

<地震に関する用語集>

1. 地震・断層に関するもの

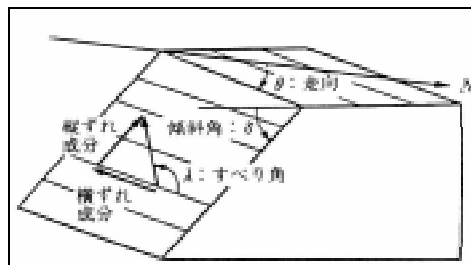
震源 / 震源域 / 震央

地震は断層の破壊によって発生します。この破壊は断層全体で同時に起こるのではなく、ある1地点から始まった破壊が周辺に広がって行きます。この破壊が始まった地点を震源と言い、震源直上の地表の点を震央と言います。また破壊の起こった領域全体を震源域と言います。震源の深さ10～100km程度の範囲での地震。震源の深さが浅い場合ほど危険が大きい。



断層パラメータ

断層の状況を表す指標を断層パラメータと言います。主なものとしては、断層の長さ、断層の幅、傾斜、ずれの大きさ、ずれの方向、断層の向き(走向)などがあります。



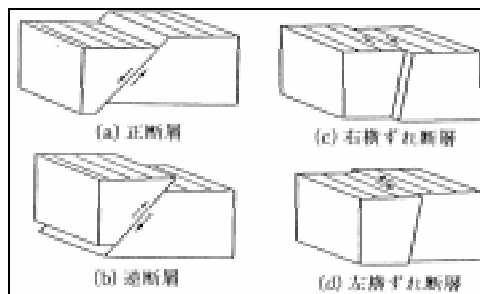
正断層 / 逆断層 / 横ずれ断層

断層は、ずれを起こす方向によっていくつか大きく分類することができます。

このうち水平方向にずれを起こすものを横ずれ断層と言います。この横ずれ断層は、さらにずれる方向によって右ずれ断層、左ずれ断層に分けられます。

水平方向にずれを起こす断層に対して、垂直方向にずれを起こす断層もあります。このような断層のうち、上盤(断層面をはさんで上側の部分)が下にずれる断層を正断層、逆に上盤が上にずれる断層を逆断層と言います。

日本の近くでは、横ずれ断層による地震は内陸で起こることが多く、海溝付近では逆断層による地震が起こることが多くなっています。



マグニチュード

マグニチュードは地震の規模を表す数値で、数字が大きいほど地震の規模も大きくなります。このマグニチュードについては、**表面波***を用いて求めるもの、**実体波***を用いて求めるものなど、様々な定義が存在します。日本付近で起こる地震については、気象庁がマグニチュードを決定して発表しています。マグニチュードの数字が0.2大きくなると エネルギーは2倍に、1.0大きくなるとエネルギーは30倍になります。

震度

マグニチュード*が地震の規模を表す数値であるのに対して、**震度**は地表での揺れの激しさを表す数値です。そのためマグニチュードは一つの地震に対して一つしかありませんが、震度は場所が異なると違った数値になります。震度は体感や被害の状況によって決められます。日本では気象庁がその基準を定め、震度を発表しています。以前は人間が体感で震度を決定していましたが、現在では**計測震度計***を使って決められています。



本震 / 前震 / 余震

ある**震源域***で地震活動が起こるとき、その地震の中でもっとも大きい地震を本震と言います。また、この本震の後に起こる地震を余震、本震の前に起こる地震を前震と言います。このうち余震は時間とともに発生回数が減少して行くことが知られています。余震の規模は、地震によって異なりますが、本震に匹敵する規模の余震が起こることもあります。しかし、本震より大きい余震が起こることはありません。一般に、本震の規模が大きいほど余震は長く続きます。前震は、本震の前に起こることから、これを使って地震を予知しようという試みも行われています。

群発地震

地震活動の中には、同じ**震源域***で同じような大きさの地震が続けて起こり、はっきりと**本震***が決められないような活動もあります。このような地震活動を群発地震と言います。昭和40年頃活発だった松代群発地震が有名です。

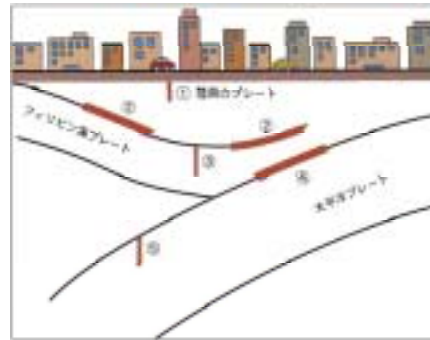
プレートテクトニクス

地球の表面は十数枚の硬い岩盤に覆われています。この岩盤をプレートと呼びます。プレートは一年間に数ミリの速度で動いているため、異なるプレートとの境界付近では歪みが蓄積されます。この歪みのエネルギーによって地震活動、火山活動、造山活動などが起こるといふ学説があります。この学説をプレートテクトニクスと言います。日本の近くにはプレート境界がいくつもあるため、地震活動、火山活動が活発に起こっています。

プレート境界地震/プレート内地震

異なるプレートの接する境界付近では、プレートが互いに押し合い、変形を起こします。しかし、ある程度まで変形が進むと、プレートが変形に耐えられなくなり破壊を起こしてしまいます。こうして起こる地震をプレート境界地震と呼んでいます。

このようなプレートの境界で起こる地震に対して、プレートの内部で破壊が起こることもあります。プレート境界地震に対して、プレートの内部で起こる地震をプレート内地震と呼んでいます。



海溝地震/内陸地震

日本付近で発生する地震を分類する場合、一つの方法として海溝付近で発生する海溝地震と内陸部で発生する内陸地震に分けることがあります。

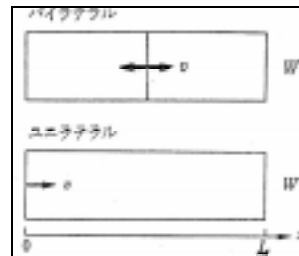
このうち海溝地震は、日本列島に沿う海溝付近で発生する地震(プレート境界地震)で、地震の規模が大きく、数十から数百年の周期で発生しています。これに対して内陸地震はそのほとんどが、活断層の運動によって発生します。地震の規模は、海溝地震より小さい傾向にあります。震源が浅いことが多く、大きな被害をもたらすことがあります。

