



Title	ScSp波による北海道周辺での太平洋プレートの形状の推定
Author(s)	長田, 絹絵; OSADA, Kinue; 吉澤, 和範 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 69, 135-146
Issue Date	2006-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.69.135
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/21506
Type	departmental bulletin paper
File Information	11.pdf



ScSp 波による北海道周辺での太平洋プレートの形状の推定

長田 絹絵*・吉澤 和範・蓬田 清

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(2005年12月27日受理)

Upper Boundary of the Pacific Plate Subducting Under Hokkaido, Japan, Estimated from *ScSp* Phase

Kinue OSADA*, Kazunori YOSHIZAWA and Kiyoshi YOMOGIDA

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

(Received December 27, 2005)

Geometry of the upper boundary of the subducting Pacific plate or slab was estimated in the Hokkaido region, Japan, using the *ScSp* phase: the converted phase to P wave at the boundary from the S wave reflected at the core-mantle boundary and propagating nearly vertically (i.e., *ScS* phase). Taking the advantage of a dense seismic network named “Hi-net” recently deployed across the Japanese islands, we applied several seismic array analyses to the recorded waveform data for a large nearby deep earthquake, in order to enhance weak *ScSp* signals in record. At first, we set up five blocks for the region in the subducting direction of the plate. After aligning the travel time of the *ScS* phase and stacking seismograms among stations in a same sub-block perpendicular to the plate subduction, we searched for the optimal plate model (i.e., two-dimensional geometry of the upper boundary of the plate) for each block. The model was parameterized with six depths, and the seismograms were stacked based on the travel time of *ScSp* as time lag at each sub-block, so that the optimal model would yield the maximum amplitude of *ScSp* after stacking. The searches were done, using ray tracings of the *ScSp* phase with a reference velocity model and the non-linear inversion scheme called Neighbourhood Algorithm. The optimal model of each block was combined each other by cubic spline interpolation, in order to construct three-dimensional geometry of the upper boundary of the plate. We then performed the frequency-wavenumber ($f-k$) spectral analysis to refine the above result. Assuming each station as a reference point, we made each beam output with adjacent 7 stations as a function of wavenumber vector (k_x, k_y) and frequency. The peak of its power spectrum was considered as the *ScSp* signal, estimating the wavenumber vector, that is, the azimuth of arrival and

*現在所属：NEC・航空宇宙システム

*Present affiliation: NEC Aerospace Systems

slowness, so that we can estimate the position and depth of the corresponding S-to-P conversion. In the frequency range of 0.5 to 1.5 Hz, we could estimate the conversion points for 21 stations, and refined the geometry of the upper boundary already obtained by the above non-linear stacking approach. The final plate model was compared with the distribution of intraplate earthquakes in the Pacific plate. This comparison clearly reveals that the upper seismic zone merges with the lower from 150 to 200 km in depth, by systematically deviating away from the upper boundary of the plate.

I. はじめに

沈み込むスラブの上面の形状を地震学的に求める方法はいくつかあるが（例：震源分布，自然地震や人工地震を用いての浅部を伝搬する反射波や変換波，レシーバー関数法），最も直接的でかつ精度がよいのは，ScSp 波を用いた手法である。ScSp 波とは，ほぼ鉛直に伝搬して核・マントル境界から反射した ScS 波が上方に伝搬する途中でスラブの上面の速度不連続面で P 波に変換され，ScS 波の先行波として観測される波である。ScS 波との走時差を用いることで，発震時刻，震源付近やスラブ上面以深の不均質性といった不確かさの影響は除去され，観測点付近の不均質性の影響も大部分は取り除くことができるため，その変換点の深さが精度よく測定できる。近年，高密度地震観測網である Hi-net の記録(Obara, 2003)の ScSp 波を用いて，Umino et al. (2002) は日本列島全体でのスラブ上面の深さの分布を求めた。Okada (1979)によって，北海道地域は他の地域に先駆けて ScSp 波を用いてスラブ上面の深さが推定されたが，Hi-net のような高密度地震観測網を用いても，以下の理由より，他の地域，例えば中国・四国地方 (Nakanishi, 1980) や関東地方 (Iidaka and Obara, 1993)，に比べて，ScSp 波が明瞭に観測されず，スラブ上面の深さの推定が日本列島周辺では最も困難である：（1）海溝軸が島弧本体より離れているために，スラブ上面の浅い部分を通る ScSp 波を観測できる観測点が数少ない，（2）軟弱地盤が多く高周波ノイズが大きいため，微弱な信号である ScSp 波が明瞭に検出しにくい，そして（3）おそらくスラブ上面での速度不連続性が弱いため，変換時の ScSp 波の振幅が他の地域に比べて小さい。

