

11 - 8 海底構造探査によるアスペリテイ分布の解明: P 波と S 波反射面のマッピング Study of asperity distribution by control source seismic survey in the ocean: Mapping of P and S reflectors

東京大学地震研究所

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

1 . アスペリテイの直接的検出

ここ数年の間に、海溝周辺のプレート収束域に起きる巨大地震の場所毎の特徴が明らかになって来ている。三陸沖、福島沖、南海トラフ、日向灘、伊豆小笠原に起きている地震はアスペリテイと安定すべり領域、非定常すべり領域の分布の仕方によりその特徴が決まっていると考えられる。ある特定の場所のアスペリテイ分布を調べるには、過去の地震を用いる方法があるが、対象とする場所に対して適当な地震の波形記録がなかったり、その場所にあまり大きな地震が起きていない場合などこの方法には限界がある。また、海溝付近のように G P S からのコントロールがあまり利かない場所に対しても難しい。

アスペリテイは何によって生じているのかを考えると、アスペリテイが海山などの沈み込みの様にプレート境界の幾何学的形状によって生じている場合とプレート境界に存在する物質の状態によって決まっている場合が考えられる。実験岩石学の結果と脱水反応を考慮したプレート境界域のシミュレーションの結果、沈み込む海洋地殻の脱水反応、脱水した水によるマントル物質の含水化作用、脱水で生じた水の移動と含水鉱物の移動が地震発生を大きく支配していると考えられるようになってきた。これらの観点から、プレート境界の物性を直接調べることが大変重要と考えられる。プレート境界に水や低速度の物質が有ればそこで安定すべりや間欠的すべりが起こりやすいだろう。又、このようなプレート境界では P 波や S 波が強く反射波するのである。このような観点から、P、S 波の面的な反射強度マッピングをすればプレート境界のアスペリテイマッピングが可能になるに違いない。バルバドス付加帯や南海トラフでは 3 D 反射法を用いこのようなマッピングがされた。これによりデコルマの分布が明らかにされた。しかし、地震発生域はもっと深部でそれには別の方法が必要である。

2 . 北緯 38 度 40 分から 39 度にかけての地震波反射強度

北緯 38 度 40 分 ~ 39 度にかけての三陸沖における微小地震の分布において定常的に地震活動が低い領域がある (第 1 図)。この領域が大きなアスペリテイであるのか、あるいは定常すべり領域なのか、を決めることは地震予知の観点から大変重要であり。

この観点から、東北大学などと共同で 1996 年三陸沖において制御震源 (エアガン、火薬) と海底地震計を用いた構造調査を行った。第 2 図はその測線である。東西測線は海溝軸に直交する測線であり、南北測線は海溝軸に平行な測線である。走時トモグラフィの結果 (速度構造とリゾリューション) を第 3 図 (東西測線)、第 4 図 (南北測線) に示した。東西測線に置いては、143 度付近で沈み込み角度は急になる。沈み込み海洋性最上部マントルの速度は 8.0km/s と求まり、北緯 39 度 15 分付近での海洋性マントルの蛇紋岩化の程度は極めて低いことを示している。島弧のウエッジマントルは良く決められていない。

南北測線においては、地殻の厚さと地震波速度構造の変化は微弱であったが、波形記録断面では顕著な特徴が得られた。第5図は観測点南から北へ23, 22, 20, 18, 07, 15, 13, 12, 11(位置は第1図参照)に対する波形記録断面である。縦軸は($T - \text{距離} / 8\text{km/s}$)、横軸は観測点からの距離である。この図からわかるように、観測点22, 20, 18に顕著な相が見られ、これはプレート境界付近からの反射波と解釈される。位相が反転しているかどうかは決定できなかった。しかし、強い反射強度を作る原因としてはプレート境界に厚さが薄く($< 200\text{m}$)て低速度($< 3 \sim 4\text{km/s}$)の物質が存在しているとして解釈される。速度を一意的に決めることはできないので、速度がこの半分になれば、厚さは半分になり、極めて薄い低速度層が有りそうである。

第6図は反射強度と第1図の震源分布とを比べたものである。この結果に見られるように、反射強度の強い場所は地震空白域に一致する。強い反射強度を作る原因として薄い低速度層を考えたとき、プレート境界の安定すべりが起き、沈み込みによって生じる歪みを解消していると考えられる。プレート境界に水か蛇紋石のようなものが有れば、このようなことが起きるだろう。

3. S波反射波を使う新しい方法の提案

流体や蛇紋石がプレート境界に存在すれば、P波の大きな反射係数が得られることが期待されるが、これらに対するS波速度は他の物質より顕著に低く、S波に対する反射強度はP波に対するものよりも大きなことが期待される。しかし、海洋においてはS波震源は存在しない。そこで、P-S変換波を用いて、地殻内をS波として伝わる新しい方法を提案する。

