



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	1993年北海道南西沖地震の余震の空間分布に関する問題
Author(s)	大塚, 健; OTSUKA, Ken; 森谷, 武男 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 61, 69-84
Issue Date	1998-03-20
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.61.69
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14260
Type	departmental bulletin paper
File Information	61_p69-84.pdf



1993年北海道南西沖地震の余震の空間分布に関する問題

大塚 健・森谷 武男

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(1997年12月10日受理)

The Problems of Spatial Distribution of Aftershocks of the 1993 Hokkaido Nansei-Oki Earthquake

Ken OTSUKA, Takeo MORIYA

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

(Received December 10, 1997)

The 1993 Hokkaido Nansei-Oki Earthquake occurred on July 12 in 1993. Temporary observation stations were set up on Okushiri Island and the Oshima Peninsula since 3 days after the earthquake. The hypocenter determination of aftershock was made by Research Center for Earthquake Prediction of Hokkaido Univ.(RCEP). The aftershock distribution inclines toward the west with a lower angle in the southern part of the aftershock region, but not clearly in the northern part of it. Further the dip angle of nodal planes of the source mechanism solution was determined, but not concordant with that of the aftershock distribution. In order to examine the relation between the aftershock distribution and the dip angle of nodal planes of the source mechanism solution, we redetermined the hypocenters of aftershocks more precisely taking into account of inhomogeneous crustal structure.

The P and S wave arrival time data of Japan Meteorological Agency(JMA) and RCEP were combined. The hypocenters of aftershocks were determined by using the combined data. From July 21 to August 16, the temporary observation using Ocean Bottom Seismographs(OBS) were carried out. Both of two results are compared with and the difference of location is calculated. It is effective to use the combined data to determine hypocenters precisely. It becomes, however, clear that angles between inclination of whole the aftershock distribution and nodal planes of the source mechanism solution are not concordant with each other.

I. 序 論

1993年7月12日午後10時17分、北海道南西沖地震(気象庁マグニチュード7.8)が発生した。北海道南西沖地震(以後、南西沖地震)の起こした津波によって、奥尻島および渡島半島の日本海側は甚大な被害を受けた。人的被害は死者201人、行方不明28人を含む552人、家屋は全半壊1000戸余りを含む6800戸以上になった(北海道, 1995)。奥尻島の地震観測点も破壊され、本震直後から数日間の奥尻島での地震データは得られなくなった。しかし本震直後から気象庁(以後、JMA)、北海道大学理学部附属地震予知観測地域センター(以後、RCEP)等の多くの機関により臨時観測が行われた。臨時観測点は主に奥尻島、渡島半島日本海側に展開され余震観測が行われた。すでに余震分布

が北海道大学理学部 (1994) 等によって発表されている。また長周期地震計による本震のメカニズム解, 断層運動に関する研究も U S G S を始め, 様々な機関によって行われている (例えば, 菊池, 1993; 久家他, 1994; 小沢他, 1994)。

北海道大学理学部 (1994) による余震の震央分布とその断面図を Fig. 1 に示す。奥尻島近辺の余震域南部では断面図に西落ちの傾向がはっきり現れている。しかし本震の震央がある余震域北部では, その傾向を論じられるほど明瞭ではない。震源分布のばらつきが大きい原因として観測点配置と, 震源

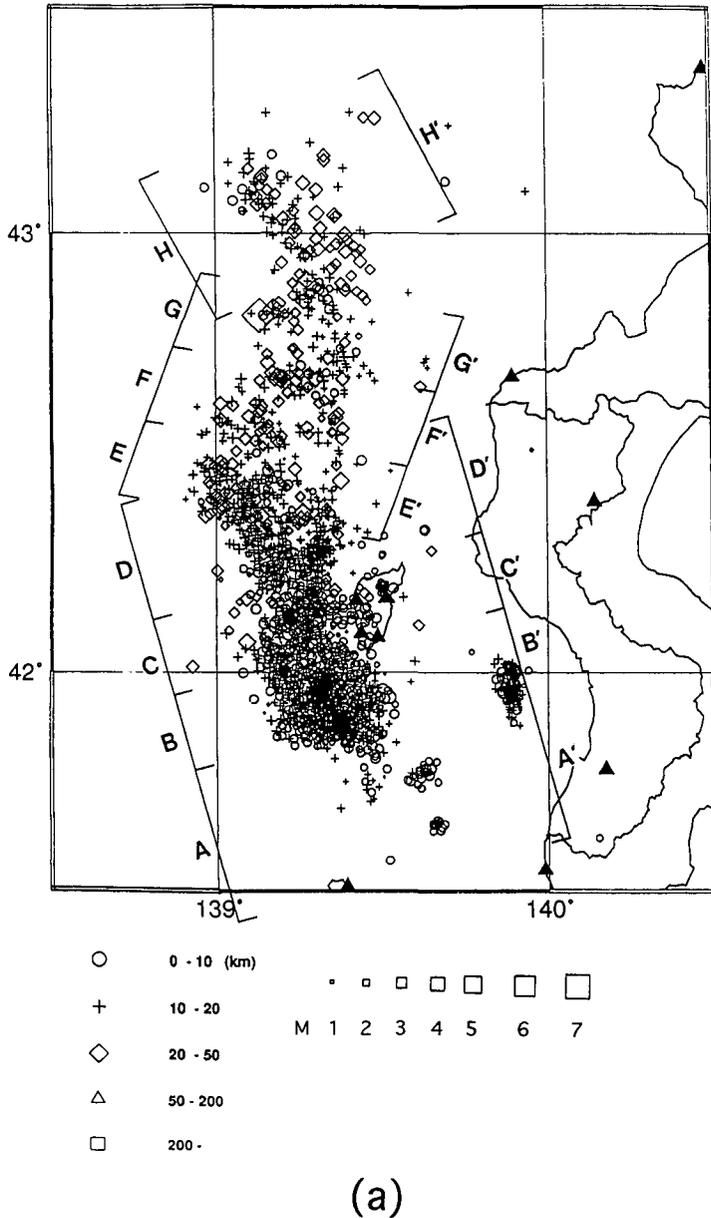
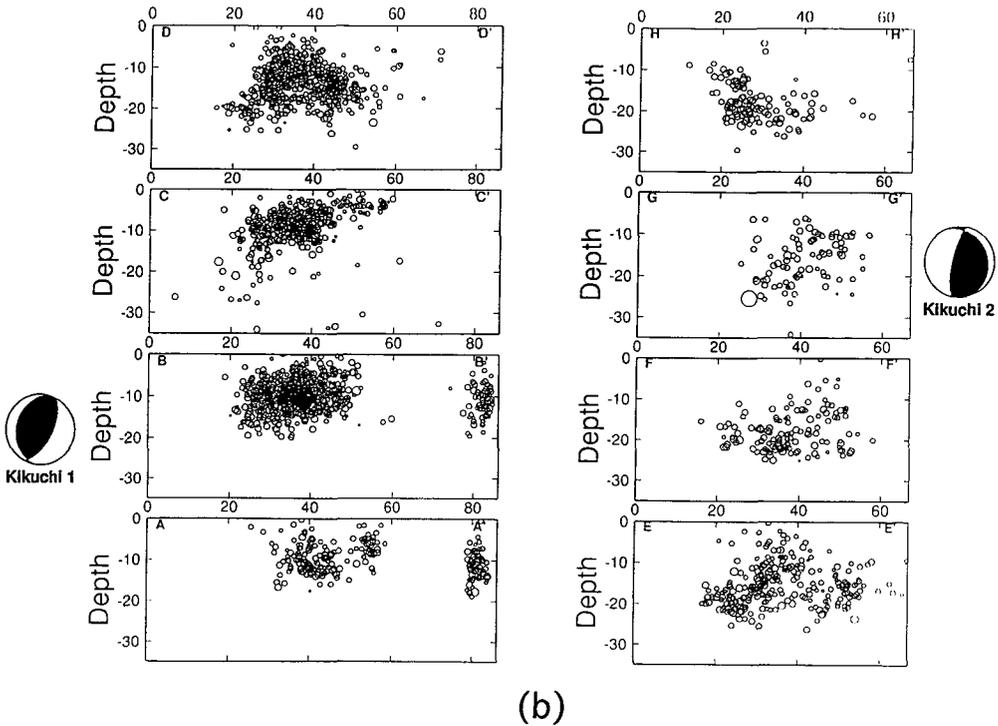


