

津波シミュレーションを使った海洋教育

東京大学海洋アライアンス海洋教育促進研究センター・特任准教授
丹羽 淑博

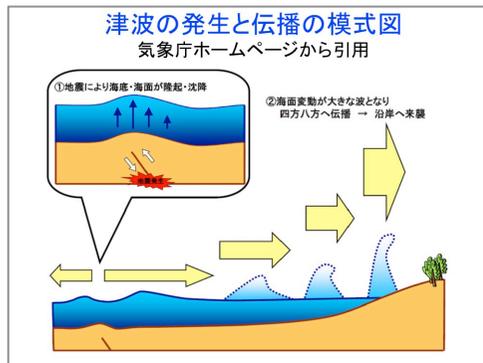
**津波シミュレーション
を使った海洋教育**

東京大学海洋アライアンス
海洋教育促進研究センター
丹羽 淑博

東日本大震災の津波シミュレーション
東京大学地震研究所 古村教授による

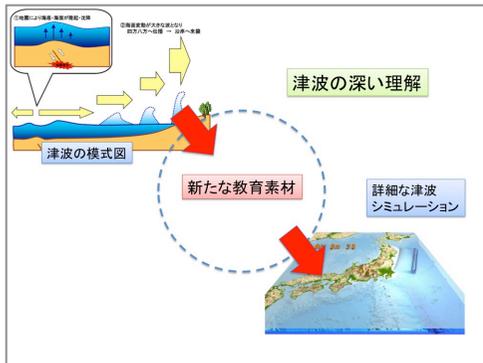


☆詳細かつ正確な津波の数値シミュレーション
⇒津波の予測やハザードマップの作成に必要不可欠。
しかしながら、……
⇒教育素材として見ると複雑すぎる。



これは気象庁のホームページ (<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/known/tsunami/generation.html>) から取ってきた津波の発生と伝播の模式図です。津波は、地震によって海底が隆起・沈降し、それに伴う海面の変動が大きな波となって伝播して、沿岸に来襲するものです。

一方、これは東大地震研究所の古村先生が行った、東日本大震災の津波のシミュレーションです（東大地震研 HP http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/#tsunamisimu）。地震によって起こされた海面の盛り上がりや津波として沿岸へ来襲し、その後も繰り返して津波が沿岸を襲う様子が克明に再現されています。このような詳細かつ正確な津波のシミュレーションは、津波の予測やハザードマップを作成する際に必要不可欠なものですが、教育素材として見ると複雑すぎて、眺めるだけで終わってしまうという問題があります。



津波の深い理解のためには、津波の模式図と詳細な津波シミュレーションの間を埋めるような教育素材が必要になると思われます。

本発表の目的

パソコンで実行できる非常に簡単な数値モデルを利用した、

- ・津波の物理的性質
- ・津波の防災
- ・数値シミュレーションの基礎 (←現代科学技術を支える基礎)

を体感的に学習できる教育素材を提案する。

本発表の構成

- ① 津波の特徴
- ② 津波を支配する物理法則
- ③ 数値シミュレーションの基礎
- ④ 津波の数値シミュレーション
- ⑤ 数値シミュレーションを利用した津波の防災教育

そこで、本発表では、パソコンで気軽に実行できる非常に簡単な数値モデルを利用した津波の物理的な性質、津波の防災、現代の科学技術を支える基礎である数値シミュレーションを学習できる教育素材を提案したいと思います。

本発表の構成は、まずはじめに津波の特徴および津波を支配する物理法則について説明し、数値シミュレーションの基礎についてお話し、それから津波の数値シミュレーションおよびそれをを用いた津波の防災教育についてお話ししたいと思います。

1. 津波の物理的特徴—普通の海の波との対比

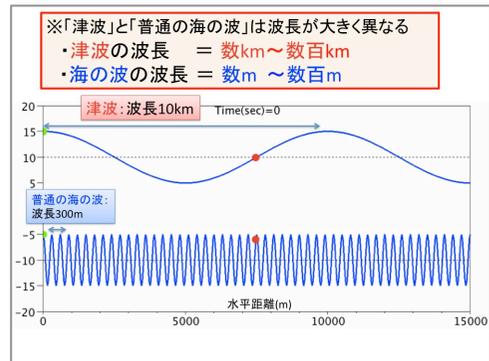
津波の物理的特徴：普通の海の波との対比

津波の原因：地震の断層運動
津波の高さ：～10m以上

海の波の原因：風の力
海の波の高さ：～10m以上

「津波」も「普通の波」も物理的には同じ流体の波

津波は地震の断層運動によって生じますが、海の波は風の力によって生じます。しかし、津波も普通の海の波も、物理的に見れば同じ流体の波です。しかも、普通の海の波でも、沖合にいけば十数 m 以上になることがまれではありません。それなのに津波だけが大きな被害をもたらすのはなぜなのでしょう。