S波震源としてエアガンアレーを用いる。実験では4台のエアガンを用い、各エアガンの発振時刻を少しずつ遅らせ爆発させる(第7図)。これによりある方向へでるP波の位相がそろい平面波が生じるはずである(第8図)。海底下の柔らかい堆積物と堅い岩石層との境界ではP, Sのコントラストが大きく、入射P波の角度が斜め入射であるほどP-S変換の効率が高い。第9図は24m間隔にあるエアガンのショット遅延時間と波面の進む方向(ビーム角)である。4msの遅延をかけたとき、ビーム角は30度になる。海洋科学技術センター鶴, 三浦氏の共同研究としてビームフォームの試験を行った。用いたハイドロフォンストリーマーは受信点間隔25m, 156チャンネルでリードインケーブル200mを加えると合計4100mの長さがある。第10図はその結果の一部を示している。図の左から遅延時間を次第に増やすと、最もエアガンに近い受信器の振幅が遅延時間を増やすほど遠方の受信器の方に移動している。この観測ではストリーマーの長さが十分長くなく、角度をつけたビームからのP-S変換波による反射を観測できなかったが、海底地震計や2船式を用いることにより地殻内でS波を発生させることができると考えられ、このようなS波は十分な振幅でプレート境界からの反射波を検出できると考えられる。

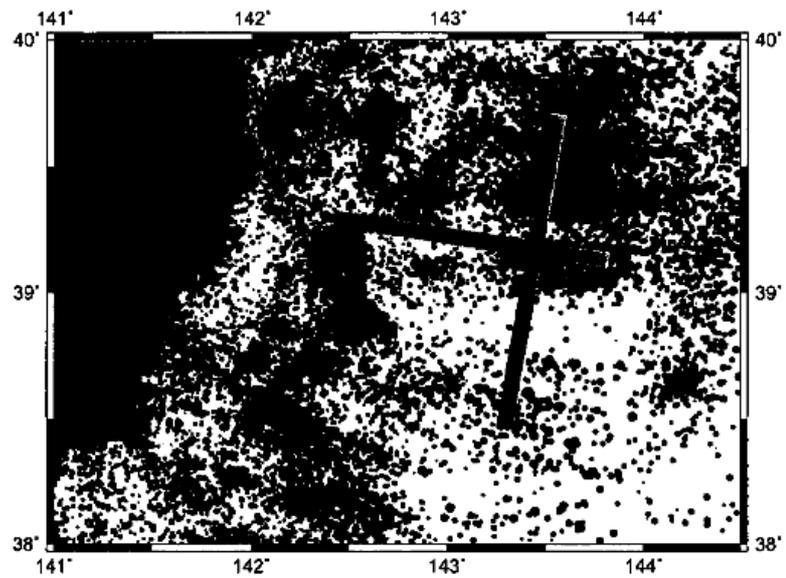
4. 北緯39度付近アスペリテイの面的マッピング

北緯39度40分~39度付近に確認された反射面を面的にマッピングする観測を2001年夏から秋にかけて行った。観測には39台の海底地震計とエアガンを用いた。観測は終了してまもなく、現在データ解析を始めたところであるが、これによりアスペリテイがどのような分布をしているかの面的な様子が明らかになることが期待される。

(笠原順三; 海洋科学技術センター 鶴 哲郎, 三浦 誠一)

