

釧路・十勝沖海底地震総合観測システムの 海底地震計センサノイズ特性と地震検知能力の関係について

平田 賢治^{*1} 杉岡 裕子^{*1} 藤沢 格^{*1}
片山 武^{*2} 海宝 由佳^{*1}
菱木 賢治^{*2} 柏原 静雄^{*3}

釧路・十勝沖海底地震総合観測システムの地震観測網によって、どのくらい小さい地震まで震源決定できるかをセンサ固有ノイズの特性に基づき検討した。適当な帯域通過フィルターを掛けた擬似的観測記録において「センサ固有ノイズのRMS振幅の4倍以上なら地震波として同定できる」という基準の下では (a) M2.5の場合、釧路システム地震観測網の中心から半径約70~80kmの範囲なら3つの観測点すべてでP波及びS波の両方を同定でき、(b) M2.0の場合は、半径約30~40kmの範囲でP波とS波の両方を同定できると考えられる。しかし (c) 3つの観測点すべてで同時にM1.0の微小地震のP波を同定することはほとんど不可能である。この結果は、実際に同システムの地震観測網を使って震源決定した結果と調和的である。

一方、より厳しい「センサ固有ノイズのRMS振幅の8倍以上の地震波なら同定可能」という基準の下では、M=3.0の微小地震を、釧路・十勝沖のほぼ全域において高精度かつ確実に震源決定できると考えられる。この基準は実際の震源決定と比較しても厳しいと思われる。したがって、釧路システム地震観測網データと北海道大学等の陸上微小地震観測網データを併合処理した際に得られる震源パラメータのデータセットに基づけば、釧路・十勝沖海域のM3程度の小ささの微小地震活動の消長、増大、空間的推移を詳細に、おそらく系統的な誤差なく把握することが可能であろう。

キーワード：センサ固有ノイズ、釧路・十勝沖海底地震総合観測システム、地震観測網、震源決定能力

On a relation between inherent sensor noise characteristics and event detectability of seismic network of the real-time seafloor geophysical observatory off Kushiro-Tokachi

Kenji HIRATA^{*4} Hiroko SUGIOKA^{*4} Itaru FUJISAWA^{*4}
Takeshi KATAYAMA^{*5} Yuka KAIHO^{*4}
Kenji HISHIKI^{*5} Shizuo KASHIWABARA^{*6}

We examined event detectability of the seismic network with the geophysical observatory off Kushiro and Tokachi, based on the inherent sensor noise characteristics confirmed by a calibration test at the JMA Matsushiro seismological observatory. Under the criterion that an observer can identify a seismic signal with amplitude larger than 4 times as large as RMS amplitude of the inherent sensor noise on an appropriate band-passed velocity waveform, (a) both the P- and S-waves from an M2.5 event can be identified within a circle with a radius of approximately 70 to 80 km from a center of the seismic network, and (b) those from an M2.0 event can be identified within a circle with a radius of

* 1 海洋科学技術センター深海研究部
* 2 日本電気海洋エンジニアリング(株)
* 3 気象庁精密地震観測室
* 4 Japan Marine Science and Technology Center
* 5 NEC Ocean Engineering, Ltd.
* 6 JMA matsushiro seismological observatory

approximately 30 to 40 km. However, P-waves cannot be simultaneously identified at the three OBSs. This result are similar to that of an actual hypocenter determination by using travel time data of the seismic network.

Assuming that a seismic signal with amplitude larger than 8 times the RMS amplitude of the inherent sensor noise can be identified, we can locate an M3.0 event within almost the all areas off Kushiro and Tokachi. It would be no possibility that an observer cannot identify a seismic signal with amplitude larger than 8 times the RMS amplitude of the inherent sensor. Therefore, we would be able to investigate space and time distribution of microearthquakes with magnitude lager than 3.0 within almost the all areas off Kushiro and Tokachi, if an reliable event-parameter data-set determined by using travel time data from both the JAMSTEC and the Hokkaido university is used.

