九州地方中南部におけるフィリピン海スラブ内地震活動

京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻地球物理学教室* 岡本 響†
京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設火山研究センター** 大倉 敬宏
東京大学 地震研究所 地球ダイナミクス部門*** 瀬野 徹三

Seismicity within the Philippine Sea Slab in the Central and Southern Kyushu, Japan

Kyo OKAMOTO†

Department of Geophysics, Division of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science,
Kyoto University, Kitashirakawa Oiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto 606-8502, Japan

Takahiro OHKURA

Aso Volcanological Laboratory, Institute for Geothermal Sciences, Graduate School of Science,
Kyoto University, Kawayo 5280, Minamiaso-mura, Kumamoto 869-1404, Japan

Tetsuzo SENO

Geodynamics Division, Earthquake Research Institute, University of Tokyo,
Yayoi 1-1-1, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

(Received May 15, 2006; Accepted September 29, 2008)

Since dehydration embrittlement of oceanic crust and mantle in a subducting slab is considered to be responsible for the occurrence of intermediate-depth earthquakes, it is very important to know the location of these earthquakes; within the oceanic crust and/or the slab mantle. Usually in Southwest Japan, crustal earthquakes in the Philippine Sea plate (PHS) are associated with deep low frequency tremor. In order to determine the locations of intraslab earthquakes of the PHS in central and southern Kyushu, Japan, we examined existence of seismic waves guided by the oceanic crust, and we applied the Double-Difference method for relocating the interplate and intraslab earthquakes occurring in the study area. The results are as follows. (1) Throughout the study area, waveform analysis and hypocenter determination show that intraslab earthquakes occurred within the slab mantle. (2) From waveform analysis, we found that in the northern part of the study area, where no deep low frequency tremor is observed, some intraslab earthquakes occurred within the oceanic crust. (3) It is not clear whether earthquakes occurred within the oceanic crust in the southern part of the study area. Therefore, central Kyushu is unusual region in Southwest Japan, where dehydration takes place in the oceanic crust but it is not associated with deep low frequency tremor above the slab.

Key words: Philippine Sea slab, Dehydration embrittlement, Guided waves, Double-Difference hypocenter determination, Deep low frequency tremor

* 〒606-8502 京都市左京区北白川追分町

** 〒869-1404 熊本県阿蘇郡南阿蘇村河陽 5280

*** 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

† 現所属: 西日本電信電話株式会社・技術革新部
研究開発センタ

Research and Development Center, Technology Innovation Department, NTT WEST.

§1. はじめに

スラブ近傍の地震が発生している場所を明らかにすることは、沈み込み帯のダイナミクス、特に水の挙動を考えるうえで重要である。それらの地震の多くは含水鉱物の脱水に伴う脆性不安定によって引き起こされると考えられている。さらに、発生した水はプレート境界地震、深部低周波微動といったプレート境界付近の地震活動に影響を与える。そのため、水の起源がどこであるかを知ることが、沈み込み帯全域の地震活動を解明する手がかりとなる。

これまでに日本列島下に沈み込むフィリピン海プレートに関する地震活動やスラブ形状についてさまざまな研究がなされている。そのうち、関東や東海、中国四国地方の地震活動や沈み込むスラブの形状についてはかなり詳しく調べられている。これらの地域では、スラブが低角に沈み込んでおり [例えば、石川 (2001)], 紀伊半島下には稍深発地震面の二層構造が見つかっており、二重深発地震面 [Seno *et al.* (2001)], あるいは断裂したスラブの重なり [三好・石橋 (2004)] と解釈されている。

一方、九州地方では、他のフィリピン海プレートの沈み込み帯とは異なり、スラブは高角に沈み込んでいる。また、スラブの形状については、最深地震の分布や各深度での地震活動度が不連続に変わることから、スラブの断裂やブロック構造が指摘されている [例えば、長宗・田代 (1989), 角田・他 (1991, 1995), 石原・吉田 (1992)]。しかし、前述の地域や太平洋プレートの沈み込む東北地方に比べると地震活動やスラブ形状の解明は遅れていたといわざるをえない。これは、高感度地震観測網の展開が他地域に比べて遅れていたことや、スラブの沈み込み角度が急であることが大きな理由だと思われる。

ところで、スラブ形状を地震面の位置のみによって推定する場合には注意が必要である。スラブ内地震は、沈み込む海洋地殻内で起こるものと、マントル内で起こるものとに分けられる [例えば、Yamasaki and Seno (2003)] (以下前者をスラブ地殻地震、後者をスラブマントル地震と呼ぶ)。スラブ地殻地震が起こっておらずスラブマントル地震のみが起こっている場合には、スラブ上面が実際よりも深く見積もられてしまう [Hori (2006)]。また、地域によって活動の頻度や位置が異なる場合では、スラブの形状の地域差 (ブロック構造、断裂など) として認識されてしまう可能性がある。九州地方のスラブの形状は主としてスラブ内地震活動によって推定されているが、九州地方において、スラブ内地震がスラブのどこで起こっているのかはよくわかっておらず、これを知ることが非常に重要である。

