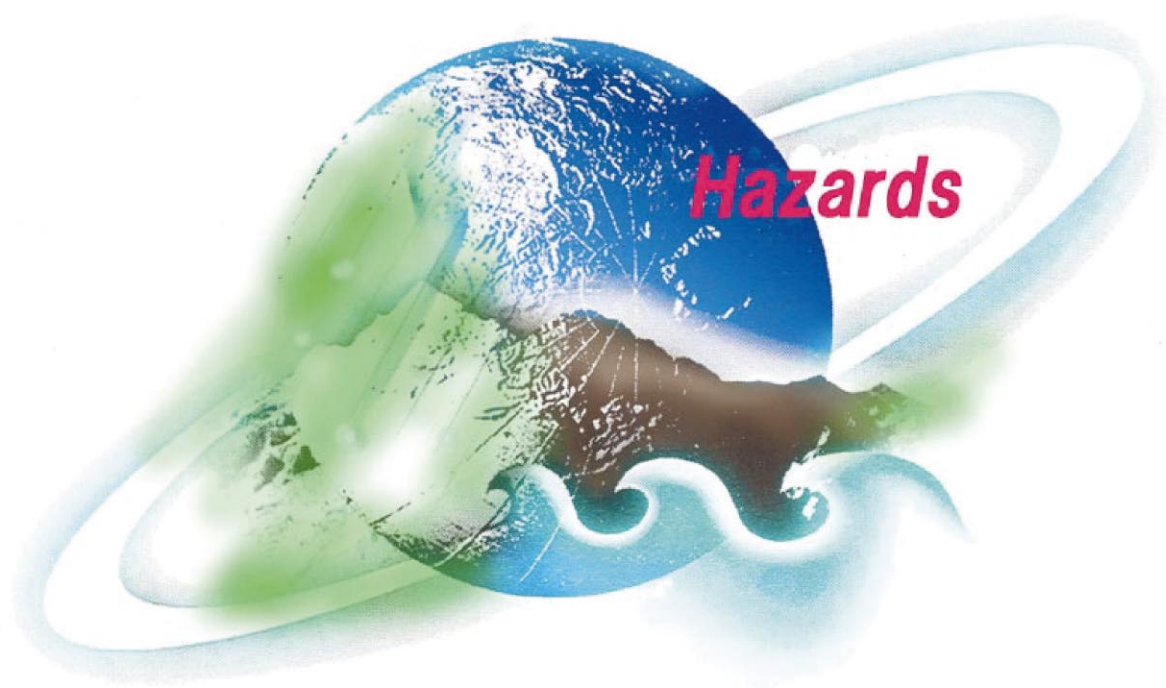


# 防災科学テキスト

— 自然災害のしくみを知る —



企画・編集 自然災害情報室

Edited by Disaster Information Laboratory



独立行政法人  
防災科学技術研究所

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan

# 防災科学テキスト

## －自然災害のしくみを知る－

自然災害は、広域の気象・水象・地象現象，局地的な地学的自然条件ならびに地域の人間・社会の諸要因が相互に関係しあって発生する複合的な現象であり，その防止・軽減には災害の種類・性質に応じハード・ソフトを組み合わせた多重的対策が必要とされる．ここでは，地震・洪水など主要な自然災害のそれぞれについて，発生機構，予知・予測，危険性評価などの自然的側面およびそれから導かれる対応策の概略を中心にして述べ，また，人間的要因や社会的側面についても簡単に示す．

### 目次

#### I 地震災害

1. 地震
2. 地盤強震動
3. 地盤液状化
4. 津波
5. 地震火災
6. 震災対策

#### II 大雨・強風災害

1. 大雨
2. 台風
3. 河川洪水
4. 内水氾濫
5. 高潮
6. 強風・竜巻

#### III 土砂災害

1. 斜面崩壊・地すべり

#### 2. 土石流

#### 3. 地震地すべり・岩屑流

#### IV 火山災害

1. 火山噴火
2. 噴火災害現象

#### V 異常気候災害

1. 冷害
2. 干害

#### VI 危険性評価・被害予測

1. 災害危険性評価
2. 被害予測

#### VII 人間社会の側面

1. 災害情報・避難
2. 防災土地利用
3. 災害法制度

#### I 地震災害

地震は地盤強震動，液状化，津波，斜面崩壊など種々の災害現象を引き起こす．地震波は広域にくまなく伝播するので地盤強震動はどこでも起こり得るが，それ以外の災害現象は地形・地盤等の条件により発生場所が限定される．これらの現象に伴って2次的に起こる重大な災害に火災がある．地震災害はまさしく突発的であり，またきわめて複合的な様相を呈する．とりわけ大都市が強震域に入ると多様な被害が生じ影響は広域・長期に及ぶ．斜面崩壊など土砂移動は大雨によっても生ずるので，これらは土砂災害としてまとめて別に説明する．

##### 1. 地震

###### 1.1 プレートと地震

地震は地下岩盤が断層によって破壊されることにより生ずる．長年月かけて歪みが蓄積され，岩盤の破壊限界に達すると断層が生じて歪みエネルギーが解放され，これが地震波となって伝播していく．歪みを起こす主因はプレートの相対運動である．プレートは地球表面を平均数十 km ほどの厚さで覆う岩板で，

大きさや形がさまざまな十数枚のプレートの存在が認められている。その境界は海溝などの地形や震源の分布から決められる。プレートはマントル対流の上昇部である海嶺において形成され、マントル対流に乗って水平移動し、やがて地球内部へ沈み込んでいく。この運動でプレート同士がぶつかり合いあるいはずれ合うと、大きな歪みが生じて強い地震が発生する。歪の発生はプレート境界域に集中する結果として、帯状につらなる地震帯が出現する。

世界の主要地震帯は、太平洋をほぼ取り巻く環太平洋地震帯と、インドネシアからヒマラヤを通り地中海へと続くヒマラヤ・アルプス地震帯である。日本列島は環太平洋地震帯の北西部に位置し、ユーラシア・北米の両大陸プレートの下に太平洋およびフィリピン海の両海洋プレートが沈み込んでいるという複雑な地下構造のところにあり、沈み込みの場所が千島海溝・日本海溝・南海トラフなどである（トラフは浅い海溝）。沈み込みにより日本列島はほぼ東西に圧縮され、大きな歪が引き続き発生して大小の地震が頻発する。マグニチュード8クラスの巨大地震はプレート境界である海溝の近くで主に生ずる。プレートの運動は陸域の地殻内にも長時間かけ歪を蓄積させて、内陸地震（直下型地震）を引き起こす。

## 1.2 地震と断層

断層には上側の岩盤がずれ上がる逆断層、上側岩盤がずれ落ちる正断層および横にずれあう横ずれ断層とがある。日本列島のような圧縮の場では逆断層が主に生じ、この結果として地殻は押し縮められる。マグニチュード(M)8の地震では断層面の長辺の長さが100kmでずれ量が6m、M7で30kmおよび1.5mというのが、日本における内陸地震の平均的な大きさである。断層面の位置・形状は余震の震源の3次元分布からおおよそ知ることができる。断層面の広さとずれ量とを掛けた値は地震のエネルギー規模を表す。震源は岩盤破壊が始まる場所で一般に断層面の端にあり、秒速3kmほどの速度で破壊は進行する。破壊が終了するまでの時間はM8の地震で40秒程度であるから、強い震動が続くのは1分程度である。

マグニチュードの大きい地震や震源の浅い地震では、断層が地表に達して地表面にずれを起こす。台地・段丘面のような本来平坦な地形に現れた連続的ずれなどを主要な手がかりとして、活断層の存在が認定される。活断層は最新の地質時代（一般に第四紀後期のおおよそ数十万年前以降）に活動した形跡のある断層で、今後も活動が反復すると考えられるものをいう。深いところにあり地表には達していない断層は、活動を繰り返していても活断層としての認定が極めて困難である。活断層の活動は内陸地震を引き起こす。その発生は数千年に1回のオーダーである。一方、海溝近くの海底で起こるM8クラスのプレート境界地震は100～400年ほどの間隔で起こる。陸域で発生し被害を引き起こした地震の半分程度は、既存の活断層の活動とは認定されていない。

## 1.3 地震波

地震波には、粗密の状態が伝わっていく縦波のP波、ずれ変形が伝播していく横波のS波、地表面上を伝わる表面波がある。このうちS波が最も強い揺れを示す主要動である。地下岩盤での地震波速度は、P波が5～6km/秒、S波が3～4km/秒、表面波が3km/秒程度である。このためP波が最も先行して伝わり、少し遅れてS波がやってくる。この到達時間の差（初期微動継続時間）は距離に比例するので、これを多数の観測点で求めて震源の位置が決定される（図1.1）。表面波はあまり減衰しないので、遠方の強い地震では遅れてやってくる表面波による揺れが長く続く。最初のガタガタというP波の揺れを感じたら、とっさに身構えあるいは行動を起こし、続いてくるS波の主要動に備えることが望まれる。地震の規模を示すマグニチュードMは、地震計で記録された地震波形の最大振幅から求められる。Mは対数を使って表される値で、Mが0.2大きいとエネルギーはほぼ2倍に、

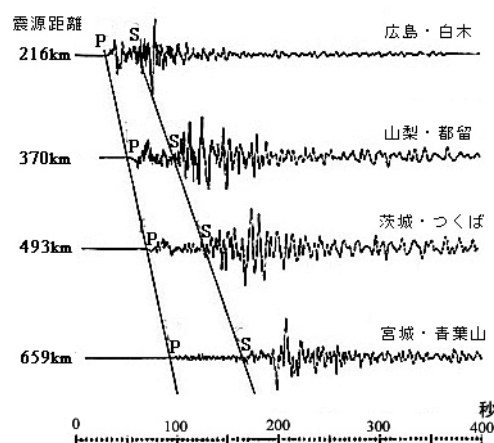


図 1.1 兵庫県南部地震の地震記録

1 大きいと 32 倍になる。

最も先行する P 波を震源近くで捉え、それが強い揺れであったら、その情報を周辺の地域にいち早く伝えて S 波の到達前に緊急対応をとらせようとするのが緊急地震速報である。現在のところ一般の住民にまで伝えられるのに 10 秒近くかかるので、緊急対応が最も必要な強震動域には間に合わないとしたほうがよいであろう。

## 1.4 地震危険度

同じ震源域で繰り返し起こっているプレート境界地震や主要活断層を対象にして、大地震の発生する確率の評価と各地点の地震動予測が行われている。地震発生確率は、大地震の平均の繰り返し期間と最後の地震が起こった時期に基づいて求められる。平均繰り返し

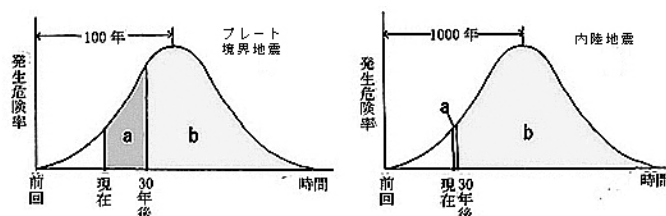


図 1.2 地震発生確率

期間を経たときに発生確率は最大になり、平均からはずれるほど確率は小さくなると考えてよいので、確率の分布曲線は図 1.2 のようなベル型になる。図において  $a+b$  の面積が 1 (地震はこの期間に 1 回発生) であるから、 $a$  を  $a+b$  で割った値が今後 30 年間の発生確率になる (この 30 年はどのような年数でもよい)。発生確率は地震の平均間隔が長いほど低く、前回発生から時間が経つほど高くなる。海溝型巨大地震の平均発生間隔は 100~400 年程度なので、発生確率は比較的大きな値になる。一方、内陸の活断層の活動による地震の発生間隔は数千年のオーダーなので、確率は非常に小さく計算される。発生が最も懸念される東海地震が今後 30 年間に発生するであろう確率は 86% と試算されている。相模トラフ北部における地震 (関東地震) の発生間隔は 200~400 年で、30 年以内の発生確率は数%ほどである。南関東においては、M7 クラスの地震が 30 年以内に起こる確率が 70% と高い値が示されている。M7 の地震による震度 6 以上の範囲は広く見ても半径 30km なので、1 回の M7 地震の被災域は南関東の一部に限られる。

## 1.5 地震予知

地殻中に歪を蓄積させる主因はプレートの運動である。この運動速度はほぼ変化しないので歪の蓄積速度は一定で、大地震発生の時間間隔もほぼ一定とみなされる。このことを基礎において、最近大地震が起こっていない地域 (空白域) を対象にし、歪が破壊限界近くに達したことに伴う地殻変動等を集中観測してその異常変化 (前兆現象) を捉えようとするのが (短期的) 地震予知である。予知は、いつ、どこで、どんな規模での 3 つを示す必要がある。いつ、という防災上最も必要とされる問いに答えるために空白域に観測網を展開し、地殻の伸縮や歪、地盤の傾斜や上下変動などの地殻変動および常時起こっている微小地震の分布や発震機構など地震活動を継続観測して、大地震の発生に先立つ異常変化を捉えようとしている。しかし、何を異常とするか、果たしてそれが捉えられるかについては、今のところはっきりしていない。南海トラフの最東部においては M8 クラスの地震の発生は前回が 1854 年、前々回が 1707 年で、次の発生が差し迫っている空白域とされ、その予知のための観測が強化された。予知により防げる被害部分は限られ、災害の大枠を決める 1 次的破壊被害 (建物倒壊など) を防ぐことはできない。当たり外れが大きく対応コストが大きい場合には、予知は補助的手段である。

## 2. 地盤強震動

### 2.1 震度

震度は地震波が到達した各地点における地震動の強さを示す値で、地震被害の大きさを決める基本値である。一般に用いられているのは 10 階級区分の気象庁震度階であるが、最大加速度や最大速度などの地震動観測値によっても表される。気象庁震度は揺れの状態や被害などに基づく総合的な判断で以前には決められていたが、1997 年から震度計 (加速度計) により観測した加速度の大きさとその継続時間に基づいて自動決定する計測震度に全面的に切り替えられた。計測震度では以前に比べ震度がより大きく表される傾

向がみられ、たとえば震度 6 以上の回数は、観測点が密になったことを考慮に入れても、以前に比べ 4 倍ほどに増大した。

強い地震動は強震計により観測記録される。これはある強さ以上の地震動入力があると作動して、地盤の震動や建物・構造物などの震動（加速度・速度）を低倍率で記録する。高倍率では針が振り切れて記録できない。1995 年兵庫県南部地震の後、強震計は全国に密に設置されるようになった。

地震加速度は墓石の転倒状況からも推定できる。直方体状の墓石を転倒させる加速度  $\alpha$  は、高さを  $H$ 、底面幅を  $B$  として  $\alpha = (B/H) g$ （ $g$ ：重力加速度）で与えられる。一つの墓地についての墓石転倒率から加速度を推定することも行われ、転倒率 90% で加速度が 380ガルといった値が経験的に得られている。

地震動の強さを決める主な要因は、地震のマグニチュード、震源からの距離およびその場所の地盤条件である。地下基盤の構造、断層破壊の進行方向、広域の地殻構造などもまた関係している。地表面にはさまざまな地層や地形が分布していて伝わってきた地震波の強さや性質が変わり、その結果として地震被害の場所による違いが出現する。とくに軟弱地層域では地震動が大きく増幅されて震度が大きくなる。地域の地盤条件を知ることは地震対策の基礎である。

## 2.2 地震動の増幅・共振

地震波の伝播速度は硬い岩盤で速く、軟らかい地層では遅くなる。地震の主要動である S 波の速度は岩盤・地層の硬さの平方根に比例し、硬い岩盤では秒速 3km 程度、締まった洪積層で 400～500m、沖積層のような軟らかい地層では 100～200m ほどである。地下深部から伝わってきた地震波は地表面で反射して戻っていくが、その一部は最表層の軟らかい地層とその下のより硬い地層との間の境界面で反射し再び地表面で反射する、ということを繰り返してその地層中に閉じ込められる。この閉じ込め部分は軟らかくて地震波の速度が遅い地層ほど多くなる。この結果として表層の軟らかい地層中には多くの波が後から後からと詰め込まれて重なり合い、地震の揺れが強くなる。これが地震波速度の低下による震動増幅である。震動はまた共振現象によっても増幅される。

物体はすべて建物も地盤も、非常に揺れやすい特定の固有周期をそれぞれ持っている。これと同じ周期の力が外から作用すると、それが弱いものであってもそのエネルギーがロスなく取り込まれていって、大きな揺れが誘発される。これが共振であって、音の共鳴と同じ現象である。地震波にはいろいろな周期の波が重なっており、通常地震で多いのは 0.5～1 秒ほどの周期の波である。伝播してきた地震波の中に地盤の固有周期と同じ周期の波が多く含まれると、共振現象によりこの地盤は大きく揺れる。各種地盤の固有周期の概略の値は、岩盤 0.1 秒、洪積層 0.2～0.3 秒、沖積層 0.4～1.0 秒、埋立地・沼地の軟弱層 1.0 秒以上などで、地震波と共振を起こしやすいのは沖積層である。より軟弱な地層は主要動の後に長く続く長周期の地震動と共振する。これは地震動と地盤との間での共振であるが、更に地盤と建物の間での共振が加わる。

地盤と同じように建物も、揺れやすい固有の周期を持っている。地盤震動の固有周期が建物の固有周期と一致すると、共振現象により建物は大きく揺れる。建物の固有周期は構造や高さによって異なり、その概略の大きさは、一般の木造住宅 0.3～0.6 秒、10 階建鉄筋コンクリートビル 0.8 秒前後、10 階建鉄骨ビル 1.2 秒程度などで、高い建物ほど固有周期は長くなりゆっくりと揺れる。岩盤の固有周期は一般の建物の固有周期よりも小さいので、地表近くまで岩盤よりなる山地では共振現象はほとんど生じない。一方、厚くて軟らかい沖積層からなる平野では、多種類の建物が共振を起こして被害が大きくなる。

## 2.3 表層地盤

地盤調査は地震対策の基礎である。地盤の種類・性質は主としてボーリングによって調べられ、その硬さは N 値により簡潔に表現される。N 値は地層のコアを採取するサンプラーを一定深さだけ打ち込むのに要する打撃回数である。砂質地盤では密度が、N 値 0～4 で非常にゆるい、4～10 ゆるい、10～30 中位、30～50 密、であることを示す。粘土地盤では硬さが、N 値 0～2 で非常に軟らかい、2～4 軟らかい、4～8 中

軟らかい地層の代表に沖積層がある。沖積層はおよそ 1.8 万年前以降に、主として入り海や内湾の浅い海底に堆積した地層である。形成後間もないのでまだ固まっていなくて、隙間の多い締りのゆるい地層である。地形と表層地盤との関係は密接なので、地形から地盤の種類とその広がりを推定することができる。

Figure 1 consists of two parts: a stratigraphic correlation chart on the left and a geological map on the right.