Keywords : inherent sensor noise, geophysical observatory off Kushiro-Tokachi, seismic network, event detectability

1. はじめに

平田ほか(2001a)によって,気象庁精密地震観測室での試験観測に基づき北海道釧路・十勝沖海底地震総合観測システムに装備された海底地震計(以下,釧路システム地震計と略)のセンサ固有ノイズ特性が調べられている。それによれば,高感度チャンネル(0.05~40Hzまで加速度にフラットな特性)のセンサ固有ノイズは時間領域において $2 \sim 3 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2 \text{ p-p}$ ($2 \sim 3 \text{ mgal p-p}$)の振幅を持つ。また,微小地震の周波数帯域の $2 \sim 30\text{Hz}$ では,センサ固有ノイズは時間領域において $8 \sim 10 \times 10^{-6} \text{ m/s}^2 \text{ p-p}$ ($0.8 \sim 1.0 \text{ mgal p-p}$)程度の大きさである。図1に気象庁精密地震観測室で実測された釧路システム地震計のセンサ固有ノイズ波形に $2 \sim 30\text{Hz}$ を通過帯域とするバンドパスフィルターを掛けた波形を示す。

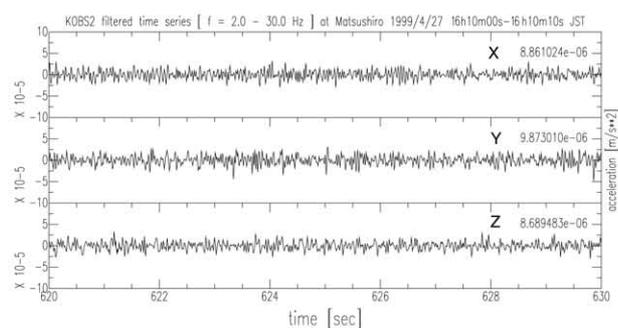


図1 松代観測所における観測された釧路システム海底地震計(KOB22の高感度チャンネル)に表れているセンサ固有ノイズの時間波形。上からX成分,Y成分,Z成分。各トレースの右上の数字はRMS片振幅(単位 m/s^2)を示す。センサ固有ノイズのRMS片振幅は $1.0 \sim 1.3 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ($1 \sim 1.3 \text{ mgal}$)である。

Fig. 1 An waveform of the inherent sensor noise from KOB22 high-gain channel observed at the JMA Matushiro seismological observatory (MAT). A numeral attached at the upper-right corner of each trace indicates RMS half-amplitude in m/s^2 . The RMS half-amplitudes of the inherent sensor noise ranges from 1.0 to $1.3 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ($1 \sim 1.3 \text{ mgal}$). top;X-component, middle;Y-component, bottom;Z-component.

このようなセンサ固有ノイズを持つ地震計を装備した釧路・十勝沖海底地震総合観測システムの海底地震観測網(以下,釧路システム地震観測網と略)はどのくらい小さい地震まで検知できると期待されるのであろうか?このような検討は,将来の海底地震総合観測システムの地震観測網を設計するために役に立つと考えられる。ここでは,まず微小地震の実体波の振幅,卓越周期,震央距離及びマグニチュードの間に成り立つ関係を調べ,あるマグニチュードの地震の実体波をある距離離れた観測点で観測した場合,その震幅と卓越周期がどのように表せるか検討する。次に,平田ほか(2001a)によって調べられたセンサ固有ノイズ波形の上に理論的に計算されたP波とS波を重ねた擬似的な地震記録上で,どのくらい小さい地震まで認識できるか視覚的に確かめる。最後に,センサ固有ノイズとレベルと地震検知能力の関係について考察する。

2. 微小地震の実体波の最大振幅,周期,震央距離及び,マグニチュードの関係

ふつう近地微小地震のマグニチュードの決定において速度波形を使うことが一般的である。ここでも地動速度について考える。日本では,村松(1964),Terashima(1968)等によって,また特に,気象庁の67型地震計や76型地震計に対して,神林・市川(1977),竹内(1983)や吉岡・飯尾(1988)等によっていくつかの経験式が提案されている。渡辺(1971)は,京都大学阿武山地震観測所の感度及び周波数帯域が異なったいくつかの地震計を組み合わせる多数の浅発地震を調べ,震央距離 Δ (km)が 200km 以内において,次の2つの経験式,

$$\log A_V = 0.85 M - 1.73 \log \Delta - 2.50, \quad (1)$$

$$\log T_V = 0.20 M - 1.50, \quad (2)$$

が成り立つことを示した。但し, M は地震のマグニチュード, A_V は地動速度の上下動成分の最大値(10^{-8} m/s)及び T_V は最大地動速度を与える周期(sec)である。渡辺(1971)による(1)式は,いわば日本における速度マグニチュード計算式の原点とも言える。実際に釧路システム地震計を用いた震源決定にも暫定的に(1)式が用いられている。また, M

