

葛根田地域をモデルとした弾性波シミュレーション

菊地恒夫¹⁾

1. はじめに

岩手県葛根田地域は、地熱発電所の建設とその後の発電所拡張事業に伴い、周辺一帯の地質構造が良く調査されている(加藤ほか, 1993)。そこでその調査結果からモデルを作り、同地域では波動がどのように伝わるのか検討してみた。

作成したモデルとは葛根田地域の断面を数多くの規則的な格子に分けたものである。シミュレーションの方法は、その格子にP波速度、S波速度および密度を与えておき、波動方程式を数値的手法(差分法)により解くというものである。

このような解析を行う際に気を付けなければならないのは、得られる結果は近似的なものだということである。例えば、自然界では波が伝わる時は、媒質の内部摩擦などにより減衰を起こす。今回の解析ではこのような現象は考慮していない(考慮したプログラムも作成したが、とてつもなく大きなメモリが必要で、現在使える計算機ではなかなか実行できない)。また、地下構造という連続したものを、格子というとびとびのもので表すわけであるから、そこに無理が生ずる。格子の間隔を無限小にすれば、連続体になるが、そのようなことは実際には出来ない。したがって、今回の解析で得られた結果は一般的には格子間隔の2乗のオーダーの誤差を含む。また、当然数値計算に伴う計算機内での丸め誤差も含む。実際問題としては、このような誤差が、得られた解に対して十分小さければよいわけである。

2. 数値計算の方法

数値計算のやり方として、最初に半無限構造と言った極く単純なモデルで計算し、理論解と比較す

る。比較の結果、理論解と十分良く一致したら、同じプログラムを使用して、今回計算した葛根田モデルのような複雑なものを計算する。

また、モデルを作成する場合、どのような現象を知りたいかによって、モデルは変わってくる。例えば、周波数が1 Hz以下といった低周波の地震波が、葛根田地域ではどう伝わるかという時に、数メートル程度の構造はほとんど問題にならない(正確に言えば、地震波の波長と格子間隔の比が問題となる。波長が極端に長いのに、格子間隔を小さくすれば、計算量が膨大になり、丸め誤差が蓄積しやすくなる。逆にすると、計算そのものが不安定になり、発散してしまう。波長は、モデルに与えたP波速度やS波速度と周波数で決まる。速度が大きくて、周波数が小さい場合、波長は長くなる)。そのような場合には、エイヤーと格子間隔を大きくして大胆なモデルを作る。逆に、周波数が高い場合には、格子の間隔を小さくする。差分法では、周波数がこれぐらいなら格子間隔がこれぐらいという関係がある。

もう一つは計算する時間間隔である。差分法では、時間0ではすべての格子点で変位は0とし、ある点に振動を与えてその振動が時間が経過する毎にどのように伝わるのか、時間ステップ毎に解を求めていく。この時間ステップが長すぎると、計算はやはり発散してしまう。時間ステップと格子間隔の間には、やはり、こういった値にすればうまく計算できるという関係がある。

以上のような注意事項を頭において、計算を実行するわけである。数値計算の手順を簡単にまとめると、

- 1) 地質構造調査の結果からモデルを作る。
- 2) そのモデルから波がどのように伝わるか数値計算を行う。

1) 地質調査所 地殻熱部

3) 得られた計算結果(例えば, 地表面の波形)と実際に観測された波形を比較することにより, 仮定したモデルが正しいか検証する.

4) もし, 両者が一致しなければ, モデルを変えて, 一致するまで計算を続ける.

というプロセスになる. ところが, ここで3)の段階でハタと困った. すなわち, 実際に観測された適当なデータがないのである. そこで仕方なく, 2)の段階までやっておこうとした結果が, 今回報告する内容である.

幸いなことに, その後(1993年11月)に NEDO が葛根田地域で発破調査を行い, 地表でその波形を観測することが出来た. 現在はそのデータを使って, 3)と4)のプロセスを実行しようと計画中である.