The stratigraphic correlation chart shows five columns (A-E) representing different locations. The vertical axis indicates depth in meters (0 to 30m). The lithological symbols used are:

- 表土 (Surface soil)
- ローム (Loam)
- 砂 (Sand)
- 砂礫 (Sand and gravel)
- シルト (Silt)
- 粘土 (Clay)
- 凝結土 (Consolidated soil)
- シルト質 (Silty)

The geological map on the right shows the Kamaishi area with locations A-E marked. The map includes a 3km scale bar and a legend for geological features:

- ローム台地 (Loam plateau)
- 砂州 (Sand bar)
- 海岸埋立地 (Coastal land reclamation)
- 谷底低地 (Valley floor lowland)
- 埋没谷底 (埋没20m以上) (Buried valley floor (depth 20m or more))

表層が特に軟弱なところも第3種である。このような地層は、入り海の名残りである潟性低地、干潟を陸化した干拓地、昔の池や沼、台地内の谷底などに多くみられる。沿岸砂州によって出口が閉ざされた小谷底には泥炭層が分布し、その結果として1923年関東地震時には住家倒壊率が山の手台地内の谷出口において非常に大きな値を示した。

地盤条件は震動増幅度の違いを通じて地震被害の分布を決める。最大規模の内陸地震であった 1891 年濃尾地震 (M8.0)では、震央から 50km のところについてみると、住家倒壊率は河川氾濫原・三角州 (沖積層厚 20m 以上) 60%, 同 (沖積層厚 20m 未満) 35%, 台地・扇状地 7%, 丘陵地 2.5%という差があり、距離が大きくなるにつれこの差はさらに増大している。1923 年関東地震では、東京 (旧 15 区) は関東地震の震源から 50~60km 離れていたため、山の手台地面では全壊率がほぼ 1%以下で、震度は 5 強~6 弱であった。これに対し下町低地などでは全壊率が局地的に 30%を超え (震度 7), 地盤の違いによる被害の差が明瞭に現われた。全壊率が大きかったのは荒川低地中の沖積層の厚い地域および山の手台地を刻む谷の出口や谷底の旧池沼域であった。

(図 1.4). かつての海面低下時には、関

東平野を流れて東京湾に流入していた古東京川は、下町低地において現在の荒川の流路付近を流れ、当時の陸地面を深く削り込んでいた。従って、隅田川の東では西に比べ沖積層がより厚く、その結果が被害率の大きいことに明瞭に現われた。隅田川の西方では、丸の内容谷とよばれる埋没谷があり、その南部は中世まで日比谷入江という海であった。丸の内容谷は現在の神田川に連続している。全壊率はこの旧入江や谷底低地で局地的に大きな値を示した。

1948 年の福井地震(M7.1)は、被害の激甚さから震度階 7 (激震) が新たに加えられたという強い内陸地震であった。被害の大部分は幅 12km 長さ 40km の細長い盆地状の福井平野内に集中した。平野東部を走る潜在断層が確認されているが、この断層に関係なく大きな被害は平野の全面に及んだ。被害率は平野の全域にわたって 50%以上であったが、周辺山地に入るとすぐに 0%に低下し、沖積低地と山地との差が際立って現れた。盆地状の地下基盤構造もこの平野での被害集中に関わっていると推定される。1995 年兵庫県南部地震により神戸において出現した震災の帯 (建物全壊率 30%以上の狭い带状域) は、基盤岩と堆積層の境界における地震波の屈折および反射波の重なりによるものとされている。

### 3. 地盤液状化

#### 3.1 発生条件

砂は粒径がおおよそ 0.1~2mm で、粘土に比べ粒の粗い粒子で粘着性はない。締まりがゆるい状態でこの砂が積み重なっているとき、砂粒子はお互いに角を接触させ、いわば突っ張りあって全体の骨格をつくっている。粒子間には広い隙間があり、互いにつながっている。地下水面が高いとこの隙

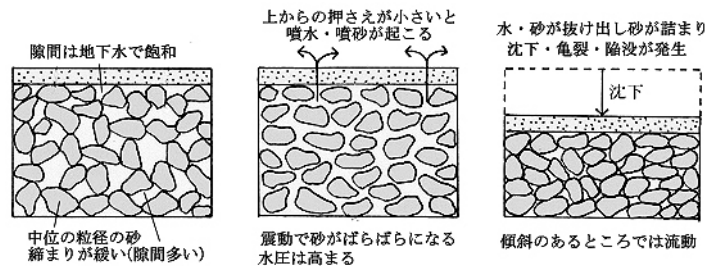


図 1.5 砂層の液状化

間は水で完全に満たされ飽和状態になっている。ここに地震動が加わって砂粒子が繰り返し揺すられると、お互いの支えがしだいにはずれ、やがては砂粒子間の接触はなくなり、水圧を高めた水の中にばらばらになって浮いた状態になる。これが地盤の液状化である。揺すられることによる全体としての体積の縮小に抵抗して地下水の水圧は高まる (図 1.5)。

圧力を高めた地下水が砂と共に地表へ噴出すると、地層の中身が抜け出したことになり、沈下・亀裂・陥没・隆起などの地盤変形が起こる。噴水・噴砂が生じた跡には、小さな火山クレーターのような地形が出現する。横からの押さえのないところや傾斜のあるところでは、液状化層が側方へ流動する。これにより建物・構造物に沈下・傾斜・転倒・浮き上がりなど、およびそれに伴う破壊が生じる。水と砂が抜け出すのにはかなりの時間がかかるので (長いときには数時間以上)、強震動の作用の場合とは異なり、建物の変形・破壊は比較的ゆっくりと進む。したがって人身被害はほとんど生じない。

地震動の主力である S 波は、ずれ変形が伝播していく横波なので、ずれの力に抵抗できない液体中には S 波は伝わらない。したがって液状化は地震動を減衰させる。液状化による被害は、専ら基礎地盤の変形・破壊により生じる。被害を受けやすいのは重量の大きな建築物や構造物であり、液状化砂層中に沈み込んだり、不等沈下により傾斜したりする。地中に埋設された上下水道管・ガスパイプ・マンホール・タンクなどは、内部が空洞で全体としての比重は小さいので浮き上がる。護岸や擁壁は側方流動によって押し出される。港湾施設・水際構造物・橋梁などの基礎構造物は特にこの被害を受けやすい。

#### 3.2 液状化危険地と対策

液状化が発生しやすいのは、地下水位が高く表層近くまで水で飽和した、深さ 15~20m 以内の締りの緩い (N 値の小さい) 砂質層である。より細粒になると粘着力による抵抗が生じて液状化が起こりにくくなる。より粗粒の砂礫層では透水性が大きく水が抜け出しやすいので、揺すられても水圧が高くならず、液状化には至らない。N 値がおおよそ 20 以下であると液状化発生の可能性があり、N 値が 10 以下であると液状化の危険性は大きくなる。

液状化の可能性の大きい砂層がある地形は、海岸埋立地、砂丘の内陸側縁辺、砂丘間凹地、旧河川敷、低い自然堤防などである。季節風の強い日本海沿岸には砂丘が発達する砂浜海岸が多いので、1964 年新潟地震、1983 年日本海中部地震のように、この地域における地震では液状化被害が目立っている。海岸埋立地はつくられて間もないきわめて締まりの緩い地層なので、液状化の危険の最も大きいところである。

液状化は締まりの緩い砂層と地下水飽和という2つの条件の組み合わせによって生じる。従ってこれらの条件をなくすことが、液状化防止の地盤改良対策になる。この対策工法には、砂層をなくす（土の入れ替え）、地下水をなくす（水抜き・止水・固結）、砂層を固める（振動による締め固め、凝固材混入）、噴水・噴砂を防ぐ（表層に盛土、不透水性のシートを敷く）、透水性を高める（砕石柱を入れる）、などがある。

## 4. 津波

### 4.1 発生・伝播

海底で生じた地震断層により、海底面が急激に隆起ないしは沈降すると、その地形変化はほぼそのまま海面の変化に移し変えられ、すぐさま海面の大きな波動が生じて周囲に伝わっていく。これが通常起こる地震津波である。弱い地震では海底地形の変化がほとんど生じないので津波は起こらない。強い地震でも震源が深いと断層が海底面にまでは達しないので、津波は発生しない。大きな津波を引き起こすのは、プレート沈み込みに伴って発生する海溝型巨大地震で、通常これは低角の逆断層である。このような断層では海面が押し上げられるところと引き下げられるところが生じる。押し上げの側では押し波（海面の上昇）が先頭となって伝わり、引き下げの側では引き波（海面の低下）が先行する（図1.6）。津波の第一波が押し波か引き波かは危険の認知と避難に大きな影響を与える。

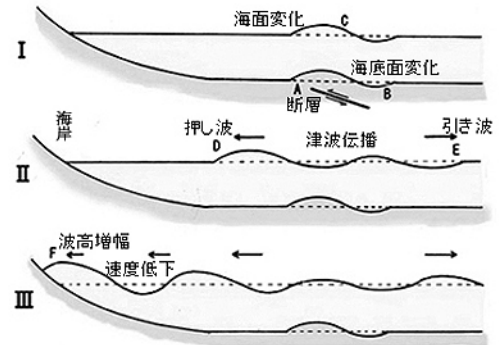


図1.6 津波の発生・伝播・増幅

津波は海底面の地形変化が生じた海域で発生し、この範囲を波源域という。波源域の長径はM8で100km程度である。2004年のスマトラ沖地震(M9.0)では波源域の長径は1,100kmと巨大であった。津波はこの広い波源域の境界の全周から発進する。大きな津波を起こす海溝型巨大地震では、波源域は海溝に沿って細長くなる。この細長い楕円の短軸方向（横方向）に津波のエネルギーは強く放出される。

### 4.2 津波の増幅・遡上

津波は波長の非常に大きい長波で、その進行速度は水深の平方根に比例する。水深4,000mの外洋では秒速約200m（時速720km）、水深200mの陸棚では秒速約44m、水深10mの海岸域では秒速約10mとなり、海岸に近づいて水深が浅くなるにつれ速度は急速に低下する。津波が海岸に近づくと、波の先頭がしだいに減速しているところへ後からの波が追いついてくるので、押し込まれるような状態になって波の高さが増す。奥ほど狭まっている湾の中に入ってくると、横から押し込まれて波は更に高くなる（図1.7）。このようにして高さを増した津波は海岸線を越え、激しい流れとなって陸地内へ流入する。津波の1波による海面の高まりは数分以上続くので、海水は引き続き大量に流入してくる。波とは表現されるものの周期の短い風波の打ち寄せとは全く異なり、海面が数分間も高まることにより生ずる激しい海水流入である。

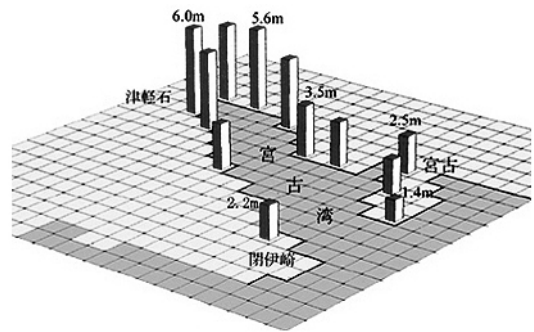


図1.7 湾内での津波増幅（1960年チリ地震津波）

波動の周期は数分～数十分であり、激しく流入した海水は海岸斜面を這い上がり、またすぐに引き戻される。この海水の最大到達標高は津波の規模を表す主要な指標である。明治三陸津波では三陸海岸において38mを記録した。海岸線近くの海底勾配が小さいと（遠浅であると）、海水の戻りが遅くなり、その結果陸地内へ進入した海水が引き戻されることなくより高くまで到達する。引き波は地表面の傾斜方向に流れるため激しい流れになり、建物などを引き流していく。

### 4.3 津波への対応

最大到達高は被害の大きさを決める主要因であるが、流れの水深が3～4mもあれば破壊力は十分に強大

であるから、海面に近い標高の海岸低地にある集落では、最大到達高が数 m あればほぼ完全な破壊を受ける。津波による海水の流れは強大な勢力を持っており、その高さは数十 m にもなる可能性があるので、できる限り高所へ緊急に避難することが対応の基本となる。高所移転は抜本的な危険除去策であるが、日常の生活や生産活動が優先されるのが現実で、実現は困難である。

大きな津波を引き起こすのは M8 クラスの海溝型巨大地震である。フィリピン海プレートが沈み込む南海トラフや相模トラフは、太平洋南岸近くにあり先端は陸地に達しているため、海溝型地震の震源域は陸地に極めて接近している。これによる津波（最初の押し波）は数分以内に海岸に到達する。1946 年南海地震の津波は 5 分ぐらいで四国南岸に達した。気象庁は地震後の 3 分程度で津波警報を出す体制をとっている。津波の到達は早いときには数分であり、しかもこの早く到達するところで津波が最も高くなって危険である。この短い時間内に警報が危険な海岸域全域に伝えられる可能性は小さいし、また、それを前提にするのは危うい対応である。海辺にいて強い地震を感じたら、自らの判断ですぐに海から遠ざかる行動を起こすのが基本である。

しかし、断層破壊が比較的ゆっくりと進んで地震の揺れは強くないのに対し、海底地形変化は大きいので高い津波を起こすという津波地震があり、大きな人的被害をもたらしている。死者およそ 2.2 万人の 1889 年明治三陸津波はこのタイプの地震で、陸上での最大震度は 4 であった。死者 140 人をだした 1960 年チリ地震津波は太平洋対岸から 1 昼夜近くかけて襲来した遠地津波で、津波警報システムが当時は無く全くの不意打ちであった。強い震動が感じられない場合には、津波の海岸への接近に先立つ現象をすばやく認知する必要がある。津波の第 1 波が引き波であれば、まず海面が異常に低下して普段は海面下にある海底が露出するので、異変に気づきやすい。第 1 波が押し波の場合、異常音を発し白い水の壁となって押し寄せてくる津波先端をいち早く認めて、一目散に逃げる必要がある。

## 5. 地震火災

表 1.1 主要地震火災

1923 年の関東大震災のとき、東京市（旧 15 区）における住家全潰はおよそ 1.2 万棟であったのに対し焼失は棟数で約 22 万、世帯数では約 28 万で、火災による被害が大部分を占めた。焼失域は市域総面積の 44% に達し、死者総数約 6.9 万人の 95% は火災によるものであった。横浜市では宅地面積の 75% が焼失し、6.3 万世帯が全焼被害を被った。関東地震時の火災は巨大規模であったが、木造家屋が主である日本では大地震の際に必ずといってよいほど大規模火災が発生している（表 1.1）。

| 地震名     | 年月日        | 時刻    | M   | 焼失戸数    | 主な火災発生市町(焼失戸数)                                        |
|---------|------------|-------|-----|---------|-------------------------------------------------------|
| 濃尾地震    | 1891.10.28 | 6:39  | 8.0 | 4,204   | 岐阜市(2,102)                                            |
| 庄内地震    | 1894.10.22 | 17:35 | 7.0 | 2,148   | 酒田市(1,747)                                            |
| 関東地震    | 1923. 9. 1 | 11:58 | 7.9 | 447,128 | 東京市(366,262), 横浜市(58,981)<br>横須賀市(3,500), 小田原町(2,268) |
| 北但馬地震   | 1925. 5.23 | 11:09 | 6.8 | 2,328   | 豊岡町(1,483)                                            |
| 北丹後地震   | 1927. 3. 7 | 18:27 | 7.3 | 6,659   | 出石町(2,359)                                            |
| 南海地震    | 1946.12.21 | 4:19  | 8.0 | 2,598   | 新宮市(2,400)                                            |
| 福井地震    | 1948. 6.28 | 16:13 | 7.1 | 3,851   | 福井市(1,859)                                            |
| 兵庫県南部地震 | 1995. 1.17 | 5:46  | 7.2 | 7,456   | 神戸市(7,379)                                            |

地震時の火災は、同時多発による消防力分散、建築物・構造物の倒壊や道路損壊による通行障害、消火栓や水道管の破損による水利不足、大量の自動車通行による交通渋滞などの要因が複合して消火活動が大きく阻害され、延焼火災に発展しやすい。火災の大部分は建物倒壊や建物内での転倒・落下物によって生じるので、本震の後の短時間内に一斉に出火し、その件数は建物倒壊数に比例して増大する。常備消防は基本的には平常時の火災防御に対応できる規模で整備されており、このような異常事態に対処できる態勢にはなっていない。出火現場へ到達するのに道路利用が不可欠であるが、これは路面の亀裂・陥没・崩壊、落橋、建物の倒壊など、および大量の自動車が一斉に動きだすことによる大渋滞によって、大きな障害を受ける。兵庫県南部地震時の神戸では極端な交通渋滞により、消防車両等は火災地点に近づくことが極度に困難であった。この大量通行車両の 90% 以上は緊急性のない一般車であったと推定されている。

常備消防力の手が及ばないとなると、あとは地区住民の消火活動に委ねられることになる。しかし、強い震動による被災や恐怖などにより、震度が大きいほど住民による止火（使用中の火気器具の始末）や初期消火（消火器やバケツなどによる消火）の活動は低下する。また肝心の水も水道管の破壊による断水に

よって得ることができない。かくして地震時には出火の多くが延焼に至り、建物が密集する都市では大火災に発展する。

住家全壊率と出火率とは比例的な関係にある。つまり建物倒壊を防ぐことが火災を少なくすることにつながる。出火原因としては、かつては石油ストーブ・油なべ・薬品が主要原因とされていたが、兵庫県南部地震時の神戸市では電気関係 39%、ガス関係 18%、電気＋ガス 11%と様変わりの状況となった。

関東地震時の東京市内における出火 98 のうちの 27 (1/4 強) が火元付近で消し止められ、残りの 71 が延焼に発展した。延焼速度は風速の指数関数で示される。地震当日には台風が中部地方を通過していて毎秒 10m ほどのかなり強い南風が吹いていた。延焼速度は 200～400m/時の場合が多く、最大では 800m/時であった。この強風が被害を巨大にした。兵庫県南部地震時の神戸では、平均風速が 2～3m/秒と弱かったので、延焼速度は平均して 30～40m/時であった。この遅い速度で 16 時間にわたりゆっくりと延焼が進行した。延焼速度はこのような遅かったものの長時間燃えつづけて、関東震災時の横浜に次ぐ火災規模になったことの主因としては、水利不足や交通渋滞などによる消火活動の阻害が挙げられる。このため延焼阻止要因における「消火活動」の比率が神戸においては低かった。

東京を M7.3 の直下地震が襲った場合、発生時刻が 18 時で風速が 15m/秒という最悪の条件下では、火災による焼失が約 65 万棟、これによる死者が 6,200 人といった想定がなされている。火災の危険が高いとされている地区は、木造家屋が密集し不燃化率が低くて延焼危険度の高い地区（都心西側）である。地震発生が 5 時で風速が 3m/秒の場合には、建物全壊は同じ (15 万棟) であるのに対し、全焼は 4 万棟と非常に大きな違いがある。悪条件下で地震が起こる確率は、地震そのものの起こる確率よりも 1 桁小さいと考えられるが、いずれにせよ東京における地震火災は巨大な災害をもたらす現実的可能性をもっている。

## 6. 震災対策

### 6.1 地震被害

強震動による死者の大部分は建物倒壊により発生し、ほぼ即死の状態である。兵庫県南部地震による関連死および火災を除く死者 5,000 人の 90%以上が地震直後の 15 分以内に亡くなっている。したがって、地震による死者を少なくするには、建物の耐震性を高めて壊れないようにすることが何よりも重要である。これは火災を防ぐことにもつながり、また、居住場所を失って一時的でなく永続的な難民となる人々を少なくして、救援・救護・収容施設提供・生活再建などの諸問題を小さくする。

死者数の多い地震災害は世界的にみると、乾燥・半乾燥の地域の途上国で頻繁に起こっている。木材が乏しい乾燥地域では、アドベと呼ばれる日干しレンガが手近かで安価な住居用材料として広く使用されている。レンガを積み上げた建物は震動によって完全崩落し、多数の生き埋め被害を引き起こす。この典型がイランで、20 世紀後半以降における死者 1,000 以上の地震災害件数（総数 50）の 1/5 がこの国で発生している。途上国では経済的理由のため耐震基準は低いし施工が不備になりがちなため、さほど強くない地震でも大きな被害が発生することが多い。木造家屋の多い樹木気候地帯（中米・東南アジア）では、倒壊一埋没型被害に延焼火災型被害が加わる。

### 6.2 耐震性強化

現在の建築物耐震基準は、1981 年の建築基準法改正により、設計震度を原則として 0.2G、すなわち建築物自重の 20%の大きさの水平力に耐えられるように設計し、また、自重の 100%までの力に対しては、変形はしても大破壊には至らないようにして人への危害力は抑える、という 2 段階基準に定められている。兵庫県南部地震では、この基準に従っていない古い在来工法の建物、更には建築基準法制定（1950 年）以前の弱い木造家屋（重い瓦屋根の、間取りの悪い長屋など）が多数残存していて倒壊し、多くの死者をもたらす主因になった。一方、枠組み壁工法（ツーバイフォー）やプレハブのように面を組み合わせる方式の建物（これらはまた経過年数が短い）などに被害は少なく、建築構造の差が被害の差に明瞭に表れた。

木造住宅の耐震性を高める方法は、硬い地盤を選んで鉄筋コンクリート基礎に土台を緊結する、屋根を軽く壁を多くする、木材の腐食・蟻害を防ぎその接合部を金物で補強する、床を剛強にして建物を一体化する、などである（図 1.8）。とくに、耐震性のある壁をできるかぎり多く、かつそれをバランスよく配置することが重要である。耐震性の壁とは、筋かいを入れたり、構造用合板を張付けたりした壁である。壁が多く使われていても、道路に面した1面の全体を開口させるなど、その配置が偏っているとねじれ振動がおきて破壊される。木材は繊維組織で構成され、軽くて粘り強い特性をもつので、耐震建築材料に適している。しかし、これを構造物として組み上げる場合、日本古来の方法（軸組み杣工法）では、その接合部に力を集中させて耐力を大きく低下させる。また、開放的で壁が少ない、各部屋が広い、瓦屋根で重い、土壁で脆い、などが古来の日本家屋で、一般に耐震性が劣る。

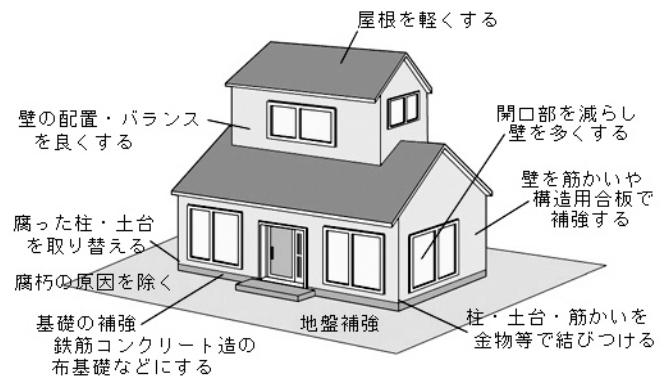


図 1.8 木造家屋の耐震補強

免震構造により建物の地震応答を低減させるという方法が普及してきている。これはまず建物を地盤から切り離し、ゴムやスプリングなど固有周期の長い材料の基礎（アイソレーター）で建物を柔らかに支持し、鉛・軟鋼などエネルギーを吸収するダンパーを使って変位を小さくするという方法によるものである。周期の長い揺れを抑えることは難しいので、硬い地盤のところで効果的である。積極的に逆の揺れを与えるという制震構造の方法も採用されている。

## II 大雨・強風災害

台風の場合のように大雨と強風は相伴うことが多いので風水害という表現が一般に使われる。風水害の件数ならびに被害高は、大きな地震災害がない年においては、全災害の 80% 程度を占め最も身近に起こる災害である。大雨により起こる土砂災害も水害であるが、これは別の章で述べる。

