

インドネシアにおける広帯域地震観測網 JISNET

大滝壽樹¹ 神定健二² 金嶋 聡³ 西村太志⁴ 石原 靖⁵
吉田康宏² 原田智史² 神谷眞一郎⁶ Sunarjo⁷

Toshiki OHTAKI, Kenji KANJO, Satoshi KANESHIMA, Takeshi NISHIMURA, Yasushi ISHIHARA, Yasuhiro YOSHIDA, Satoshi HARADA, Shin'ichiro KAMIYA and Sunarjo (2000) Broadband Seismic Network in Indonesia—JISNET—. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 51(5), p. 189-203, 8 figs., 2 tables.

Abstract: Detailed and accurate knowledge of the existence, form and structure of descending slabs in the transition zone and uppermost lower mantle plays a key role in improving our understanding of the whole Earth dynamics. Indonesia is one of the best sites in the world to obtain such detailed and accurate knowledge, because of the high seismicity at all depths down to 650 km, and because a high velocity plume in the lower mantle is reported beneath Indonesia. We constructed a broadband digital seismographic network, called JISNET (Japan-Indonesia Seismic Network), made up to 23 temporary stations deployed in the western and central part of Indonesia. To decrease background noises at the JISNET stations, we tested several simple ways in Japan of seismometer installation. The noise level of the broadband seismometer placed at the bottom of a hole whose depth is about 1 m and filled with sand is significantly lower than the noise level of the seismometer placed on the ground. We analyzed the resolution of velocity anomalies beneath Indonesia using synthetic arrival time data from hypocenters during three-year observation by JISNET and surrounding permanent broadband stations, and found that the resolution of the upper mantle beneath Indonesia is about 300 km. This result suggests that the high resolution image of the slab structure will be revealed by JISNET.

要 旨

マントル遷移層から下部マントル上部でのスラブの存在領域, 形態, 内部構造の解明が全地球のダイナミクスを考える上で鍵となる. この課題の解明のためにはインドネシアがフィールドとして適している. その理由は, インドネシアは活発な沈み込み帯に位置し深発地震も多く起こっていること, その下に下部マントルに沈み込んだスラブと思われる高速度領域が報告されていることである. このため 23 台の広帯域地震計からなる観測網

JISNET (Japan-Indonesia Seismic Network) をインドネシア西部および中部に構築した. JISNET でのノイズレベルの低減のために広帯域地震計の簡易設置方式について日本で検討し, 1 m ほどの地下に埋めることによって良質のデータが得られることを確認した. JISNET 観測点および周辺の常設広帯域観測点で 3 年間に得られるデータを想定してレゾリューション解析を行ったところ, 300 km 程度の解像度が見込まれるので, 本研究の目的を達成できると予想される.

1. はじめに

本研究の目的は広帯域地震観測に基づくスラブの下部マントルへの沈み込み様式の解明である. マントル中の物質の下降流の地震学的研究は古くから盛んに行われてきている (e.g. Jordan, 1977; Creager and Jordan, 1984; Okino *et al.*, 1989; Suetsugu, 1989; van der Hilst *et al.*, 1991; Fukao *et al.*, 1992). Fukao *et al.* (1992), Sakurai (1996) を始めとする全地球 3 次元地震波速度トモグラフィでは, 西太平洋の各地の沈み込み帯で上部-下部マントル境界上に横たわる高速度領域や下部マントル中の大規模な高速度領域のイメージが得られている. これらのイメージは沈み込んだスラブがマントル遷移層に一

Keyword: Seismology, Broadband Seismographic Network, Indonesia, Earth's deep interior, Slab

- ¹ 地殻物理部 (Geophysics Department, GSJ)
 - ² 気象研究所 (Meteorological Research Institute ; 1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan)
 - ³ 東京工業大学理学部 (Faculty of Science, Tokyo Institute of Technology ; 2-12-1 Ookayama, Meguro, Tokyo 152-0033, Japan)
 - ⁴ 東北大学大学院理学研究科 (Graduate School of Science, Tohoku University ; Aramaki-Aza-Aoba, Aoba, Sendai, Miyagi 980-8578, Japan)
 - ⁵ 横浜市立大学理学部 (Faculty of Science, Yokohama City University ; 22-2 Seto, Kanazawa, Yokohama, Kanagawa 236-0027, Japan)
 - ⁶ 建築研究所 (International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute ; 1 Tatehara, Tsukuba, Ibaraki 305-3263, Japan)
 - ⁷ 現東京大学地震研究所 (Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1-1-1, Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo, 113-0032, Japan)
- ⁷ Meteorological and Geophysical Agency, Indonesia ; Jl. Angkasa I/No 2, Jakarta 10720

且滞留した後、大規模な下降流となって下部マントルを落下する、いわゆるコールドプルームを想像させる(丸山ら, 1993)。このような高速度領域がスラブの沈み込みとどう関連するかを考える上で、上部マントル-下部マントル境界付近および下部マントル上部の高速度異常の詳細なイメージングをし、スラブの存在領域やその速度構造、上部マントル上部のスラブとの関連について調べることは重要である。しかし、これらの全地球3次元速度トモグラフィーは全世界に散らばる観測点からのP波の到達時刻の読み取り値をデータとして用いている。このため、その分解能は本研究の対象である沈み込み帯下の上部マントル-下部マントル境界付近および下部マントル上部ではFukao *et al.* (1992), Sakurai (1996)のCheckerboard Resolution解析から判断して5°以上であろう。これでは下部マントルの大規模な地震波高速度域を検出することは可能でも、より小さなスケールでの詳細なイメージングには不十分である。現在展開されている恒常的な全世界観測網ではこれ以上の解像度は期待できない。このため局所的に集中した広帯域地震計(e.g. Wielandt and Streckeisen, 1982)による高密度の観測網を建設することとした。このような局所的臨時広帯域地震観測網は世界各地で展開されている。例えば、PASSCAL (Fowler, 1991)やSkippy (van der Hilst *et al.*, 1994), NARS (Nolet *et al.*, 1986)などが挙げられる。これらの観測網に共通していることは、約10-20点の観測点、観測網の大きさが1000 km オーダーであるということ、グローバルなネットワークとローカルなネットワークの間を埋める観測網と位置付けることができる(Nolet *et al.*, 1986)。

上部マントル-下部マントル境界付近および下部マントル上部でのスラブの詳細なイメージングを行うためには、スラブが上部下部マントル境界に衝突している場所の近傍で観測することが必要である。日本国内の観測網は衝突している場所より海溝側にあるためこの目的には適切ではない。観測を行う最有力候補地は以下に述べる4つの理由によりインドネシアである。まず第1にインドネシア直下には巨大なコールドプルームが下部マントル中に存在することが示唆されている(Fukao *et al.*, 1992; 丸山ほか, 1993)。第2にこの地域では深発地震の活動が活発である。本観測が臨時観測であることを考えると、地震活動の活発な地域で観測することが望ましい。第3にインドネシアは東西に長く、必要な観測点はほぼ一国でカバーできることが挙げられる。交渉や事務手続きが複雑になることを避けるため、一国内で観測網を設置できることが望ましい。第4にインドネシアでは従来広帯域地震計による観測がほとんど行われていない。この事は地球深部構造以外にも我々の計画している観測網を大いに活用できることを意味する。国外において観測網を長期間維持することは非常に難しいが、地

球内部構造探査が主目的であるならば臨時観測では十分であることから、数年間の臨時観測とした。

以上の考察に基づき、科学技術庁振興調整費「全地球ダイナミクス：中心核にいたる地球システムの変動原理の解明に関する国際共同研究」計画(Ishida *et al.*, 1999)の一環として我々はインドネシアでの広帯域地震計による数年間の臨時観測を企画した。

2. 地震計設置方法の研究-気象研究所構内における広帯域地震計の埋設比較観測

インドネシアでの観測の際に、どのような設置方法を取れば解析に耐えうる波形データを収録できるかを事前に調べることは非常に重要である。日本国内の恒常的な広帯域地震観測点は岩盤まで掘った観測壕内等が選ばれている(例えば山田ほか, 1989)。しかし海外での臨時観測では恒久的施設を新設することは難しいので、簡便な設置方法を考えることが現実的な選択である。この際に重要なのは風、気圧変化、温度変化等に起因するとされる長周期のノイズをいかに低減するかである。その方策として地震計を深さ1m程度の坑に地中埋設する方式がしばしば用いられている(e.g., Owens *et al.*, 1993)。我々もこの例にならって地震計を簡易埋設することにした。しかし具体的な埋設方法について不明な点があるので、つくば市にある気象研究所の構内で2台の広帯域地震計を用いて埋設比較観測を行った。また同時に地震計のノイズ源を推定するために幾つかの気象要素との比較検討を行った(吉田ほか, 2000)。