直下(型)地震

都市の直下で地震が起こると、地震の規模と比較して大きな被害がでることがあります。防災上、このような地震を直下地震と呼んで注目してきました。この呼び方は、地震学上のもではないため、活断層による地震でも、プレート境界で起こる地震でも都市直下で発生した地震はすべて含まれます。直下型地震という言い方は、マスコミの言葉で正しい呼び方ではありません。

バイラテラル/ユニラテラル

地震は断層で破壊が起こることによって発生します。断層で破壊が起る時、断層全体が同時に破壊するわけではなく、ある点で始まった破壊が周囲に広がっていきます。この破壊の広がり方について二つのモデルが考えられています。このうち、断層の一方の端から他方に破壊が進んでいくものをユニラテラルと言います。それに対して断層の中央から破壊が始まり、両端に向かって破壊が進んでいくものをバイラテラルと言います。



活断層

200万年頃から現在までに活動した形跡が残っている断層を活断層と言います。活火山の「活」と違い、現在活動している断層という意味ではありません。活断層の活動周期は、数百年から数千年にわたるため、活動の記録が残っていないものがほとんどです。

歴史地震

まだ地震の観測が行われていなかった、明治時代初期以前の地震のうち、古文書などに記録が残っている地震を歴史地震と言います。このような記録を調べることで、地震の再来する周期などを知ることができます。

津波

海域で地震が発生すると、震源が浅い場合海底の隆起や沈降が起こることがあります。この海底の変動によって海面に凹凸が生じ、波となって四方八方へ広がっていきます。これを津波と言います。日本の周辺では海溝付近を震源として巨大地震が起こることが多く、津波で大きな被害が起こっています。このため、'tsunami'は学術用語として海外でも使われるようになってきました。

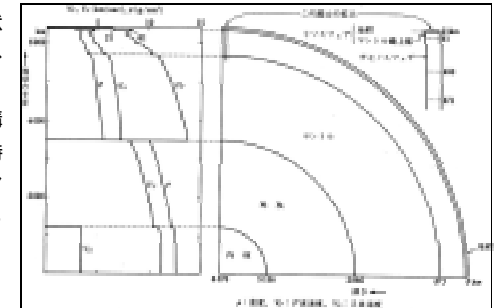
地震予知

地震は大きな災害をもたらすため、その発生を予知することが社会的に求められています。この地震予知については、長期的な予知と短期的な予知があります。長期的な予知としては、地震の統計から地震の再来する周期を調べたり、長い間地震の起こっていない空白域を探す方法があります。しかし、この方法ではいつ地震が起こるか特定することはできません。これに対して短期的な予知は、いつ地震が起こるか正確に知ろうとするものです。このための手段としては、地殻の歪み、地電流、地下水の変化から予知する方法、前震活動からとらえる方法など様々な方法が試されていますが、まだ確立した方法はありません。現在、日本で地震予知のための観測が行われているのは東海地方だけです。

地殻/マントル

地球内部の構造は、構成する物質や温度、圧力の状態などから大きく三つに分けられます。この三つは外側から、地殻、マントル、核と呼ばれています。

このうち地殻は、厚さが十数kmから数十kmの薄い構造です。これに対してマントルは2900kmもの厚さを持っています。地球の内部で地震が起こるのは地殻とマントルの上部だけで、構成する岩石と圧力の関係からほかの部分では地震は起きません。



2. 地震波に関するもの

実体波 (P波, S波)

地震波にはいくつかの種類があります。その中で地盤の中を実際に伝わる波を実体波といいます。実体波には、二種類の波があります。このうち振幅が小さく、先に伝わっていく波をP波といいます。このP波は、液体の中でも伝わっていく縦波です。もう一つの波は、P波より遅れて伝わり、振幅の大きいS波です。この波は横波で、液体中では伝わりませんが振幅が大きいため、建物の耐震設計などを考えるときには重要になります。

表面波

地盤の中を実際に伝わる**実体波***に対して、表面の部分で伝わっているように見える波があります。この波を表面波といいます。表面波も発生する原因や揺れの方向によってレイリー波、ラブ波に分けることができます。この表面波の振幅は地下の構造によって大きく変わり、関東平野のように堆積層が厚いところでは大きくなることが知られています。

入力地震波

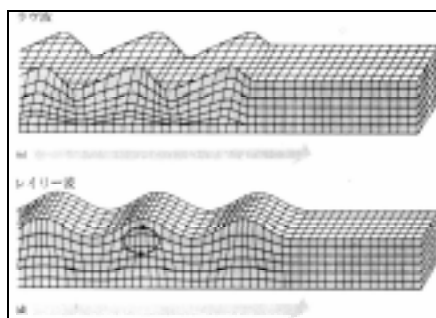
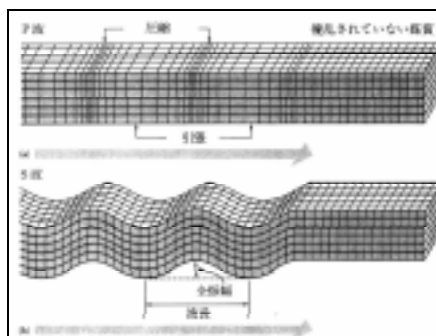
地上で観測される地震波形は、地表部の地盤の影響を受けています。このような観測波形に対して、地盤に入射してくる際の波形を入力地震波と言います。**液状化***の判定や地盤の**増幅特性***を調べるときには、この入力地震波が必要になります。

模擬地震波

地震波が建物や地盤に与える影響などを解析するときに、コンピュータで人工的に解析に適した波形を作り出し、その波形を用いて解析を行うことがあります。このように人工的に作り出された波形を模擬地震波といいます。

常時微動

地表は地震以外にも様々な要因で、常に揺れています。しかし、ごくわずかな揺れなので、人間にはほとんど感じられません。このような揺れを常時微動(雑微動)といいます。この常時微動は、地盤の**卓越周期***に似た卓越周期となることから、常時微動から地盤の特性を調べる方法もあります。



3. 地震のゆれや強さに関するもの

震度階

震度は、ある場所の地震動の強さをいくつかの階級に分けて表現したもので、日本では気象庁が定めた0から7までの10段階(震度5, 震度6は強・弱の二段階に分かれる)の震度階が使われています。各震度の説明文は、震度4まではおもに人体感覚、震度5以上は被害状況によって表現されています。このように地震動の強さを階級で表現することは万国共通に行われていますが用いられる震度階は国によって異なり、アメリカなどでは、12段階からなるMM震度階が用いられています。

震度は地震動の**加速度***だけではなく、**周期***や揺れの継続時間などとも関連した、総合的に地震動の強さを表現できる指標です。震度と加速度を直接換算することはできません。