なお今回使用した差分法は, staggered grid finite-difference(互い違いの格子を使った差分)法(Luo and Schuster, 1990, Yoon and McMechan, 1992)と呼ばれるものである.

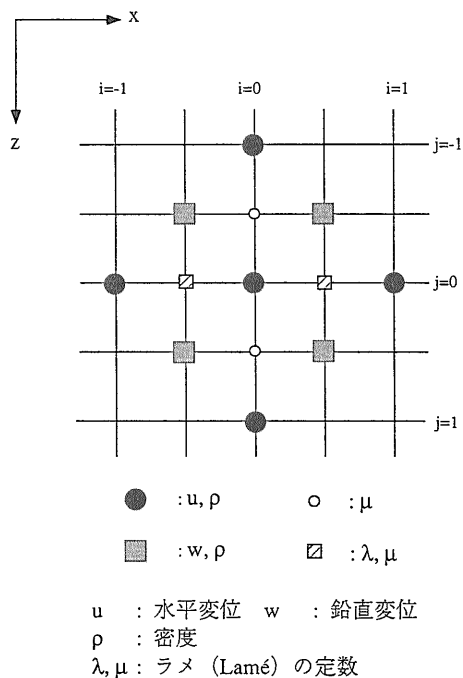
3. staggered grid finite-difference 法について

本方法は差分法(finite-difference method)の一種である. 二次元の弾性波シミュレーションにおける通常の差分法は, 計算領域を格子に区切り, その格子上で水平変位および鉛直変位を波動方程式から計算する. staggered grid finite-difference 法では, 各々の変位を計算する格子が互い違い(staggered)になっている. また, 密度やP波速度およびS波速度(実際にはラメの定数を与えた)などの与え方も一般的な差分法とは異なっている(第1図). この計算法の特徴は, 計算領域中に液体-固体といった物性値が大きく異なる境界が存在していても, 各格子にその物性値を与えてやれば, 境界を意識する必要がない点である. 以上の点が, 本方法のミソである.

4. 葛根田地域の地質モデルおよびシミュレーションモデル

第2図に葛根田地域の地質モデルを加藤ほか(1993)から引用して示した. この地質モデルから, 第3図に示すシミュレーション用のモデルを作成

Staggered Grid Finite-Difference Method



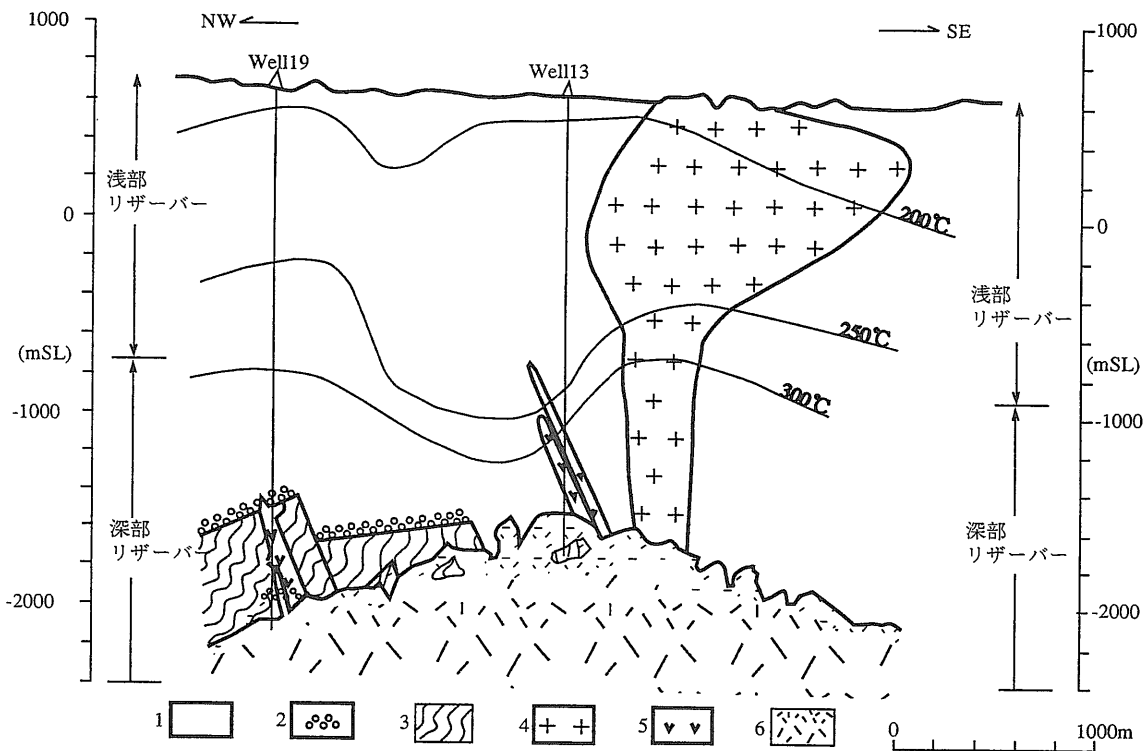
第1図 差分法(staggered grid finite-difference method)の各パラメータの与え方. 水平変位 u と鉛直変位 w は同じ格子ではなく, 互い違いの格子上で計算する.