### 1. 大雨

#### 1.1 大雨の発生条件

雨は雲から降る。大気中に含まれる水蒸気が非常に細かい水滴や氷粒に変わると雲ができ、これが集まって大きくなると雨となって落ちてくる。水蒸気を水滴に変えるのは気温の低下である。含まれる水蒸気の量が同じでも、気温の低下に伴って湿度は高くなり、飽和すると超過分の水蒸気が水滴に変わる。気温低下の主な原因は大気の上昇に伴う断熱膨張である。上昇すると気圧が低くなるので大気は膨張し、この結果として気温が低下するからである。

大雨は多量の水蒸気が急速に水滴に変わることに生じる。水蒸気を水滴に変える働きをするのは主に上昇気流であるから、水蒸気を多量に含む大気が速く上昇すると強い雨になる。しかし雨量が多くなるにはそこにある水蒸気量だけでは不十分で、周りから湿った大気が流れ込む必要がある。その場所の上空にある大気柱が含む水蒸気を全部水に変えたとしても、最大で 50mm 程度でしかない。したがって、強い上昇気流と周りからの水蒸気供給の組み合わせが、大雨の発生条件である。強い上昇気流は上空高く盛り上がる積乱雲をつくる。気流の上昇は大気の下層と上層の気温差が大きいという不安定成層状態のときに生じやすい。これは夏の強い日射によっても生じるが、季節を問わず大規模に起こるのは上空への寒気の流入である。上昇気流には他に、山の風上斜面側で生じる地形性上昇気流や別方向からの気流がぶつかったところで生じる収束性の上昇気流がある。

雨の源となる水蒸気の供給源は海である。日本では南方海上からの暖かく湿った気流いわゆる湿舌が、多量の水蒸気を継続的に送り込む働きをしている。南方海上にある台風の東側を吹く南風によって暖かく湿った気流が送られ、太平洋高気圧の西の縁を回って日本列島にやってくるというのが、湿舌流入の典型的なケースである。

## 1.2 集中豪雨

大雨災害は一般に、1時間 50mm を超えるような強い雨が3時間以上も続いたとき、いわゆる集中豪雨により起こる(図 2.1)。この狭い範囲に短時間に集中して降る集中豪雨は、強い上昇気流により背が高く発達した積乱雲がいくつも引き続いて襲来することによって生じる。雨は激しい雷雨となり、断続的に強く降る。

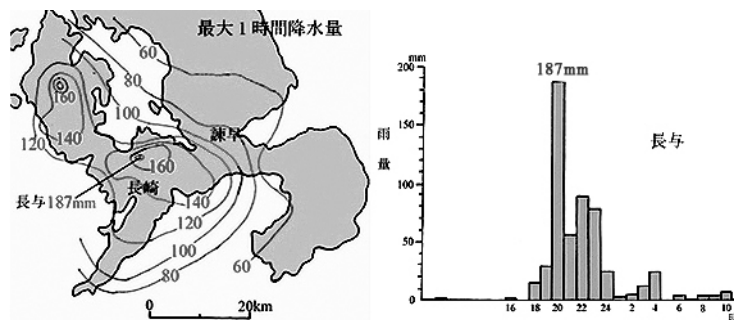


図 2.1 集中豪雨の例－1982 年長崎豪雨

雲の背が高いので日射がさえぎられて昼間でも真っ暗になる。湿った大気が流入するので蒸し暑くなることが多く、下層の雲は激しく動く。雨滴が落下するとき空気を引きずり下ろすので、積乱雲内にはやがて下降気流も生じる。地上まで降りてきて側面へ吹き出す風と、周りから流入する気流とがぶつかると、そこに新たな上昇気流が発生し、積乱雲へと成長していく(図 2.2)。一つの積乱雲の寿命はほぼ1時間以内であるが、こうして子から孫へと積乱雲が自動的に増殖していく条件がある場合に、強い雨が続く。増殖は風上方向へ進むが、気流の場が全体として風下方向に移動してこれらの速度がほぼ一致すると、地上のある場所で引き続き雨が降り、集中豪雨となる。地形性の上昇気流が生じる山の風上斜面(一般に南東向き斜面)で雨が增多する傾向はあるものの、地形に関係なく集中豪雨は起こることが多いので、どこでも起こるものとして対処しなければならない。

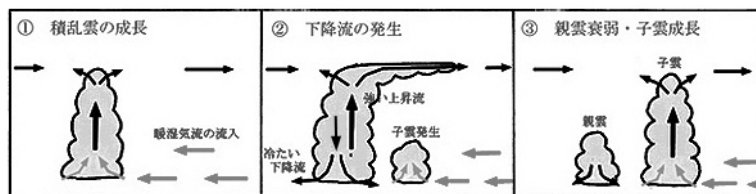


図 2.2 積乱雲の世代交代(自己増殖)

## 1.3 大雨の予測

大雨警報・暴風警報などの気象警報は、重大な災害が起こるおそれがある旨の警告をする予報であり、雨量や風速などの気象要素がある基準を超えると予想される場合に発表される。この基準は、過去の災害時気象状況に基づいて地域・地区ごとに定められており、大雨警報基準では1時間雨量 50mm や3時間雨量 80mm とされていることが多い。

雨量がこの基準を超えるという判断は、アメダスと気象レーダーの観測データに基づく降水短時間予報により行われる。レーダーから発射され雨滴に当たって戻ってくる電波の強さは、雨滴の粒径の6乗にも比例し雨の総量をそのまま示さないで、アメダスの実測値により受信電波強度を補正して、実際の雨量に相当するものに直している。これは解析雨量と名づけられ、1km 四方の細かさで30分ごとに求められている。降水短時間予報は、過去および現在の解析雨量が示す雨域の動きなどから、6時間先までの雨量分布を予測するものである。記録的短時間大雨情報は、基準とした激しい雨(数年に1度程度しか発生しないような大雨)を観測したり解析したときに発表される。

土砂災害警戒情報は土壌雨量指数を発表基準にしている。土砂災害の発生には、浸透して地中に留まっている雨水の量が関係する。そこで、地中を側面と底に孔の開いたタンクになぞらえ、上から解析雨量と今後予想される雨量をインプットして、各時点にタンク内に留まっている水分量を計算し、土砂災害の危険にかかわる土壌雨量指数としている。孔の大きさなどは地形・地質に関係なく全国一律とし、地表面を1辺4kmのメッシュで求めており、個々の斜面の危険を示すようなものではない。洪水警報は、流域をやはり孔あきのタンクにモデル化して下流への流出量を示す流域雨量指数を計算し、これと雨量基準とを併

せて発表の基準にしている。強い雨域が去っても、流域内に多量の雨水が残っている間は警報が継続する。

## 2. 台風

### 2.1 台風の発生と進行

台風は直径が数百 km ほどの大きな大気の渦である。気圧の低い中心に向かって周りから風が吹き込み激しく上昇するので、中心域で強い風と雨をもたらす。台風のエネルギーの源は、熱帯・亜熱帯域の海水に貯えられた大量の太陽熱である。この熱が大気を温めて上昇させ、風を呼び込み、しだいに大きな渦に成長して台風になる。赤道付近では大気の渦をつくる力が弱いので、海水温は高くても台風は発生しない。北半球における大洋の中・低緯度域では、地球が東向きに自転していることによって生ずる力（コリオリ力）が働いて、時計回りの海流が流れる（南半球では反時計回り）。従って大洋の西部では、海流は低緯度から高緯度へ向かうので暖流が流れる。このため大洋西部域ではより高緯度まで海水温度が高くなるので、熱帯低気圧が多く発生し、また移動しながら成長を続ける。

黒潮が流れる太平洋西部における熱帯低気圧を台風、メキシコ湾流が流れる大西洋西部における熱帯低気圧をハリケーンと呼んでいる。これが世界における2大発生域である。太平洋西部海域（主としてフィリピン東方海域）で発生した台風は、暖かい黒潮に沿って勢力を維持・拡大しながら北上して、日本列島に來襲する。発生域を吹く偏東風（貿易風）に流され夏の太平洋高気圧の西のへりを回り込むようにして北西に向かい、北緯 25 度付近（ほぼ沖縄の緯度）にある亜熱帯高圧帯の気圧の尾根を越えると、上空の偏西風に流され速度を増して北東に向かう、というのが典型的なコースである（図 2.3）。したがって台風の経路は、太平洋高気圧の位置と勢力、上空の気流の状態などに左右される。熱帯低気圧の周辺は温度差のほとんどない大気で満たされているので、前線を伴わないし、また、その等圧線は同心円状である。高緯度に進んできて北西からの寒気が流れ込み、中心から前線が伸びるようになると、温帯低気圧に変わる。

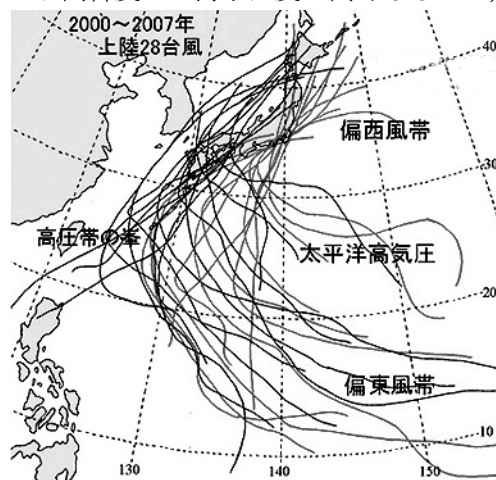


図 2.3 上陸台風の経路

### 2.2 台風の風と雨

風は台風の原因に向かって反時計回り（左巻き）に吹き込む。地球の自転による力や遠心力などが加わるので、気圧の高い方から低い方へと真っ直ぐにはなくて、かなり斜めの方向に吹き込む。このため台風の雲は左巻きの渦巻き状である。偏西風の流れに乗ると、移動速度は秒速 20m（時速 72km）以上にも達する。台風進行の右側（通常北に進行するので東側）では、左巻きに吹き込む風の速度にこの移動速度が加わるので、その反対となる左側（西側）に比べて風がより強く吹く（図 2.4）。このため進行右側は危険半円とよばれている。風は進行右側の中心から 100km ほど離れたところで最も強い。最大風速（10 分間の平均）の記録は 1965 年 23 号台風による 69.8m/秒（室戸岬）、最大瞬間風速の記録は 1966 年第二宮古島台風による 85.3m/秒（宮古島）である。

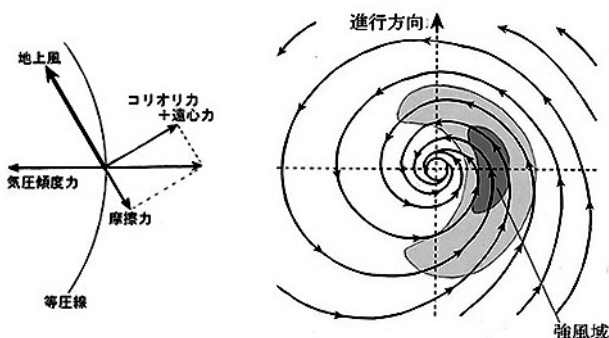


図 2.4 台風内で働く力と強風域（危険半円）

台風の眼は、遠心力が働いて風がそれ以上吹き込めない範囲で、台風が弱まるとなくなる。眼の周りには強い上昇気流によるタワー状の積乱雲がそそり立ち、強い雨を降らせている。外に向かって螺旋状に伸びる雲の帯のところでも強い雨が降る。停滞した梅雨前線や秋雨前線があると、台風から暖湿気流が送り

込まれて前線の活動が活発となり総雨量が多くなる。通常、山地の南東側が風上斜面になり雨量が特に多い。1976 年台風 17 号による総降水量は 834 億トン、1990 年の台風 19 号では 740 億トンであった。800 億トンの雨とは、日本全域に 220mm の雨が降った場合の総量に相当する。この強い雨は洪水災害や土砂災害を引き起こし、一般に風による災害よりも大きな被害をもたらしている。しかし、ときには風の被害が大きくて「風台風」と呼ばれるものがある。中心気圧の低い台風が衰えずに日本海沿岸海上を高速で北東進すると、日本全域に強風が吹き荒れ建物の損壊棟数が非常に多くなる（1991 年台風 19 号など）。

### 2.3 台風の勢力と被害

台風の勢力は「大きさ」と「強さ」という 2 つの表現で示される。1991 年以降、「大きさ」は風速 15m/秒以上の強風域の半径により、「強さ」は最大風速により分類され、強風域の半径が 300km～500km を「中型」、最大風速が 33～44m/秒を「強い」といったように、大きさと強さがそれぞれ 5 階級に区分されている。南方海上における台風データは、1987 年までは米軍が飛行機観測を行っていたので、ここから入手できた。それ以降は、気象衛星の画像が示す台風の雲の形状・特徴を数値化し、最大風速との統計的な関係から求められている。

本土で観測された最低の気圧は 1934 年の室戸台風による 911.6hPa（室戸岬）である。死者 3,036 などの大きな被害をもたらした室戸台風は観測史上最強の台風であったが、このような非常に大きい台風では、日本の本土がすっぽりと覆われてしまうほどの大きさになる。最大の台風災害は 1959 年の伊勢湾台風によるもので、伊勢湾に発生した大高潮などにより、死者 5,040 などの著しい被害が生じた。

強い風と低い気圧によって引き起こされる高潮は、世界的にみても最大の被害をもたらしている。1960 年代以降全般的にみて、台風による被害はその勢力に比較しより少なくなる傾向を示してきた。とくに、夜間上陸の台風による被害が大きく減少した。これには情報伝達手段や生活様式の変化なども関係している。台風はその発生・移動の経過が完全に捉えられている。地震や噴火などに比べれば、ほぼ完全に予報されていることになるが、台風被害を防ぐにはさらに、洪水・山崩れ・高潮などの予測が必要である。

## 3. 河川洪水

大雨により河川水位が上昇して河道外（堤内地）に河川水が溢れ出るという洪水形態が、日本における最も主要な災害である。これは雨水がはけきらなくて堤内地に水がたまるといふ内水氾濫とは区別される。

### 3.1 出水

洪水の規模を決める基本水文量は最大流量あるいは最高水位である。大雨時の最大流量は、流出率、降雨強度および流域面積を掛け合わせた大きさと与えられる。流出率は、河のある地点の上流域に降った雨のどれだけの割合がその地点に流れ出してくるかを示す値で、地中への浸透や地表面

での貯留の量が多いほど、流出率は小さくなる。降った大雨の総量が同じであっても、それが集中して河川に流れ出し、最大流量（あるいは最高水位）を大きくすることがなければ、洪水の氾濫が生じないか、あるいは洪水の規模が小さくて済む。流量あるいは水位の時間経過を示す曲線をハイドログラフというが、この曲線のピークを押さえ全体としてなだらかにすることが、洪水防御の基本対策である（図 2.5）。地中への雨水の浸透を促進し、また、雨水を地表面に一時的に貯めて、流出率を小さくしあるいは洪水が流れ出してくる時間を延ばすと、最大流量が減少する。樹林地は雨水の一時貯留および浸透を大きくする機能をもっている。地中に深く浸透した水は、ゆっくりと時間をかけて河へ流れ出してくる、無降雨時の河川

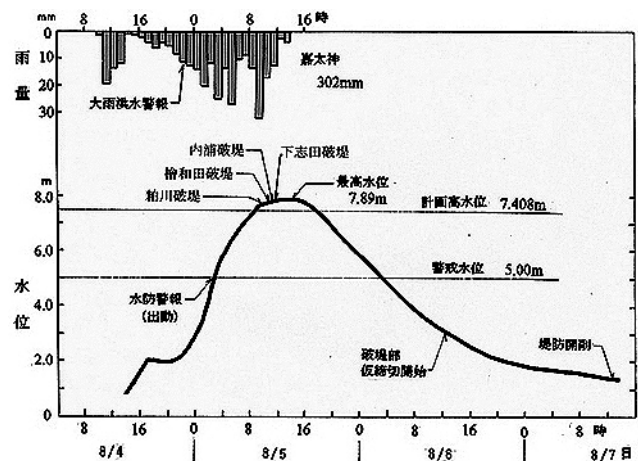


図 2.5 水位－時間曲線（ハイドログラフ）の例  
－1986 年台風 10 号、宮城県・吉田川－

水の供給源となっている。一方、流域の開発は流出率および流出の速度を大きくして洪水を激しくする。

### 3.2 破堤

水位を増した河川水が堤防から平野側へ溢れ出すと洪水の氾濫である。氾濫の様式には破堤と越流（オーバーフロー）とがある。破堤の原因には、越流、洗掘・崩壊、漏水がある。堤防を乗り越える流れは堤防を削り、また、水位が高いと堤防全体に水が浸透して弱くなるので、越流は破堤を起こす最大の原因である。洗掘は強い河流によって堤防の河道側のり面が削られることをいう。崩壊は水の浸透によって斜面崩壊のように崩れる場合である。漏水は堤防の内部や下方を通して、河の水が漏れ出すことである。実際にはこれらの原因が重なって、破堤は生じている。

破堤が生じやすい場所には、河の屈曲部、合流点付近、河幅が狭いところ（狭さく部）、取水施設の設置箇所、橋・堰の上流、旧河川の締め切り箇所、などが挙げられる（図 2.6）。河が曲がっていると外カーブ側の堤防に流れが突き当たって洗掘が生じ、また、遠心力の作用によって外カーブ側の水位が高くなる。このためショートカットして河道をまっすぐにする工事が行われる。洗掘を防ぐためには、堤防のり面をコンクリートで覆う護岸工事が行われる。合流箇所では本流の水が支流へ逆流して溢れる。また、流れが渦を巻いて洗掘を起こす可能性がある。支流の堤防は弱いことが多いので、逆流水が支流の堤防を破堤させることはしばしばである。河幅が急に狭くなっていると、流れが妨げられて上流部で水位が高くなり、越流の危険が生じる。橋や堰の上流では、流れが堰上げられて水位を増す。農業用など河川水を取水する施設があるところでは、漏水がよく起こっている。ショートカットなどにより旧河川を締め切って堤防がつくられているところも、漏水が起こりやすいところである。堤防は高くするとそれに応じて幅も広くする必要がある。通常、幅は高さの 2～3 倍にとられる。広くしないと出水時に水が堤防の裏まで浸み通って、崩れやすくなる。出水時に、また平常時にも、このような箇所を見回って、異常の発見に努めることが必要である。堤防の草刈りは堤防の異常の発見のために定期的に行われる。

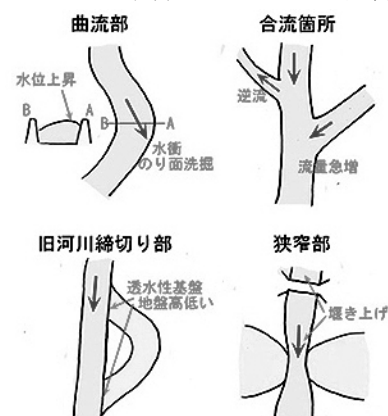


図 2.6 破堤危険箇所

### 3.3 氾濫流

越流や破堤によって河から溢れ出た水は、低きにつくという性質に従い、基本的には平野地形の最大傾斜の方向に流れ、より低い場所に集まる。平野内には、自然堤防と呼ばれるさまざまな形や高さの微高地、小河川堤防・道路のような線状の構造物などがあり、洪水の流動に影響を与えている。氾濫流入量が少ない場合には一般に水深が小さくなるので、このような地形・地物とその配列の仕方が大きく影響して、浸水域がより限定される。

平野のタイプによって洪水流の運動の仕方に特色がある。多量の土砂を山地から運び出す河川では、河床が上昇して天井川になるので、氾濫水は河道から離れ平野内部に広く流入する。一方、上流山地内に大きな盆地がある場合のように、下流の平野に運ばれてくる土砂量が少ない河川では、河に近いところほど地盤高が低くなっている。このため氾濫域は河道周辺に限られるが、一方、浸水深は大きくなる。本流と支流の堤防によって下流側が閉ざされて袋状になっている低地では、浸水が頻繁に起き、また、浸水深が大きくなる。

日本の大河川の平野の勾配は一般に 1/1000 以下であり、三角州では 1/5000 以下にもなる。平野内に広く拡散するタイプの洪水では、浸水深は一般に 1～2m 程度である。広い平野内における水深の大きい洪水では、氾濫域が広がる速度はおおよそ人がゆっくりと歩く程度である。最大規模の破堤洪水であった 1947 年の利根川の氾濫では 350m にわたり破堤して氾濫流入量が非常に多かったため、破堤口に面する浅い皿状の後背低地内での平均流速は時速 5km に達した。この利根川の氾濫水は自然堤防に囲まれた後背低地内に一時的に貯留されながら、平野の一般的傾斜に従い 60km にわたって流下を続けて、東京湾に流

入した（図 2.7）．中流域における洪水の平均流下速度は時速 1km 程度であった．このように大きな河川の平野における氾濫水の広がり速度は人が歩く速さ以下であるから，余裕をもって家財等の退避や避難を行うことが可能である．ただし，堤内地河川や排水路内では速く流れるので，注意しなければならない．また，地形・地物の配列の仕方によっては，流れの幅が狭められて水深と流速が大きい激しい洪水流が生じ，人が流され家屋が流失するという危険がある．1947 年の利根川氾濫では，破堤地点から 10km 離れたところにおいても，80 戸ほどの家屋が流失・全壊した．