Fig. 1. (a) Epicenter distribution of aftershocks of 1993 Hokkaido Nansei-Oki earthquake (after Hokkaido Univ., 1994). (b) The distribution of aftershock hypocenters projected on to vertical planes in the region from A to H shown in Fig. 1(a) and the source mechanism solutions projected on lower hemisphere (after Kikuchi, 1993).



決定に用いる地下構造の二つが考えられる。また震央分布が大きく2ヶ所で折れ曲がっていることから本震はマルチプルショックであったと考えられ、断層運動が複数の断層面によってモデル化されている(例えば、菊池, 1993; 久家他, 1994)。しかしその断層面は必ずしも余震分布と一致したものではない。菊池(1993)は南北に主として2枚の断層面を、久家他(1994)は5個のサブイベントを考え、いずれも北部が低角で西に傾斜、南部が低角で東に傾斜しているとしている。菊池(1993)のメカニズム解をFig. 1(b)に、余震分布の断面図と共に載せるが、これは明らかに余震の空間分布とは矛盾する結果である。しかし明瞭な余震分布が得られていないので、ここでははっきりした結論を出すのは早計である。そこで本論では、まず正確な震源決定を第一の目的とした。また海底地震計を用いた臨時観測が7月21日から8月16日までの27日間行われたので、決定された震源座標を比較し補正の可能性について調べ、メカニズム解との比較を行う。

II. 地下構造が横方向に不均質な地域において、 海域で起きる地震を陸域から震源決定する際の問題点

南西沖地震の余震分布のばらつきが大きくなってしまいう原因として、観測点配置と震源計算に使用する地下構造の2点を挙げた。本章ではこの2点について東北地方の太平洋側での地震観測を例とし(例えば、長谷川他, 1987; Nishizawa et al., 1992)、二つの問題が震源決定にどのような影響を与えるのかを述べる。対象地域は太平洋プレートが沈みこんでいるために横方向に不均質な地域である。

まず海域で起きる地震を陸域で観測する場合、震源を取り囲むように観測点を配置できないという大きな制約がある。観測点は陸上だけに設置されるので、陸上部分の距離に対して海域側の距離が大きくなると、観測点間の走時差が相対的に小さくなるため震源の深さの決定精度が極端に悪くなる。

また本州は南北方向に長いので、震央座標の南北方向に比較して、東西方向の精度が悪い。しかしS波走時を使用することでこの誤差は小さくすることができる。渡島半島は東西方向に狭いので、深さの精度が悪いと考えられる。

また通常、震源計算に用いる構造は水平多層構造であるが、高速度の太平洋プレートが沈み込んでいるため、沖合いの地震ほど震源が実際より観測点寄りに深く決まってしまう傾向がある。これはプレート中を伝播してくる波について、実際よりも波線を短く計算してしまうからである。このように横方向に不均質な地下構造を持つ地域では、水平多層構造を用いて震源計算をすると震源分布に見かけ上の傾きが生じる。

III. 余震域の地下構造

南西沖地震余震域の地下構造に関する調査は非常に少ないため、詳しい地下構造は知られていない。過去の地下構造に関する研究としては、Yoshii (1972) によってモホ面が陸から海洋に向かって浅くなっていることが調べられている (Fig. 2)。またOkada et al. (1973) は爆破観測によって余震域の北方に隣接する積丹沖の構造を求めており、やはり陸から海洋に向かってモホ面が浅くなる構造を求めている (Fig. 3)。これらから余震域の地下構造は、陸から日本海に向かって大きく変化し、地殻の厚さも約 30 km 以上から 15~20 km 程度までに薄くなっていると推定できる。さらに大塚は 1991 年と 1992 年に渡島半島近辺で起きた 60 km より深い地震 95 個の走時について、奥尻島の走時と渡島半島全体の走時の平均を比べた。その結果、奥尻島での走時は、渡島半島全体の走時の平均に比べて約 1 秒早い (Fig. 4)。これはOkada et al. (1973) の速度構造や、Yoshii (1972) の結果と調和的である。これらの結果から考えて、余震域は横方向に不均質であるのは確実である。よってFig. 1の余震空間分

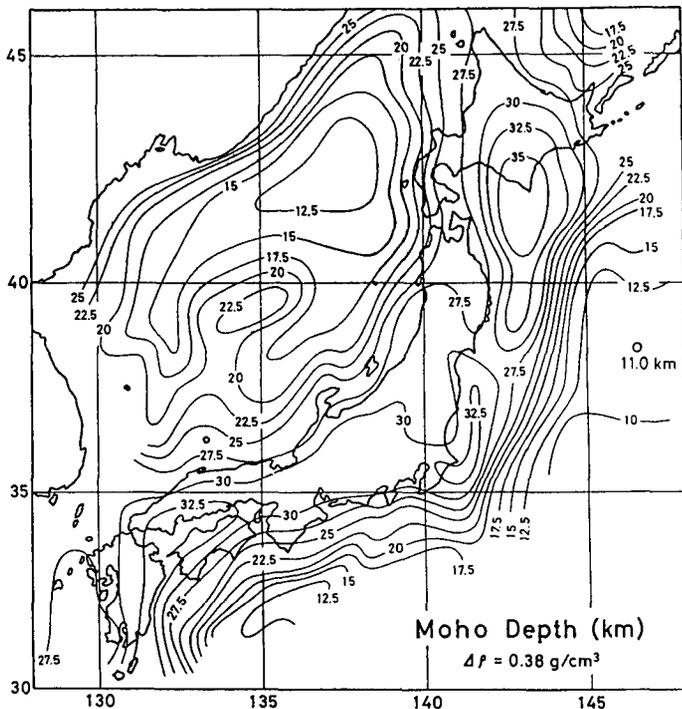


Fig. 2. Depth contours of Moho, figure after Yoshii(1972).