2台の地震計のうち、1台を1m四方程度の坑の底に設置した。その坑から数mはなれた地上に1m四方程度の小屋を作り、もう1台をその中に設置した。各々の場合について砂を充填した場合としない場合での並行観測を行った。調査の結果、広帯域地震計の記録は非常に大きな振幅で日周変化をしていることが分かった。その日周変化は気温変化と非常に良い相関を示す。日周変化の振幅は、地下・砂充填<地上・砂充填<地下・未充填<地上・未充填、の順に大きくなっている。これは地震計の側で測定した温度変化の振幅が大きくなる順番と同じである。地下・砂充填の場合には坑内温度の日周変化はほとんどなく、地震計の記録にも1日周期の変化が出ていない。気圧、降水量、風速との相関は気温に比べて非常に小さかった。砂を充填した場合、ノイズレベルは周期30秒以下では両者に差はなく、周期30秒以上では地上に設置した場合と比べ地下埋設設置のほうが約10 dbノイズレベルが小さくなっている。恒常的観測点である地震研究所の筑波観測所の記録と比較したところ、周期30秒以上では筑波観測所と地下埋設設置の差は10 db程度であった。

以上のことより、広帯域地震計の簡易埋設を行う際に

は外気温の影響を極力抑えるような方法を取ることが望ましく、同一地盤条件であれば地下埋設したほうが望ましいことが分かった。以上の結果を基に、地震計設置方式として、地下設置可能な点については地下設置し砂で埋める事とした。また岩盤が出ている観測点は岩盤上に地震計を設置し、その周囲をブロックで囲み砂で埋めることとした。

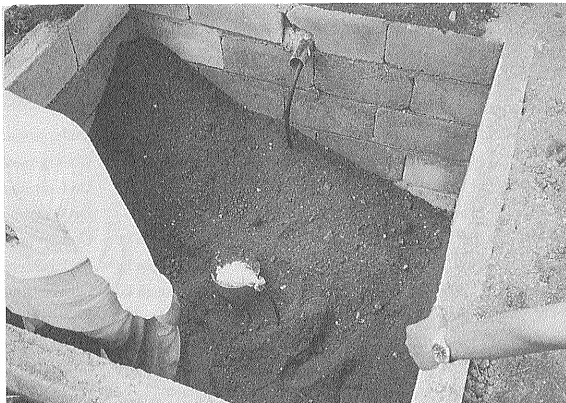
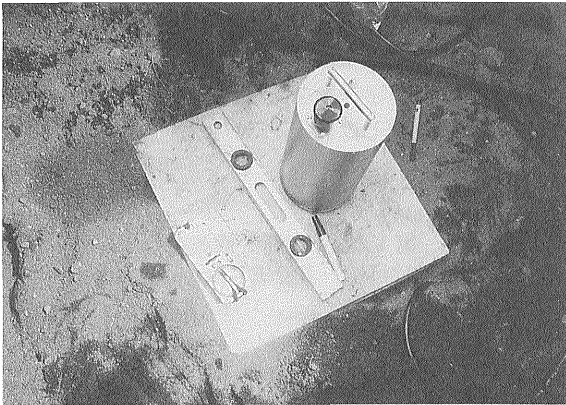
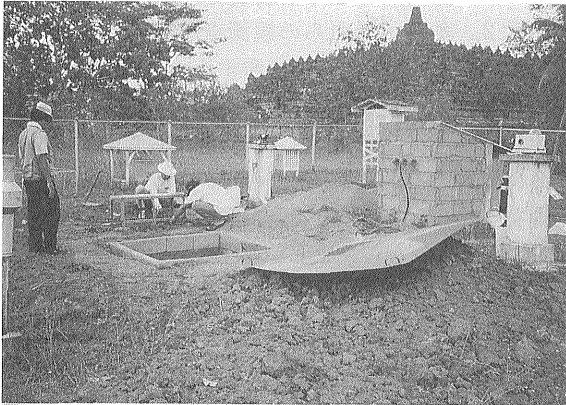
3. インドネシアにおける地震計設置方法

インドネシアにおける地震計設置方法として、事前に調査した設置点の状況に応じ大別して以下の3方式を採った。

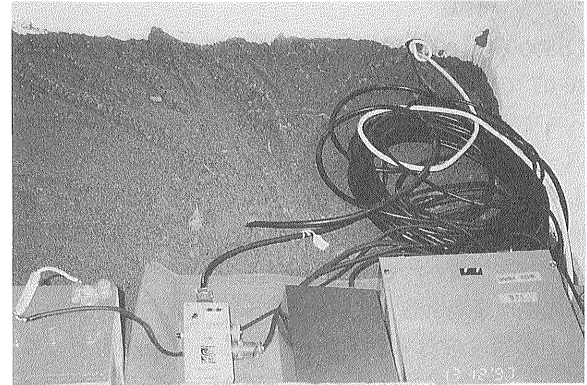
- (1) 屋外地下設置型
- (2) 屋外地上設置型
- (3) 屋内施設設置型

(1)の屋外地下設置型の観測点では、一辺1.5m四方程

a)



b)



第1図 a)屋外地下設置型の設置状況 (Borobudur 観測点). b)屋外地上設置型の設置状況 (Kahang-Kahang 観測点).
Fig. 1 a) Typical station condition in the case of underground installation (Borobudur Station); b) Typical station condition in the case of installation on the ground (Kahang-Kahang Station).

度の立方体状の坑を掘り、その周囲をコンクリートで固めた。防水のためコンクリートの上部を地上に出し、屋根で覆った。図1a上はソーラーパネルの設置作業中の写真であるが地震計設置用坑、データロガー設置用小屋が見える。坑の底に高さ30cm、一辺50cm程度のセメント製の直方体の簡易架台を作り、その上に地震計を設置し(図1a中)、設置後砂で埋め戻した(図1a下)。この方法により、2.で述べたように温度変化などによるノイズの低減が期待される。ただし、地表ないし地下浅いところで岩盤が露呈し掘削が困難な場所については、同様の手法で岩盤上に設置することにした(方式2)。図1bはその一例であるが、インドネシア気象庁の地震計室の隣に一辺1.5m程度の立方体状の囲いを作成し、その中に地震計を設置し、中に砂を充填した。また、WWSSN(World-wide Standardized Seismograph Network)等の既存の地震観測室などが利用可能な場合は、観測室内に地震計を設置した(方式3)。各観測点での設置方法を表1に示す。

地震計はGüralp社製CMG3T EBBの広帯域地震計を、データロガーは白山工業社LS8000WDまたはReftek社72A-07を用いた。この地震計は周期50Hzから360秒まで速度フラットな特性を有している。データロガーやバッテリー等は、インドネシア気象庁の観測所など既存の施設が使えらる場合はなるべくその中に設置し、使えない場合には地震計坑の近くに専用の小屋(図1a上)を作りその中に収納した。電源供給は、ACまたは出力12V以上の太陽電池パネル(図1a上)を用いた。太陽電池パネルは、ロガー収納小屋の屋根もしくは専用の架台上に設置した。太陽電池、ACどちらの場合も、バッテリーに浮動充電し夜間あるいは停電時に備えている。電力はデータロガーと地震計のそれぞれに供給されるが、いずれも低消費電力型であるため、ACや太陽電池からの電力供給が一時的に途切れてもバッテリーにより長時間の駆動が可能である。また時刻校正にはGPSを用い、アンテナは見通しの良い屋外に設置した。

LS8000WDでは24bitで50Hzサンプリング、72A-07では24bitで20Hzサンプリングで連続観測を行っている。データはデータロガーに接続された専用のリムーバブルHDに収録される。このハードディスクはLS8000WDでは1か月、72A-07では3か月に一度交換され、ジャカルタの気象庁本庁に送られる。HD交換、データロガーの動作状況のチェックなどの保守整備は主に現地観測所職員に依頼している他、可能であれば年に1回程度の日本人関係者による保守点検を行うこととした。地震計動作状況等の監視は、送られてきたデータを元に日本で行っている。