### 3.4 山地河川洪水

流れの中にある物体が受ける力は，流速の 2 乗と水深とを掛けた大きさで表される．流速は水深が大きいほど，また流れている場所の地形勾配が大きいほど速くなるので，結局，勾配の大きい場所における水深の深い流れは，建物や人に大きな力を及ぼす．水深が大きいと浮力も大きくなる．建物や自動車のような重い物体でも，少しでも浮き上がると容易に押し流される．流れの力の大きい激しい洪水は，山地内や山麓の谷底低地（盆地，扇状地など）において発生する（図 2.8）．このような地形条件のところでは，地表勾配は大きく，また側面が山地で限られていて流れが広がることができないので，上流域に豪雨が降ると雨水は一気に谷底や山麓に流れ出してきて，水深と流速の大きい激しい洪水を起こす．豪雨時には上流山地内で山崩れや土石流が発生する．これにより生産された土砂・流木が洪水に加わると，その破壊力は一層増す．

多数の家屋流失を引き起こした洪水例の大部分は，このようなタイプのいわば山地河川洪水である．谷底低地面の勾配が大きいほど，低地面の幅が狭いほど，また，上流域が広いほど，山地河川洪水の危険度は大である．開けた平野内であっても，狭い谷間から急勾配の河川が流れ出してくる出口であれば，激しい流れの洪水が発生するおそれがある．このタイプの洪水を防御するハード的な対策は，ダムの建造である．狭い谷底であるから高い堤防をつくる余地はほとんどない．しかし，ダムは一般に利水を兼ねていて，できるだけ水を貯めておこうとしているので，洪水を調整する能力には限界がある．周辺山地内に降った雨水はすぐに谷底内に流出してくるので，河川水位の上昇は急速である．したがって警報・避難の態勢が，他のタイプの洪水に比べ格段に重要である．ただし避難する場合には，同時に山地側からの土砂災害の危険にも注意を向けねばならない．

### 3.5 治水計画

堤防などの治水施設の規模・配置を決める河川計画の出発点は，河川の重要度の決定である．これは再現期間（あるいは超過確率）で与えられる．これが例えば 100 年とされた場合，流域内における長期間の雨量観測データを統計処理して，100 年に 1 回の確率規模の日雨量を求める．次にこの日雨

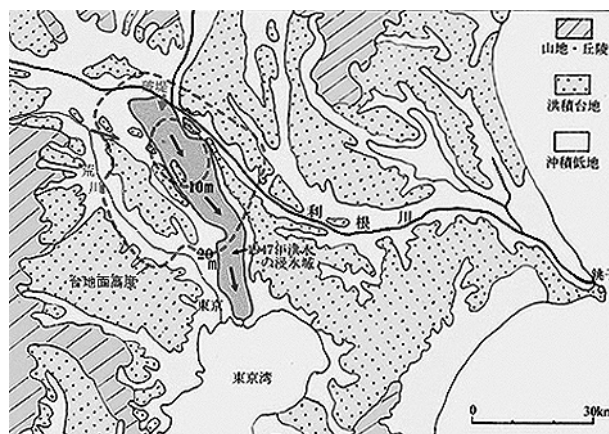


図 2.7 関東平野の地形と 1947 年利根川破堤の氾濫域

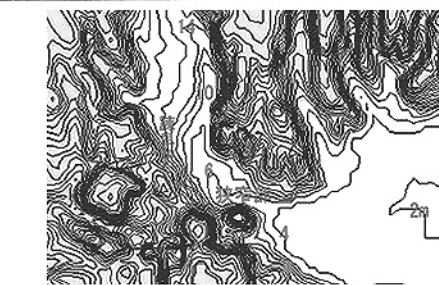
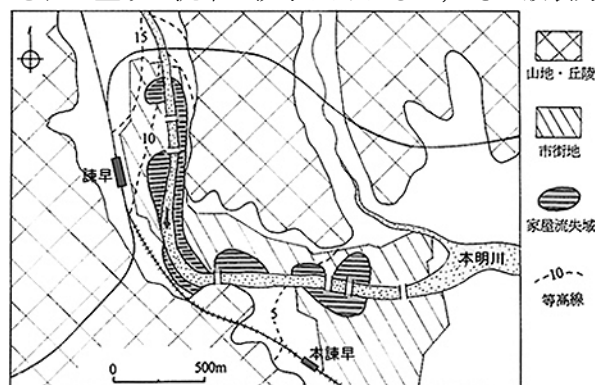


図 2.8 長崎・諫早の地形と 1957 年水害の被災域

量を各時間にどのように配分するかを、過去の豪雨データに基づいて決める。これは同じ日雨量でも短時間に集中しているかそうでないかを定めるものである。こうして計画降雨が決まると、この雨の流出により代表河道地点における流量がどのような時間経過で出現するかを流出計算で求める。こうして計画の中心となる洪水流量とその時間経過（基本高水）が決定される。この洪水流量をダムと河道で分担して受け持つ割合は、建設費用が最小になるように決める。次に、河道を流下させる洪水を氾濫させずに海まで流すためには、堤防の高さと河幅を各地点でどのようにしたらよいかを、計算を繰り返しながら順次決めていく。こうして各地点での計画高水位が決まれば、それにある余裕高を加えた高さの堤防が造られることになる。このように治水の計画は重要度の設定という政策的判断を出発点としている。また、技術計算の過程でも裁量に委ねられる部分が多くあるので、同じ再現期間から出発しても、計算によって出てくる最大洪水流量はかなりの幅を持つことになる。また、これに基づいて建造される施設だけでは防ぎ得ない規模の洪水が、ある確率で存在するということを明らかに前提にしている。

## 4. 内水氾濫

### 4.1 内水氾濫とは

平坦地に強い雨が降ると、雨水がはけきらずに地面に溜まる。低いところには周囲の小高いところから水が流れ込んでくる。また、排水用の水路や小河川は水位を増して真っ先に溢れ出す。このようにして起こる洪水を内水氾濫と呼び、本川の堤防が切れたり溢れたりして生ずる外水氾濫と区別している。通常、平野内に水源をもつ比較的大きな排水河川が溢れる場合や、台地・丘陵内の小河川が谷底低地内に氾濫する場合も内水氾濫に含めている。内水氾濫による水害が特に問題になっているのは、都市やその周辺の新興市街化地域においてである。都市水害と言われているものは都市域における内水氾濫で、都市の構造がそれを激しくし、また、地下街の浸水など新たな種類の被害をつくりだしている。

### 4.2 市街地化の影響

樹林地・草地・畑・水田などは、雨水を地表面上へ一時貯留し、また地中へ浸透させる働きを持っている。これが市街地化されると、流域の雨水貯留能力が大きく低下する。また市街地化は道路・駐車場等の舗装などによって雨水が浸透しにくい土地の面積を大きくする。整地・路面舗装・側溝などは雨水流に対する地表面抵抗（粗度）を非常に小さくして流速を大きくする。このような地表面貯留および地中浸透の減少、表面粗度の低下という雨水流出条件の変化によって、降雨の流出率が増加し、また流れが速くなって周りから低い土地に短時間で集ってくるようになる。新設の道路などの構造物が流れを妨げて新たな排水不良地を出現させることもある。流出率のおおよその値は、平らな農耕地が 0.5 程度であるのに対し、市街地では 0.8~0.9 ほどに増大する。表面粗度は市街地化の後では以前に比べて数百倍にもなる。この結果として降雨強度は同じであってピーク時の流量は何倍にも増大して、河道から溢れ出たり堤防を破堤させたりする（図 2.9）。

流域の市街地化は、氾濫が生じた場合に被害を受ける住宅や施設が増加することをも意味する。内水氾濫の危険が大きい低湿地は地価が比較的安いために、住宅が真っ先に進出する結果として、水害常襲地が出現したりする。さらに、市街地化の進展に伴う高地価・用地難は河川改修の進行を遅らせる。

### 4.3 内水氾濫危険地

水がはけきらずに溜まるという場所は、もともと排水条件の悪い凹地のような地形のところである。かつてはこのような場所は、大雨時に雨水が滞留して遊水地となり、周辺の浸水を防いでいたであろう。しかしそこが市街地化されると、遊水が有害水に逆転してしまう。周辺域の市街地化により以前に比べよ

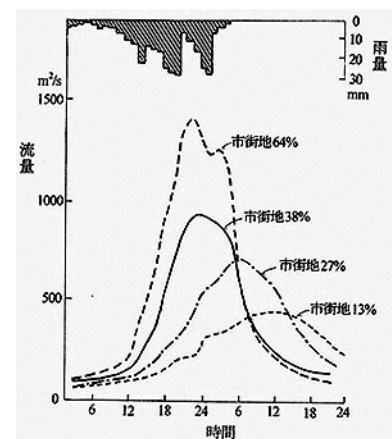


図 2.9 都市化による洪水流出変化

り多くの雨水が流れ込み、これまではなかったところで浸水が起こる場合もある。内水氾濫が生じやすい地形には、平野の中のより低い個所である後背低地・旧河道・旧沼沢地、砂州・砂丘によって下流側が塞がれた海岸低地や谷底低地、昔の潟（出口が閉ざされた入り海）を起源とする凹状低地、市街地化の進んだ丘陵・台地内の谷底低地、台地面上の凹地や浅い谷、地盤沈下域、ゼロメートル地帯、干拓地などがあげられる。

内水氾濫常襲地は、遊水地として残しておくべきところである。低湿地にポンプ場や排水路などの施設を設けたとしても、浸水を被りやすい脆弱な土地であることに変わりはない。これをあえて開発・利用する場合、こうむる被害あるいは防止対策の費用は、その脆弱な土地を利用し日常的な便益を得ていることの必要コストと考えるべきである。

その地区への流入量（降雨量と周辺からの流入量）が流出量を上回らないようにするのが、内水氾濫の防止対策である。流入量を減らす方法は、流域内で積極的に雨水の貯留と浸透をはかる、すなわち「流す」のではなくて「溜める」「しみ込ませる」が基本である。都市域における貯留では、雨が降ったそれぞれの場所で溜めるという方法が中心となる。内水氾濫による被害の形態は家屋・家財の浸水である。浸水に対して抵抗性のある建築構造や住み方には、建物を氾濫水から遮断する、建物の位置を高くする、浸水してもその被害を軽くすませる、がある。死者発生の原因では、浸水域を歩いていて深みに足をとられたり、速い流れの水路・側溝に転落したりするのが大半である。

## 5. 高潮

### 5.1 高潮発生機構

高潮とは、気象的な原因により潮位が長時間にわたって平常よりも高くなる現象を言う。災害をもたらすような大きな高潮の大部分は台風によって引き起こされる。台風は、中心域での低い気圧による海水の吸い上げ（周りからの押し上げ）と、強風による海岸への海水の吹き寄せ、という2つのしくみによって海面を高くする。これに天文潮が加わったものが実際の潮位になる。満潮時には潮位は一層高くなり危険であるが、干潮時でも台風が強ければ当然に大きな高潮は発生する。

気圧が1hPa下がると海面はほぼ1cm高くなる。陸上で観測された最低の気圧は1936年室戸台風による912hPaである。したがって吸上げによる海面上昇量は1mまでである。海水の吹き寄せによる海面の上昇は、最大風速の2乗にある定数を掛けた大きさで与えられる。日本の主要な湾について求められているこの定数の大きさは、ほぼ0.15～0.2である。観測された最大風速は、島や岬を除くと、50m/秒程度である。したがって吹き寄せによる海面上昇は最大で4～5m程度である。吹き寄せによる海面上昇は、海水の逃げ場のない湾奥の、とくに遠浅の海岸で大きくなる。高潮の最大偏差（天文潮を除いた潮位）の記録は、1959年伊勢湾台風による名古屋港での3.45mである。なお、広大な大陸棚があり極めて遠浅のベンガル湾北岸やメキシコ湾北岸では、吹き寄せ量が多くなるため最高潮位6～9mの高潮（天文潮も含む）がしばしば発生している。

### 5.2 危険海岸

台風は日本本土に向かって南方から襲来するので、大きな高潮が発生する可能性が高いのは、南に向かって開く水深の小さい奥深い湾である。高速度で進行する中心気圧の低い台風が満潮時に、このような湾の西側を湾に平行に進むと、その湾奥で大きな高潮が発生する（図2.10）。台風の進行右側（一般に東側）では、進行の速度が加わるので強い風が吹く。風が湾の中に真っ直ぐに吹き込むと、斜めに



図 2.10 高潮危険海岸

吹く場合に比べ海水の吹き寄せが大きくなる。東京湾・伊勢湾・大阪湾の湾奥には広いゼロメートル地帯が広がり臨港大都市が展開するので、高潮災害の危険が最も大きい。大阪湾では、1934 年室戸台風により最大潮位 3.1m、1950 年ジェーン台風により最大潮位 2.5m、1961 年第二室戸台風により最大潮位 3.0m、とたびたび大きな高潮が発生している。伊勢湾では 1959 年伊勢湾台風により、高潮による直接の死者およそ 4,300 人という大災害が発生した。東京湾では 1949 年のキティ台風の後大きな高潮が発生していないので備えの態勢の低下が懸念される。

大きな高潮は、海岸堤防を乗り越えあるいはそれを破壊して陸地内に流入する。最高潮位 3.89m の伊勢湾台風高潮は、堤防を総延長 36km にわたって破壊し、500km<sup>2</sup> の土地を水没させた（図 2.11）。破堤の主要原因は、越流・越波による堤防裏のり面の洗掘であった。濃尾平野の西部には広大なゼロメートル地帯が広がっているので、海岸線から最大で 20km のところにまで海水が到達した。陸地内に流入する高潮の流速は、海岸域では時速数 km 以上と速いものの、内陸に向かうにつれ急速に低下する。したがって広いデルタ内では進入に数時間以上といった長い時間を要する。一方この間に、台風が遠ざかることによる気圧上昇と風速低下により、海面は平常潮位に向かって低下していく。一般に最大潮位の後 5～6 時間程度で、平常の潮位に戻る。海岸における潮位低下は低地内に流入した海水を引き戻すので、広い平野では高潮最高潮位までの標高の範囲が全面浸水するということは起こらない。伊勢湾台風の高潮が到達した限界の標高は、濃尾平野の三角州域においてほぼ 0～1m であった。一方狭い海岸平野では、最大潮位までの標高域が全面浸水した。人的被害は高潮の直撃を受けた海岸部で非常に大きかった。

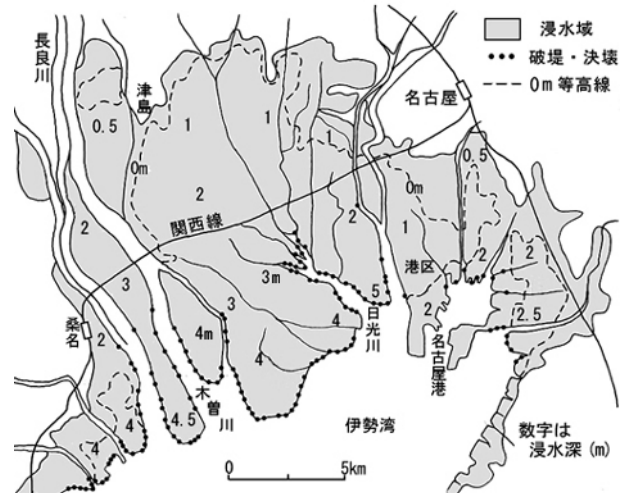


図 2.11 1959 年伊勢湾台風高潮の浸水域

### 5.3 高潮対策

高潮の危険がある海岸では、海岸線に海岸堤防を設け、また湾奥の海域を閉ざすように沖合いに高潮防波堤を建造して、高潮の陸地内への流入を防いでいる。堤防の高さは、過去最大の台風、あるいはある確率規模の台風による最大潮位偏差を求め、これに満潮位および強風による波浪の打ち上げ高を加えた値に基づいて築造されている。東京湾では、伊勢湾台風規模の台風が最悪のコースをとった場合に予想される最大潮位偏差を 3.0m とし、これに満潮位 (1.0m) および波浪高を加えて、計画堤防高を 6.0m～8.0m としている。名古屋港の沖には延長 8.3km の防波堤が建造され、これにより高潮のピークを 0.5m 低下させている。大都市では小河川や水路を遡上する高潮の防御が難問になる。堤防を高くしようとすると多数ある橋や道路のかさ上げが必要になる、などの問題があるからである。大阪では河口近くに防潮水門を造って高潮を遡上させないようにし、上流から流れてく河川水はポンプ排水するという方式をとっている。

河川洪水の場合とは異なり高潮は広い海岸線にわたり大きな力をもって一斉に流入するので、被害が巨大になる可能性がある。世界的にみて高潮は最大の風水害被害をもたらしている。高潮は大きな人的被害をもたらすが、一方、その発生予測は台風の予報に基づき、湾ごとにかなり正確に行なうことができる。危険域は海岸に面する低地であることは明らかである。したがって警報と避難により人的被害の発生を防ぐことのできる災害でもある。伊勢湾台風では高潮警報が 12 時間前に出されていたが、大被害の防止には結びつかなかった。この 2 年後、大阪は第二室戸台風の高潮により臨海低地が広範囲に浸水した。しかし高潮による直接の死者は数名程度であった。この大きな違いは、大阪が近年たびたび大きな高潮に見舞われているという災害経験に、同じような土地条件にある名古屋での大災害の教訓が加わって、適切な避難行動が行われた結果によるところが大きいと推測される。

## 6. 強風・竜巻

竜巻は激しく回転しながら高速で移動する縦長の気体の渦である。発達した積乱雲の底からロータ状に下がってきて、地表に接した幅狭い部分で猛烈な風によるきわめて局地的な破壊をもたらす。回転するロータ内では気圧低下により気温が下がるので、水蒸気が凝結して細かい水滴になると白く見える。竜巻の発生条件は、上空が非常に低温で重くて上下の対流が生じやすいという不安定成層の気体があり、それをゆっくりと水平方向に回転させる力が作用する、という2条件の組み合わせである。局地的突風には他にダウンバーストがある。これは積乱雲から吹き降りてくる強風で、吹き渡る幅は広く回転を伴わない。竜巻が発生した時の気象状況で多いのは、低気圧・前線の通過時および台風接近時である(図2.12)。前線は冷たい気体と暖かい気体の境界で、気温および風向の急変を伴っているの、回転力を生み出す。台風接近時には、その進行前方の右側で発生が多くみられる。

日本における平均的なたつ巻は、幅が50～100m、進行の延長が2～4km程度である。進行速度は10m/秒前後で、寿命(継続時間)はほぼ数分程度である。竜巻の発生が多いのは海岸域で、特に沖縄、宮崎、静岡、千葉、秋田、石川の各県で多いという傾向がみられる。内陸域で多いのは関東平野である。アメリカにお

けるトルネードとは違い、日本の竜巻の勢力は弱いので、被害は多くはない。死者数はアメリカで年平均100人を超えるのに対し、日本では年平均1人以下である。竜巻は、激しく旋回する風と急速な気圧低下により建物を持ち上げ(吸い上げ)て破壊し飛散させる。このため屋根や2階が吹き飛び、1階は残っているという家が多くみられる。竜巻は全く突発的で、いつどこで起こるか分らない現象である。日本で発生する小規模で寿命が短く、突発的に起こる竜巻を観測・探知することは、実行上不可能に近い。

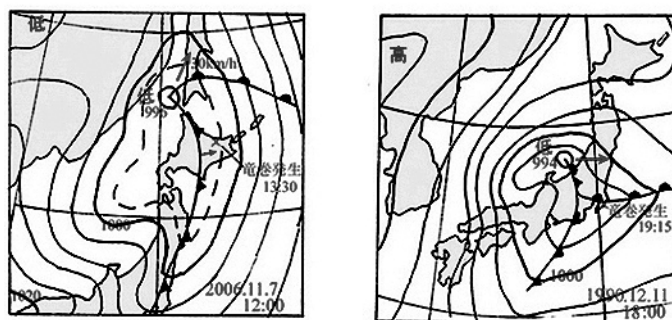


図2.12 竜巻発生時の天気図

## III 土砂災害

土砂災害は、局地的・突発的で破壊力大であるので、多くの人的被害をもたらしている。これを引き起こす主な誘因は大雨と地震である。頻繁に起こるのは大雨による土砂災害であるからこれを主に説明し、ついで地震に特有な事項を加えることとする。火山災害の大部分は広い意味での土砂の移動による災害である。

### 1. 斜面崩壊・地すべり

#### 1.1 発生機構

斜面の地層は斜面傾斜の方向に常に引っ張られている。一方、地層はそれに抵抗する力を働かせて、斜面の変形や移動を抑える。大雨や地震動の作用により、地層内のある面において下に引っ張る力(滑動力)が抵抗する力を上回ると、この面で地層が断ち切られて上に載る土塊が一体となって滑り落ちる。土塊を斜面傾斜の方向へ動かそうとする滑動力は、その土塊の重量が大きいほど、また、斜面傾斜が急なほど大きくなる。雨水が地中に浸透するとその水の重さ分だけ土塊の重量が増して滑動力は大きくなる。滑りに抵抗する力には、土がくっつき合う力(粘着力)と摩擦による力とがある。粘土には粘着力があるが粗い砂にはない。土塊を斜面に垂直に押し付ける力(垂直応力)が大きいと、滑りに抵抗する摩擦力が大きくなる。地中に水が浸透して隙間が水で満たされ飽和状態になると、浮力が発生したような状態になって垂直応力がその分差し引かれ、摩擦抵抗が減少する。浸透した雨水による表土層の飽和は、崩壊発生の最大の原因である。