と T_V について, Terashima(1968)は, $\log T_V = 0.30 M - 1.40$ という式を提案しているが, 実際の釧路システム地震計の記録に対して(2)式の方がよく合うようである。

(1)及び(2)式を用いる場合, $\Delta < 200\text{km}$ では, 地動速度の最大振幅は実体波またはその変換波に相当すると考えてよい(渡辺, 1971)。ここでは, 両式によって, S波による地動速度の上下動成分が表されているものとする。S波の卓越周期 T_S とP波の卓越周期 T_P の比は, 観測記録に基づき, Furuya(1969)が約1.5, 山口ほか(1978)が1.5~1.86という値を報告している。ここでは,

$$T_S / T_P = 1.5 \quad (3)$$

を仮定する。またS波の振幅 A_S とP波の振幅 A_P の比は,

(V_P/V_S) = 3を仮定し, 波線理論に基づき,

$$A_S / A_P = 3 \quad (4)$$

とする。(1)~(4)式に基づき, あるマグニチュードの微小地震から放射されたP波とS波をある観測点で観測した場合の理論的な振幅と卓越周期が計算される。

3. 疑似観測記録上のP波及びS波の同定

ここでは, センサ固有ノイズの速度波形の上に, 2章で述べた方法により計算されたP波とS波を重ねて擬似的な観測記録を作成し, 視覚的にどの程度の大きさの微小地震まで同定できるか検討する。センサ固有ノイズの速度波形は, 平田ほか(2001a)によって得られたセンサ固有ノイズの加速

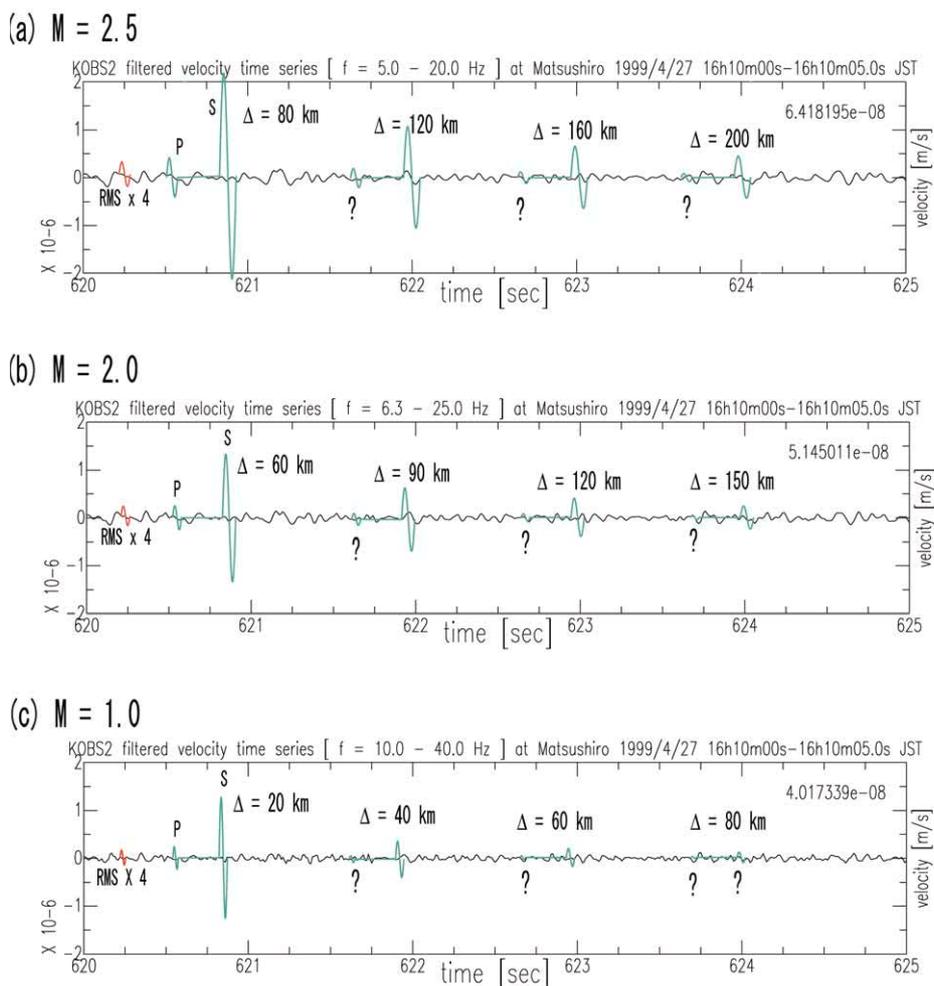


図2 センサ固有ノイズ波形の上に理論的に計算されたP波とS波を重ねた擬似的な速度記録。上から順に(a) $M = 2.5$, (b) $M = 2.0$, (c) $M = 1.0$ の場合を示す。各々の擬似的観測記録には対応する地震からのP波とS波の卓越周期を含むような帯域通過フィルターをかけてある。通過帯域は(a) 5~20 Hz, (b) 6.3~25 Hz, (c) 10~40 Hzである。各擬似的記録の右上の数字は, センサ固有ノイズのRMS片振幅(m/s)を示す。