震度7

気象庁では、戦前の中央気象台の時代から、一貫して震度0～4までは体感や家具などの揺れの様子から、震度5以上については被害の様子から判断してきました。1948年(昭和23年)の福井地震が発生するまで震度階級は0～6まででしたが、福井地震での被害が、一部の村落で家屋の**全壊***率が98～100%にも達したことから、さらに大きな震度階級を定義することになってできたものです。したがって、1949年に震度階級表ができて以来、震度7が記録されたのは1995年兵庫県南部地震が初めてです。

加速度/速度/変位

地震動の強さは震度以外に、加速度、速度、変位などの、測定器で直接測定できる量で表現される場合もあります。地震の際にある1点に着目して、非常に遠い(地震時に揺れない)別の地点から見た場合、実際に動く幅を変位と言い、cmあるいはmmで表されます。この点が動く速さが速度で、自動車の速度と同じ意味です。ただし、単位はkine(カイと読む)=cm/secが使われます。また、速度が時間を追って大きくなる(または小さくなる)度合いが加速度で、gal(ガルと読む)=cm/sec²を単位として使います。人間が感じることができるのは加速度で、例としてはアクセルを踏んだ自動車を感じる感覚があげられます。被害の大きさは加速度だけではなく、速度や地震動が続く長さなどとも関係します。

地震計

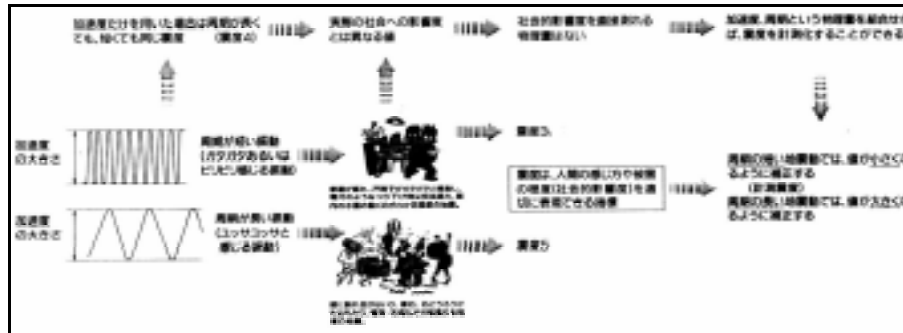
地震動の強さを、**加速度***、速度あるいは変位として測定するための装置です。それぞれ、加速度計、速度計、変位計という呼び方をする場合もあります。昔はススをつけた記録紙などに直接書いていましたが、今は電子的な処理が可能になり、フロッピーディスクなどにデジタル記録する方式が普通です。

強震計

地震計*はその用途によって、人間に感じない微小地震を観測するための地震計や、被害を生じる地震のような大きな揺れを測定するための地震計があります。微小な地震を観測するための地震計では、大きな揺れは振り切れてしまって観測できません。大きな揺れを観測するための地震計のことを強震計と呼びます。強震計では小さな地震は観測できませんが、兵庫県南部地震の際の神戸での揺れのような1,000galもの大きな加速度でも振り切れずに観測できます。また、地震計自体も大きな揺れに耐えられるように頑丈に作られています。

計測震度(計)

震度は、約100年前に観測が始まって以来、人体感覚や被害の状況などに基づいて決定されてきました。この震度は地震動の強さの尺度として優れたものですが、感覚で判断するものであるため、個人差がどうしても残り、また観測点の増加の障害となっていました。しかし最近では震度の機械観測も可能になり、1993年頃から計測震度計の配備が始まり、現在ではすべての気象官署に配備されています。その原理は、基本的には加速度計で記録した地震波形に処理を施し、処理後の最大加速度から計算しています。処理の方法は、過去の記録をもとに、これまでの方法による震度との間にギャップが生じないように配慮されています。当初は震度7*が観測された例がなかったため、震度7*だけは被害の状況から決定されていましたが、現在では震度はすべて計測震度計で測定されています。

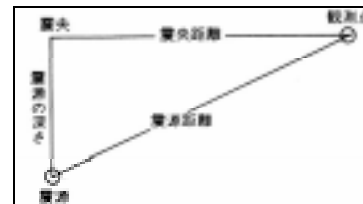


距離減衰式

地表での地震動の強さには地盤の良し悪しも影響しますが、地盤の種類が同じならば、通常、地震動の強さは震源*に近いほど大きく、遠ざかるほど小さくなります。この距離に応じて地震動が小さくなる様子を、式で表したものを距離減衰式と呼びます。距離としては、震央距離*または震源距離*が使われます。多くの研究者によって作られた多くの種類の式が存在します。

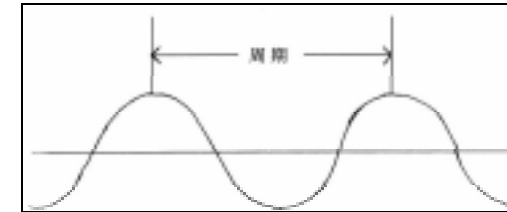
震央距離 / 震源距離

ある地点から震央*までの距離(水平距離)が震央距離、震源*までの距離が震源距離です。つまり地震の発生地点の深さを考慮した場合の距離が震源距離で、震源の深さが0kmでない場合は常に震源距離 > 震央距離となります。この差は、ある地点が震央(震源)に近いほど大きくなります。



周期 / 周波数

波の山から山まで、あるいは谷から谷までの時間を周期といいます。単位は秒です。地震の場合を考えると、水平動の場合、右へ揺れて左へ揺れてまた右へ揺れるまでの時間にあたります。周波数は周期の逆数(1 / 周期)のことで、単位はHz(1/秒)です。つまり、1秒間に何回揺れるかを示します。周期は数字が大きいほどゆったりとした揺れになり、逆に周波数の場合は数字が大きいほど小刻みな揺れになります。通常、地震による被害を想定する場合の地震動としては周期0.1秒~1秒程度を考えます。