本研究では，北海道における Hi-net 地震波形記録での ScSp 波を用いて，この地域に沈み込む太平洋プレートの上面の 3 次元的形状（深さの 2 次元分布）を推定する。単独の地震波形記録では ScSp 波は微弱なので，アレイ信号処理のいくつかの手法 (slant-stack, 波線追跡を用いて stacking をする非線形インバージョン, frequency-wavenumber 解析) を適用し，ScSp 波の信号検出能力を高め，スラブ上面の深さをその変換点として推定する。そして，得られた結果を Katsumata et al. (2002) のスラブ内の震源分布と比較し，深発地震の発生様式やスラブにかかる応力等を考察する。

II. データと前処理

本研究で用いたデータは，日本列島に展開された Hi-net 地震観測網のうち，北海道地域に位置する 112 の観測点での波形データである。できるだけ鉛直下方からインパルス状の波形がスラブ

上面に入射することが望ましいので、2002年11月17日にオホーツク海南部の深さ476.8 kmで発生したMw=7.3の深発地震についての記録を用いる。この地震は、Hi-net地震観測網が全面展開されて以降に北海道付近で発生した最大の深発地震である。Fig. 1に、観測点分布とこの震源の位置、およびそのHarvard CMT震源解を示す。

データの前処理として、まず観測された生の3成分速度記録から各観測点の地震計測システムの応答を取り除いた後で、変位成分に変換する。次に、こうして得られた水平2成分変位波形を回転させ、そこで求めたradialとtransverse成分に0.1から0.5 Hzのバンドパスフィルターをかける。この段階でScS波は各記録で明瞭であり、またどの観測

点でも震源から狭い方位に向かって放射されたS波からの位相なので、ScS波の走時を観測点に共通して時間シフトさせることにより、観測点周辺の複雑なサイト特性等をすべて取り除いたとみなす。もっとも明瞭にScS波が同定できる観測点SMPHを基準波形として他の観測点の記録との相互相関を取り、これが最大となる走時分だけそれぞれの波形記録をシフトさせ、ScS波が同時に到達した状態にする。異方性の影響も受けないように、この相互相関については、ScSp波の元になるScS波の成分ということで、ラジアル成分を用いた。以後の解析では、ScSp波の振幅が一番大きい鉛直成分について、このように時刻シフト補正をした波形記録を用いる。

III. スラブ走向に沿ってのスタッキング解析

まず、この地域に沈み込む太平洋プレートスラブの走行がおおよそわかるので、その方向にいくつもの帯状のブロックに区切り、ブロック毎に波形重合（スタッキング）を行って、各々のスラブ上面の2次元的形状の検出を試みる。一例として、Fig. 2 aにあるように、幅90 kmの帯状のブロックを考え、さらにそれと直角方向（スラブの軸方向）に幅20 kmごとの小ブロックに分ける。小ブロックごとの観測点ではスラブ上面、すなわちScS波からScSp波の変換点の深さが一定とみなし、ScSp波の到達が同時と考えて、同じ小ブロック同士の波形記録をまず単純にスタッ

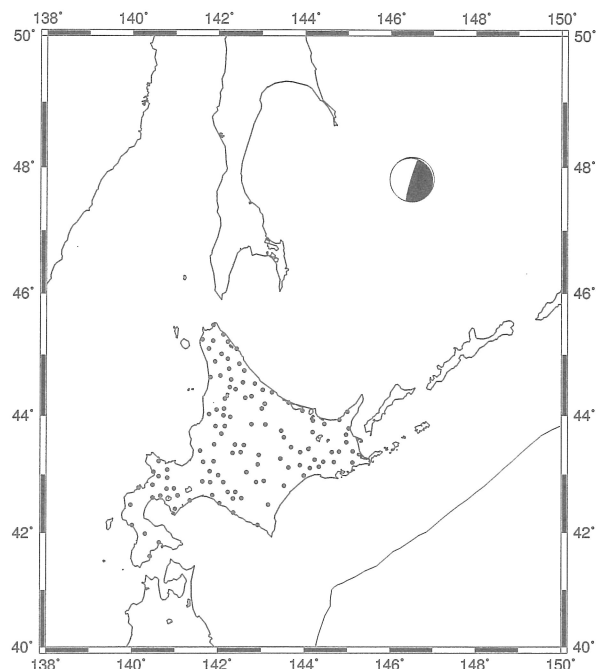


Fig. 1. Locations of Hi-net stations in Hokkaido, Japan, represented by solid circles, and the epicenter of the studied event on November 17, 2002 of 479.8 km in depth. Its focal mechanism estimated by the Harvard CMT inversion is also shown.