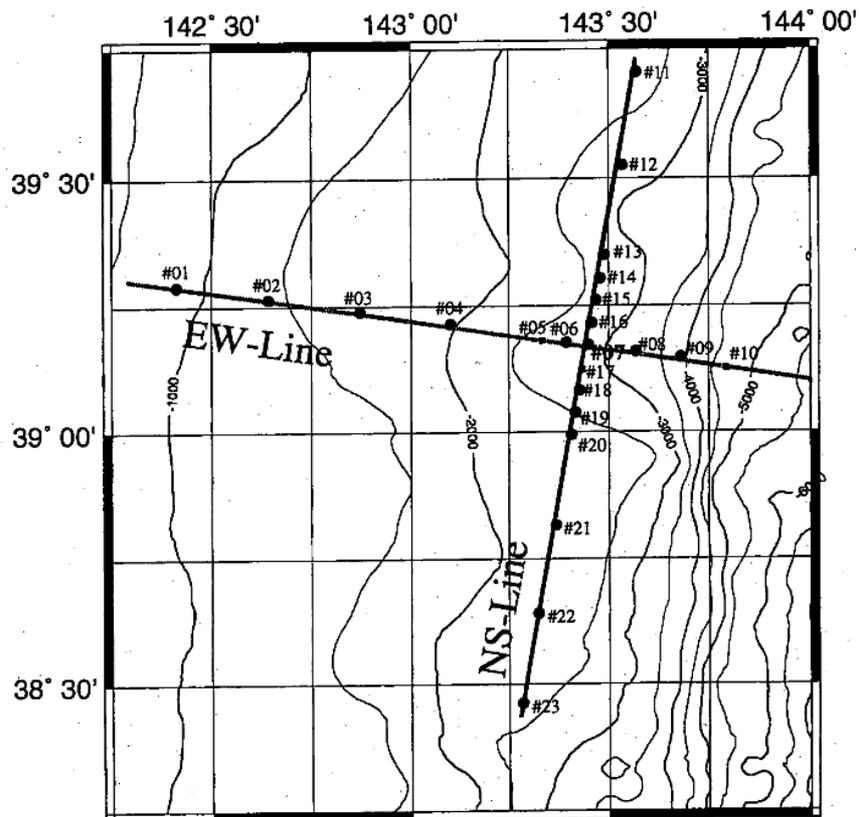
参 考 文 献

- 1) 上村彩, 笠原順三, 日野亮太, 篠原雅尚, 塩原肇, 金沢敏彦, プレート沈み込みにおける水の意義と伊豆・小笠原海溝の serpentine ダイアピルと横切る速度構造 地学雑誌, 109, 506-516, 2000.
- 2) 藤江剛, 笠原順三, 日野亮太, 佐藤利典, 篠原雅尚, 三陸沖プレート沈み込み帯における不均質地殻構造と地震活動度 地震波反射強度分布と地震活動の関係 地学雑誌, 109, 497-505, 2000.
- 3) Kamimura, A., Kasahara, J., Hino, R., Shinohara, M., Shiobara, H., Fujie, G., and Kanazawa, T., Crustal structure study at the Izu-Bonin subduction zone around 31°N: Implications of serpentinized materials along the subduction plate boundary, Phys. Earth. Planet. Inter., (accepted).
- 4) Kasahara, J., A. Kamimura, G. Fujie, and R. Hino, Influence of water on earthquake generation along subduction zones, Bull. Earthq. Res. Inst., (in press).



第 1 図 1988 年から 1998 年に東北大学で観測された震源。

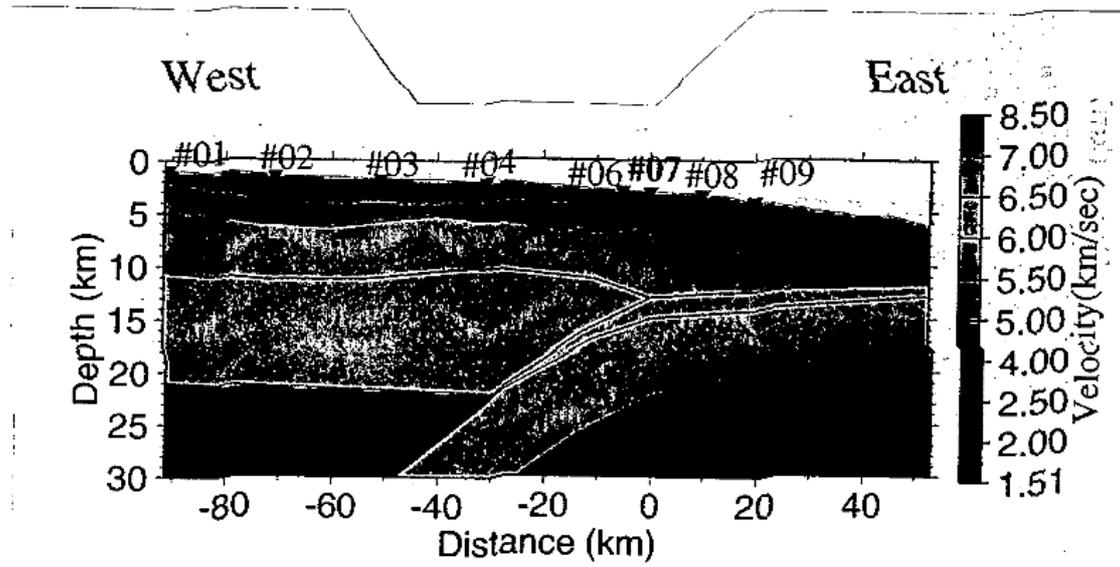
Fig.1 Earthquake epicenters during 1988 and 1998 determined by University of Tohoku.



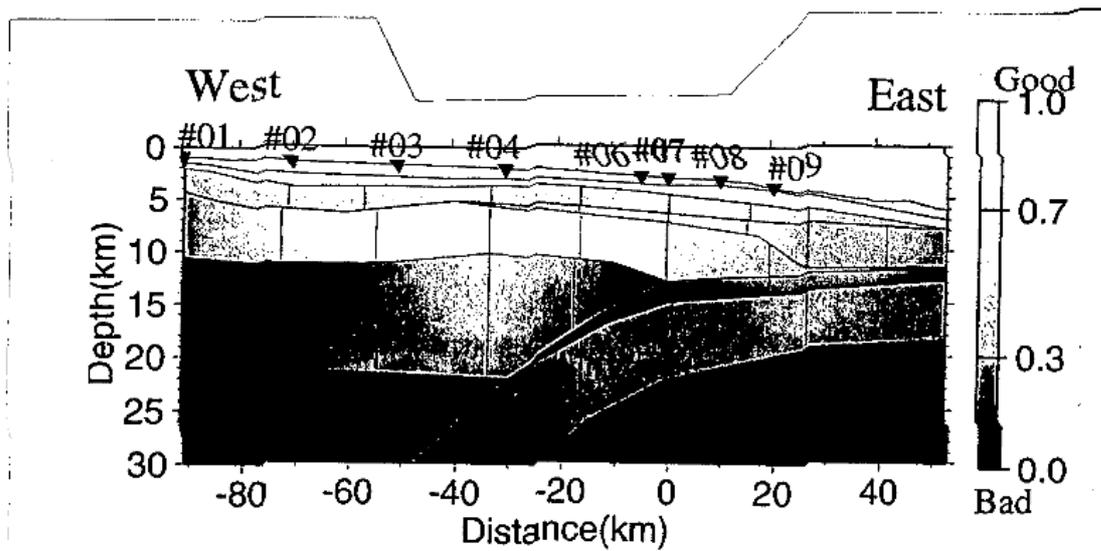
第 2 図 1996 年の測線。

Fig.2 Location of the seismic survey line in 1996.