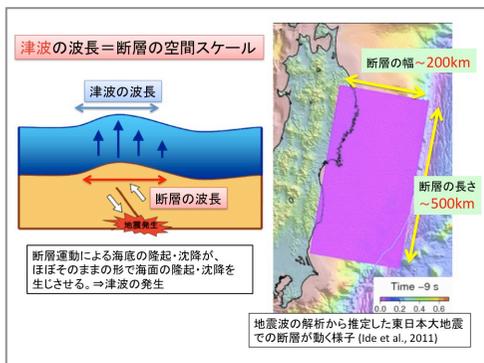


津波と普通の海の波の両者を分ける最も重要な違いは波長です。普通の海の波の波長は数 m～数百 m なのに対し、津波は数 km～数百 km と圧倒的に大きくなっています。そのため、津波は非常にゆっくりと上下に変動し、普通の海の波に比べて速

い速度で伝播します。

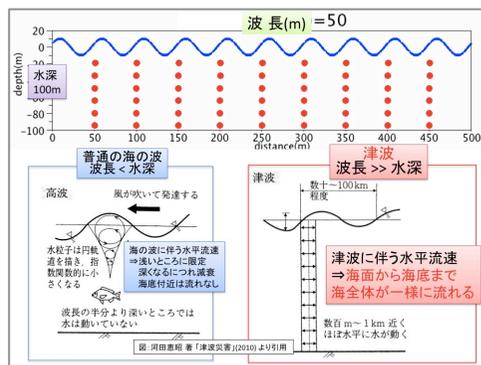


津波が川の流れるように見えたのは、津波の波長が長くて波の峰から谷までの全体像を一度に見渡すことができないからです。

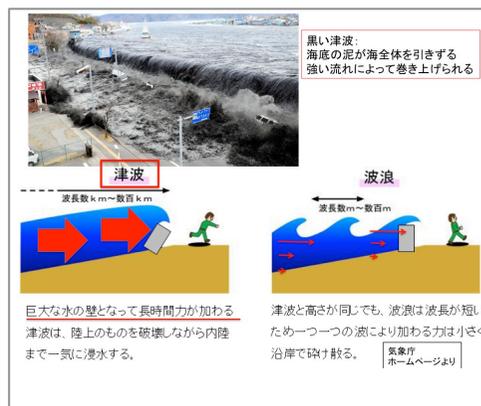


では、津波はなぜ波長が大きいのでしょうか。その理由は単純で、断層の空間スケールが大きいからです。今回の東日本大震災では、断層が約2分間かけて、幅200km、長さ500kmにわたって動くことによって非常に大きな地震が発生しました。このような大きなスケールの運動に応じて、長さ数百kmの非常に波長の長い津波が励起されました。

参照 URL(東大理学部 HP)
<http://www.s.u-tokyo.ac.jp/ja/press/2011/12.html>

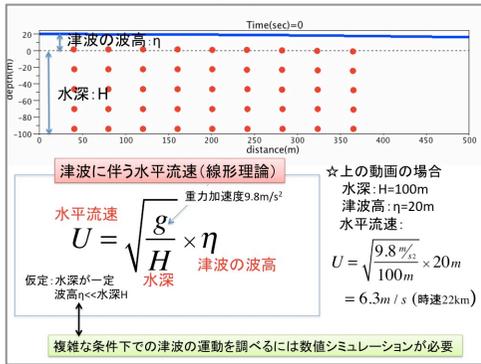


このような津波と普通の海の波の波長の違いは、海の下の流れの運動にも大きな違いを生じさせます。普通の海の波では、波の粒子の流体運動は海表面近くに限定されていますが、波長が大きくなるにつれて波の流れが底の方に浸透し、波長が水深よりも大きくなると、海底も動くようになります。さらに、波長が水深よりもずっと大きくなると、海面から海底まで海全体が一緒に流れるようになります。



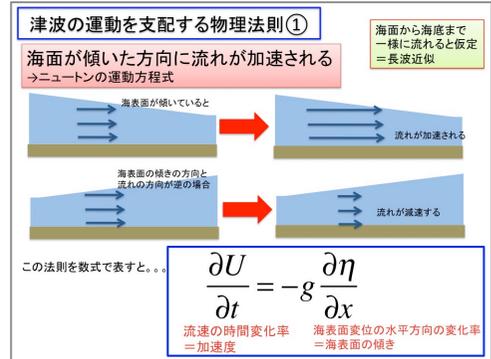
津波が黒い川のように見えたのは、海全体を引きずる強い流れによって海底の泥が巻き上げられたからです。このような強い流れが一気に沿岸へと押し寄せることによって、津波は非常に多くの被害をもたらします。

