

(2) 短周期波のインバージョン

—震源の時空間分布の概略—

東京大学地震研究所

学生会員

○ 飯田 昌弘

〃

正会員

伯野 元彦

1. 目的

大地震発生の際には、短周期波は複雑な発生をすることが考えられ、また、震源断層と短周期波の関係を把握することは、地震学的に興味深いとともに、防災（工学）上重要である。そして、震源の様子を明確にすることによって、地盤の非線形挙動をとうえていくことが可能にほらう。ここでは、1968年の十勝沖地震と1978年の宮城県沖地震に対して、4つの観測点の加速度記録を使用することによって、震源での短周期波の発生の時空間分布を求めることを目的とする。

2. 方法

4観測点で記録の得られている小地震の記録（十勝沖地震に対しては、1972年3月20日の同地域で発生した小地震の記録、宮城県沖地震に対しては、1978年2月20日の同地域で発生した小地震の記録）をグリーン関数とし、距離の補正（実体波と仮定し、非弾性減衰は考慮する）を行なったのち、仮定した2次元平面上に点震源として配置する。なお、仮定した平面のパラメータを表-1に示した。

十勝沖地震では、空間の配置は40 km間隔で7×6=42点となり、各点では15秒間隔で7巻のショックがあるものとする。宮城県沖地震では、空間の配置は20 km間隔で5×7=35点となり、各点では10秒間隔で5巻のショックがあるものとする。

そして、各ショックの食い違い量（記録の振幅）がグリーン関数（小地震）の何倍であるかを求めるという手法をとる。

なお、点震源の配置は、長周期波動から求められている断層区域を十分におおおうようにしている。この様子で使用した観測点を十勝沖地震については図-1に、宮城県沖地震については図-2に示した。また、各点でのショックの個数も、十分多めにするように配慮した。

次に、使用した地震記録については、すべて計器の特性補正をすませている。ここで、本震記録には、地盤の非線形の影響が含まれてはいけなひので、そうした恐れのある部分は排除し、表-2に示したような区間のみを対象とした。

拘束条件としては、

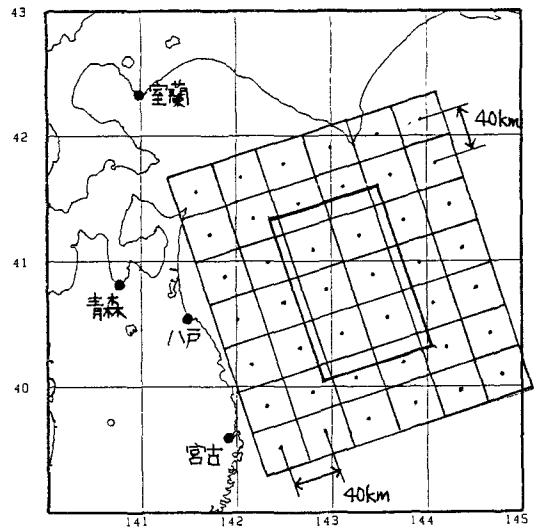


図-1 十勝沖地震の断層と観測点

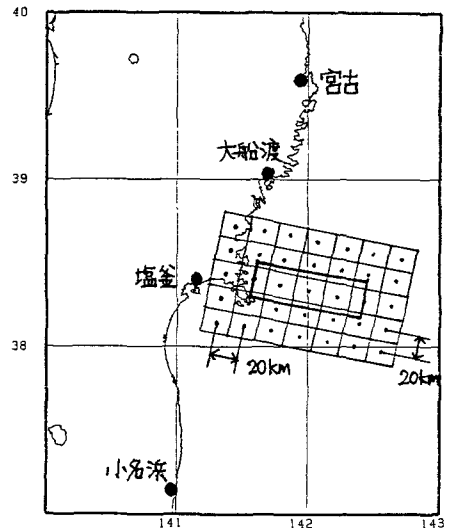


図-2 宮城県沖地震の断層と観測点

$$\frac{|S_i(t)|}{|R_i(t)|} = A_{1i} \quad \dots\dots (1)$$

$$\frac{S_i(f)}{R_i(f)} = A_{2i} \cdot V(f) \quad \dots\dots (2)$$

を満足することが必要である。ここで、 R_i : 実記録(本震)、 S_i : 合成波、 A_{1i} と A_{2i} : 方位特性係数、 V : 震源補正関数、 f : 周波数、 t : 時間、 i : 各観測点の各成分である。

