

防災科学テキスト

— 自然災害の発生機構・危険予測・防災対応 —

(改訂版)



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
Tennodai 3-1, Tsukuba, Ibaraki, 305-0006 Japan

自然災害情報室では、防災科学技術に関する資料・情報を Web や学習会を通じて提供しています。この一環として、自然災害と防災の全体を概観する一般向けのコンパクトな学習用資料を作成しました。これは大学における「防災科学」の講義テキストを、当研究所ホームページに公開した「防災基礎講座－基礎知識編・災害事例編・災害予測編」、および一般向けに開催した「公開学習会」において作成・配布した資料により、書き直し再構成したものです。防災についての学習用教材や参考資料として利用されることを目的としています。

2009.12.10 自然災害情報室（水谷武司）

新たに研究所ホームページに公開した「防災基礎講座－防災対応編・地域特性編」などにより書き直し、また目次構成を変更しました。

2013. 2.10 自然災害情報室（水谷武司）

防災科学テキスト

－自然災害の発生機構・危険予測・防災対応－

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起こ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・津波・火山噴火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、危険度・危険域判定などの自然的側面を中心に述べ、また、それら自然特性に即した対応策や人間・社会的側面についても簡単に示す。地形・地盤などの土地の条件は、災害の発生や危険の程度に密接に関係し、また、地域・地区ごとに固有のわかりやすい条件なので、これに重点をおいている。

【目次】

I 地震災害.....	2	斜面安定条件 / 大雨による崩壊 / 斜面崩壊への対応 / 地震による崩壊 / 地すべり
1. 地震.....	2	2. 土石流・岩屑なだれ..... 28
プレートと地震 / 地震と断層 / 地震波 / 地震危険度 / 地震予知		土石流の運動機構 / 土石流危険域 / 岩屑なだれ
2. 地盤強震動.....	5	IV 火山災害..... 29
震度 / 地震動の増幅 / 表層地盤条件 / 強震動災害		1. 火山噴火..... 30
3. 地盤液化.....	8	マグマと噴火様式 / 火山地形
発生条件 / 危険地と対策		2. 噴火災害事象..... 31
4. 津波.....	9	降灰・噴石・溶岩流 / 火砕流・泥流 / 山体崩壊・岩屑なだれ・津波
発生と伝播 / 増幅と遡上 / 津波への対応		3. 火山防災..... 32
5. 地震火災.....	11	噴火予知 / 危険火山 / ハザードマップ
6. 震災対策.....	12	V 異常気候災害..... 35
地震被害 / 耐震性強化		1. 冷夏災害..... 35
II 大雨・強風災害.....	14	自然地理条件 / 農耕条件 / 冷夏の気圧配置 / 冷夏の被害
1. 大雨.....	14	2. 干ばつ災害..... 36
発生条件 / 集中豪雨 / 大雨の予測		発生条件 / 世界の干ばつ
2. 台風.....	15	VI 防災対応..... 38
発生と進行 / 台風の風と雨 / 勢力と被害		1. 防災土地利用..... 38
3. 河川洪水.....	17	土地利用規制 / 危険域ゾーニング
出水 / 破堤 / 氾濫流 / 山地河川洪水 / 治水計画		2. 災害情報・警報..... 40
4. 内水氾濫.....	20	気象警報 / 地震・火山情報 / 警報の有効性
発生条件 / 危険地と対策		3. 避難・住居移転..... 42
5. 高潮.....	22	避難プロセス / 危険の認知 / 避難の決断・実行 / 避難の阻害・促進要因 / 住居移転
発生機構 / 危険海岸 / 高潮対策		4. 保険・経済支援..... 44
6. 強風・竜巻.....	23	風水害保険 / 地震保険 / 農業共済制度 / 経済支援
7. 降積雪・降雹.....	24	
III 土砂災害.....	25	
1. 斜面崩壊・地すべり.....	25	

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事象を引き起こす。地震波は広域にくまなく伝播して地盤を震動させるが、これらの災害現象は地形・地盤等の条件により発生場所が限定される。重大な2次的災害である火災は地域の社会環境に支配される。斜面崩壊・土石流などは大雨によっても生じるので、これらは土砂災害としてまとめて別に説明する。地震災害は全く突発的であり、被害の大枠はその発生時にほぼ決められるので、事前の準備対策がなによりも重要である。

1. 地震

1.1 プレートと地震

地震は地下岩盤の断層によって発生する。断層とは岩盤がある連続面を境にして相互にずれ動く現象である。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100 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現在認められている。その境界は海溝などの地形や震源の分布から推定される。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、帯状につながる地震帯が出現する。

世界の主要地震帯には、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ユーラシア南縁地震帯とがある。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る。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(トラフは舟底状の浅い海溝)。沈み込みにより日本列島はほぼ東西に圧縮され、大きな歪が継続的に生じて大小の地震が頻発する。世界におけるマグニチュード(M)6以上の地震の約20%が、日本列島とその周辺で起こっている。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。その歪み蓄積速度は海溝付近に比べ1桁以上小さい。

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100 kmでずれ量が6 m、M7で30 kmおよび1.5 m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(図1.1)。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3 km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1分以内であるから、強い震動が続く時間もその程度である。

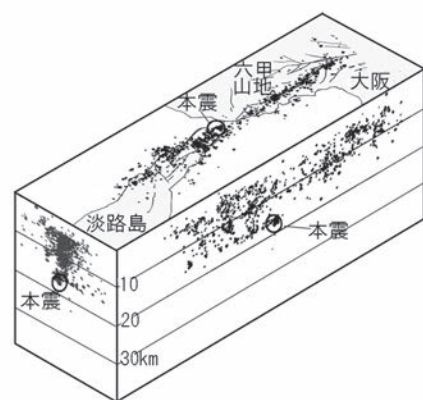


図 1.1 余震の震源の3次元断面例
(1995年兵庫県南部地震)
断層面はほぼ垂直で、南西－
北東方向に50 km伸びている。

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。活断層は最新の地質時代（一般に第四紀後期の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とされる。その認定は、台地・段丘面のような本来平坦な地形の表面にある連続的ずれなどを主要な手がかりとしておこなわれる。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～数万年に1回の頻度である。一方、海溝近くの海底で起こるM8クラスのプレート境界における地震は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。1995年兵庫県南部地震では、淡路島の野島断層が活動して活断層が注目されるきっかけとなったが、この野島断層付近では震度は6弱以下であり、地盤条件や地下地質構造に規定されて、震度7および6強の強震動域の大部分は活断層から離れたところに出現した。活断層に近いほど震動が強くなるというわけでは必ずしもない。

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（境界面）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。硬い地下岩盤での地震波速度は、P波が5～6 km/秒、S波が3～4 km/秒、表面波が3 km/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1.2）。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が卓越して、ゆっくりとした揺れが長く続く。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。ただし、M8以上の巨大規模地震ではこの方法が適用できないので、代わって断層面の広さとずれ量との積で与えられる地震モーメントにもとづいて計算される。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、1大きいと32倍になる。地震の回数はMが1小さいとほぼ10倍になるという関係が認められる。

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つたら、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。震源の近い内陸地震では、緊急対応が最も必要な強震動域（震度5強以上）にはこの情報は間に合わないという理解していたほうがよい。

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おこなわれている。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もとづいて求められる。平均繰り返し期間を経たときに発

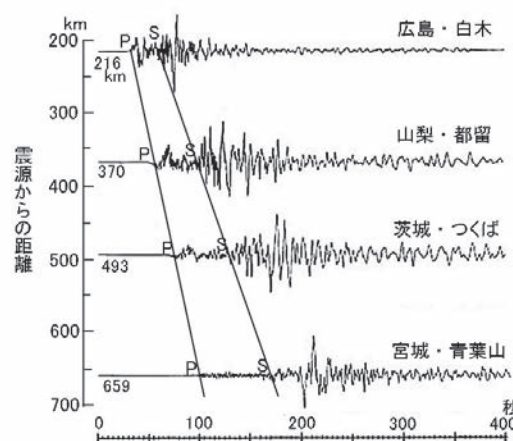


図 1.2 震源距離と初期微動継続時間の関係を示す例(兵庫県南部地震)

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 1.3 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)。

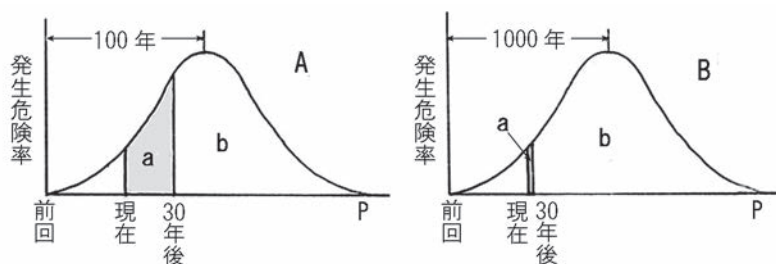


図 1.3 地震発生確率の計算方法

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 ～ 300 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～数万年なので、確率は非常に小さく計算される。平均間隔 120 年をすでに 40 年近く超過していて発生が最も懸念される想定東海地震の今後 30 年以内確率は 88 % と試算されている (2012 年時点)。紀伊半島南東沖を震源域とする東南海地震 (M 8.1) の発生間隔はおおよそ 90 年で、30 年以内発生確率は約 70 %、四国沖で起こる南海地震 (M 8.4) のそれは 90 年で、約 60 % と評価されている。これまでにこの 2 つあるいは 3 つが同時に起こっていることが多いので、巨大災害になる可能性がある。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 1 % 以下である。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 以上の範囲は半径 30 km ほどなので、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、歪が地殻の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。

M 8 クラスの海溝型巨大地震の反復期間は 100 年のオーダーなので、古文書には複数回の大地震記録が残されている。この記録などから大地震の反復期間を求め、最後に起こった年から平均反復期間に近い時間が経っていればそこは空白域で、次の大地震が差し迫っていると判断される。空白域の場所と広さから「どこで」と「どんな規模で」の答えが出せるが、「いつ」という最も必要とされる答えを出すのは非常に難しいのが現状である。

地震予知のための観測項目は、地殻の伸縮やひずみ、地盤の傾斜や上下変動、微小地震などで、M8 クラスの大地震の発生が近づけば何らかの異常な現象が事前に現れるであろうという予測のもとに観測をおこなっている。最近では、固着と高速すべりを起こすエリア (アスペリティ) の存在が注目され、そこでの前兆すべりを精密なひずみ計で捉えることに重点がおかれている。しかし現在のところ、M8 クラスの地震でも前兆すべりは観測できないという判断が広まっている。2011 年の東北地方太平洋沖地震では、M 9.0 と巨大規模ではあったものの前兆すべりなどの前兆現象は起こっていなかったとされている。

発生時期に大きな不確かさのある予知情報を受けて、被害回避のための対応手段をとるためには、はずれを承知したうえでの、経済的コストの負担や正常な生活・社会活動の犠牲を覚悟する必要がある。また、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。一般に、当たり外れが大きく対応コストが大きい場合には、予知・予測は補助的手段に位置づけられるものである。

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もと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もと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。これにより強い地震の回数が以前に比べより多くなっている。

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が入力されると作動して、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。強震計がないところでは、墓石の転倒状況が加速度を推定する手段として利用できる。広い墓地についての墓石転倒率が90%で加速度が400ガルといったような値が経験から得られている。

観測データのない昔の地震については、住家全壊率から震度を推定している。震度7は全壊率30%以上、6強で10～30%、6弱で1～10%、5強は0.1～1%程度である。現在の計測震度では、この対応関係から大きくはずれる場合が多くみられる。例えば、2011年東北地方太平洋沖地震で唯一震度7を計測した宮城・栗原市の全壊率は0.2%で、震度5強相当であった。最近では被災者経済支援のために被害が大きめに評価され、破壊の実態を示さないようになっているという事情が加わる。

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。特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

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地震波速度の遅い軟らか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(図1.4)。

震動はまた共振現象によってさらに増幅される。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。これが共振であり、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0.3～1秒ほどの周期の