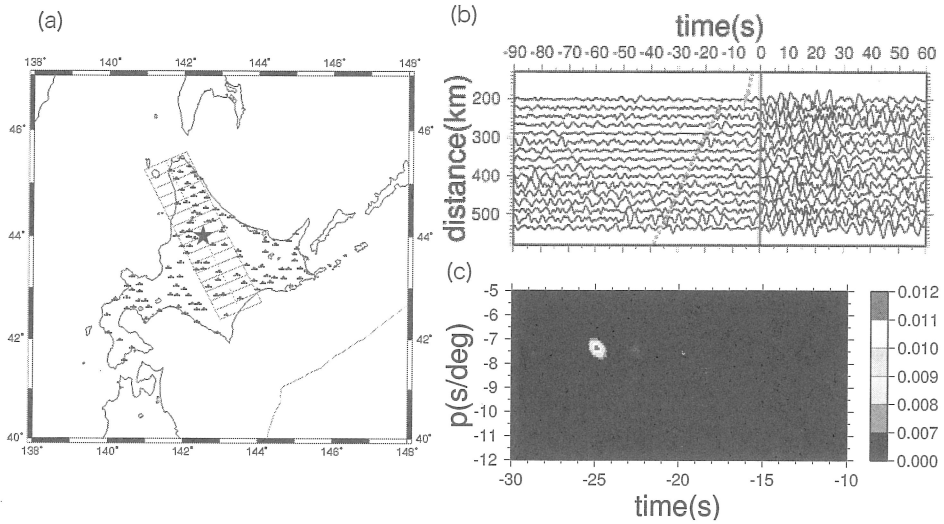


Fig. 2. (a) Example of blocks for τ - p stacking. The star represents the location of the reference point for stacking, (b) their stacked waveforms with the arrival of ScSp phase to be aligned, and (c) amplitude contours of their slant stacking.

クする。こうして得られた Fig. 2 b のような波形記録が小ブロック毎に得られる。この段階においても既にスタック後なので、ScSp 波は単独の波形よりも若干明瞭になる。スラブ上面の形状が単純とみなして、これらの波形群にさらにスラントスタック slant stack の操作を施す。

すなわち、ScSp 波が平面波として到着するとし、そのスローネス p 、すなわち見かけ速度の逆数を係数にして、基準点からの距離に比例して時間ラグを持ってスタックする。基準点から j 番目のブロックとの距離を D_j とし、その波形のスタックする際の時間ラグは $\tau_j = D_j \cdot p$ であり、ここでは p を -12 s/km からゼロまで検索する (e.g., Kawakatsu and Niu, 1994)。そして、微小な信号である ScSp 波に対応する部分ができるだけ明瞭になるように、 N th-root stacking を求める (Kanasewich, 1973)。時刻 i のスタックした値 $y_i(p)$ は、以下のように定義される：

$$y_i(p) = R_i(p) |R_i(p)|^{N-1}$$

ここで、

$$R_i(p) = \frac{1}{K} \sum_{j=1}^K \text{sgn}(x_j(i + \tau_j)) |x_j(i + \tau_j)|^{1/N}$$

$x_j(i)$ は j 番目のブロックでの波形の時刻 i での振幅、 K はブロック数、そして sgn は符号 (正なら 1, 負なら -1 , ゼロなら 0) を表わす。上の定式化は、 $N=1$ での単純な線形スタックを拡張したものである。 N を大きくすれば、微小な信号が大きく現れるはずだが、ノイズの一部も同時に強調されてしまう。いくつかの試行錯誤の上、本研究で解析するデータは $N=2$ の場合において、ScSp 波に対応する信号が最も明瞭に検出された。

Fig. 2 b の波形群をこのようにしてスラントスタックし、その結果を Hilbert 変換して包絡線

を得て、振幅の $(t-p)$ 平面での分布として示したのが、Fig.2 c である。この図の最大値が ScSp 波の走時とスローネスに対応し、ここでは $t = -25$ sec, $p = -7.25$ sec/deg が求まる。こうして沈み込む角度が一定と仮定した場合において、Fig. 2 a での基準点での ScS 波に対する ScSp 波の相対的な到着時間とスローネス（逆数が見かけ速度）が求まる。P 波と S 波の速度構造を仮定すれば、この結果より ScS 波が ScSp 波に変換された場所（水平での位置、および深さ）が求まる。スラブ（太平洋プレート）の沈み込む方向に沿っての 5 つのブロックにおける、上に説明した slant stack の結果を Fig. 3 にまとめる。それぞれのブロックで平面波として ScSp 波が入射した場合の、各基準点での時刻とスローネスが求まり、その転換点、すなわちスラブ上面の深さを求めることがひとまず可能であることが確認された。