した. 各層のP波速度, S波速度および密度は地質モデルから推定した.

各層のうち, aは第三系, bは貫入岩である鳥越ノ滝デイサイト, cは先第三系, dは石英閃緑岩であり, eは貯留層をイメージしたものである. aからdまでの地層は, 第2図に示した地質図をなるべく忠実にモデル化したが, eの貯留層については位置と物性値は全く適当に仮定されている.

モデルは2つ作成した. 1つは貯留層がないモデル, もう1つは貯留層があるモデルである. 2つのモデルで, 第3図中の黒の三角で示したような観測点で観測される波形がどのように変わるか検討した. 観測点は地表面に5点, 震源の近傍に5点設けた.

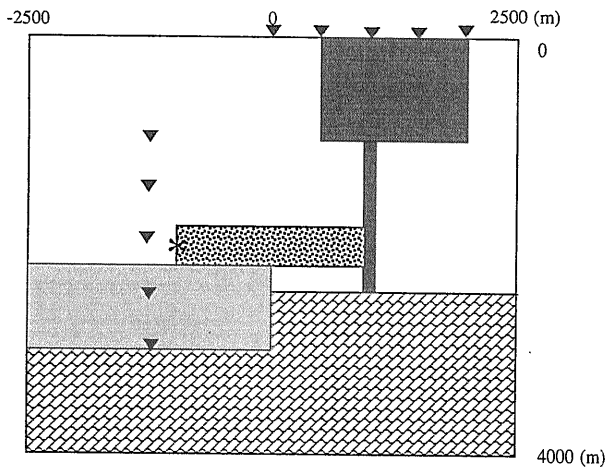
震源は第3図の*印で示した点である. 震源としては4 Hzのsin波を鉛直方向, 上向きに与えた. この震源点は, 葛根田地域における微小地震の発生頻度が高い点の一つである. ここで与えた4 Hzという値は, 実際に観測される微小地震の周波数が数



第2図

葛根田地域の地質断面(加藤ほか, 1993を一部変更).

- 1: 第三系, 2: 第三系の基底礫岩, 3: 先第三系,
- 4: 鳥越ノ滝デイサイト(貫入岩)
- 5: 古期トータル岩貫入岩, 6: 新期トータル岩または石英閃緑岩貫入岩