Fig. 2 Simulated velocity calculated based on the inherent sensor noise, overlapped with theoretical P- and S-waves. (a), (b), and (c) are the cases of $M = 2.5$, $M = 2.0$, and $M = 1.0$, respectively. A band-pass filter is applied to each simulated record so that predominant frequencies of both the P- and S-waves are passed. The pass bands are (a) 5~20 Hz, (b) 6.3~25 Hz, and (c) 10~40 Hz. A numeral attached at the upper-right corner of each record indicates the RMS half-amplitude in m/s.

度波形を数値的に積分し速度波形に変換したものをを用いる。なお、実際の釧路沖海底に設置された海底地震計のセンサ固有ノイズレベルは、気象庁精密地震観測室内で測定したレベルに比べ、2~30Hzでパワーで平均約1/4ほど小さい(平田ほか, 2001a)ので、センサ固有ノイズの加速度波形の振幅を半分にした後、速度波形に変換した。また、微小地震の実体波を同定する場合、速度波形に適当な帯域通過フィルターをかけS/Nを向上させることが一般的だろう。ここでも、実際の震源決定作業時を考え、地震の大きさによって異なる帯域通過フィルターを用いた。

図2に、異なる帯域通過フィルターを掛けたセンサ固有ノイズ波形の上に、理論的に計算されたP波とS波を重ねた擬似的観測記録を示す。上から順に(a)M=2.5、(b)M=2.0、(c)M=1.0の場合を示す。P波とS波は1周期のみの孤立サイン波で表されている。P波、S波各々が同定できるか

否かのみを検討するのでS-P時間は無視している。また、各々の擬似的観測記録にはP波とS波の卓越周期を含むような帯域通過フィルターをかけてある。通過帯域は(a)5~20 Hz、(b)6.3~25 Hz、(c)10~40 Hzである。なお、釧路システム地震計において実際の釧路沖海底の脈動は0.1~2Hzに見られる(平田ほか, 2001a)。これ以外の帯域では脈動の大きさはセンサ固有ノイズレベル以下であると考えられる。上記の3つの周波数帯域においてはセンサ固有ノイズが卓越していると考えて良い。

例えば(a)M=2.5の場合、 $\Delta=80$ km地点においてP波を同定できると判断できるが、 $\Delta=120$ km地点においてP波はセンサ固有ノイズと同等程度の大きさになり、その同定は難しいであろう。また(c)M=1.0の場合、 $\Delta=60$ km地点においてS波はかろうじて同定できるものと思われるが、 $\Delta=80$ km地点においてはS波の同定は難しいものと判断され