参照 URL(気象庁 HP) :http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/faq/faq26.html#tsunami_4

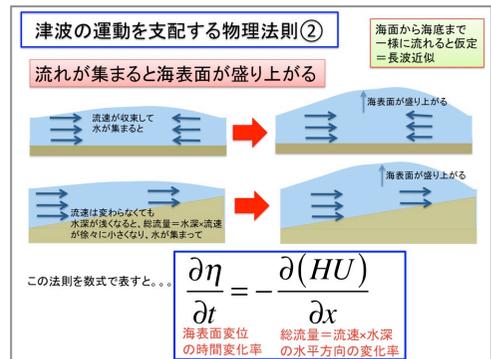


津波の流速は、 $U = \sqrt{g/H} \times \eta$ という等式を使って推定することができます。ここで g は重力加速度、 H は水深、 η は津波の波高です。水深 100m、津波高が 20m の場合、津波の水平流速は時速 22km、人間が全速力で走るのと同じぐらいの速度になります。もちろん水深が浅くなると、あるいは津波が高くなると、流れがもっと速くなります。しかしながら、この式は単純に水深が一定、波高 $\eta \ll$ 水深 H という仮定に基づいて理論的に導いたもので、もっと複雑な条件下での津波の運動を調べるには、数値シミュレーションを行う必要があります。

2. 津波の運動を支配する物理法則



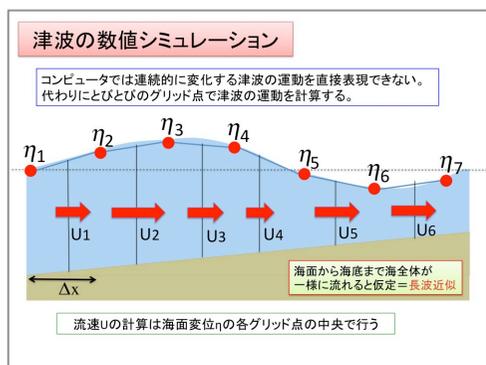
数値シミュレーションを使って津波の運動を調べるために、津波の運動を支配する物理法則について説明します。津波の運動を支配する物理法則は二つあります。一つは、海面が傾いた方向に流れが加速されるということです。これはニュートンの運動方程式に基づきます。海表面の傾きが流れの方向と逆の場合は、流れは減速します。この法則を数式で表すと、 $\partial U / \partial t = -g \partial \eta / \partial x$ となります。左辺は流速の時間変化率つまり加速度、右辺は海表面変位の水平方向の変化率つまり海表面の傾きの強さを表しています。



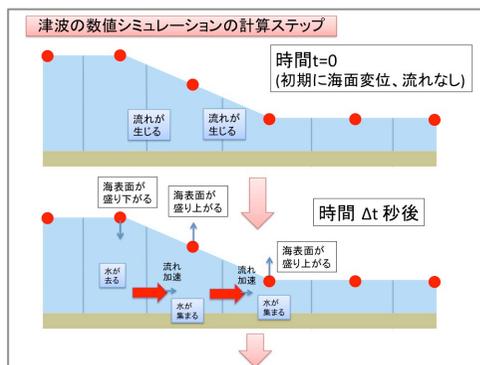
もう一つの津波を支配する法則は、流れが集まると海表面が盛り上がるというこ

とです。速度が同じでも、深さが徐々に浅くなってくると総流量＝水深×流速が徐々に小さくなり、水が集まって海表面が盛り上がります。この法則を数式で表すと、 $\partial\eta/\partial t = -\partial(HU)/\partial x$ となります。左辺は海表面変位の時間変化率、右辺は総流量＝流速×水深の水平方向の変化率を表しています。