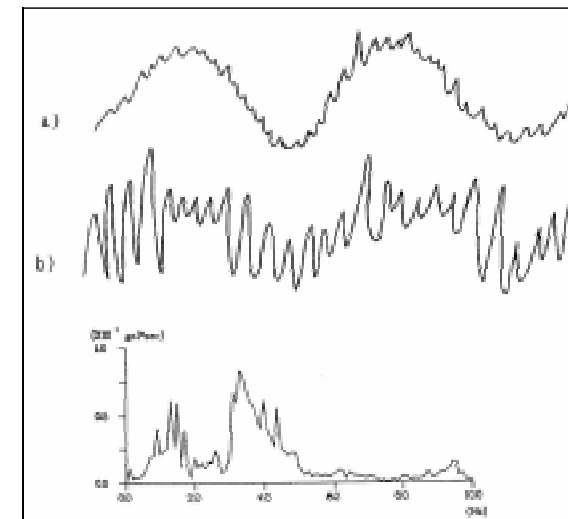


(やや)長周期

地震動は、いろいろな周期*の波が重なり合っています。工学的に地震動を扱う場合には、このうち0.1秒から1秒くらいの周期の波を取り扱います。これは、一般の建築物の固有周期*がこのくらいの周期だからです。最近では、高層建築物や免震構造の建物の固有周期が数秒になるため、1秒から10秒くらいまでの範囲の地震動をも取り扱うようになってきました。この周期帯域のことをやや長周期といいます。これに対して0.1秒から1秒までの範囲を短周期ということもあります。

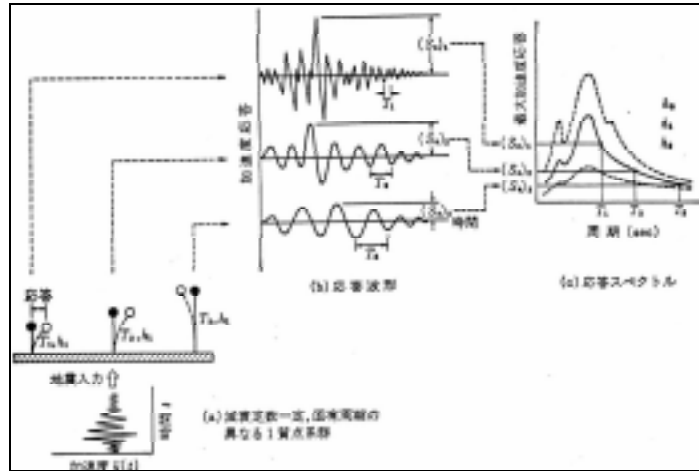
(フーリエ)スペクトル

地震動はいろいろな周期*の波が重なり合っています。その重なり方によって様々な形の波になります。たとえば図の波はa)b)どちらも同じ周期の長い波と短い波が重なり合っていますが、a)の波よりb)の波の方がより小刻みに揺れる波になっています。これはb)の方の短周期の波がa)より大きい(強い)からです。このように、周期の違う波の強さの組み合わせによって、様々な波形が形作られているのです。この性質を表しているものがスペクトルと呼ばれるものです。図の例では、この地震波では3.5Hz(周期0.3秒)の波が優勢で、5Hzより短周期の成分はほとんど含まれていないことがわかります。フーリエというのはこのような考え方を初めて行った数学者の名前です。



応答スペクトル

地震の際の建物の揺れ方は様々です。高い建物はゆっくり揺れ、低い建物は小刻みに揺れます。地震動の周期と建物の固有周期*が近いと、共振を起こして建物は大きく揺れます。このような性質を表したものが応答スペクトルです。応答というのは、地震波が建物に伝わった際に建物がどう反応するかということです。つまり応答スペクトルとは、建物の複雑な構造を簡単なおもり1個とバネ1本に置き換えて、建物の固有周期毎に最大どれだけ揺れるかを示したものです。建物には摩擦などによって揺れを止めようとする性質もあるので(減衰率と呼びます)これも考慮して計算されます。



基盤地震動(基盤加速度)

地震動は震源*から四方八方に伝わりますが、遠くまで伝わるのは地中深くにある硬い岩盤を伝わってくる波です。ある地点で感じる地震動は、その地点の地下深くまで岩盤を伝えてきてから、表層と呼ばれる軟らかい地層を通してやってきた波です。岩盤を伝わる様子は、計算で比較的容易に計算できるため、地震動を計算で求める場合には、まず岩盤での地震動を求めることがよく行われます。この地震動のことを基盤地震動(基盤加速度)といいます。

地表地震動(地表加速度)

基盤地震動*に対して、地表で感じる地震動のことを地表地震動といいます。これは基盤地震動に表層での増幅率をかけることによって計算されます。表層が軟らかいところでは、地震の波が硬い岩盤から入ってくると、地表と岩盤との間で捕まったような状態になって、何度も行ったり来たりして表層の外へ抜け出せなくなるため、地表では大きな地震動を感じるようになるのです。

期待値分析

期待値というのは数学用語で、ある一定の条件の場合に、平均するとある現象がどのくらいの割合で発生するかということを意味します。地震は不規則な現象のように見えますが、長い期間をとってみると周期性があることがわかります。したがって、ある程度長い期間、たとえば50年とか100年とかを考えると、地震動の大きさを決めれば、平均何回くらい地震を感じるようになるかを統計的に計算することができます。逆にある期間を考えて、その期間の間に感じる最大の地震動の大きさが平均どのくらいであるかを求めることもできます。この場合の平均というのは、非常に長い期間をいくつかの50年とか100年の区間に切って、それらを平均することを意味します。したがって、今から50年、100年の間に必ず その回数、規模の地震があるということではありませんが、おおよその地震の発生危険度を知ることができます。このような分析のことを期待値分析といいます。もちろんこの分析のためには十分長い期間の地震の発生記録が必要になります。

地震動

ある地点で感じる地震の揺れの大小には、いろいろな条件が影響します。まず、地震そのものの大きさ(これをマグニチュードといいます)が大きいかほど揺れは大きくなります。また、地震の起こった場所からの距離、実際には地震はある1点でおきるのではなく、地震断層面(地面の中でずれがおきた場所、たとえば野島断層などもその1例です。)全体から地震波が出てくるので、地震断層面からの距離に近い程良くゆれます。地表付近の地盤の堅さは大きな影響があります。一般的には軟らかい地盤程良くゆれます。また、地下数km位の地盤の構造も影響する場合があります(震災の帯の原因の一つといわれています)。

4. 地質・地盤に関するもの

地震基盤(面)

地震動を考える時には、地震動が**震源***からの距離だけで表すことができるような、一様でかつ広域の地域に設定できる、ある境界面を想定します。この境界面のことを、地震基盤あるいは地震基盤面と呼んでいます。**S波***速度3,000m/s以上の堅固な岩盤を想定しており、通常は新第三紀層以前(200万年前)の堆積岩の岩盤や花崗岩の上面等を対象としています。