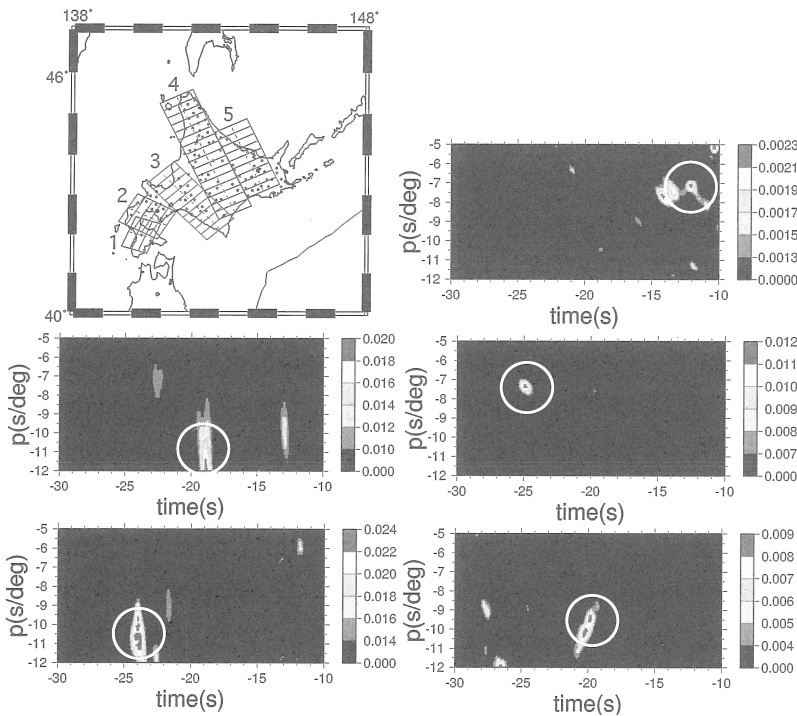


Fig. 3. Map of five blocks and their amplitude contours of their slant stacking: blocks 1 and 2 in the left, and blocks 3, 4 and 5 in the right.

従来の単純な slant stack では、すべての観測点で同じ平面波が入射してきたと仮定した。しかし、本研究の観測点は沈み込む方向に最大で 200 km 近くの広がりがあるので、この仮定はあまり妥当ではない。そこで、一般的な形状でのスラブ上面で転換されたモデルについて、ブロック内の観測点間で ScSp 波の走時とスローネスを補正してスタックする手法を新たに導入する。スラブ上面の形状をいくつかのパラメーターによって表現し、そのモデルから予想される波線を波線追跡によって推定して、観測点ごとに背景となる 1 次元速度構造から ScSp 波の時間ラグを計算し、それをもとにスタックをする。これを繰り返して、ScSp 波の信号が最大になるパラメーターよ

りスラブ上面の形状を求める。パラメータ推定は非線形イメージングとなるので、その手法のひとつである Neighbourhood Algorithm (Sambridge, 1999), NA 法を用いる。

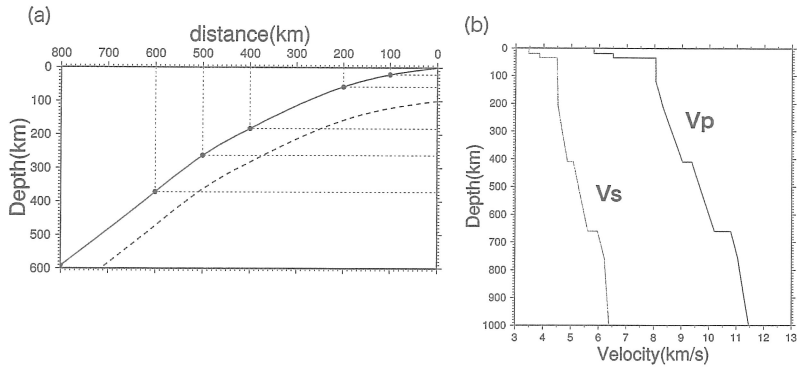


Fig. 4. (a) Six parameters for the plate model of each block, and (b) reference velocity model of ak135.

スラブ上面の形状としては、Fig. 4 aのように、100, 200, 400, 500, 600と800 kmのスラブ上面のそれぞれの深さをパラメータとして、これを変動させて cubic spline 内挿で得られたプレートモデルを用いる。そして、Fig. 4 bの標準地震波速度モデルである ak 135 (スラブ上面で10%の速度不連続)に基づいて、鉛直下方より入射した ScS 波とスラブ上面で P 波に変換された ScSp 波の波線追跡を行い、各観測点の ScS 波との走時差を計算する。Fig. 1 に示すように近傍での深発地震なので、核・マントル境界から反射される ScS 波については、本研究で用いる観測点においては、このような入射を仮定しても ScSp 波の走時については十分な精度である。与えられたモデルについて ScSp 波の各観測点での走時を計算し、その走時に従って波形をずらしながらスタックを行う。最適なモデルの場合には、こうしてスタックした ScSp 波の振幅が最大となるはずである。各パラメータの値の組み合わせによって、この最大値は複雑に変化するため、NA 法を適用した。一般には、ランダムにモデルを抽出する操作と、いかに効率よく最適モデルに絞っていく操作のバランスが重要であるが、はっきりとした基準の設定は難しい。NA 法でも、やや主観的な基準値が必要となる。NA 法で最も本質的なのは、検索の各 iteration ごとに作成されるモデルの数 N と、その中から次の検索の iteration に進む最適モデルの数 M の割合である。いくつかの試行錯誤の結果、本研究のデータとモデルにおいては、 $N=30$, $N=10$ が良い結果を与えるので、これを採用する。本研究での波線追跡のやり方や採用した NA 法の説明については、Osada (2005) に詳しく示されている。

