

第1章

災害多発国一日本

- 1.1 はじめに
- 1.2 プレート活動と地震、火山活動
- 1.3 日本列島と地質
- 1.4 誘因と素因
- 1.5 災害対策の4段階



1.1 はじめに

わが国は自然災害の多発国である。英語では Disaster-prone Country という。日本列島は急峻な地形、脆弱な地質で構成されている。世界の 0.25% の面積であるにもかかわらず、世界で発生するマグニチュード 5 以上の地震の約 20%、活火山の約 7% がわが国の国土ならびに周辺海域に集中しており、年間降水量も多い。また、アジアモンスーン地帯に位置する島国であるため、台風の襲来を受ける。狭い国土の 20% の平野部に人口の約 50%、財産の約 75% が集中するなど、わが国では地震、津波、豪雨、豪雪、台風、高波・高潮、地すべり、がけ崩れ、土石流、火山噴火など、ありとあらゆる自然事象（ハザード；Hazard）が多発する。

災害のことを英語では disaster という。dis は「離れて」あるいは「～なしで」という否定的な意味をもち、aster はギリシャ語の ‘astron’、すなわち星を意味する。したがって、disaster は星のない状態、星に見離された「不運」を意味する。災害とはハザードによって人の生命、身体、財産が損なわれることである。したがって、所有者のいない無人島や砂漠のど真ん中で大地震が起こったとしても、人の営みがないので災害が発生することはない。経済大国であるわが国では、狭い国土のさらに平野部に人も財産も集中しているため、ハザードが災害に直結するとともに、その規模も大きくなる。その結果、わが国は自然災害リスクの高い国、災害多発国となっている。

繰り返し発生する自然災害を経験し、自然災害から学んだ結果、災害の発生を未然に防止し、被害を軽減する技術が構築され、仕組み（法制度）が整備されていった。その結果、わが国は防災先進国といわれるほど、世界で災害対策が最も進んだ国のひとつとなった。それでも年間の自然災害による犠牲者は世界の約 0.3%、被害額は世界の約 10% を占めており、やはりまだ災害多発国であり、さらなるハード、ソフト両面の災害対策の強化・拡充が望まれている。

1.2 プレート活動と地震、火山活動

地球の年齢は約 46 億年といわれている。かつて 2.5 億年ほど前に Gondwana 大陸とユーラアメリカ大陸が衝突して Pangea 超大陸が誕生したとされている。Pangea 超大陸は、2 億年前に分裂を始め、ユーラシアプレート、北アメリカプレートが誕生し、1.2 億年前にはオーストラリアプレートと南極プレートが分離して南に移

動し、南アメリカプレートとアフリカプレートが誕生した。さらに、インド亜大陸がアフリカから分かれて北に向かい、5,500 万年前にユーラシアプレートと衝突し、ヒマラヤ・チベット山脈が誕生した。なお、亜大陸とは大きなプレートに接している小さなプレートのことである¹⁾。

プレートとは地殻とその下の上部マントルの最上部で構成される厚さ 100 km 程度の岩盤の板である。大陸プレートは厚さ 70 km 程度で主に密度の小さな花崗岩で構成され、海洋プレートは厚さ 100 km 程度で大陸プレートよりも厚く、主に密度の高い玄武岩で構成されている。したがって、両プレートが衝突すると、重い海洋プレートが軽い大陸プレートの下に沈み込む。海洋プレートのことをスラブとよぶことがある。太平洋側では太平洋プレートとフィリピン海プレートという 2 種類の海洋プレートが衝突するが、ここでは相対的に密度が高くて古い太平洋プレートが、密度が低くて若いフィリピン海プレートの下に沈み込んでいる。

海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込む境界の海底の大きな溝（舟状海盆）のことを海溝あるいはトラフとよぶ。海溝とトラフは形成される深さで区分され、一般的に 6,000 m より浅いものをトラフ (trough)、6,000 m を超えるものを海溝 (trench) とよんでいる。例えば南海トラフは水深 4,000 m 程度、日本海溝は水深 8,000 m 程度である。列島の太平洋側の海底には、いくつもの海溝やトラフが連なっている。これらの場所では、海洋プレートが海溝やトラフに沈み込む際、いっしょに陸のプレートの先端部をひきずり込み、それによって歪んだ陸のプレートの先端部が跳ね上がって地震が発生する。これが海溝型地震を代表するプレート境界地震である。

日本列島周辺ではユーラシアプレート、北アメリカプレート、太平洋プレート、フィリピン海プレートという 4 つのプレートが押し合っている。したがって、このような場所では地震が集中して発生する。世界で起こるマグニチュード 5 以上の地震の約 20% が日本列島周辺で発生しているのは、そのような理由による。

海洋プレートの沈み込み深さが 100 km 程度に至ったとき、その圧力と熱によって岩盤の中の一部が熔融し、マグマとなって上昇し、それが地表に噴出することによって形成されるのが火山である。海洋プレートの岩盤は、温度が高いほど、圧力が低いほど熔融しやすい。100 km 程度の深さで海洋プレート内から水が絞り出されると、これが触媒となって融点の温度を下げ、マグマが生成するとされている。マグマは密度が軽いため上昇し、地下約 10 km のマグマ溜りに一旦留まって、地震の影響などによって地殻の圧力に変化が生じた際に地表に噴出する。したがって、プレート境界に並行して火山も分布している。図 1.2.1 中の火山フロントは、これ以上

面が衝突し、付加体を形成していた。付加体とは、海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込む際に、海洋プレートの地殻の一部がはぎ取られ、陸側に付加したものであり、日本列島の多くの部分はこの付加体によって形成されている。

海嶺で生まれた玄武岩質溶岩の地殻を有する海洋プレートは、大陸プレートと衝突するまでの数千 km の距離を数千万年かけて移動する。その過程で石灰岩やチャート（放散虫や珪藻などの生物の遺骸が沈殿した岩石）が堆積し、また地下からのマグマの上昇により、火山岩および凝灰岩などの火山砕屑岩で覆われる。さらに大陸に近づくと、泥岩や砂岩が堆積する。したがって、付加体の地質は形成された年代も岩石の種類も複雑で、かつ地層の傾斜が急であり、場合によっては地層の年代が上下で逆転していることもある。また、高い圧力と温度によって岩石が変成しているものも多い。

日本列島誕生の歴史を3つの段階で説明したい。第一段階は中央構造線による断層活動である。ジュラ紀から白亜紀の初め（約1億4千万年前から1億年前）に、大陸の東縁に沿って大地が大きく横ずれを起こす断層が発生した。これが中央構造線である。ずれの長さは約60 km とも100 km ともいわれている。この断層の形成には、同時代にユーラシア大陸の外側に存在したイザナギプレートの存在が大きな役割を果たしている。イザナギプレートはユーラシアプレートと平行に移動していたが、約7,000万年前に移動の方向を変え、ユーラシアプレートに約45度の角度で北上してプレートの下に沈み込み、左横ずれ運動を起こした²⁾。

第二の段階は列島の大陸からの分裂である。約3,000万年前からユーラシア大陸の東縁で陸地が裂け始め、激しい火山活動が始まった。台地が裂けてできた窪みには水が溜まり、湖が形成された。約2,500万年前には湖がさらに拡大して太平洋の水が入り込み、日本海が形成された。沈み込む海洋プレートとその上の大陸プレートとの間でマントルが対流し、その湧昇流によって大陸プレートが引き伸ばされ、ついには分裂してその下の海洋プレートが現れ、拡大したとされている²⁾。海底が拡大して日本海は広がったが、日本列島はまだ約2,000万年前までは、2つに裂かれた半島状態であった。

第三段階が、日本列島の誕生である。約1,500万年前には日本列島は大陸から離れて島となり、現在の関東は東日本と西日本を隔てる窪み、海峡であった。この窪みが大地溝帯、フォッサマグナである。フォッサマグナ (Fossa Magna) はドイツの Heinrich Edmunt Nauman によって1886年に命名された。なお、糸魚川－静岡構造線はフォッサマグナの西縁であって、フォッサマグナではない。この頃より、フィリピン海プレートがユーラシアプレートに衝突し、沈み込むようになったとされて