(a)

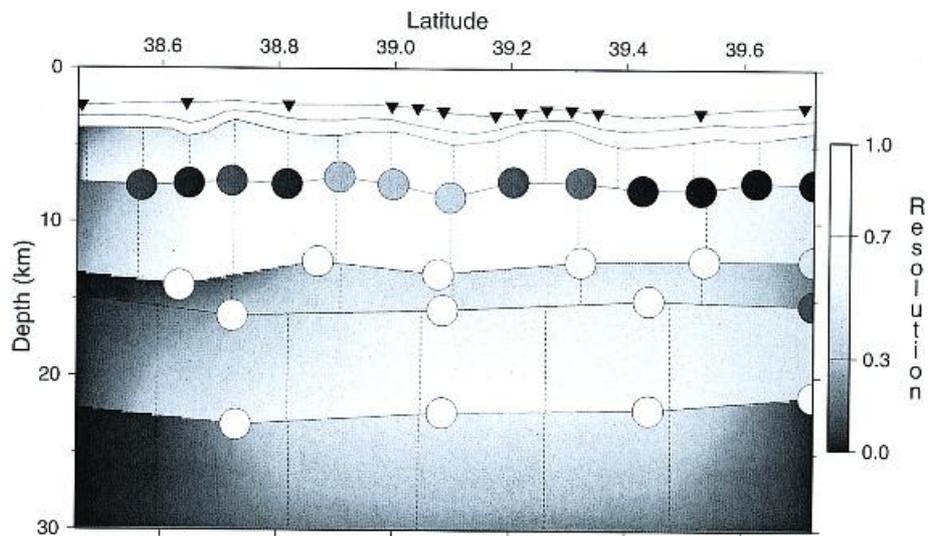
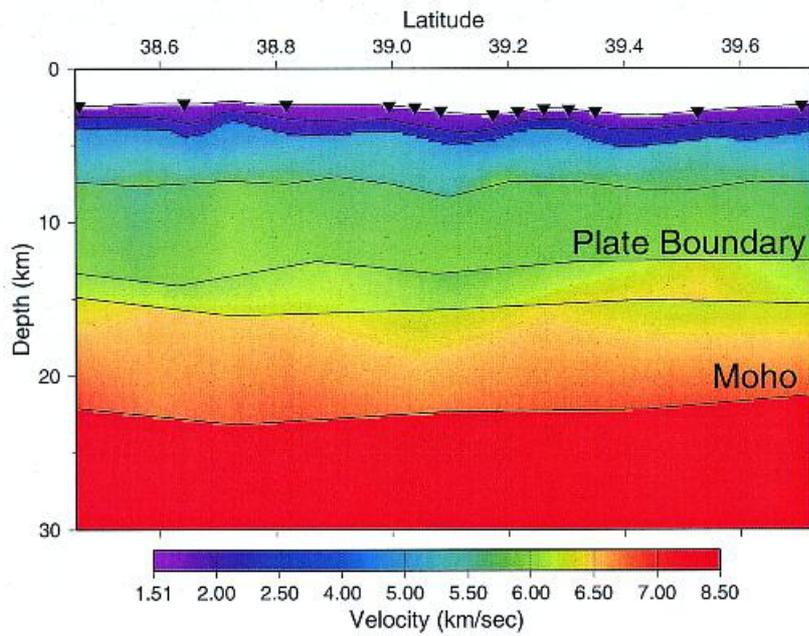


(b)