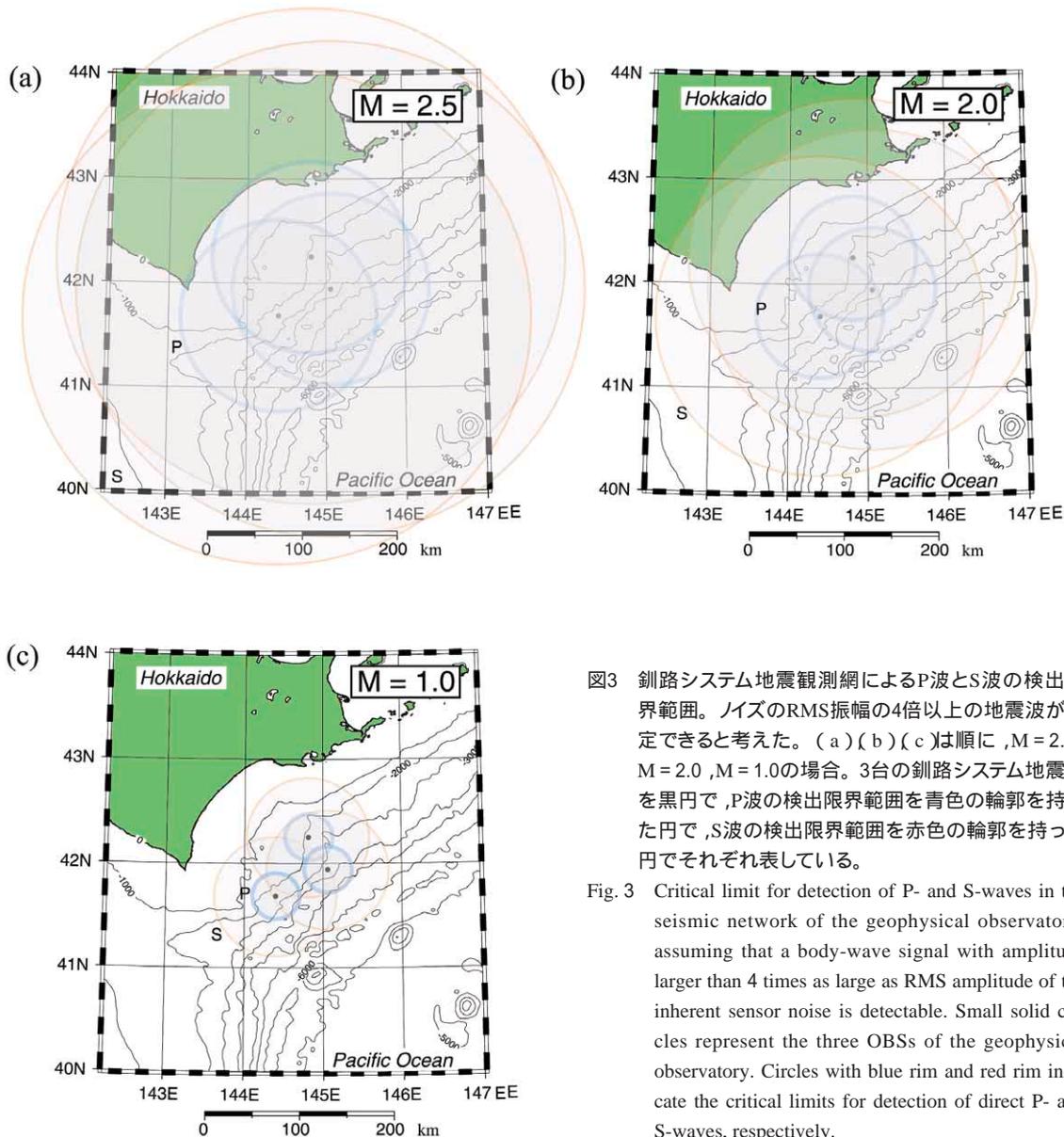


図3 釧路システム地震観測網によるP波とS波の検出限界範囲。ノイズのRMS振幅の4倍以上の地震波が同定できると考えた。(a)(b)(c)は順に、M=2.5、M=2.0、M=1.0の場合。3台の釧路システム地震計を黒円で、P波の検出限界範囲を青色の輪郭を持った円で、S波の検出限界範囲を赤色の輪郭を持った円でそれぞれ表している。

Fig. 3 Critical limit for detection of P- and S-waves in the seismic network of the geophysical observatory, assuming that a body-wave signal with amplitude larger than 4 times as large as RMS amplitude of the inherent sensor noise is detectable. Small solid circles represent the three OBSs of the geophysical observatory. Circles with blue rim and red rim indicate the critical limits for detection of direct P- and S-waves, respectively.

る。図3では、このような視察によって、その同定が難しいと考えられる相に「？」マークを付けた。これらの結果をまとめると、センサ固有ノイズのRMS振幅の4倍以上の振幅を持つ実体波は同定できると考えて良いだろう。

4. センサ固有ノイズに基づく釧路システム地震計による地震検知能力の推定

観測点に到達する時までにセンサ固有ノイズ波形のRMS振幅の4倍の振幅を保持している微小地震は、観測点からどのくらい離れた場所に位置することができるだろうか？(1)式を Δ について解き、地図上にプロットしたのが図3である。図3(a)(b)(c)は順に、 $M=2.5$, $M=2.0$, $M=1.0$ の場合である。3台の釧路システム地震計を黒円で、P波の検出限界範囲を青色の輪郭を持った円で、S波の検出限界範囲を橙