一方、Obara (2002) は深部低周波微動がトラフ軸に平行に分布することを発見した (Fig. 1 参照)。深部低周波微動とは、周波数が数 Hz 程度で振幅の非常に小さな波動が断続的に数時間から数週間続く現象である。その震源の深さは 30 km 程度であり、プレート境界もしくは大陸モホ面付近で発生していると考えられる。低周波微動の震源位置がスラブ内地震の直上であること、時間的・空間的に移動することなどから、その発生にはスラブからの脱水した流体が関わっていると考えられている [例えば、Katsumata and Kamaya (2003), Miyazawa and Mori (2005)]。また、低周波微動の一部を構成する深部低周波地震は、流体の流れではなくプレートの滑り運動に伴う現象であることが明らかになってきた [Shelly *et al.* (2006), Ide *et al.* (2007)]。低周波微動のメカニズムには不明な点が多い。

このような低周波微動が、関東地方・四国地方東部・九州地方中南部では観測されていない (Fig. 1 参照)。この理由として、Seno and Yamasaki (2003) は、これらの地域に沈み込んでいる海洋地殻が通常の玄武岩質の海洋地殻でなく、含水鉱物をあまり多く含まない花崗岩質の地殻であるため、海洋地殻からの脱水が少ないからであると結論づけた。

彼らは、スラブ地殻地震とスラブマントル地震の原因がスラブ内の含水鉱物の脱水不安定である [例えば、Kirby *et al.* (1996), Hacker *et al.* (2003), Yamasaki and Seno (2003)] との仮定のうえで、上述の低周波微動の起こっていない地域では海洋地殻からの脱水が少なく、スラブ地殻地震は起こっていない (スラブ内地震はすべてスラブマントル地震である) と考えた。さらに、上記の地域のうち、九州中南部 100 km 以浅以外の場所でこのことが正しいことを示した。彼らによれば、関東地方については、スラスト地震帯直下の二重面上面の地震の観測波形の特徴 [堀 (1997)] から、スラブ地殻地震は起こっていないと考えられる。また、四国東部については、スラブ内地震がマントル内でのみ起こっていることは、人工地震探査 [Kodaira *et al.* (2002), 蔵下・他 (2002)] やレーザー関数解析 [Yamauchi *et al.* (2003), Shiomi *et al.* (2004)] から明らかにされている。フィリピン海プレートの沈み込む他地域では、低周波微動が起こっており [Obara (2002)]、スラブ内地震はほとんどが海洋地殻内で発生している [Hori *et al.* (1985), Ohkura (2000)] と考えられるが、関東地方や四国地方東部では対照的に低周波微動が起こっておらず、スラブ地殻地震が起こっていないのである。九州中南部については、100 km より深い地震については down-dip tension 型といえる地震が卓越していること [後藤・本田 (2001), 後藤・他

Fig. 1. Top: Tectonic map of southwest Japan. Dashed lines enclose regions of deep low frequency tremor (LFT) determined by Obara (2002). Triangles indicate the active volcanoes.

Bottom left: Epicenter distribution of the earthquakes with a depth ≥ 5 km as determined by Japan Meteorological Agency (JMA) from January, 2004 to December 2005. The Line A-A' is a projection line of the vertical cross-section and a star indicates the middle point of A-A, 0 km in the cross section.

Bottom right: Vertical cross-section of the hypocenters. Earthquakes located within 20 km of the transect are plotted.

(2001)] から、スラブマンント地震のみが起きていると考えられるが、100 km 以浅の地震がスラブのどこで起きているのかはまだよくわかっていない。そこで本研究では、九州地方中南部でスラブ地殻地震が起きているか否かを調べるために、海洋地殻内を直達波として伝わる後続波の解析を行い、Double-Difference 法による震源再決定を行った。

§ 2. 後続波の解析

海洋地殻のような低速層内で地震が起こると、そこを伝わってきた実体波 (Fig. 2(a) の点線、多くの場合直達波) がその下の高速層内を伝わる実体波 (同図の実線、屈折波) のあとに観測点に到達する。このような地震波を低速層が浅くなる方向で観測すると、マンントルを通過してきた小振幅の P, S 波の後ろにそれぞれの顕著な後続相をもつ波形がえられる。すなわち、このような波形が海洋地殻の浅くなる方向、つまりプレートの浅くなる方向で観測されれば、その地震は海洋地殻内で起こった可能性が高いのである。ただし、このような後続波が存在するためには、震源、大陸地殻と海洋地殻の境界上の一点、観測点の三点を通る地震波のパスが必要である

Fig. 2. Possible ray paths for the initial and the later phases projected on the vertical section. Solid and broken lines indicate the ray paths of the initial and the later phases, respectively. (a) The case in which the later phases are observed for paths traveling to the direction where the slab becomes shallower. (b) The case in which the later phases of a shallow earthquake are observed for paths traveling to the direction where the slab becomes deeper.