なお、今回は、(1)の時間領域のものを拘束条件として使用し、試行錯誤で計算を実行していった。記録に関して、絶対時刻は不明であるので、本震記録と合成波の対応が最もよく合うように合わせた。

3. 結果

このようにして計算を実行したところ、十勝沖地震については図-3のaからdまでの合成波、宮城県沖地震については図-5のaからdまでの合成波が最もよく拘束条件を満足した。なお、上下動については省略した。

そして、このときの震源での短周期波の発生の時間空間分布を、十勝沖地震については図-4に、宮城県沖地震については図-6において示した。また、各観測点において成分別に、(1)における係数 A_{1i} を求めたものを表-3でまとめた。

4. 考察

これらの結果を見ると、図-4と図-6からたいへん興味深い見解が得られたことがわかる。

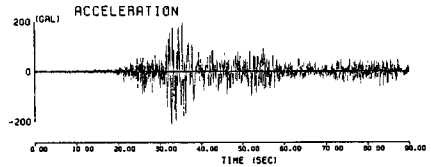
宮城県沖地震では、破壊が一方にさく単純に伝播した様子が理解される。そして、断層上において破壊した区域が2つに分かれており、中央の区域ではあまり破壊が起こらなかったことが認められる。これは、より長周期における、瀬野・島崎らの研究²⁾にきわめて整合的であるように考

表-1 仮定したパラメータ

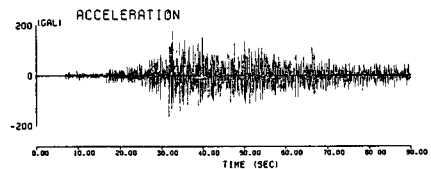
	十勝沖	宮城県沖	
dip direction	S66°W	W10°N	
dip angle	20°	20°	
断層中心の位置	緯度	40°50'	38°20'
	経度	143°10'	142°00'
深さ	33km	35km	
S波速度	4.0km/s	4.0km/s	
S波Q値	500	600	

表-2 本震の使用範囲

A. 十勝沖		
	水平(EW)	垂直
八戸	60 sec	90 sec
青森	30 sec	105 sec
宮古	105 sec	—
室蘭	90 sec	—
B. 宮城県沖		
	水平(NS)	垂直
宮古	50 sec	50 sec
大船渡	50 sec	50 sec
塩釜	20 sec	80 sec
小浜浜	60 sec	100 sec

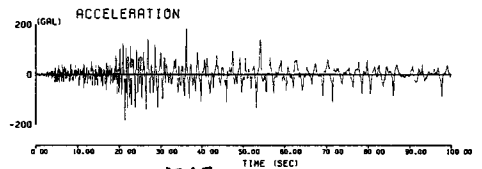


記録

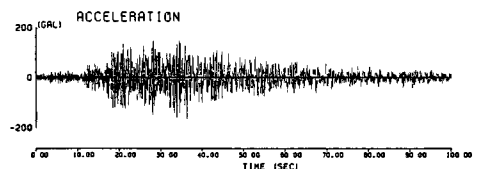


合成波

図-3a 十勝沖・八戸EW



記録



合成波

図-3b 十勝沖・青森EW

表-3 各地点での振幅比(合成波/本震)

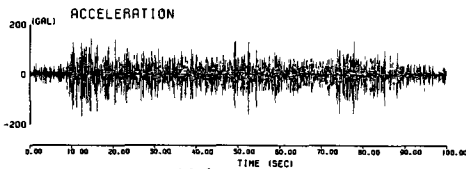
A. 十勝沖			B. 宮城県沖		
	水平(EW)	垂直		水平(NS)	垂直
八戸	1.37	1.01	宮古	0.93	0.85
青森	1.47	0.76	大船渡	1.38	1.32
宮古	3.43	—	塩釜	1.70	2.36
室蘭	0.83	—	小浜浜	1.40	1.20

えらる。

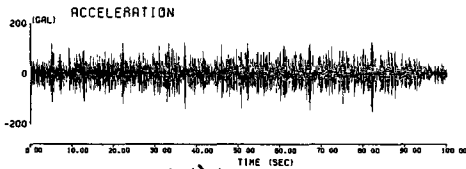
地方、十勝沖地震では、破壊がたいへん複雑に起こっている状況であり、明確な破壊フロントというよりも、ある程度の広さを伴った破壊が進行している様子である。また、主破壊に当たるものが南から北へ伝播しているようで、バリエーションと思われるものも存在するようだ。そして、全時間のトータル量では、断層面上の各領域での発生量が比較的均質であるようだ。より長周期でみた菊地の研究³⁾でも、破壊は複雑な様相を呈している。