色の輪郭を持った円でそれぞれ表している。

図3(a) $M=2.5$ の微小地震の場合、釧路システム地震観測網によって3つの青輪郭円の重なった範囲(3つの青輪郭円をそれぞれ B_1, B_2, B_3 とすると、 B_1, B_2, B_3 の部分)が、3観測点すべてにおいてP波とS波が同定できる範囲を示している。したがって、同地震観測網の中心から半径70~80kmの範囲内なら、3観測点すべてにおいてP波、S波の両方が同定でき最も情報量が多く信頼が置ける解が得られる範囲となる。なお、地震波速度構造を既知とすれば、震源決定における4つの未知パラメタ、緯度、経度、深さ及び、発震時刻に対して、理論上は4つの観測量があれば解が得られるはずである。これは、ある1つの観測点でP波、S波が、他の2観測点においてS波のみが観測される場合に相当し決定精度は悪くなる。その範囲は B_1, B_2, B_3 の部分になる。

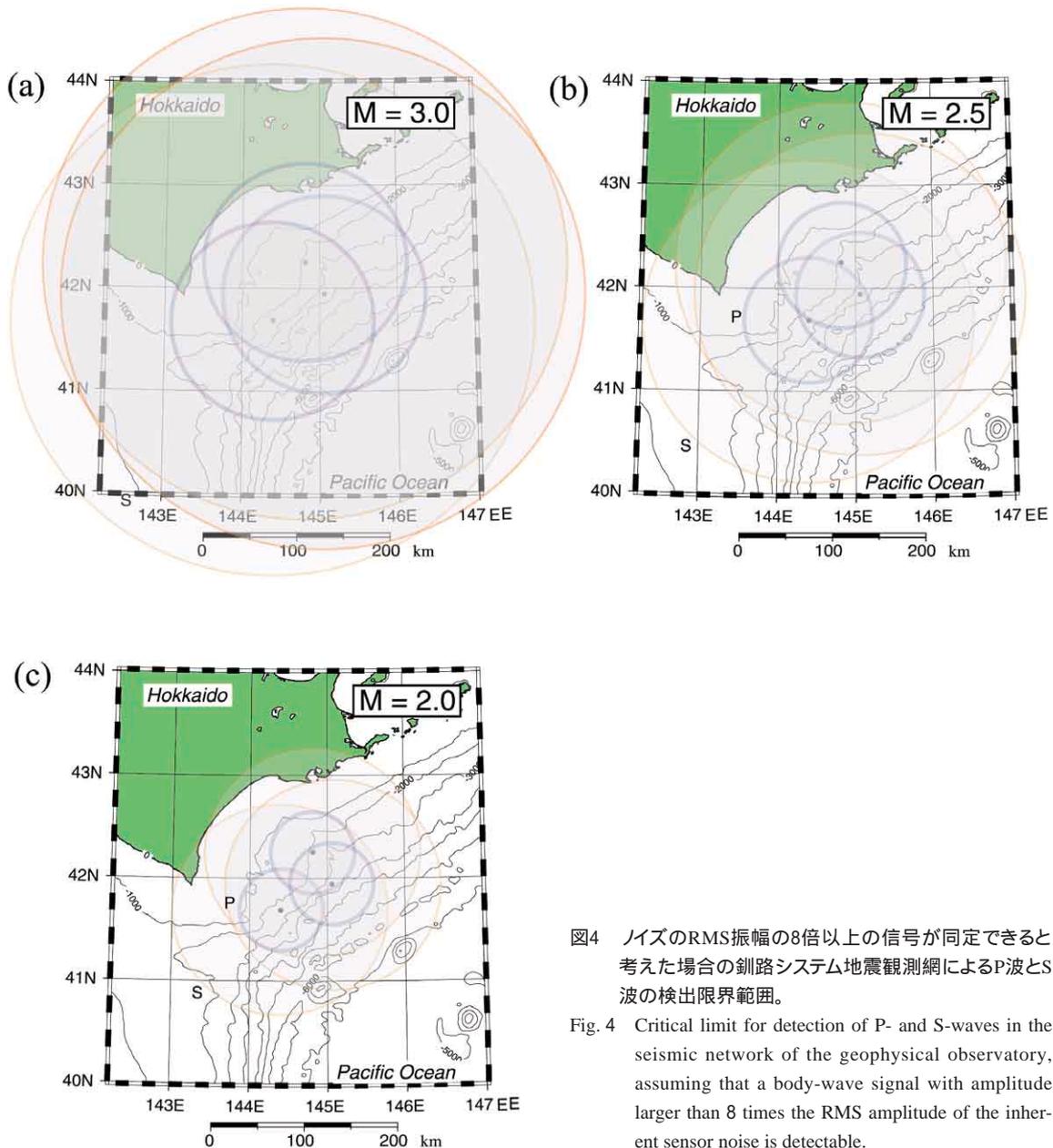


図4 ノイズのRMS振幅の8倍以上の信号が同定できると考えた場合の釧路システム地震観測網によるP波とS波の検出限界範囲。

Fig. 4 Critical limit for detection of P- and S-waves in the seismic network of the geophysical observatory, assuming that a body-wave signal with amplitude larger than 8 times the RMS amplitude of the inherent sensor noise is detectable.