[Ohkura (2000)]. 以下、このような地震波を単に後続波と呼ぶ。

今回の研究対象である九州中南部の地震では、プレートの沈み込む方向は北西であり、後続波が期待できるのは主に中国・四国地方の観測点である。この場合、四国地方から中国地方にかけての後続波のパスは、Fig. 2(a)のように海洋地殻から陸側下部地殻に入っていくものである。ただし、解析においては以下の点に注意する必要がある。

(1) 深さが 60 km 程度より深い海洋地殻内で起こった地震については、海洋地殻が相転移して低速度層ではなくなり、後続波が見られない可能性がある [例えば、Hori *et al.* (1985)]. つまり、今回の解析では深さが 60 km を超えるような地震がスラブのどこで起きているのかは議論できないかもしれない。

(2) 震源が陸側のモホ面よりも浅く、震源と観測点の間で海洋地殻と大陸地殻が接している場合、スラブが深くなる方向である九州西部の観測点でも Fig. 2(b) のようなパスの後続波が確認されることがありうる [Ohkura (2000) 参照]。

(3) 海洋地殻上面で発生するプレート境界地震にも Fig. 2(a) のような後続波が観測される可能性がある。そこで、後続波が観測された地震がスラブ内地震かプレート境界地震を判定するためには、震源メカニズムなどの情報が必要である。

波形を調べた地震は、後藤・本田 (2001) の附表 1 で九州中部の、深さ 30 km 以上、マグニチュード 3.0 以上のものである。その期間は 1996 年 5 月から 1999 年 10 月、北緯 30.479 度から 32.492 度、東経 130.215 度から 131.927 度であり、全部で 43 個ある。なお、今回調べた地震には深さの下限は設けていない。解析に用いた地震の震央分布を、波形を調べた観測点とともに Fig. 3 に示す。なお、これらの地震については、後藤・本田 (2001) によってメカニズムが求められている。波形データは、全国地震データ流通システム [堀内・他 (1997), 鷹野・他 (1997)] で公開されているイベント波形データを用いた。このシステムでは、データ流通ネットワークを通して全国の 9 大学と気象庁の地震波形データが公開されている。地震数が 43 個とやや少ないが、上記の条件を満たし、全国地震データ流通システムで中国・四国地方における観測波形が得られるものすべてについて解析を行った。

波形を調べる具体的な手順は以下のとおりである。

- (1) 波形データを、中国・四国地方のものと九州地方のものに分ける。
- (2) それぞれの地域について、波形を震央距離順に並べ

Fig. 3. Location of earthquakes and stations used in the later phase analysis. Stars indicate earthquakes selected from those listed in Table 1 of Goto and Honda (2001), with a magnitude ≥ 3.0 , a focal depth ≥ 30.0 km, and within the period from May, 1996 to December, 1999. Squares indicate seismic stations including the stations of Kagoshima University, Kyushu University, Kochi University, Kyoto University, University of Tokyo and the JMA.

る。

(3) 後続波の有無が調べやすいように、 S/N のよい波形を優先して適度に間引く。

(4) 中国・四国地方の観測点の波形について後続波の有無を判断する。このとき、後続波の見かけ速度が海洋地殻の地震波速度とほぼ一致し、九州地方の観測点の波形に同じような後続波が見られないような場合、この地震が海洋地殻内で発生したものであり、海洋地殻と大陸地殻を通してきた波が後続波として観測されたと考えられる。

全 43 個の地震の波形を調べた結果、後続波が見られた地震は 8 個、見られなかった地震は 25 個であった。また、10 個の地震に関しては後続波の有無が判断できなかった。これは、中国・四国のイベント波形データがない、もしくは波形のノイズが大きく (S/N が悪く) 判断が難しかったためである。

後続波の見られた地震波形の例を Fig. 4(a) に示す。この地震を含め、P 波の見かけ速度が約 8 km/sec であるのに対して、確認された後続波の見かけ速度は 6.5–7.0 km/sec 程度であり、後続波に関する過去の研究 [例

えば, Hori (1990), Ohkura (2000)] に調和的である。また、同じ地震でもスラブの深くなる方向に当たる九州地方の観測点では後続波が見られない (Fig. 4(b) 参照)。Fig. 4(a) に示したように後続波は P 波だけでなく S 波にも見られる。S 波の速度がおおよそ 4.5 km/sec であるに対し、S 波の後続波の速度は 3.6–4.0 km/sec である。SP, PS 変換波などではこのような後続波を説明できないこと、さらに、スラブの浅くなる方向でのみ見られることから、この後続波がスラブの海洋地殻をほぼ直達波として伝わってきた可能性が高い。したがって、中国・四国地方でのみ後続波の見られた 8 個の地震はスラブ地殻地震、もしくはプレート境界地震であるといえる。一方、中国・四国地方の観測点でも後続波の見られなかった地震波形の例を Fig. 5 に示す。