沖積層

第四紀沖積世(完新世とも言う。約1万年前～現在)になってから形成された地層、および現在形成されつつある地層のことを沖積層と言い、海水面の変動や河川的作用などで形成されます。現在の海岸平野、河川に沿った地域に見られる扇状地・氾濫原・湿原・自然堤防などや海岸部の砂州や砂丘等が沖積層にあたります。沖積層は、礫・砂・泥・泥炭などの未固結な(まだ固まっていない)地層を主体としており、特に軟らかい地盤は軟弱地盤とも呼ばれています。

沖積層が分布する地域は、一般に地震時における振動の増幅が大きくなりやすく、また日常においても地盤沈下などの問題があります。現在の東京周辺などのように、沖積層に広く覆われている沖積平野は、人口・都市機能が集中しており、防災上も問題が多い地域となっています。

洪積層

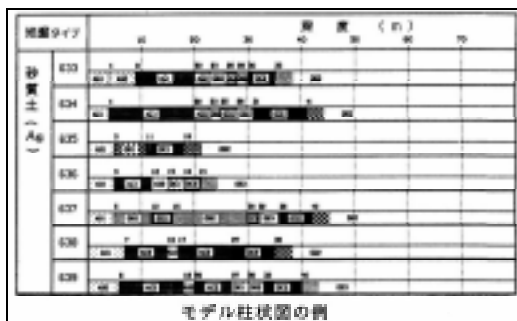
第四紀洪積世(更新世とも言う。約200万年前～約1万年前)の時代に堆積した地層のことを洪積層と言い、段丘堆積物などによって特徴づけられます。この堆積物は、氷河の拡大・縮小の繰り返しに伴って、海水面が数10～100m以上の幅で昇降を繰り返す過程で形成されたもので、海成段丘(海岸段丘)や河成段丘(河岸段丘)がこの洪積層にあたります。一般に、沖積層*より締まった地層で、やや固結しています。

日本の洪積層としては、関東地方の上総層群中・上部と下総層群、近畿地方の大阪層群(最下部を除く)と呼ばれている地層、および各地域に分布する段丘堆積物などが代表的なものです。

(代表)柱状図

ボーリング調査により採取されたコア試料の観察や各種試験結果に基づき、地質の構成、地層の厚さ、各地層の性状等を深度にしたがって記載したものを柱状図と呼んでいます。

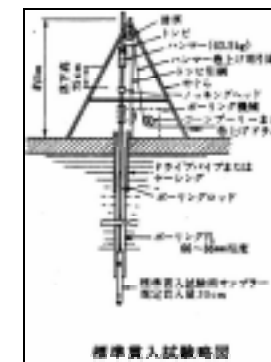
ある地域・メッシュごとに、その地区の地盤状況を代表すると考えられる柱状図を代表柱状図と呼んでいます。この代表柱状図は、表層地質図・地質断面図等の資料も参考に決めており、最終的にはこれら代表柱状図を統合してモデル柱状図を設定します。また、モデル柱状図により分類された地盤のモデルを、地盤タイプと呼んでいます。県単位の地域を想定すると、設定される地盤タイプは、通常数百種類程度に分類されます。



N値

ボーリング調査時に実施される標準貫入試験により得られるもので、重量63.5kgのハンマーを75cm自由落下させ、標準貫入試験用サンプラーを30cm打ち込むのに要する打撃回数をN値と呼んでいます。

N値は軟らかい地盤ほど小さく、硬い地盤ほど大きくなります。標準貫入試験は、地盤調査の中で最も広く行われているもので、地盤特性の量的判断はほとんどN値を基礎にしており、N値から地盤物性を表わす諸定数(例えば**S波***速度等)を推定することもできます。また、N値は**液状化***判定にも用いられています。

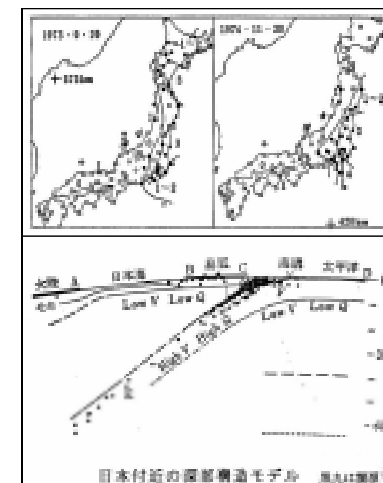


Q値

振動が伝わる途中で弱まる程度(減衰の程度)を示す量のことをQ値と言います。硬い岩盤ほど振動の弱まる度合いが小さく、Q値は大きな値で表されます。

日本海溝から日本列島の下に斜めにめぐりこむ**プレート境界***付近に沿って、地震波の伝わる速度とQ値がその周囲より大きな部分がありますが、このゾーンは、地震波の伝わり方に複雑な効果を及ぼしています。

震源*より距離が遠いにもかかわらず、地震動が大きく観測されるという、いわゆる"異常震域"現象などもその現れです。



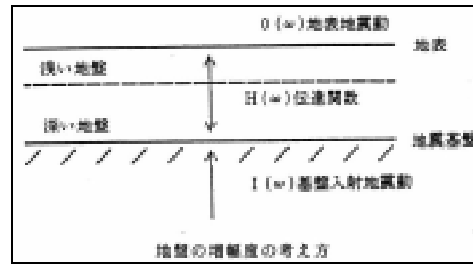
PS検層

地盤の物性値の一つである、**P波***速度および**S波***速度を知るために、ボーリング孔を利用して現地で測定を行う調査をPS検層と呼びます。ボーリング孔内に受振器を降ろし、地表部で起振した時に発生する波を記録する方法が一般的ですが、最近は震源と受振器が一体となったサスペンション型ゾンデを用いる方法も行われています。

通常の方法は、受振器をボーリング孔壁にガス圧等で圧着させ、地表においてP波については"かけや叩き"あるいは"重錘落下"により起振し、S波については厚板を側方より強打する"板叩き法"により起振し、受振器で伝わってきた振動を受振するものというものです。得られた波形記録を解析することによって、地盤のP波速度およびS波速度を得ることができます。

伝達関数 / 増幅特性

ある地震動が地盤を伝わる際には、その地盤の物性値の違いによって周期ごとに増幅される(大きくなる)度合いが違ってきます。この増幅の仕方の違いを、周期と増幅度の関係で表したものを伝達関数あるいは増幅特性と呼んでいます。地震基盤から入射する地震動の特性に、基盤から地表までの間の表層部の増幅特性を掛け合わせるにより、地表での地震動の様子がどのようなものであるかを想定することができます。