ジャカルタに送られたデータはそこでハードディスクから4mm Tapeへバックアップを行う。この目的のため

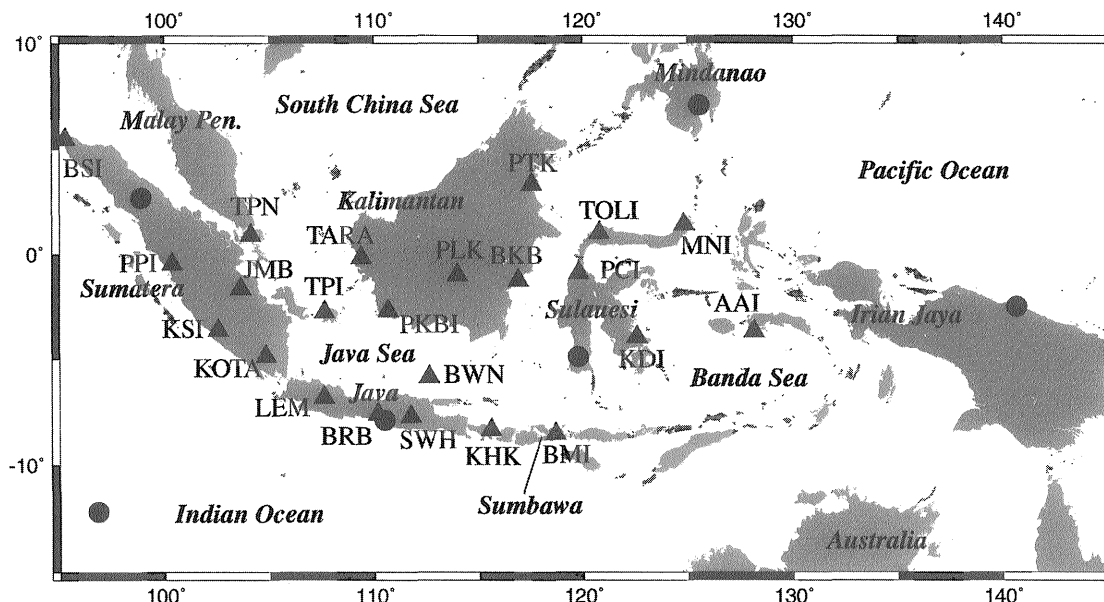
ジャカルタのインドネシア気象庁本庁内にJISNET用の計算機を設置した。バックアップテープは2部作成し、1部を日本に送り、残り1部をジャカルタで保存する。データを吸い上げられたハードディスクは観測点に送り返され再度データ収録に使用される。またジャカルタに置かれた計算機には、データのフォーマット変換及び解析用ソフトがインストールされており、ジャカルタにおいてもデータをモニターし各観測点の動作状況をチェックすることが可能である。

4. JISNET 観測点配置

JISNET 観測点として平成9,10年度に23点設置した(図2,表1)。これらの観測点はインドネシア中部から西部になるべく均等に分布するべく選んでおり、海溝に沿う測線だけでなく、海溝と直交する測線や背弧側の測線も取れることが特色である。本研究のような地球内部構造研究では、震源過程の単純さ等を考慮し、深発地震を震源として用いることが多い。インドネシア東部に多い深発地震からマントルをなるべく深部まで伝わって地表に到達する地震波を観測できるよう、観測網をインドネシア西端まで展開した。深さ600km程度の深発地震を使ってマントル遷移層の構造探査を行うには震源から水平に射出された波線を使う必要がある。この波線は震央距離約10°で地表に達するため、インドネシア東部のバンダ海の深発地震から震央距離約10°にあたるスンバワ島、スラウェシ島を観測網の東端とした。このため観測網の差し渡しはおよそ30°となった。なおスマト

第1表 JISNET 観測点
Table 1 JISNET Stations

Code	lon.	lat.	Sta. Name	Location	Installation
BSI	95.296	5.496	Banda Aceh	Sumatera Isl.	On the ground
PPI	100.397	-0.457	Padang Panjang	Sumatera Isl.	Underground
KSI	102.591	-3.652	Kepahyang	Sumatera Isl.	Underground
JMB	103.642	-1.633	Jambi	Sumatera Isl.	Underground
KOTA	104.858	-4.864	Kotabumi	Sumatera Isl.	On the ground
TPN	104.53	0.918	Tanjung Pinang	Bintan Isl.	Underground
TPI	107.653	-2.757	Tanjung Pandan	Belitung Isl.	Underground
LEM	107.621	-6.817	Lembang	Jawa Isl.	Inside
BRB	110.204	-7.609	Borobudur	Jawa Isl.	Underground
SWH	111.453	-7.474	Sawahan	Jawa Isl.	Underground
BWN	112.658	-5.851	Bawean	Bawean Isl.	Underground
KHK	115.610	-8.363	Kahang-Kahang	Bali Isl.	On the ground
BKB	116.914	-1.255	Balikpapan	Kalimantan Isl.	Underground
PTK	109.403	-0.146	Pontianak	Kalimantan Isl.	Underground
TARA	117.57	3.33	Tarakan	Kalimantan Isl.	Underground
PLK	113.568	-2.135	Palangkaraya	Kalimantan Isl.	Underground
PKBI	111.400	-2.423	Pangkalan Bun	Kalimantan Isl.	Underground
BMI	118.693	-8.540	Bima	Sumbawa Isl.	Underground
PCI	119.837	-0.905	Palu	Sulawesi Isl.	Underground
MNI	124.839	1.444	Manado	Sulawesi Isl.	Inside
KDI	122.619	-3.957	Kendari	Sulawesi Isl.	On the ground
TOLI	120.80	1.02	Toli-Toli	Sulawesi Isl.	Underground
AAI	128.195	-3.687	Ambon	Ambon Isl.	On the ground



第2図 JISNET 観測点分布 (▲) および他観測網 (FDSN, 海半球ネットワーク (OHP)) の観測点 (●). JISNET 観測点については観測点コードを示した.

Fig. 2 Locations of JISNET Stations (filled triangle) and the permanent seismological observatories: FDSN (Federation of Digital Broad-Band Seismograph Networks) and OHP (Ocean Hemisphere network Project) (filled circle). The station code is shown only for JISNET stations.

ラ島中部, スラウェシ島南部に JISNET 観測点がないのは FDSN (Federation of Digital Broad-Band Seismograph Networks) 観測点が存在するためである. また AAI 観測点は現地の情勢悪化のため, 2000 年 1 月末に機材を引き上げた.

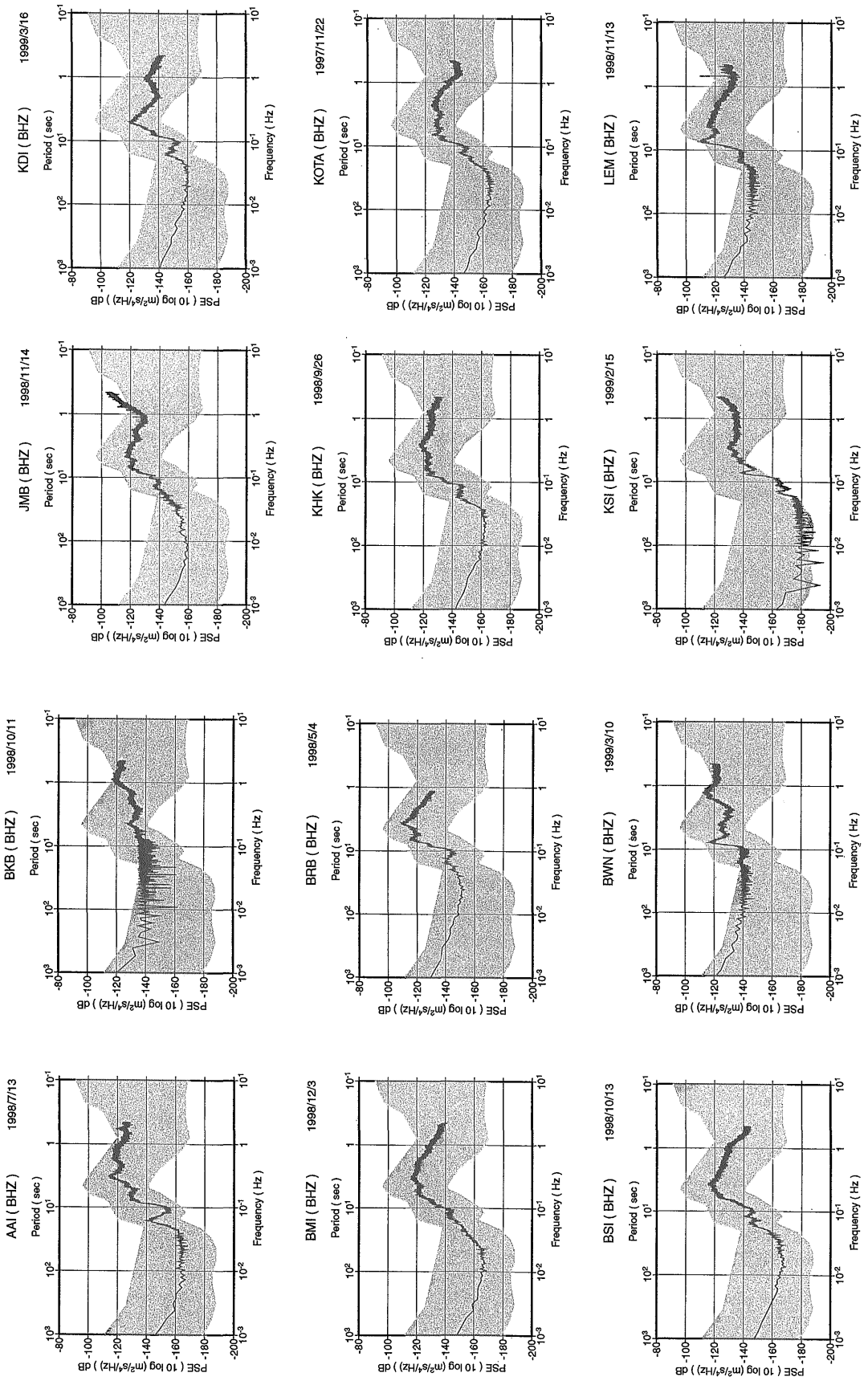
観測点は全てインドネシア気象庁観測点敷地内に設置した. これは土地借用の問題が生じないこと及び保守・管理の都合である. インドネシア気象庁の観測点は気象観測点, 地震観測点などと観測対象ごとに分かれている. 地震観測点は市中心部から離れた場所にあり, 岩盤上を選んで設置されている場合も多い. 一方, 気象観測点は空港側の平坦な堆積層上にあるため地震観測には条件がよくない. インドネシア気象庁観測点のうちで地震観測点はスマトラ島, ジャワ島に多く, 一方カリマンタン島及びスラウェシ島の観測点の多くは気象観測点である. このためカリマンタン島及びスラウェシ島では観測条件が悪くなると考えられたが, 前述の理由から他の設置場所を探すことは行わなかった.