図 1.3.2 は中央構造線とフォッサマグナの位置を示したものである。中央構造線は、九州の熊本から大分、そして四国を通過し、さらに和歌山から長野県の諏訪湖まで連続して分布することが確認されている。諏訪湖で糸魚川－静岡構造線と交わり、さらに東に分布すると思われるが明瞭ではない。

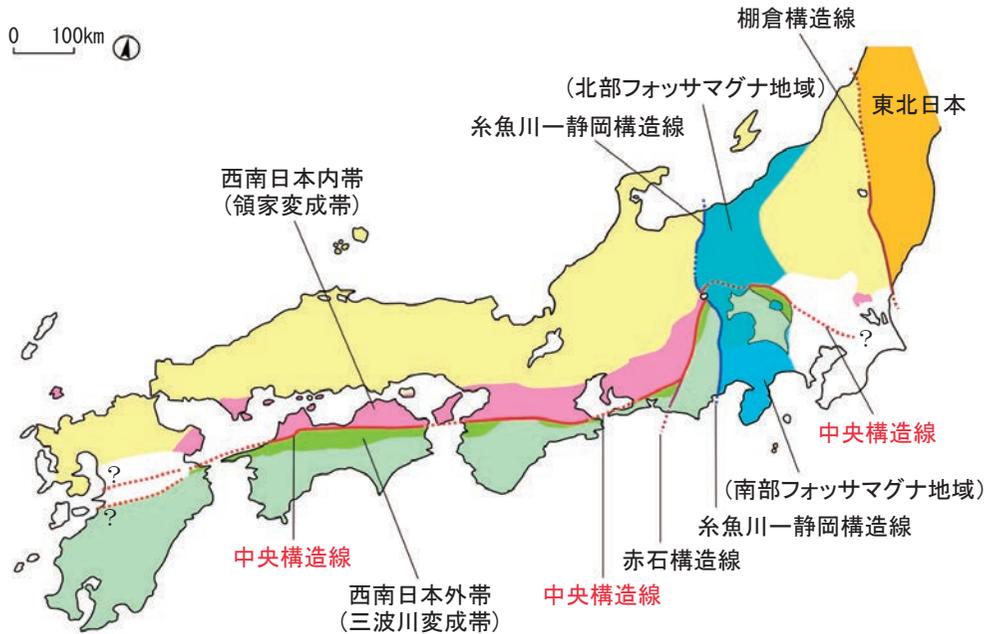


図 1.3.2 中央構造線とフォッサマグナ⁵⁾

1.3.2 日本列島の地質

前述した通り、日本列島は、図 1.3.3 に示す①～⑦の激動の過程で誕生し、現在の地形に至った。なお、付加体の形成は現在に至るまで続いて行われており、南海トラフの地震では四国の海岸において付加体が隆起し、房総半島や三浦半島においては関東地震のたびに付加体が隆起して海岸段丘を形成している。なお、⑦風化・浸食は絶えず起こってきた現象であるが、敢えて日本列島が安定した現段階の現象として加えた。

- | | |
|---------------------|-------------------|
| ① 大陸東縁における付加体の形成 | ⑤ フォッサマグナにおける造山運動 |
| ② 中央構造線による断層活動 | ⑥ その後のプレート活動や火山活動 |
| ③ 大陸からの分離による激しい火山活動 | ⑦ 風化・浸食 |
| ④ 伊豆－小笠原弧の衝突 | |

図 1.3.3 日本列島誕生の歴史

日本列島の誕生はせいぜい1,500万年前のことであった。ところが日本列島最古の地層や岩石は、5億年前の古生代先カンブリア紀であることが分かっている。特に日本列島に広く分布する地層群のほとんどは、付加体とその上の堆積層である。付加体のうち、中央構造線より北側の外体の三波川（変成）帯と内体の領家（変成）帯は、ともにジュラ紀から白亜紀（2億年前から1億年前）にかけて形成された変成岩体であり、両帯は中央構造線を境として水平約60km、上下約20kmずれている³⁾。三波川（変成）帯は中央構造線上の約1,000kmの長さにわたって分布している。これらの変成岩は圧力と熱によってもとの岩石が再結晶化し、変成岩（結晶片岩など）となっており、板状に割れやすい。中央構造線の南の四国山地は急峻である。さらに太平洋側には秩父帯、四万十帯などの付加体があるが、これらも亀裂が多く、断層によって寸断されている。一方、日本海側では大陸から日本列島を裂いた激しい火山活動の結果、福井県の東尋坊に代表されるような安山岩や玄武岩の柱状節理が形成されるなど、急峻な地形となっている。さらに、中央構造線は糸魚川—静岡構造線で寸断され、構造線より東はフォッサマグナで関東山地や平野が分布している。東北日本では太平洋プレートの沈み込みによる圧縮運動によって急峻な山地が形成されている。

このように、狭い日本列島には急峻な山地が形成されており、山を構成する岩石は多種多様で、地層は断層によって寸断され、傾斜し、亀裂が多い。急峻な山脈が日本列島に沿って分布し、またアルプスでは南北に3,000m級の山脈が発達している。これらの山脈によって、日本列島の年間降水量は平均で1,700mmと非常に多い。梅雨、秋雨、台風襲来による豪雨によって、亀裂の多い岩盤の風化の速度が速まる。

急峻な山では豪雨のたびに山腹を崩壊させながら沢を水が流れ、沢は山地河川へ流れ込み、山地河川はV字谷を削りながら流れてやがて谷底平野を形成し、氾濫を繰り返しながら自由に流路を変えて流れ、さらに山地河川が平地に出ると氾濫して扇状地を形成した。米国のグランドキャニオンでは、安定した大陸の20億年前から2億5千年前に地層累重の法則に従って、広く水平に堆積した地層を見ることができ。しかし日本列島では、地層の水平成層構造を見ることすらまれである。また、米国のミシシッピ川のように、膨大な流域面積を有し、緩やかな勾配でゆっくりと流れる河川と比べると、日本列島の河川はまるで滝のようである。

1.4 誘因と素因

自然災害は、誘因が素因に作用することによって生じると説明することができる。

図 1.4.1 を用いて説明する。誘因とは、地震、地震によって発生する津波、砂地盤の液状化、台風、高波・高潮、豪雨や豪雪によって発生する洪水、積雪、地すべり、がけ崩れ、土石流、火山噴火、火山噴火によって発生する溶岩流、火砕流、噴石などの自然事象あるいはハザードのことを意味する。わが国においては、ありとあらゆる種類の自然災害のハザードがあり、その発生頻度が高く、強度も高い。しかし、地震や台風といった誘因である自然事象を防止することはできない。

素因にはハザードを生じやすい地形や脆弱な地質といった自然素因と、人口や建物・施設・資産の集中した社会や組織の脆弱性といった人の営みに起因する社会素因がある。山地か平野かによって発生する災害の種類も規模も異なる。例えば、地盤が軟弱で低い土地である沖積平野は、地震では揺れやすく、豪雨では浸水や河川氾濫の影響を受けやすい自然素因を有している。また、社会素因には、災害において犠牲者となりやすい高齢化の進んだ社会や維持管理の行き届かない脆弱なインフラが含まれる。自治体の実効的な防災体制未整備や地区住民の防災意識の低さも社会素因に含まれる。急傾斜地における切土・盛土による宅地開発や湿地の埋立て、もともと自然素因として配慮すべき土地へのソーラーパネル設置など、人工改変を行った土地は、自然素因と社会素因の中間的存在といえる。