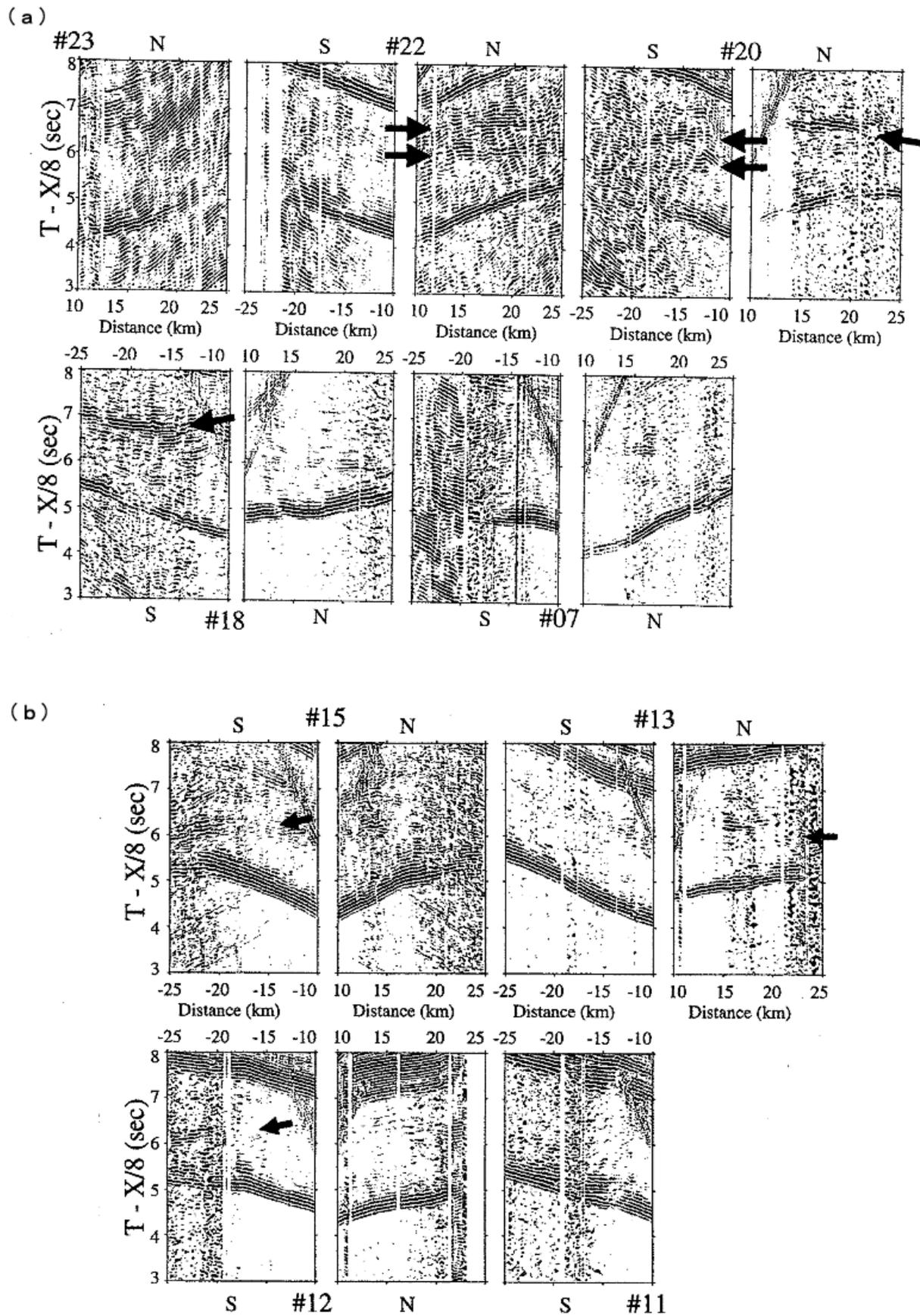
第3図 東西測線に対する走時トモグラフィの結果(上図)と分解能。

Fig.3 (a) Velocity structure for the EW line determined by travel time tomography, and b) its resolution.