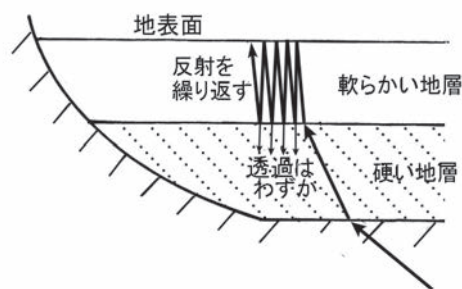


図 1.4 地震波の重複反射による地表軟弱層における地震動増幅

地盤と同じように建物も、揺れやすいある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。固有周期が数秒と長い超高層建物は、長周期震動により揺れの幅が大きくなる。

2.3 表層地盤条件

約 1.8 万年前の氷河時代最寒冷期に海面は現在よりもおよそ 130 m 低くなっており、このため河川は陸地を深く削りこんでいた。その後の気候温暖化により海面は急速に上昇して、海がこの河川沿い低地に進入した。こうして出現した多数の入り海や内湾などを河川運搬土砂が埋めた地層が沖積層の主要部である。したがって形成後間もないのでまだ固まっていなくて、隙間が多く締りのゆるい地層である。河川が海まで運び出すのは主として細粒の物質なので、沖積層は細粒砂・シルト・粘土によって構成される。

大起伏山地

扇状地平野

谷底平野

A

潟湖

沿岸流

B

扇状地

氾濫平野

三角洲

深い海

浅い海

海岸平野

砂州列

C

谷底平野

台地

山地

台地

砂礫地

砂質地

砂州

泥質地

6

接なので、地形から地盤の種類とその広がりやを推定することができる。ある範囲の地形を、その形状(平面形・断面形・傾斜・起伏など)、形成営力(流水・風・火山活動などの地形をつくる作用力)、地理的な位置、形成時代などに基づいて区分するのが地形分類で、こうして区分された各地形はそれぞれ特有な地層・地盤条件をも示すという関係にある。地形分類の作業は主として空中写真の立体視によりおこなわれる。

厚い沖積層が分布することの多い代表的な地形に三角州がある。三角州は河川によって海にまで運ばれた泥質物が堆積して形成された地形で、軟らかくて厚い沖積層からなる。その厚さは東京の荒川河口域で約 70 m、地殻の沈降の激しい新潟平野では 120 m に達する。沖積層厚は埋没谷のところで特に大きくなる。埋没谷はかつての氷河期の海面低下時に河川が陸地面を削りこみ谷地形をつくって流れていたところである。

表層が特に軟弱なところは、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(特に沿岸砂州により出口が閉ざされた場所)などである(図 1.5)。

2.4 強震動災害

地盤条件は震動の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 50 km 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 20 m 以上) 60 %、同(沖積層厚 20 m 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た。

1923 年関東地震では、東京(旧 15 区)は関東地震の震源から 50 ~ 60 km 離れていたもので、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 1.6)。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。

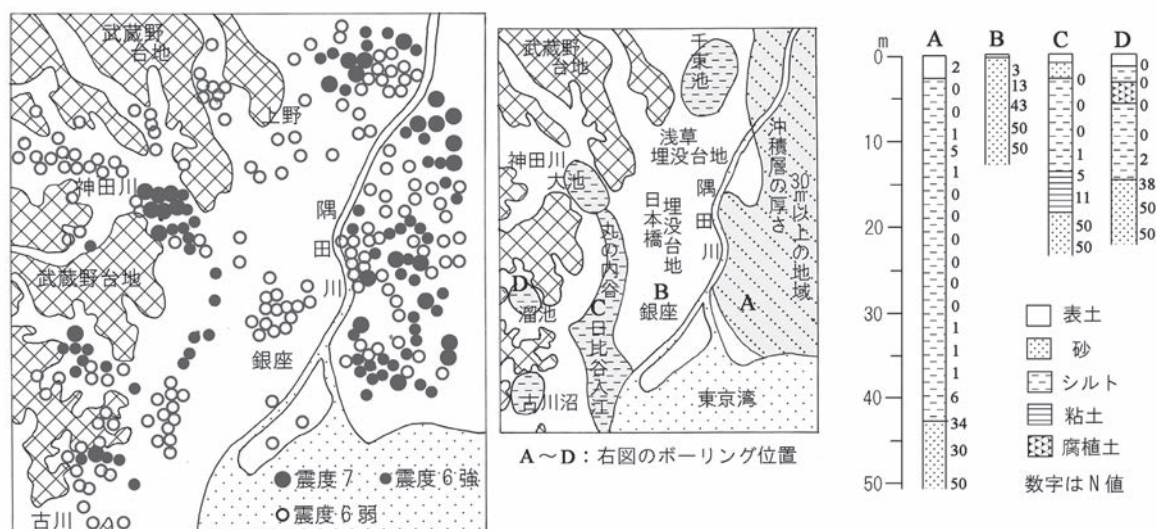


図 1.6 関東地震による東京の震度(全壊率)と地形地盤条件

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12 km長さ40 km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。

共振現象が際立って表れた例に、1985年メキシコ地震(M 8.1)によるメキシコ市の被害がある。固有周期が2秒程度の非常に軟弱な湖底堆積層からなるところでは、10数階建てのビルが共振により集中的に倒壊し、震源から400 kmも離れていたにもかかわらず1万人もの死者を出した。

3. 地盤液状化

3.1 発生条件

砂は粒径がおおよそ0.1～2 mmと粒の粗い粒子で、粘土のような粘着性はない。締めりの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

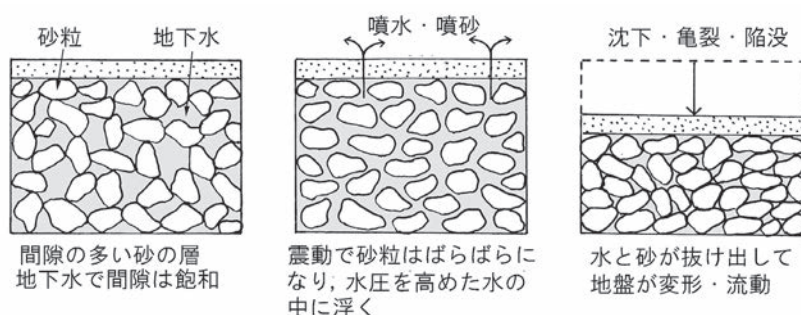


図 1.7 砂質層液状化の機構

がっている。地下水面が高いとこの隙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 1.7)。

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。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・ガス管・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り押し出される。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 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 ～ 20 m 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て水が抜け出しやすいので、揺すられても水圧が高くなり、液状化には至らない。N 値がおよそ 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。2011 年東北地方太平洋沖地震では、千葉から東京に至る東京湾岸埋立地で大規模に液状化が発生した。地層の性状は局地差が大きいため、沖積層で構成される河川・海岸の低地であれば、多かれ少なかれ液状化の可能性のある砂層が存在すると考えたほうがよい。

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。したが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、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 発生と伝播

海底下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、プレートの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 1.8)。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。

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 100 km 程度である。2004 年のスマトラ沖地震 (M9.1) では波源域の長径は 1,100 km 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。

断層の破壊は一般に秒速 3 km ほどで進行するが、これがよりゆっくりと進む地震では、マグニチュードのわり

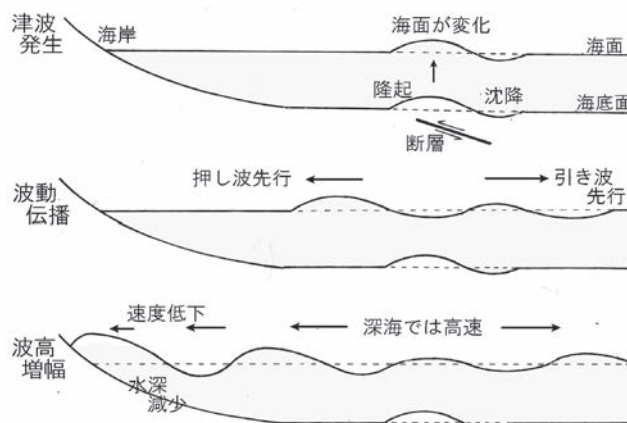


図 1.8 津波発生の様式図

には大きな津波を発生させる。これは津波地震と名づけられ、警告となる震動が強くないために大きな人的被害をもたらしている。

4.2 増幅と遡上

津波は波長の非常に長い長波といわれる波で、その進行速度は水深の平方根に比例する。水深4,000 mの外洋では秒速約200 m(時速720 km)、水深200 mの陸棚では秒速約44 m、水深10 mの海岸域では秒速約10 m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。このように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。

高さを増した津波は海岸を越え、激しい流れとなって陸地へ流入する。津波の1波による海面の高まりは数分以上続くので、大量の海水がひき続き流入してくる。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る激しい海水の流れである。この流れは上り勾配をさかのぼるので、しだいに水深と流速は低下する。また、数分程度で海面は上下するので流入した海水はすぐに引き戻される。この結果海水の到達標高はある限界を示す。海岸近くの傾斜地では、流れの大きな慣性により海岸での波高よりも高くにまで駆け上がる。勾配が緩やかな広い海岸低地では、引き戻しの効果により到達限界の標高は海岸での波高よりも小さくなる。引き波のときには海に向かう戻り流れに変わる。今度は地表面の傾斜方向への重力が加わるのでより激しい流れになり、建物などを引きさらっていく。

最大到達標高は津波の規模を表す主要な指標である。1896年明治三陸津波では38 m、2011年東北地方太平洋沖地震津波ではおよそ40 mであった。緩勾配で広い仙台東部平野では、海岸での波高は約10 m、到達限界標高は3～4 mであった(図1.9)。到達の水平距離は、抵抗の小さい河川をさかのぼって周囲の低地に氾濫する場合に大きくなる。2011年津波では北上川低地において河口から20 kmにまで浸水域が及んだ。

最大到達高は局地的な地形の効果により限られたところで生じた高い駆け上がりを示すものである。被害に関係するのは低地内市街における最大浸水高で、これは建物などに残された痕跡高でわかる。津波の破壊力は水深(波の高さ)が大きいほど大であるが、これが3～4 mにもなれば破壊力は十分に強いので、海面に近い標高の海岸低地に集落があれば、数 m 程度の高さの津波でほぼ完全な破壊をうける。明治および昭和の三陸津波では、浸水高4～5 mで住家全壊率100%の集落が出現した。

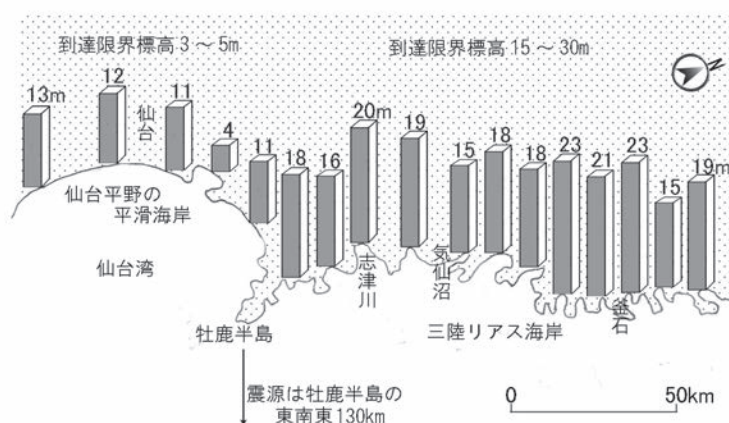


図1.9 東北地方太平洋沖地震津波の海岸における高さ

4.3 津波への対応

津波の速度は大きいものの地震波に比べれば数十分の1なので、強い地震動を感じてから津波の到達までに、数分～数十分の時間がある。この貴重な余裕時間を最大限に活かして、危険な海岸低地から高所への迅速な避難がなによりも重要である。しかし、震動の小さい津波地震や遠地津波ではこの先行情報がないので、津波の来襲に伴う異常現象や海岸に迫る大波をいち早く認めて、緊急