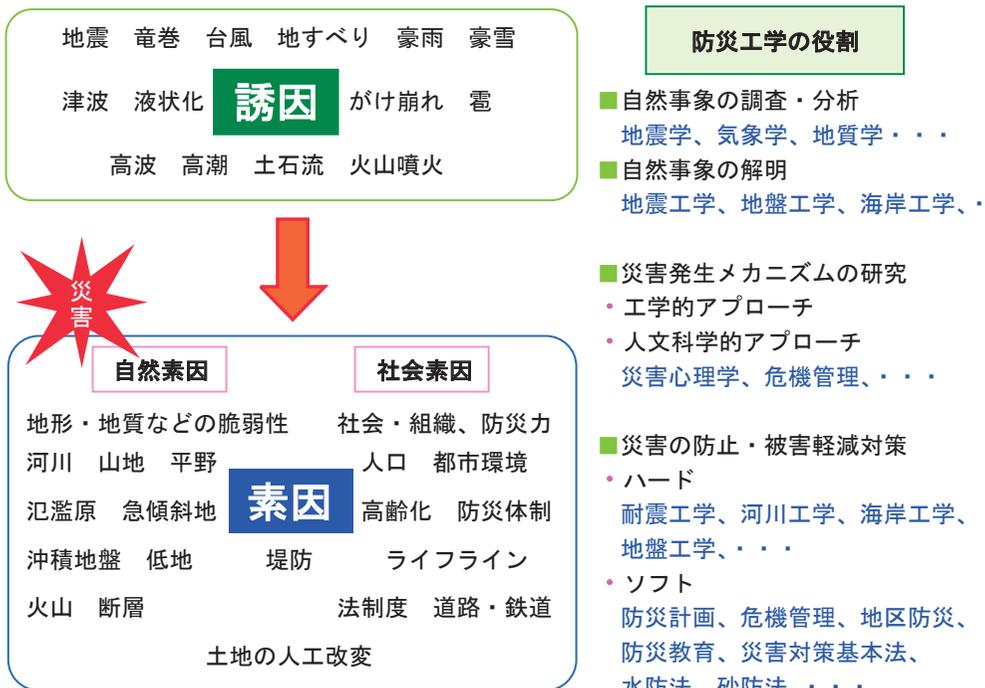


図 1.4.1 災害の素因と要因、そして防災工学の役割

誘因を防止、軽減することはできないが、素因に働きかけて災害の発生を防止したり、被害を軽減することはできる。自然災害の予防とは、堤防のかさ上げ、建物の耐震化などのハード対策によって災害の発生を未然に防止することである。また、自然災害による被害の軽減では、砂防堰堤のようにハード対策によって最悪の被害から免れ、被害規模を縮小させることも重要であるが、河川氾濫時の避難、法制度改正による宅地開発の制御、防災教育の強化、地区防災活動の推進などのソフト対策による社会素因の強化が有効といえる。

図 1.4.1 の右欄では、防災工学の役割という観点から、誘因である自然事象の発生並びに災害に至るメカニズム解明、災害を防止・軽減する技術など、防災工学を構成する要素として整理している。本書では、できる限り計画や法制度、危機管理といったソフト分野に至るまで、守備範囲を広げて防災工学をまとめてみたい。

1.5 災害対策の4段階

災害対策は4つの段階に分類される。図 1.5.1 は各段階の関係を模式的に示している⁴⁾。第一段階は災害予防 (Mitigation) で、災害による人命や財産に対する脅威を除去または軽減する対策、建物などの構造上の危険性、什器・備品など構造物以外の物の危険性、危険物などによる脅威などを対象とした主にハード的な対策を意味している。その効果は対策を講じることにより持続するものである。建物の耐震補強、耐震岸壁などの構造物の耐震化、建物や橋梁の免震化のような大型のハード対策から、家具の転倒防止のような簡易なハード対策に至るまでが災害予防に含まれる。第二段階は準備 (Preparedness) であり、災害発生時に安全な行動をとり、災害に効果的な対応を行い、その後平常状態に復旧・復興する手順などを、事前に準備することである。主にソフト的な対策であるが、災害予防 (Mitigation) を含めて緊急事態の準備ということもある。以上のように、災害予防と準備は、災害発生前の事前の対策である。

第三段階の対応 (Response) は、災害が発生した際、事前に決めた対応手順を実行に移すことである。応急対応・応急復旧まで含めて対応という。例えば地震災害であれば、発災直後の被災者救助から避難所開設・運営、道路段差の応急的な修復や崩落土砂の除去などに要する1週間～3週間程度の期間の対応を意味している。最後の段階は復興 (Recovery) で、事前に決めた復興の手順を実行に移し、被災者の生活を立て直す支援を行い、都市、生活をもとに戻すことである。自治体が復興され、もとの生活ができまでに、10年以上を要することもまれではない。災害

対策は、一度災害を経験して完了するというものではない。事前の災害予防、準備によって、ある程度は被害を軽減（減災）できるが、実災害では必ず想定外の事態が発生するものである。また、国内の他地域あるいは国外で発生した災害から、検討すべき新たな課題も出てくる。したがって、絶えず防災計画を見直し、災害予防、準備の充実を図る継続的な活動が不可欠である。このように、マネジメントサイクルを回しながら絶えず見直すので、防災はDisaster Managementなのである。

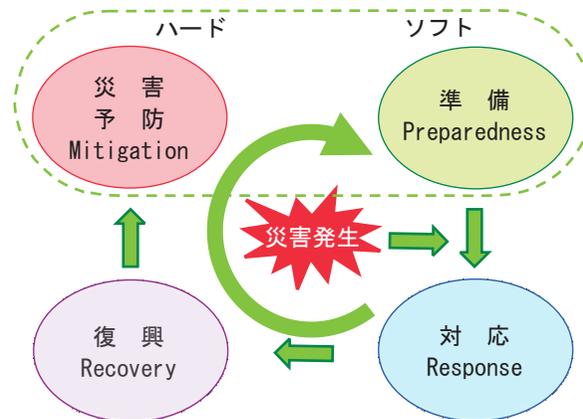


図 1.5.1 災害対策の4つの段階⁴⁾

参考文献

- 1) 山崎晴雄，久保純子：日本列島 100 万年史 大地に刻まれた壮大な物語，講談社，2017.
- 2) NHK スペシャル「列島誕生 ジオ・ジャパン 激動の日本列島誕生の物語，宝島社，2017.
- 3) 高木英雄：年代で見る日本の地質と地形，誠文堂，p. 23，2017
- 4) 鈴木猛康：巨大災害を乗り越える地域防災力 ～ハードとソフトで高める住民・行政協働の災害対策～，静岡学術出版，2011.
- 5) <http://www.osk.janis.or.jp/mtl-muse/subindex03.htm>

第2章

防災工学を学ぶための 基礎知識

- 2.1 はじめに
- 2.2 地震学、地震工学の基礎知識
- 2.3 災害に関わる気象の基礎知識
- 2.4 地形学、地質学に関する基礎知識



2.1 はじめに

3章以降は防災工学を災害の種類ごとに学ぶ。その際、地震学や地震工学、気象学、地形・地質学などの基礎知識が必要であり、また各章の理解を高めることになる。これらの専門分野の教科書を参照しながら本書の3章以降を学ぶのもよいが、それでは時間も手間もかかるので、第2章では3章以降で防災工学の専門知識を習得するのに必要な基礎知識、各章で共通な基礎的項目について解説する。

2.2 地震学、地震工学の基礎知識

2.2.1 断層と地震

地震とは、地下の岩盤が破壊する際の衝撃が振動となって地表へ伝達し、地面を揺らす現象である。岩盤が破壊することによって生じたずれ、あるいは食い違いのことを断層とよんでいる。前述の通り、約6,400kmの半径を有する地球のごく表面の100km程度はプレートとよばれ、10枚程度に分かれたそれぞれのプレートは年間数cmの速度で移動している。したがって、プレート間でもプレート内でも岩盤に絶えず強い力が作用している。

例えば、 **図 2.2.1 (a)** のようにプレート運動に起因してある範囲の岩盤に圧縮力（応力）と引張力（応力）が作用する場合、 **図の実線と破線の合力は  **図 2.2.1 (b)** に示すように、点線で示す面に平行で、互いに方向の異なるせん断力（偶力）を形成する。点線で示す面で作用するせん断力が岩盤のせん断抵抗力を超えると破壊が生じ、ずれ、すなわち断層が発生する。 **図 2.2.1 (b)** において、破壊が右肩上がりの面で生じるか、左肩上がりの面で生じるかは、岩盤を構成する地層や地形によって支配されるので、定まっているわけではない。このように、二組の偶力（カップル、couple）によって地震断層の発生を説明するために、このようなダブル・カップル震源が用いられている。**