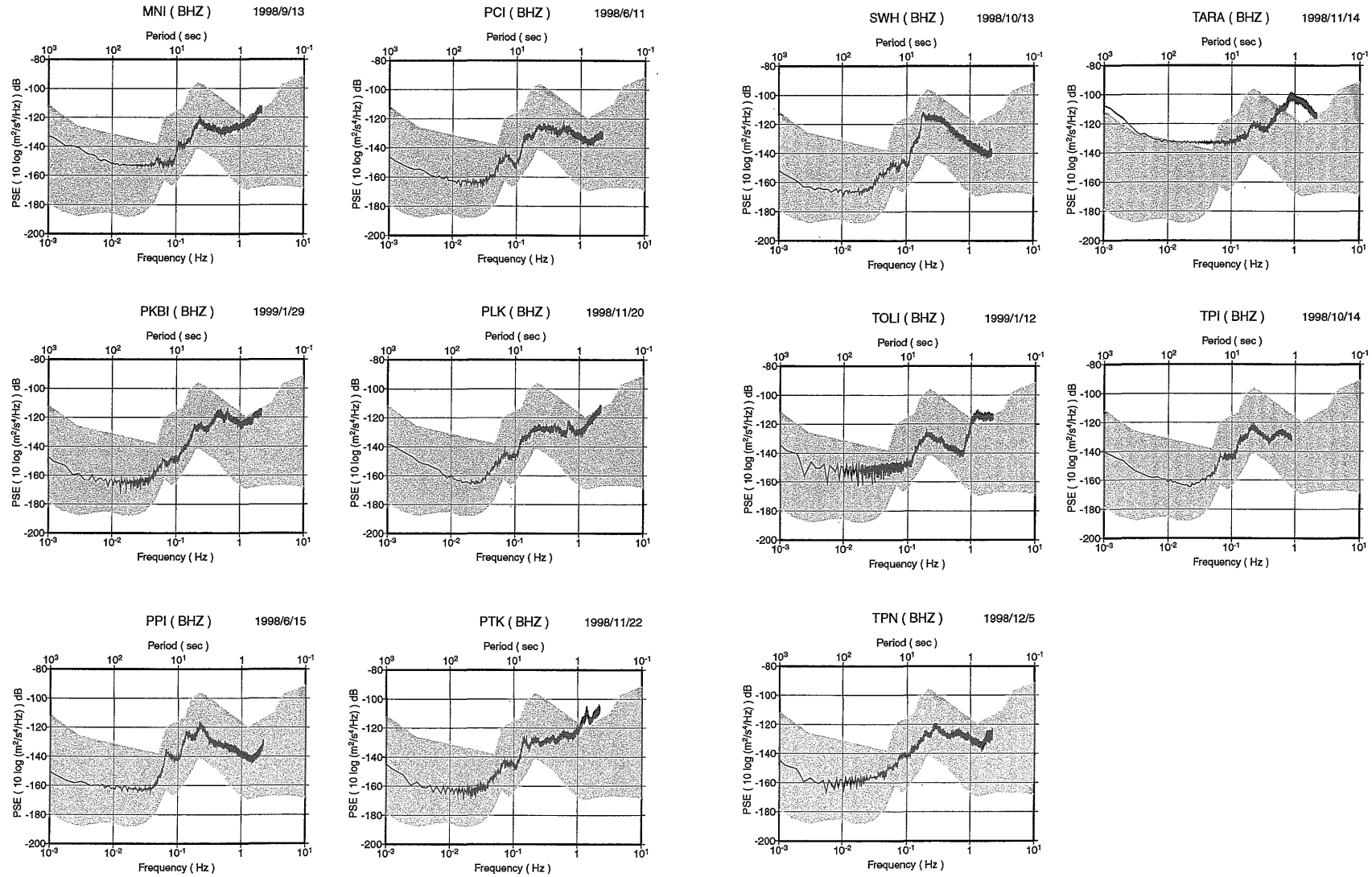
5. JISNET 観測点のノイズレベル

全 23 観測点の上下動成分のバックグラウンドノイズレベルを図 3 に示す. この図の作成は以下のような方法で行った. まず, 観測点ごとにノイズレベルが低くて地震が記録されていない部分から 1,000 秒の波形記録 (一部の観測点ではこれより短い) を 20 個取り出す.

各波形記録について加速度のスペクトル密度を計算し, 20 個の波形記録について平均をとる. 20 個の時間枠はお互い重複がないように選んだ. スペクトル密度を計算する際に地震計のレスポンスの補正も行っている. 図の中でハッチをかけた部分は new low-noise model および new high-noise model (Peterson, 1993) に挿まれる領域である. new low-noise model と new high-noise model は IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology), DWSSN 等の Global Seismic Network に属する 75 広帯域観測点のノイズレベルを重ね合わせたもので, それぞれ下限と上限を示している.

ノイズレベルは全般的に new low-noise model と new high-noise model の中間的な値を持つ. 短周期側 (周期数秒以下) では大きくなっており, new high-noise model より高いノイズレベルを示している点もある. しかしながら長周期側 (周期数十秒以上) ではノイズは低い値を示し安定していることがわかる. 地域的にみるとカリマンタン島 (BKB, TARA) 及びスラウェシ島 (PCI, TOLI, MNI) でノイズレベルの高い観測点が多い. これは設置点の地盤が悪いためと思われる. ジャワ海の小島 (BWN) も同様にノイズレベルが高い. また LEM, MNI では設置方法(3)を採用したため気温変動の影響を受けやすいことがこれらの点のノイズレベルが高い原因の一つではないかと推測される. なお KSI の長周期のノイズレベルが低くなっているのは地震記象から判断して地震計の故障によるものと考えられる.





第3図 各観測点ごとの上下動成分のノイズレベルのスペクトル密度 $[(m^2/sec^4)/Hz]$ (PSE). 図の上には観測点コード, スペクトル密度を計算する際に用いた記録の日付を示してある.

Fig. 3 Power spectral density $[(m^2/sec^4)/Hz]$ (PSE) of noise part of UD (Up-Down) component of JISNET stations. Station code and date used for this calculation are also shown.