また、西地震とも、方位によって振幅の大きさがかなりばらつくことが、表-3によって認められ、この結果も重要だと思われる。

このように、新しく開発した短周期波のインバージョンの手法は、方法的・精度的にはまだまだ不十分なものである

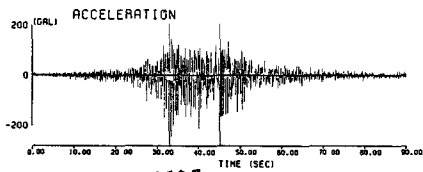


記録

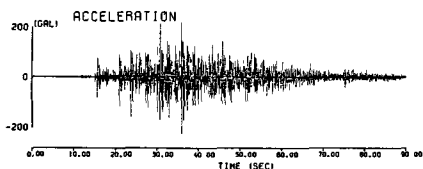


合成波

図-3c 十勝沖・宮古EW



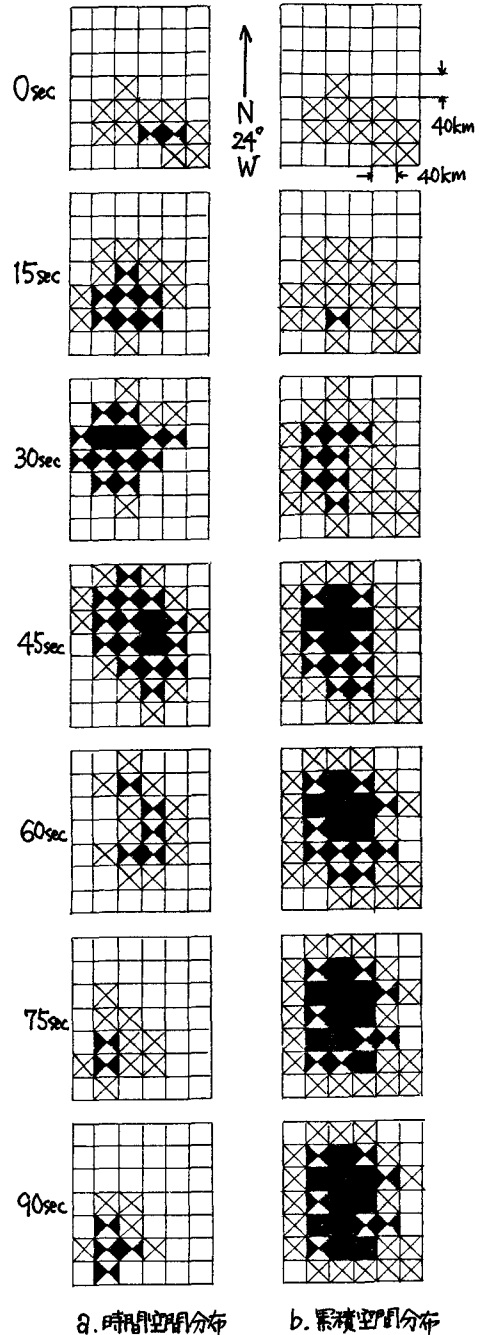
記録



合成波

図-3d 十勝沖・室蘭EW

全短周期波の
 0% (white square), 0.5% (diagonal lines), 1.0, 1.9% (black square), 2.9, 3.9% (dark grey square)
 全短周期波の
 0% (white square), 2.4%未満 (light grey square), 2.4~4.8%未満 (medium grey square), 4.8%~ (dark grey square)



a. 時間空間分布

b. 累積空間分布

図-4 十勝沖地震の短周期発生分布

けれども、2つの地震の概略の様子がかかり相違するものであるとい
う点について興味深い情報が得られた。

この手法は、前回の講演における方法の逆に当たるものであるが、
短周期波の実態をとらえるのにたいへん有効であると考えられる。

5. 参考文献

- 1) Kanamori, H., 1971, Tectonophysics, 12, pp. 1~13.
- 2) Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Sudo and T. Eguchi, 1980, Phys. Earth Planet. Inter., 23, pp. 39~61.
- 3) 菊地正幸, 1982, 私信.
- 4) 飯田昌弘・伯野元彦・井上京介・紺野義仁, 1981, 第16回地震工学研究発表会講演概要, pp. 141~144.