写真 2.2.1 は1992年ルソン島（フィリピン）地震の際に、地表に現れた断層の軌跡で、地表地震断層という。奥行き方向に引張、左右方向に圧縮の力が作用した結果、ずれが生じたものである。写真の手前が窪んで池となっており、奥行き方向に引張力が作用したことを示している。一方、地表地震断層を挟んだ池の反対側では地表面が少し盛り上がって段差が生じている。圧縮側には盛り上がった地面（pressure ridge）が、引張側には窪んだ池（depression pond）が形成されている。

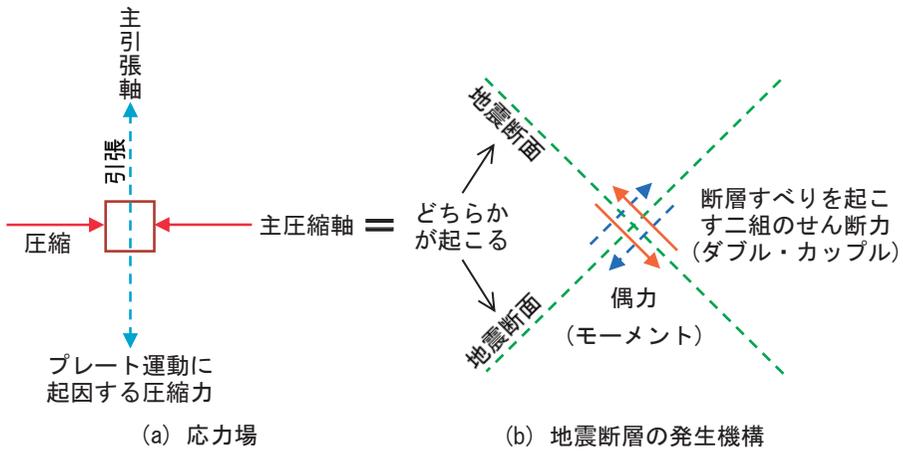


図 2.2.1 地震断層発生機構とダブル・カップルモデル

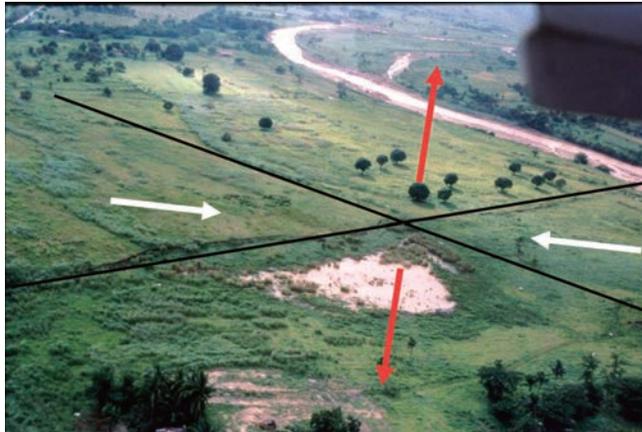


写真 2.2.1 地表地震断層 (筆者撮影)

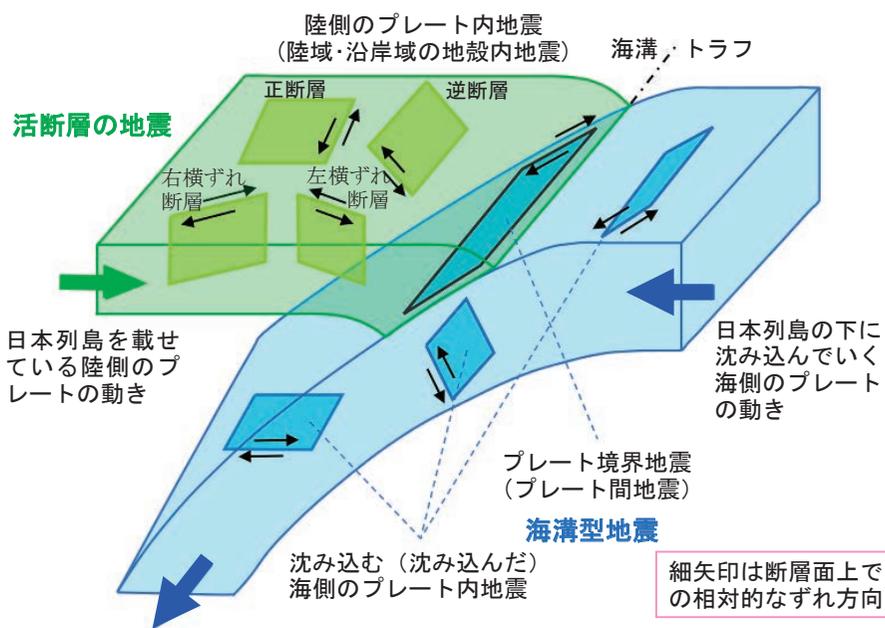
2.2.2 海溝型地震と内陸活断層型地震

日本列島周辺では、陸側のプレートの下に太平洋プレートおよびフィリピン海プレートの2つの海側のプレートが沈み込んでいる。このプレート活動によりプレート境界やその内部に蓄積されたひずみを解消するために日本列島とその周辺では多くの地震が発生している。その発生場所により「海溝型地震」と「内陸活断層型地震」に大別される。

図 2.2.2 は日本列島周辺で発生する典型的な地震のタイプを断層とともに示している。また、表 2.2.1 は地震のタイプを断層破壊の場所によって分類したものである。海溝型地震は陸側のプレートと海側のプレートの境界である海溝やトラフ付近で発生する地震である。海溝型地震には、プレート境界での断層運動により発生す

る「プレート境界（プレート間）地震」と海側のプレート内部での断層運動により発生する「海洋プレート内地震」（スラブ内地震）」がある。ここで、スラブとは海洋プレートのことである。地震調査研究推進本部では、陸側のプレート同士の境界である日本海東縁部で発生する地震も海溝型地震として評価している。

内陸活断層型地震は陸側のプレート内部での断層運動により発生する地震である。深さがおおむね 30 km よりも浅い地殻の内部で発生するため、「内陸地殻内地震」ともよばれる。活断層で発生する地震だけでなく、地震動予測地図における「震源を予め特定しにくい地震」である活断層が認められていない陸域および沿岸域で発生する浅い地震も含まれる。



日本列島周辺で発生する地震のタイプ

出典) 日本列島周辺のプレートと発生する地震のタイプ (全国地震動予測地図 解説編より)

図 2.2.2 地震の発生と断層の関係

表 2.2.1 地震のタイプの分類と断層破壊の場所

地震のタイプ	断層破壊の場所	名称
海溝型地震	プレート境界	プレート境界(間)地震
	海洋プレート内	海洋プレート内地震(スラブ内地震)
内陸活断層型地震	陸側プレート内	内陸地殻内地震

2.2.3 活断層

活断層（かつだんそう、active fault）とは、きわめて近き時代まで地殻運動を繰り返した断層であり、今後もなお活動する可能性のある断層である。ここでいう「きわめて近き時代」とは新生代第四紀（約 200 万年前から現在までの間）をさす。内陸活断層型地震は陸側のプレート内部での断層運動により発生する地震である。前述の通り、「内陸地殻内地震」ともよばれる。活断層で発生する地震だけでなく、活断層が認められていない陸域および沿岸域で発生する浅い地震「震源を予め特定しにくい地震」も含まれる。

鉛直面内のずれによって発生する断層のタイプには、正断層と逆断層がある。図 2.2.3 に示すように、三角形の積み木を 4 つ組み合わせた岩盤に、左右に引張が生じる応力場が存在する場合、上盤の 2 つの積み木は下盤の積み木の斜面を滑り落ちる方向に移動する。このようにして発生する断層を正断層という。これに対して、図 2.2.4 のように、左右に圧縮される応力場が存在する場合、上盤の 2 つの積み木は、下盤の積み木の斜面を滑りあがるように移動する。このようなずれが発生する断層を逆断層という。わが国ではプレート同士が押し合う圧縮場が形成されているので逆断層が多い。