6. Checkerboard Resolution

P波走時をデータとして用いたトモグラフィー解析はこのJISNETのデータを用いた重要な研究の一つとして期待される。そのためJISNET観測点配置に対して、当該地域下の地球内部構造のP波走時トモグラフィーの解像度を評価するためにCheckerboard Resolution解析を行った。この解析では、対象領域を仮想的にいくつかのブロックに分割し、それらのブロックがCheckerboard状に交互に変化する速度異常を持つものと仮定する。この仮定した速度構造において震源から観測点までの地震波の走時を計算する。ここで計算された走時をデータとしてトモグラフィーの手法を適用することにより、仮定した速度構造がどの程度再現できるかを検討する。そして、その結果から、実際のデータを用いて同様の解析を行った時に期待される解像度を評価しようというものである。

解析では、1992年から1994年の3年間にISC (International Seismological Centre) に報告された $mb > 5.5$ の地震の震源を用い、震央距離 0° – 90° の範囲にある観測点までの直達P波および410, 660 km不連続面からの後続波の走時を計算して人工データとした。ブロックの大きさは $1^{\circ} \times 1^{\circ} \times 50$ kmとし、 $\pm 5\%$ の速度異常を3ブロック毎に符号を変えて与えた。標準1次元速度構造としてiasp91 (Kennet and Engdahl, 1991)を用いた。解析範囲は 15°S – 10°N , 95°E – 145°E 、深さ0–1200 kmである。観測点としてJISNET 23点およびインドネシア内および周辺の5定常観測点(表2, 図2)を与えた。

Checkerboard Resolution解析の結果を図4に示す。上部マントル中の解像度の低いFukao *et al.* (1992)とは逆に浅い部分の解像度が高く、深くなるにしたがい解像度が低くなる傾向にある。これは観測地域の上に高密度観測網を敷いたことによる効果である。例えば深さ50–100 kmの結果ではジャワ海およびフロレス海とその周辺の領域で、あらかじめ与えた正負の速度異常がかなりよく再現されており、解像度の高い結果が期待される。この領域は、沈み込む海洋スラブとその上側のマントルウェッジに対応し、Fukao *et al.* (1992)では一面に顕著な低速度異常が現れている。そこで、本研究においてはこの地域の速度異常の分布や地域的な広がりを検証できると考えられる。Fukao *et al.* (1992)では、カリマンタン及びその周辺の深度約700–1400 kmにコールドプルームが存在しているように見える。深さ700–750 kmのCheckerboard Resolution解析の結果では仮定した速度構造が比較的よく再現されており、マントル境界面直下のコールドプルームの形状がかなり精度よく推定できるものと考えられる。一方、深さ1150–1200 kmのCheckerboard Resolution解析の結果では仮定した速度

第2表 チェッカーボード解像度解析に用いたFDSN観測点

Table 2 FDSN station used in checkerboard resolution

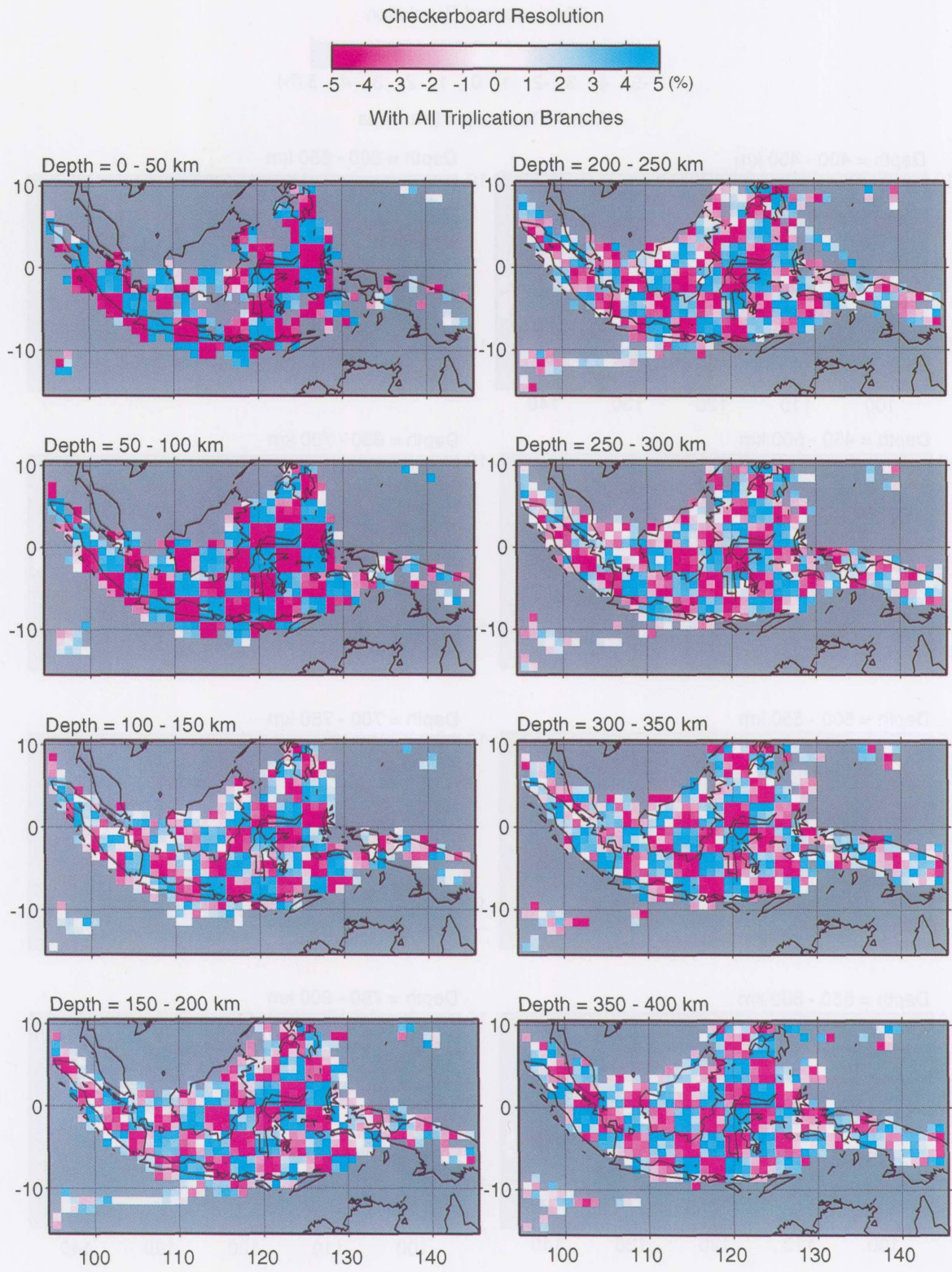
Code	lon.	lat.	Location
COCO	-12.19	96.84	West Island, Cocos (Keeling) Islands
UGM	-7.91	110.52	Wanagama, Indonesia
KPNG	-5.02	119.75	Kappang, Sulawesi, Indonesia
PSI	2.70	98.92	Parpat, Indonesia
DAV	7.09	125.57	Davao, Philippines

異常がほとんど再現されず、実際の解析においても十分な解像度が期待できない。Fukao *et al.* (1992)によればコールドプルームの底はこのあたりの深さにあるものと考えられるが、本観測からコールドプルーム底部の深さやその広がり等を議論するためには、直達P波だけでなく、地表やコア-マントル境界で反射したPP波、PcP波などもデータとして用いる必要があるということがわかる。