## 1.2 崩壊危険箇所

大雨による斜面崩壊が発生しやすい箇所として次のようなところが挙げられる（図 3.1）．地形条件からは，斜面の傾斜が急なところ（傾斜角  $30^\circ$  以上），谷型（凹型）の斜面，上方に広い緩傾斜地がある斜面などである．最後の 2 つは水を集めやすい条件である．地層の条件では，表土層の厚いところ，透水性が大きく違う地層が重なっているところ，斜面傾斜の方向へ地層が傾いているところ（流れ盤）などがある．水が浸透しやすい地層条件を示すものに湧水がある．人為的な条件では，道路建設などにより斜面下部が切り取られているところ，斜面上方で大規模な地形変化が行なわれたところ，斜面内に道路建設など人為作用が加わっているところなどである．全くの山奥は別として，斜面崩壊の発生には人為的な要因が多かれ少なかれ関係している．崩壊を起こしやすい地質には，深くまで風化しやすい花崗岩，変質して粘土化しやすい火山岩・変成岩などがある．富士山型の成層火山は，性質の異なった地層が流れ盤構造で急勾配に積み重なっていることで極めて不安定である．

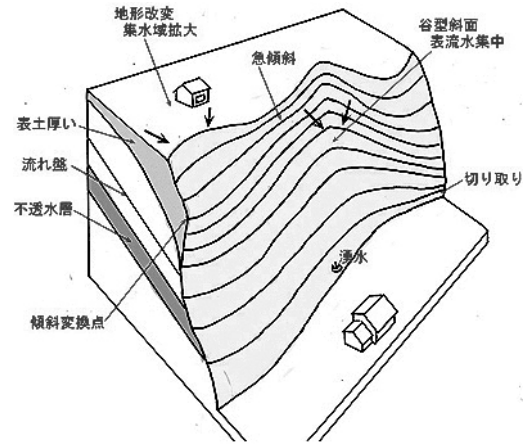


図 3.1 斜面崩壊の危険斜面

## 1.3 危険予測

以上のような斜面の条件は，これまでに起こった崩壊事例で認められるおおよその傾向を示したものである．大雨が降っても，実際に崩れるのはこのような斜面のごく一部であり，また，これ以外の斜面でも崩壊は多数起きている．崩壊の危険を示すものとして急傾斜地崩壊危険箇所がある．これは「傾斜角  $30^\circ$  以上，崖の高さ 5m 以上で，住家 5 戸以上に危険が及ぶおそれのあるところ」という基準で指定されている．このように大まかな地形条件を指定の基準としているということは，危険斜面を限定するのは非常に難しいことの結果でもある．また，あるところで大きな斜面崩壊が生じた場合，何故そこだけで起こったかという理由をはっきりと説明するのは，多くの場合困難なのである．

大雨による斜面崩壊では，それに先だって地下水の増加や斜面の変形などが生じる．これらの先駆現象をあらかじめ設置した計器で観測することにより，崩壊発生直前予測は可能である．しかし斜面の数は無数であり，重要斜面を監視するような場合は別として，普遍的な防災手段としては現実的ではない．これに代わる手がかりの一つとして雨量がある．崩壊の発生には，その時降っている雨の強さと，それまでに降った雨の総量とが関係する．これまで起こった災害に基づいて土砂災害の危険雨量が地域ごとに決められていて警報が出される．崩壊の発生には個々の斜面の特殊性，とりわけ目に見えない斜面内部の特殊性の方が大きく関係しているので，雨の情報だけに依存せず個々の斜面の危険性に応じた独自の判断と行動を行うことが望ましい．人命への加害力の大きい土砂災害に対しては，安全を大きく見込んだ対応が必要である．

いつどこで崩れるかを予測するのは非常に困難であるが，崩れた場合その崩土がどこまで到達するかは，かなりはっきりしている．普通の崖崩れの場合，崖際から土砂の先端までの距離は，崖の高さと同じ距離の範囲内にほぼ収まっている（図 3.2）．したがって，家の建て替えの時には，できるかぎり崖斜面から離して建てて危険を避ける，という対応が必要である．離す距離は安全を見込んで崖の高さの 2～3 倍以上とする

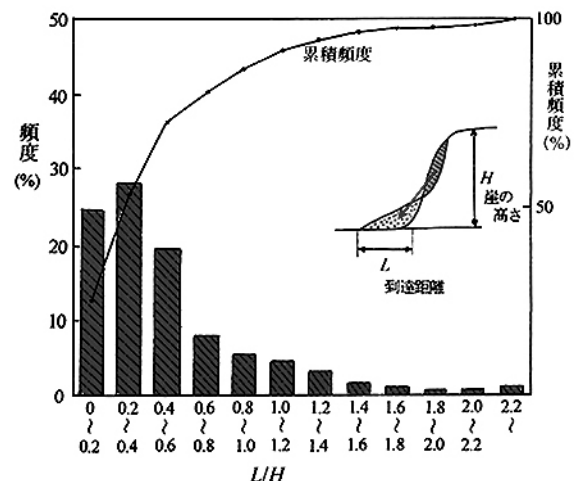


図 3.2 崩壊土砂の到達範囲

のが望ましい。

#### 1.4 地すべり

斜面の土塊が非常にゆっくり動くものを地すべりと呼んで、動きの速い斜面崩壊と区別している。動く速度にはかなりの幅があるが、ほぼ1日で数ミリから数センチといった程度である。このような地すべりは、第三紀層泥質岩、変成岩および火山変質岩の地域にほぼ限られている。これらは粘土化しやすい性質の岩石である。一旦滑りやすい条件が作られると、長い間それが持続する。一度止まっても、地下水の増加や人為作用などにより不安定化すると、再び動き出すということを繰り返す。また、一般の斜面崩壊はほとんど起こらない $10\sim 20^\circ$ という緩やかな勾配の斜面でも生じる。

ゆっくりと引続いて動き、規模が大きいということから、地すべりは特徴ある地形を示すので、そこが地すべりであることが容易に分かる。地すべり地形の特徴は、円弧状の急な崖の下に緩やかに起伏する斜面があるという地形である。地すべりの運動開始の主要な誘因は地下水の増加である。道路建設による地すべり土塊先端の切り取り、地すべり地内を通る道路の建設による集水・浸透条件の変化、ダム貯水による地下水位上昇などによって再発することもある。大きな滑動の前には、山腹や道路に亀裂が生じる、湧水がなかったところから水が湧き出す、地鳴りがする、木が傾く、などの前兆が見られるので、危険を察知することが可能である。

## 2. 土石流

### 2.1 発生・運動の機構

大雨による山崩れの土塊が、砕けながら谷間に滑り落ち、増水した谷の水と混じりあって谷底を高速で流れ下るとするのが、最もよく起こるタイプの土石流である。岩塊や砂礫の集合体を流れるような状態にする力は、岩や礫が衝突してお互いを跳ねのけあう反発力である。谷底が急勾配であるところの集合体の運動速度が大きくなるので、ぶつかり合いが激しくなって岩や礫の間にすき間ができる。このすき間には泥水が入り込むので岩や礫はいわば浮いたような状態になり、全体が流体にすなわち土石流に変わる。

土石流中には種々の大きさの砂礫や岩塊が混じっているが、小さいものは狭いすき間でもすり抜けて落ちていくので、大きい岩や礫は表面へ押し上げられる。土石流の表面に出た大きな岩礫は、表面の速い流れに運ばれて先頭に集まる。こうして土石流の先端では大きな岩や礫が盛り上がり、激しく転がりながら後から続く流れを従えて進む。谷底に厚い堆積土砂があると、土石流はこれを取り込み流動層を厚くして勢力を増し、さらなる取り込みを行って、雪だるま式に成長していく。運動速度はおよそ $10\sim 20\text{m/秒}$ 程度である。

### 2.2 危険渓流・危険域

谷の勾配が $10^\circ$ 以下ともなると、岩や礫の間の接触抵抗が大きくなり、流動性が低下して減速し始め、勾配がおよそ $2\sim 3^\circ$ のところでは停止する。この減速・停止域では、砂礫が堆積して扇状地のような地形が作られる。したがって、勾配 $2\sim 3^\circ$ よりも急な谷底の低地や扇状地は、土石流に襲われる危険の大きい場所である(図3.3)。土石流は停止しても、堰き上げられて後に続く洪水流は、止まることなくさらに下流へと流れ下る。これは多量の土砂や流木を運び、堰き上げによって水深を増しているの、やはり大きな破壊力を持つ。土石流が発生しやすい谷は、山崩れが起きやすい山地内にあり、急勾配区間( $15^\circ$ 以上)が長く、谷底に土砂が厚く堆積している谷である。火山灰や火山礫などで作られている火山の谷では、一般に土石流発生の危険が大である。土石流制御の構造物として砂防ダムがあるが、これが設けられている谷でも大きな土石流災害が頻繁に発生している。

土石流は谷の上流部で発生することが多いが、この場合には山麓にまで到達するのに数分～数十分の時

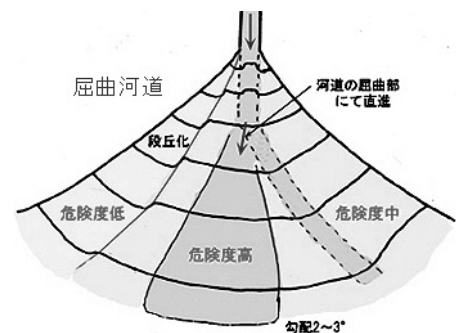


図3.3 扇状地の土石流危険域

間にかかる。これをいち早く察知して知らせ、避難を行う余地がある。土石流は谷を塞いで流下し谷の水を一時堰き止めるので、大雨時に谷の水が急に減るというのは、土石流の発生を示すかなり確かな前兆である。巨大な岩塊も転がってくるので、山鳴り・地鳴りが生じる。山崩れによって起きることが多いので、谷の水が急に濁るという現象を伴う場合もある。豪雨時にはこのような前兆に注意を向けねばならない。夜間の場合には山鳴りが頼りであるが、雨の音や雷鳴によって聞きとりにくくなる可能性がある。上流での発生をセンサーにより検知して、下流の集落に警報を伝えるという方法もあり、土石流が頻発する火山の谷などで実施されている。

### 3 地震地すべり・岩屑流

#### 3.1 地震動の作用

地震動の加速度は重力加速度に合成されて、瞬間的に斜面の傾斜および重量（重力加速度）が大きくなったような効果が生じる（図 3.4）。水平加速度 250 ガル、垂直加速度 100 ガルの地震動（かつての震度 6 の下限に相当）が作用した場合、斜面傾斜角が最大で  $13^\circ$ 、重量が最大で 12% 増大し、この結果滑動力は 50% ほど増大する計算になる。地震動のこの効果から、地震による斜面崩壊は、大雨の場合では安全である傾斜  $10\sim 25^\circ$  の緩やかな斜面でも発生する。また、表土層のない切り立った崖も崩落させる。つまり大雨の場合よりも広い勾配範囲にわたって崩壊が生じる。地震動は側面からの抑えが小さい地形的突出部（周りが空気である）で大きくなり、また水を集める条件は関係しないので、尾根・山稜などでも崩れる。雨の浸透は表層部に限られるのに対し、地震動は山体の全体に作用するので、地震による崩壊の規模は巨大化する可能性がある。

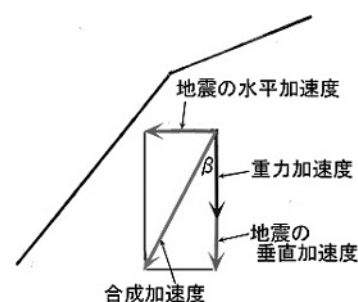


図 3.4 地震動の効果

このように、地震による斜面崩壊は発生場所が限定し難いし、大規模になる可能性があり、また、先行する降雨といったような前駆現象がなくて突発的であるので、対応がきわめて難しい現象である。緊急避難の余地はほとんどあり得ない。地震時に崩壊を起こさなくても、震動によって山体が脆くなり、その後の大雨で崩壊を起こしやすくなる。危険な場所はあらかじめ避けるという対応は自然災害全体に共通する基本的対応であるが、地震崩壊の場合にはこの対応しかないということになる。2004 年の中越地震 (M6.8) は、日本有数の第三紀層地すべり丘陵の直下で起こったので、非常に多数の地すべり・斜面崩壊が発生した。地すべり山地は奥地にまで集落が広く散在して立地できる地形を提供しているの、このようなところが強震動域に入ると道路交通の広域途絶により、地域社会に深刻な影響が生ずる可能性がある。

#### 3.2 山体崩壊・岩屑なだれ

降雨とは違い地震は山体全体を振動し変形させるので、深いところで破壊が生じて崩壊が大規模になる可能性がある。巨大崩壊が起きやすいのは、大起伏で大きな体積をもち深部亀裂の生じやすい地質構造の山地である。富士山型の大型成層火山はその代表である。

大量の崩壊土砂は大規模な岩屑なだれとなり、深い谷を埋め高い尾根をも乗り越えて高速で流下して、非常に遠方にまで到達する。崩壊地点と停止地点との間の高度差と水平距離との比を等価摩擦係数とよび、運動土塊に作用した摩擦力の大きさを簡易に表現する。豪雨による通常規模の斜面崩壊ではこの値は 1～0.5 程度であるが、巨大崩壊による岩屑なだれでは 0.1 程度にまで小さくなる、つまり見掛けの摩擦抵抗が小さくなり崩壊土砂がより遠くまで到達する。1970 年のペルー地震 (M7.7) により、ペルーアンデスの 6000m 峰ワスカランの山頂急崖が大規模に崩落し、これによって生じた巨大岩屑なだれは平均時速 300km を超える高速で流下した。岩屑なだれの一部は谷底からの高さが 230m もある尾根を乗り越え、人口 2.5 万の街ユングアイを厚さ 5～10m に埋め、およそ 1.8 万人が犠牲になった。日本では、1984 年の長野県西部地震 (M6.8) により木曽・御岳において巨大崩壊と岩屑なだれが発生した。火山体は、粒度や固結度の違

う種々の火砕物や溶岩流が山体傾斜の方向に積み重なって構成されており、また、温泉水により変質をうけるので、非常に不安定である。

## IV 火山噴火災害

火山噴火は少数の活動的火山で起こるという発生場所がきわめて限定される現象であるが、一方、噴火規模が巨大になり被災域が広範囲に、ときには全世界に影響が及ぶという災害である。火山噴火は大量の熱エネルギーによる山体内部からの激しい変動であるから、ハードな方法での抵抗は無意味であり、敬遠方策が基本の対応となる。

### 1. 火山噴火

#### 1.1 噴火様式

マグマ（熱やガスも含む）が地表に噴出するのが噴火であり、この噴出のしかたが爆発的であれば破壊力は強大で、噴石・火砕流・山体崩壊などさまざまな災害現象が生じ、大きな被害が引き起こされる。噴火が爆発的か否かはマグマの粘性やガス含有量などによって決まる（表 4.1）。粘性などを大きくする化学組成をもつマグマは、沈み込みのプレート境界において形成される。日本が位置する環太平洋域はほぼ全域沈み込み境界にあたり、火山噴火災害の危険が非常に大きい地帯である。沈み込み境界では、海洋プレートにより持ち込まれる大量の水による融点降下、融点の低い大陸地殻（花崗岩質）への高温マグマの混入などによって、一般に珪酸含有量の多い珪長質マグマが形成される。珪酸は重合して糸のようになり網状の構造を作って高粘性を示す。珪酸含有量が 50% ほどの岩石を安山岩という。日本の火山の 70% は安山岩質である。

マグマが地表近くまで上昇してくると冷却および圧力低下により結晶が次第に成長してくる。残りの液相の部分ではガス成分が多くなり、その発泡によってマグマ上部のガス圧が増大する。ガス成分の大部分は水で、これを多く含むマグマはガス圧が高くなる。高粘性であるとガス成分は容易には外へ逃げ出せない。したがって珪長質マグマではガス圧が高くなる。マグマが火口近くへ上がってきてガスの発泡が進み急激に体積を膨張させると、マグマ片とガスの混合物は火口から激しく噴出する。これによりマグマが細かく砕かれた物質（火砕物）が多量に放出され、また、山体の一部も破碎され、激しい噴火となる。ガス成分が多くてもその脱出・分離が効率的に進めば、爆発には至らない。これ以外のタイプの爆発には、マグマが火山体中の地下水や海水を熱し急速気化させることによって起こる水蒸気爆発あるいはマグマ水蒸気爆発（マグマ自体も粉碎される）がある。

火山は噴火の様式を反映した形に造られる。低粘性の玄武岩質マグマの火山は溶岩が火口から溢れ出すという比較的穏やかな噴火を行い、溶岩流は広く遠くまで拡がってなだらかな盾状火山をつくる。ハワイ島の火山はその典型である。爆発的噴火では、噴き上げられた火砕物が火口近くほどより多く降下・堆積する結果として、円錐火山がつくられる。安山岩質マグマの場合、火砕物噴出と溶岩流出とが生じ、これが非常に多数回繰り返されて成層火山が形成される。粘性率の非常に大きい石英安山岩質の場合で脱ガスが効率的に進むと、溶岩はほぼ固った状態のままで押しあがり、溶岩円頂丘が出現する。

#### 1.2 危険火山

日本の活火山の総数はおよそ 100 で、そのうちの 15 は無人の火山島である。活火山とは現在活動しているかあるいは将来噴火する可能性のある火山で、その判定は最近 2000 年間に活動したことを基準としてい

表 4.1 マグマの種類と噴火様式

| 化学組成    | 玄武岩質         | ←→         | 珪長質        |
|---------|--------------|------------|------------|
| 岩石の名称   | 玄武岩          | 安山岩        | 石英安山岩 流紋岩  |
| 二酸化珪素の量 | 45% 少ない      | ←→         | 多い 75%     |
| 岩石の色    | 黒っぽい         | ←→         | 白っぽい       |
| 噴出時の粘性  | 小さい(流れやすい)   | ←→         | 大きい(流れにくい) |
| 噴火様式    | 非爆発的(溶岩溢れ出し) | ←→         | 爆発的        |
| 噴出物     | 溶岩           | 火砕物・溶岩     | 火砕物・溶岩     |
| 溶岩流     | 速く薄く広がる      | 流れにくく厚くたまる | 流れない       |
| 火山の形    | 盾状火山         | 成層火山       | 溶岩円頂丘      |
| 火山の例    | 伊豆大島・三宅島     | 浅間山・桜島     | 有珠山・雲仙岳    |

る。これら活火山のうちの13を「活動的で特に重点的に観測研究を行うべき火山」、24を「活動的火山及び潜在的爆発活力を有する火山」に分類している。しかし、木曾・御岳山が2万年間の活動休止の後、1979年に水蒸気爆発を起こしたように、活火山でないと言い切るのは容易ではない。

現在活発に活動し、また噴火の記録の多い火山は、危険な火山としてまず挙げられる。桜島は世界でも最も活動的な火山で、頻繁に噴煙を高く噴き上げている。噴火の記録が最も多いのは浅間山と阿蘇山である。桜島と浅間山では噴石の危険が常にあるので、入山規制が行われている。阿蘇山には世界でも有数の大きなカルデラがあり、幾度も巨大噴火が起きたことを示している。阿蘇山・中岳の553年の噴火は日本で最古の噴火記録である。噴火の記録がついで多いのは霧島山、伊豆大島、三宅島、有珠山などである。最大の被害をもたらす最も恐れられるのは火砕流である。過去の災害履歴や現在の活動度から、十勝岳、北海道駒ケ岳、有珠山、浅間山、雲仙岳、霧島山、桜島などが火砕流の危険が特に大きいと判断されている。南九州のシラスのような火砕流台地を火山周辺に広げている大カルデラは、巨大火砕流がかつて起こったことを明らかに示す(図4.1)。

最大の火山災害は1792年の雲仙・眉山の山体崩壊と津波により生じた。日本には山体崩壊を起こしやすい大型成層火山が数多くある。一般に〇〇富士と呼ばれる火山は非常に崩壊しやすい山である。日本の火山の山麓には30ほどの岩屑なだれ堆積層がみられる。そのうちの4例は最近400年間に起こっている。これらは北海道駒ケ岳1640年、渡島大島1741年、雲仙岳・眉山1792年、磐梯山1888年である。海岸近くや島にあるため噴火津波を起こす可能性のある火山には、北海道駒ケ岳、渡島大島、雲仙岳、桜島などがある。富士山の山体規模は特に大きいので、発生する崩壊と岩屑なだれの規模は巨大になるであろう。日本上空では偏西風が卓越し、火山灰は火山の東方に運ばれるので、九州の火山でも噴火が大規模であれば、本州一円が大きな被害を受ける。