Fig. 3 のブロック 2 についての上記の解析結果を、Fig. 5 に示す。NA 法に従って抽出された Fig. 5 a のような約 6,500 のプレート上面形状のモデルについて、各観測点での ScSp 波と ScS 波の走時差を求めて、その時刻分をずらしてスタックし、ScSp 波に相当する部分の信号が最大となるモデルを求める。Fig. 6 には、こうして Fig. 3 の各ブロックごとに求められた最適なプレート上面の形状と、それに対する ScSp 波の波線を示す。この章の最初に仮定した沈み込む角度が一定

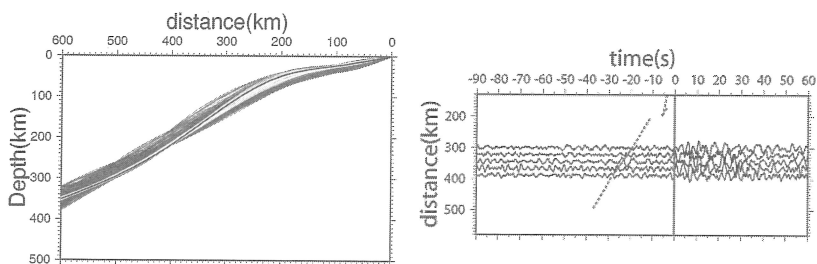


Fig. 5. Total of the searched 6,500 plate models and the optimal model (tick line), together with waveforms to be stacked with the ScS phase aligned for block 2.

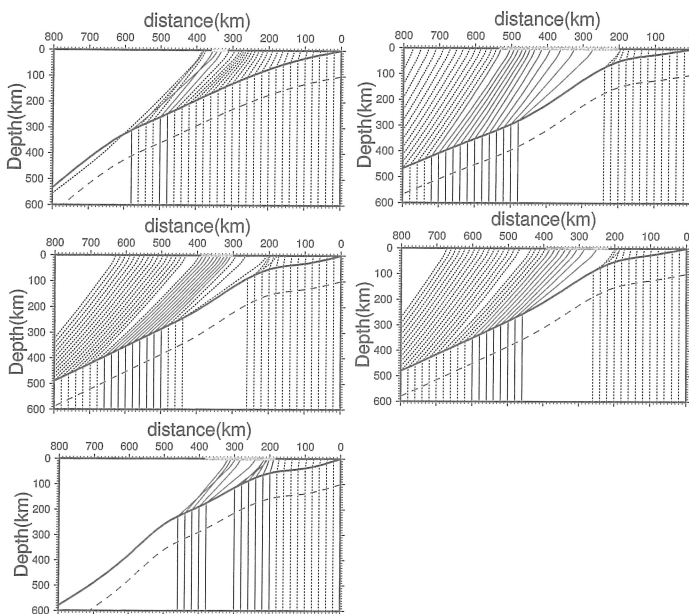


Fig. 6. Optimal plate models and their ray paths of ScSp phases for blocks 1, 2 and 3 in the left, and blocks 4 and 5 in the right.

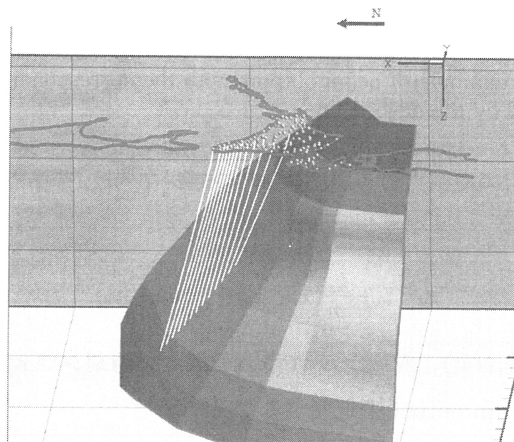


Fig. 7. Three-dimensional view of the inverted upper boundary of the Pacific plate by cubic splines for the five model of Fig. 6, and ray paths of ScSp for block 4.