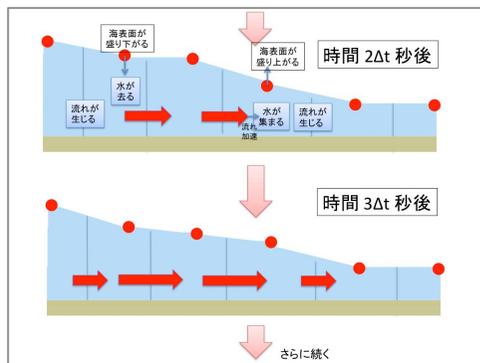
3. 数値シミュレーションの基礎



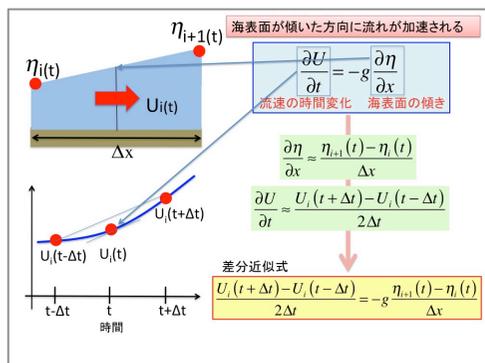
数値シミュレーションでは、今の二つの物理法則を使って計算していくのですが、コンピュータの中では連続的に変化する津波の運動を直接表現することができないので、代わりに Δx 離れた飛び飛びのグリッド点で津波の運動を計算します。流速 U の計算は、海面変位 η の各グリッド点の中央で行います。ここでは津波の運動を考えているので、海表面から海底まで一様に流れることを仮定しています。



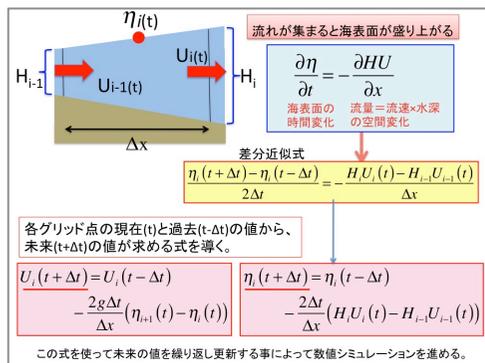
実際に数値シミュレーションがどのように進行するかというと、まず時間 $t=0$ のときに、海面が傾いていて、流れがないと仮定します。傾いている部分に流れが生じようとするので、ある短い Δt 秒後には流れが生じます。そうすると、水が去ったところの海表面が盛り下がり、水が集まったところの海表面が盛り上がります。



さらに $2\Delta t$ 秒後には、海表面はこのような状況になります。そうすると、新たに海表面が傾いたところに流れが生じて、海表面の盛り下がりと盛り上がりが生じて、 $3\Delta t$ 秒後にはこのような状況になっています。このようなことを繰り返すことによって、数値シミュレーションが進行していきます。

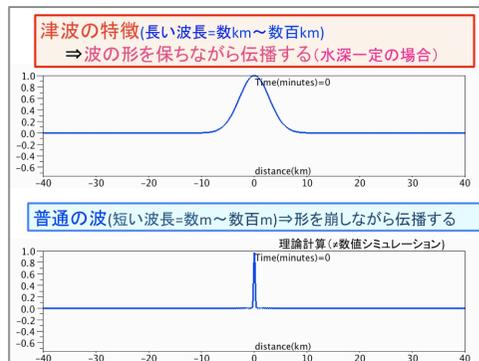


実際の数値シミュレーションを行う際には、それぞれの時間で海面変位と流速がどのような値を持つのかを津波の支配方程式に基づいて計算していく必要があります。まず、運動方程式 $\partial U / \partial t = -g \partial \eta / \partial x$ を、グリッド点の値で表現される差分近似式で置き換えます。



流れの海面時間変位を計算する式 $\partial \eta / \partial t = -\partial(HU) / \partial x$ も、差分近似式で置き換えます。そして、この差分近似式を書き換えることによって、各グリッド点の現在 (t) と過去 (t - Δt) の値から、未来の (t + Δt) の値を求める式を導くことができます。この式を繰り返し使って未来の値を更新していくことによって、数値シミュレーションを進めることができます。

4. 津波の性質

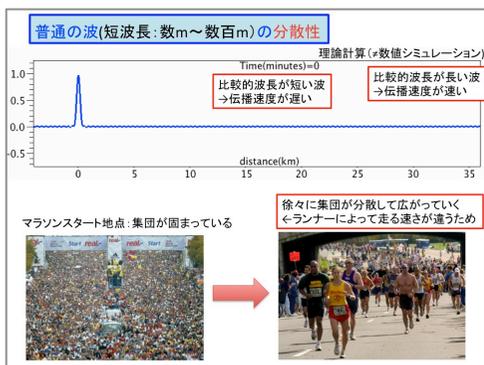


実際に数値シミュレーションを行った結果を見ていくと、海の中で地震が発生して海面が盛り上がると、波は左右二つに分かれて波の形を保ちながら伝播していきます。これが長い波長を持つ津波の運動の特徴です。