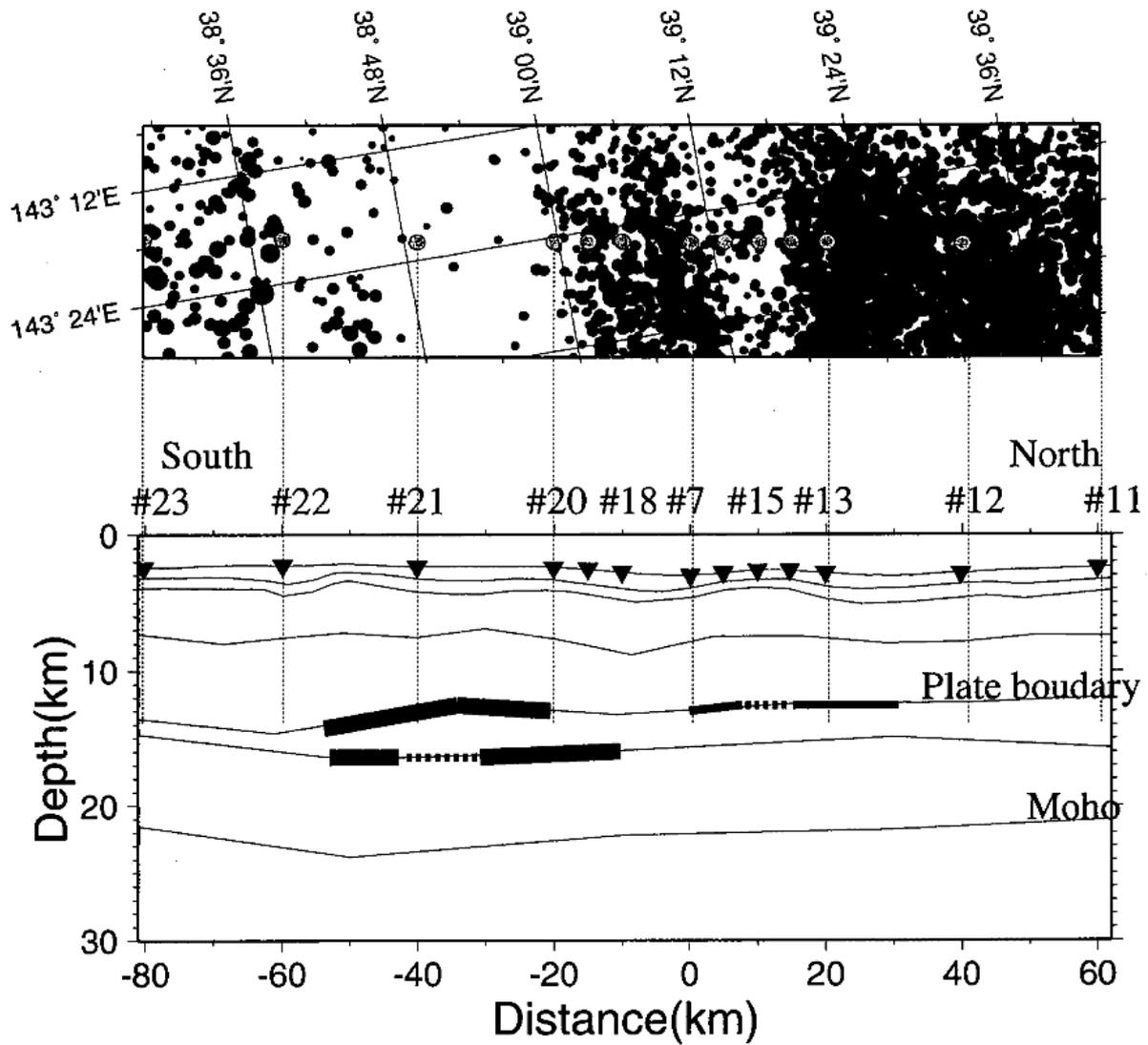
第 4 図 南北測線に対する走時トモグラフィの結果（上図）と分解能。

Fig.4 (a) Velocity structure for the NS line determined by travel time tomography, and b) its resolution.



第5図 (a):観測点23から07までの波形記録断面。矢印は反射波と解釈した波群。(b):観測点15から11までの波形記録断面。

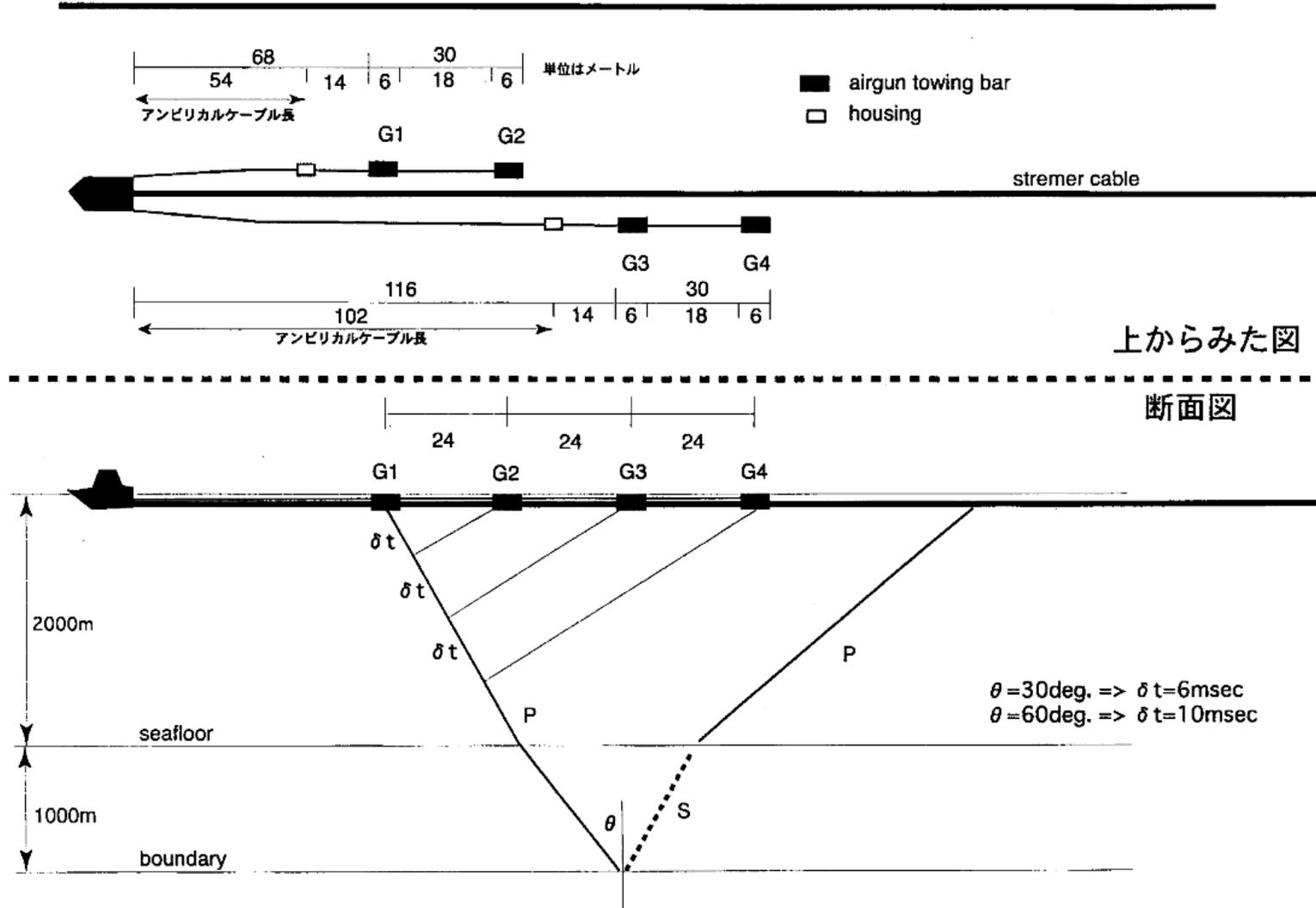
Fig.5 Record section for (a) OBSs #231 - #07 and (b) #15- #11. Arrows show arrivals interpreted as reflected waves from the plate interface.