退避をおこなう必要がある。

津波が引き波から始まる場合には、海水が異常に退いてふだんの干潮時には現われない海底が露出し、確かな前兆となる。押し波の前面は切り立った白い連続する壁となり海岸に迫ってくる。近づくと異常な音や振動が感じられる。これを認めたら全力でもっとも近い高所や高い建物に駆け上がらねばならない。

津波情報は、地震があるとその規模や震源位置に関係なくすぐに気象庁から発表されるが、これは緊急の対応行動がなによりも重要であることを示している。津波が起こる可能性とその規模の予測は、種々の条件を与えた多数の津波数値計算をあらかじめおこなっておき、観測した地震の最大振幅・震源位置・深さなどと照合して類似の津波計算例を検出する、という方法にもとづき迅速におこなわれている。発表は地震の発生から約3分を目標にしている。問題はこの情報を受けて人々がどう反応し行動するかということである。

緊急避難場所の標高は安全をみて20 m以上は必要である。前回の津波の高さは3 mであった、あるいは警報が3 mの津波を予想しているから、それよりも高いところにいれば安全だといった判断は正しくない。5 mの高さの海岸堤防があるから3 mの津波はそれで防げるといった思いこみもまた危険である。危険はわかっている、まっすぐ高所へ向かう避難行動がとれない場合はある。緊急異常時にはまず家族の安否が気になり、これが高所への迅速な避難の大きな障害になる。高齢者や病人の避難・移送に手間取っているうちに逃げ遅れるというのは多いケースである。高齢者収容施設、病院、幼稚園、小学校などは高台に立地しなければならない。避難場所はもちろん十分に安全を見込んだ高所に指定する必要がある。

津波の危険の大きい海岸低地から高地への住居移転は根本的な危険除去策で、その実施には多くの困難はあっても対策の中心に位置づけられるものである。本来、危険の大きい海岸低地には最初から住まない、その利用を極力抑える、のが基本である。利用を続ける場合、自らの判断で大きなリスクを受け入れているということを明確に認識し続けることが求められる。危険地の市街が壊滅した場合、原地再建はできないので復興の大きな困難に直面する。

5. 地震火災

1923年の関東大震災のとき、東京市(旧15区)における住家全壊はおよそ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。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。

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、大規模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ゆだ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・薬品が主原因であったが、兵庫県南部地震時の神戸市では、原因不明は除き、電気・ガス関係が68%と大半を占めた。

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10 m/秒ほどのかなり強い南風が吹いていたので、延焼速度は200～400 m/時、最大800 m/時であった。最大風速は23 m/秒に達し、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2～3 m/秒と弱かったので、延焼速度は平均して30～40 m/時であった。しかし、水利不足や交通渋滞などにより消火活動が妨げられたので、16時間にわたりこの遅い速度で延焼が進行し、空閑地のところでやっと焼け止まったという状態であった。

市街地が強震に襲われると、建物倒壊の数に比例して出火が生じ、それが多数であると大きな割合で延焼へ発展する。強風が吹いていれば火災域は合流し大規模な延焼火災に至る危険性は大きい。延焼火災を防止する対策として、道路、公園、緑地帯などの広い空閑地を都市内に配置し、危険な施設・工場は隔離し、また河川や崖などの自然地形や鉄道などの構造物・地物を利用して、延焼遮断帯を連続させて、延焼がおのずから停止するのを図るのが、長期的な視点での対策の基本になる。

6. 震災対策

6.1 地震被害

近代的地震観測が始まった1885年以降の127年間におけるM7.0以上の地震は123あり、1年に1個の割合である。この60%は北海道東部から茨城に至る太平洋岸の沖合いで起こっている。一方、この期間における死者1,000人以上の大被害地震は近畿とその隣接域に集中しており、全体で12件中の8件がこの地域で起こった(図1.10)。南海トラフでのM8クラスの巨大地震が陸地近くで起こること、活断層は多数あり震源の浅い内陸地震が多いことがこの主な原因である。

強震動災害では、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死者5,000人(関連死および火災を除く)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、地震による死者を減らすには、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、居住場所を失って単に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。マグニチュードが同じでも、震源が中規模以上の都市近くである場合と山地域である場合とでは、建物倒壊数に2桁もの差が生じている。

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一般住居用の材料と



図 1.10 被害地震(1885 年以降)の震央分布

して広く使用されている。アドベを積み上げただけの建物は震動により完全崩落し、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 がこの国で発生した。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のため、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－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、設計震度を原則として 0.2 G、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 1.11）。特に、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損壊しやすい。

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（軸組み枠工法）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。

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）で建物を柔らかく支持し、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。

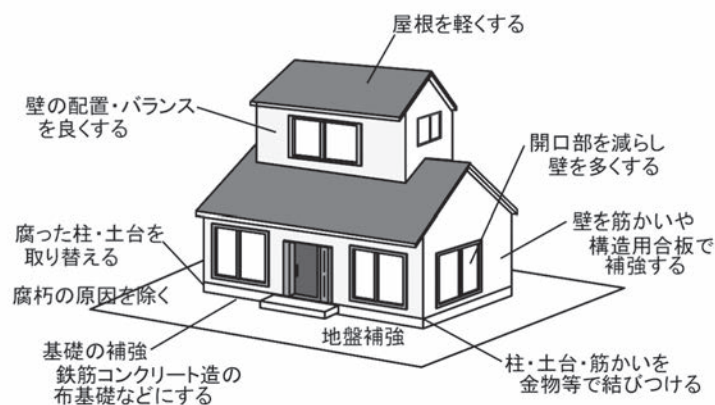


図 1.11 木造住宅の耐震補強

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 発生条件

大気中に含まれる水蒸気が、非常に細かい水滴（高空では氷の粒）に変わると雲となり、この水滴が集まって大きくなると、雨となって落ちてくる。水蒸気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により生じる。水蒸気水滴に変える働き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(図2.1)。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数時間以上も続いたとき、いわゆる集中豪雨により起こる。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。雨が弱まっても油断してはならない。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と蒸し暑くなり、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

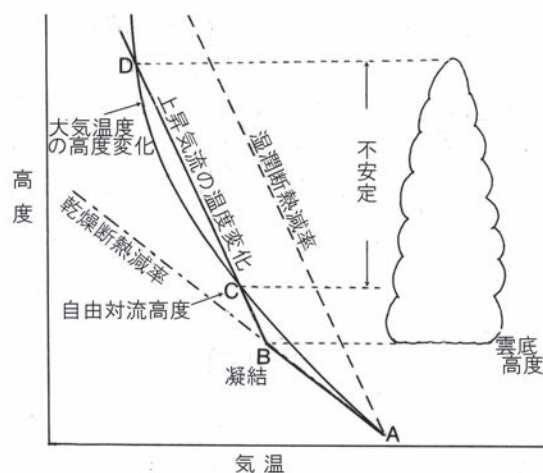


図 2.1 大気の対流不安定

A から上昇してきた大気は、凝結高度 B を越え C に達すると、周りよりも高温で不安定になる。

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。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)で雨が多くなる傾向はあるものの、地形に関係なく集中豪雨は起こっていることが多いので、どこでも起こるものとして対処しなければならない。

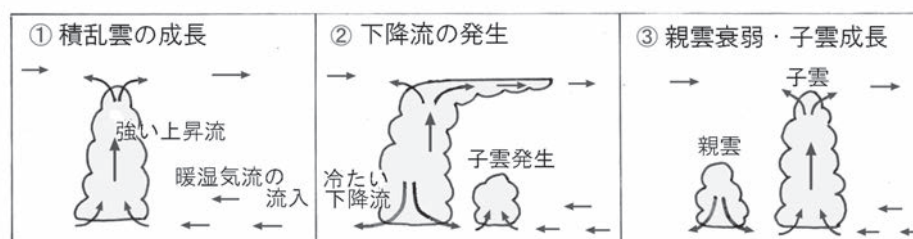


図 2.2 積乱雲の世代交代(集中豪雨の機構)

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もとづいて地域・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 50 mm や 3 時間雨量 80 mm とされている場合が多い。

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もとづく降水短時間予報によりおこなわれる。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、アメダスの実測値など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、1 km 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。記録の短時間大雨情報は、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に関係する。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。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 発生と進行

台風は直径が数百 km ほどの大気の渦である。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発達した熱帯低気圧、台風になる。

赤道付近では大気の大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じる力(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)。したが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。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。

2.2 台風の風と雨

台風内の大気には、気圧傾度力、コリオリ力、遠心力、摩擦力の4つの力が作用している。ここで中心との気圧差(気圧の傾き)により生じる気圧傾度力が基本的な力であり、これによって大気は台風中心の方向に動かされる。しかし大気が運動すると、その運動の右方向に働くコリオリ力が作用するので、運動は右にそらされる。さらに渦の回転による遠心力が加わっ

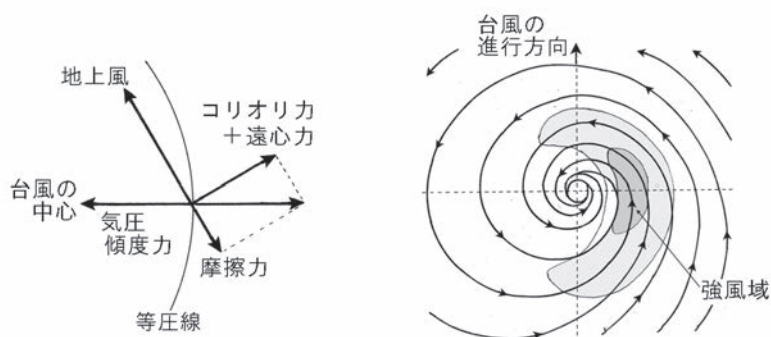


図 2.3 台風中の大気に作用する力(左図)および風の流線と強風域(右図)

て、結局のところ、等圧線の接線方向に左回り(反時計回り)で吹くことになる。これは高空の場合であるが、地表近くでは地面との摩擦力が運動の反対方向に作用する。これらの力の合成および釣り合いの結果として、等圧線と約30度の角度をもち、反時計回りに内側に向かってらせん状に吹きこむ。このため台風の雲は左巻きの渦巻き状である(図2.3)。

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。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。

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。外に向かってらせん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降水量が多くなる。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 勢力と被害

台風の勢力は「大きさ」と「強さ」で表現される。「大きさ」は風速 15 m/ 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ている。最大風速などの気象データは、気象衛星の画像が示す台風の雲の形や特徴とその変化を数値化し(ドボラック法)、それと最大風速との統計的な関係から求められている。つまり実測値ではなくて推定によるものである。

本土で観測された最低の気圧は 1934 年の室戸台風による 911.6 hPa(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。特に、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が関係している。

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う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で与えられる。流出率は、河川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 2.4)。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留して流出率を小さくしあるいは洪水が流れ出てくる時間を延ばすと、最大流量

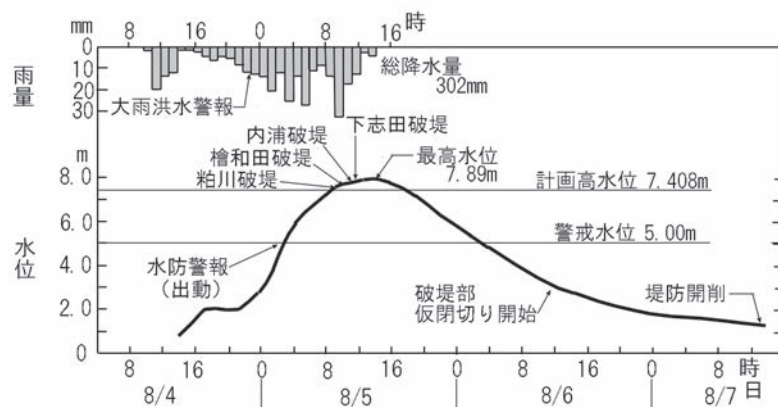


図 2.4 洪水の水位の時間経過(ハイドログラフ)の例
1986 年台風 10 号時の宮城県・吉田川(落合地点)

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川に流れ出てきて、無降雨時の河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。堤防をオーバーフローする流れは堤防を削り、また、水位が高いため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 2.5）。