次に、後続波の見られた 8 個の地震がスラブ地殻地震かどうかを決めるため、後藤・本田 (2001) によって決められたメカニズムを調べた。Fig. 6 は後続波の見られた 8 個すべての地震 (a) と、見られなかった地震のうちの一部のメカニズム解 (b) である。まず、後続波の有無とメカニズム解との間に系統的な関係はない。ただし、後続波の見られた地震については、正断層型の地震が多い。後続波の見られた地震のうち、プレート境界地震の可能性のある地震は、低角逆断層型のメカニズム解を示す丸で囲んだ一つである。他の 7 個の地震はその可能性は低く、スラブ地殻地震であると考えられる。

§ 3. Double-Difference 法による震源再決定

前章のようにして後続波の有無が判断できたので、これらの地震が地震面のどこに位置しているのかを検討する。気象庁の一元化震源 (Fig. 1) では、特に日向灘など海域で地震発生層が厚く (20–30 km) なっており、さらに、地震面から外れた地震も多数ある。したがって、後続波を解析した地震の相対的位置を知るためには精度が足りない可能性がある。そこで、より相対精度のよい震源を得るために、Double-Difference (以下 DD とする) 法による震源再決定を行った。

DD 震源決定法は Waldhauser and Ellsworth (2000) によって開発された震源決定法である。波線がほぼ共通な地震のペアの走時差の、観測値と計算値の差が最小になるよう震源を決めることからこの名がついている。これにより、速度構造などの影響が小さく、相対位置の精度が高い震源が得られる。用いたデータは、次の条件を満たす地震の気象庁の読み取り値データである。

- (1) 期間: 1996 年 1 月から 2001 年 12 月
- (2) 震源: 北緯 30–33 度, 東経 130–133 度, 深さ 25 km 以上

Fig. 4. Examples of waveforms of an event on April 18, 1999 with a depth of 38.3 km and a magnitude of 4.1. (a) The waveforms observed at the stations in Chugoku-Shikoku district associated with the later phases. Top left, top right and bottom left: waveforms of up-down, east-west and north-south components, respectively. They are assembled in order of epicentral distance. Bottom right: location of the earthquake (star) and stations (squares). (b) The waveforms observed in Kyushu district without distinct later arrivals.

(3) P波とS波の読み取り値があわせて8個以上
 なお、気象庁による一元化データ処理が1997年10月から開始されているが、後続波の解析に用いたデータの期間にあわせるため、1996年1月からのデータを用いた。解析に用いた観測点と震源の分布をFig. 7に示す。上のような条件で選んだ地震の数は12,138個である。次にこれらの地震を一定距離以内にあるもの同士をペア

にして相対走時を計算し、DD震源決定プログラムへの入力とする。本研究では、最大の地震間距離は20 kmとし、上野・他(2002)によるJMA2001を速度構造として用いて震源再決定を行った。

震源再決定の結果をFig. 8に示す。図中の点線は各断面図の投影面を表しており、その走向は稍深発地震の等深線にはほぼ直交している。なお、投影面から20 km以内

(b)

の地震が各断面図に描かれている。また、断面図の原点(+)は65 kmの等深線の位置にほぼ等しい。後続波の見られなかった地震は●, 判断のできなかった地震は■で示している。また、後続波の見られた地震のうち、メカニズム解からスラブ地殻地震であるといえる地震(6個)は△, プレート境界地震である可能性がある地震(1個)は☆で示してある。なお、スラブ地殻地震の可能性もあるもう一つの地震は、読み取り値が少なかつたため再決定されなかった。再決定された震源のうち、後続波の観測された地震はすべて地震発生層の上層部に位置している(断面4, 5, 6)こと、後続波が観測されていない

地震は下層部に位置していることがわかる(断面1, 2, 3, 4, 6)。

なお、震源再決定後の水平方向の標準誤差のRMSは0.52 km, 鉛直方向のそれは0.49 kmであった。一元化震源の水平位置、深さの標準誤差のRMSはそれぞれ1.58 km, 2.10 kmであることから、DD法により精度よく再決定されていることがわかる。また、断面3や断面4のX=50から100 kmの地震発生域の厚さは、再決定前が約40 kmであったものが20 km程度に薄くなった。そして、深さ150 kmの地震発生層の厚さも一元化震源の20 kmから10 km程度に減少にしている。以上

Fig. 5. An example of waveforms observed at the stations in Chugoku-Shikoku district without distinct later arrivals from an event on February 18, 1999, with a depth of 49.3 km and a magnitude of 5.0.