第 6 図 反射波の強い部分と震源分布の比較。反射波が強い部分での地震活動度は極めて低い。

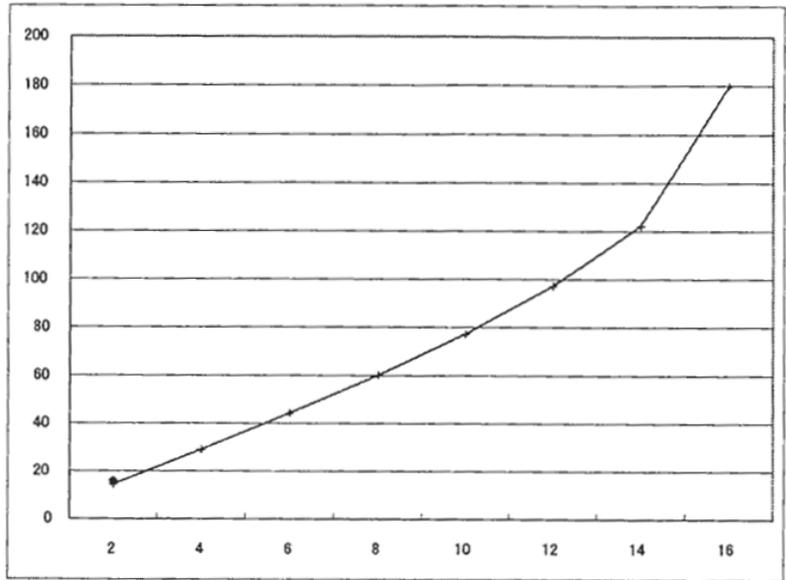
Fig.6 Comparison of epicenter distribution (top) as same as Fig. 1 and reflections (bottom). The most strong reflectors as thick and strong one as thin bars. Note that strong reflections appear at aseismic zone existing in the region tween 38°40' and 39°N..

エアガンの構成図



第7図 S波発生試験におけるエアガン配置 (海洋科学技術センター, 鶴, 三浦)

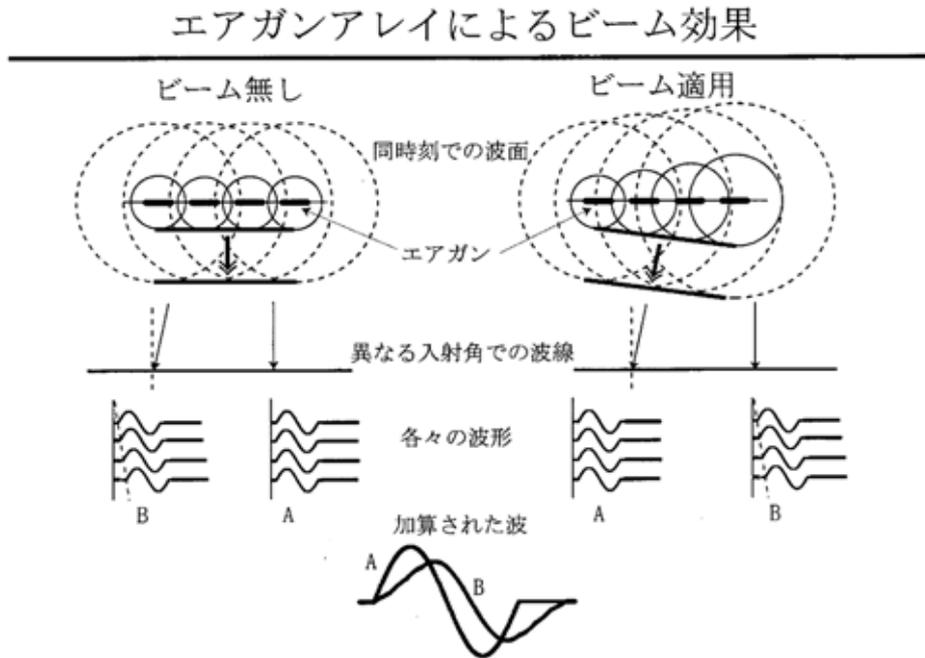
Fig.7 Schematic arrangement of airguns for S-wave generation experiment by Tsuru and Miura (JAMSTEC). Delayed firing time were applied to each airgun of four. Four guns generate near plane wave propagating to one particular direction.