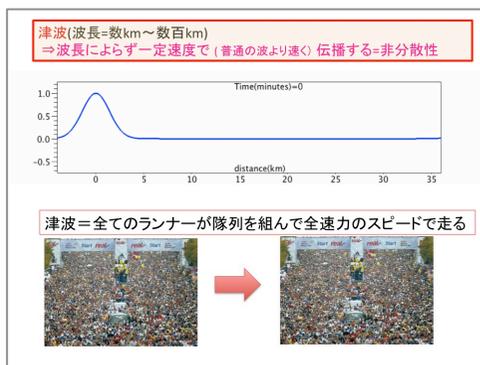
一方、下に示したのは波長の短い普通の波の振る舞いですが、普通の波は徐々に細かくなり、形を崩しながら伝播していきます。これは波の分散性といわれる性質です。



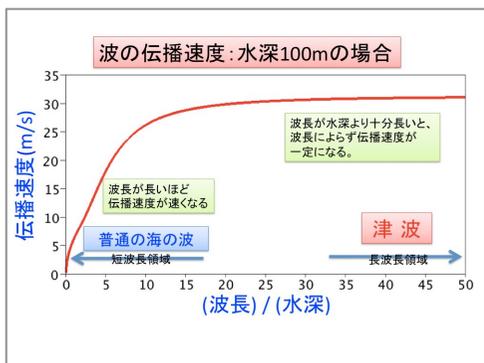
実際、これは東大の三四郎池に小石を投げこんだときに見える波の様子ですが、波の分散性のため波が広がって伝わるにつれて徐々に波が細かくなって消えてしまうようすが見られます。



波がどんどん分散してしまうのは、普通の波のうち比較的波長の長い波は伝播速度が速く、比較的波長が短い波は伝播速度が遅いためです。これは丁度マラソンレースでランナーごとに走る速度が違うのでスタート後にレースの隊列が徐々に崩れて広がっていくのと同じ理屈です。



津波が形を崩さずにそのまま伝播するのは波長によらず一定の速度で伝播するためです。ちょうどマラソンで全てのランナーが隊列を組んで形を変えずに全速力で走ることに対応します。津波が大きな被害をだすのは隊列を組んでそのまま沿岸に到達するためです。また形を変えずに非常に長い距離を伝播します。



これは波の伝播速度のグラフです。普通の海の波に対応する波長が短い領域では、波長が長いほど伝播速度が速くなり、あるところで頭打ちになります。そして、波長が水深より十分長くなると、波長によらず伝播速度が一定になります。この長波長の領域が津波の領域に対応しています。津波が形を変えずに伝播するのは、波長によらず波の伝播速度が一定であるからです。

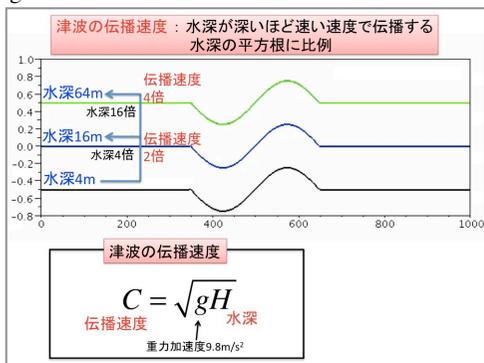


チリ津波の数値シミュレーションの結果を見ると、津波の第一波が形を変えず太平洋をずっと横断している様子が分かります。途中で海底地形などにぶつかって隊列が崩れてしまうのですが、基本的に津波は形を変えることなく非常に長い距離を伝播するという性質を持っています。

南米大陸で発生した津波の数値シミュレーション動画は以下の URL(気象庁 HP)で見える事

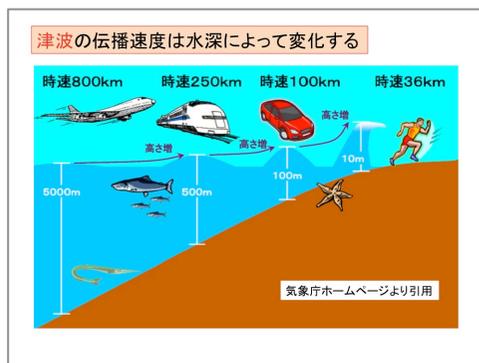
ができます：

<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/known/tsunami/generation.html>



次に、津波がどれぐらいの速度で伝播するのかを、シミュレーション結果で見えます。これは、水深が4m、16m、64mの場合の津波の伝播をそれぞれプロットしたものです。これを見ると、水深16mのときは水深4mの速度の2倍、水深64mのときは4倍の速さで伝播していることが分かります。水深が4倍、16倍になっていて、伝播速度が2倍、4倍になっていることから、津波は水深が深いほど速く伝播するのですが、水深の平方根に比例して津波の速度が速くなっていくことが分かります。