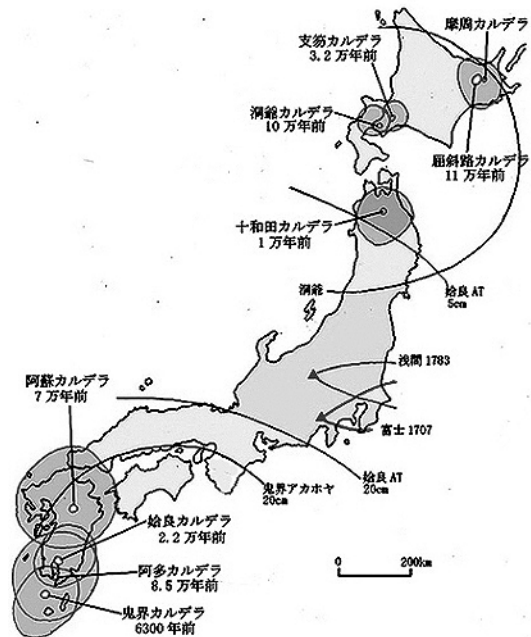


図4.1 日本の大カルデラ・火砕流台地・降灰域

### 1.3 噴火予知

マグマが火山の直下1~10km ぐらゐの深さにあるマグマ溜りへ一旦集まり、そこから更に上昇して地表に出現するのが噴火である。噴火予知は、このマグマの集積と移動に伴って生ずる異常現象を捉えるという方法で行われる。この現象には、地震、火山性微動、地形変化、電磁気現象(地電流・地磁気などの変化)、熱異常、火山ガスの組成・量・温度の変化、噴煙量の変化などがある。火山性地震はマグマが岩盤を破壊して入り込むことによって起こる。これは一般の人でも感じ取りやすい現象であり、有力な前兆でもある。この震源が浅くなってくると噴火が近いと推定でき、それが集中するところが噴火地点を示す。火山性微動は、地震よりも長く続き波形も違う連続的な振動で、マグマ溜りの圧力増大やマグマの移動などにより発生する。マグマが浅いところにまで上昇してくると、山体の隆起、傾斜増大、地割れの発生などが生じる。地形変化の著しいところは噴火の起こる可能性の高い地点を示す。

このようにマグマの活動とこれら前兆現象との因果関係は明確である。しかし、いつ噴火するかがたとえ予測できたとしても、その後も再び大きな噴火があるのかないのか、どのように推移しいつ終息するかについての予測はほぼ不可能である。警戒情報が出されても噴火に至らないのはしばしばである。噴火活動は数日で終わることもあれば、数年続くこともある。容易に終息宣言が出せないのが、長期間の避難・立入り禁止・道路閉鎖などが余儀なくされ、地域の社会経済活動に大きな影響を与える。火山の観光地ではこれはとくに深刻な問題になる。

## 2. 噴火災害現象

### 2.1 降灰・噴石・溶岩流

火山灰・軽石・火山礫・火山弾など、マグマが粉碎されて生じた大小さまざまな物質を総称して火砕物と呼ぶ。火口から立ち昇る噴煙は、高温の空気と火山ガスに比較的細かい火砕物が混じったものである。火山灰の噴出はほぼすべての様式の噴火で生じ、大規模噴火ともなると噴煙柱は 30km を超える高さに達し、成層圏に運び込まれた大量の火山灰は地球を周回し日射を妨げて、世界の気温を下げることもある。日本のような偏西風地帯では、降灰域は火口から東に向かって細長く伸びる。富士山の宝永噴火（1707 年）では、火山灰は南関東を覆い、富士山東麓で数 m 以上、江戸でも約 5cm 積った。火山灰の降下・堆積は、農作物倒伏・交通障害（視程低下やエンジントラブル）・健康障害・水質汚濁などの被害や障害を広範囲にもたらす。噴火の後に雨が降ると、火山灰は湿って重くなり粘りを増すので、植物は倒れたり呼吸を妨げられ枯死したりする。

上空に放出された溶岩の塊が回転しながら落下して弾丸状になったものを火山弾と言う。火口を埋めていた岩石や古い溶岩が噴火によって吹き飛ばされ、岩塊として落下してきたものを噴石と呼ぶ。火山弾や噴石の落下範囲は火口から 3～4km 以内、ほぼ山地内に限られる。これを避けるために火山の観光地では緊急退避用のシェルターが配置されている。

溶岩流の流れる速度は粘性率が大きいほど遅いので、日本に多い安山岩質の溶岩では毎分数 m 以下である。このようにゆっくりと動く間に冷えて固まっていくので、山頂火口からの溶岩流が山麓にまで達することはほとんどない。ただし、桜島の大正噴火（1914 年）のように、噴出量の多い山腹噴火であると山麓を埋めることがある。富士山や伊豆諸島の火山は現在玄武岩質の溶岩を噴出しているので、山麓にまで到達する。

### 2.2 火砕流・泥流

高温の火山ガスと多量の火山灰・軽石などの火砕物とが混然一体となって高速度で運動するのが火砕流である。固体の火砕物が集った本体部の温度は 500℃以上で、噴煙を高く噴き上げながら秒速 100m 近くの高速度で、周りに高温熱風を伴って突進してくるので、

非常に危険な噴火現象である。20 世紀における死者 1,000 以上の火山災害 11 件中の 8 件は火砕流によるものであった。火砕流には大きく分けて噴煙柱崩壊型と溶岩崩落型とがある（図 4.2）。

噴出直後の火砕物とガスとの混合物は、周辺の空気よりも大きな密度を持っている。火口からの噴出の速度が十分な大きさでないと、この混合物はいったん噴き上がったものの浮力が得られず失速したような状態になり落下してくる。こうして生じた噴煙柱崩壊型の火砕流は、高い尾根も乗り越える非常に厚みのある高速・高温の流れとなって広がり、火山周辺を埋め尽くす。巨大規模のものは火口から 100km 以上も離れたところまで到達する。阿蘇山における 7 万年前の火砕流は 180km 離れた中国地方西部にまで達した。噴出した大量の火砕物は火砕流台地を作り、それが抜け出た跡は陥没してカルデラになる。

溶岩崩落型の火砕流は、急斜面上に噴出した溶岩のドームが崩壊し、溶岩塊が斜面上を転落していく間に更に細かく砕かれて、内部から高温ガスが噴出し、溶岩片や火山灰が一体になって流動するものである。これは規模が小さく（体積は一般に 100 万 m<sup>3</sup> 以下）、その運動は地形に支配されやすく、主として谷間を流下する。1991～1994 年の雲仙・普賢岳における火砕流はこのタイプである。

噴出した高温の火砕物が、雪や氷河の融水あるいは火口湖の水と一体になり、土石流のような流れとなって高速で流下するのが、噴火に伴って生ずる火山泥流である。山腹に堆積した火山灰が、噴火後における強雨の流出水と一体となり流動化するという、2 次的な火山泥流もある。細かい火山灰を多く含むので非常に流動的で、時速数十 km という高速度で流れ、遠方にまで到達する。大雨による土石流と同じよう

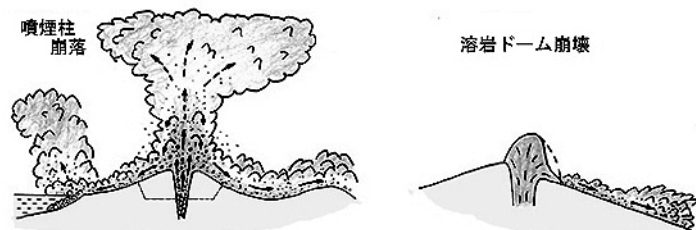


図 4.2 火砕流の 2 タイプ

に、その運動は地形によってほぼ決められ、谷底を流下し勾配の緩やかな山麓に広がって堆積する。ほとんど地形の影響を受けない大型火砕流とは対照的である。新しい火山灰堆積層は透水性が小さいので、強い雨があるとすぐに表面流が発生する。植生は破壊され埋められているので、この表面流は抵抗をあまり受けることなく流れ、侵食によって火山灰を多量に取り込んで容易に泥流に成長する。火山噴火があれば大なり小なり火山泥流が発生している。

1985年にコロンビアのネバデルルイス火山(5399m)が噴火し、山頂部を覆う氷河の融解によって大規模な泥流が発生した。その到達距離は火口から最大80kmにまで達し、全体で2.3万人の死者が出た。火口から45km離れたところにあった人口3万のアルメロの街は泥流によりほぼ全域が埋められ、ここだけで2.1万人の死者を出した。この街は谷の出口の扇状地にあり、直前に作成されたハザードマップに泥流危険域であることが明示されていたが、大被害を防ぐことはできなかった(図4.3)。

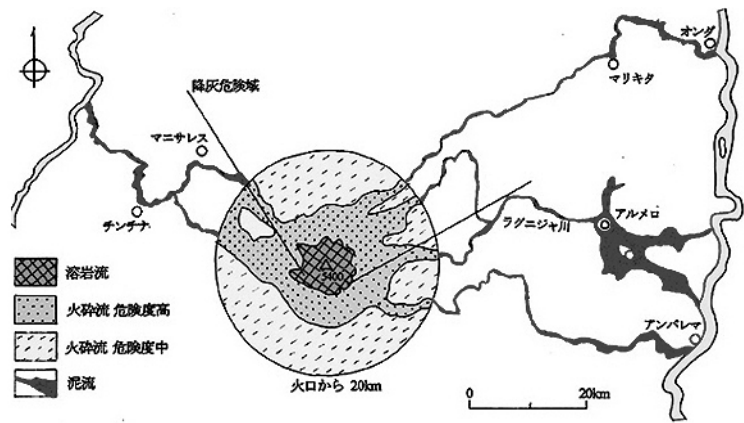


図 4.3 コロンビア・ネバデルルイス火山のハザードマップ

### 2.3 山体崩壊・岩屑なだれ・津波

噴出物が積み重なって出来ている火山は本来的に不安定であり、噴火や地震を引き金として大崩壊を起こす。1888年に磐梯山の北面が水蒸気爆発を引き金として大崩壊し、山体の上部が吹き飛んだ。近年では、1980年にアメリカのセントヘレンズ火山において、溶岩ドームの上昇による山体の変形が進んで大崩壊に至り、続いて大噴火が生じた。噴火後の山の形は磐梯山とほとんど同じである。このような山体崩壊は特殊なことではなく、数十万年に及ぶ大型火山の一生の中では何度も起こる普通の現象である。富士山も含め日本の成層火山の4割に、山体崩壊の痕跡が認められる。

大量の崩壊物質は岩屑なだれとなって高速で流れ下る。磐梯山の噴火では、 $1.2\text{ km}^3$ の崩壊物質は北麓に流下して川を堰きとめ多数の湖沼を作った。岩屑なだれの堆積層は、表面に流れ山と呼ばれる小丘を多数作るので、かつてそれが起こったことが容易に分かる。崩壊により圧力が除去されると、山体中の高温熱水は急速気化して爆発し、爆風が発生させる。セントヘレンズにおける爆風は時速300km以上の高速で突進し、 $600\text{ km}^2$ の森林をなぎ倒した。大規模な岩屑なだれが海に突入すると津波が発生する。1792年の雲仙岳・眉山の崩壊では、 $0.3\text{ km}^3$ の土砂が有明海に突入し、対岸の熊本沿岸に最大23mの高さの津波を引き起こした(図4.4)。これによる死者は島原側で1万人、熊本・天草で5千人に達した。

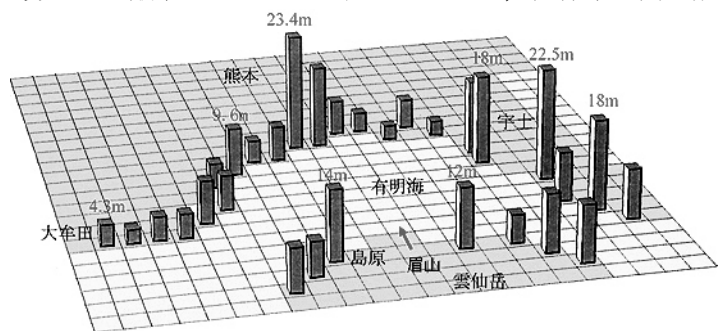


図 4.4 1792年雲仙岳・眉山の山体崩壊による津波

## V 異常気候災害

気温や雨量などが平年値から大きく偏ってかなりの期間続いた場合、その地の平年の状態に合わせて営まれている生活や生産活動が影響を受け、災害にまで発展する。この最も著しいものは、主食作物生育期における低温・日照不足および少雨による災害である。

## 1. 冷害

### 1.1 自然地理条件

冷夏による災害は、自然地理的条件および農耕様式ゆえに、ユーラシア大陸東岸域、とくに島国日本において地球上で最も激しく現われるので、昔から日本とくに東北地方は、寒い夏に苦しめられてきた。緯度が30～50度の地帯は、北方の冷たい極気団と南方の熱い亜熱帯気団の境界である寒帯前線帯に当たる。気団の境界には強い偏西風（ジェット気流）が吹いている。前線帯は全体として夏に北上し冬には南下するが、偏西風帯の蛇行によってもその位置は場所ごとに異なった南北振動を起こす。ユーラシア大陸中央部には高さが対流圏の半分近くを占めるヒマラヤ・チベットの広い高山岳域がある。夏の初めに亜熱帯のジェット気流はヒマラヤのところまで北上して流れが大きく乱され、チベット高原の北側に大きくジャンプしたりする。風下にあたる東岸域（極東域）では、ジェット気流は大きな波動を起こし、また、山岳の南と北を回りこむ流れが合流して強くなる。夏の日射によって高温になる大陸と低温のオホーツク海や北部太平洋との間には、その温度差のために顕著な気団の境界がつくられることも、東岸域でジェット気流を強くしその方向を南北に向ける働きをする。北米大陸に比べると陸地や山岳の規模が大きいので、乱れの規模は大きくなる。偏西風が大きく波動して極気団が南へ張り出し、ショートカットにより切り離されブロックされた状態になって持続すると、低温が続く（図5.1）。停滞した気団の境界は前線帯となり雨天と日照不足が続く。日本は島国であり、流入する気流はすべて海を渡ってくるので下層に多量の水分を含む。これが霧をつくり雨を多くして、日射を妨げ低温をもたらす。

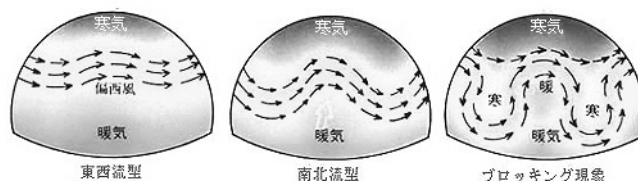


図5.1 偏西風波動とブロッキング現象

### 1.2 農耕条件

ユーラシア大陸東岸域はモンスーン気候下にあり、夏には南東からの気流に支配されてかなり高緯度まで暑いのが通常である。冷い夏は北日本で10年に1回程度の頻度である。降水量もまた多く、同緯度の他地域の2～3倍ある。暑い夏の年が多く水が豊富という環境条件を生かして、人口支持力の大きいイネが主食穀物として栽培されている。イネは熱帯・亜熱帯が原産地で、小麦・トウモロコシに比べ2倍ほどの温度積算量を必要とする。活発な光合成活動を行って多量の生産物を貯蔵する穀物にとって日照不足は大きな障害であるが、とくにイネにとっては夏の低温・日照不足の影響は厳しくなる。現在日本の水稻作の中心は、北海道・東北・北陸の積雪寒冷地域にある。寒冷地の自然環境は、冷害と病虫害が回避されるならば、稲作にとって有利なのである。これは、緯度が高いので日照時間が長い、気温の日較差が大きい、太平洋側に比べ夏季に晴天の日が多く気温も高い、呼吸作用による光合成物質の消費量が低温のため少ない（穀実としての貯蔵が多い）、融雪により多量の水が継続的に供給される、などの理由によるものである。

### 1.3 冷夏の気圧配置

日本に冷夏をもたらす気圧配置には、北東気流型と北西気流型（寒冷セル型）とがある。北東気流型はヤマセ型と言われるもので、夏季になっても北方の気団であるオホーツク高気圧が強くて日本付近にまで張り出し、北日本の太平洋側に冷湿な北東気流（ヤマセ）を送り込むというものである（図5.2）。この気流は寒流である親潮の上を吹いてくる間に下層が冷却されて霧が発生する。これが北海道および東北の太平洋岸に吹き込んで低温と日照不足をもたらす。ヤマセの気流は高さが1000mほどと低いので、その動きは山地地形の影響を大きく受け、脊梁山脈を越えた西側ではフェーン現象が起こることもあって、あまり低温にはならない。

北西気流型は、夏季になっても大陸が低圧部とならずにシベリ

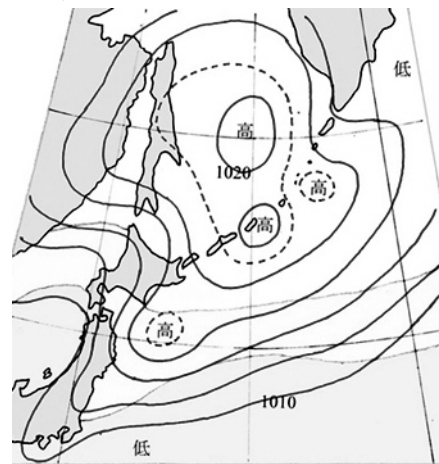


図5.2 ヤマセ型の天気図

ア高気圧が残り、寒冷な北西気流が寒冷セルとなって日本付近に流れ出すものである。気圧配置は西高東低の冬型のようになる。この場合は沿岸域に限定されず、北日本あるいは日本の全域が低温になる可能性がある。南の気団である太平洋高気圧の張り出しが弱いと、相対的に北の気団が優勢になって冷気が南下する。エルニーニョの時には太平洋高気圧の中心が東に偏るので、日本では冷夏になりがちである。

#### 1.4 冷夏の被害

水稻にとって  $22^{\circ}\text{C}\sim 26^{\circ}\text{C}$  が適温で、 $24^{\circ}\text{C}$  付近で収量が最大である。生育期の低温は成長が遅れるという遅延型冷害を、結実期の低温は実が結ばないという障害型冷害を引き起こす。夏を通じて低温が続くと遅延型と障害型の冷害が重なって大凶作となる。前線が日本付近に停滞すると長雨と日照不足によって、更にそれによる病虫害の発生が加わり、減収は一層大きくなる。1993 年には北東気流型と北西気流型とが重なって、8 月になっても全国的に低温・日照不足が続き、水稻の作況指数は全国平均で 74、東北三陸沿岸では 10 以下という大凶作となった。農作物の被害額は 1 兆円（内水陸稲 81%、地域別では東北 51%、北海道 23%）に達した。なお、奄美地方以南では通常の暑い夏で豊作であった。1980 年の大冷害はヤマセ型であったので、東北地方三陸沿岸で作況指数が 10 以下であったのに対し、秋田・山形の日本海沿岸はでは 100 を越え地域差が大きく現れた。

北日本の夏季気温の年変動は大きく、数年に 1 回の割合で冷夏に見舞われている。とくに 18 世紀から 19 世紀半ばにかけて地球全体の気温が低下し、日本でも頻繁に冷害とそれによる飢饉が起こった。この期間には 3 年に 1 回の頻度で東北凶作・大凶作の記録がある。とりわけ、享保(1717~20)、天明(1783~89)、天保(1833~38)の冷害と病虫害による飢饉はもっとも厳しいもので、それぞれ 100 万人ほどの死者（多くは餓死）がでたと推定される。収穫不足が飢饉にまで至り死者が生ずるか否かは、社会の安定度や経済水準などに依存する。

## 2. 干ばつ

干ばつとは、雨量が異常に少ないという天候がかなりの期間続いた状態を言う。温度とは違って水は貯めたり運んだりすることは可能であるが、世界的にみると干ばつは低温よりも更に大きな脅威となっている。20 世紀後半における干ばつによる死者は世界で 1000 万人を超えたと推定され、地震や洪水による死者に比べ 1 桁大きい。近年では、アフリカの、とりわけサハラ砂漠の南の半乾燥地帯で、干ばつにより多くの死者が出ている。年雨量がおおよそ 500mm 以下のところが乾燥・半乾燥地帯であり、世界の陸地のほぼ 1/3 を占める。年 500mm といった雨量は作物の生育にとっては限界的な条件であるものの、この乏しい雨に依存して半乾燥地帯でも多くの人が住み農耕を営んでいる。干ばつによる死者のほとんどは半乾燥地帯で発生しているが、日本のような湿潤地帯においても主要作物の生育期に雨不足が起こると、水の供給を天水に頼っている農業地帯ではとくに深刻な問題となる。

植物は地中から水分を吸収することによって栄養分を取り込み、水を使って光合成作用を行い、また葉の表面から水を蒸発させて体温の上昇を抑えている。このように水の継続的な補給は植物の生存にとって必須条件であるから、干ばつの影響は農業面において最も著しく現れる。雨不足はまた、都市における生活用水不足・断水という、いわば都市干ばつをもたらす。日本のある緯度帯は夏には亜熱帯高圧帯に支配されて基本的には乾季であるが、海からの湿った南東風が流入する大陸東岸にあるので、かなりの降水に恵まれている。雨は主として台風がもたらしてくれる。しかし、太平洋高気圧が優勢で西に大きく張り出し安定した夏型気圧配置が続くと、西日本を中心に少雨の天候となる。恵みの雨をもたらす台風は、高気圧のへりを回って大陸に向かってしまう。地球温暖化は亜熱帯高気圧を北上させて日本に干ばつをもたらす可能性がある。

干ばつ対策としては、溜池をつくって水を安定的に供給するというのが古くから行われてきた。溜池が全国でとび抜けて多いのは瀬戸内地域で、この地域が干ばつに見舞われやすいことが分かる。ついで溜池が多いのは九州、山陰、近畿である。