同様に、図3(b) $M = 2.0$ の微小地震の場合、微小地震からのP波とS波を両方とも同定できる範囲は、3台の釧路システム地震計からなる3角形とほぼ同じ大きさになり、同地震観測網の中心から半径30~40kmの範囲となる。

図3(c) $M = 1.0$ の微小地震の場合は、ある観測点から20km以内に起きればそこではP波を同定することができるが、3つの観測点すべてでP波とS波の両方を観測することはほとんど不可能である。すなわち、この場合震源決定はできない。

5. 議 論

第3章及び第4章では、筆者らの主観によって「観測者が同定できる実体波の振幅がセンサ固有ノイズのRMS振幅の4倍以上」として検討を進めた。しかし、どの程度のS/N比以上であれば地震波を同定できるのかは、もちろん観測者によってある程度の差があるであろう。実際に3台の釧路システム地震計のみを使った震源決定が行われ、釧路システム地震観測網において震央距離100kmで $M2.0 \sim 2.5$ 程度が震源決定可能であったことが報告されている(平田ら(2001b))。彼らが報告した震源決定能力は第4章で推測された能力と概略同じである。彼らは地震計に比べS/Nの良いハイドロフォン(海底地震計に内蔵)もP波の同定に積極的に併用しており、単純に比較することはできないが、本報告における「ノイズのRMS振幅の4倍」という基準はあながち間違っていないものと思われる。仮に「ノイズのRMS振幅の8倍以上なら地震波を同定できる」と仮定した場合のP波とS波の検出限界範囲を図4に示す。3つの観測点すべてでP波とS波が同定でき震源決定できる範囲は、図4(a) $M = 2.0$ の場合は釧路システム地震観測網の中心付近に限られ、図4(b) $M = 2.5$ の場合は釧路システム地震観測網とほぼ同じ大きさになることがわかる。図4(c) $M = 3.0$ の場合は、釧路海底谷の30km東寄りから千島海溝と日本海溝の会合部付近までの水深500mから6000mのほぼ釧路・十勝沖全域において、3つの観測点すべてでP波とS波が同定できる範囲となる。

「ノイズのRMS振幅の4倍」が妥当な基準であったとしても、今回の結果はあくまで一つの目安に過ぎないことに注意すべきである。渡辺(1971)によって(1)及び(2)の経験式が求められた際に使用したデータがばらついており、同じマグニチュードの微小地震でも速度振幅で最大2~3倍幅があるからである。これは渡辺(1971)の元データが悪いと言う訳ではなく、この種類の経験式を求める場合すべてに言えることである。また、渡辺(1971)の経験式はもともと深さ50km以浅の地震から求められたようなので、今回の結果も50km以浅の微小地震に対してのみ適用できると考えるべきである。

また、渡辺(1971)の経験式は元々陸上地震観測網から得られたデータに基づいたものである。海底地震観測にも適用することが妥当性が保証されたわけではない。特に、海底地震計はほとんどの場合柔らかい堆積物の上に設置されるのでカップリングの影響は無視できない(例えば、

Sutton et al, 1981)。将来、新たな海底地震観測網を設計するにあたり、実際の観測データに基づき海底での地動速度減衰式を求めておくことも有用であろう。

本報告では、センサ固有ノイズから推定したP波とS波の検出限界範囲に焦点を絞り釧路システム地震観測網の地震検知能力について検討してきた。しかし、震源決定の際の決定誤差はこのような一面的な検討ではわからない。特に、陸上観測網による震源決定に必然的に含まれる、実際とは異なる速度構造を用いたために生ずる系統的誤差が釧路システム地震観測網によってどれほど改善されるか事前把握することはたいへん難しい。これを把握するためには、釧路システム地震観測網と陸上地震観測網のデータを併合処理して実際に震源決定をするのが一番良い方法であろう。