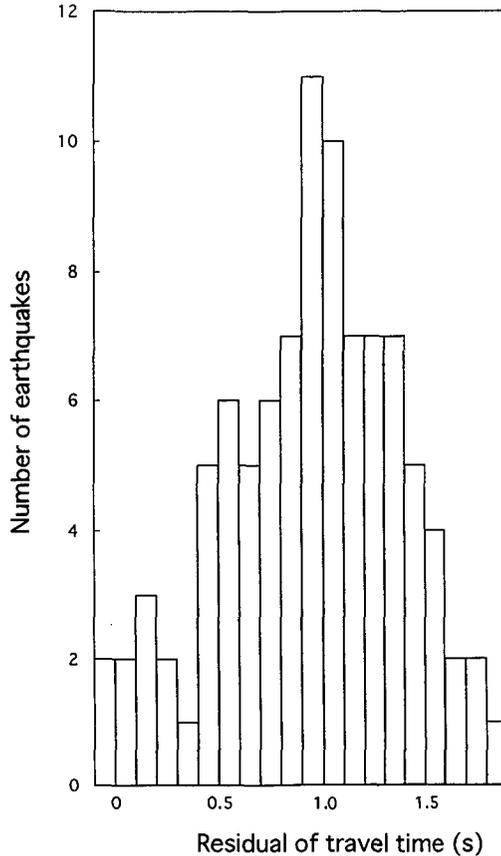


Fig. 4. Histograms of the residual of travel time difference between average residuals observed at Oshima Peninsula and Okushiri Island about the deep earthquakes which occurred under around Oshima Peninsula.

それら全ての組み合わせについて通常の方法（後述）で震源計算し、走時残差が最少の組み合わせを併合データとして採用した。併合データの観測点数は最少でも8点になるが、震源計算時に走時残差の大きな観測点は除外し、観測点数が7点以下になった併合データは除外した。その結果、併合処理できた地震の総数は1750個余りになった。

今回の南西沖地震のような大地震かつ被害地震の場合は一般に、震源に近い観測点での読み取り、及び記録された地震どうしの同定は易しくない。これは本震直後の数週間は余震も非常に多く、複数の余震が重なって観測されることがある上、救援、復興などノイズの要因が多くなるからである。ノイズが多ければそれだけ初動の読み取りに誤差が含まれやすい。しかし、独立した二つの機関で共通に観測された地震のみを選びだすことにより、読み取りに間違いや大きな誤差を含む観測点記録、さらにそのような記録を基に震源決定された地震自体も併合データから除外される。併合処理データの個数はJMAが決めた震源2500個よりかなり少なくなったが、読み取りの信頼性が高い地震のみを選別したことになる。

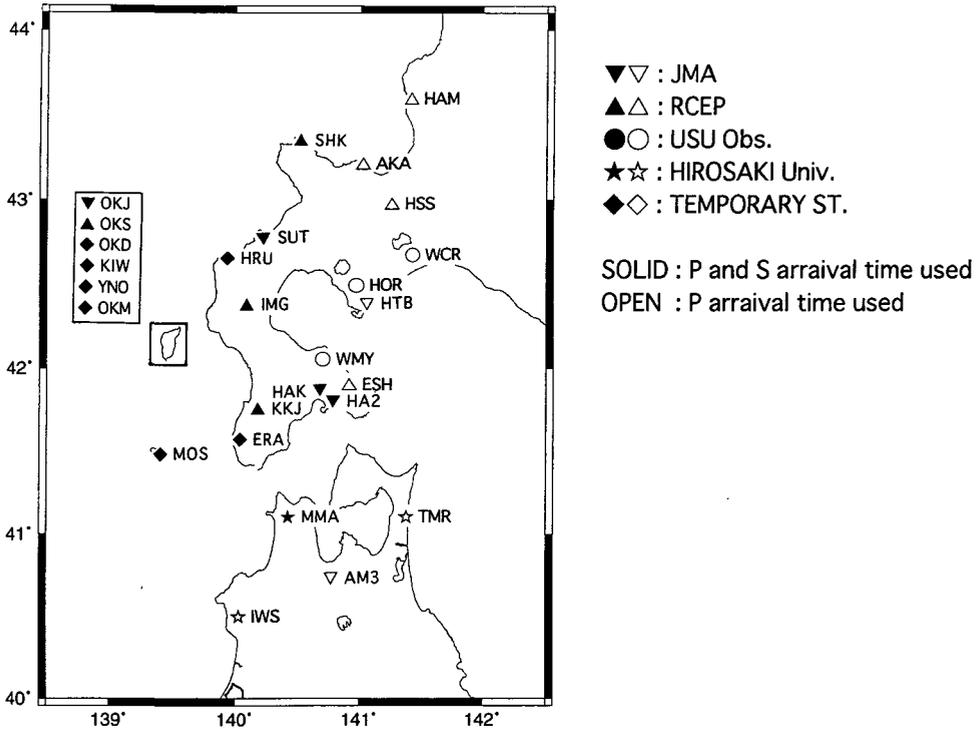


Fig. 5. The map showing observation stations. S wave arrival times are used at solid mark stations.

V. 震源の計算

1. 通常の震源計算

震源計算に用いた構造は、森谷 (1986) が推定した北海道の平均的な速度構造を参考にした、モホ面の深さが 33 km の水平多層構造である (Fig. 6)。震源計算プログラムは堀江・渋谷 (1979) を森谷が改良したものをを用いた。通常は震源時間を拘束するパラメータである $V_p/V_s=1.73$ と仮定する。また観測点の高度補正として地表の P 波速度 $V_p=4.2$ km/s を仮定し、高度による遅れ時間を初動観測時間から引いて震源計算する。この通常の手順で決定された震源を「無補正震源」と呼ぶ。

2. 補正を加えた震源

すでに述べたように、余震域のモホ面が渡島半島下から西へ向かって浅くなっているのはこれまでの研究から確実なので、そのことを考慮した補正を加え、各観測点の走時残差の RMS がより小さくなるようにした。なお、余震域に単純な傾斜二層構造を適用し、傾斜角、震源座標、および発震時間を未知数と置いた震源計算が渡部 (1995) によって行われている。しかし余震分布のばらつきに際立った改善は見られなかった。このことから余震域の構造はかなり複雑であることが推測される。余震域の詳しい構造が知られていない上、実際はかなり複雑であることが予想されたので、本研究では震源計算時の補正にパラメータを 2 個のみ考えることにした。一つは「奥尻島内で観測された全ての P 波初動時間を一律に遅くする時間」である。これは、実際には速い速度構造のところに遅い速度構造を用いているので計算上の走時を長くすることに相当し、モホ面が東西方向に変化しているのを考慮し