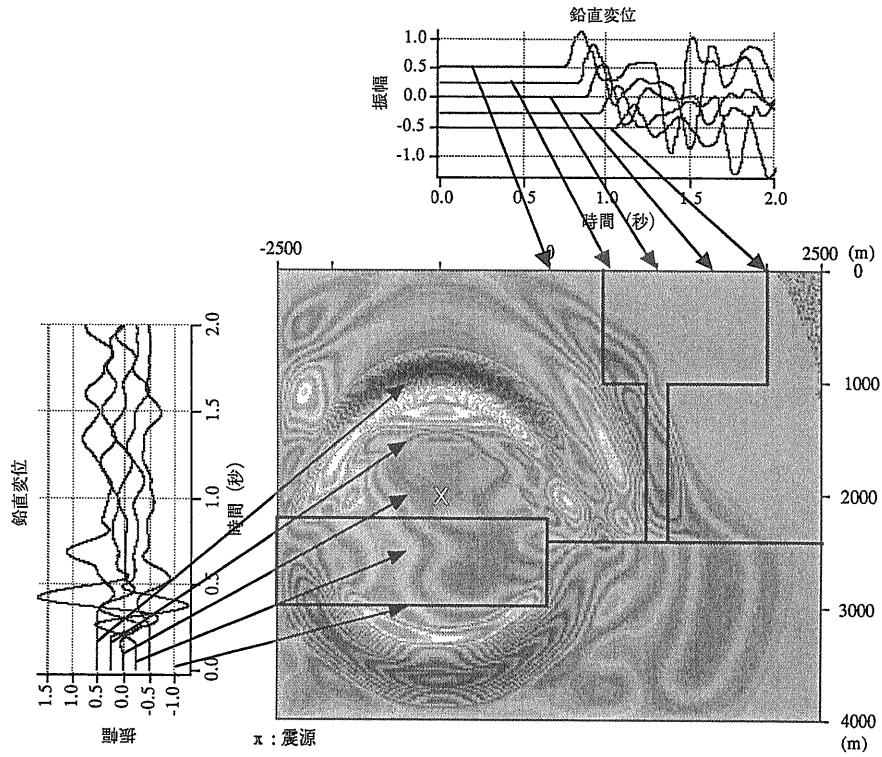


vpはP波速度, vsはS波速度, ρは密度である.