として slant stack した場合よりも、かなり凸凹が目立つブロックも見られ、この解析が本研究のデータでは重要であることがわかる。Fig. 7には、こうして得られた5つのプレート上面の形状を海溝軸方向には cubic spline 内挿を用いてスムーズに結びつけたスラブ上面の深さおよび、その3次元形状を模式的に示す。ここにはブロック4の ScSp 波の波線も加えている。

VI. f - k スペクトル解析

前章で行ったスタッキング解析は、プレート全体のおおまかな形状を求めるには適している。しかし、沈み込むプレートの走行方向毎にその形状を決定するなど、いくつかの先験的な仮定が必要であった。また、アレイ解析としてスタックした観測点は 200 km 近くも離れている場合もあり、波形間での相関のよさが条件であるアレイ解析の本来の目的にはそぐわない面もある。そこで、前章で求められた結果の精度と信頼性をさらに高めるために、各観測点に隣接する観測点のみをまとめて、frequency-wavenumber、通称 f - k スペクトル解析を行う (e.g., Capon, 1973; Aki and Richards, 1980)。これは、Fig. 8に模式的に示すように、ある観測点を基準点としてその周辺の6、7点に対して「局所的に」平面波が入射すると仮定し、波数ベクトル (k_x, k_y) を変えながら、周波数毎に足し合わせ、その自己相関から最大となるパワースペクトルを求める。

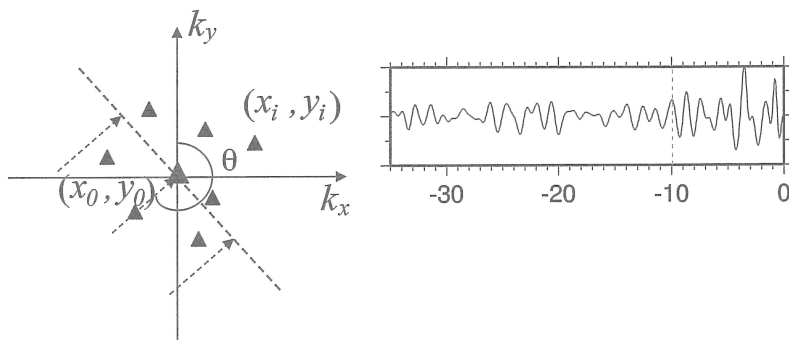


Fig. 8. Schematic view of f - k spectral analysis as a plane-wave incidence with the reference station located at (x_0, y_0) with adjacent stations at (x_i, y_i) , and an example of beam outputs with the corresponding ScSp phase represented by the dashed line.

(x_i, y_i) に位置する i 番目の観測点の各周波数 ω の時刻シフトは、基準点の (x_0, y_0) の到着時刻を t_0 とすると、

$$t_i = t_0 + \frac{k_x}{\omega}(x_i - x_0) + \frac{k_y}{\omega}(y_i - y_0)$$

となる。各観測点の記録 $x_i (i=1, \dots, N)$ についてそれぞれこの時刻シフトを施した後に足し合わせたものを、ビーム出力 beam output と定義する：

$$b(k_x/\omega, k_y/\omega, t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i(t + t_i)$$

ビーム出力の自己相関関数 $\langle \cdot \rangle$ のフーリエ変換

$$P(k_x, k_y, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \cdot \exp(i\omega\tau) \langle b(k_x/\omega, k_y/\omega, t) \cdot b(k_x/\omega, k_y/\omega, t + \tau) \rangle$$

が、 f - k パワースペクトルとなる。ある周波数帯域で、 k_x と k_y のグリッドサーチからこのパワースペクトルが最大となる信号より、スローネスや到来方向の back azimuth が求まる：

$$p = \frac{\sqrt{k_x^2 + k_y^2}}{\omega}, \quad \theta = \tan^{-1}(k_x/k_y)$$

本研究で用いたデータは 112 観測点の各点を基準点にして、近傍の 7 観測点をそれぞれ選び、上の f - k スペクトル解析を行う。各アレイ解析の観測点の広がり は約 50 km である。Fig. 9 に、0.5 から 1.5 Hz の周波数帯域での 7 例の結果を示す。 (k_x, k_y) 平面でのパワースペクトルのピークが ScSp 波に対応し、その波数ベクトルから入射方向、スローネス、それに対応する波をビーム出力に波線で示す。