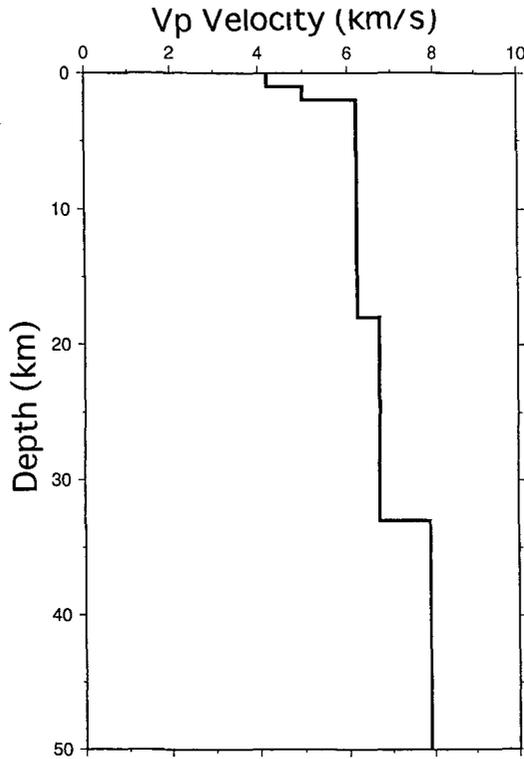


Fig. 6. P wave velocity structure using for hypocenter calculation (after Moriya, 1986).

たものである。もう一つは発震時刻を拘束する「 V_p/V_s の値」である。試行錯誤的に計算した結果、P波初動時間を0.5秒遅くし、 $V_p/V_s=1.72$ のとき各震源の走時残差の平均が最少になった。この補正を加えた震源を「補正震源」と呼ぶ。

3. 奥尻島の観測点が震源計算に及ぼす影響

上節で奥尻島の観測点のみ特別に扱ったが、余震域に含まれる奥尻島の観測点が、どの程度震源計算に寄与するかも調べた。渡島半島の観測点数はRCEPの観測点を併合したため倍以上に増加しているにもかかわらず、併合データから奥尻島の観測点を除いて震源計算すると、決定される震源の個数は20%以上も少なくなる。決定できなくなった地震のほとんどは奥尻島以南の地震である。このことから奥尻島は余震域南部の震源決定に大きく寄与していることが分かった。また余震の検知能力に関しても、G-Rの式のb値が奥尻島の観測点の有無によってどのように変わるか調べた。JMAの震源速報を基に、奥尻島が復旧した本震後63時間を境にして最尤法(宇津, 1984)によってb値を求めた。奥尻島に観測点がない本震後約63時間以内の、マグニチュード3.6から5.5までの余震414個についてのb値は1.13になった(Fig. 7(a))。奥尻島に観測点が再開した本震後約63時間から456時間(7月31日22時)までの、マグニチュード3.6から4.9までの余震274個についてのb値は1.90、マグニチュード3.6から4.0までの余震249個についてのb値は2.67になった(Fig. 7(b))。b値自体が急に変化したとは考えにくく、またb値の変化が奥尻島再開とほぼ時間的に一致することから、奥尻島はマグニチュードの小さい地震の決定にも大きく寄与していることが分かる。南西沖地震の余

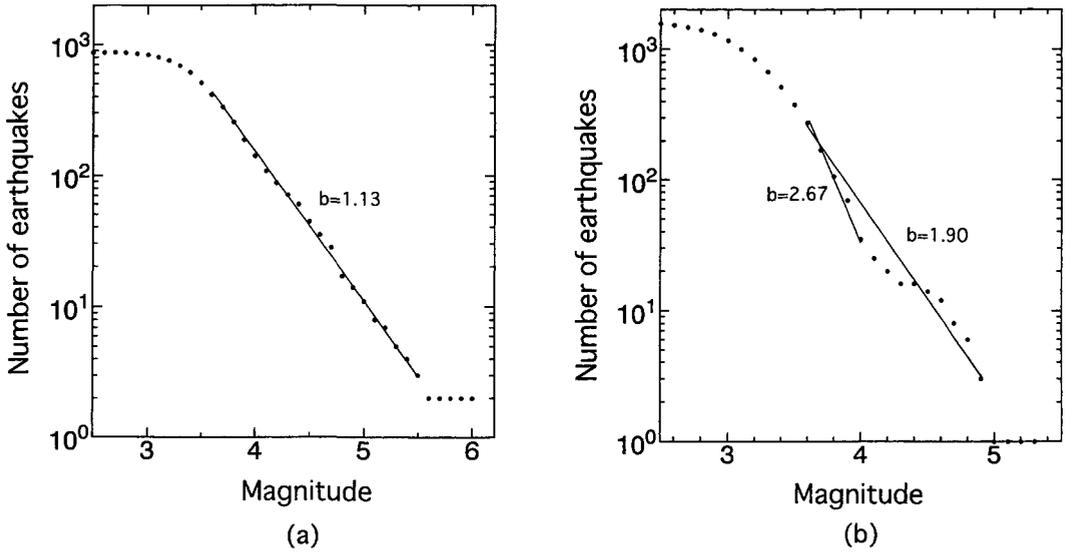


Fig. 7. Magnitude-frequency relation of aftershocks. (a) Aftershocks which occurred within 63 hours after the mainshock. Hypocenters were determined without Okushiri stations. (b) Aftershocks which occurred from 63 hours to 456 hours after the mainshock. Hypocenters were determined by including Okushiri stations.

震についての b 値は、奥尻島の観測点が再開されてからの値を考えると、少なくとも 1.9 程度の非常に大きな値になる。

VI. 震源分布

1. 補正震源と無補正震源

7月21日から8月16日までの「無補正震源」と「補正震源」の震源分布を示す (Fig. 8, Fig. 9)。後で海底地震計により決められた震源と比較するため、海底地震計による臨時観測と期間を一致させた。震央分布の折れ曲がり部分を目視で判断し、北緯 42.9° と 42.2° で区切って北から順に A, B, C の領域に分けた。Fig. 8, Fig. 9にはそれぞれの東西断面図も載せている。領域 A では決定した震源数が非常に少ないが、これは観測点が震源域から遠いため震源の深さを決定しにくいのが原因と考えられる。震源分布には低角東落ちの傾向が見える。領域 B では震源分布は水平に近いが、どちらかという西側に傾斜しているように見える。領域 C では奥尻島に最も近く多数の震源を決定できた。明瞭な低角西落ちの傾向が見える。無補正震源と補正震源の震源分布の形状に大差はないが、補正震源の方が震源分布のばらつきが小さく、特に地表付近のばらつきが小さい。また補正震源の方が震源がやや深く決まっている。Fig. 10は無補正震源と補正震源の震央位置を比較したもので、黒丸が無補正震源の震央を表し、そこから引かれた線によって補正震源がどのように移動したかを示したものである。ごく一部の例外を除いて、震央は奥尻島の南端を境にした非常に良い系統的な移動をしている。北側は西北西から北北西方向に移動しており、奥尻島から離れる北側の地震ほど北への移動量が多い。奥尻島以南の地震はほぼ西南西に移動している。江差沖の地震については移動量は小さい。全体として、奥尻島を中心として放射方向に離れる方向に移動しており、何も補正をしないと奥尻島に引き寄せられているのが分かる。