のことから、再決定後の精度が全体的に向上していることがわかる。

角田・他(1995)には、本研究領域の断面5と断面4間(加久藤カルデラ直下域)、断面4と断面3間(始良カルデラ直下域)、そして断面3と断面2間(阿多カルデラ直下域)にフィリピン海プレートの断裂が存在することが示されている。具体的には、断面5と断面4の間に地震面の左横ずれの不連続があり、そのずれの量は、50 km から 70 km の深さで最大 10 km 程度とされている。また、断面4と断面3間および断面3と断面2間にも地震面の左横ずれの不連続があり、そのずれの量は、

70 km から 100 km の深さで最大値 10 km をとる。これらのずれは再決定後の震源分布にも認められ、Fig. 8 の断面5の深さ 50 km から 70 km の地震面が断面4のそれと比べ 10 km 程度左へずれていることがわかる。また、断面3と断面2、断面4と断面3では 70 km と 120 km の間に同様のずれがあり、これらは角田・他(1995)の結果と調和的である。

§4. 議 論

4.1 スラブ内地震はどこで起こっているか

後続波の見られる地震の分布には、研究領域の南北に

Fig. 6. (a) Focal mechanisms of all the earthquake associated with the later phase taken from Goto and Honda (2001). The circled focal mechanism shows a low-angle thrust type, so this earthquake would be an interplate earthquake. The others are considered to occur within the Philippine Sea Slab.

(b) Focal mechanisms of several earthquakes associated with no later phase (taken from Goto and Honda (2001)).

において明瞭な差が認められる。すなわち、後続波の見られた地震は、研究領域の北側 (Fig. 8 の断面 4-6) にのみ存在し、南側 (同じく、断面 1-3) には存在しない。後続波の有無の分布が変わる境界である Fig. 8 の断面 3 と断面 4 の間には、過去の研究でスラブの断裂やブロック構造境界のひとつと指摘された境界が存在している。以下、研究領域の南側 (以下、領域 I と呼ぶ) と北側 (以下、領域 II と呼ぶ) について、スラブ内地震がどこで起こっているのかを考える。

南側の領域 I では、前述の通り、後続波の見られた地震が存在しない。この原因として以下のようなことが考えられる。

- (1) 領域内でスラブ地殻地震は発生しているものの後続波の解析をした地震にスラブ地殻地震がなかった
- (2) 領域内ではスラブ地殻地震がまったく発生していない
- (3) 実際にはスラブ地殻地震が起こっているが、スラブの断裂により、後続波のパスが存在しない。

まず、(3) のスラブ断裂について考察する。前述したように、断面 5 と断面 4 の間には地震面のずれが存在している。しかし、実際にスラブが断裂しているとしても、

Fig. 7. JMA locations of earthquakes and stations used in double-difference hypocenter determination. Squares indicate the stations.

50-60 km の深さにおいて、最大でも 10 km 程度の左横ずれであり、海洋地殻の厚さと沈み込み角度を考慮すると、50 km 以浅では海洋地殻が完全には不連続にならない。断面 4 に後続波が観測された地震が存在することは、この地震より浅部では断面 4 と断面 5 の間に海洋地殻の不連続がないことを示している。また、断面 4 と断面 3 および断面 3 と断面 2 間の地震面の左横ずれの量も 60 km より浅部では 10 km 以下であることから、領域 I では、60 km より浅部で、海洋地殻が不連続になっている可能性は低く、この領域の海洋地殻内で地震が発生すれば、後続波が観測されるはずである。すなわち、領域 I に後続波が観測されない地震があるということは、この領域ではスラブマントルの中で地震が発生していることを意味している。

一方 (2) の場合では、スラブ内地震の発生様式が領域 I と II で変わっていることになり、その境界が何らかの物理状態の違いを反映したものである可能性もある。また、領域 I では地震面の上面はスラブの上面と一致しないことになるので、この境界を境に地震面の上面がずれていることが予想される。しかし、断面 3 と断面 4 の 60 km 以浅の地震面にはずれが見いだせない。ただし、領域 I から領域 II にかけて徐々に震源の位置がマントルから地殻へと変わっているとすると、ずれは見えない

Fig. 8. Hypocenters for Fig. 7 relocated by hypoDD. Triangles and a star indicate the earthquakes with the later phases and circles are the earthquakes with no later phase. The star indicates the low-angle thrust type earthquake. Square symbols indicate earthquakes for which it is not clear whether they are associated with the later phases or not. Solid lines are the isobaths of earthquakes determined by Uehira *et al.* (2001). Broken lines 1-6 are the projection lines of each vertical cross-section. Plus indicate 0 km in the cross sections. Earthquakes located within 20 km of the transect are plotted.