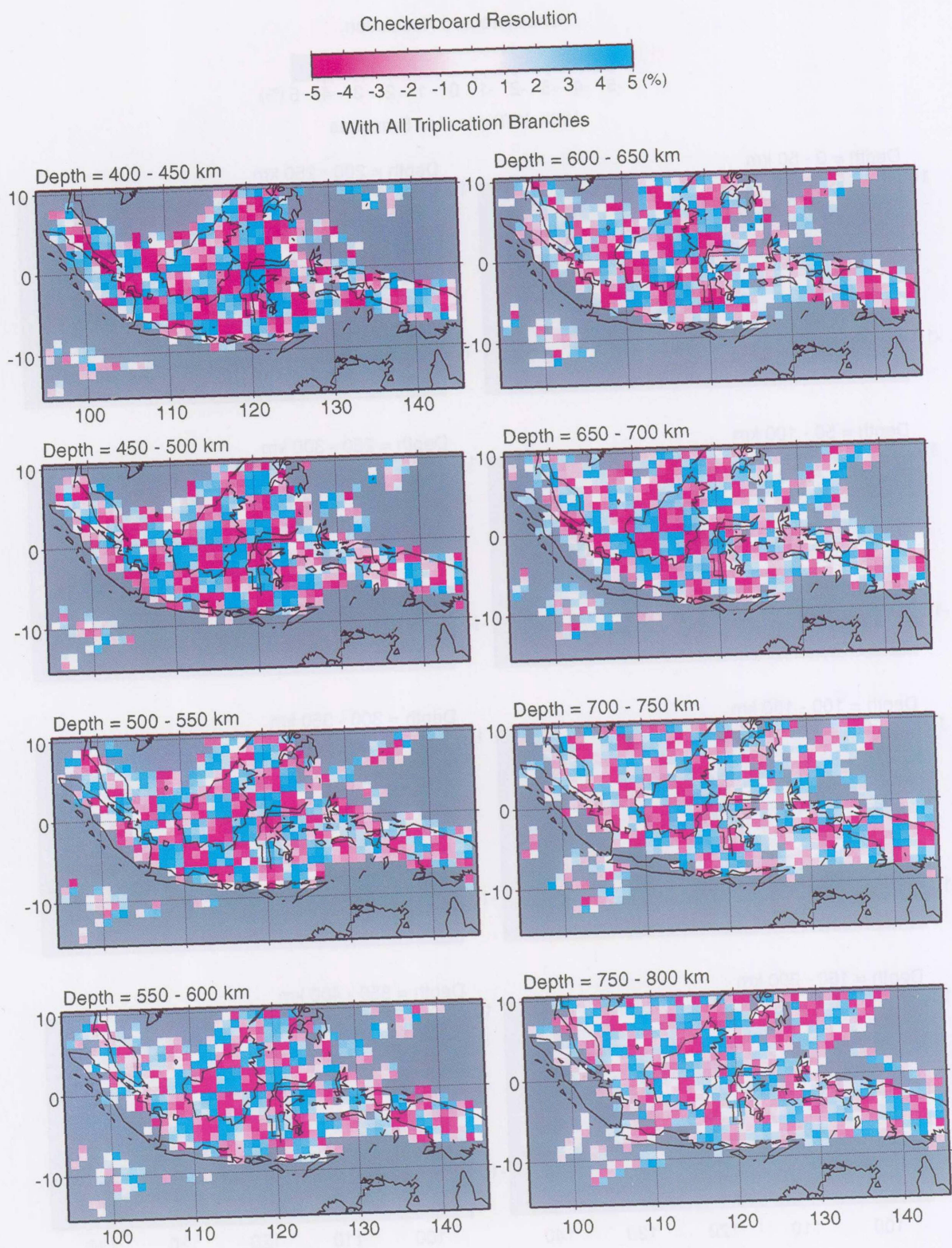
7. 観測波形例

1998年3月25日に南極近く(62.88S , 149.53E)で大きな地震(M8.3, 深さ10 km)(PDE)が起こった。この地震の震源およびJISNET観測点分布を図5に示す。JISNET観測点は震央距離 60° – 80° に位置し、波線はオーストラリア大陸西部またはインド洋東端部を通る。この地震の100秒のロウパスフィルターをかけた観測波形上下動成分(実線)及びDirect Solution Method (Takeuchi *et al.*, 1996)を用いて計算した球対称地球モデル(iasp91; Kennet and Engdahl, 1991)での理論波形を図6に示す。横軸は地震の起こった時刻を0としている。1000秒あたりに見えるものがS波であり、1600–2600秒の振幅の大きい波がレイリー波である。P波は600–700秒あたりに来ているが、この図ではよく見えない。観測波形は総じて理論波形より早く到達しており、この地域の上部マントルが平均して標準的地球モデルより1–2%程度速いことを示唆している。またBSIでの観測波形の振幅が理論波形の半分以下である。このことはこの観測点への波線の通るインド洋東端部がその他の波線が通る地域に比べ、不均質または減衰の強いことを示唆している。

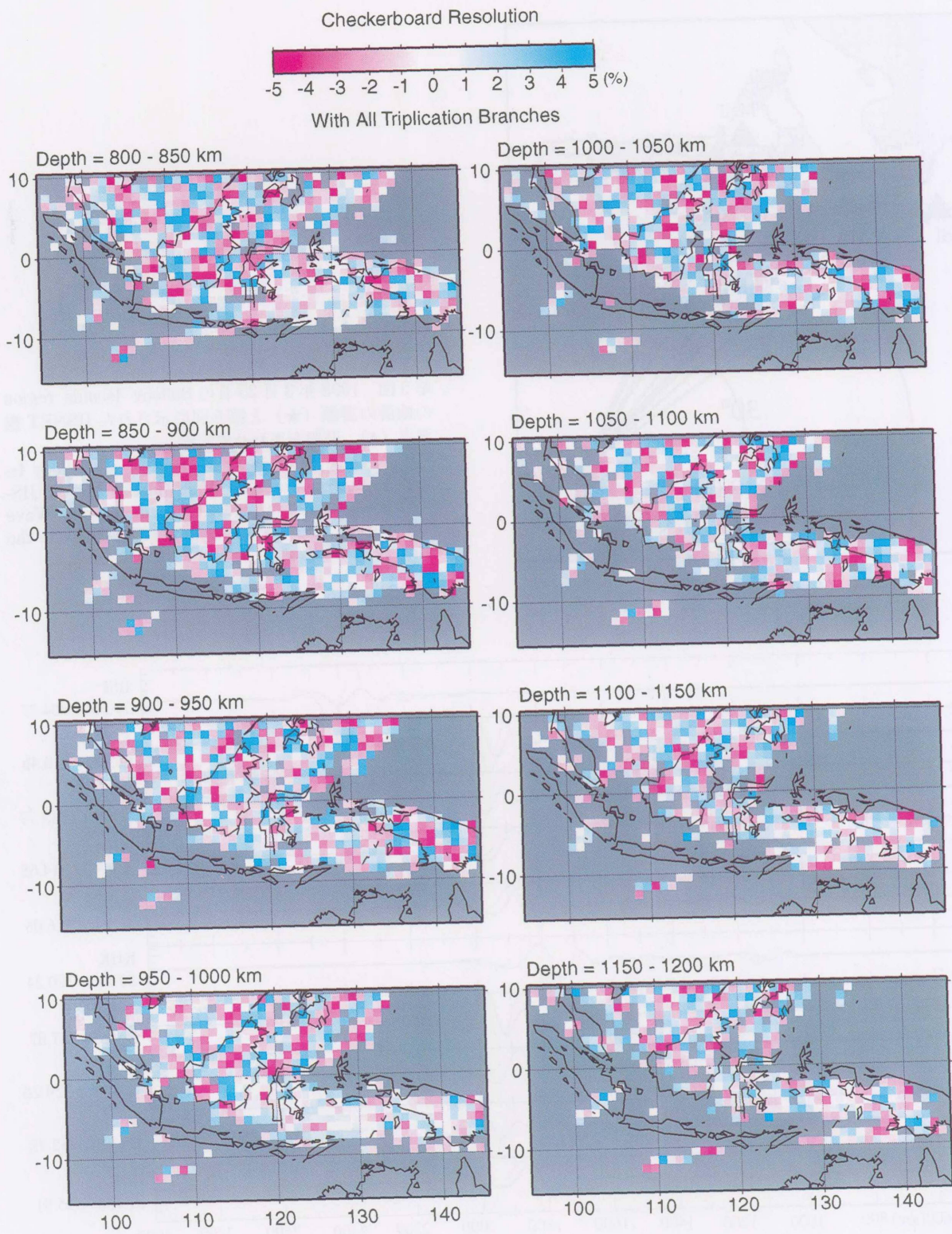
JISNETにてR1–R7等の長周期表面波波形(図7)やコア・フェイズ等の短周期波形(図8)も明瞭に記録されることが確認されており、今後の解析が期待できる。またJISNET観測点は海溝沿いにも多数分布しているためローカルな地震も多数記録されており、モホ面の深さ分布等、インドネシアの地殻構造の研究の進展も期待できよう。



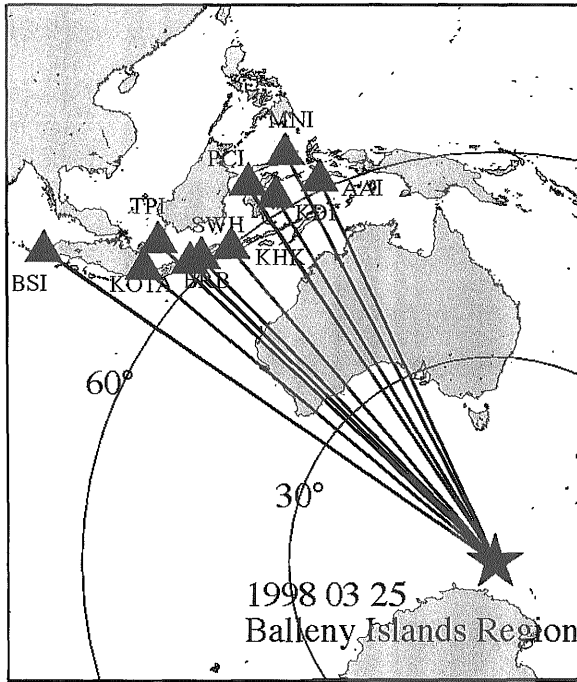
第4図 深さ0-1200 km までの50 km ごとのチェッカーボード解像度解析の結果
 Fig. 4 Checkerboard Resolution maps at 32 different depths from 0 to 1200 km.