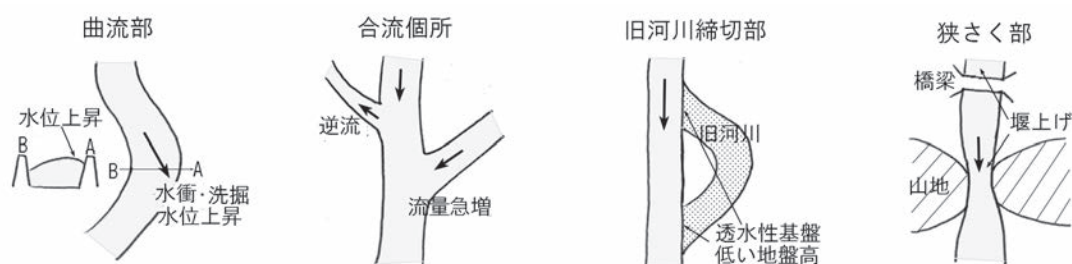


図 2.5 河川堤防の破堤が生じやすい箇所

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おこなわれる。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実施される。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、流れがせき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の実施される。

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・地物とその配列のしかたが大きく影響して、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様式に特色がある。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 1/1,000 以下であり、三角州では 1/5,000 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 1～2 m 程度である。広い平野内における水深の大きくない洪水では、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 350 m にもわたり破堤して氾濫流入量が非常に多かったので、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 5 km 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 60 km にわたって流下を続けて、東京湾に流入した(図 2.6)。中流域における洪水の平均流下速度は時速 1 km 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域の拡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おこな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・地物の配列のしかたによっては、流れの幅が狭められて水深と流速の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 10 km 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。

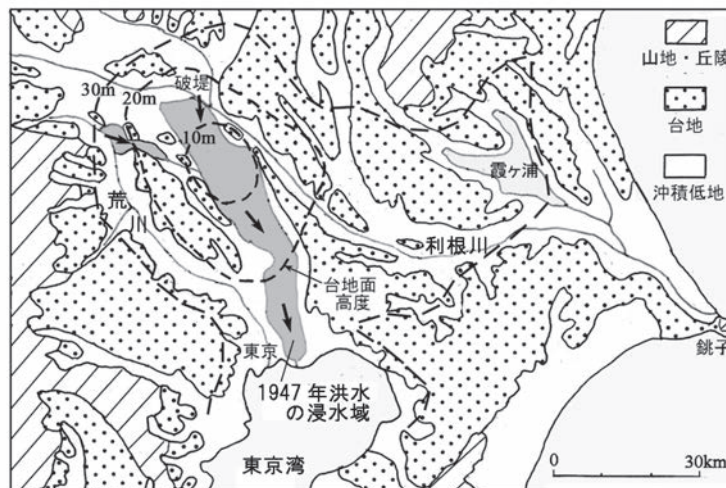


図 2.6 関東平野の地形と 1947 年の利根川・荒川の氾濫域
共に付替え前の旧河道に沿って流下した。

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 乗と水深との積で与えられる。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(図 2.7)。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。

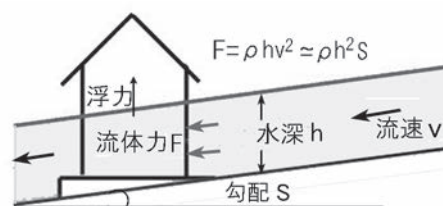


図 2.7 洪水が水流中の物体に及ぼす力
(流体力)

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。このような地形条件のところでは、地表面勾配は大きく、また側面が山地で限られていて流れが拡がることはできないので、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くて、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きい。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(図 2.8)。

このタイプの洪水を防御するハードな対策は、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。

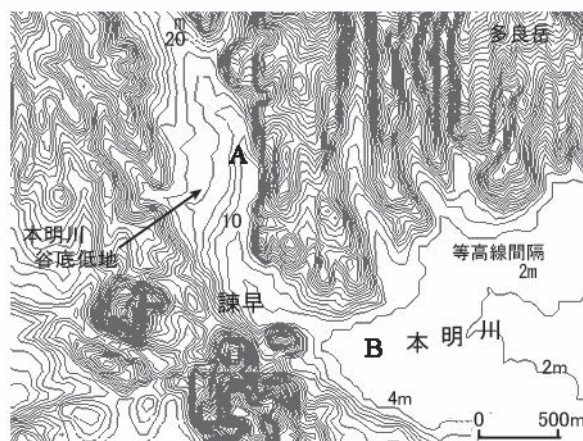


図 2.8 激しい洪水災害が生じた山地内谷底低地の地形の例(長崎・諫早, 1957 年)
A-B 区間で住家全壊 726 棟, 死者 539 人

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。これがたとえば 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もとづいて決める。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。

このように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、建設費用が最小にするなどによって決める。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、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ゆだ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もつことになる。また、これにもと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な前提にしている。

4. 内水氾濫

4.1 発生条件

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きてくる。また、排水用の水路や小河川は水位を増してまっさきに溢れ出す。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。都市水害とい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。

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もっている。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、降雨の流出率が増大し、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も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、住宅がまっさき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、市街地化の進展にともなう高地価・用地難は河川改修の進行を遅らせる。

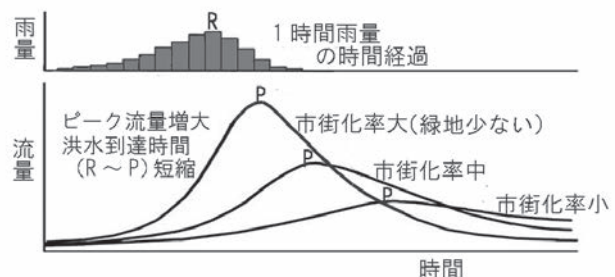


図2.9 市街化の進展に伴う流量の時間経過曲線の変化

4.2 危険地と対策

水がはけきらなくて溜まるという場所は、もともと排水条件の悪い凹地状の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ふさ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、浸水をこうむ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「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、(1階に重要なものを置かないなど)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 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いう。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（図 2.10）。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。

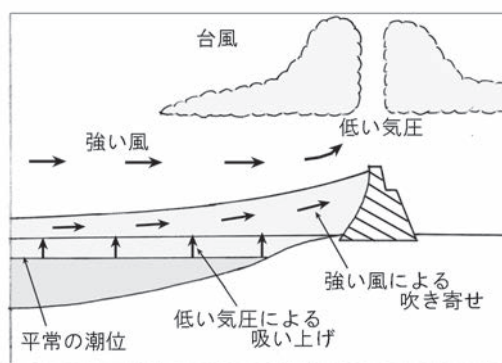


図 2.10 高潮の発生機構

気圧が 1 hPa 下がると海面はほぼ 1 cm 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 912 hPa である。したがって吸上げによる海面上昇量は 1 m 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と与えられる。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 0.0015 ～ 0.002 である。観測された最大風速は、島や岬を除くと、45 m/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 3 ～ 4 m 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、特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 3.45 m 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 ～ 9 m 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、南に向け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 2.11）。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、斜めに吹く場合に比べ海水の吹き寄せが大きくなる。

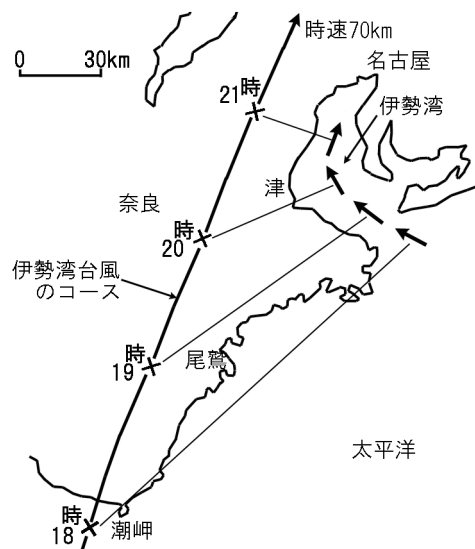


図 2.11 伊勢湾台風のコース・速度
半時計回りの風が、くの字型の伊勢湾内に効率的に海水を輸送するコースをとった。

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、高潮災害の危険がもっとも大きい。大阪湾では、1934 年室戸台風により最高潮位が 3.1 m、1950 年ジェーン台風により 2.5 m、1961 年第二室戸台風により 3.0 m、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 年キティ台風の後大きな高潮が起こっ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 3.89 m の伊勢湾台風高潮は、堤防を総延長 36 km にわたって破壊し、500 km² の土地を水没させた。破堤

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(図 2.12)。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 0～1 m であった。一方狭い海岸平野では、最高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。

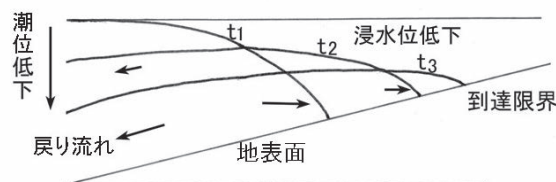


図 2.12 高潮の内陸進行に伴う浸水位低下

5.3 高潮对策

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もと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 3.0 m とし、これに満潮位 (1.0 m) および波浪高を加えて、計画堤防高を 6.0 ~ 8.0 m としている。名古屋港の沖には延長 8.3 km の防波堤が建造され、これにより高潮のピークを 0.5 m 低下させる計画になっている。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、上流から流れてくる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いっせいに流入するので、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引き起こしている。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もとづき、湾ごとにより正確におこなうことができる。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人程度であった。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、適切な避難行動がおこな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

6.1 強風

風は風速の 2 乗に比例する風圧力を建物などに加える。建物の被害は平均風速が毎秒 15m を超えるところから生じはじめ、風速が大きくなるにつれ被害は加速的に、ほぼ風速の 5 乗にも比例して増大する。平均風速とは時々刻々変化する風速(瞬間風速)の 10 分間平均値である。最大瞬間風速は平均風速の 1.5 倍程度である。

日本列島に強風をもたらす気象原因には、台風および発達した温帯低気圧がある。関東から九州

に至る地域では台風が強い風をもたらす、太平洋岸では平均風速の最大値は秒速 40 ～ 45 m に達する。一方、北陸・東北・北海道では冬から春の季節における発達した低気圧が強風の主要原因となり、日本海沿岸域では最大で秒速 30 m 前後の平均風速を記録している。

温帯低気圧は前線（寒気団と暖気団の境）の波動によって生じる。低気圧が本州付近を通過後東方海上で発達すると、中心の気圧が強い台風と匹敵する 950 hPa にまで深くなることがある。低気圧の中心からは南東に温暖前線が南西に寒冷前線が延びており、寒冷前線の通過時とその後面の寒気の部分において特に強い風が吹く。一般に強風の範囲は台風の場合よりも広くなる。

中心気圧の低い強い台風が日本海に入り、勢力が衰えずに日本列島に沿って高速で北東進すると、進行の右側に入った日本全域が強風に見舞われる。1991 年 9 月の台風 19 号がその著しい例で、時速 100 km 近い速度で日本海を駆け抜け、住家損壊数 68 万棟という大きな被害をもたらす、損害保険金の支払額が 6,000 億円近くになった。

6.2 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圧の渦である。発達した積乱雲の底からロート状に下がってきて、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。

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圧があり、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が、これは積乱雲から吹き降りてくる強風で、吹き渡る幅は広くて回転はともなわない。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。

日本における平均的な竜巻は、幅が 50 ～ 100 m、進行の延長が 2 ～ 4 km 程度である。風速は最大で秒速 100 m 程度と推定される。寿命（継続時間）はほぼ数分程度である。竜巻が多いのは海岸域であり、内陸域で多いのは関東平野である。地表起伏の大きい山地ではほとんど発生しない。

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。死者数は年平均 1 人以下である。激しく旋回する風と急速な気圧低下は、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かわからない現象である。2008 年 3 月から「竜巻注意情報」が発表されるようになった。これは、発達した積乱雲が接近してきており、およそ 1 時間以内に竜巻のような突風が起こるおそれがある場合に、県単位で地方気象台から発表される。県単位ということは、どこで起こるとは言えないが県内のどこかで起こる可能性があるという、場所は特定できない現象であることを意味している。

