



Title	北海道の地殻上部におけるVp/Vsの地域性
Author(s)	森谷, 武男
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 42, 145-154
Issue Date	1983-10-25
DOI	10.14943/gbhu.42.145
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14107
Type	bulletin (article)
File Information	42_p145-154.pdf



[Instructions for use](#)

北海道の地殻上部における V_p/V_s の地域性

森 谷 武 男

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和58年3月16日受理)

Regionality of V_p/V_s in the upper crust of Hokkaido, Japan.

by Takeo MORIYA

Department of Geophysics, Faculty of Science

Hokkaido University

(Received March 16, 1983)

Regionality of V_p/V_s in the upper crust of Hokkaido is investigated. Average values of V_p/V_s were obtained in five regions using shallow earthquakes and quarry blasts which were observed by routine and temporary seismic stations. In the central and northern parts of Hokkaido, standard value of V_p/V_s is estimated to be 1.75 and in the southwestern part including Oshima peninsula, to be 1.71. In the western part of Hidaka mountains, observed values of V_p/V_s fall in a range between 1.8 and 2.3, but in the central and eastern parts of Hidaka mountains, the most reliable value of V_p/V_s is obtained to be 1.68 from quarry blasts.

The local difference of V_p/V_s in and around Hidaka mountains causes large error to estimate the origin time of hypocenter determination using V_p/V_s without any corrections. An appropriate station correction for V_p/V_s or Oomori's coefficient k improves the accuracy of hypocenter determination. Two examples of the improvement are showed in this study.

I. は じ め に

震源決定の方法には P 波初動の到着時刻の他に S 波の到着時刻が使用されることが多い。 V_p/V_s の観測値あるいは仮定された値を使って震源座標を計算する方法は観測点の多くない臨時観測や深発地震の震源決定に有効である (たとえば JAMES et al., 1969; 内田, 1973; MORIYA, 1978)。観測期間の短い臨時観測では 5 点以上の観測点を展開しても 3-4 点しか観測されない地震についてはこのような方法を使用して震源決定が行なわれることが多い。一方 1960 年頃より前の気象庁などの資料を使って震源再決定を行なう場合も刻時精度が良くないので S-P 時間と大森係数 k を使う方法も必要となろう。 k の算出には V_p の値の他、 V_p/V_s の値がどうしても必要となる。地殻内では一般に V_p/V_s の値はおよそ 1.73 となっているようで、特に異常な値は報告されていない。しかし北海道内では著しい地域性が見出され、震源決定上いわず大きな落とし穴と

なっていることがわかった。

II. 資料と結果

V_p/V_s の値は和達ダイアグラムから簡単に求めることができる。必要な資料は何カ所かの観測点におけるP波とS波の観測時刻である。この場合、明らかに地殻内に発生した火山性地震を含む浅い地震および砕石爆破の資料を使用する必要がある。観測点は著者が行なった臨時観測点が多く、北海道大学理学部附属地震予知観測地域センターのテレメーター観測点および気象庁の地震月報を一部使用した。Fig. 1には使用した観測値が得られた観測点の位置とコードを示した。北海道東部では未だ十分な資料は得られていない。S波の読み取り精度や信頼度を高めるため、水平動の地震計を用いている観測点の資料を使用した。ただし砕石爆破については水平動より上下動の地震計の方が明瞭にS波を記録する場合が多かったのでこの場合には上下動で得た読み取り値を使用した。P波の読み取り精度が充分良いことはもちろん必要であるが、S波の立ち上がりが