可能性がある。また、断面3や断面2では、後続波の見られなかった地震の上にも多数の地震が分布しており、それらが海洋地殻で発生していること、すなわち(1)の可能性は否定できない。しかし、後続波の見られない地震が存在しているので、領域Iではスラブマントル内で地震が発生していることは確実である。

本研究では領域Iにおいてスラブ地殻地震が発生しているか否かははっきりとはわからなかった。これを明らかにするためには、今後海底地震観測に基づく精度の高い震源決定をし、トモグラフィー、レーザー関数解析など他の方法によって決めたスラブ上面と比較をする必要がある。

一方、北側の領域IIでは後続波が認められ、低角逆断層型のメカニズムを示さない地震が存在していることから、スラブ地殻地震が起きていることがわかる。低角逆断層型のメカニズムを示す地震(☆印)も地震面の内部に存在しており、その直下にスラブ地殻地震が存在している。震源の深さの精度が不十分である可能性もあるが、この地震もスラブ地殻地震である可能性がある。いずれにしても、この領域でスラブ地殻地震が発生していることは明らかである。

後続波の見られない地震については、断面5に深さ66.2 km(再決定後)のものが存在する。しかしそれ以深で後続波の見られる地震が存在しないことから、この地震がスラブマントル地震か相転移後の海洋地殻で起きたスラブ地殻地震であるかは判断しがたい。また、断面4には、海域に後続波の見られない地震が存在している。この地震が海洋地殻で発生しているとする、スラブ等深線に平行に海洋地殻内を伝わる波が四国地方で後続波として観測されるはずであり、この地震はスラブマントル地震である可能性が高い。領域IIの60 km以浅で、すなわち海洋地殻が相転移していない深さで起こった地震のうち後続波の見られなかった地震はこの地震のみである。しかし、この地震の直下にも多数の地震が再決定されていることから、この領域ではその他にもスラブマントル地震が発生していると考えられる。したがって、北部では地殻、マントルの両方で地震が起きていることになる。今後、これらの地震がはっきりとした二重面を形成しているか、地殻からマントルにかけて連続的に発生しているかどうかを詳細に調べることが、スラブの温度・圧力状態を推定するうえで重要であろう。

本研究では、領域IIではスラブ地殻地震が、領域IとIIの両方でスラブマントル地震が発生していることがわかった。スラブ内地震が含水鉱物の脱水不安定で起こるとすると、領域Iでは海洋マントルが、領域IIでは海洋地殻と海洋マントルの両方が含水化している必要があ

る。海洋地殻については、中央海嶺付近での熱水循環によって含水化した可能性が高い。また、海洋マントルについては、九州-パラオ海嶺が伊豆-小笠原弧と合体していたときに蛇紋岩化した可能性がある(背弧火成活動による蛇紋岩化, Seno *et al.* (2001) 参照)。

近年、九州地方においても観測網が整ってきたことにより多数の地震や観測点を用いて速度構造の推定が行われている。Wang and Zhao (2006) では、6,285 個の地震と185の観測点を用いて九州全域下の地殻・上部マントル速度構造が推定されている。彼らの結果によると、60 km以浅の地震の多くは高速度領域に位置している。また、彼らの結果でも地震面の厚さは一般的な海洋地殻の厚さを超えており、スラブマントル地震が起きている可能性が高い。ただし彼らの解析において、この深さでの鉛直方向のグリッド間隔は10 kmであり、また、海洋地殻と思われる低速度層は検出されていない。スラブ内地震がどこで起きているかをトモグラフィーの手法を用いて知るためには、鉛直方向に細かなグリッドに区切り計算を行う必要があると思われる。

4.2 深部低周波微動との関係

本研究の後続波解析の結果から、九州中南部でも北側の領域IIではスラブ地殻地震が発生していることがわかった。Seno and Yamasaki (2003) は、深部低周波微動の発生していない地域である九州中南部では、スラブ内地震は地殻内ではほとんど起こらないと予想したが、少なくとも九州中部における本研究の結果は彼らの予想に反するものとなった。その理由として、次のようなことが考えられる。

- (1) 実際には低周波微動が起きているのに、九州の東側(太平洋底)の観測点の不足などで観測されていない。
- (2) スラブ地殻地震は九州中南部全域の現象ではなく、限られた地域のものである。もしくは、海洋地殻内地震の割合はごく小さいものである。
- (3) 四国東部などとは違って、スラブ地殻地震が発生しているのに、低周波微動は起っていない。

(1) に関して、四国や東海において低周波微動はスラブ深度がおおむね30 kmの位置に分布しているが、九州中南部でこの深さに該当するスラブ領域の半分程度は海域下である。しかし、豊後水道など海域でも低周波微動の観測はされている。近年、九州地方の地震検知能力が向上したことも考えると、やはり九州地方中南部では低周波微動は発生していない可能性が高い。

(2) に関しては、本研究で後続波の見られた地震は8個であり、そのうちメカニズム解からスラブ地殻地震であるといえる地震は7個である。これは全体の地震数から見ればごくわずかである。しかしながら、それらの地