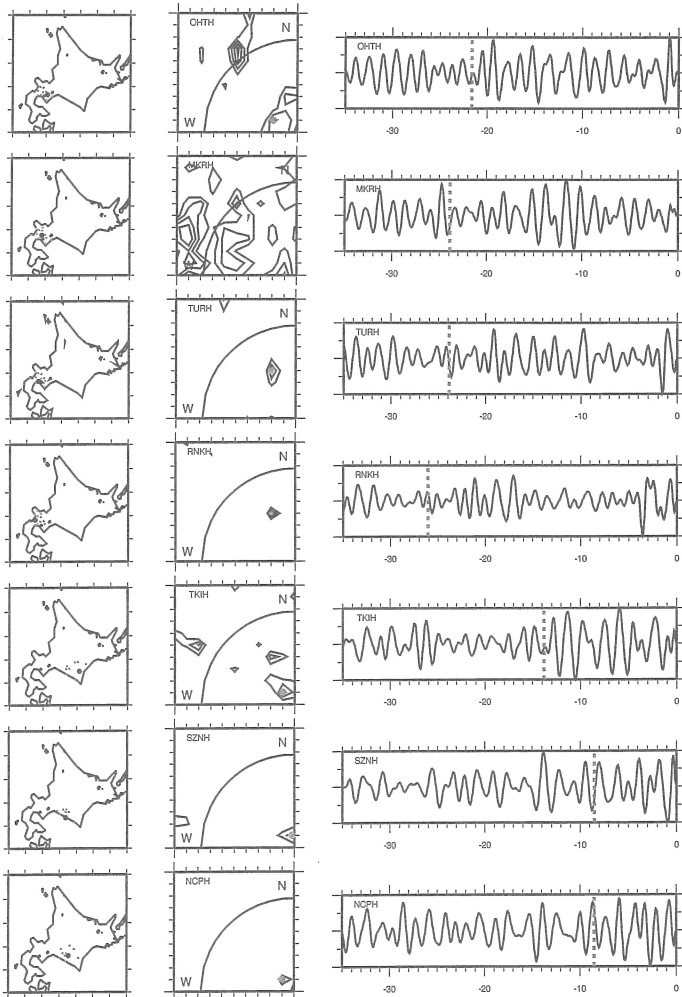


Fig. 9. Examples of f - k spectral analysis. The reference and adjacent stations in the left, contours of power spectra in the wavenumber domain in the center, and corresponding beam outputs in the right.

112 観測点すべてにわたり ScSp 波に相当する部分を解析したが、やはり ScSp 波の信号そのものが微弱であることと、アレイの広がり方が 50 km で大きいため、観測波形間の相関がよくなかった。Fig.9 で示した周波数帯域より低周波では相関はよいものの信号が弱く、高周波側では相関が著しく落ちてしまい、実際に明瞭なピークが得られたのは上の周波数帯域のみであった。そのうち Fig.9 のようにスペクトルピークが確定できた例は、21 点のみであった。これらの観測点については、最大ピークに対応する波数ベクトルと ScS 波との走時差より、前章と同じ速度構造 ak 135 を仮定して、観測点から逆方向に波線追跡する。こうして ScSp 波のスラブ上面での通過点と深さが推定できる。Fig. 10 a に、前章の NA 法より求めたスラブ上面のコンター線の結果に、21 点の結果をプロットした。前章の結果はスラブ上面全体を滑らかに近似したもので、特に海溝軸に水平方向には単に 5 つのブロックの形状をつなぎ合わせただけである。このように連続的ではなく通過点のみのスポット的にしかこの章での解析ではカバーできてはいないが、精度と信頼性は高く、その深さを相補的に求めることができた。細かな凹凸については、Fig. 10 a で点で示された結果を参照すべきである。

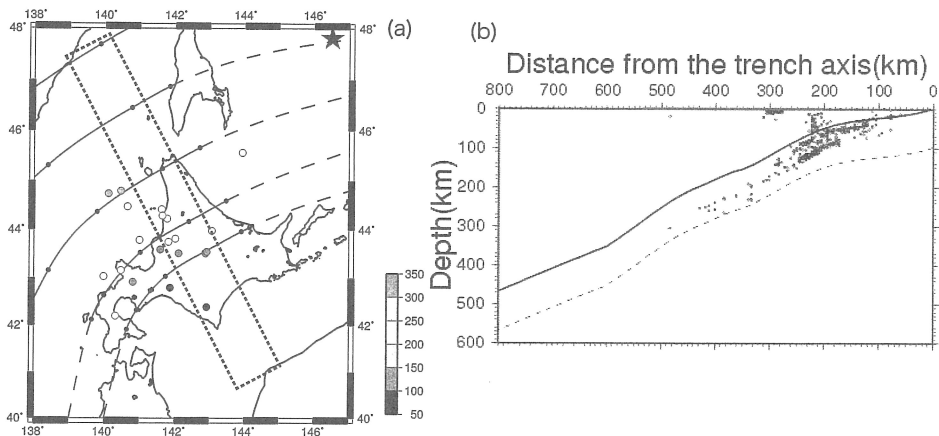


Fig. 10. (a) Comparison of the contours for the depths of the upper plate boundary inverted by NA algorithm and stacking with the conversion depths of ScSp phase estimated by the f - k spectral analysis, and (b) plate geometry in the region represented by the block of (a), together with the epicentral distribution obtained by Katsumata et al. (2002).