7. 降積雪・降雹

7.1 降積雪

雪は、降っている時に、また積った状態で、さらにはそれが再移動したり融けたりすることによって、いろいろな障害や被害をもたらす。降雪時に強風がともなうと、交通障害を中心とした風雪災害が生じる。また、送電線等への着氷・着雪は、電力障害とそれにとらう広範な社会的影響を引き起こす。深い積雪は道路・鉄道の交通障害、建物倒壊、集落孤立、落雪被害、除排雪にとらう二次災害、樹木損傷などをもたらす。融雪は河川の流量を増大させて融雪洪水を引き起こす。

積雪の比重は表面では 0.1 程度と軽い、深い下層部では締め固められて 0.5 にもなる。この結果、屋根雪の深さが 2 m にもなると、その重量は 1 平方メートルあたり 500 kg を超える重さになる。この大量の重い屋根雪おろしの際における事故死は、雪に関係する死者の大半を占めている。

大雪をもたらす気象条件には、低気圧型と季節風型（大陸からの寒気吹き出し）とがある。低気圧が本州南岸沖を東進するとき、地上気温が 2 ～ 4 ℃ 以下であれば、太平洋岸域に降雪をもたらす。

この地域では 10 cm ほどの積雪でも大雪で、交通機能の障害を中心とした混乱が生じる。

低気圧が東方海上に進んで発達すると、西高東低の気圧配置になり、等圧線は南北方向に密になり、北西の季節風が日本列島に吹きつける。日本海の海上には、多数の筋状の雲が日本列島に向けて並ぶ。この雲は大陸からの寒気が、黒潮の分枝が流入して海水温の高い日本海を横断する間に、下層が温められて対流不安定の状態になり、同時に海面から多量の水蒸気の供給をうけて生じた積雲の列である。これが日本列島の脊梁山脈にぶつかり、風上側である日本海側に大雪を降らせる。

プレート構造により大陸との間に広い日本海（背弧海盆）が存在し、海水準が高い時期にあって海峡が開き高海水温の海流が流入しているという条件のため、高い脊梁山脈をつらねる弧状列島の日本海側では毎年の豪雪は宿命である。これによる障害をどこまで防除するかは、雪が多いという本来的な自然環境条件のなかで、どのような生活形態・社会活動を選択するかという問題にかかわる。

7.2 降雹

雹（ひょう）は非常に発達した積乱雲（雷雲）から落下してきた直径 5 mm 以上の氷の塊である。直径は 2 cm ぐらいまでが多いが、5 cm を超える大きな雹もときにはある。空気中を落下する粒子は速度の 2 乗に比例する抵抗を受けるので、すぐに一定の速度（終端速度）に達し、この終端速度で落下を続ける。直径 2 cm の雹粒の終端速度は秒速 16 m、5 cm で秒速 33 m（時速 120 km）と高速である。

雹が形成されるには、あられや雪にさらに大量の過冷却の（0℃以下の）水滴が付着する必要があるが、これにはかなりの時間を要する。もし積乱雲中に雹粒の終端速度に近い速さの上昇気流があると、それに支えられて落下速度が低下し、大きな雹粒にまで成長する時間が与えられる。大きく成長した場合、途中で溶けきらずに地表にまで落下してきて降雹となる。雨滴とは違い固体粒子の落下なので、同じ量の水であっても格段に大きな衝撃力を農作物などに与える。

降雹は北海道から東北の日本海沿岸域、および北関東を中心とする内陸域で多く発生している。日本海沿岸で降雹がみられるのは作物の少ない冬季なので、雹の被害はあまり発生しない。雹害が著しいのは、福島の内陸部から北関東を経て長野・山梨に至る地域である。発生するのは 5～8 月の、ちょうど作物の生育期にあたる。関東平野では発達しながら東に移動して長さ 100 km 以上の細長い降雹域をつくることもある。

雹害対策としては防雹網で覆うという方法があり、果樹園などでおこなわれている。特殊な方法としては、雷雲にロケットを打ち込み破碎して内部に詰めたヨウ化銀を散布し、雹にまで成長させないという方法があり、降雹が非常に多い国々で実用化されている。

III 土砂災害

土砂・岩屑が重力の直接作用により一体となって急速移動することによる災害で、斜面崩壊、地すべり、土石流、岩屑なだれなどがある。発生の誘因には大雨、地震、火山活動があるが、ここでは大雨と地震について述べる。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。

1. 斜面崩壊・地すべり

1.1 斜面安定条件

傾斜地の地層はその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（せん断されて）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は大きくなる。

地中に水が浸透して空隙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はその分差し引かれ、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。地震の場合、その加速度のすべり面に平行の成分は滑動力を増大させ、垂直成分は垂直応力を減少させる働きをする。

1.2 大雨による崩壊

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。地形条件からは、斜面の傾斜が急なところ（傾斜角 30° 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。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、透水性が大きく異なる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改変がおこなわれたところ、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ので極めて不安定である。

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° 以上、崖の高さ 5 m 以上で、住家 5 戸以上に危険が及ぶおそれのあるところ」といった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。

上記の斜面要因に危険度に応じた重み付き評点を与え、個々の斜面につき評点づけをおこなってその合計値から危険度を評価するというチェックリスト法は、危険度判定のわかりやすい実用的手段である。評点を決める方法には判別分析などの統計処理の手法がある。

1.3 斜面崩壊への対応

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、崩壊発生の直前予知は可能である。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、一般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もと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が大きく関係している。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おこなうことが望ましい。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、かなり明瞭である。通常の崖崩れの場合、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 3.1)。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 倍以上とするのが望ましい。

斜面崩壊防止対策は、崩壊の発生条件をなくすこと、すなわち、滑動力を小さくしあるいは抵抗力を大きくすることである。雨水浸透を防ぐ、斜面への雨水や排水の流入を防ぐ、水抜きをする、地下水位を下げる、土砂排除・排土をする、不安定な岩塊・巨礫を取り除く、落石防止のネットを張る、斜面勾配を緩くする、締め固める、抵抗力を付加する(擁壁など)、表土層の移動を抑える(枠組み工など)、表面侵食を抑える(植栽など)、等の手段や工法が

とられている。ただし、これらの対策工事によって安全になったと速断するとかえって危険である。

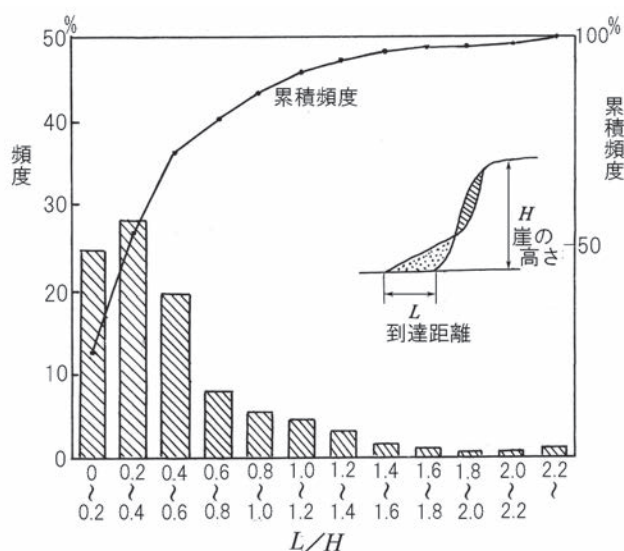


図 3.1 崩壊土砂の到達距離

1.4 地震による崩壊

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 3.2)。水平加速度 250 ガル、垂直加速度 100 ガルの地震動(旧震度 6 の下限に相当)が作用した場合、斜面傾斜角が最大で 13°、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な傾斜 10～25°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、地震による崩壊は巨大規模になる可能性がある。崩れた場合、崩壊土の運動には初速が加わり、いわば放り出されるような状態になるので、より遠くまで到達する。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、その後の大雨で崩れを起こしやすくなる。

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。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。

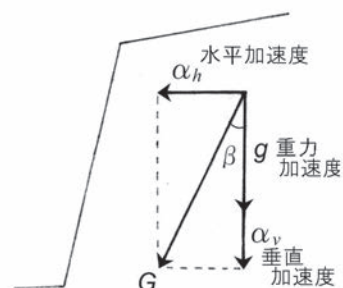


図 3.2 地震動の効果
加速度合成・鉛直方向変化

1.5 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。動きが遅いので人の被害はほとんど生じないが、継続して動くのでかえって危険が強く意識され、また、長期間の道路閉鎖、立ち入り禁止など、地域の社会経済活動に長期的影響を及ぼすことがある。

動く速度にはかなりの幅があるが、おおよそ 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る。これらは粘土化しやすい性質の岩石である。

一度滑りやすい条件が作られると、長い間それが持続する。いったん止まっても、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。滑り面の深さは 10 m 以上と深くて、その上に載って動く土塊の量が大きくなる。一般に数十万 m^3 以上で、通常の斜面崩壊の2桁以上大きい規模になる。

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わかる。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。滑動の速度はあまり速くはない。

2. 土石流・岩屑なだれ

2.1 土石流の運動機構

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いのが、もっと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そ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。

土石流中には様々な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 土石流危険域

谷の勾配が 10° 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、勾配がおおよそ $2 \sim 3^\circ$ のところで停止する。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つくられる。したがって、勾配 $2 \sim 3^\circ$ よりも

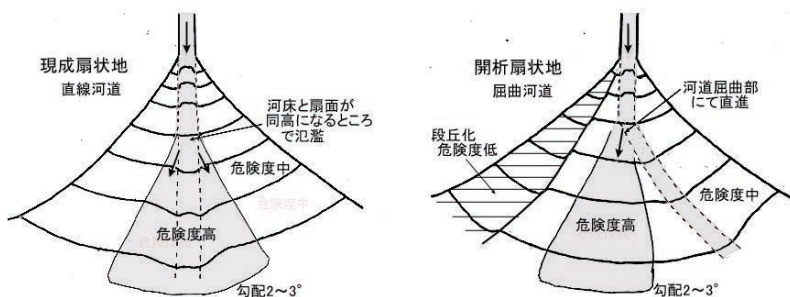


図 3.3 扇状地における土石流危険域

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°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つくられている火山の谷では、一般に土石流発生危険が大である。

土石流を制御する構造物として砂防ダムが建造されるが、土砂を貯める能力は小さいし、またすぐに土砂で埋まるので、その効果は限られる。これまでに大きな土石流災害が起こった谷についてみると、そのほぼ全てで砂防ダムが造られていた。土砂はある程度制御できたとしても、肝心の被害防止はできなかったということである。ダムなどの砂防施設が造られたから安全になったと思ひ込むのは、非常に危険である。

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～数十分の時間がかかる。これをいち早く察知して知らせ、避難をおこなう余地がある。土石流は谷をふさ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ともしう場合もある。豪雨時にはこのような前兆に注意を向けねばならない。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。

2.3 岩屑なだれ

地震や火山噴火によって生じた大規模な山崩れの土砂が高速で長距離を流れ下る現象を岩屑なだれと呼び、大雨による一般の土石流と区別している。これは粒子間の空隙に水を含まないの浮力による支えがほとんどなく、運動を開始しても粒子間の接触抵抗がすぐに大きくなって減速・停止するはずである。しかし、大規模岩屑なだれが谷の中を流下する場合、その厚さは100～200 mにも達する。この非常に厚い流動深が強力な駆動力を生み出し、粒子間の激しい衝突により間隙をつくって、みかけの摩擦抵抗を小さくしていると考えられる。

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、つまりみか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6,000 m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300 km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230 mもある尾根を乗り越え、人口2.5万の街ユンガイを埋め、およそ1.8万人が犠牲になった。

巨大崩壊と岩屑なだれをもっとも起こしやすいのは火山、特に成層火山である。成層火山は、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いるので非常に不安定である。

IV 火山災害

火山噴火は少数の活動的火山だけ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らざるをえない。

1. 火山噴火

1.1 マグマと噴火様式

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事象が発生して、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(図 4.1)。