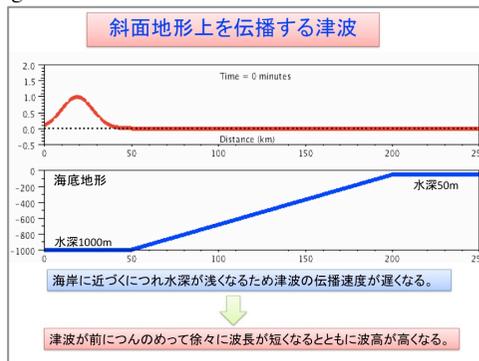
実際に、津波の伝播速度は $C = \sqrt{gH}$ という式で表すことができます。



この公式を使って津波の伝播速度を計算すると、水深5000mだと時速800km、水深500mだと時速250kmという形で、水深によって津波の伝播速度が変化していきます。

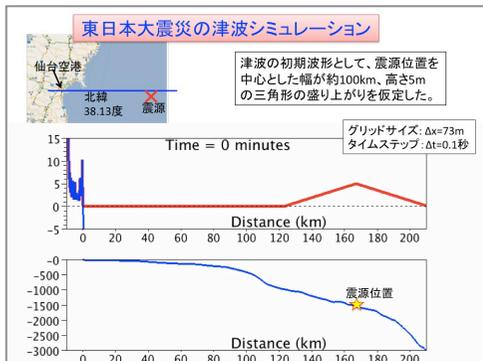
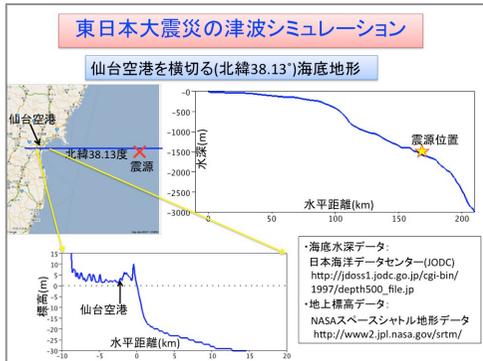
参照 URL(気象庁 HP):

<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/known/tsunami/generation.html>

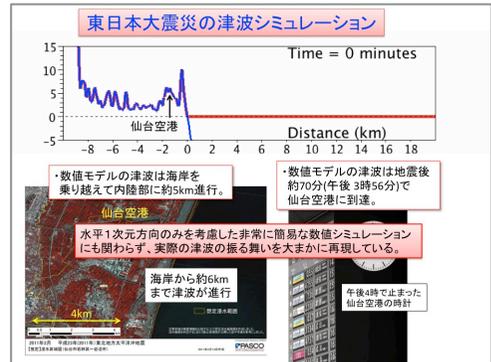


次に、斜面地形上を津波が伝播の様子を見ていきます。海岸に近づくと水深が浅くなるので、津波の伝播速度が遅くなっていきます。そうすると、津波が前のめりになって波長が短くなるとともに、波高が高くなります。これが沿岸で大きな津波の波高が高くなる理由の一つです。

5. 東日本大震災の津波シミュレーション



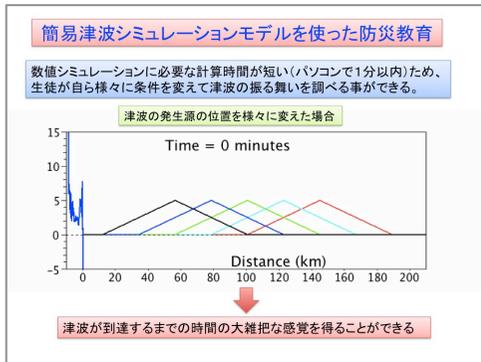
今説明したのは非常に理想的な場合でしたが、もう少し現実的な場合を考えて、東日本大震災の津波のシミュレーション結果を見ていきます。ここでは仙台空港を横切る北緯38.13度の線に沿った部分だけで津波の運動を考え、津波の初期波形として、震源位置を中心とした幅100km、高さ5mの三角形の盛り上がり仮定します。グリッドサイズは73m、タイムステップは0.1秒で計算しました。これを見ると、浅くなるに従って速度を遅くしながら岸へと来襲する様子が再現されています。



岸の付近だけ拡大してみると、津波が来て、海岸にぶつかって跳ね上がって、津波の一部が内陸へと侵攻していく様子が再現されています。地震発生後70分で仙台空港に到達し、約5km内陸部に津波が進行しています。地震が発生した時間は午後2時46分なので、この数値モデルの中では午後3時56分に津波が仙台空港に到達したことになります。