重複反射理論

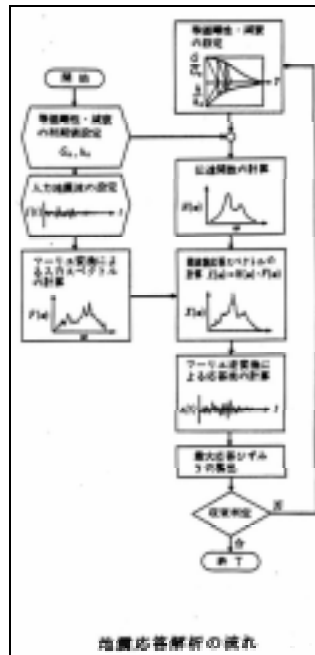
震害を及ぼす地震波としては、S波(よこ波)が最も重要であり、表層部への入射はほとんど鉛直です。この場合、物性値の違う地層の境界面では、波は通過する波と反射する波が現れます。下方から入射した波は、上部の境界面を通過する際、一部は反射され下方へ進みます。下方へ戻った波は、下部の境界面をさらに通過しますが、ここでも一部は反射され上方へ進むものもあります。このように一つの波が入射した際には、境界面を上下に通過・反射を繰り返しながら、波が弱まるまで伝わっていきます。つまり表層部の地盤内で波が閉じこめられたように重複反射を繰り返します。この理論を重複反射理論と呼んでいます。この重複反射理論を用いることで表層部の増幅特性を計算することができます。

卓越周期

地盤を仮にいろいろな周期で揺らしたとすると、非常に揺れやすい周期というものがあります。一般に軟弱な地盤ほど卓越周期は長く、また同じ軟弱層でも層厚が厚くなるほど卓越周期は長くなります。地震波にはさまざまな周期の成分が含まれていますが、地盤を伝わる場合、伝わって行く地盤の卓越周期と同じ成分は、特に大きく増幅されます。

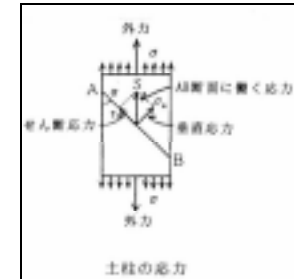
地震応答解析

ある地震波が基盤に入射した時、例えば地表での挙動がどのようなものであるかを解析することを地震応答解析と言います。地盤をモデル化し、そのモデルの物性値(S波速度、剛性率など)を設定し、地震波を入射させ、重複反射理論に基づいて波の伝わり方を計算し、地表での地震動の大きさなどを求めるものです。軟弱な地盤は、地震動を受けると、受ける前に比べて物性値が変化しますが、解析時にはそのような影響も考慮して計算を行います。



応力

静止している物体が外から力を受けている時、その中のある断面の両側には、大きさが等しく向きの反対な抵抗力が働きます。これを応力と言います。応力の大きさは、単位面積当たりの抵抗力で表されます。任意の面に働く抵抗力は、その面に垂直な成分の力(鉛直応力)と、その面に平行な成分の力(せん断応力)に分けられます。



ひずみ

ある形をした物体に対して、外から力を加えると、その物体は形が変わります(伸びたり、縮んだり、体積が変わったりする)。これをひずみまたは変形と言います。ひずみはもとの大きさに対する、変化量の比で表されます。例えばPS検層時の地盤のひずみレベルは10⁻⁶程度(1kmの長さのものが1mm伸び縮みする)であり、10⁻²~10⁻¹程度(1mの長さのものが1~10cm伸び縮みする)を超えると破壊に至ります。

剛性率

せん断弾性定数とも言い、力が加わった時のずれに対抗する度合いを示すもので、応力とひずみの比で求められます。剛性率は地盤で不変のものではなく、地盤内のひずみの大きさに依存して変化します。この依存の度合いは、粘土より砂の方が大きく、また地盤の中の圧力が小さい程、つまり地表に近い土ほど依存性が大きくなります。地震動が作用して地盤が揺らされた時には、剛性は低下します。

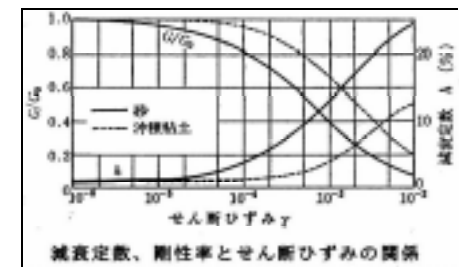
減衰定数

地震動を受けたことによって、地盤内に発生し貯えられたエネルギー(ひずみエネルギー)に対する、損失したエネルギーの割合を減衰定数と言います。減衰定数も剛性率と同じく、地盤内のひずみの大きさに依存しており変化します。地震動が作用した時には減衰する度合いは増大します。一般には、記号としてhが用いられ、比または%で表されます。

Q値とは、 $Q = \frac{1}{2h}$ の関係があります。

動的変形特性

土が持っている特性の一つに、剛性率と減衰定数がひずみの大きさの違いによって変化することがあります。そして、土が地震動を受けた時、その力を受けて変形した状態での(ひずみを生じた時の)物性値の変化が、どのようなものかを示したのが動的変形特性です。この特性は地盤の地震応答解析に用いられる重要なデータです。この特性を求めるには、ボーリング孔内から、乱さないで試料を採取し、その試料を用い、特殊な試験機により試験を行って求めるのが普通です。



地盤種別

地震時における地盤の振動特性によって、工学的に地盤を分類したものを地盤種別と言います。土木の分野では、種、種、種の3分類が用いられ、概略の目安として、種地盤は岩盤、種地盤は沖積地盤のうち軟弱地盤、種地盤は種地盤および種地盤のいずれにも属さない洪積地盤および沖積地盤とされています。地震被害想定では、もっと詳細に地盤の種類を分けるのが普通で、数十～数百種類程度に分類します。

表層地質

地表に分布している地質のこと。例えば、地質区分では同一時期の地層とされる沖積層を、粘性土を主とする地域、砂質土を主とする地域などのように、より詳細に区分して表します。表層地質は、地表における地震動を考える上で重要な要素の一つとなります。

浅い地盤 / 深い地盤

浅い地盤とは、地表から深度50～100m程度までを指し、深い地盤とは**地震基盤***としている堅固な岩盤(S波速度3,000m/s層)の上面から、浅い地盤(深度50～100m程度)の下までを指します。浅い地盤は、主に第四紀の新しい地層によって構成されています。