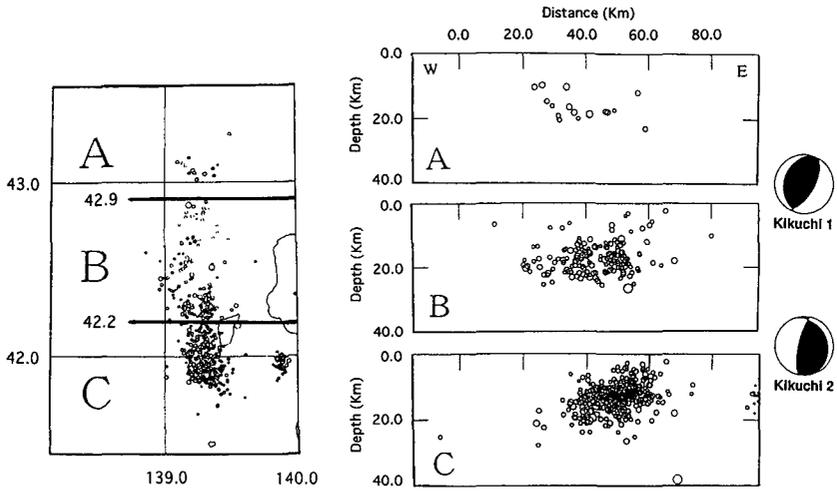


Fig. 8. The aftershock distribution and the projection of the hypocenters on to vertical planes parallel to east-west in the region from A to C calculated without the corrections. The source mechanism solutions (after Kikuchi, 1993) are added.

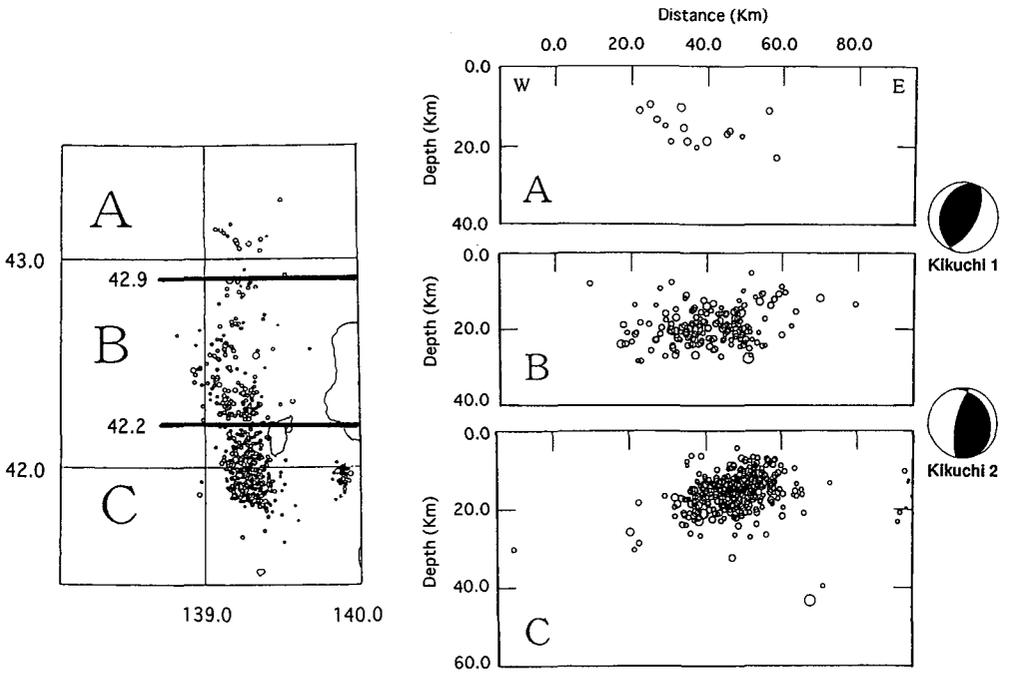


Fig. 9. The aftershock distribution and the projection of the hypocenters on to vertical planes parallel to east-west in the region from A to C calculated with the corrections. The source mechanism solutions (after Kikuchi, 1993) are added.

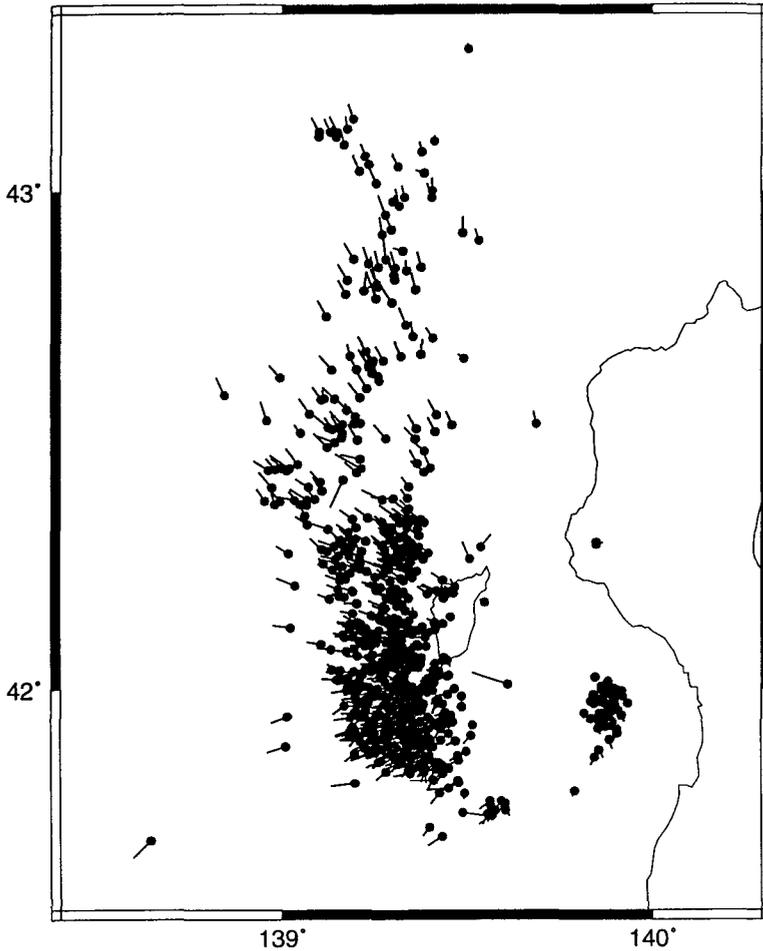


Fig. 10. Location difference between aftershock groups calculated with and without the corrections. Solid circles show the hypocenters without the corrections.