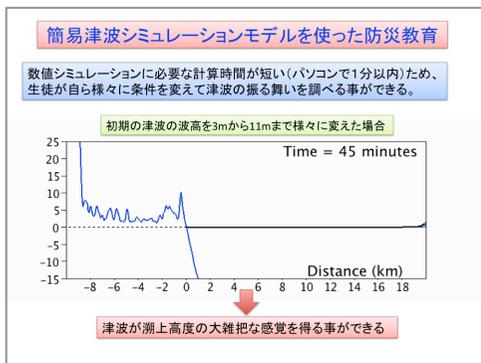
実際、仙台空港の時計は午後4時で止まっており、海岸から約6kmまで津波が進行しています。このように、この数値モデルは水平一次元方向のみを考慮した非常に簡単なモデルですが、実際の津波の振る舞いを大まかに再現することができます。

6. 数値シミュレーションを利用した津波の防災教育

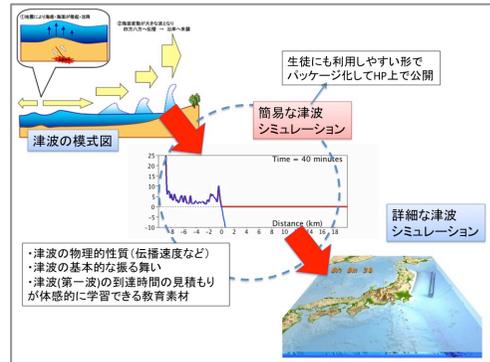


この数値シミュレーションは非常に簡単で、パソコンでも一つの計算が1分以内で終わるため、生徒自らがこの数値シミュレーションで結果を得て、津波の振る舞いを調べることができます。

例えば、津波の発生位置をさまざまに変えてシミュレーションを行ってみると、津波がどれぐらいの時間をかけて伝播するのかという大ざっぱな感覚を得ることができます。



また、初期の津波の波高を変えて計算すると、津波の波高がどれぐらいだとどれぐらい内陸まで波が進行するのかという感覚も得ることができます。



以上、津波の模式図と詳細なシミュレーションの間のギャップを埋める簡易な数値シミュレーションをご紹介します。今後は、生徒にも利用しやすい形でパッケージ化して、ホームページ上で公開していきたいと思えます。



ただ、このシミュレーションで再現できるのは第一波が伝わるまでです。第一波が伝わった後に何度も津波が来襲する様子は再現することができません。第一波が来襲した後は、水平二次元モデルを利用する必要があります。ご清聴ありがとうございました。

質疑応答

(質問者 1) 方程式がよく分からなかったのですが、非線形の波は方程式の中ではど

うなっているのでしょうか。

(丹羽) 説明を簡単にするために非線形は書いていませんが、ちゃんと入れてあります。ただ、非線形項の影響が効いてくるのは津波が岸に到達する直前からだけで、沖合で発生した津波が海を伝播する大部分のあいだの振る舞いはスライドで示した数式(非線形項を省いた式)で記述できると言っていると思います。

(質問者 2) 第一波が来る前に、実際には引き波がありますが。

(丹羽) この数値シミュレーションでは最初に三角形の山の形を仮定しましたが、実際には断層によって海底が沈降したところで波が負の形になっていて、それが先に伝わることで引き波が起きます。引き波が起こるのは、単に初期の津波の形がへこんでいるからです。

(質問者 3) 伝播速度は深さのルートに比例して一定速度で進むと思うのですが、海表面が傾いた方向に加速されるという話と矛盾するように思ったのですが。

(丹羽) 津波の波の動きと、水そのものの動きは全く別のものです。津波が伝播してある地点に到達するとその地点の水が加速されて動きだします。その水の加速のされ方を記述するのがスライドに示した 1 番目の式 $\partial U/\partial t = -g\partial\eta/\partial x$ です。津波によって水が動かされるのは津波がエネル

ギーを運ぶからで、そのエネルギーが運ばれる速度が \sqrt{gH} という一定値で与えられることになります。

(質問者 4) 津波が沿岸域に近づくほど高くなるというのは、津波の危険性の一番大事なことで、高くなる物理的な原理の理解も大事だと思うのですが、これは海底面と水の摩擦によって引きずられるように遅くなるということですか。

(丹羽) 単純に、前の方は津波が岸に近づくにつれて伝播速度が遅くなるのに、後ろの方は速いままなので、だんだん行列が詰まって行って、エネルギーを保存するので波高が高くなるということです。

(質問者 4) その遅くなる理由はどのようなことですか。

(丹羽) 津波の伝播速度 \sqrt{gH} と水深の平方根に比例するからなのですが、この伝播速度の公式がどうやって導出されるのか、詳しくは追記を参考にして下さい。