震は厚さ 20 km 程度の地震面から孤立した地震でないことから、この領域では相当数のスラブ地殻地震が起きていると考えられる。

一方、(3) に関して、海洋地殻の脱水による流体の存在だけが低周波微動の発生条件であるのかどうかも考えなくてはならない。鎌谷・勝間田 (2004) は東海から豊後水道にかけての地域で低周波微動が発生する条件について、深度 30 km 付近でスラブ上面とマントルウェッジが接していないことを挙げた。彼らによると、フィリピン海プレートが沈み込み深さ 30 km 付近に達したところで海洋地殻の脱水により水が発生する。このとき、スラブ上部にマントルウェッジがない（すなわち、大陸下部地殻と接している）と低周波微動が発生しうが、マントルウェッジが存在すると水は蛇紋岩に固定されて流動できず、低周波微動は発生しないのである。彼らは、低周波微動帯の北縁はスラブとマントルウェッジが接触し始めた位置にあたるとしている。また、四国東部で微動帯が途切れていることに関しては、同様の理由かもしれない。紀伊半島下で脱水を終えたスラブが平行移動しているためであるとしている。九州地方に関しては、日向灘においてマントルウェッジとスラブが接していない場合、微動が発生している可能性があるとしている。本研究においては、Fig. 4 の地震などのように、中国・四国地方の観測点で後続波が観測された深さ 30 km 程度の地震でも、九州地方の観測点で後続波は見られなかった。これは、これらの地震発生域においてスラブが大陸地殻に接していない、すなわちマントルウェッジに接していることを示唆している [Ohkura (2000) 参照]。ただし、鎌谷・勝間田 (2004) では九州地方のフィリピン海スラブ近傍の温度・圧力条件は検討されていない。したがって、この領域においてスラブの脱水がどの深さ、部分で起こりうるかを知るために、スラブ、マントルウェッジの温度構造の推定が必要であろう。

また、大陸地殻、海洋地殻、マントルウェッジがどのように接しているかを知るためには、海底地震観測、詳細なトモグラフィー、あるいはレーザー関数解析などが必要である。

§5. ま と め

本研究では、九州地方中南部においてスラブ内地震がどこで起きているのかを解析した。海洋地殻を伝わってきた後続波の有無を調べ、さらに、それらの地震が地震面のどこに位置しているのかを高い相対精度で知するために Double-Difference 法による震源再決定を行った。その結果、研究領域の北側ではスラブ地殻地震とスラブマントル地震の両方が、また、南側ではスラブマントル

地震が起きていることが明らかになった。しかし、南側でスラブ地殻地震が起きているか否かはわからなかった。

本研究の結果、九州地方中部では、低周波微動が発生していない領域でも、スラブ地殻地震が発生していることが明らかになった。これは Seno and Yamasaki (2003) のモデルでは説明できないことであり、九州中部で低周波微動が発生しないことを説明することのできる新たなモデルの構築が今後必要である。

謝 辞

後続波の解析に用いた波形データは、気象庁・防災科学技術研究所 Hi-net・鹿児島大学・九州大学・京都大学・高知大学・東京大学のものを使わせていただきました。また、震源再決定には、Waldhauser and Ellsworth (2000) による Double-Difference 震源決定プログラムを使わせていただきました。また気象庁の一元化処理による読み取り値データと震源データを使わせていただきました。図の多くは、GMT (Generic Mapping Tools [Wessel and Smith (1995)]) により作成させていただきました。波形データの取得には京都大学の大見士朗氏、鹿児島大学の八木原 寛氏、震源再決定には京都大学の久家慶子氏にたいへんお世話になりました。2 名の匿名査読者および編集員の勝間田明男氏には本稿を改善するうえで有益なご意見をいただきました。ここに記して感謝します。

文 献

- 後藤和彦・本田貴子, 2001, 九州中南部に発生した稍深発地震の発震機構, 南九州下の稍深発地震とサイスモテクニクス 平成 11・12 年度科学研究費補助金基盤研究 C(2) 研究成果報告書, 51-109.
- 後藤和彦・本田貴子・八木原寛・角田寿喜・清水 洋, 2001, 南九州における稍深発地震面の形状と発震機構, 月刊地球, **23**, 664-668.
- Hacker, B. R., S. M. Peacock, G. A. Abers, and S. D. Holloway, 2003, Subduction factory-2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions?, *J. Geophys. Res.*, **108**(B1), doi: 10.1029/2001JB001129.
- Hori, S., 1990, Seismic waves guided by untransformed oceanic crust subducting into the mantle: the case of the Kanto district, central Japan, *Tectonophysics*, **176**, 355-376.
- 堀 貞喜, 1997, 関東地方下のフィリピン海プレート内地震の発生機構, 地震 **2**, **50**, 203-213.
- Hori, S., 2006, Seismic activity associated with the subducting motion of the Philippine Sea plate beneath the Kanto district, Japan, *Tectonophysics*,