第4図 (続き)
Fig. 4 (continued)

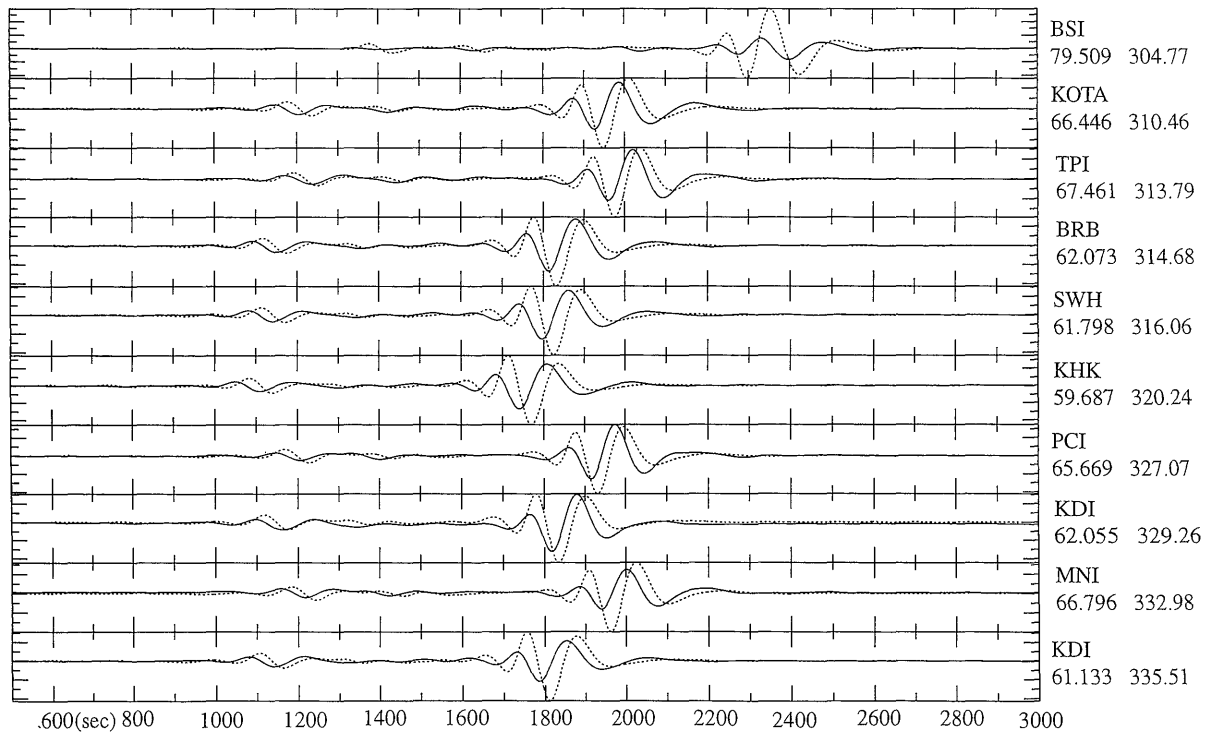


第4図 (続き)
Fig. 4 (continued)



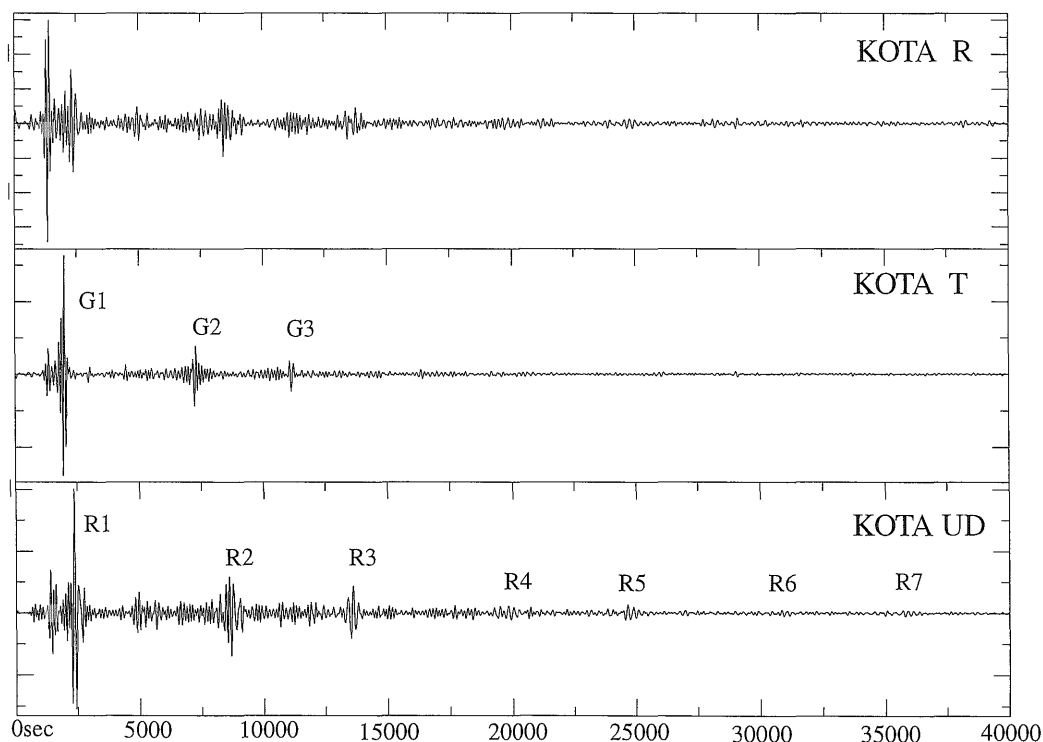
第5図 1998年3月25日のBalleny Islands regionの地震の震源(★)と第6図に示されたJISNET観測点(▲). 波線をあわせて示す.

Fig. 5 Location of an earthquake in the Balleny Islands region on March 25, 1998 (filled star) and JISNET stations used in Figure 6 (filled triangle). Wave paths (great circle paths) are drawn to illustrate the wave path coverage.



第6図 第5図の地震の100秒のローパスフィルターをかけた観測波形上下動成分(実線)及び理論波形(破線). 図右側に観測点コード, 震央距離, バックアジムスを示した. 横軸は地震の起こった時刻を0としている.

Fig. 6 Comparison of observed (solid line) and synthetic (dashed line) vertical component waveforms of the earthquake on March 25, 1998. Observed waveforms are filtered to pass wavelength longer than 100 second. The station code, epicentral distance and back azimuth in degrees are given on the right side of each trace. Time is seconds after origin time.



第7図 JISNETで観測された表面波の例。1997年12月5日に起こったカムチャツカの地震のKOTA観測点でのRadial (R), Transverse (T), Vertical (UD)成分の記録。G1-G3, R1-R7が見て取れる。震源は 54.84°N , 162.04°E , 深さ33 km, 7.8 Mw (PDE)で、震央距離は 75.9° である。横軸は地震の起こった時刻を0としている。

Fig. 7 An example of surface waves recorded at a JISNET station. The onsets of G1-G3, and R1-R7 from an large earthquake on December 5, 1997 at Kamchatka are clearly seen on radial (R), transverse (T) and vertical (UD) component seismograph recorded at KOTA with epicentral distance of 75.9° . The hypocenter and magnitude of this earthquake reported in PDE is 54.84°N , 162.04°E , 33 km depth and 7.8 Mw (PDE). The records are filtered to pass wavelength between 100 and 300 second. Time is seconds after origin time.

8. 今後の解析と期待される成果

本計画で得られた地震波形データに対し、以下に述べる対象について解析を行うことを予定している。

(1) 3次元P波, S波速度構造: 近地, 遠地地震からの直達P波, S波や後続波の走時を読み取り, その走時データを基に走時トモグラフィー解析を行い, 上部, 下部マンテルのP波, S波の速度構造推定を行う。

(2) マンテル遷移層および下部マンテルでのスラブの形態: 長周期のP, S波波形を用いた複数測線での1次元速度構造の推定を行う。インドネシア諸島では 40° 近くの地震観測点間距離が実現でき, インドネシア下の深さ1000 km程度までのP波, S波速度構造を解析することができる。また海溝直交方向にも島々が点在し 15° 近くまでの観測が可能であるため, 海溝に平行な断面だけではなく垂直な断面の速度構造解析も可能である。

