

Linux を用いた数値シミュレーション —津波と地震波伝播— 岡本義雄（大阪府教育センター）

1. はじめに

筆者は従来より、PC（パーソナルコンピュータ）上で N88BASIC（MSDOS 版）を用いた各種の教材用数値シミュレーションを開発してきた（例えば岡本, 1999）。しかし、この言語が走る PC はすでに新製品市場から姿を消し、現在では MS Windows ベースのいわゆる DOS/V 互換機が一般的になっている。筆者の経験から言って BASIC 言語の教材開発における利便性が消えたとは到底思えないが、PC におけるデファクトスタンダード（業界標準）の流れに逆らうことは現実的でない。そこで DOS/V 互換機で教材を開発するプラットフォーム OS として本稿では Linux の使用を提案する。Linux に関する詳しい記述はここでは略するが、プログラム開発環境がフリーウェアで備わり、作成プログラムの配布に関するライセンスの問題が生じにくい点は教材用として大変有望である。ここではこれを用いた数値シミュレーション 2 題を紹介する。

2. 津波シミュレーション

津波は比較的簡単な数式で数値シミュレーションによる自然現象再現の威力を感じとれる数少ない題材の 1 つである。本稿では岡本（投稿中）に準じて、1946 年南海地震津波の数値シミュレーションの計算を Linux 上の c 言語と Xlib を用いて行った。

<水深データ>

地質調査所のサーバー (<http://www.aist.go.jp/GS/dMG/free/japan/Intro.html>) 上の JPN.1960.2680.grd という約 1km メッシュの水深データを用いる。これを GMT (Generic Mapping Tool, Wessel ほか 1995, UNIX 上のフリーウェア) で当該海域を切り取る。この作業は岡本（投稿中）に詳しい。なお、本稿では地形の影響をより詳しくみるため、上記水深ファイルを線形補間した約 500m メッシュの水深データを作成し用いている。

<計算式等>

線形長波近似の津波の方程式を数値的に解く方法（岡本, 投稿中）を用いた。詳細は文献にゆずる。

<初期海面>

相田（1981）による 1946 年南海地震の断層モデルから、これを大幅に簡略化した地震時の海底変動を仮定し、初期海面変動と等しいと置いて計算を実行した。他の条件は投稿中の文献と同じである。

<計算結果>

図 1 に計算結果のスナップショットを示す。紀伊水道から大阪湾に突入する津波の様子が刻々と計算され、教材として効果的だと思う。断層モデルを用いた計算では、単純なガウス関数状の海面隆起を与えた簡略計算より、津波の周期が伸び、友ヶ島付近での波の減衰が少ないように感じる（大阪湾へ進入

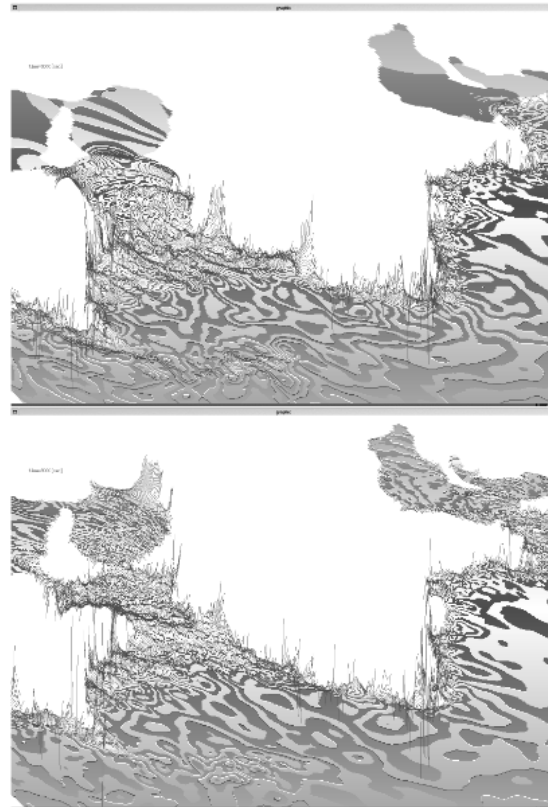


図 1. 1946 年南海地震津波計算の例。上（50 分後）：大阪湾に突入しようとする津波，下（150 分後）：大阪湾付近に寄せる津波

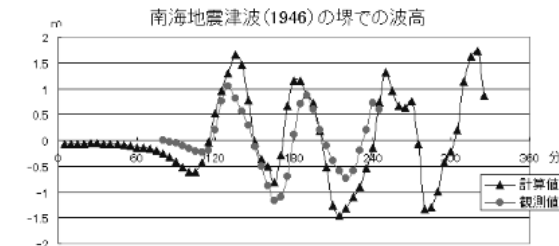


図 2. 津波波高の大阪堺での観測値と計算値

する津波が大きくなる。図 2 に堺での検潮記録（相

田, 1981 による）と本計算との対比を示す。細部に差はあるが到着時刻やフェイズの傾向はよく再現されている。

3. 地球内部地震波伝播シミュレーション

地球内部の地震波の伝播シミュレーションとして昨夏、1995 年兵庫県南部地震の際の“震災の帯”を再現するものを発表した（岡本, 1998）。本稿ではこのとき用いた SH 波の式ではなく、P-SV 波の伝播式を用いた地球内部（マントル、コア部分）の地震波伝播シミュレーションを作成した。地球内部構造に関連する地震波の屈折や反射を解りやすく表示することが目的である。