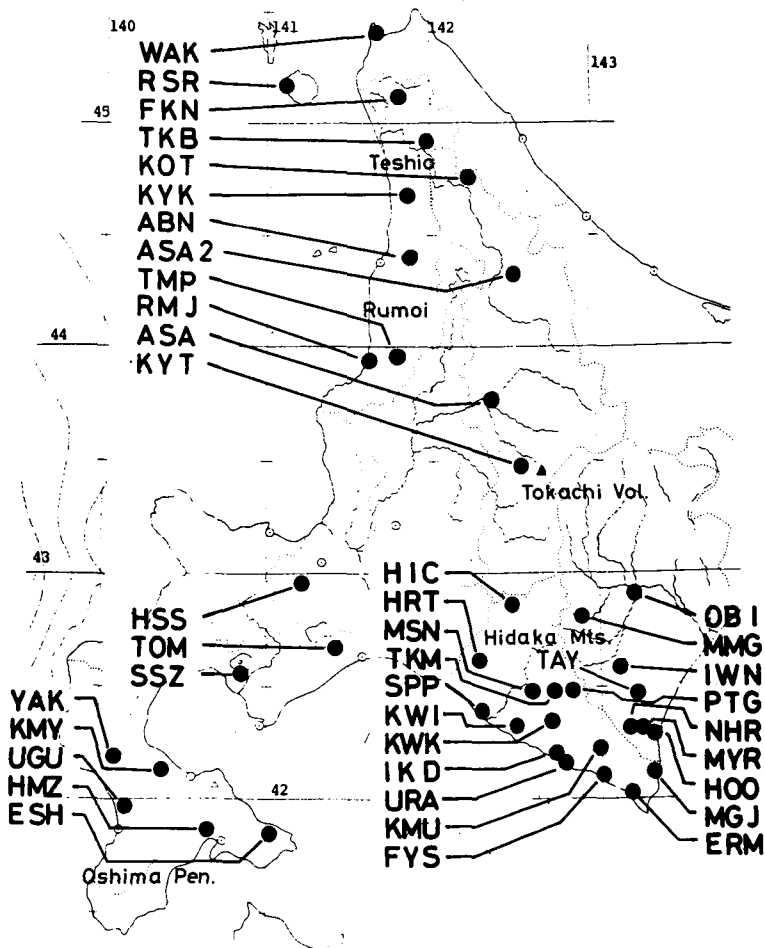


Fig. 1. Distribution of routine and temporary stations used in the study.

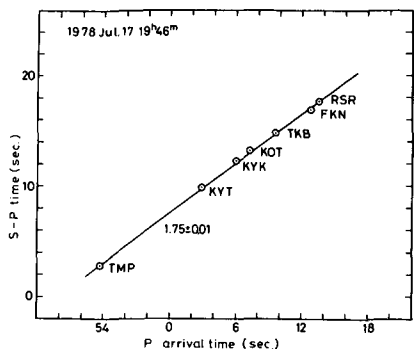


Fig. 2. Wadati diagram for earthquake of Rumoi which occurred on Jul. 17, 1978, observed in the central and northern parts of Hokkaido.

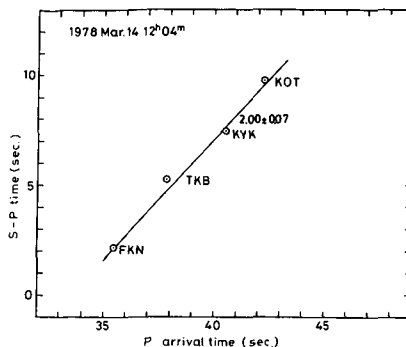


Fig. 3. Wadati diagram for earthquake of Teshio which occurred on Mar. 14, 1978, observed in the northern part of Hokkaido.

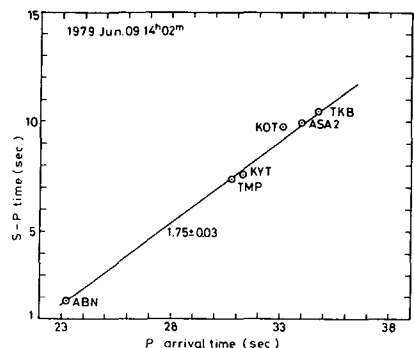


Fig. 4. Wadati diagram for earthquake of Rumoi which occurred on Jun. 09, 1979, observed in the central and northern parts of Hokkaido.

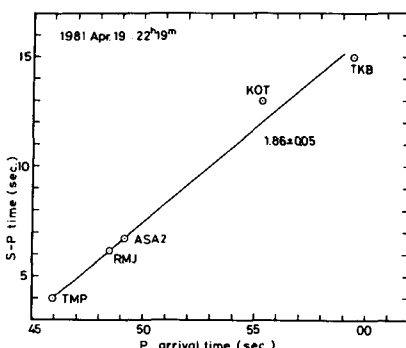


Fig. 5. Wadati diagram for earthquake of Rumoi which occurred on Apr. 19, 1981, observed in the central and northern parts of Hokkaido.