化学組成	苦鉄質	←→	珧長質
岩石の名称	玄武岩	安山岩	石英安山岩・流紋岩
二酸化炭素の量	45% 少ない	←→	多い 75%
岩石の色	黒っぽい	←→	白っぽい
噴出時の粘性率	小さい(流れやすい)	←→	大きい(流れにくい)
噴火様式	爆発的でない(溶岩溢れ出し)	←→	爆発的
噴出物	溶岩	火砕物・溶岩	火砕物・固化溶岩
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

図 4.1 マグマの種類と噴火様式・火山地形

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、一般に珧酸含有量の多い珧長質マグマが形成される。珧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。珧酸含有量が 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。したがって珧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昇し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。

1.2 火山地形

火山の基本形は、火砕物や溶岩が運搬され堆積してつくられた堆積地形である(図 4.2)。運搬は噴火の力によりおこなわれるので、噴火の様式が火山の地形・構成物質・堆積構造などをほぼ決めている。火山の地形には噴火口などの凹地形や、火山体形成後における侵食・堆積の地形もある。これらの地形は噴火の履歴を記録しており、危険予測の手段を提供する。

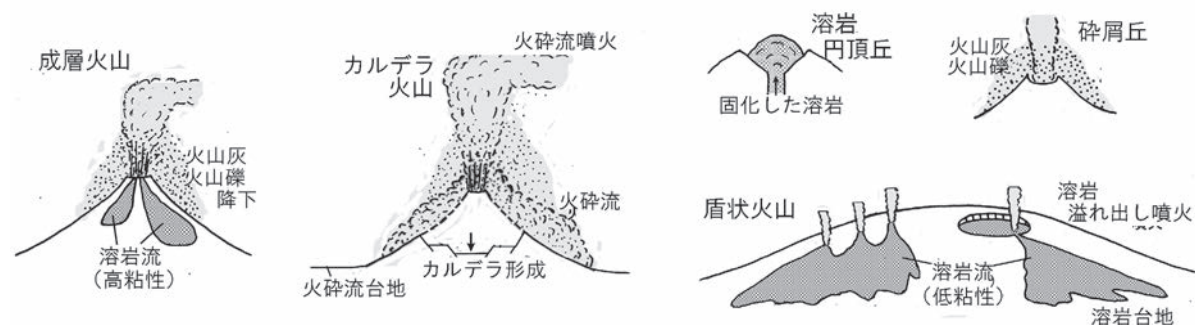


図 4.2 噴火様式(マグマ化学組成)と火山地形

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おこない、低粘性の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。大量の溶岩が長い割れ目状の火口から溢れ出すと、広大な玄武岩台地が形成される。

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、円錐状の火山がつくられる。安山岩質マグマの場合、火砕物噴出と溶岩流出とが生じ、これが多数回繰り返されて成層火山が形成される。比較的最近の溶岩流出は、山腹・山麓部に押し出して盛り上がった舌状の地形で識別できる。粘性率の非常に大きい流紋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、ドーム状の溶岩円頂丘をつくる。

大規模な火砕流が生じると、それが抜け出たあとには大きなカルデラが出現し、火山の周囲には広い火砕流台地が形成される。巨大崩壊が生じた場合には一方が開いた馬蹄形のカルデラがつくられる。これにより生産された多量の岩屑は遠方にまで流下して多数の小円丘(流れ山)で特徴づけられる堆積地形をつくる。水蒸気爆発が生じると、火口の大きさのわりには小さくて低い円錐状山体の碎屑丘がつくられることが多い。スコリア(火山礫)を放出する小噴火では多数の碎屑丘がつくられる。マグマが水と接触すると爆発的な噴火(マグマ水蒸気爆発)が生じ、大きな爆裂火口(マール)が形成されることがある。

2. 噴火災害事象

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きさ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30 km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。

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3～4 km以内、ほぼ山地内に限られる。

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、噴煙を噴き上げながら秒速100 m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、非常に危険な噴火事象である。20世紀における死者1,000人以上の火山災害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。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拡がり、火山周辺を埋めつくす。巨大規模のものは火口から 100 km 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 180 km 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さらに細かく砕かれて、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^3 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、噴火にともなって生じる火山泥流である。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、遠くにまで到達する。大雨による土石流と同じように、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拡がって堆積する。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ドデルルス火山 (5,399 m) 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 80 km にまで達し、全体で 2.3 万人の死者が出た。火口から 45 km 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、ハザードマップには泥流危険域であることが明示されていた。

2.3 山体崩壊・岩屑なだれ・津波

噴出物が積み重なってでき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 km^3 の崩壊物質は北麓に流下して川を堰きとめ、多数の湖沼をつくった。岩屑なだれの堆積層は、流れ山とよばれる多数の小丘を表面にもつので、かつて山体崩壊が起こったこと明らかに示す。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、爆風を発生させる。セントヘレンズにおける爆風は時速 300 km 以上の高速で突進し、600 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 km^3 の土砂が有明海に突入し、対岸の熊本沿岸に最大 23 m の高さの津波を引き起こした。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。

3. 火山防災

3.1 噴火予知

マグマが火山の直下 1～10 km ぐらいの深さにあるマグマ溜りへ一旦集まり、そこからさらに上

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ともなって生じる異常現象を捉えるという方法でおこなわれる。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起こる。地形変化の著しいところは噴火の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、どのように推移しつ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で、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特に深刻な問題になる。

3.2 危険火山

日本列島は沈み込みプレート境界に位置するので、爆発的な噴火をおこなうマグマの火山が多数形成されている。世界の活動的な火山のおよそ8%が日本列島とその周辺域に分布する。

気象庁は、およそ過去1万年以内に噴火した火山および現在活発な噴気活動のある火山108を活火山とし、これらを最近100年間と過去1万年間の火山活動の度合いにより、A、B、Cの3ランクに分類している。Aランクは100年活動度または1万年活動度が特に高い活火山で、十勝岳、樽前山、有珠山、北海道駒ヶ岳、浅間山、伊豆大島、三宅島、伊豆島、阿蘇山、雲仙岳、桜島、薩摩硫黄島、諏訪瀬島の13火山である。Bランクは100年活動度または1万年活動度が高い活火山で、富士山、箱根山、磐梯山、鳥海山、霧島山など総数36である。このランクは火山学的に評価された過去の火山活動度にもとづいた分類であり、現在の噴火の切迫性を示すものではない。

木曾・御岳山は2万年間活動していなかったが、1979年突然に水蒸気爆発を起こした。史上最大規模の噴火は1815年のインドネシア・タンボラ火山の噴火であるが、この火山ではそれ以前の噴火は知られていなかった。このように、活火山でないと切り切ることは容易ではない。

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、入山規制がおこなわれている。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。三宅島と有珠山はかなり等しい時間間隔で大きな噴火を繰り返している。タンボラ火山の例のように、休眠期間が長いと噴火の規模が大きくなるという傾向があるとも言われており、近年の活動度だけでは危険程度を判断することはできないようである。

最大の被害をもたらしており最も恐れられるのは火砕流である。火砕流発生の危険性は多くの火山で指摘されるが、過去の災害履歴や現在の活動度から、十勝岳、北海道駒ヶ岳、有珠山、浅間山、雲仙岳、霧島山、桜島などが特に危険が大きいと判断されている。北海道駒ヶ岳は1640年に、浅間山は1783年に、雲仙岳は1991年に大きな火砕流災害を起こした。

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。最近では、薩摩半島の南50 kmにある鬼界カルデラ(薩摩硫黄島)が約7000年前に巨大噴火を起こした。日本における巨大火砕流噴火の発生は1万年に1回という稀な頻度であるが、ひとたび起これば広域が、例えば九州全域が壊滅するという超巨大災害が起こる

可能性がある。

山体崩壊による岩屑なだれおよび津波は、頻度は小さいものの多くの人命被害をもたらしている。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。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 年の間に起こっている。これらは北海道駒ヶ岳 1640 年、渡島大島 1741 年、雲仙岳・眉山 1792 年、磐梯山 1888 年である。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恐れがある。

日本上空では偏西風が卓越するので、噴き上げられた火山灰は火山の東方に細長く伸びる範囲に堆積し、種々の混乱・障害を引き起こす。九州の火山でも噴火が大規模であれば、本州一円が大きな影響を受ける。約 7 万年前の阿蘇山噴火による火山灰が 10 cm の厚さに堆積しているところが北海道においても見られる。火山がない都府県にも火山の災害は及ぶ。

3.3 ハザードマップ

噴火は火口というほぼ確定できる地点で起こるので、噴火の規模や様式を設定すれば、火山体の地形を基にして、その噴火により起こる種々の災害事象の発生がどの範囲に及ぶかを示すことができる。このため、ハザードマップ(災害危険域および避難場所等を示す地図)は火山について最も早くから作成されている。

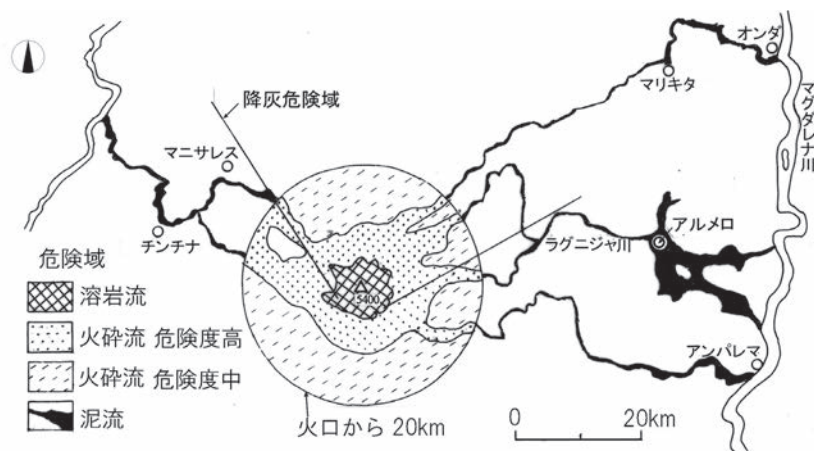


図 4.3 コロンビア・ネバデルルイス火山のハザードマップ

一つの火山は種々の発達

ステージを経て数十万年ほど活動が続ける。各ステージにおける数千年ぐらいの短期間をとれば、マグマの性質はほとんど変わらず、類似した噴火を続けるという性質がある。したがって、噴火の履歴、火山の発達ステージ・噴火サイクル、マグマの性質・挙動などを調べて、予想される噴火の様式・規模・地点などを設定することができる。過去に起こった大きな噴火と同じ規模の噴火が生じた場合、という設定はよくおこなわれる。この予想される噴火が生じた場合、降灰、噴石、火砕流、泥流、溶岩流などがどの範囲に及ぶかを、それらの運動機構と地形条件とから推定して、図に示したのがハザードマップである。

史上最大の火山泥流災害を引き起こした 1985 年ネバデルルイス火山噴火の直前にハザードマップが急いで作成され、泥流によって壊滅し死者 2.1 万人を出したアルメロの街は危険域と明示されていた(図 4.3)。しかし、この大被害の発生を防ぐことはできなかった。ハザードマップという 1 次情報を被害軽減にまで結びつけるには、住民に対して適切な防災対応行動を始動させる種々の方策が必要となる。

危険域予測の精度は災害現象によって異なる。大規模な火砕流の危険域はその性質上、火口からある半径の円内というように極めて大まかに設定せざるを得ない。たとえば、ルイス火山のハザードマップでは、最近の火砕流堆積域がほぼ 10 km 範囲であることなどから、半径 20 km の円内を中程度の危険域としていた。これに対し泥流はその運動がほぼ完全に地形によって支配されるので、火山体および山麓の谷地形にもとづいて、危険域を精度よくゾーニングすることができる。ルイス火山ではほぼ正しく予測できた。

火山の谷は山頂から放射状に派生するので、泥流や火砕流が一つ隣の谷に流入すれば、山麓では

大きく離れたところに到達するという事も起きる。ハザードマップを利用する場合、それが有限定された仮想噴火にもとづいていること、災害事象によってその精度や意味するものが異なること、噴火が大規模になれば危険域は限定し難くなること、したがって安全域を保証するものでないこと、などを理解している必要がある。