## VI 危険性評価・被害予測

### 1. 災害危険性評価

#### 1.1 評価方法

自然災害の危険性評価の方法は、災害発生連鎖の機構に基づいて次のように整理して示すことができる。自然災害は誘因（大雨・強風・地震などの自然外力）が素因（地形・地盤条件などの土地素因および人口・居住状況など地域の社会素因）に作用することによって生じる。生じた結果である災害履歴は明らかな地域危険情報である。したがって災害危険性の評価は、(1)誘因、(2)土地素因、(3)社会素因、(4)災害履歴のそれぞれ単独で、および、それらを組み合わせることにより行うことができる。どれを採用するかは災害の種類、評価の目的、地域の土地環境などに依存する。結果は一般に図で表現される。地域・場所ごとの相対評価値（ランク分け）の場合もある（図6.1）。

(1)の誘因はその性質上、日本全域といったような大きな地域スケールで、大雨など自然外力の発生のしやすさの程度を、一般に統計的データに基づき示すものである。これとは対照的に、(2)の土地素因はそれぞれの場所で定まった固有の性質を備えていて、土地の災害に対する脆弱性の程度を場所ごとに細かく決めている。たとえば、水や土

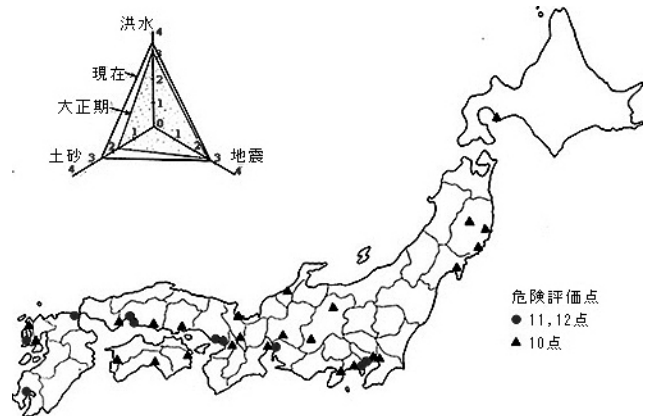


図 6.1 主要都市の危険度評価点

砂の運動は地表の傾斜や微起伏の配列などの地形によってほぼ決められる。地震動の増幅や液状化の発生は表層地盤の条件で決まる。ただしこれらは潜在的なものであって、誘因が作用しなければ災害として発現しない。また、強風の場合のように土地素因があまり関係しない災害もある。

(1)と(2)とを組み合わせる、例えば、洪水氾濫の水理計算、津波・高潮の遡上計算、地震による地盤震動の応答計算のように、ある地形・地盤条件の場にある規模の外力を入力して、洪水氾濫や地盤震動などの災害現象をシミュレートすることにより、学術性の高いより確かな危険性評価ができる。外力を確率規模などにより段階的に設定すると、説得性ある危険度の評価が可能である。

(1)と(2)は災害自然現象そのものを対象とするのに対し、(3)の社会素因は被害発生の危険性や地域社会の災害抵抗性・脆弱性など社会要因を評価する場合に採り入れられる。2次的災害である地震火災の場合には、木造建物密集度などの市街地条件が火災危険度を決める。社会素因はかなり短時間に変貌するので評価の定期的見直しが必要である。(4)の災害履歴は、危険性をリアルに示す情報でありその発生頻度は危険の程度を示すが、これはまたそれ以上の役割を持っている。災害危険性評価の基準は多数災害の実例の分析から導かれる。さらに、評価の結果は災害実例により検証されてその信頼性が与えられる。災害実例の調査・分析は災害危険性評価の基礎である。

災害の危険性（ハザード）の評価の結果はマップで示される。一般にハザードマップと呼ばれているのは、市町村などが「防災マップ」、「災害予測図」といった名称で作成・公表している管内地図で、これらには各種災害の危険域・危険度を示す本来のハザードマップの他に、公共避難場所など防災関連施設の位置の表示を主内容とするものもある。災害の危険性評価には種々の不確実性が必然的に伴っている。それが示す危険は、単なる潜在的可能性であったり確率的なものであったりする。ある規模の外力（地震・大雨など）を設定した場合には、その設定条件に規定された適用限界がある。図示されている境界の位置は、ある設定条件の場合のものであり、また、土地条件把握の精度、計算方式、現象の不確実性などにより、かなりの幅を持ったものであることを忘れてはならない。ハザードマップは、ある限定条件のもとで予想される災害危険域・危険度を図表示し、それが示すリスク（可能性・蓋然性であり確率的なもの）をどこまで受容し、どのような防災対応で低減させるかを、土地の利用者・居住者に選択させる機能のものである。

る。災害時の緊急避難はその防災対応の一部である。

## 1.2 各災害の危険性評価

地震動災害の危険度は、構成地盤の層厚と硬さによって地震動の増幅度および卓越周期が決まることから、地盤条件によってほぼ確かな評価を行うことが可能で、主として地盤条件に基づくマイクロゾーネーション（危険域区分）が広く行われている。表層地盤条件は地形との関係が深いので、捉えやすい地形が簡易な指標として利用できる。液状化は締りの緩い砂層で起こるもので、これも平野の地形との関係が密接である。地盤の強震動・液状化の危険域把握では、地層ボーリングデータが重要な基礎資料となる。

地震火災の危険度は、木造建物の密集度・空閑地分布・危険施設分布・消防力などの社会的な要因によってほぼ決められる。津波では、波高増幅度が湾の平面形状・水深分布・海浜勾配などによって決まるので、これらの地形要因が評価の指標として利用できる。ただし、高潮とは異なり海岸地形に関係なく波高は非常に大きくなる可能性がある。海溝型巨大地震が発生する海域の沿岸は、誘因条件からみた高危険域である。地震による土砂災害は大雨の場合に比べ危険域が限定し難い。一般に火山地域で地震による斜面崩壊の危険が大きい。

火山噴火は、火口という発生ポイントがおさえられるので、そこからの距離や勾配や派生する谷の地形と火山の個性・災害履歴に基づいて、噴石・溶岩流・火砕流・泥流などの危険域が決められ、ハザードマップとして示される。ただし、谷地形に支配される泥流以外は、噴火の規模・様式等の設定条件に規定されるところが大きくて概略のものである。

河川洪水については、水は基本的には低きにつくものであるから、河川低地の地盤高や微地形の分布が、危険度を定める基本的な要因となり、この地形の場に種々の確率規模で降雨や洪水が入力されて、より確かな危険域ゾーニングが行われる。ただし連続高堤防がつくられている広い河川平野では、どこで破堤・越流が生ずるかによって氾濫域が全く変わるので、治水施設の危険度判定をもうひとつ組み合わせる必要がある。氾濫の範囲だけでなく、氾濫流のもつ勢力も重要な危険要因である。これには低地面勾配と水深が関係し、水深はさらに降雨強度や氾濫域の幅などの関数となる。勾配が大きくて幅が限られる山地内容底平野では強い氾濫流が生じやすい。

内水氾濫は雨水がはけきなくて溜まるという現象であるから、排水条件の悪い凹状地や排水を障害する地物等のある場所が危険地である。高潮は南に開口する湾奥で高くなりその最高潮位は台風の勢力から計算できるので、これに基づいて危険域をゾーニングすることができる。ただし、台風が遠ざかるにつれて潮位は低下していくので、海水の進入に時間を要する広いデルタでは、最高潮位までの標高域が全面浸水するわけではない。道路などの地物は海水の進行に大きな影響を及ぼす。水による災害では詳しい地盤高分布図が重要な基礎資料となる。

斜面崩壊に関係する地形・地質・地被等の要因は多数あげられるが、その発生には個々の斜面内部の特殊条件が強く関係していて、一般性のある確かな危険性評価の基準は得られない。大雨と地震の両方の外力を考えにいれると、ある程度以上の高さや傾斜があれば危険斜面であるとして対処するしか仕方がないということにもなる。崩壊土砂の到達域は限られるので、これが被災危険域ゾーニングの有力な手段となる。土石流の発生・運動・停止は地表面（溪床）勾配によって規定されるところが大きいので、谷地形が評価の指標となる。その氾濫危険域は山麓扇状地の微地形によってかなり限定できる。

## 2. 被害予測

マグニチュード 8.0 の地震が冬の夕刻に相模湾で起こった場合、利根川が埼玉県・栗橋にて計画高水位を越え破堤した場合、といったように、外力や災害現象の規模、発生場所、発生時の条件などを設定して、被害高の予測は行われる。算定の基本になるのは、過去の災害事例の被害データから得られた経験式や統計値である。経験式を導くに十分な量の被害データを与えてくれる大きな災害例は限られ、またそれらはある特定の外的条件や地域環境の下で起こったものである。被害予測の結果は、

どの災害から得られた式を使うか、どの期間の災害統計値に基づくかなどに依存する性質のものである。予測の目的によっては、小地区単位で建物の種類・構造・用途ごとの全壊数・焼失数を求めて全域を足し合わせる、といったような詳細な積み上げ方式で行われるが、使用した経験的な関係式や被害率などの制約下にあることには変わりはない。ここでは、外力や災害現象の規模・強度と各種被害量とを関係づける統計的な関係の例のいくつかを示す。これらは被害の太づかみな算定を行うものであり、当然に使用した災害データに依存したものである。

## 2.1 地震災害

地震動の各地域への入力は他の災害に比べ様性があるので、外力と被害との関係の存在が明瞭に認められる。マグニチュードは明快な外力強度値で、被害規模を決める基本量である。海洋底を震源とする地震以外の陸域地震については、住家損壊の総数（の対数）とマグニチュードの間には相関関係があり、震源の非常に深い地震は除外し都市域・平野部・山地部といった震央の地域別でみると、その相関関係は明瞭である（図 6.2）。ここで損壊数とは全壊数と半壊数の半分との和である。各地域に与えられる係数の相対値は、平野部（非都市域）を 1.0 として、都市域 10.0、山地部 0.07 となる。都市直下の地震では山地部の地震に比べ、同じマグニチュードでも住家倒壊数が 100 倍を超えるという大きな差がある。住家損壊の発生する下限マグニチュードはおよそ 5.5 である。

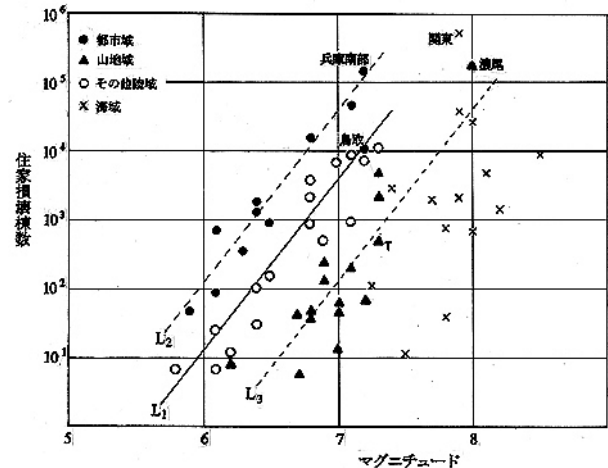


図 6.2 地震のマグニチュードと住家損壊数との関係

地震動の強さ（震度・最大加速度など）は建物損壊などの被害を引き起こす直接の作用力である。住家損壊率の対数は最大加速度の指数関数で与えられる（図 6.3）。住家損壊率は市町村単位であり、1891 年濃尾地震（尾張地方）、1943 年鳥取地震・1948 年福井地震・1995 年兵庫県南部地震の被害データを用いている。濃尾地震の農村部データによる式では、住家損壊は震度 5 強から発生し始め、6 弱で倒壊率 5% 程度、6 強で 15% 程度、震度 7 で 30% 以上となる。なおこれは、建物の耐震性が現在よりもかなり劣る明治の震災の場合である。地盤種別ごとの損壊率、木造・鉄骨造など建物強度ごとの損壊率などを与え、小地区単位で損壊数を求めて積算するということが、自治体などの詳細想定では行われている。建物の倒壊は 1 次的破壊被害の中心であり、この被害規模が人的被害や火災被害の規模をほぼ決めている。出火率と住家全壊率とは季節別に比例関係がある。火災では、建物の種類・構造・用途ごとに出火率を与えた積み上げによる想定計算が行われている。

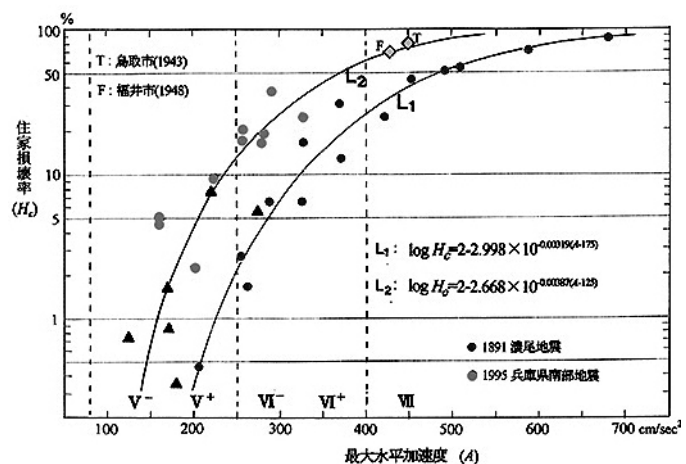


図 6.3 地震の最大水平加速度と住家損壊率との関係

建物被害と人的被害との間には明瞭な相関関係があるので、これから死者・負傷者などの人的被害の大きさを予測することができる。この関係は地震災害および気象災害の全般について認められる。明治以来の都市の地震災害を対象にした死者率と住家被害率との関係式からは、住家損壊率 10% で死者率 0.1%、損壊率 50% で死者率 1% などが得られる。1995 年兵庫県南部地震のデータは明治・大正における地震と同じ回帰線近くにプロットされる。早朝であったことが幸いして現代都市型的な発生

様相を示さなかったことがこれからも分かる。

死者数と住家損壊数との関係は、人口や世帯数で割って比率を求めるという操作を要しないので、市町村、地方、災害全体など任意の単位で容易にその関係を得ることができる。住家損壊数は人間活動領域に現実に加わった加害力を間接的に表す値として利用できる。その比例定数は、発生時刻や発生時代などにより異なる。1868 年以降に発生した 45 の地震災害についての回帰分析により得られた式では、死者数が夜間の地震では昼間に比べ 1.5 倍、1960 年以前では 61 年以降に比べ 3 倍の大きさを示す。現代都市型の地震災害では、いわば都市係数が 1 よりもかなり大きくなる可能性がある。

住家被害の規模は種々の社会経済的な影響の規模にかかわっている。地域社会に加わったインパクトを集約的に示すものに人口流出数がある。災害は生活困難・環境悪化・就業制約などの理由により被災地域からの人口流出を引き起こす。大災害を受けた都市単位でみた人口流出数（地震のおよそ 1 年後）と住家損壊数はほぼ比例関係を示す。これらの関係式を組合わせて、地震のマグニチュード・震源距離・地盤条件から住家被害・死者数などの被害規模を大づかみに算定することが可能である。

## 2.2 大雨・台風災害

大雨の災害では、それが降った場所ではなくて、破堤氾濫域や山崩れ発生域など限られた地域にて主被害が生ずるので、雨量や強雨強度と被害との相関はほとんど認められない。ただし、ほぼ降った場所で起こる内水氾濫では、両者の関係が認められる場合がある。これによると、家屋浸水棟数は降雨強度（最大日雨量、最大 1 時間雨量など）のほぼ 3 乗に比例する。また一般に、家屋損壊棟数は最大瞬間風速の 6～7 乗に比例する。

台風の勢力は強さと大きさで表現される。現在これらは風速で示されているが、1990 年以前には強さには中心気圧、大きさには最大円形等圧線の半径が使用されていた。これらは天気図から容易に求めることができる。上陸時の台風勢力と総死者数あるいは総住家損壊数との間には良い相関関係が認められる（図 6.4）。相関分析の対象データは 1946～1995 の 50 年間に日本本土に上陸して被害を与えた 119 の台風である。死者数には、台風の勢力という物理的な力に加え、情報伝達・避難行動・防災態勢などに関わる人間的・社会的要因が影響する。回帰式の比例定数は時刻や時代によって異なり、台風が深夜に来襲すると昼間に比べ死者数が全期間平均で 2.2 倍である。ただし、現在ではこの時刻差はほぼなくなっている。時代による違いでは、1976～95 の期間に比べ 1946～60 の期間ではほぼ 5 倍の多さを示した。住家損壊数には台風勢力が、とりわけ風速に関係する中心気圧深度が大きな影響を与える。住家損壊数の時代による変化は大きく、1976～95 では 1946～60 に比べ 1/14 に大きく低下している。同じ勢力の台風でも大きな高潮を起こすコースをとると被害が非常に大きくなるので、大きな高潮を起こした台風とそうでない台風とでは、住家損壊数に平均して 13 倍もの差がある。

1959 年伊勢湾台風および 1950 年ジェーン台風による高潮浸水域の市区町村単位のデータから、死者率が地区平均浸水深の指数関数で表されことが導かれる。夜 9 時過ぎの伊勢湾高潮と午後 1 時ごろのジェーン高潮では式の定数（時刻係数）に 10 倍の違いがある。伊勢湾台風高潮についての住家流失・全壊数と死者数との関係式の比例定数には非常に大きな地域差があり、高潮の直撃を受け流速・水深の大きいデルタ沿岸部では高潮の到達が遅いデルタ内陸に比べ、比例定数が 8 倍で、それだけ多

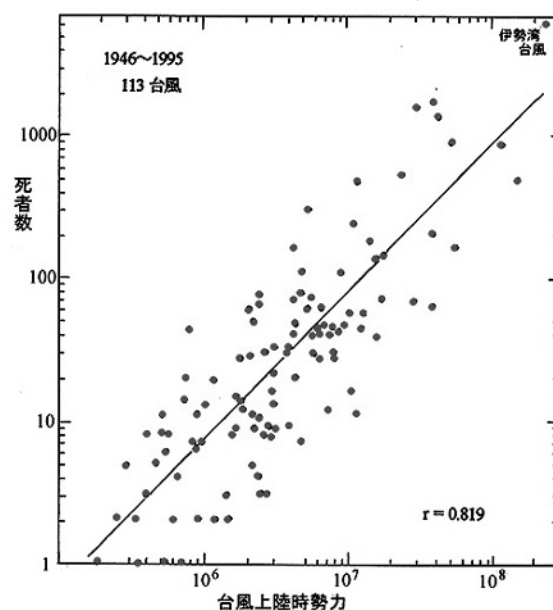


図 6.4 台風上陸時勢力と死者数との関係

くの死者が出ている。

## VI 人間社会の側面

### 1. 災害情報・避難

#### 1.1 情報・警報と避難

災害時の緊急避難行動は、①危険の発生と接近の認知、②避難の必要度・コストの評価、③避難の意志決定、④避難行為の実行という経過をとって行われる（図 7.1）。この避難を効果的に行う基礎は、それぞれの場所・土地・地域の災害危険性についての知識、および対処すべき災害の性質についての理解を持っていることである。災害の具体的な状況はその時々やそれぞれの場所で違う。警報や避難指示あるいは事前に与えられている避難情報に単純に従うというだけではなく、自ら判断し行動できるようにしておくのが望ましい。土砂災害や山地内での大雨災害など、局地性の大きい災害では特にそれが必要である。

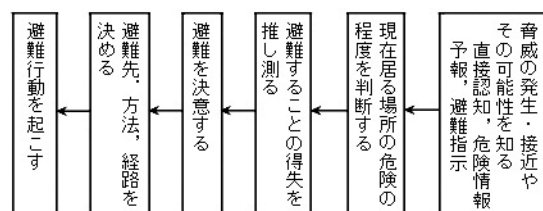


図 7.1 緊急時避難のプロセス

危機的事態の発生と接近あるいはその発生可能性は、警報など種々の災害情報によって知る場合が大部分である。災害情報は、中央から出される情報（気象情報など）と、地区ごとの現況情報に分けて考える必要がある。災害は多かれ少なかれ突発的で地域性の大きい現象である。また、情報伝達システムが突発緊急時にうまく作動するとは限らない。状況の広域把握の精度に優れている中央情報を基礎に置き、地区・地域の条件とそこでの具体的な現況についての情報を組み合わせて、緊急避難対応を考える必要がある。例えば、大雨警報が出されている場合、近くの川の水位や雨の強さの変化などに絶えず注意を向けていることが望ましい。地区ごとの具体的な対応行動の指示で最も重要なものに、避難の勧告・指示がある。これを出す権限は災害対策基本法により市町村長に与えられている。

危険情報・警報の必要度や有効性は、予知可能性、危険接近速度（リードタイム）、制御可能性、危険域限定度（ゾーニング可能性）、潜在的被害規模（破壊力の強さ）、代替手段の存在、などに依存し、災害によって異なる。それが特に必要とされるのは、危険の接近速度が速く、構造物等のハードな手段での抑止が困難であり、人命に及ぼす加害力の大きい災害（津波など）である。警報が有効に機能するのは、危険域が限定され、危険の発生から到達までの時間が適度に長く、その脅威（破壊力）が認識されやすい災害（高潮など）である。予知可能性が小さく、危険接近速度が極度に大きい災害（地震など）については、警報への依存度を大きくすることはできない。同種の河川洪水であっても、山地内や山麓扇状地における洪水と、広く緩やかな平野内における洪水とでは、危険の接近速度に大きな違いがある。