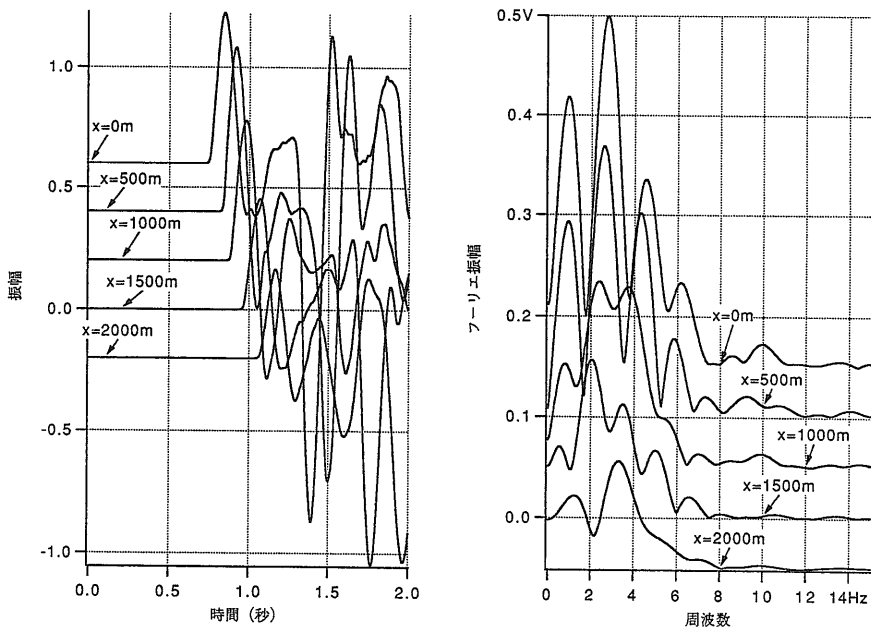
- * 震源
- ▼ 観測点

第3図

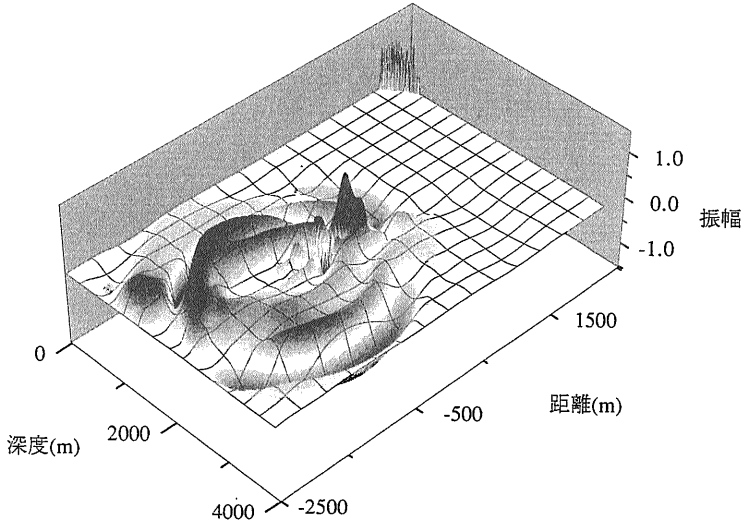
地質断面から作成したシミュレーション用のモデル. 各層のうち, aは第三系, bは貫入岩である鳥越ノ滝デイサイト, cは先第三系, dは新期トータル岩または石英閃緑岩である(第2図参照). eは貯留層をイメージしたものである. aからdまでの地層は, 第2図に示した地質図をほぼ忠実にモデル化しようとしたものであるが, この貯留層については位置と物性値は全く適当に仮定したものである. 貯留層がない場合とある場合の2つのモデルを作成し, 各々計算した.



第4(a)図 貯留層がない場合の水平変位。計算開始から1.125秒後。図上の波形は地表面の鉛直変位。図左の波形は震源近傍の鉛直変位。一番外側を進んでいる波がP波、丸く見えるのがS波に相当する波である。



第4(b)図 左側は第4(a)図の上にした地表面の波形を拡大したもの。右は波形のパワースペクトル。図中の数字は地表面における原点からの距離。ソースの周波数は4 Hzであるが、地表で観測された波動の卓越周波数は3 Hzとなっている。

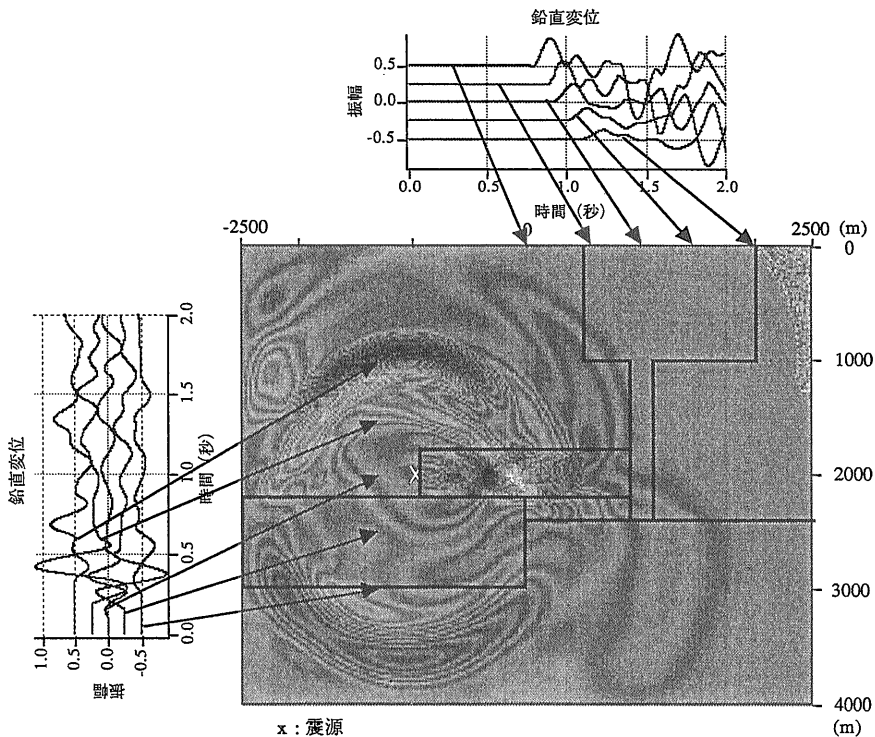


第4(c)図 第4(a)図に示した水平変位の鳥瞰図。中央に大きく見えるピークはa層とd層(第3図参照)の境界を伝わる表面波である。また、右上隅の波は数値計算のノイズである。