2. 海底地震計の観測で得られた震源

海底地震計による臨時観測が7月21日から8月16日まで27日間行われ、その間の余震1600個以上の震源が日野他(1994)によって決められた(Fig. 11)。この震源を「OBS震源」と呼ぶ。余震域を取り囲んでその直上に設置された海底地震計によって決められた震源は、海域で起きた地震について現在最も正確と考えられているので、OBS震源と比較することにより陸域から決めた震源の正確さを確かめることが可能である。陸からの観測では余震が少なく見えた余震域北部でも、OBS震源を見ると余震域南部より特に少ないということはない。これは海底地震計観測網の優位性を明らかに示している。ただし江差沖の地震については海底地震計の観測網から外れているので、本論では以後取り扱わないことにする。

OBS震源の余震分布も北緯42.9°と42.2°で区切り、北から順にA、B、Cの領域に分ける。領域Aの東西断面図には緩やかな東落ちの傾向がある。領域Bには非常に緩やかに西に傾斜している一群と、中央付近からやや急傾斜の一群が見える。領域Cにははっきりした低角西落ちの一群と、中央付近からほぼ直交して伸びている一群が見える。これらの特徴を陸からの観測だけで認識するのは困難

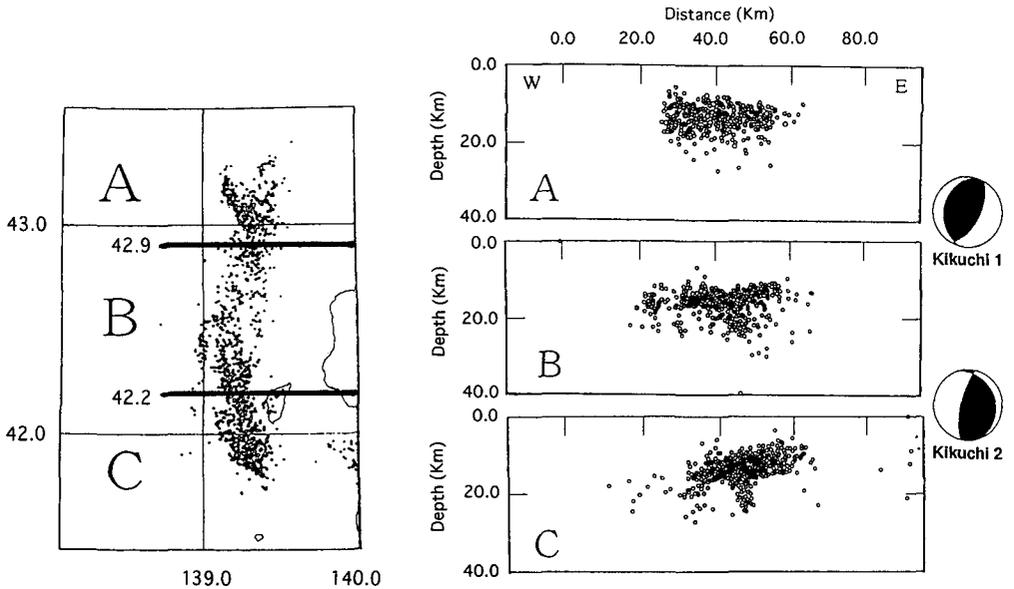


Fig. 11. The aftershock distribution determined by the ocean bottom seismogram observation array (left, Hino, 1994) and distribution of the hypocenters projected on to vertical planes parallel to east-west in the region from A to C (right). The source mechanism solutions (after Kikuchi, 1993) are added.

Table 1. The average errors of the hypocenters determined by the different data sets.

Data Set	Components	Latitude Error(km)	Longitude Error(km)	Depth Error(km)	Travel Time Residuals(s)
JMA (except for hypocenters determined depth=0 km)		1.93	3.98	2.84	unknown
Hypocenters with Corrections		1.63	1.14	2.26	0.49
OBS Hypocenters (except for Esashi-Oki earthquakes)		0.68	1.22	1.18	0.17

であるが、OBS震源を参考にしFig. 8, Fig. 9を見直すと中央付近の一群なども陸域から捉えていることがわかる。各断面図の傾斜方向、傾斜角度などの特徴も非常に良く一致しており、陸域からも震源分布の特徴を捉えられることが確認された。

Table 1にJMA震源、補正震源、OBS震源の震源計算における誤差を挙げる。JMA震源は気象庁の震源速報を基にしており、深さが地表に決まったものは除いている。JMA震源は、緯度方向の精度に比べて経度方向の誤差が大きい。これはJMAの観測網に東西方向の広がりがないためと考えられる。補正震源はJMA震源に比べて経度方向の誤差の改善が著しく、緯度方向と同等以上の精度を持つ。また深さの誤差も20%以上改善された。これは震源計算に使う観測点を、震源域に近い点に限定し点数を増やしたことによると考えられ、併合処理の有用性を示すものである。OBS震源は緯度、経度、深さの全てにおいて、誤差が陸域から決めた震源より小さく、精度の高いことが示されている。

3. 座標補正震源

次にOBS震源を基準にして、補正震源の座標補正を行なった。Fig. 12は補正震源とOBS震源を比較したものである。地震の同定を発震時刻3.5秒以内、震央位置 0.4° 以内を基準にして行った。(a)が震央分布、(b)が南北断面についての比較である。黒丸が補正震源を示し、対応するOBS震源が線分の終端である。OBS震源と補正震源の間に系統的に明瞭な差違は認めにくい。 (b)についてOBS震源は震源分布のばらつきが小さくなる方向に移動している。A, B, Cの各領域ごとに、補正震源とOBS震源の座標の差違の平均を求め座標の補正值とした。Table 2に各領域ごとの、同定できた地震の個数、及び緯度、経度、深さの差違を示す。こうして座標を補正した震源を「座標補正震源」と呼ぶ。領域Aでの標本数は少なく、また領域Cの余震域は時間の経過に伴って南へ拡大しているが、そのまま全期間に適用した。各領域の座標補正值は小さいので、座標補正を行うか否かによって震源が激的に変化することはない。またFig. 13は、OBS震源の震央を基準として補正震源の震央がどの程度異なっているかを、方位と距離についてプロットした図である。距離について2 kmごとの同心円を描いてある。震央距離が12 kmより大きい地震は除いてある。これについてもA, B, Cの