最後に、「ノイズのRMS振幅の8倍以上の地震波なら同定可能」という基準は、実際の震源決定にとっても厳しい基準のように思われる。すなわち、観測者がRMS振幅の8倍以上の振幅のP波を同定できないという事態はほとんどあり得ないと考えられる。したがって、図4を参考にすれば、釧路システム地震観測網の中なら、 $M = 2.5$ の微小地震を確実に震源決定できると考えられる。同じ基準で $M = 3.0$ の微小地震の場合、釧路・十勝沖のほぼ全域において確実に震源決定できるはずである。但し、釧路システム地震観測網から離れば離れるほど震源決定の精度が落ちるから、陸上地震観測網データとの併合処理が望まれる。以上のことから例えば釧路・十勝沖海域の微小地震活動を論じる場合、北海道大学等の陸上微小地震観測網と釧路システム地震観測網データを併合処理すれば、 $M3$ 程度までなら空間的・時間的にむらの無い良質の震源パラメータデータセットを得ることができ、微小地震活動の消長、増大、空間的推移を詳細に、かつおそらく系統的な誤差なく把握することが可能であろう。

6. まとめ

気象庁精密地震観測室での比較観測によって確認されたセンサ固有ノイズ特性(平田ほか, 2001a)を持つ地震計データによってどのくらい小さい地震まで検知できるか検討した。適当な帯域通過フィルターを掛けた擬似的観測記録において「センサ固有ノイズのRMS振幅の4倍以上なら地震波として同定できる」という基準の下では、 $M = 2.5$ の時は及び、 $M = 2.0$ の時は、釧路システム地震観測網の中心から、それぞれ半径70~80km及び、半径30~40kmの範囲でP波とS波の両方が同定できると考えられる。しかし、この基準の下でも、 $M = 1.0$ の微小地震の震源決定はほとんど不可能である。

より厳しい「センサ固有ノイズのRMS振幅の8倍以上の地震波なら同定可能」という基準の下では、釧路システム地震観測網の中なら、 $M = 2.5$ の微小地震は確実に震源決定でき、 $M = 3.0$ の微小地震の場合、釧路・十勝沖のほぼ全域において確実に震源決定できると考えられる。ノイズのRMS振幅の8倍以上の地震波を実際に同定できないという事態はとても考えにくい。したがって、釧路・十勝沖海域の地震

活動を議論する場合,例えば釧路システム地震観測網データと北海道大学等の陸上微小地震観測網データを併合処理した際に得られる震源パラメータのデータセットに基づき,M3程度までなら微小地震活動の消長,増大,空間的推移を詳細に把握することが可能であろう。

参考文献

- Furuya, I. (1969) Predominant period and magnitude, *J. Phys. Earth*, 17, 119-126.
- 平田賢治・藤沢格・片山武・杉岡裕子・海宝由佳・菱木賢治・柏原静雄(2001a): 釧路・十勝沖海底地震総合観測システムの広帯域海底地震計のセンサノイズ特性について - 気象庁精密地震観測室での比較観測 -, JAMSTEC深海研究報告第18号, 129-137.
- 平田賢治・大塚理代・杉岡裕子・藤沢格(2001b): 北海道釧路・十勝沖海底地震総合観測システムの地震検知能力について, 準備中.
- 神林幸夫・市川政治(1977): 気象庁67型及び76型地震計記録による近地浅発地震の規模決定について, 駿震時報, 41, 57-61.
- 村松郁栄(1964): Magnitudeの定義式について, 地震2, 17, 210-221.
- Sutton, G.H., F. K. Duennebieer, B. Iwatake, J. Tuthill, B. Lewis, and J. Ewing (1981): A overview and general results of the Lopez Island OBS experiment, *Mar. Geophys. Res.*, 5, 3-34.
- 竹内新(1983): 気象庁76型地震計によるマグニチュードの決定, 駿震時報, 47, 112-116.
- Terashima, T. (1968): Magnitude of microearthquake and the spectra of microearthquake waves, *Bull. Inter. Inst. Seism. Earthq. Engin.*, 5, 31-108.
- 渡辺晃(1971): 近地地震のマグニチュード, 地震2, 24, 189-200.
- 山口直巳・山崎謙介・池上良平(1978): 関東地域に発生した地震の卓越周期とマグニチュード, 地震2, 31, 207-227.
- 吉岡克平・飯尾能久(1988): 1Hz速度型地震計に対するマグニチュードの式の再検討, 地震2, 41, 437-441.

(原稿受理: 2001年1月23日)