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、その地域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。このもっとも著しいものは、主食作物生育期における低温と日照不足による冷夏災害および雨不足による干ばつ災害である。冷夏災害はほぼ日本に限定される災害である。これに対し干ばつは世界的な災害で大きな被害・影響を与えている。

1. 冷夏災害

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、特に島国日本において地球上でもっとも激しく現われるので、昔から日本とりわけ東北地方は、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あたる。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。

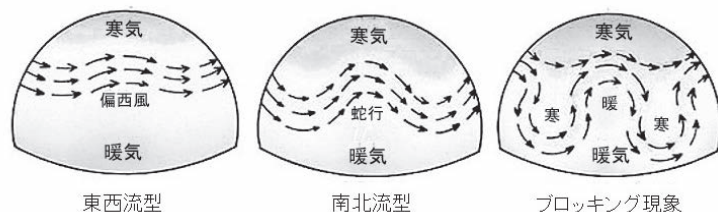


図5.1 偏西風波動とブロッキング現象

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おこな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、特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いわれるもので、夏季になっても北方気団のオホーツク海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。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み低温と日照不足をもたらす。ヤマセの気流は高さが1,000 m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。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22～26℃が適温で、24℃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、さら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。特に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. 干ばつ災害

2.1 発生条件

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。

年降水量がおおよそ 500 mm 以下のところが乾燥・半乾燥地帯である。この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。干ばつによる人的被害のほとんどは半乾燥地帯で発生しているが、日本のような湿润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特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おこない、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もっとも著しく現れる。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。

日本が位置する緯度帯は、夏には亜熱帯高気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の張り出しを大きくして日本列島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ことが古くからおこなわれてきた。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わかる。ついで溜池が多いのは九州、山陰、近畿である。

2.2 世界の干ばつ

降水量が少ないため樹木は生育できず植生は草や低灌木だけというところを半乾燥地帯(ステップ地帯)、降水量がさらに少なくて植物はほとんど生育しなところを乾燥地帯(砂漠)とよぶ。中・低緯度地帯においては、半乾燥地帯となる年降水量の限界値は 500 mm、砂漠のそれは 250 mm というのがおおよその目安である。

作物の安定的栽培に必要な降水量の下限は、品種や気温によって異なるが、乾燥に強いもので年 300 ~ 500 mm 程度である。したがって、年降水量がほぼこれに相当する半乾燥の地域において、干ばつの被害は激しく起こる。半乾燥地帯は砂漠の周辺に拮がっており、乾燥に強い主食作物の栽培に依存した農耕生活が営まれているが、この限界的地域で降水量不足が生じると、大きな災害に発展する。近年ではサハラ砂漠の南縁につらなる半乾燥地帯のサヘル、およびその東の延長上のエチオピア・ソマリアにおいて、干ばつ被害が恒常的に発生している。20 世紀中の干ばつ死者はおおよそ 1,500 万人と推定され、洪水や地震などその他自然災害全体の死者の 10 倍にもなっている。世界的にみて干ばつは最大規模の災害である。

亜熱帯砂漠の高緯度側の半乾燥地帯には大草原(温帯草原)が拮がっている。ここでは毎年枯れる草が多量の有機物を供給するので肥沃な土壌が形成され、小麦・トウモロコシの大生産地帯や牧畜地帯になり、世界人口の多くを養っている。アメリカの中央平原(プレーリー・グレートプレーンズ)、ユーラシア大陸中央に東西につらなる大平原(グレートステップ)、南米南部の平原(パンパ)などがこれである。この穀倉地帯で雨不足が起これば、世界の穀物供給に大きな影響が生じる。大人口を擁し砂漠もある中国・インドなどが干ばつになり食料不足が生じると、世界の穀物需給や農産物価格に影響を与える。干ばつの発生頻度は大地震などよりも大きいので、干ばつは世界的な影響をもっとも頻繁に与える災害である。

で、都道府県知事が指定)において、建築物の構造規制、移転勧告などをおこなうことができると定められている(図 6.1)。土砂災害の危害力は大きく、その危険域は地形等の条件によって限定しやすく、危険の存在は認識されやすいので、土地利用の規制は効果的であり、また受けられやすい状況にある。

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ことはおこなわれていない。地震保険では広域の地震活動度にもとづき都道府県単位で全国を8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。

1.2 危険域ゾーニング

防災土地利用の基礎は災害危険域のゾーニングである。土地利用を規制しそれが無理なく住民に受け入れられるためには、科学的に説得力あるゾーニングがおこなわれる必要がある。しかしこれは一般に容易ではない。

ゾーニングの精度や方法は災害の種類や土地条件によって異なってくる。洪水災害では低地の地盤高が判定の基礎手段になる。連続堤防があるところでは破堤・氾濫の危険度が加わる。低地面勾配は洪水流の勢力にかかわる重要な地形条件である。高潮・津波では海岸低地の海拔高が基礎データである。斜面崩壊では土砂到達域が危険域となり、一般に急傾斜地の高さの2倍ほどの距離にとられる。土石流では谷底内および山麓扇状地の地表面勾配が約2°までの範囲である。地震では地盤条件により区分され、表層が特に軟弱なところおよび沖積層が厚いところが特に危険とされる。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・災害履歴にもとづいて、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。いずれの場合にも設定する外力規模により危険範囲および危険度は異なってくる。過去の災害事例は説得力の大きい危険域情報である。

米国では、水害危険度を数ゾーンにも区分して、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ところがある。新築の建築物については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・制限や耐洪水性の住居構造(ピロティ構造など)の義務づけなどもおこなわれている。1960年代に、堤防など治水施設建造の費用対効果比が低く、また、かえって被害ポテンシャルを高くしているという反省がおこなわれ、土地利用管理など氾濫原の総合治水対策の必要性が示され、種々のソフトな対策が採用されるようになった。イギリスおよびフランスでは、危険度を区分した洪水危険地図が公開され、高危険域での開発は制限されている。また、土地利用規制が保険制度と結び付けておこなわれている。なお、水害危険域の詳細なゾーニングは、大陸の河川のように、連続堤防がなく、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もっとも大きいと評価されている(図 6.2)。

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。しかしその評価には種々の不確実性が必然的にともなっている。それが示す危

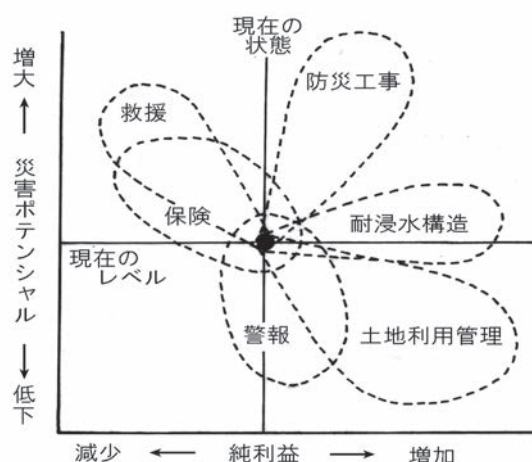


図 6.2 水害対策の効果
土地利用管理は、費用を上回る経済効果をもたらす、災害ポテンシャルを低下させる。

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当然に存在する。マップに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、現象の不確定性などにより、かなりの幅を持ったものと受け止めねばならない。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・危険度を図表で示し、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。安全域を保証する性質のものではない。

2. 災害情報・警報

危険な現象の発生や接近を予測し、それにより重大な災害の発生のおそれがある場合に出される警報・情報は、住民避難・警戒態勢・要員出動・通行規制・立入禁止など種々の緊急対応を準備し始動させる機能をもつ。とるべき適切な対応の種類や必要度は土地環境や災害種類に依存する。

2.1 気象警報

大雨警報・暴風警報などの気象警報は、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。大雨警報の基準値は、市町村ごとに定められ1時間雨量50 mm程度、3時間雨量80 mm程度がもっとも多い値である。

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もとづく降水短時間予報によりおこなわれる。レーダーの受信電波の強度は雨滴の粒径により著しく違うので、アメダス実測値などによりデータを補正して、実際の雨量に相当するものに直したのが解析雨量である。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。

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地中水の量が関係するので、地中を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。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。主要な河川では各個所ごとに、はん濫注意水位、避難判断水位、はん濫危険水位などが定められており、水防警報や避難勧告などはこれにもとづき出される。

竜巻注意情報は、積乱雲が非常に発達・接近し、竜巻など激しい突風が発生しやすい気象状態になっていることを知らせるもので、直前に出されその有効時間は1時間以内である。いつどこで起こるかわからない性質の気象現象なので、広域(おおむね一つの県)を対象に発表される。

2.2 地震・火山情報

地震が起こると、規模や震源の位置に関係なく津波の情報が出される。津波の発生可能性とその規模の予測は、種々の条件を与えた多数の津波数値計算をあらかじめおこなっておき、観測した地震の最大振幅・震源位置・深さなどと照合して類似の津波計算例を検出する、という方法にもとづき迅速におこなわれている。津波の押し波第一波は早いところでは地震の初動から5分以内に陸地に到達するので、警報・注意報の発表は地震の発生から約3分を目標にしている。続いて、あらかじめ設定されている津波予報区ごとの、津波到達予想時刻や予想される津波の高さが発表される。伝えられる津波の高さは海(検潮所)でのもので、陸地への遡上高さは局地的にこの2～3倍になることをよく知っておかねばならない。

震源近くで強いP波震動を観測したらその情報を主要動のS波が到達する前に周辺域に伝えるという緊急地震速報は、2007年10月から一般向けの発表が開始された。この速報はテレビなどの一

般メディアで、また、携帯電話というパーソナルな機器を通じて、迅速に伝達されるようになった。ただし内陸地震の場合、震度5強以上という、情報を本当に必要とする地域には、主要動到達の前に伝えられる可能性は小さいとしなければならない。

情報がいくら早く与えられても、適切な緊急対応行動をすばやく起こせなければ意味はない。緊急地震情報を活用するためには、ふだんから身の回りにどのような危険があるか、それをとっさにどう回避したらよいかをよく考えておくことが必要である。落下や転倒しやすい家具類・陳列物・塀などが身近な危険の代表的なものである。

火山活動についての警戒情報には、全国の活火山を対象にした噴火警報・噴火予報がある。噴火警報は、居住地域や火口周辺に影響が及ぶ噴火の発生が予想された場合に、その影響範囲も含めて発表される。主要29火山については、避難、避難準備、入山規制、火口周辺規制、平常の5段階で噴火警戒レベルが発表される。噴火が始まった場合、その今後の推移の予測は難しいので、安全をみて警報が長期間継続して出されることが多い。

注意報・警報は、空振りを承知の上で、見逃しがないように、安全を見込んで出されている。これを受ける側は、地区ごとの土地環境と危険の種類・程度にもとづいた対応をおこなう必要がある。また、警報文の意味する内容をよく理解している必要もある。

2.3 警報の有効性

警報・情報のメッセージは、誰が出しているか(責任所在、信頼性)、誰が・どこが対象か、どの場所が危険か、現在はどのような状況か、何が起こるであろうか、何をいつおこなうかについての情報を、① 明確：誤解されるような表現は避ける、具体的に表現する、② 簡潔：まわりくどい表現は避ける、長い内容は徹底しない、③ アクセント(めりはり)：注意を喚起するように、肝心なところは最初に、④ わかりやすい：耳で聞いてわかりやすいように、呼びかけ調、⑤ 心配り：不安・動揺を起こさせない、などに留意して文章を作成する。

情報は種々の手段で伝えられる。テレビ・ラジオは迅速で情報伝達力の大きいメディアであるが、一般にその情報は広域的で地域性に欠ける。また行動指示力はあまりない。警察・消防・自治体の伝える情報の指示力は大きく直接的である。有線放送・防災無線・広報車などは、小地区の情報伝達に利用される。電話や戸別訪問は直接的手段である。時刻や気象状況等によってこれらを使い分ける必要がある。一般にスピーカーでは聞き分けられない場合が多い。多数の人がほぼ常時持ち歩いており居場所がわかる携帯電話は、緊急情報伝達の有力な手段になってきている。