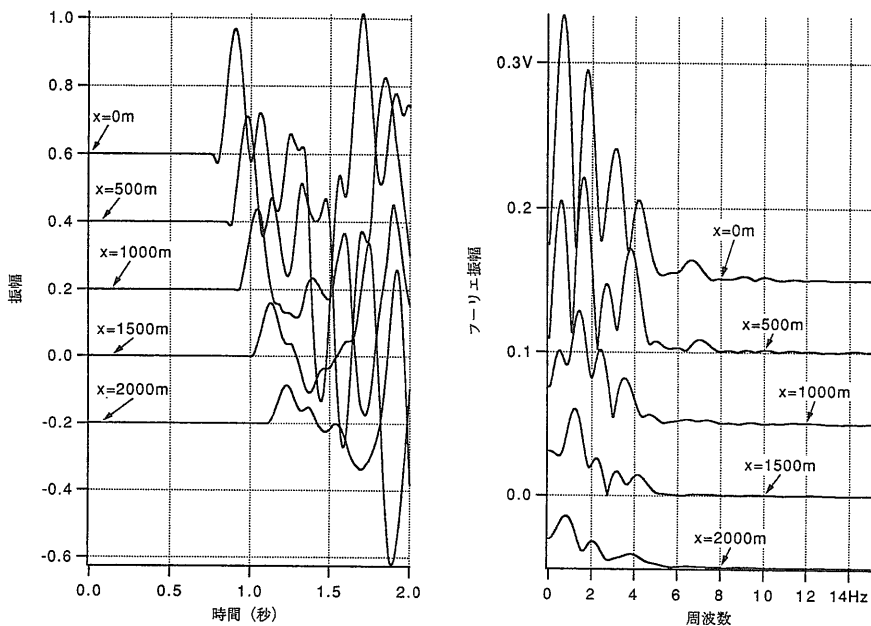
10 Hz ということを考えると低すぎるかもしれない。しかし、周波数をこれ以上高くすると、格子点間隔をさらに小さくしなければならない。そうすると、葛根田地域の断面をモデル化するためには、さらに多くの格子が必要となり、計算機で使えるメモ

リーをオーバーしてしまう。したがって、将来、もっと優秀な計算機が導入されることを期待して、今回はこの4 Hzで我慢することにした。

なお、格子点の間隔は10メートル、時間ステップは0.001秒とした。



第5(a)図 貯留層がある場合の水平変位。計算開始から1.125秒後。図上の波形は地表面の鉛直変位。図左の波形はソース近傍の鉛直変位。一番外側を進んでいる波がP波、丸く見えるのがS波に相当する波である。