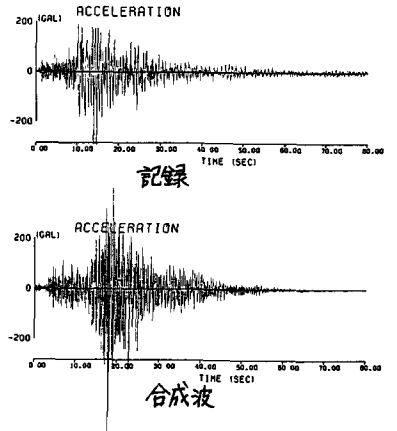


図-5a 宮城県沖・塩釜NS

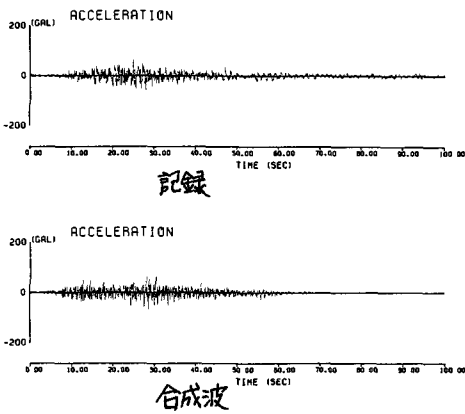


図-5b 宮城県沖・小名浜NS

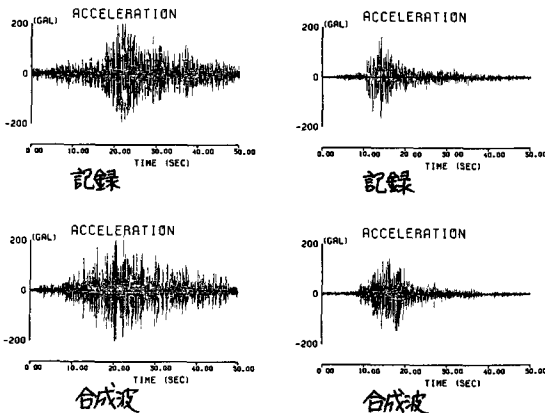


図-5c 宮城県沖・宮古NS

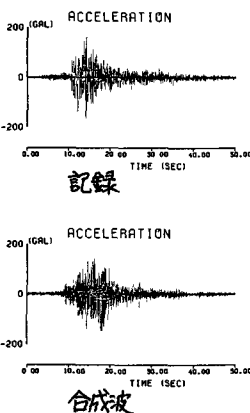


図-5d 宮城県沖・大船渡NS

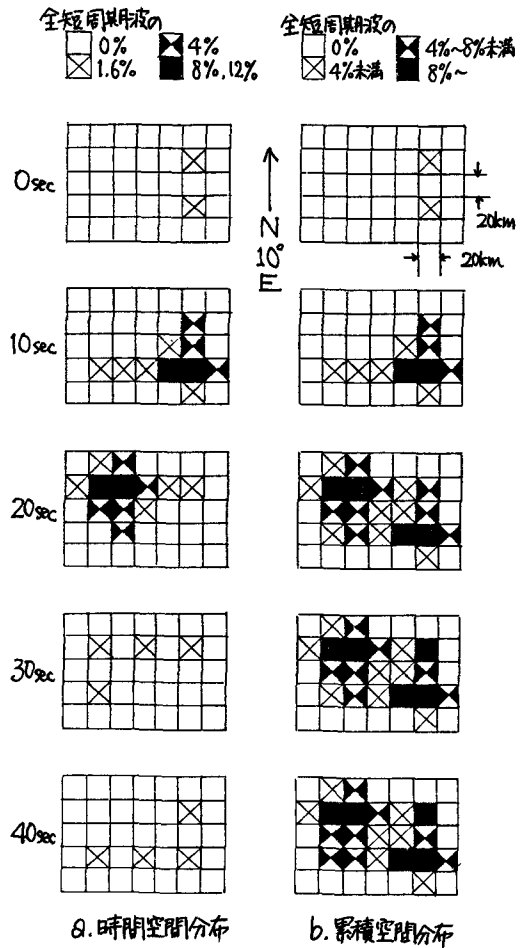


図-6 宮城県沖地震の短周期発生分布