東北地方太平洋沖地震の際、暴動や略奪も起こらず、整然と並ぶ被災した方々に、海外のメディアは驚きと賞賛をもって報道した。ここに、日本人の公共心(マナーを守る、助け合いの精神、思いやりの心、など)の高さを感じられる。このほかの地震や風水害も含めて、現在も続いている、そして今後も続くであろう復旧・復興には、日本人の底力を信じている。

おわりに

知多半島の活断層と南海トラフの巨大地震について、半島の地質・地史も含めて述べてきた。知多半島の活断層が動くかどうか、十分なデータがあるとは言えない現在、注意を怠ってはならない。南海トラフの巨大地震、こちらは必ず起こると言ってもよい。そのため心構え、備え、対策は、引き続き行っていかなければならない。「天災は忘れた頃にやっ

てくる」との警句も忘れずに。

謝辞

標題の脚注にも記したように、本稿は、2019年6月に、日本福祉大学知多半島総合研究所の「地域を学ぶ歴史講座」で発表した内容を骨子としている。知多半島総合研究所所長千頭 聡教授、経済学部長曲田浩和教授は、発表と投稿の機会を与えて下さり、知多半島総合研究所の塚本高明さん、生田ひろみさんは、投稿・掲載に向けて便宜を図って下さった。また、知多半島の調査にあたっては、当時、横須賀高等学校で国語教師をなさっていた畑 正悦氏に宿泊の便宜を図っていただいた。さらに、日本福祉大学元学長の諏訪兼位先生には、地質学全般にわたって、日頃からご指導をいただいております。これらの方々のご好意とご指導に、深く感謝申し上げます。

引用文献(ABC順)

- ・ 愛知県(1997) 愛知県活断層アトラス。
<http://www.quake-learning.pref.aichi.jp/pdf/atlas.pdf>
- ・ 防災科学技術研究所 HP 「日本周辺のプレートの配置」
http://www.hinet.bosai.go.jp/about_earthquake/PNG/fig4.9.png (2019年7月6日参照)
- ・ 防災科学技術研究所 HP 「地震ハザードステーション」
<http://www.j-shis.bosai.go.jp/> (2019年5月21日参照)
- ・ 中央防災会議(2002) 東南海、南海地震に係る揺れの強さ、津波高の分布及び被害想定
の検討状況について http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai_nankaijishin
- ・ 中央防災会議・防災対策推進検討会議・南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループ(2012) 南海トラフの巨大地震による津波高・浸水域等(第二次報告)及び被害想定(第一次報告)について
http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taisaku_wg/pdf/shiryō.pdf, および別添資料。
- ・ 中央防災会議(2019) 南海トラフ地震防災対策基本計画
http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/pdf/nankaitrough_keikaku.pdf#search).
- ・ 地震調査研究推進本部(2013) 南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)
https://www.jishin.go.jp/main/chousa/13may_nankai/index.htm
- ・ 藤田和夫(1985) 変動する日本列島. 228p. 岩波書店.
- ・ 藤田和夫・笠間太郎(1982) 大阪北部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 112p.
- ・ 活断層研究会編(1991) 新編日本の活断層 --- 分布と資料 ---. 東京大学出版会, 440p.
- ・ 気象庁 HP 「推計震度分布図」
<https://www.data.jma.go.jp/svd/eww/data/suikai/index.html> (2019年6月26日参照)

- ・ 国土地理院 (2018) 6-2 東海地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報, Vol.99, pp.184-225.
- ・ 国土地理院 HP 「都市圏活断層図」
https://www.gsi.go.jp/bousaichiri/active_fault.html (2019年4月25日参照)
- ・ 牧野内 猛 (1976) 知多半島南部の地質構造と伊勢湾周辺地域の構造運動. 地質学雑誌, Vol.82, No.5, pp.311-325.
- ・ 牧野内 猛 (2000) 3. 知多半島域の活断層. 愛知県の活断層 (その2), 活断層文献調査研究 - 尾張地域 -, pp.49-91, 愛知県防災会議地震部会.
- ・ 牧野内 猛 (2002) 知多半島の地形・地質とその生いたち. 知多半島が見えてくる本 --- デジタルズ読本 ---. pp.68-71, 日本福祉大学知多半島総合研究所.
- ・ 牧野内 猛・諏訪兼位 (1993) 知多半島の地質と地史 --- 日本福祉大キャンパス周辺の地質を含めて ---. 知多半島の歴史と現在, No.5, pp.219-259.
- ・ 牧野内 猛・吉野道彦・檀原 徹・山下 透・古澤 明 (1993) 知多半島野間層における海成粘土層中の火山ガラス. 瑞浪市化石博物館研究報告, No.19, pp.483-494.
- ・ 牧野内 猛・岩野英樹・檀原 徹 (2006) 知多半島武豊層の FT 年代. 日本地質学会第 113 年学術大会講演要旨 (P-217), p.275, 於高知大学.
- ・ 牧野内 猛・森 勇司 (2010) 南海トラフで起こる巨大地震サイクルの間に内陸の地震活動に見られる特徴. 名城大学理工学部研究報告, No.50, pp.177-184.
- ・ 牧野内 猛・塚本将康・檀原 徹・山下 透・内園立男・濃尾地盤研究委員会断面 WG (2013) 濃尾平野東部の地下地質. 地質学雑誌, Vol.119, No.5, pp.335-349.
- ・ 松田時彦 (1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, 第 2 輯, Vol.28, pp.269-284.
- ・ 新妻信明・平 朝彦・斎藤靖二 (1985) 日本海拡大前の日本列島. 平・中村編『日本列島の形成 - 変動帯としての歴史と現在 -』, pp. 249-252, 岩波書店.
- ・ 大中康譽 (2001) 9.8 異常先行現象発現のメカニズム. 宇津ほか編『地震の事典』[第 2 版], pp.535-545. 朝倉書店.
- ・ 寒川 旭 (1992) 『地震考古学 - 遺跡が語る地震の歴史』. 251p. 中央公論社.
- ・ 産業技術総合研究所 HP 「活断層データベース」
<https://gbank.gsj.jp/activefault/> (2019年4月25日参照)
- ・ 吉田史郎・尾崎正紀 (1986) 半田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 98p.