不明瞭で精度が0.3 sec.より悪いと考えられる資料はのぞいた。

1. 北海道中部・北部

この地域では1977年から約2年間比較的多くの観測点が設置され、多くの資料が得られた。Fig. 2から5まではこの地域で得られた和達ダイアグラムの例である。精度良く得られた V_p/V_s の頻度分布をFig. 6に示す。 V_p/V_s の最も多い値は1.75であり (Fig. 2および4)、その他に1.9~2.0という値がはなれて分布している。この1.9~2.0を与える

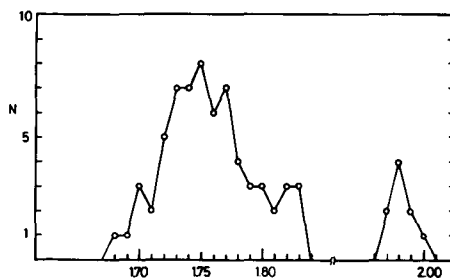


Fig. 6. Frequency distribution of V_p/V_s observed in the central and northern parts of Hokkaido.

(Fig. 3)地震は稚内南方で発生した群発的なもので深さは非常に浅いと考えられる。この地域では2.0を越える V_p/V_s の値は見出されなかった。留萌付近で発生する地震についてもやはり1.

75になる例が多いが1.86より大きい値は知られていない。Fig. 5は幌加内町で発生した地震から得られたもので深さは5 kmと推定される。石狩平野北部から宗谷地方にかけては、非常に浅い地震でないかぎり V_p/V_s の標準値は1.75が適当であろう。

2. 石狩平野南部から日高山脈周辺

この地域には6点のテレメーター観測点の他、1980年から約2年間砕石爆破観測のための臨時観点が多数設置された(藤井他, 1983)。その結果上部地殻の複雑な構造が推定された。 V_p/V_s の値も日高山脈を境にして東西で非常に異なっていることが判明した。Fig. 7は静内北東方の深さ40~50 km程度に震源を持つM5.9の地震から得られたものである。日高・十勝地方の観測点からは V_p/V_s の値として2.2という大きな値が得られており、 V_p/V_s の値を調査するきっかけとなった。Fig. 8は苫小牧東方の浅発地震について、Fig. 9~11は日高山脈南西部の浅発地震についてそれぞれ得られた和達ダイヤグラムである。いずれの観測点でもS波の立ち上がりは明瞭であるにもかかわらず、和達ダイヤグラム上ではばらつきが大きく、日高山脈の西方に分布する観測点では V_p/V_s の値は2.0~2.3となり大きい。一方日高山脈中央部から東方にある観測点では約1.7となりやや小さい。Fig. 12は日高山脈中央部静内川上流の高見ダム建設のための砕石爆破(藤井他, 1983)から得られたものである。爆破点から日高山脈を東へ横断して十勝平野に達する測線上では V_p/V_s の値として1.68が得られている。Fig. 13は十勝岳の火山性地震を日高山脈中央部ないし東部にある観測点で見たもので1.63~1.66が得られている。この地震では震央距離が大きい(100 km~150 km)ので地殻下部の値と見るべきであろう。以上のように石狩平野南部から日高山脈南西側エリモ岬まででは、 V_p/V_s の値は1.8から2.0が最も多く、最大の値は2.3である。また日高山脈南西部の山岳部には1.71の値が示されることが多い。日高山脈を含む十勝平野側では1.68の値が最も信頼できる値である。つまり日高山脈を境に V_p/V_s の値が20%以上も異なっていることがわかる。

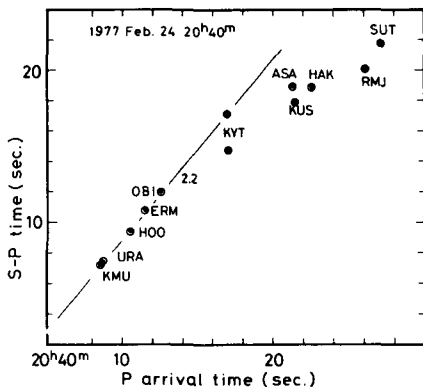


Fig. 7. Wadati diagram for Hidaka mountain earthquake (M5.9) which occurred on Feb. 24, 1977, observed in the southern part of Hokkaido.