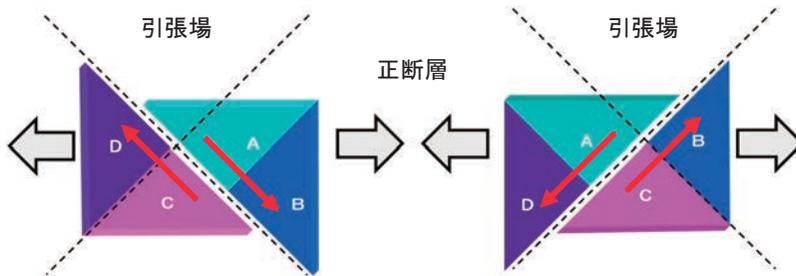


図 2.2.3 正断層の発生メカニズム

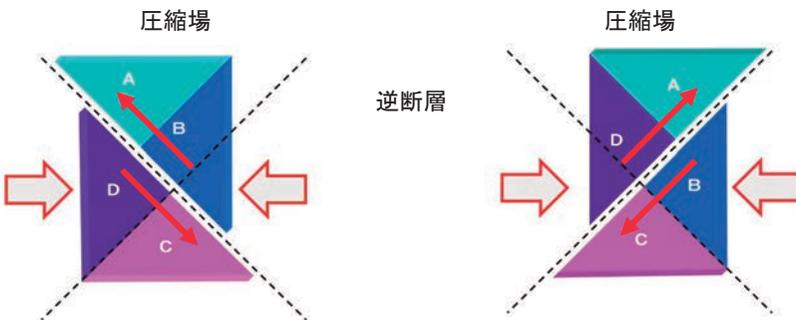


図 2.2.4 逆断層の発生メカニズム

写真 2.2.2 は 1891 年濃尾地震 (M 8.0) によって地表に現れた地表地震断層である。断層面は地下 10 km~30 km にあるが、断層のずれが地表まで到達して地表でずれが生じたものを地表地震断層という。内陸活断層型地震でマグニチュードが 8.0 に達するものはまれで、ずれの規模がきわめて大きな地表地震断層である。写真中央を手前から奥に向う道路が、道路を斜めに横切る斜面によって切断されている。この斜面が地表地震断層である。約 8 m の横ずれ (左横ずれ) を有する逆断層であるので、地表地震断層より奥にある土地が、断層を境として約 7 m 隆起した。道路を断層に向かって歩く人を見れば、隆起によって生じた段差がいかに高いかが分かる。逆断層ではあるが地表に先端が鋭角になった上盤が見えないのは、下盤の上に乗りあがった土砂が不安定なので、自重で崩れたためである。



写真 2.2.2 1891 年濃尾地震 (M8.0) で発生した根尾谷断層

一方、水平面内のずれによって発生する断層は、右横ずれ断層と左横ずれ断層に分類される。**図 2.2.5** を用いて横ずれ断層の見分け方について説明する。右横ずれ断層は地表地震断層を跨いで立ったとき、右足側の地面が後方へ、左足側の地面が前方へと相対的に移動し、あたかも右回転が発生したかのようなずれが発生する水平面内の断層である。その逆で、左方向の回転のずれが発生するかのようなずれが発生するのが左横ずれ断層である。

写真 2.2.3 は 1999 年トルコ・コジャエリ地震 (M7.8) で発生した北アナトリア断層の活動で生じた地表地震断層である。断層のずれによって水道管が破断し、約 8 m の右横ずれが発生した²⁾。一方、鉛直方向のずれ量は 50 cm 程度と少ない。北アナト

リア断層は、トルコを東西に縦断する断層で、プレート間が水平にずれるトランスフォーム断層であり、わが国にはないタイプの断層である。

これまで鉛直面内のずれである正断層と逆断層、水平面内のずれである横ずれ断層について説明してきたが、**写真 2.2.2**、**写真 2.2.3** に示した通り、両者が組み合わせられて地表地震断層が発生している。鉛直面内、水平面内のどちらのずれが卓越するかは、その地域の応力場による。

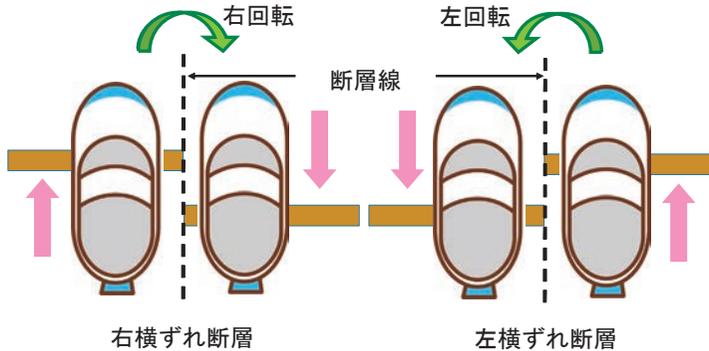


図 2.2.5 横ずれ断層



写真 2.2.3 右横ずれ断層（トルコ・コジャエリ地震）

2.2.4 地震と地震動

地震は地下の岩盤が破壊する際の衝撃が振動となって地表へ伝達し、地面を揺らす現象であることを述べた。岩盤の破壊エネルギーを後述するように地震の規模を表す指標としたものがマグニチュードである。

図 2.2.6 に地震の発生から観測点への地震動の到達までを模式的に示した。震源は断層破壊が始まった点であり、震源を地表面に投影した点が震央である。したがって、震源も震央も点であるが、震源は緯度、経度と深さで定義されるのに対して、震央は緯度と経度だけで定義される。震央と震源との距離が震源深さであり、断層破壊の発生した領域を震源域あるいは断層面とよんでいる。震源域の大きさは、地震の規模であるマグニチュードと密接に関連している。震源域は地震の本震だけでなくその後に発生する余震や地表に現れた地表地震断層などを考慮して推定される。ただし、震源域は地表に投影した面として表示されることがある。震央と観測点の間の距離を震央距離、震源と観測点の間の距離を震源距離とよぶ。当然ながら震源距離の方が震央距離よりも長い。

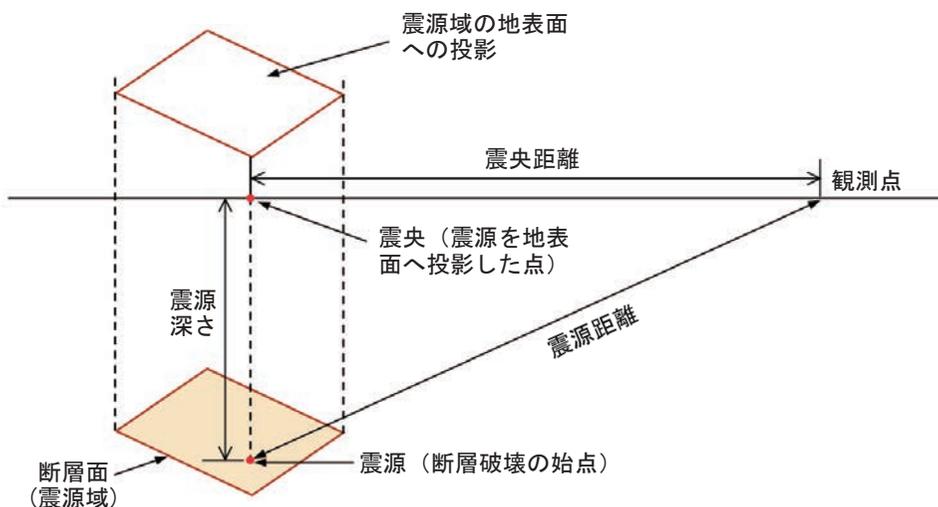


図 2.2.6 地震の諸元

2.2.5 震度とマグニチュード

震度はもともと体感震度と被害の状況に基づいた地面の揺れの大きさを表す用語であった。現在では計測震度計を用いて算出される計測震度が震度である。すなわち、震度は揺れの大きさを表す指標であって、地震そのものの規模を表すわけではない。地震の規模を表すのはマグニチュードである。

震度とマグニチュードの関係は、光源の照度と消費電力に例えて説明されることがある³⁾。図 2.2.7 を参照していただきたい。「震度」は「その場所の明るさ、照度」の単位である「ルクス」に、「マグニチュード」は「光源そのものの消費電力」の単位である「ワット」に例えることができる。電球の光源が大きいほど遠くまで明るく照らすことができる。しかし、電球の光源が小さい豆電球でも、目の前に置かれ