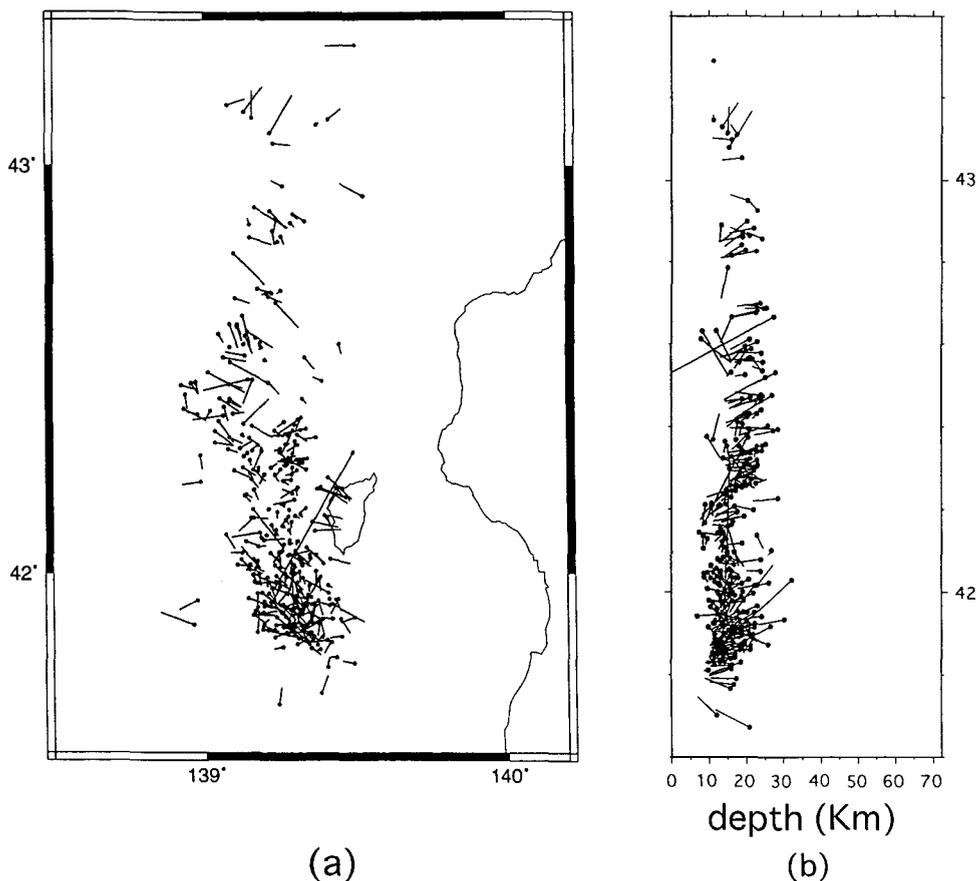


Fig. 12. (a)Location difference of epicenters between aftershock groups calculated with the corrections and determined by the ocean bottom seismogram observation array (after Hino et al., 1994). (b)Location difference of hypocenters between aftershock groups calculated with the corrections and determined by the ocean bottom seismogram observation array projected on to a vertical plane parallel to north-south. Solid circles show the hypocenters determined by ocean bottom seismograms.

Table 2. The average errors of the hypocenters which occurred in A, B and C regions in Fig.8.

Region	A	B	C
Number of Earthquakes	10	124	235
Correction Value of Latitude (deg.)	-0.030	0.014	0.016
Correction Value of Longitude (deg.)	-0.01	-0.004	-0.011
Correction Value of Depth (km)	1.0	3.0	2.5

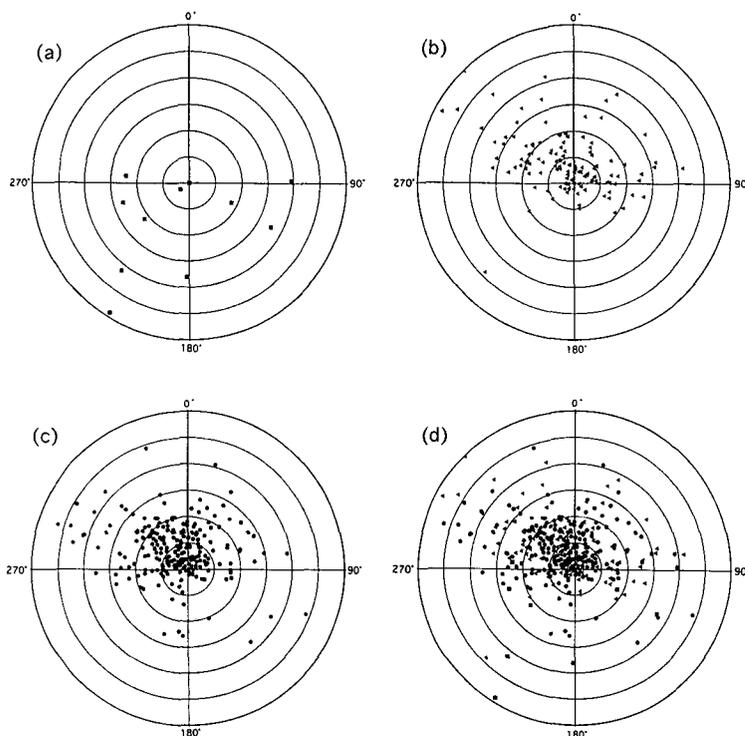


Fig. 13. (a) Location difference between aftershock groups calculated with the corrections and determined by the ocean bottom seismogram observation array (after Hino et al., 1994) in the region A in the Fig. 12(a) shown by a distance and a direction. Contours are drawn every 2 km. (b) Same as Fig. 12(a), but for the region B. (c) Same as Fig. 12(a) but for the region C. (d) Same as Fig. 12(a) but for the whole aftershock region.

各領域に分け、それぞれの特徴を見た。(a)の領域Aでは標本個数が少ないが、補正震源はOBS震源より南側に決まっている。方位についてははっきりしたことは言えない。(b)の領域Bでは補正震源のほとんどはOBS震源より北側に決まっている。方位は北西への移動が卓越している。(c)の領域Cでも大部分の補正震源がOBS震源より北側に決まり、北西方向が卓越している。この程度の個数及び領域の大きさでも、座標補正についての基礎的知識は得られた。しかし最も陸域から捉えにくいため、最も座標補正を行いたい領域Aに、OBS震源と対応する地震が少なかった。Fig. 14に全解析期間の座標補正震源を示す。