接近しつつある、あるいは発生するであろう災害現象に対して、いま居る場所がどのように危険であるかの判断は最も重要である。危険の種類や程度は場所によって異なる。人命への危害が大きかつ危険が急に切迫するためにタイミングのよい避難が特に必要とされる山地内の災害では、危険の種類や程度は、それこそ家ごとに違うと言ってもよい。例えば、段丘面上の家は一般に安全であるが、その隣家であっても段丘崖下の谷底低地にあれば土石流や洪水の危険がある。段丘面上にあっても山腹斜面直下であれば山崩れが大きな脅威である。緩勾配の平野内にあっても破堤洪水に直面しても、自然堤防上の2階家であれば、家にとどまって1階の家財等を水から守るなどの対応を優先した方がよい場合が多い。強い地震動を感じた場合、海岸低地に居れば津波の危険への対処を考え、急な海食崖下であれば何よりもまず崖崩落の危険に注意を向けねばならない。警報や避難指示を受けて、各地区や各戸がそれをどの程度切実に受けとめ、どのように行動したらよいかを決めるためには、あらかじめ地域・地区の災害危険性についての知識が得られている必要がある。

一般に不確かな情報の下で、避難の効果やマイナス面（コスト）を考えに入れながら、避難の意思決定を行う際には、突発緊急時の行動心理など種々の人間要因やその時その場所の環境諸条件などが関係する。避難を実行に移す場合に、避難の時期、方法、経路、避難先をまず決める必要がある。危険の接近速度は災害によって違う。避難は早いに越したことはないが、その前に電気のブレーカを切り、プロパンガスボンベのバルブを閉め、1階の家財を2階に移すなどを、可能であれば行いたいものである。ただし、一目散に走りださねばならないときもある。山地地域における大雨災害では、避難先あるいは避難途中において山崩れや土石流に見舞われたという例がかなりある。大雨の最中に児童・生徒を下校させたため、途中で難に遭ったということも起こっている。

## 1.2 避難の阻害・促進要因

警報や避難指示を受け、あるいは危機的事態に直面した場合の、個々人の判断や行動は一様ではなく、種々の人間要因などが大きく影響して、避難が促進されたりあるいは阻害されたりする。避難に関する要因として次のものが挙げられる。

(1)災害経験： 直接の被災あるいは身近な災害の経験は、危険意識を高め、危険への反応を敏感にし、避難を促進する大きな力となる。ただし、時間が経てばやがて忘れられてしまう（風化する）ものでもある。一方、軽微な災害の経験は危険の判断を甘くして、避難を妨げる働きをする。

(2)個人属性： 年齢・性別・教育程度・職業・人種・宗教などの個人属性は、災害時の対応行動に影響を与える。例えば、一般に老人は避難を拒む傾向がある。

(3)家族要因： 災害時に家族は一体となって行動しようとする。離れている場合には、避難の前にまず一緒になろうとする方向への行動が強く現れる。小さい子供のいる家庭では早目の避難が行われ、老人や病人をかかえた家庭では避難が遅れがちである。

(4)時刻： 深夜の時間帯では、状況の把握・情報の伝達・避難の実行等が妨げられて、人的被害が大きくなる。ただし、近年では生活様式の変化などにより、時刻の影響は小さくなっている。

(5)他者の行動： 隣人や近くに居る人が避難するかしないかは、避難の意思決定に大きな影響を及ぼす。状況が不明で迷っている場合には特にそうである。率先して行動することで模範を示したいものである。

(6)リーダーの存在： 安全を守る責任があり、影響力のあるリーダーや決断者（区長、消防団長、派出所の巡査、学校の先生など）がいると、大量避難の成功が可能になる。誰もが責任感と役割分担をもつことによってよきリーダーになり得る。

(7)地区の態勢： 山村集落では、災害経験を伝承している、自然に密着し土地の性質をよく知っている、隔離されていて自ら守るという意識が強い、強固な地域共同体を持っているなど、避難に有利な条件を備えている。都市域ではこれと逆の条件下にあり、避難は遅れがちである。

(8)災害の種類： 目で見え身体で感じとれる災害（火山噴火など）では、避難が促進される。前兆があり余裕時間が比較的長い災害（地すべり、溶岩流、土石流など）では、避難がうまく行われた事例が多い。

## 2. 防災土地利用

### 2.1 土地利用の規制・管理

それぞれの土地や地域の災害危険性に応じた土地の利用を行う、とくに、高危険地への居住は極力避けるという対応は、災害を未然に防ぐ効果的な手段である。しかしこのような土地にかかわる問題は、実現するのが極めて難しいのが現実である。危険地の利用を抑制する手段として、法令による土地利用規制や、税制・資金助成・保険制度等を利用した経済的誘導がある。

建築基準法第39条に基づき、地方公共団体は災害危険区域を指定し、その区域内での住宅建築の禁止や建築構造の規制を行うことができる。これによる危険区域としては、急傾斜地崩壊危険地に関するものが大部分である。資金助成を受けて住居移転を行った跡地は危険区域に指定されるからである。出水・高潮・津波の危険に関する危険区域で最も広いのは、1959年伊勢湾台風により著しい高潮被害を受けた名古屋

屋市南部臨海域についてのものである（図 7.2）。名古屋市の危険区域指定と建築構造規制は 1961 年に行われた。伊勢湾台風のような大災害（名古屋市臨海部の死者 2 千人）の直後でなければ、既成市街地での土地利用規制はほとんど不可能であるということをこれは示している。

新都市計画法（1969 年制定）では、無秩序な市街化を防止するために、市街化区域および市街化調整区域を定め、「洪水、洪水、津波、高潮等による災害の発生のおそれのある区域および当該区域を市街化することにより他に洪水等の災害を発生させるおそれのある区域」は、市街化区域に含めないことになっている。これによって、災害危険地の市街化を抑制することができるはずであるが、市街化区域の線引きには様々な思惑がからみ、また土地の需給や地価の動向などによって市街化区域が拡大されるという傾向もあって、防災の観点はほとんど取り入れられていないのが現状である。

税制や公的資金助成などの面から、危険地の利用コストを相対的に高くして、その利用を抑制するといったようなことは行われていない。地震保険では広域の地震活動度に基づき都道府県単位で全国を 4 区分して料率を変えているが、地盤条件によって差をつけるということにまでは至っていない。なお、保険料が最も高いのは東京・神奈川・静岡で、最も低い道県の 3 倍ほどである。

米国では、水害危険度をとことんによって 30 ゾーンにも細分して、水害保険の料率を変え、被害ポテンシャル増大の抑制をはかっている。新築の建築物については特に保険料率を高くして、水害危険域内の建物の増加を抑えている。また、危険区域内での開発行為の禁止・制限や耐洪水住居構造（ピロティ構造など）の義務付けなども行われている。なお、水害危険域の細かいゾーニングは、堤防がなく、地表面が河道に向かってゆるやかに傾斜していて、水位に応じて氾濫域が広がる、というような条件のところでは可能である。洪水対策において、土地利用管理がもたらす被害軽減および被害ポテンシャル低減の効果は最も大きいと評価されている（図 7.3）。

防災的に望ましい土地利用の実現の大きな障害となっているのは、高地価、私的土地所有、土地資源の有限性などによるいわゆる土地問題である。土地問題はとりわけ都市域において防災上の大きな隘路となっている。高地価は相対的に地価の安い危険地の利用を進めて被害ポテンシャルを大きくし、宅地を細分化させて危険の大きい過密住宅地をつくりだす。土地私有制は安全を考えない恣意的な土地利用を許すことにつながっている。既成市街地では用地難や高地価によって、防災工事が遅れ、高価になり、計画そのものが挫折したりする。

災害危険地の利用によってときに被る被害、あるいはその防止のための対策費用は、その利用による日常的便益を得るための必要コストとして負担させ、個人責任を明確にさせるという方法はある。地価は、その土地を利用することによって得られるであろう予想将来収益の現在割引価値で評価される。被害はマイナスの収益として土地価格評価を下げるはずである。災害による被害あるいは防災費用が、低地価を通じて土地の所有者ないしは利用者が負担するコストとして内部化されることにより、個人の防災責任の明確化および公的防災支出負担の社会的公正の実現への途がひらかれる。

## 2.2 住居移転

災害危険地からの住居移転は、人命だけでなく資産の被害も防ぐ抜本的な手段であり、いわば恒久的な避難である。しかし、移転に要する多額の費用と大きな労力を費やし、長年住み慣れ安定した生活を営ん

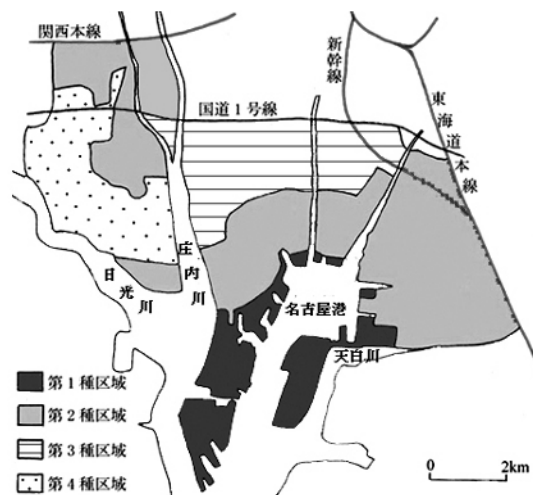


図 7.2 名古屋市の建築規制区域

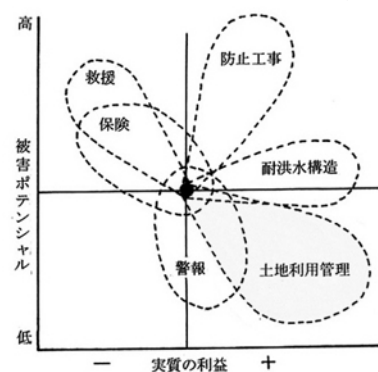


図 7.3 洪水における防災対策の効果

でいる土地を離れて、災害を受ける前に新しい土地へ移り住むことは、たとえ大きな危険の存在が指摘されている場合でも、一般に非常に抵抗が大きい。このため防災関連の移転の多くは災害を受けた後に行われている。

三陸海岸は海溝型巨大地震が頻発する海洋に面したリアス海岸であるので、津波災害を頻繁に被っている。1896年の被害は特に甚大で死者約2.2万人にも達した。この災害後かなりの集落で移転が行われたものの、多くは元の場所に再建した。37年後の1933年に再び大きな津波に襲われ、死者約3千人の災害を被った。この津波の後、危険な沿岸低地から高地への移転が積極的に推進され、岩手・宮城両県で98集落、8千戸が集団であるいは個別に移転した。津波の高さは数十メートルにもなり得るので防波堤の防御機能には大きな限界があり、高地への居住が最も効果的な対応である。しかし、三陸沿岸のような高危険地でも容易に移転が行われなかったということは、漁業活動など日常の利便を犠牲にして移転を行わせることが、いかに困難であるかをよく示している。

移転を妨げる最大の理由に多額の経済的負担がある。この障害を打開して移転を促進するために、「防災集団移転促進事業」と「がけ地近接危険住宅移転事業」の制度が国によって運用されている。これは個人の自発的移転に対して利子補給、跡地買い上げ、移転先用地の整備などを行うものである。急な崖地では危険の存在が実感されやすいので後者の制度による移転戸数は多く、年平均1千戸程度がこれによる補助を受けて移転している。個人住宅の安全を図るための強制的移転制度はないが、防災施設の建設や都市計画事業のために、「土地収用法」により全額の移転補償を行って強制移転させることは行われている。復旧事業でこの補償を得ることができたか否かで、受ける援助の程度に大きな差が生じているケースがある。

本来、防災のための移転は、災害を受ける前に行われるべきものである。軽微な災害を受けたのを契機にして、防災集団移転制度を利用して、いわば災害予防的に移転を実施した集落は、山地内・小離島・海岸べりなどに孤立している集落がほとんどで、生活向上も目指して移転に踏み切っている。大きな災害地では、災害後に巨額の防災工事が行われるので、住民はこれにより安全になると思うことが、移転をしぶる一つの原因となっている。

特定の場所に限ってみれば、次に災害を被るまでの期間は一般にかなり長い。従って、家を改築する機会を利用して、少しでも危険の小さい場所に住み替えるという心がけは必要である。高危険地の場合、避難は移転までの過渡的な手段と考えるべきであろう。あえて居住を続ける場合は、被る被害をその土地の利用が日常的に与える便益を得る必要コストとして受け入れるという選択をしていることになる。

### 3. 災害法制度

#### 3.1 災害法令

災害に関する法令は150ほどある。この多くは災害復旧等の財政措置に関するものである。ここでは一般住民に関わりの深い法令を中心にし、その制定の背景なども含め簡単に記す。

非常に古い災害法令に、明治29年(1896年)の「河川法」、明治30年(1897年)の「砂防法」および「森林法」があり、まとめて治水三法とよばれている。これらにより定められたものに、砂防指定地など一定の行為を禁止あるいは制限する危険地指定がある。砂防法では、砂防工事の施工を土地所有者は拒むことができないという強制的な規定があり現在も引き続いている。このように、明治からの国の防災対策は、治山・治水(河川洪水対策)が主体であった。

第二次大戦後、戦災復興も目的とした都市計画と住宅防災に関する法律や、頻発した災害に対処して災害応急対策関係の法令が多く制定された。「災害救助法」(1947年)は、被災者の救護・収容・医療・応急修理などについての主として都道府県の責務を規定した内容のものである。「消防法」(1948年)、「水防法」(1949年)は古くからある慣行的制度を法令化したものである。水防法では市町村にその地区における水防を十分に果たすべき責任があると定め、また、気象庁に災害時気象情報を国・自治体に通知し周知させる義務を課している。

「建築基準法」(1950 年)は、1920 年の「市街地建築物法」を前身としたもので、建物の建築構造等につき定めている。これは地震防災に大きく関係するものであるが、水害被害の防止・軽減にも関わるところがある。日本古来の木造家屋は土台石の上に木の土台を置くという置き基礎であったが、これに代わりコンクリート基礎に土台をボルト締めすることが義務づけられ、耐洪水性(浸水しても浮き上がり押し流されない)が増した。この普及に伴い水害死者数も減少した。同法第 39 条では、地方公共団体は条例で、津波・高潮・出水等による危険の著しい区域を災害危険区域とし、建築の禁止・制限ができる、としている。これに基づいて自治体は条例で危険区域指定を行っている。第 19 条には建築物の地盤面は周囲の土地よりも高くしなければならない、出水のおそれの多い土地には安全上必要な措置を講じなければならない、の条項がある。「耐火建築促進法」(1952 年)は都市防災と土地の合理的利用を図るために制定された。

災害が起きた場合に自治体が緊急に行う主要業務の一つに、国から災害復旧費をいかに多く獲得するかという仕事がある。この国庫負担に関して定めた法令に「公共土木施設災害復旧事業費国庫負担法」(1951 年)がある。「土地収用法」(1951 年)は、明治 33 年にすでにその前身がある。この法に拠り防災施設建造などの防災目的での土地の強制取得ができる。

「気象業務法」(1952 年)では、気象庁に気象の予報・警報を義務付け、警報事項をただちに報道機関、防災関係機関、国・都道府県等に通知し、これを受けた関係機関は市町村に、市町村はただちに公衆に周知させることと定められている。

「工業用水法」(1956 年)は地盤沈下の防止のために地下水の採取を制限したものである。地盤沈下は戦時中にその進行が鈍っていたが、戦後再び加速し防潮堤・護岸の堤高が不足して高潮災害を大きくした。1962 年には「建築用地下水の採取規制法」が制定された。全国的に地盤沈下の速度が大きく低下したのは 1960 年代後半になってからのことである。「海岸法」(1956 年)は 1953 年 13 号台風による高潮災害を契機に制定され、海岸に関する基本体制の整備が図られるようになった。しかし、海岸防災事業費が急増したのは 1959 年伊勢湾台風後のことである。

1950 年代、台風や梅雨前線の豪雨により河川洪水と土砂の複合災害が相次いで起こった。とくに、1953 年の西日本水害・南近畿水害・山城水害では土砂災害が著しかった。1957 年の諫早水害でも土砂による被害が大きく「地すべり等防止法」(1958 年)の制定を促す直接の契機となった。1961 年の梅雨前線豪雨では、横浜・神戸などの市街地におけるがけ崩れ災害が多発したので、宅地造成に関する規制を行う「宅地造成等規制法」(1961 年)が制定された。危険地指定の規定がこれらの土砂災害関係法律および 1972 年の急傾斜地法に定められている。

このように災害ごとに特定災害に関する法律がつくられてきたが、1959 年の伊勢湾台風大災害は災害全般に関する基本法を制定させる契機となった。まず緊急に、治山治水の緊急かつ計画的な実施を促進するための「治山治水緊急措置法」(1960 年)が制定された。1961 年になって「災害対策基本法」が制定され、翌年に施行された。これは国や自治体の防災体制の基本を定めた一般法で、防災会議の設置・防災計画の策定等が定められた。市町村長の避難勧告・指示の権限はこの法律に基づいている。災害対策基本法の関連法令としては、大きな災害についての自治体への国の財政援助などを定めた「激甚災害財政援助法」(1962 年)などが制定された。

「急傾斜地の崩壊による災害の防止法」(1972 年)は、高度経済成長下で丘陵地などの大規模土地改変が激しく進行して斜面崩壊による人的被害が多くなったことを背景に制定された。これは崩壊危険区域を指定し、建築制限や住居移転の促進を行うものである。土砂災害死者数の全災害中に占める比率は 1960 年代後半には 2/3 ほどにもなったが、経済状況も反映して 1970 年代後半には急減し、現在に至っている。

新都市計画法(1969 年)では、無秩序な市街化を防止するために、市街化区域および市街化調整区域を定め、「溢水、洪水、津波、高潮等による災害の発生のおそれのある区域および当該区域を市街化することにより他に溢水等の災害を発生させるおそれのある区域」は、市街化区域に含めないことになっている。

「大規模地震対策特別措置法」(1978 年)は、差し迫っているとされた東海地震の予知がなされた場合

の応急対策等を定めた異例の法律である。警戒宣言が出されたとき、国・公共機関・事業者・住民はあらかじめ定められた応急対策をとること、地震防災対策強化地域では公共機関・事業者等は応急対策を含む防止計画をつくることなどが義務づけられている。

「被災者生活再建支援法」（1998 年）は、1995 年兵庫県南部地震の被災地からの要望などを受けて、従来までの国の方針を転換し、被災者に最高 300 万円の現金支給を定めたものである。なお、地方自治体は従来から、見舞金・弔慰金などいろいろな名目で現金支給を行っている。国は個人の資産形成にまでは関わらない（負担が大きくなることを懸念して）、というのが従来からの方針であるが、必要経費の支給・借入金の利子補給などにより、個人の金銭的救済や損失補填は行っている。災害復旧資金・災害援護資金・復興住宅資金など、いろいろな災害融資があり、また、税金の減免や徴収猶予の制度がある。被災者の経済的支援が、危険地の居住を以前のままで続けさせることにつながる場合、災害の発生を未然に防ぐという防災の基本的な役割に反するものとなる。

### 3.2 保険・共済制度

風水害による被害は火災保険等の損害保険制度によって一定の限度内でカバーされる。最も一般的な住宅総合保険では、洪水などの水災および台風などによる風災が補償の対象となるが、住宅火災保険では水災は補償されない。1991 年台風 19 号では強風により大量の家屋損壊被害が生じて、損害保険金の支払い総額が 5700 億円に達した。近年では自動車保険（車両保険）による支払額の多さが目立ち、都市内水氾濫や降雹などでは火災保険等による支払額に匹敵するような災害例がみられる。

地震等（地震・津波・噴火）による被害は地震火災も含め、火災保険とセットで地震保険に加入していないと補償されない。地震等による被害は巨大化する可能性があるため、地震保険法に基づき政府と損害保険会社が共同で地震保険を運営し、巨額の保険金支払に備えて政府が再保険を引き受ける仕組みになっている。1 回の地震等による保険金の総支払額には限度が設定されており、2008 年現在では最大 5 兆 5000 億円で、このうち政府の責任負担額は約 4 兆 4000 億円である。保険契約金額は火災保険の契約金額の 30～50% の範囲内に抑えられており、その限度額は建物 5000 万円、家財 1000 万円である。保険料は建物の構造および地域によって異なる。木造建物では鉄筋コンクリート造のほぼ 2 倍である。地域は都道府県単位で 8 区分され、最高の東京都・神奈川県・静岡県では最低の県（東北・北陸・山陰・九州の大部分）の約 3.4 倍に定められている。なお、1995 年兵庫県南部地震のときの支払保険金総額は 783 億円である。

農業は国の基本であるということで、農業災害に対しては国が行う共済制度により手厚く補償されるようになっている。1947 年の農業災害補償法により、農業再保険特別会計（2.5 兆円程度）を設け、掛金の 50% 程度を国が負担して、農業共済制度が運営されている。農作物被害額の 60% 程度はこの共済金から支払われている。

アメリカでは洪水危険度に応じて保険料率を変えることなどにより、危険域の利用の抑制をはかっている。このように保険は単に損失を共同でカバーする手段ということだけではなくて、防災目的を達成するための更に積極的な利用が可能である。リスクをよく認識し、その低減を自らの判断で図り、コストは自らが負担し、対策の機能には限界があることを理解しておくことは、防災の基本である。

（客員研究員 水谷武司）

#### 【参考】

防災基礎講座 基礎知識編 自然災害について学ぼう

<http://www.bosai.go.jp/library/bousai/manabou/index.htm>

防災基礎講座 災害事例編 災害はどこでどのように起きているか

<http://www.bosai.go.jp/library/saigai/firstpage/index.html>

防災基礎講座 災害予測編 災害の危険性をどう評価するか

<http://www.bosai.go.jp/library/risk/s00toppage/index.htm>