これまでの地震動解析では、浅い地盤を主として対象としていました。一方近年建設が進められている超高層ビル、長大橋では、これまでよりも少し周期が長い、"やや**長周期***"と呼ばれる震動特性が重要となってきました。そのため、これまでより深い地盤も考慮することが必要で、その際考慮の対象となるのがこの深い地盤の部分です。

人工地震探査

人工的に地盤内(例えばボーリング孔中)で、ダイナマイトなどを使って大きな振動を発生させ、各地に設定した観測点で伝わって来た波を観測します。そして観測記録を解析し、振動の伝わり方から地盤の構造を推定します。このような調査を人工地震探査と呼んでいます。近年では、特に建造物の長大化に伴って、より深い構造を知ることが重要となっており、人工地震探査はこの深い構造を探ることを目的として実施されています。南関東地域では、1975年の夢の島発破実験以来多くの実験が行われています。

なぎさ現象

固い地盤の上に軟らかい地盤のつた地盤構造の端部付近でみられることがある、周囲に比べて大きな地震動(神戸はその一例です。)は、しばしば「なぎさ現象」と呼ばれる場合があります。これは海岸に波が近づくにつれて波高が高くなる現象から類推したものと考えられますが、水の場合と違って、地震波の場合は堅い岩盤が浅くなってくると、岩盤が震動を押し戻す効果が強くなるため、振幅は一般に小さくなります。「なぎさ現象」は直接観測された例もなく、まだ確認された現象とは言えないようです。

焦点効果(フォーカシング)

地震の波は、固い地盤から軟らかい地盤(その逆の場合も)にはいるとき、進路が曲がります。地震の波は硬い岩盤の中で発生し、次第に浅い地盤に伝わって、地表に達しますが、その途中の地盤の堅さによって、進路が変えられます。地盤構造によっては、凸レンズで光が焦点を結ぶように、地表のある地点に集中的に波が伝わって大きな地震動を生じるとの考え方です。「**震災の帯***」を説明する、一つの考え方です。

エッジ効果

段差がある岩盤があって、その段差の低い部分を埋めるように軟らかい地盤が分布しているような地盤構造を考えます。神戸の場合、岩盤の段差の高いほうが六甲山地で、低い部分で軟らかい地盤が分布しているのが市街地です。岩盤の下の方から地震波が伝わってきた場合、一部は直接軟らかい地盤に入って、大きく増幅されます。一部は岩盤の段差の高いほうを伝わって地表まで達しますが、段差の縁(エッジ)付近からは新しい地震波が発生し、軟らかい地盤を水平に進みます。軟らかい地盤の縁から少し離れた場所では、下から来る波と縁から水平に伝わってくる波が同時に到着するため大きな地震動が生じるという考え方です。「**震災の帯***」を説明する、一つの考え方です。

(深い地盤構造を考慮した)3次元解析

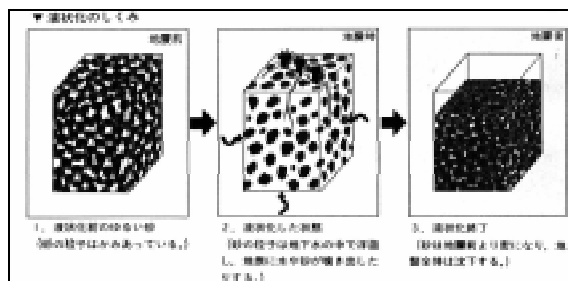
最近の研究によると、震災の帯が出現した理由の一つだけではなく、震源断層での破壊の物理的様子と、地盤構造(深さ数km程度での岩盤の3次元的構造)の複合作用によって生じたものであるとの考え方が有力になっています。これには、軟弱地盤での増幅やエッジ効果も関係しています。このような3次元地盤構造を考慮した解析は、最近の計算機の進歩によって急速な進歩を見せています。もちろんこのような解析を行うためには3次元的な地盤構造を知ることが不可欠です。

5. 液状化に関するもの

液状化現象

地下水位*の高く、緩い砂の地盤が大地震で大きくゆすられた場合、地中の水圧が上がり、ついには砂が水の中を浮いた状態になり、地盤が液体状になります。その時、高い水圧のために泥状とした土が地表に吹き出し(噴砂現象)、地盤が沈下することがあります。

この一連の現象を液状化現象と呼んでいます。液状化現象が起こると地盤が建物を支えきれなくなり、建物は傾いて沈下し、ライフラインにも変形が生じて大きな被害を与えることになります。

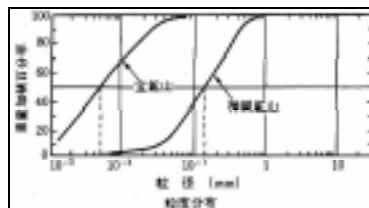


地下水位

ある基準面から測った地下水面の高さのことで、一般には地表面から測った深さや標高で表しています。地下水位は井戸やボーリング孔において、孔内の水面の位置から測定することができます。地下水位が高いと、砂を多く含んだ地盤では液状化現象*が起きやすく、斜面では地すべりが発生しやすくなります。

平均粒径

土はいろいろな大きさの粒子から成っています。その粒子の大きさの分布を粒度分布といって、粒度試験と呼ばれる土をふるいなどにかける試験で分布が調べられます。その結果は、右図のように粒径を横軸に、各々の粒径より細かいものが通過した重量の割合(重量加積百分率)を縦軸にしたグラフで図示されます。平均粒径とは、重量加積百分率が50%に相当する土の粒の大きさのことをいい、 D_{50} とも呼ばれています。



全上載圧 / 有効上載圧

地中ではそれ以外浅の地盤の重量による圧力が常にかかっています。ある深度の全上載圧とは、それ以外浅にある土や地下水を含めたすべての質量による圧力を言い、有効上載圧とは全上載圧から地下水位*以下の浮力分を差し引いた圧力のことを言います。一般に上載圧が高い所では液状化現象*は起きにくくなります。

液状化強度

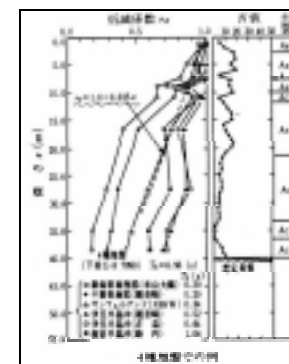
ある地盤が液状化現象*を起こすか起こさないかの境目となる時のせん断力*の大きさのことを言います。この値は土質試験によって算定されます。ただし、同じ土でも有効上載圧*が異なれば、液状化強度は変化します。そこで、液状化強度を有効上載圧で除して液状化強度比として表すことにより、液状化判定をする上で比較可能な値となります。