災害情報・警報を受けとって人々がおこなう対応行動とその結果には、情報確認行動(テレビ・ラジオをつける、インターネットで調べる、行政機関に問い合わせる、近所の人と話し合うなど)、家族間の連絡(所在や安否の確認行動がすぐにおこなわれる)、電話のふくそう(安否確認などのために電話がかからなくなる、特に警報対象地域への通話)、帰宅ラッシュ(ふだんよりも早く帰宅。家族は一緒になろうとする傾向は強い)、生活面の備え(食料・生活必需品の買出し、預金引き出し、断水・停電に備えるなど)、パニック(伝達情報に変質してデマ・流言に発展する。不安にかられている状態で、情報が不足していると発生しやすい)などがあり、それを見越した対応が必要である。

警報・危険情報の必要度や有効性は、予知可能性、危険接近速度、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)、代替手段の存否などに依存し、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、危険接近速度が非常に大きい災害(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、広く緩やかな平野における洪水とでは、危険の接近速度は大きく異なる。

接近しつつある、あるいは発生するであろう災害事象に対して、いま居る場所がどのように危険であるかの判断はもっとも重要である。

緊急時の警報が機能するためには、地域の災害危険性に関する情報や事前の準備態勢（避難、水防活動など）が必要である。正確性はあるが広域的である中央情報と地域の現況情報とを組み合わせ、場所・状況に応じた対応をとる必要がある。ある危機的事象が発生した場合に、その地域・地区でどのような事態がどのような経過で起こり、どのような対策が必要となるかを記述する災害シナリオをつくっておくことは、重要な基礎になる。

3. 避難・住居移転

3.1 避難プロセス

災害の危険が及ぶと予想される場所から予め退避しておくという事前避難、および迫ってくる危険からとっさに逃れるという緊急避難により人身への危害を避けるという対応行動が本来の避難である。被災後に宿泊や休息の場所を求めて避難所に入るというのも避難と呼ばれるが、これは別種の収容避難であり分けて考える。避難は人命の被害だけは免れようとするいわば限定的対応であり、明らかな高危険地に居住しているような場合には、移転などにより危険を抜本的に除去するまでの過渡的な対応とすべきものである。

避難を効果的におこなう基礎は、それぞれの場所・土地・地域の災害危険性をよく認識し、対処すべき災害の性質について理解していることである。災害の具体的な状況はその時々やそれぞれの場所で異なる。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豪雨災害など、局地性の大きい災害では特にそれが必要である。

事前避難の行動は、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 避難先・経路・時期・手段の選択、⑤ 避難行動の実行という経過をとっておこなわれる。緊急避難ではこの過程がきわめて短時間に進行することになる。

3.2 危険の認知

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ことが大部分である。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あり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（テレビの情報など）を基礎に置き、地区・地域の条件とそこでの具体的現況についての情報を組み合わせて、避難対応を考える必要がある。例えば、大雨・洪水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もっとも重要なものに、市町村長の出す避難の勧告・指示がある。避難指示は拘束力が勧告よりも強く、危険が目前に迫っているときなどに出される。ただし強制力はない。突発的あるいは不測の事態に対して的確にタイミングよく勧告・指示が出されるとは限らない。これが効果あるためには、事前に細かい地区ごとの危険性の把握とその周知、および勧告・指示をうけた場合の適切な対応行動を予め心得ていることが基礎になる。

接近しつつある、あるいは発生するであろう災害事象に対して、いま居る場所がどのように危険であるかの判断はもっとも重要である。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くかつ危険が急速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いってもよい。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一段低い低位面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。一方、山地内・山麓における洪水では、水位上昇は急速であり流れの勢力は強いので、迅速な避難行動が必要である。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。山地内など危険状況の局地差が大きいところでは、警報や避難指示(これは地域中央から出される)のないことを安全の情報と受け取ってはならない。

3.3 避難の決断・実行

一般に不確かな情報の下で、避難の効果やマイナス面を考えに入れながら、避難の意思決定をおこなう際には、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。十分な安全を見こんで早めにより広域に避難指示を出せばよいというものではない。人命への危害力が小さい場合には特にそうである。避難には種々のマイナス面があり種々の犠牲が要求される。早すぎた避難指示のため、回避できた物的被害を生じさせることもある。危険の接近速度は災害によって異なる。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、可能であればおこないたいものである。ただし、災害の種類や土地条件によっては一目散に走りださねばならないときもある。

ハザードマップで示されているのは一般に、宿泊場所を提供する収容避難所である。危険を緊急に回避する避難場所は、高台にある神社・公園・広場、鉄筋コンクリート造の中・高層建物など、場所・状況に応じて選択する。自動車は使用せず歩いて行ける近くが良い。大雨時には急激な出水・土石流・山崩れなどに遭うことのない経路をとらねばならない。自動車による移動では、渋滞や道路途絶で立ち往生しているうちに洪水や土石流などに遭うことがある。自動車で避難する場合、途中で乗り捨てることもあるという覚悟で臨む必要がある。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襲われたという例がかなりある。地域・地区の災害危険個所の事前把握および異常事態時(例えば豪雨時)にその地区で起こり得る災害状況の予測が重要である。

3.4 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。避難に関係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ことが多い。
- (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。たとえば、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行動が強く現れる。この結果として危険に接近する方向への行動がおこなわれたりする。小さい子供のいる家庭では早目の避難がおこなわれ、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。近年では生活様式の変化により時刻の影響は小さくなってはいるが、深夜はなおも不利な時間帯である。
- (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気概がある、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： 目視でき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。前兆があり襲来速度が比較的遅い災害(地すべり、溶岩流、土石流など)では、避難がうまくおこなわれた事例が多数ある。

3.5 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方法であって、いわば恒久的な避難であり、望ましい防災土地利用を実現する有力な手段である。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ものである。このため、防災関連の移転のほとんどは災害を受けた後におこなわれている。なお、災害危険地には始めから居住しないという選択をするのが本来であり最善である。

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おこなうものである。急傾斜の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い。

本来、防災のための移転は、災害を受ける前におこな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、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おこなわれるので、住民はこれにより安全になると思うことが、移転をしづる一つの原因となる。

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ものである。したがって、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る。あえて居住を続ける場合は、やがて被るであろう被害をその土地の利用が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。被災住宅の再建に対する資金援助は、その方法によっては危険除去の自主的努力を妨げ、被害ポテンシャルを大きくする可能性がある。

4. 保険・経済支援

4.1 風水害保険

保険とは、偶然的に発生する災害・事故による損害を、多数の人が拠出した資金から補填することによって、個々の人の負担を小さく済ませ、危険を分散させる機能をもったものである。災害防止や被害全体を軽減する役割のものではない。共済は相互扶助を目的として共済組合などの団体が扱う保険である。損害保険は一定の法規制の下で民間の保険会社が販売・運営しており、営利目的になっている。

風水害により生じる損害は火災保険等に参加していれば一定の制限つきで補償される。「住宅総合保険」では、洪水や豪雨などによる水災、台風などによる風災、ひょう災、雪災が補償の対象と

なる。支払われる水害保険金の額は、損害割合 30 % 以上の場合損害額の 70 %、床上浸水の場合は保険金額の 5 %、などである。「住宅火災保険」では、風災・ひょう災・雪災は補償されるが、水災は補償されない。ただし落雷は火災と全く同じ扱いで補償される。

1991 年台風 19 号では、全国的に吹き荒れた強風により大量の家屋損壊被害が生じたので、損害保険会社が支払った保険金総額は 5,700 億円にも達した。台風が 10 個も上陸した 2004 年には年間の支払い保険金総額が 4,400 億円になった。近年では自動車保険による支払額が多くなっている。2000 年 9 月東海豪雨では 550 億円(保険金支払い総額 1,000 億円)、2000 年 5 月のひょう災(千葉・茨城)では 300 億円(総額 700 億円)であった。

4.2 地震保険

地震等(地震・津波・噴火を含む)による損害は、地震が原因で生じた火災も含め、火災保険に付帯する地震保険に加入していないと補償されない。地震による被害は巨大化する可能性があるため、地震保険法にもとづき政府と損害保険会社と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 件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、最大 5 兆 5,000 億円、このうち政府の責任負担額は約 4 兆 4,000 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 5,000 万円、家財 1,000 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 1 等地 ~ 4 等地に 4 区分され、構造区分も加えると 8 地区に分けられている。保険料が最高の東京都・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)に比べ年間保険料が約 3.4 倍に定められている(2012 年末現在)。

1995 年兵庫県南部地震のときの地震保険金支払総額は 780 億円、2004 年新潟県中越地震では 150 億円で、さほど多くはなかった。これは火災保険に付帯する地震保険への加入が少なかったためで、2003 年度の世帯加入率は 17 % であった。自動車保険でも、地震等による損害は特約をつけないと補償されない。

地震対策の基本は建物の耐震性を高めることであり、保険によってカバーされることでこれが怠られることになれば、防災面では逆効果になる。一般に保険は被害ポテンシャルを高める方向に働く。

4.3 農業共済制度

自然災害による農業被害に対しては、1947 年農業災害補償法にもとづく農業共済制度により補償されるようになっている。農は国の基本ということで、国はこの制度を大きくバックアップし、共済掛金の 40 ~ 55 % と、農家などが拠出する掛金の総額とほぼ同額を国が負担し、また、農業共済再保険特別会計を設けて共済金支払いを保証している。国庫補助の対象は、農作物・果樹・家畜・畑作物・園芸施設についての自然災害による被害および病虫害・鳥獣害などである。

農作物被害額の 70 ~ 80 % がこの共済金から支払われる。農業は異常天候による被害をほぼ避け得ないので、損失を保険・共済制度で共同負担するのが中心対策になるのが自然である。なおこの制度には、国庫補助はないが、建物被害を対象とする建物更正共済がある。この共済制度ではかなり有利な条件で地震も含む自然災害全体による被害が補償される。兵庫県南部地震での支払い実績は 1,188 億円で、損害保険全社(33 社)の支払い総額を大きく上回った。

欧米諸国では、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、防災目的を達成するための積極的な利用は可能である。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。

4.4 経済支援

災害により生活基盤や事業基盤に大きな被害を受けた個人や事業者に対し、国・地方自治体が経済的支援をおこなって、生活再建や事業・雇用の維持をはかることは、地域社会の安定や経済的復興を促進するための防災対策となる。これは税金から拠出した基金による共済の制度ともいえるものである。単に困った人を助けるというのは社会保障制度の範疇のことがらであって、防災目的の達成のためには、地域を再建し、また、将来の災害を防ぐことなどにつなげる必要がある。もし安易な資金助成が危険な居住を続けさせることをもたらすならば、防災目的に反することにもなりかねない。明らかに防災努力を怠っていたことによる被災に対しての経済支援は、社会的公正の面から問題である。

住宅が全壊などの被害を被った世帯に対し資金を給付する制度に、1995年兵庫県南部地震災害を契機に設けられた被災者生活再建支援制度がある。支給額は、2007年改正により全壊の場合300万円となっている。支給は都道府県が拠出した基金600億円からおこない、国は支給する支援金の1/2に相当する額を補助する。

被災者の住まいの確保は災害からの立ち直りにとって最重要である。制度開始から2008年までの支給実績は17,105世帯に217億円である。災害関連の融資制度は、個人や中小企業・自営業を対象に、多数ある。税の減免制度もある。なお、死者には、生計維持者の場合、最高500万円、その他の人には最高250万円ほどの災害弔慰金が支払われる。

災害による住家被害の程度は全壊・半壊・一部損壊などに区分されているが、その判定の基準はこの被災者経済支援の観点から最近大きく変えられてきており、破壊の実態を示さなくなっている。

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://dil.bosai.go.jp/workshop/01kouza_kiso/manabou/index.html

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://dil.bosai.go.jp/workshop/02kouza_jirei/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://dil.bosai.go.jp/workshop/03kouza_yosoku/s00toppage/index.html

防災基礎講座 防災対応編 自然災害をどのようにして防ぐか

http://dil.bosai.go.jp/workshop/04kouza_taiou/s00toppage/index.html

防災基礎講座 地域特性編 地域の自然・社会環境が災害の基礎要因である

http://dil.bosai.go.jp/workshop/05kouza_chiiki/00toppage/index.htm