るとまぶしいし、大きな投光器であっても遠くまで照らすことはできない。

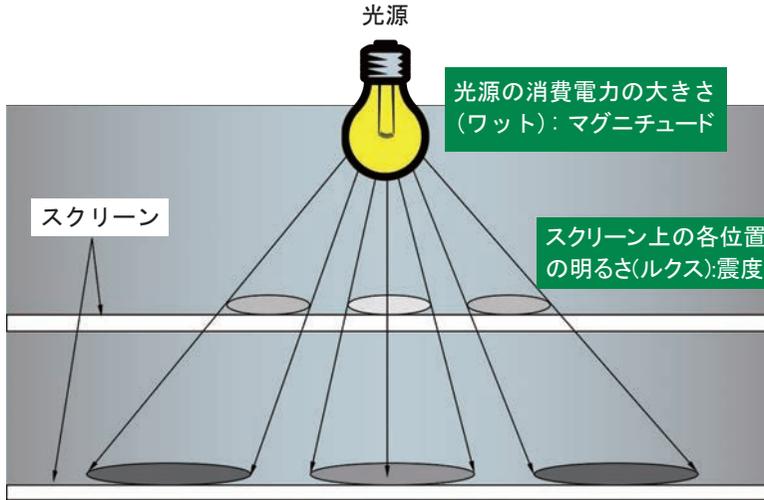


図 2.2.7 震度とマグニチュードの関係 (照度と光源の関係)

地震の規模を表すマグニチュードが7以上8未満を大地震、8以上9未満を巨大地震、9以上を超巨大地震とよんでいる。平成23年東日本大震災を引き起こした東北地方太平洋沖地震はマグニチュード9.0と超巨大であったため、大きな揺れが日本列島を揺らすだけでなく、遠くヨーロッパのフィヨルドでも副振動とよばれる現象を引き起こしている。一方、平成26年熊本地震の本震はマグニチュード7.3であったが、益城町や西原村などの震源域では震度7を観測している。内陸直下で発生する地震では、地震のマグニチュードが7に達しない規模であっても、震源域では揺れは大きく、被害が発生することに留意する必要がある。

地震のエネルギーとマグニチュードの関係は、Gutenberg-Richter によって(2.2.1)式で与えられている。

$$\text{Log}_{10}E = 4.8 + 1.5M \quad \dots \dots (2.2.1)$$

ここで、E：地震のエネルギー (J)

M：マグニチュード

すなわち、地震のエネルギーはMが1増えると $10^{1.5}$ =約32倍、2増えると 10^3 =1,000倍となる。破壊する岩盤の強度が場所によってあまり変わらないとすれば、エネルギーは断層の長さ×幅×すべり量に比例する。マグニチュード9クラスとなると断層破壊の長さは500 km程度、8では150~200 km、7では30~40 kmが目安である。

震度が体感から機械による計測震度への切替の経緯については後述する。

2.2.6 震度階

表 2.2.2 に震度階級の変遷を示す。わが国最初の震度階級は 1884 年（明治 17 年）に地震情報心得で定められた微、弱、強、烈の 4 階級であった。震度階級が 8 階級になり、震度 7 が初めて定められたのは 1949 年である。1948 年福井地震では多くの町村が全壊あるいは全壊に近い状態となり、またわが国最初の鉄筋コンクリート造の百貨店ビルが倒壊した⁴⁾。このような最も激しい揺れを震度 7（激震）と定めることとなった。ただし、震度 7 は、町全体が全壊するような想像を絶する被災状況を示す指標であることから、地震の後で気象台の職員が現地を調査し、全壊率 30% 以上、山崩れ、地割れ、断層などが生じていることを確認したうえで、指定することとされた。震度 7 が初めて適用されたのは、1995 年兵庫県南部地震であった。

表 2.2.2 震度階級の変遷

震度	1884～1897	1898～1935	1936～1948	1949～1995	1996～
0		無感覚地震	無感	無感	
1	微	微震	微震	微震	
2	弱	弱震（弱）	軽震	軽震	
3		弱震	弱震	弱震	
4	強	強震（弱）	中震	中震	
5 弱	烈	強震	強震	強震	強震（弱）
5 強					強震（強）
6 弱		烈震	烈震	烈震	烈震（弱）
6 強					烈震（強）
7					激震

震度は 1996 年の計測震度採用までは体感震度であり、気象台職員の体感による震動の強弱、方向と被害の状況に基づいて決定されていた。1904 年（明治 37 年）から昭和 30 年代まで、気象官署や民間への委託をあわせ 1,400 程度の観測所から震度データが収集された。昭和 30 年代に入り、地震計による観測を中心としての業務の構築が行われてきたことから地震観測としての震度観測はその役目を終え、1958 年（昭和 33 年）から順次観測所の整理が行われ、昭和 63 年当時には、全国 158 ヶ所の気象官署において震度観測が行われるのみとなった⁵⁾。

気象庁は、震度観測検討委員会の報告（昭和 63 年 2 月）を受けて、震度の機械観測（震度の計測化）の試験を開始し、計測化を進めた。体感による震度観測自体は

廃止せず、震度の計測化を並行して進め、平成5年度（平成6年）にはすべての震度観測点への整備を完了した。

防災対策での活用をより効果的に行うため、平成5年にはそれまで約150箇所であった震度観測点を約300箇所に、平成8年には約600箇所へと増強した。また、平成8年より、震度は計測震度により観測したものとし、体感による震度観測を廃止した。

さらに、平成7年（1995年）兵庫県南部地震の経験より、地方公共団体は独自に震度計を設置し、地震発生の際の初動対応に活用を開始した。気象庁では、地方公共団体や（独）防災科学技術研究所が整備した震度計の震度データについて、準備のできたところから、気象庁が発表する震度情報に加えて発表するようになった。

計測震度は1996年4月から運用が開始された。計測震度は観測された加速度の水平、上下3成分にフィルター処理を行い、その後3成分を合成して得られたベクトル波形がある加速度値 a となる時間の合計を計算したとき 0.3 となるような a を求める。そのとき、(2.2.2)式で求められる I が計測震度である⁶⁾。計測震度は整数ではなく実数である。

$$I = 2 \cdot \log(a) + 0.94 \quad \dots \dots (2.2.2)$$

ここで、 I ：実数

a ：加速度（gal； cm/s^2 ）

I の小数点以下を四捨五入したときの整数が4以下のときは、その整数そのものが震度である。5と6については2段階となっており、 $4.5 \leq I < 5.0$ が5弱、 $5.0 \leq I < 5.5$ が5強、 $5.5 \leq I < 6.0$ が6弱、 $6.0 \leq I < 6.5$ が6強、そして $6.5 \leq I$ が震度7である。

表 2.2.3 は気象庁による震度階級と人の体感・行動、屋内の状況、屋外の状況の関係の目安を示している。一般的に、震度5弱ではわが国では被害が顕著に表れることは少なく、被害は5強から始まるのが経験的に分かっている。重い瓦屋根に損傷が出て、ブルーシートによる緊急防水対策が必要になり、鉄筋で補強されないブロック塀が倒壊するのが、震度5強の揺れの目安である。



表 2.2.3 震度階 (5 弱～7) と体感・行動、屋内の状況、屋外の状況の目安

震度階級	人の体感・行動	屋内の状況	屋外の状況
5 弱	大半の人が恐怖を覚え、物につかまりたいと感じる。	電灯などのつり下げ物は激しく揺れ、棚にある食器類、書棚の本が落ちることがある。座りの悪い置物の大半が倒れる。固定していない家具が移動することがあり、不安定なものは倒れることがある。	まれに窓ガラスが割れて落ちることがある。電柱が揺れるのが分かる。道路に被害が生じることがある。
5 強	大半の人が、物につかまらなると歩くことが難しいなど、行動に支障を感じる。	棚にある食器類や書棚の本で、落ちるものが多くなる。テレビが台から落ちることがある。固定していない家具が倒れることがある。	窓ガラスが割れて落ちることがある。補強されていないブロック塀が崩れることがある。据付けが不十分な自動販売機が倒れることがある。自動車の運転が困難となり、停止する車もある。
6 弱	立っていることが困難になる。	固定していない家具の大半が移動し、倒れるものもある。ドアが開かなくなることがある。	壁のタイルや窓ガラスが破損、落下することがある。
6 強	立っていることができず、はわないと動くことができない。揺れにほんろうされ、動くこともできず、飛ばされることもある。	固定していない家具のほとんどが移動し、倒れるものが多くなる。	壁のタイルや窓ガラスが破損、落下する建物が多くなる。補強されていないブロック塀のほとんどが崩れる。
7		固定していない家具のほとんどが移動したり倒れたりし、飛ぶこともある。	壁のタイルや窓ガラスが破損、落下する建物がさらに多くなる。補強されているブロック塀も破損するものがある。