- 417, 85–100.
- Hori, S., H. Inoue, Y. Fukao, and M. Ukawa, 1985, Seismic detection of the untransformed 'basaltic' oceanic crust subducting into the mantle, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **83**, 169–197.
- 堀内茂木・鷹野 澄・卜部 卓・平田 直・高波鉄夫・小菅正裕・松沢 暢・山崎文人・片尾 浩・木村昌三・清水 洋・後藤和彦・小原一成・宇平幸一, 1997, 全国地震データ流通システム(1)—地震波形データベースとその利用法—, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 67.
- Ide, S., D. R. Shelly, and G. C. Beroza, 2007, Mechanism of deep low frequency earthquakes: Further evidencethat deep non-volcanic tremor is generated by shear slip on the plate interface, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi: 10.1029/2006GL028890.
- 石川有三, 2001, フィリピン海スラブの形状, 地学雑誌, **110**(4), 592–601.
- 石原和彦・吉田明夫, 1992, 九州下フィリピン海スラブの形状と地震活動, 地震 **2**, **45**, 45–51.
- 鎌谷紀子・勝間田明男, 2004, 火山から離れた地域で発生している深部低周波微動・地震—その分布と発生原因—, 地震 **2**, **57**, 11–28.
- 角田寿喜・宮町宏樹・高木章雄, 1991, 九州-琉球弧北部域の稍深発地震, 地震 **2**, **44**, 63–74.
- 角田寿喜・後藤和彦・宮町宏樹・平野舟一郎・石原和彦, 1995, 地震活動からみた九州南部—南西諸島域のテクトニクス, 月刊地球, **17**, 414–417.
- Katsumata, A. and N. Kamaya, 2003, Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2002GL015981.
- Kirby, S., E. R. Engdhal, and R. Denlinger, 1996, Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanisms as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs (Over view), in "Subduction Top to Bottom," ed. by G. E. Bebout, D. W. Scholl, S. H. Kirby, and J. P. Platt, *Geophys. Monograph* **96**, AGU, Washington, D.C., 195–214.
- Kodaira, S., E. Kurashimo, J.-O. Park, N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura, T. Iwasaki, N. Hirata, K. Ito, and Y. Kaneda, 2002, Structural factors controlling the rupture process of a megathrust earthquake at the Nankai trough seismogenic zone, *Geophys. J. Int.*, **149**, 815–835.
- 蔵下英司・徳永雅子・平田 直・岩崎貴哉・小平秀一・金田義行・伊藤 潔・西田良平・木村昌三・井川猛, 2002, 四国西部地域における地殻及び最上部マン托ルの地震波速度構造と沈み込むフィリピン海プレートの形状, 地震 **2**, **54**, 489–505.
- Miyazawa, M. and J. Mori, 2005, Detection of triggered deep low-frequency events from the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, 307, doi: 10.1029/2005GL022539.
- 三好崇之・石橋克彦, 2004, 震源分布からみた伊勢湾から四国西部にかけてのフィリピン海スラブの形状, 地震 **2**, **57**, 139–152.
- 長宗留男・田代秀樹, 1989, 九州下における和達-ベニオフゾーンの形状, 地震 **2**, **42**, 13–19.
- Obara, K., 2002, Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 1679–1681.
- Ohkura, T., 2000, Structure of the upper part of the Philippine Sea plate estimated by later phases of upper mantle earthquakes in and around Shikoku, Japan, *Tectonophysics*, **321**, 17–36.
- Seno, T. and T. Yamasaki, 2003, Low-frequency tremors, intraslab and interpolate earthquakes in Southwest Japan—from a viewpoint of slab dehydration—, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 22, doi: 10.1029/2003GL018349.
- Seno, T., D. Zhao, Y. Kobayashi, and M. Nakamura, 2001, Dehydration of serpentinized slab mantle: Seismic evidence from southwest Japan, *Earth Planets Space*, **53**, 861–871.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, S. Ide, and S. Nakamura, 2006, Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature*, **442**, 188–191.
- Shiomi, K., H. Sato, K. Obara, and M. Ohtake, 2004, Configuration of subducting Philippine Sea plate beneath southwest Japan revealed from receiver function analysis based on the multivariate autoregressive model, *J. Geophys. Res.*, **109**, B04308, doi: 10.1029/2003JB002774.
- 鷹野 澄・山中佳子・卜部 卓・趙 悦・酒井慎一・堀内茂木・松沢暢・一柳昌義・渡辺和俊・山崎文人・大見士朗・木村昌三・馬越孝道・後藤和彦・小原一成・宇平幸一, 1997, 全国地震データ流通システム(2)—地震波形データベースの標準的利用システム—, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 76.
- 植平賢司・清水 洋・松尾のり道・後藤和彦, 2001, 四国・中国西端から九州にかけての深発地震面の形状と発震機構, 月刊地球, **23**, 669–673.
- 上野 寛・畠山信一・明田川保・舟崎 淳・浜田信生, 2002, 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—, 験震時報, **65**, 123–134.
- Wang, Z. and D. Zhao, 2006, Vp and Vs tomography of Kyushu, Japan: New insight into arc magmatism and forearc seismotectonics, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **157**, 269–285.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, 2000, A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**(6), 1353–1368.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995, New version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **76**, 329.
- Yamasaki, T. and T. Seno, 2003, Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting

- slab, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2212, doi: 10.1029/2002JB001918.
- Yamauchi, M., K. Hirahara, and T. Shibutani, 2003, High resolution receiver function imaging of the seismic velocity discontinuities in the crust and the uppermost mantle beneath southwest Japan, *Earth Planets Space*, **55**, 59–64.