V. まとめと考察

Fig. 10 b には、Fig. 10 a に示すブロックに沿っての北海道周辺の沈み込む太平洋プレートの上面の形状の断面図を示す。これらの結果は、これまで Umino et al. (2002) などでおおまかに得られた形状と大きな食い違いはない。ただし、この地域のプレートの細かな形状は、スラブ内地震の震源分布により推定されるのみだったので、これと独立なデータを用いた本研究の結果との比較は重要である。Fig. 10 b には、北海道中央部分を横切るこのブロック内で発生する地震について、Katsumata et al. (2002) によって最近精度よく決定された震源分布を比較する。この地域で

は深さ 150 km までスラブ内での 2 重深発面が続いて、それ以深では次第にひとつになる傾向がわかっていた。これは上側の深発地震面の方がスラブ上面から系統的に深い所へ移動していることが、この図から新たに確認された。深さ 200 km 付近でスラブ上面がやや屈曲しており、その影響により深発地震の発生場所に変化が起こった可能性もある。このように、この地域のスラブ内部での応力状態の推定、ならびに深発地震の成因を考察する上で極めて重要な結果である。

Hi-net 地震観測網は日本列島のスケールにおいては、従来にない高密度の地震観測網である (Obara, 2003)。しかし、北海道地域に限ってみると、アレイ波形処理が有効に行われるための条件である隣接観測点間の波形の相互相関は、f-k スペクトル解析の所で指摘したように、1 Hz 以上の高周波数領域では不十分である。従って、この地域における ScSp 波の信頼おける信号は十分な量の検出ができなかったし、特に、ScSp/ScS 振幅比やその周波数依存性といったスラブ上面の速度不連続構造を定量的に推定するデータを得るには至らなかった。今後、このような振幅の周波数依存性等をより多くの震源からのデータを用いて、それらをスタック等のアレイ解析を駆使して ScSp 波の信号を高めることで、この地域のスラブ上面の速度不連続構造の情報を少しでも多く推定することが課題である。

謝辞 本研究で使用した地震波形記録は、防災科学技術研究所の Hi-net の Web サイトからダウンロードして、使用させていただいた。また、記録の一部については、北海道大学地震火山研究観測センターと気象庁から提供していただいた。

文 献

- Aki, K., and P.G. Richards, 1980. *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, W.H. Freeman, San Francisco, pp. 932.
- Capon, J., 1973. Signal processing and frequency-wavenumber spectrum analysis for a large aperture seismic array, in *Methods of Computational Physics*, **13**, 1–59.
- Iidaka, T., and K. Obara, 1993. The upper boundary of the subducting Pacific Plate estimated from ScSp waves beneath the Kanto region, *J. Phys. Earth*, **41**, 103–108.
- Kanasewich, E.R., 1973. *Time Sequence Analysis in Geophysics*, Univ. Alberta Press, Edmonton, pp. 352.
- Katsumata, K., N. Wada and M. Kasahara, 2002. Newly imaged shape of the deep seismic zone within the subducting Pacific plate beneath the Hokkaido corner, Japan-Kuril arc-arc junction, *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10. 1029/2002JB002175.
- Kawakatsu, H., and F. Niu, 1994. Seismic evidence for a 920–km discontinuity in the mantle, *Nature*, **371**, 301–305.
- Nakanishi, I., 1980. Precursor to ScS phases and dipping interface in the upper mantle beneath southwestern Japan, *Tectonophysics*, **69**, 1–35.
- Obara, K., 2003. Hi-net; High-sensitivity seismograph network, Japan, in *Methods and Applications of Signal Processing in Seismic Network Operations*, (eds., T. Takanami and G. Kitagawa), 79–88.
- Okada, H., 1979. New evidences of the discontinuous structure of the descending lithospheres revealed by ScSp phase, *J. Phys. Earth*, **27**, S53–S63.
- Osada, K., 2005. *Geometry of the Upper Boundary of the Pacific Plate Beneath the Hokkaido Region Estimated*

from ScSp Phase, M.S. thesis, Hokkaido University, 46pp.

Sambridge, M., 1999. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – I. Searching a parameter space, *Geophys. J. Int.*, **138**, 479–494.

Umino, N., Y. Asano, T. Okada and T. Matsuzawa, 2002. Geometry of the subducted Pacific slab estimated from ScSp phases observed by the high density seismic network, *Prog. Abstr. Seis. Soc. Japan, Fall meeting*, A50.