2.2.7 地震動の特性を決定する3つの効果

図 2.2.8 は地震動の特性を決定する3つの効果について模式的に示したものである。観測点の地震動の特性を決定する第一の効果は、断層における破壊の起こり方、すなわち震源効果である。断層破壊の面積やずれ量の大きな地震では断層破壊の時間が長くなるので、マグニチュードの大きな地震の主要動の継続時間は長い。断層で破壊が開始した点である震源からの断層破壊がどのように進展するかという断層

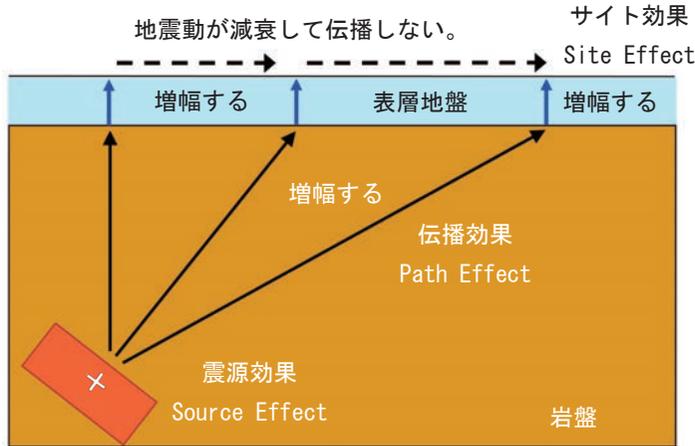


図 2.2.8 地震動の特性を決定する 3 つの効果

破壊の過程も、地震動の特性に大いに影響する。例えば、観測点に向かって順次断層破壊が進展すると、ドップラー効果によって振動が重ね合わされ、観測点の地震動の振幅は大きくなる。逆に断層破壊が観測点から遠ざかる方向に進展する場合は、振動の重ね合わせがないので観測点における地震動の振幅は比較的小さい。このように、地震動の振幅が、方位によって異なることを、ディレクティビティ効果という。プレート内地震あるいはスラブ内地震では、プレート境界地震の場合と比べて発生する地震波は短周期成分が支配的で、加速度が大きい地震動となる。その結果、同じマグニチュードのプレート境界地震と比べると、斜面の崩壊は顕著となる。

次は断層から観測点の地下までの地震波の伝播（経路）効果である。伝播経路が長いほど減衰が大きくなるため、地震動の振幅は小さくなる。海溝型のプレート境界地震では、一般的に震源距離が長くなるため、初期微動を感じてから本震が始まるまでの初期微動継続時間が長くなる。また、伝播の過程で減衰しやすい短周期の振動成分が少なく、ゆさゆさと建物を揺らし比較的長周期の揺れが遠くまで届く。一方、内陸直下型地震では、震源距離が短いため、初期微動継続時間が短く、初期微動とほぼ同時に激しい揺れが始まる。一般的に内陸活断層型地震のマグニチュードは7前後で、海溝型の巨大地震に比べて、主要動の継続時間は短い。

3番目はサイト効果による表層地盤における地震動の増幅である。表層地盤とは地表面近くに堆積した地層であり、一般的には沖積地盤のことをさす。サイト効果は、硬質な地盤から表層地盤へと地震波が上昇する際に、地震波が大きく増幅することである。表層地盤が軟質か硬質か、砂か粘土かによって、地震動の増幅率が大きく異なり、その結果、震源距離が同じでも被害の程度が異なることがある。なお、表層地盤で増幅された地震動は、一部の表面波とよばれる成分以外は、減衰が著し

いので地表面を水平方向に伝播することはない。以上のように、震源で生成された地震波は、岩盤中を伝播し、表層地盤で増幅される。

盆地や溺れ谷地盤では、一旦表層地盤に入射した地震動が増幅されながら、硬質地盤との境界で反射を繰り返し、エネルギーが谷の中に蓄積され、通常よりも大きな特徴的な地震動が発生することがある。このように、成層表層地盤による地震動の増幅に留まらず、硬質地盤の傾斜、局所的な軟弱層の分布などによる、局所的な表層地盤の構造に起因するサイト効果のことを、ローカルサイト・エフェクトとよぶ。そのなかでも、硬質地盤で反射した地震波と基盤から上昇する地震波が重なって、地震動の振幅が大きくなることをフォーカシングとよんでいる。以上の地震動の特性を決定する3つの効果の特徴を、表 2.2.4 にまとめた。

表 2.2.4 地震動の特性を決定する3つの効果の特徴

効果の種類	特徴	備考
震源効果	マグニチュードが大きいほど主要動が長く継続する。破壊の進行方向では振幅が大きくなり、破壊が遠ざかる側で振幅が小さくなる。	ディレクティビティ効果
伝播効果	震源距離が長いほど初期微動継続時間が長い。震源距離が長いと、短周期成分が少なくなる。	海溝型巨大地震 内陸活断層地震
サイト効果	軟質な地盤では卓越振動の増幅が大きい。基盤が不整形な地盤では、地震動が集中することあがる。	増幅 フォーカシング

2.2.8 表層地盤の卓越周期

表層地盤における地震動は、その上に立つ構造物や地表面下のライフラインなどを揺らしたり変形させたりするので、構造物の被害に直結する。図 2.2.9 は表層地盤の卓越振動を模式的に表している。表層地盤が大きく揺れるときは、基盤から鉛直に上昇した地震動は、自由境界である地表面に到達する際に最大の振幅となり、その後、振幅 0 を通過して反対側で最大の振幅となり、その後、地表面から基盤へ戻るような波動となっている。このような波動の周期 T (s) は、図のように T の時間に速度 V_s (m/s) の媒体中を表層地盤の厚さ H (m/s) の 4 倍進むことになるので、

$$T = \frac{4H}{V_s} \dots \dots (2.2.3)$$

と表すことができる。この T を表層地盤の卓越振動数という。ここで、せん断波速度 V_s は、土のせん断弾性係数、あるいはせん断剛性を G (N/m²)、土の密度を ρ (kg/m³) とすると、(2.2.4) 式で表すことができる。

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \cdot \dots \cdot (2.2.4)$$

したがって、硬い地盤では V_s は大きく、軟らかい地盤では V_s は小さくなるので、せん断波速度 V_s は表層地盤の硬軟を表す指標でもある。

さらに高次の卓越振動は、卓越周期が 2 次で $T/3$ 、3 次で $T/5$ 、4 次で $T/7 \dots$ であることが分かる。このような卓越振動の様式のことを振動モードという。1 次モードでは 1 つの腹、2 次モードでは節が 1 つ、腹が 2 つ、3 次モードでは節が 2 つ、腹が 3 つとなる。

水平に N 層の成層構造を有する表層地盤では、卓越周期 T は (2.2.5) 式となる。

$$T = 4 \sum_{i=1}^N \frac{H_i}{V_{s,i}} \cdot \dots \cdot (2.2.5)$$

ここで、 H_i : 基盤より i 番目の表層厚 (m)

$V_{s,i}$: 基盤より i 番目の表層のせん断波速度 (m/s)

図 2.2.10 は 4 層のケースについて示している。以上のようなメカニズムによって表層地盤の卓越振動が発生するが、その際の振動モード (振幅の形状) は基盤から地表面に向かって振幅が増大し、地表面で最大振幅となる余弦波状となる。

表層地盤は振動することによって大きなせん断ひずみを繰り返し受けると、せん断剛性が低下し、せん断波速度が遅くなる「ひずみ依存性」を有している。したがって、これまで示した表層地盤の地震動の卓越周期は、揺れが大きくなるほど長くなる。

