ないという点である。筆者らは 1971 年 7 月中旬から 9 月末までの約 2 カ月半にわたって、阿寺断層近傍で微小地震活動を調査するさいこのデータレコーダーを用いて 3 点観測を行なったが、1 点において観測末期にテープがからんだというトラブルがあったこと、3 点ともバイアス電流を再調整したことを除けば順調に記録を得ることができた。

最後にこのデータレコーダーの試作にあたって、約 2 週間にわたり御指導下さった東京大学理学部の浅田敏教授、島村英紀氏に感謝いたします。

文 献

- 浅田 敏・島村英紀, 1968, 多用途用長時間データレコーダー, 1968 年春季地震学会講演。
岡田義光, 1968, 微小地震計測用増幅器について, 地震 2, 21, 151-153。
森谷武男, 1970, 地震観測用長時間データレコーダーの試作, 北海道大学理学部地球物理学研究報告, 23, 91-97。

地 震 第 2 輯
第 25 卷 (1972) 189-191 頁

弾性波の発生・伝播, 欠陥 による反射・回折等に 関する小数値実験

東京大学地震研究所

佐 藤 泰 夫

(昭和 47 年 3 月 11 日受理)

A Small Numerical Experiment on the
Generation, Propagation and the
Reflection, Diffraction of Elastic Waves

Yasuo SATO

Earthquake Research Institute
University of Tokyo

(Received March 11, 1972)

1. 緒言 かつてモデル地震学が活発に行なわれた時期があつた。それは複雑な境界面, 不均質な媒質等の場合, 波の伝播については, 解析的な解の可能性が限られており, これを突破する手段として, モデル実験の有用性に着目されたためであらう。しかしこの方法にもまた制約があり, 現在はあまりその試みを聞かない。それはおそらく

1) モデルの製作 (殊に 3 次元モデルの製作) が必ずしも容易でないこと, 2) しかも一度モデルができ上ると, パラメータは変更しがたいこと, 3) 媒質の任意の点での変位 (または他の量) をとり出すことに困難があり, 4) 工作や実験の精度はある程度以上あげ得ないこと, 5) 物質定数のとり得る範囲には限界があること, 6) その他
の問題があり, 利点のみではないからであらう。光弾性の実験は多くの長所を持つが, これまた制約がないわけではない。

2. 数値解法 一方最近の計算機の進歩に伴って, 差分方程式を用いた近似解法が発達し, 上のごとき問題に対する研究は急速に増加している。これは, こうした解法によれば, 上記の困難の幾つかは, 自然に解決されることに加えて, 他にも利点があるためであらう。このような方法は, モデル地震学の

多くの部分をその中に含む、広い分野を形成し得ると考えられ、将来が期待される。

ここには一つの極めて小さな例題として、弾性媒質内に欠陥がある時の、波動伝播を扱う。これは弾性波探傷法では重要な基本的問題の一つである。計算機と連動したプロッターやディスプレイ等の活用により、この方法の能力は飛躍的に増大するが、ここに示す図はすべて計算結果の数値を手書きしたものである。

3. 計算式および用いられた諸条件 媒質は $z=0$ を自由表面とする 2 次元弾性体とする。運動方程式

を、中央階差式で差分式にかきなおして基礎方程式とすること、これによつて $t-\Delta t$, t における x, z 方向の変位 u, v から、 t を 1 ステップ進めた $u(t+\Delta t)$, $w(t+\Delta t)$ を求めること、 $z=0$ の面では境界条件の助けをかりて変位を求めること、など方法は普通用いられているものと変らない。媒質内の欠陥としては、簡単に $u=w=0$ なる固定面を設けた。実際の計算に際して用いた数値は図中に示されている。与えた外力としては

$$z=0 \text{ 面への圧力分布 } \propto [\cos(2\pi n/12)+1]/2 \quad |n| \leq 6$$

Fig. 1. Displacement vector field caused by the pressure given on the surface $z=0$.

$$\text{The time function} = g(k\Delta t) = \sin(2\pi k/12) \quad 0 \leq k \leq 12$$

$$\text{The space distribution} = f(n\Delta x) = [\cos(2\pi n/12)+1]/2 \quad |n| \leq 6$$

z -axis is the axis of symmetry. Thick bold line is the fixed edge.

圧力を加える際の時間関数 $= \sin(2\pi k/12)$

$$0 \leq k \leq 12$$

(時間・空間とも上記以外は外力 0)

固定面 $|x| \leq 3\Delta x$, $z = 18\Delta z$, 格子間隔 $\Delta x = \Delta z$ である。

4. 計算結果 結果は図に見られる通りであるが、目につく所を以下に列挙する。

1) P波, S波, レーリー波の発生と伝播. 2) 固定面で反射したP波の伝播が見られる. 3) 固定面の後に生じた陰, また陰の部分に廻り込んだ回折波が見られる. 4) 変位の方角, 軌道等は, 波の発生, また通過した場所と考え合せて興味深い. 5) また, 振動源との位置関係による振幅の変化をもみることができる. 6) その他である. こうした方法が広く活用されて, 弾性波の発生や伝播, 探傷等についての理解を深めることを希望する。

文 献

- ALTERMAN, Z. and J. ABOUDI, 1968, Pulse propagation in a laterally heterogeneous fluid sphere by finite difference methods, *J. Phys. Earth*, **16**, (Special issue), 173.
BOORE, D.M., Love waves in a nonuniform wave guides: Finite difference calculation, *J. Geophys. Res.* **75** (1970).

地 震 第 2 輯
第 25 卷 (1972) 191-192 頁

Q の異常から推定される 日本の近くでの 温度異常

東京大学理学部地球物理学教室

竹内 均 藤井直之

(昭和47年3月18日受理)

Temperature Variations under and around
Japan Inferred from Q Variations

Hitoshi TAKEUCHI and Naoyuki FUJII
Geophysical Institute, Faculty of Science,
University of Tokyo

(Received March 18, 1972)

日本海溝の近くで地球内部へ沈みこんでゆくプレートの中では Q が大きく, また日本海の下では Q が小さいことが, 宇津 (1966) によつて確かめられている. そして, このような Q の異常は温度の異常によつて説明できると考えられている. すなわち, 深さを固定して, より平均的な地域における温度と比較した場合, プレートの中の温度がより低く, 日本海の下の温度がより高いと考えられている. 問題は, このような温度異常がどの程度のものかということである.

それには, Q の温度変化に関する物性論的な議論が必要である. Jackson および Anderson (1970) が, Q の物性論に関する総合報告を行なっている. 上に提出した問題に最も直接に関係していると思われるグラフが, この総合報告の 20 頁に示されている. それによれば, 100°C の温度上昇に対して Q^{-1} が約 1 桁大きくなっている. このグラフが得られた背景については, すぐ後でもう少し詳しく考察する. ここではまず, このグラフの結果を上で提出した問題に直接適用してみる. 宇津によれば, 上部マントルにおける吸収の小さい部分の Q として 300 程度の値をとると, 日本海の下にある吸収の大きい部分の Q は 30 程度またはそれ以下になりうるといふ. この結果と上で述べたグラフの結果とを参照す