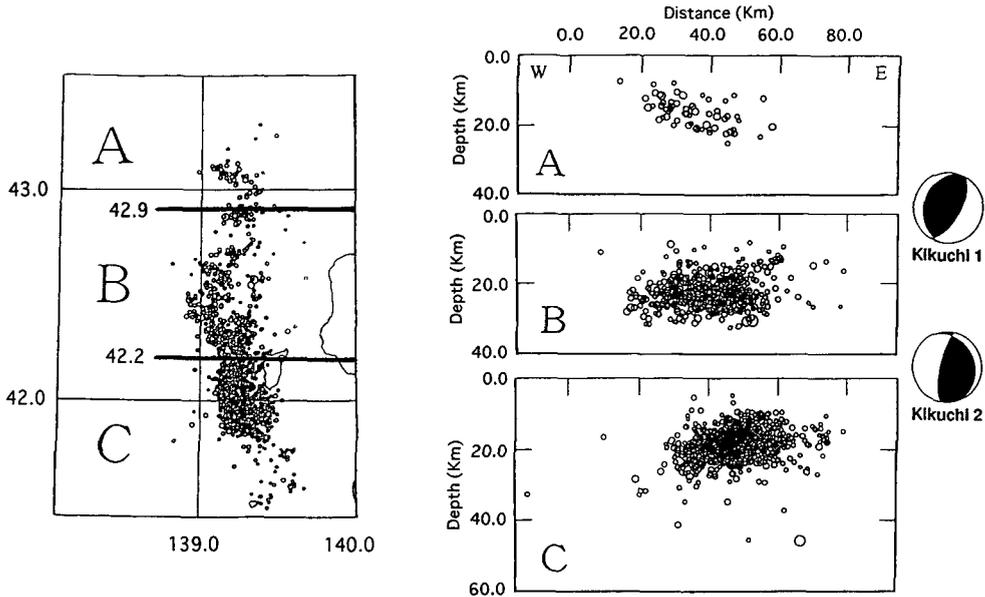


Fig. 14. The aftershock distribution and the projection of the hypocenters on to vertical planes parallel to east-west for total analysis period. The source mechanism solutions (after Kikuchi, 1993) are added.

VII. 考察と結論

OBS震源との検証から、信頼性の高い震源のみを長期間の観測から多数求めることによって、陸域からの観測でも震源分布のばらつきを小さくし、その特徴をかなりはっきり捉えられることが分かった。例えば領域Aでの約10度の低角東落ちの傾向や、領域Cでの約30度の低角西落ちの全体に対してはほぼ直交する中央付近の一群をはっきりと認識することができる。

このようにして南西沖地震の余震について、より精度の高い震源を求めてきたが、震源分布の傾きについてはRCEPが決定した震源 (Fig. 1) と大差がなかった。震源メカニズム解の節面は例えば、菊池(1993)のモデルでは、北部での低角西落ち(Dip角約30度)–高角東落ち(Dip角約60度)、南部での高角西落ち(Dip角約70度)–低角東落ち(Dip角約20度)であって、余震分布の傾きとは北部で約50度、南部で約40度の食い違いが生じている。これは震源計算の誤差範囲では説明できない大きさである。

この食い違いの原因として以下の可能性がある。

1) 余震は本震断層面上で発生しておらず、地殻内部の不均質な部分でのみで発生している。傍証として、余震のb値が極端に大きいことが挙げられる。

2) OBS震源が真に近いものとしてこれまで議論を進めてきた。しかしこの仮定が間違っている可能性もある。

本論から得られた結論は、以下の通りである。

1) 北海道南西沖地震の余震について、気象庁と北海道大学理学部地震予知観測地域センターのP波、S波初動観測記録を併合し震源を再決定した。それぞれが単独で決定した余震分布に比べ震源分布のばらつきが小さくなり、特に経度方向の誤差が減少した。

2) 海底地震計による臨時観測から求めた余震分布と、陸域から決めた余震分布を比較した。海域から決定した余震分布は、陸域から決めた余震分布より震源分布のばらつきが小さい。両方の余震分布

とも本震の震央がある余震域北部では 10° 程度の東落ち、南部では 20° 程度の西落ちの傾斜を持つ。
 3) 長周期地震計から求めた震源メカニズム解の節面の角度(北部で西落ち約 30 度、南部で西落ち約 70 度)を反映するような余震分布の傾きは見られなかった。

謝辞 地震観測データを気象庁札幌管区气象台と北海道大学理学部附属地震予知観測地域センターから提供して頂いた。同センターの三羽真人氏には検索についてお世話になった。また海底地震観測によって決定した震源要素を、東北大学理学部の日野亮太博士に提供して頂いた。弘前大学理学部の佐藤魂夫博士には議論して頂いた。応用地球物理学研究室の大村猛氏には図の作成に協力して頂いた。

文 献

- 長谷川昭, 山本 明, 海野徳仁, 高木章雄, 佐藤孝雄, 1987. 福島県いわき沖合 40 km地点におけるハイドロフォン連続観測, 地震 2, **40**, 533-540.
- 日野亮太, 金沢敏彦, 末広 潔, 佐藤利典, 島村英紀, 1994. 海底地震計による 1993 年北海道南西沖地震の余震分布, 月間海洋, 号外 7, 35-42.
- 北海道, 1995. 平成 5 年(1993 年)北海道南西沖地震災害記録, P 16.
- 北海道大学理学部, 1994. 地震予知連絡会会報, **51**, 15-16.
- 堀江晶子, 渋谷和雄, 1979. 関東地方の深さ 150 km までの P 波速度構造, 地震 2, **32**, 125-140.
- 菊池正幸, 1993. 遠地実体波による北海道南西沖地震 破壊過程 = 他の大津波地震, 非津波大地震との比較 =, 日本地震学会予稿集 1993 年度秋季大会, P 28.
- 久家慶子, 菊池正幸, J. Zhang, 1994. 遠地実体波, 表面波でみる北海道南西沖地震(1993 年 7 月 12 日)の複雑な震源過程, 月間海洋, 号外 7, 21-28.
- 森谷武男, 1986. 浅い地震活動と起震歪力から見た北海道のテクトニクス, 地団研専報, **31**, 475-485.
- Nishizawa, A., T. Kanazawa, T. Iwasaki and H. Shimamura, 1992. Spatial distribution of earthquakes associated with the Pacific plate subduction off north eastern Japan revealed by ocean bottom and land observation, Phys. Earth Planet. Intr., **75**, 165-175.
- Okada, H., S. Suzuki, T. Moriya and S. Asano, 1973. Crustal structure in the profile across the southern part of Hokkaido, Japan, as derived from explosion seismic observations, J. Phys. Earth, **21**, 329-354.
- 小沢慎三郎, 橋本 学, 多田 堯, 鷺谷 威, 1994. 1993 年北海道南西沖地震に伴う地殻変動の再検討と断層モデル, 地球惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集, P 150.
- 宇津徳治, 1984. 地震学 第 2 版, P 135.
- 渡部昌考, 1995. 傾斜速度構造モデルによる 1993 年北海道南西沖地震の余震の再決定, 弘前大学理学部地球科学科卒業論文.
- Yoshii, T., 1972. Terrestrial heat flow and features of the upper mantle beneath the Pacific and the sea of Japan, J. Phys. Earth, **20**, 271-285.