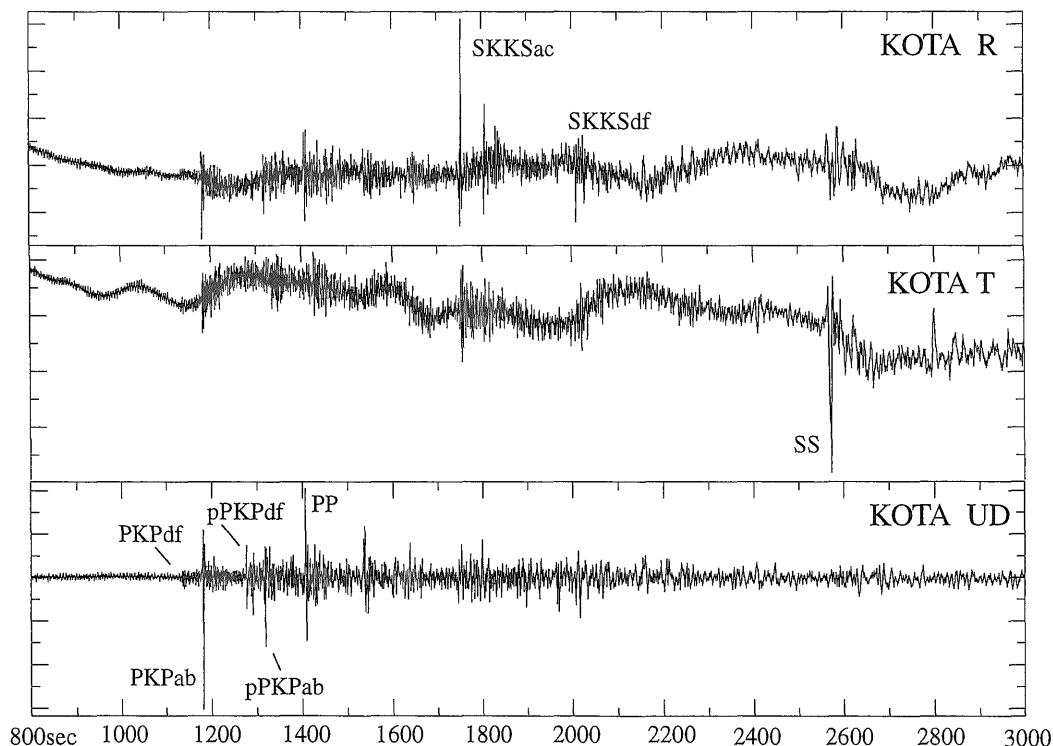
トモグラフィー解析には初期モデル依存性があるため (van der Hilst and Spakman, 1989), この1次元速度構造決定は(1)で述べたトモグラフィーのための初期P波S

波速度構造としての意味も持つ。

(3) 遷移層でのスラブの構造: 観測地域内の近地深発地震の波形解析を行い, 深発地震近傍での速度構造を明らかにする。

(4) マンテル不連続面の深さ: 遠地地震波の不連続面でのS-to-P, P-to-S変換波の解析を行い, 不連続面の深さを推定する (e.g. Paulssen, 1988, Niu and Kawakatsu, 1997)。

これまでに報告されたトモグラフィーの結果では, インドネシアの下に上部マンテル中の高速度領域とは一見連続しない下部マンテル中の高速度領域が存在するという結果 (Fukao *et al.*, 1992; Vasco *et al.*, 1994; Su *et al.*, 1994) と, あるいは上部マンテルから連続して下部マンテルに高速度領域が存在するという相反する結果 (Widiyantoro and van der Hilst, 1996) が得られている。本観測を通じて, この高速度域の実態に関しより高い解像度と信頼性のあるP波及びS波速度構造を提供できる。またインドネシア下には深さ800-1000 kmに不連続面があるとされている (Niu and Kawakatsu, 1997)。この研究では深発地震面の下しか求められてい



第8図 JISNETで観測されたコア・フェイズの例。1997年11月28日に起こった南米の深発地震のKOTA観測点でのRadial, Transverse, Vertical成分の記録。PKP, pPKPやSKKSが見取れる。震源は13.74°S, 68.79°W, 深さ586 km, 6.7 Mwで, 震央距離は160.5°である。横軸は地震の起こった時刻を0としている。

Fig. 8 An example of core phases recorded at a JISNET station. The onsets of core phases from an deep earthquake in South America on November 28, 1997. Branches of PKP, pPKP and SKKS are clearly seen on radial, transverse and vertical component seismograph recorded at KOTA with epicentral distance of 160.5°. The hypocenter and magnitude of this earthquake reported in PDE is 13.74°S, 68.79°W, 586 km depth, and 6.7 Mw (PDE). Time is seconds after origin time.

ないが、本観測のデータからこの不連続面の空間的広がりや議論できる可能性もある。

インドネシアは地震学的な観測や研究があまり行われていない地域である。本観測によって、海洋スラブの下部マントルへの沈み込み様式以外にも、インドネシアの地殻・マントルの地震波速度構造の解明が進むことが期待できるであろう。

謝辞 インドネシア気象庁のスタッフを始め、多くの方々に観測点設営、保守に御尽力いただきました。気象研究所での観測に際し、地中温度計の使用について地殻熱部の松島喜雄氏の御協力をいただきました。査読者の地殻熱部の杉原光彦氏からは有益なコメントをいただきました。ここに記して深く感謝いたします。

文 献

Creager, K. C. and Jordan, T. H. (1984) Slab penetration into the lower mantle, *J. Geophys. Res.*, **89**, 3031-3049.

Flowler, J. (1991) PASSCAL, *IRIS Annual Report*, 7-10.

Fukao, Y., Obayashi, M., Inoue, H. and Nenbai, M. (1992) Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone, *J. Geophys. Res.*, **97**, 4809-4822.

Ishida, M., Maruyama, S., D. Suetsugu, Matsuzaka, S. and Eguchi, T. (1999) Superplume Project: Towards a new view of whole Earth dynamics, *Earth, Planets and Space*, **51**, i-v.

Jordan, T. H. (1977) Lithospheric slab penetration into the lower mantle beneath the Sea of Okhotsk, *J. Geophys.*, **43**, 473-496.

Kennet, B. L. N. and Engdahl, E. R. (1991) Travel-times for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, **105**, 429-465.

丸山茂徳・深尾良夫・大林政行 (1993) プリュームテクトニクス, *科学*, **63**, 373-386.

Niu, F. and Kawakatsu, H. (1997) Depth variation of the midmantle seismic discontinuity, *Ge-*

- ophys. Res. Lett.*, **24**, 429–432.
- Nolet, G., Dost, B. and Paulssen, H. (1986) Intermediate wavelength seismology and the NARS experiment, *Annales Geophysicae*, **4**, B, 3, 305–314.
- Okino, K., Ando, M., Kaneshima, S. and Hirahara, K. (1989) The horizontally lying slab, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 1059–1062.
- Owens, T. J., Randall, G. E., Wu, F. T. and Zeng, R. (1993) PASSCAL instrument performance during the Tibetan Plateau passive seismic experiment, *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **83**, 1959–1970.
- Paulssen, H. (1988) Evidence for a sharp 670-km discontinuity as inferred from P-to-S converted waves, *J. Geophys. Res.*, **93**, 10489–10500.
- Peterson J. (1993) Observations and modeling of seismic background noise, *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 93–322.
- Sakurai, T. (1996) Whole mantle P wave tomography and differential PP-P time measurement, *Ph. M. Thesis*, University of Tokyo.
- Su, W., Woodward, R. L. and Dziewonski, A. M. (1994) Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle, *J. Geophys. Res.*, **99**, 6945–6980.
- Suetsugu, D. (1989) Lower mantle high-velocity zone beneath the Kurils as inferred from P-wave travel time and amplitude data, *J. Phys. Earth*, **37**, 265–295.
- Takeuchi, N., Geller, R. J. and Cummins, P. R. (1996) Highly accurate P-SV complete synthetic seismograms using modified DSM operators, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 10, 1175–1178.
- van der Hilst, R. D. and Spakman, W. (1989) Importance of the reference model in linearized tomography and images of subduction below the Caribbean plate, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 1093–1096.
- van der Hilst, R. D., Engdahl, R., Spakman, W. and Nolet, G. (1991) Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arc, *Nature*, **353**, 37–43.
- van der Hilst, R., Kennett, B., Christie, D. and Grant, J. (1994) Project Skipppy explores the lithosphere and mantle beneath Australia, *EOS*, **75**, 177, 180–181.
- Vasco, D. W., Johnson, L. R., Pulliam, R. J. and Earle, P. S. (1994) Robust inversion of IASP91 travel time residuals for mantle P and S velocity structure, earthquake mislocations, and station corrections, *J. Geophys. Res.*, **99**, 13727–13755.
- Widiyantoro, S. and van der Hilst, R. (1996) Structure and Evolution of Lithospheric Slab Beneath the Sunda Arc, Indonesia, *Science*, **271**, 1566–1570.
- Wielandt, E. and Streckeisen, G. (1982) The leaf-spring seismometer; design and performance, *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **6**, Part A, 2349–2367.
- 山田 功・深尾良夫・石原 靖・青木治三 (1989) STS 地震計による広帯域・広ダイナミックレンジ地震観測, *地震*, 第2輯, **42**, 1, 21–31.
- 吉田康宏・神定健二・原田智史・谷岡勇市郎・藤原健治・大滝壽樹・佐竹健治・田中明子・金嶋聰・末次大輔・原 辰彦・神谷眞一郎・石原靖・竹中博士・斉田智治・藤井雄士郎 (2000) 気象研構内における広帯域地震計の埋設比較観測, *地震*, 投稿中.

(受付：2000年1月18日；受理：2000年4月20日)