(質問者 4) あと、湾が狭まっているほど高くなるというのと、相乗効果ですよ。

(丹羽) そのとおりです。実際、岩手県のリアス式海岸などでは湾が狭まっている効果が非常に大きいです。ちなみに、理論的には津波の波高は水深 H の 4 乗根 $\sqrt[4]{H}$ に反比例、リアス式湾の幅 W の平方根 \sqrt{W} に反比例して増大します。つまり水深

1600m の沖合で発生した津波が水深 50m のリアス式湾の湾口付近まで伝わると波高は $\sqrt{1600/50} \approx 2.4$ 倍に増幅される。さらに、例えば湾奥の湾の幅が湾口に比べて $1/4$ のリアス式湾内を津波が進行すると $\sqrt{4} = 2$ 倍に増幅される。結局、二つの効果で、湾奥で津波は $2.4 \times 2 = 4.8$ 倍に津波の振幅は増幅されることになります。このモデルでは水深の影響は考慮していませんが、湾が狭まっている効果も方程式を変えることによって取り入れることはできます。

追記：津波の伝播速度の導出

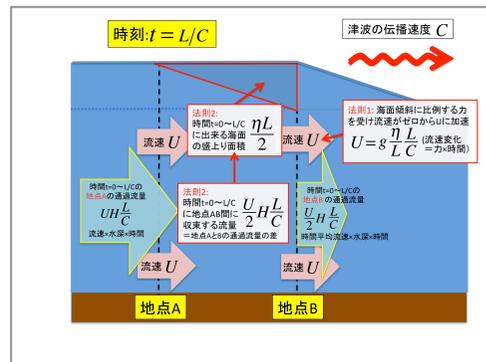
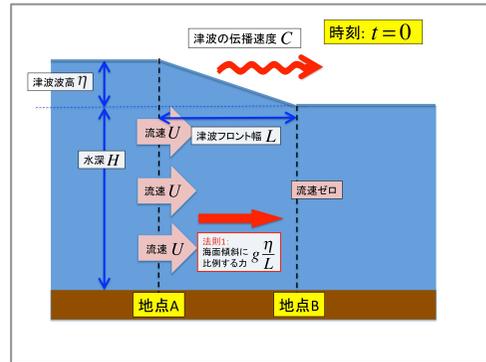
津波の伝播速度の公式 $C = \sqrt{gH}$ は大学専門課程の流体力学や海洋物理学の授業で習う事柄であるが、ここでは単純な物理法則だけを前提にして公式を導出してみる。

津波の運動は二つの物理法則によって支配されている。

「法則 1」：海面が傾いた方向に傾きに比例した力が作用して流れが加速される。

「法則 2」：流れが集まったところで海面が盛り上がる。

この二つの物理法則を下のスライドに示した津波に適用してみる。



津波のフロントの幅を L 、波高を η 、海中の流れの速度を U 、津波の伝播速度を C とする。スライド1は地点 B に津波フロント前部が到達した時刻 $t=0$ 、スライド2はフロント後部が通過直後の時刻 $t = \frac{L}{C}$ の様子である。「法則 1」より、地点 B では海面の傾き（と重力加速度）に比例する力 $g \frac{\eta}{L}$ が $t=0$ から $t = \frac{L}{C}$ まで作用し、その結果、流速がゼロから U まで加速されるので、 $U = g \frac{\eta}{L} \frac{L}{C} (= \text{力} \times \text{時間}) \Rightarrow \frac{U}{\eta} = \frac{g}{C}$ (式 1) が成立する。次に「法則 2」を地点 A と B の間の領域（領域 AB）に適用する。地点 A では時間 $t=0 \sim \frac{L}{C}$ の間に水深全体で $UH \frac{L}{C}$

(=流速×水深×時間)の量の海水が領域 AB に流入する(ここで波高 η が水深 H に比べて無視できる程小さい $\eta \ll H$ と仮定した)。一方、地点 B では時間 $t=0 \sim \frac{L}{C}$ の平均流速が $\frac{U}{2}$ なので $\frac{U}{2} H \frac{L}{C}$ の海水が領域 AB から流出する。従って、領域 AB には流入と流出との差である $\frac{U}{2} H \frac{L}{C}$ の海水が集まることになる。この集まった海水の量がスライド 2 の三角形の赤線枠内の海面の盛り上がりの面積 $\frac{\eta L}{2}$ ($t=0$ と $t=\frac{L}{C}$ とで領域 AB を占める海水の面積の差)に対応するので、 $\frac{U}{2} H \frac{L}{C} = \frac{\eta L}{2} \Rightarrow \frac{U}{\eta} = \frac{C}{H}$ (式 2) が成立する。以上より式(1)(2)が等しいので $\frac{g}{C} = \frac{C}{H}$ の関係が成り立ち、これから津波の伝播速度が $C = \sqrt{gH}$ と求められる。