<計算式>

Virieux (1986) に示された P-SV 波の差分式を地球内部の物質の密度及び弾性定数（境界条件に相当）の元で数値的に解き、波の伝播を表示する。計算式の一部を下に示す。昨夏のものとは異なり、媒質の波動速度 (u,v) を計算していることに注意。

$$U_{i,j}^{k+1/2} = U_{i,j}^{k-1/2} + \frac{1}{\rho_{i,j}} \frac{\Delta t}{\Delta x} (S_{i+1/2,j}^k - S_{i-1/2,j}^k) + \frac{1}{\rho_{i,j}} \frac{\Delta t}{\Delta z} (K_{i,j+1/2}^k - K_{i,j-1/2}^k)$$

$$S_{i+1/2,j}^{k+1} = S_{i+1/2,j}^k + (L+2M)_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta x} (U_{i-1/2,j}^{k+1/2} - U_{i+1/2,j}^{k+1/2}) + L_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta z} (V_{i,j+1/2}^{k+1/2} - V_{i,j-1/2}^{k+1/2})$$

[V, T, K a 等] U, V: 速度の各成分 S, T, K: 応力の各成分 (略) ρ: 密度 L, M: 弾性定数 i, j: 空間格子 k: 時間2分

<地球内部構造の設定>

地球内部を 20km メッシュの格子 (640*640 の格子) に分割し、PREM モデル (1981) に基づき、各格子点の媒質の密度 ρ, 弾性定数 μ (剛性率), λ を設定した。

<計算結果>

計算結果をフリーウェアのレイトレーシングソフト POV-Ray で CG 処理したものを示す。初期条件は地表で、鉛直下方向のストレス (応力 τ) を δ 関数状に与えて計算した。P 波と S 波が同じに発生するが、S 波は遅い。しかも外核内に入った S 波は波面が減衰してよく解らなくなる。また、外核表面で上記 2 種類の波が反射波を発生しているのがわかる。より詳細に見ると、P 波が外核表面に当たって、速い反射波 (PcP) と遅い反射波 (PcS : P-S 変換波) の 2 種類が出てくるのもわかる (図 3 上)。

時間が経つと核をとおり抜けた P 波は地球の反対側に届く。さらに地球表面に沿って S 波より遅いが振幅の大きな表面波の伝播の様子もよく解る。

<留意点>

仮定した震源から出る P 波の振幅はストレスと直

交方向（地表面）で 0、また S 波は同様に、ストレスの方向（鉛直方向）に 0 となることが波動理論より予想される。媒質の運動は断面の面内で生じるが、それでは解り難いので簡易的に、媒質の速度成分 (u,v) の 2 乗の平方根を断面と直交方向の変位で表示している。また、波の波長や振幅と地球の大きさとのスケールは考慮していないので、伝播の大まかな概要を示す以外の正確さは期待できない。

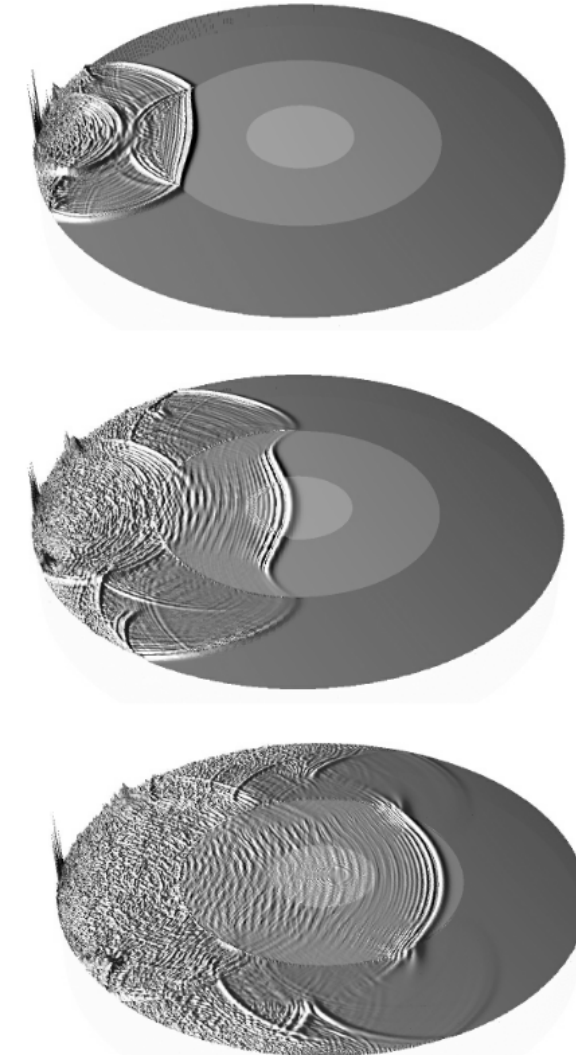


図 3. 地球内部の P-SV 波の伝播。上（6 分後）：核に入った P 波と遅れた S 波が見える。中（9 分後）：S 波が核で減衰している。マントルに地表面での反射波 (PP, PS など) が見える。下（15 分後）：外核から再び出ようとする P 波 (PKP),

<文献 (一部略)>

岡本義雄：地学教育, 投稿中
相田 勇：地震研究所彙報 56, 713-730, 1981
岡本義雄：地学教育研究岩手大会要項, 48-49, 1998
J. Virieux : Geophysics. 51, 889-901, 1986