地震時せん断強度

地震が起こった際、生じるせん断力*の強さのことを言います。地震時せん断強度が土のもつ液状化強度*を上回ればその土は液状化を起こします。地震時せん断強度は通常地表面近くでは、深度方向に減少します。

低減係数

地震時せん断強度*は、通常地表面近くでは深度方向に減少しますが、その減少を表わす指標として低減係数が使われています。この低減係数は液状化の予測に良く用いますが、実際の減少の仕方は地震や地盤によってかなり変化します。そこで、液状化の予測にはその変化を平均化して決めた低減係数を一般的に用いています。



細粒分含有率

土を構成する土の粒子は、その粒子の大きさによって、粒径範囲が0.005mm以下を粘土分、0.005mm~0.074mmをシルト分、0.074mm~2.0mmを砂分、2.0mm~75mmを礫分と区分しています。このうち、粘土分、シルト分を合わせたものを細粒分とよび、土に含まれる細粒分の割合(重量百分率)を細粒分含有率といいます。

F_L 法 / P_L 法

どちらも地盤の液状化の予測を行う際によく使われる手法です。このうち、 F_L 法は、地盤内の深さごとに液状化の可能性を判定するものです。この方法は各深さにおいて、その深度の液状化強度*(R)と地震時せん断強度*(L)との比(R/L)をとって、液状化に対する安全率(F_L)を求めるもので、 $F_L > 1$ なら液状化の可能性があり、 $F_L < 1$ なら可能性が少ないと判断します。

一方、 P_L 法は、ある地点での液状化の可能性を総合的に評価しようとするものです。この方法は上記の F_L 値を深さ方向に重みをつけて足し合わせた値(液状化指数： P_L 値)によって評価するものです。

液状化危険度

ある地震動に対し、地盤が液状化する可能性が高いかどうかを示したものです。通常、 P_L 値*により判定されます。

(判定方法の例)

判定基準	内容
$15 < P_L$	液状化の発生の可能性が高い
$5 < P_L < 15$	液状化の発生の可能性がやや高い
$0 < P_L < 5$	液状化の発生の可能性が低い
$P_L = 0$	液状化の発生の可能性がない

過剰間隙水圧

土が地下水位*以下で水に満たされている場合、土の粒子の間には水が存在し、その水圧はその場所から地下水位までの高さに対応する水の質量と同じです。ところが、緩い砂の地盤が地震によって揺されると、砂の粒子が動いて浮遊状態になり、その地点より浅いところにある土のすべての重みが、圧力として加わってきます。この状態での水圧を過剰間隙水圧と言い、液状化が起こる際には必ず発生するものです。

6. 対策工法に関するもの

動的締固め式サンドコンパクションパイル工法(動的SCP工)

動的SCP工は、振動する振動機を上端に備えたケーシングパイプを地中に貫入し、下端より中詰め材を振動・圧入しながら砂ぐいを構築するとともに、砂ぐい構築時の側方圧力により周辺地盤の密度も増大させて液状化強度を増大させるものである。

静的締固め式サンドコンパクションパイル工法(静的SCP工)

静的SCP工は、強制昇降装置と回転駆動装置などを用いて鋼管ケーシングを先端閉塞の状態を改良する地盤中に貫入させ、所定の深さに達した後に材料を排出しながら、引き抜きと再貫入を細かく繰り返して地中に締った砂ぐいを構築するとともに、砂ぐい間の周辺地盤も側方圧力により締固めて、液状化強度を増大させるものである。補給材には、砂、碎石、再生碎石などを用いる。

本工法による施工では、動的SCP工と共通している事項のほか以下のような特徴と施工中の留意事項が考えられる。

- ・ 施工中の振動・騒音が低減でき、既設構造物への近接施工が可能である
- ・ 近接施工の際には、地盤の変位に留意する必要がある

深層混合処理工法

深層混合処理工は、スラリー状あるいは粉体状のセメント系や石灰系の安定材を改良しようとする地盤の軟弱土と強制混合し、原位置で強固な柱状あるいはブロック状の安定処理土を形成し、地震時の液状化を防止する工法である。

高圧噴射攪拌工法

高圧噴射攪拌工は深層混合処理工の一種であり、固化材スラリーを高圧で噴射させながら、改良する地盤と固化材を強制的に攪拌混合させることにより、原位置で強固な柱状の安定処理土を形成する工法である。高圧噴射攪拌工は切削する方法により、グラウト噴射系、エアー・グラウト噴射系、水・エアー・グラウト噴射系の方法がある。

グラベルドレーン工法

グラベルドレーン工は、地盤中に排水材(碎石杭)を設置し、地震時に基礎地盤中に発生する過剰間隙水圧を消散させることによって、堤体の変形を抑制しようとする工法である。本工法は、液状化対策工法としてどこにでも適用できるが、特に、施工に伴う振動・騒音、あるいは近接構造物への影響が問題となる都市部や既設構造物の近傍などで採用される工法である。

鋼矢板工法

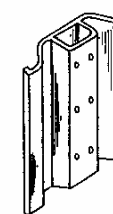
鋼矢板工は、鋼矢板を堤防盛土ののり尻などに打ち込み、地震時の盛土のすべり破壊防止、地盤の液状化に伴う側方流動の防止、および盛土の沈下変形量を抑制しようとするものである。

既設堤防の耐震対策工事に本工法が選定されている主な理由は、以下のとおりである。

- ・ 施工機械が一般的であり、工期も短い。
- ・ 施工条件に応じた施工機械・施工法を選択することにより、周辺環境に影響が少ない低振動・低騒音の施工、狭い場所や既設構造物に近接した場所あるいは橋梁桁下などでの施工が可能である。
- ・ 既設の堤防に対して、堤防を切削することなく対策を行うことができる。
- ・ 長期的な維持管理が不要である。
- ・ 施工範囲の縮小や水質汚濁対策などの施工条件に対する制約がある。

排水機能付鋼矢板工法

鋼矢板工に排水機能を有する鋼矢板を用いることによって、鋼材としての鋼矢板の機能・効果に加え、地震時に鋼矢板周辺地盤の過剰間隙水圧の上昇を抑えることにより地盤の液状化強度の増大が期待できる場合がある。このような場合、鋼矢板に右図に示すような、孔部に土砂侵入防止フィルターが設けられた有孔溝形鋼やドレーンパイプが用いられている事例もある。



排水機能付鋼矢板の例