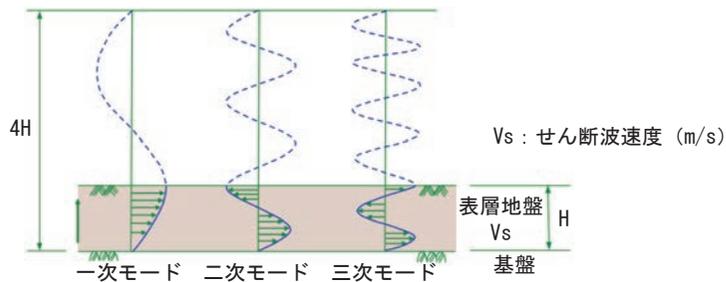


図 2.2.9 卓越振動と振動モード

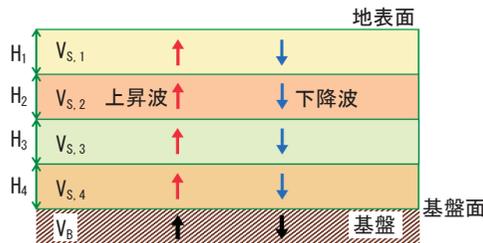


図 2.2.10 多層地盤における地震波の伝播

2.2.9 固有周期と固有振動

表層地盤に揺れやすい周期である卓越周期があるのと同様に、構造物にも揺れやすい周期、すなわち固有周期がある。固有周期による振動を固有振動という。質量 m (kg)、ばね定数 k (N/m) の1自由度系であれば、固有周期 T (s) は(2.2.6)式のようにになる。なお、【N】は【kg・m/s²】である。

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{m}{k}} \quad \dots \dots (2.2.6)$$

すなわち、質量が大きいほど固有周期は長く、ばねが硬いほど固有周期は短くなる。同じ構造の木造住宅なら重い瓦屋根の方がスレートの軽い屋根よりも長い周期で振動する。固有周期の長い建物ほど、揺れ幅（振幅）が大きくなるので、一般的には大きく揺れる。また、同じ材料で同じ断面積の建物なら、軒高が高いほど k は小さくなるので、固有周期は長くなる。したがって、超高層ビルは長い周期でゆっくりと大きくと揺れる。

建物ごとに構造が異なるので正確とはいえないが、建物の固有周期 T (s) と軒高 H (m) の間には、平均的に以下の式のような比例関係がある。

$$T = \alpha \times H \quad \dots \dots (2.2.7)$$

ここで、鉄筋コンクリート造建物の場合 $\alpha=0.02$ 、鉄骨造建物の場合 $\alpha=0.03$ 程度とすることが、実測例より確認されている。

2.2.10 共振

震源効果、伝播効果、そしてサイト効果によって地震動の特性が決定されることを説明した。地震動の特性は、揺れ幅の大きさである振幅特性、地震動の継続時間の長さや振幅の経時変化といった経時特性、そしてどのような周期の振動成分が卓越するかといった周期特性の3つの要素に分類できる。サイト効果により表層地盤は卓越周期で揺れる。一方、地盤の上に立つ建物は固有周期で揺れる。したがって、地震動の卓越周期と構造物の固有周期が一致するか近い場合、建物の揺れは大きくなる。このように、エネルギーを有する系が外部から与えられた刺激により固有振動を起こすことを共振という。

震源から地表面までの系で、震源効果、伝播効果、サイト効果の3つの効果によって決まる地震動が、構造物の系に作用して構造物の震動が発生している。したがって、震源から地表面までの系に加えて地表の構造物の系を加え、地震時の構造物の振動は、震源効果、伝播効果、サイト効果、そして構造物の共振効果の4つの効果で決定される。

2.3 災害に関わる気象の基礎知識

2.3.1 時間雨量と雨の降り方

梅雨の季節に入ってから秋雨の季節に至るまで、毎日のように豪雨災害のニュースが報道される。ニュースでは、「1時間 100 mm の猛烈な雨」、「1時間 25 mm の強い雨」などの雨の強さを表わすアナウンスとともに、豪雨と被害の映像が流される。1時間の降雨強度 (mm/h) である時間雨量 (mm) は、水害や土砂災害の発生ときわめて強い関係がある。特に1時間 10 mm を超える雨は通常の雨とは異なり、災害発生の危険性があることから、気象庁は表 2.3.1 に示すように1時間雨量を5段階に分類し、気象用語とともに雨の降り方を解説し、注意を喚起している。

「やや強い雨」、「強い雨」、「激しい雨」、「非常に激しい雨」、「猛烈な雨」は5段階の降雨強度に応じて決められている気象用語であり、アナウンサーや気象予報士の感情によって変化するものではない。各段階における1時間雨量の数値範囲を暗記するのが難しい場合は、表の雨の降り方を十分理解したうえで、これらと気象用語とを関係づけて覚えておくと、天気予報から雨の降り方の具体的なイメージを思い描くことができるので、的確な対応行動をとるのに役立つ。特に時間雨量が 50 mm を超えると、雨粒同士がぶつかりあって水しぶきが発生し、周囲が真っ白になって前方がみえなくなる。また、異常な雨の降り方に圧迫感、恐怖を感じる。

表 2.3.1 1時間の雨量と雨の降り方

1時間の雨量	気象用語	雨の降り方
10~20 mm	やや強い雨	ザーザーと降る。雨音で話し声がよく聞こえない。
20~30 mm	強い雨	どしゃ降り。側溝がたちまちあふれる。小河川氾濫。大雨注意報発表のレベル。
30~50 mm	激しい雨	バケツをひっくり返したよう。大雨警報発表のレベル。場合により、避難の準備を始める。
50~80 mm	非常に激しい雨	滝のように降る。水しぶきであたり一面が白くなる。土石流が起こりやすい。
80 mm 以上	猛烈な雨	息苦しくなるような圧迫感がある。恐怖を感じる。

2.3.2 気象警報・注意報、特別警報

気象警報・注意報は、大雨、暴風、大雪などによって発生する災害の防止・軽減のため、気象庁によって事前に発表される情報である。警報は重大な災害が発生す

る恐れがあるとき、注意報は災害が発生する恐れがあるときに発表される。発表の具体的基準については、気象庁が市町村ごとに過去の災害の発生履歴を考慮して、雨量、風速、積雪量などを基準値として設定している。特別警報は予想される現象が特に異常なため重大な災害が起こる恐れが著しく大きく、「直ちに命を守る行動をとることを促すこと」を目的として発表される情報である。表 2.3.2 に気象警報・注意報などの分類と発表の基準、種類をまとめた。

表 2.3.2 気象警報・注意報等の分類と発表の基準、種類

分類	発表の基準	種類
特別警報	予想される現象が特に異常なため重大な災害が起こる恐れが著しく大きい	大雨（土砂災害、浸水害）、暴風、暴風雪、大雪、波浪、高潮
警報	重大な災害が発生する恐れがある	大雨（土砂災害、浸水害）、洪水、暴風、暴風雪、大雪、波浪、高潮
注意報	災害が発生する恐れがある	大雨、洪水、強風、風雪、大雪、波浪、高潮、雷、融雪、濃霧、乾燥、なだれ、低温、霜、着氷、着雪

特別警報は、2011年東日本大震災における大津波警報や2013年台風12号における気象警報の発表が、市町村長による避難勧告・指示の発令や、住民自らの迅速な避難行動に結びつかなかったとの反省から、災害発生の危険性が著しく高いことを伝える情報として、2013年8月に運用が開始された。発表の具体的基準は、数十年に一度というきわめてまれで異常な現象を対象として基準値を設定している。表 2.3.3 に示すように、数十年に一度の降雨量が予想されなくても、平成24年7月九州北部豪雨クラスの豪雨のように、過去の対象事例に相当する現象が予想される場合は発表されることがある。本文には「これまでに経験したことのない大雨になっている」というような表現が加えられることが多い。ただし、特別警報の認知度が決して高いとはいえず、また特別警報発表のタイミングの遅れや未発表により、必ずしも命を守る行動に結びつかないことがある。

2.3.3 記録的短時間大雨情報

記録的短時間大雨情報は、数年に一度程度しか発生しないような短時間の大雨を観測したり、解析したりしたときに、各地の気象台が発表する気象情報である。1983年7月長崎豪雨（長崎大水害）がきっかけとなって気象情報として発表されることとなった。発表の基準雨量は、1時間雨量歴代1位または2位の記録を参考に、概