横軸: δt (msec)
 縦軸: 海底面での入射角 ($^{\circ}$)

第 8 図 エアガンアレイによるビーム効果。

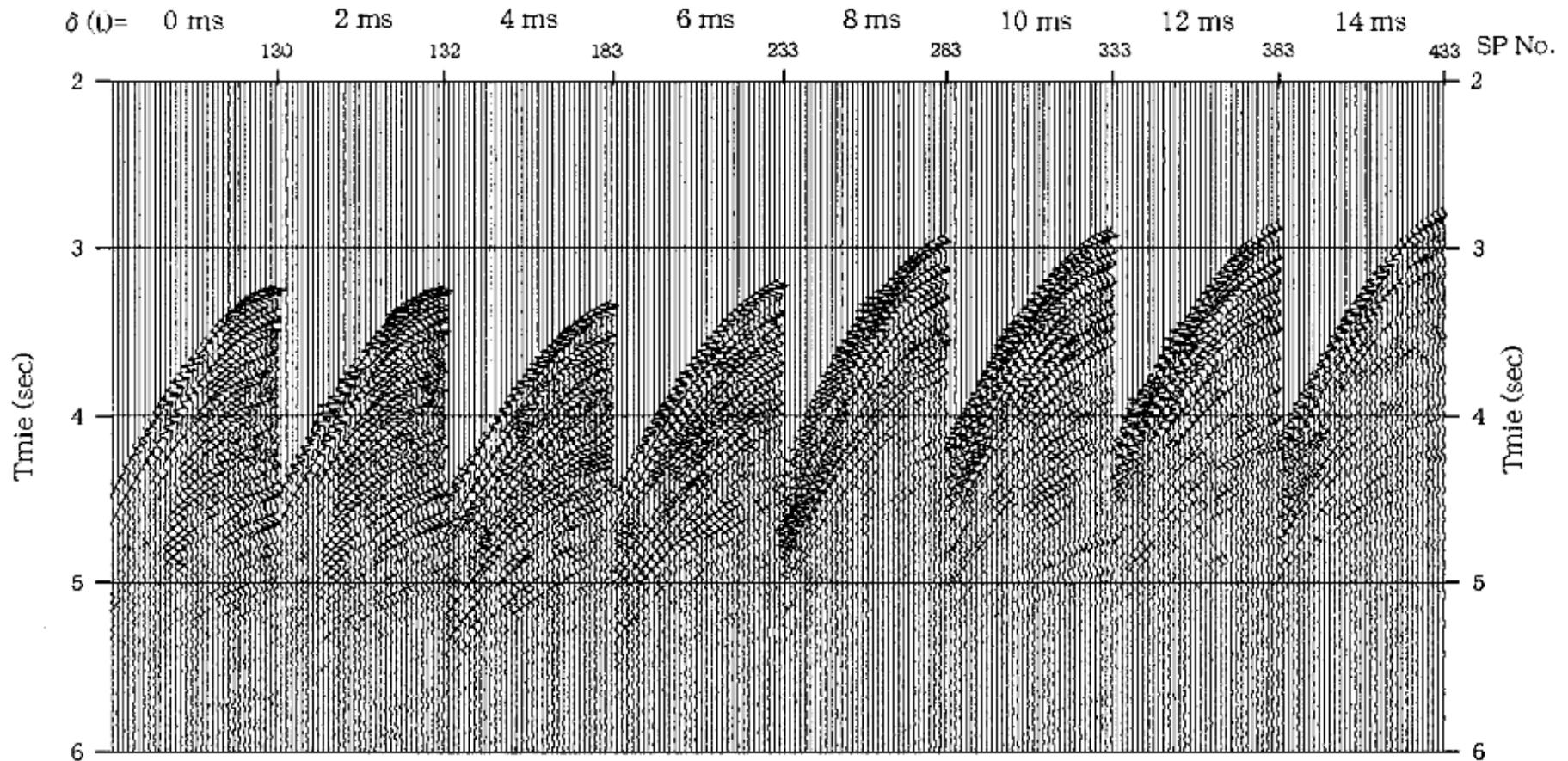
Fig.8 Beam form effect by use of delayed firing time to each airgun.



第 9 図 各エアガンに対する遅延時間と入射角度。4ms の遅延時に 30 度となる。

Fig.9 Relation of each delayed firing time and incident angle to the layer interface. 4ms delay time corresponds to 30 degrees for incident angle. Larger incident angles show increase of horizontal components by explosive sources.

房総沖ビームフォーム実験



第 10 図 房総沖ビームフォームの試験 (海洋科学技術センター、鶴、三浦による)
 左端は 0ms . 右端は 14ms . 遅延時間を増やすに従い、エアガンに近い受信器から遠い受信器の振幅が大きくなることからわかる。従って、ビーム方向が制御できたことを確認できる。

Fig.10 Results of beam form experimented by Tsuru and Miura (JAMSTEC) off Boso Peninsula. According to increment of delayed firing times, reflection arrivals on near traces become weaker, and those on far traces become more intense.