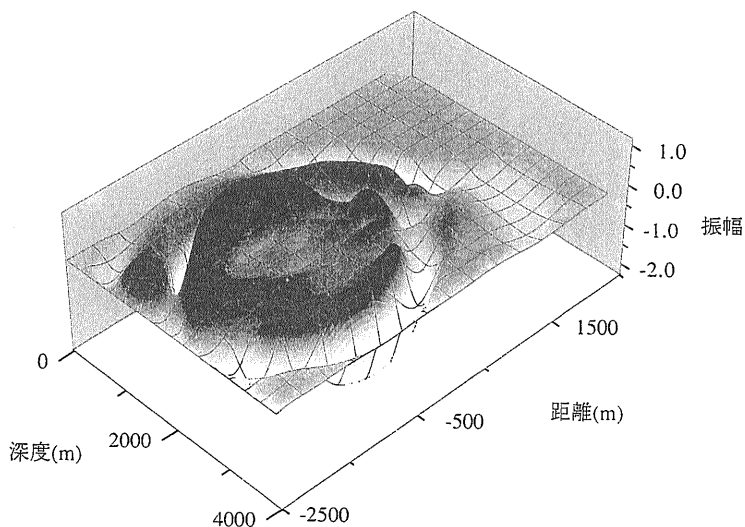
第5(b)図 左側は第5(a)図の上を示した地表面の波形を拡大したもの。右は波形のパワースペクトル。図中の数字は地表面における原点からの距離。ソースの周波数は4Hzであるが、地表で観測された波動の卓越周波数は1ないし2 Hzとなっている。これは貯留層がない場合に比べてさらに周波数が下がっている。また、スペクトルの振幅も全体に小さいことから、貯留層による波の反射、散乱によって地表面に届く波のエネルギーが少なくなったものと推定される。

5. 結果と考察

第4(a)図には、貯留層がない場合の水平変位のコンターを示した。これは計算開始から1.125秒後の結果である。図の上には地表面で観測される鉛直変位の波形を、図の左側には震源近傍の鉛直変位の波

形を示した。波形は矢印で示したように、左または上から順にオフセットを持たせて並べてある。

第4(b)図には地表で観測される波形の拡大図とそのパワースペクトルを示した。図中の数字は原点からの距離である。震源の周波数は4 Hzであるが、パワースペクトルの卓越周波数は約3 Hzと多



第5(c)図 第5(a)図に示した水平変位の鳥瞰図。第4(c)図で観測された振幅の大きな表面波は見られない。

少低くなっている。

第4(c)図には、第4(a)図に示した水平変位の鳥瞰図を示した。図の中央に見られるピークはa層とd層(第3図参照)の境界を伝わる表面波である。図右上隅に見られるピークは数値計算に伴うノイズである。なぜ、このようなノイズが発生するのか現在検討中である。

第5(a)図には、貯留層がある場合の結果を示した。第5(b)図に示した地表面の波形は、特に貯留層の真上(x=0 m)付近の点で、第4(b)図の結果と異なり、振幅が小さくなっている。また、地表面で観測される波形の卓越周波数は1ないし2 Hzであり、貯留層がない場合に比べて、卓越周波数がずっと低くなっている。また、パワースペクトルの振幅も小さくなっている。これは、貯留層により、波の反射、散乱が発生し、地表に届く波のエネルギーが少なくなったためと推定される。

第5(c)図は、第5(a)図に示した水平変位の鳥瞰図である。第4(c)図で観測された振幅の大きな表面波は見られない。この原因も、おそらく貯留層を仮定したためと推定されるが、今後さらに検討する予定である。

5. ま と め

葛根田地域の地質モデルをもとに、簡単な構造を仮定し、弾性波シミュレーションを行った。その結果、貯留層の有無により地上で観測される波の波形と卓越周波数が変化することが判明した。今回は、ただモデルを作成し、それをもとに計算を行いましたという事に終止してしまった。しかし、先にも述べたように発破調査によるデータが得られたので、今後はその波形から、より現実味のある構造を推定することを目指したい。

参考文献

- 加藤 修・土井宣夫・村松容一(1993): 岩手県葛根田地熱地域における新期花崗岩類と地熱貯留層, 日本地熱学会誌, 15, 1, 41-57.
- Luo, Y. and Schuster, F. (1990): Parsimonious staggered grid finite-differencing of the wave equation, Geophysical Research Letters, 17, 2, 155-158.
- Yoon, K.-H. and McMechan, G. A. (1992): 3-D finite-difference modeling of elastic waves in borehole environments, Geophysics, 57, 6, 793-804.

KIKUCHI Tsuneo (1994): Simulation of wave propagation on the model of Kakkonda area

〈受付: 1993年12月8日〉