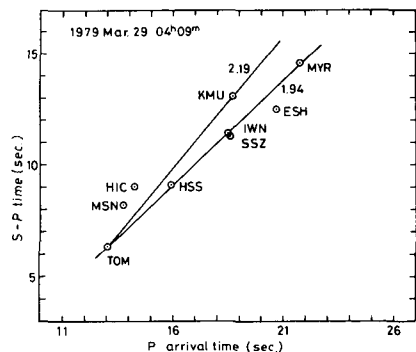


Fig. 8. Wadati diagram for earthquake of western part of Hidaka mountains which occurred on Mar. 29, 1979, observed in the southern part of Hokkaido.

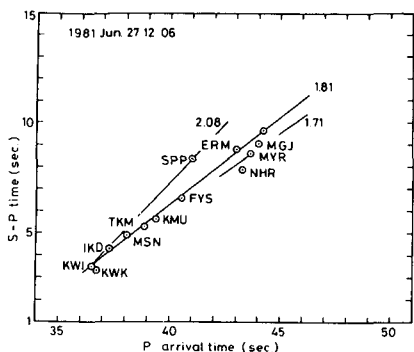


Fig. 9. Wadati diagram for earthquake of western part of Hidaka mountains which occurred on Jun. 27, 1981, observed in the Hidaka mountains region.

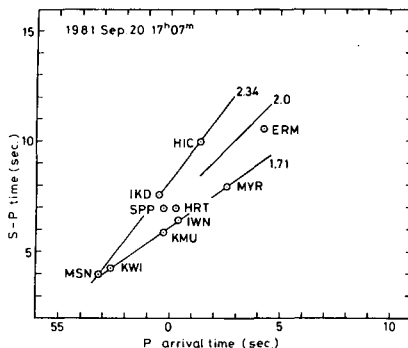


Fig. 10. Wadati diagram for earthquake of western part of Hidaka mountains which occurred on Sep. 20, 1981, observed in the Hidaka mountains region.

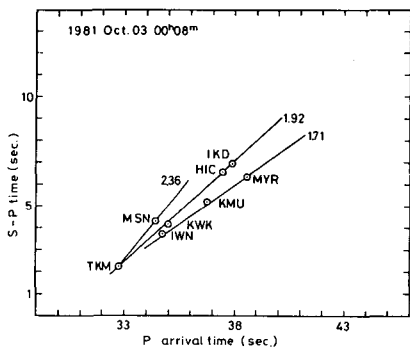


Fig. 11. Wadati diagram for earthquake of Hidaka mountains which occurred on Oct. 03, 1981, observed in the Hidaka mountains region.

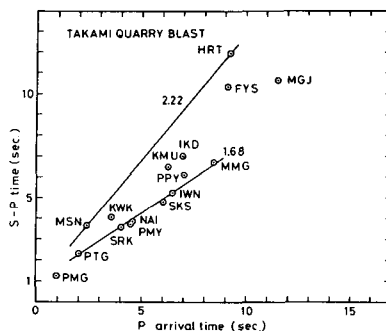


Fig. 12. Wadati diagram for Takami quarry blasts observed in the Hidaka mountains region.

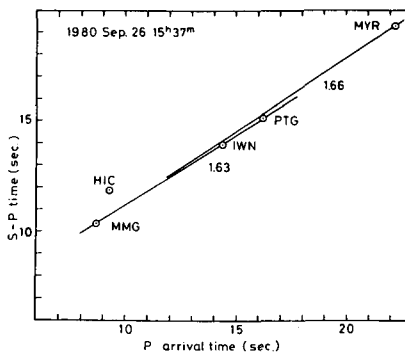


Fig. 13. Wadati diagram for earthquake of Tokachi volcano which occurred on Sep. 26, 1980, observed in the eastern and central parts of Hidaka mountains.

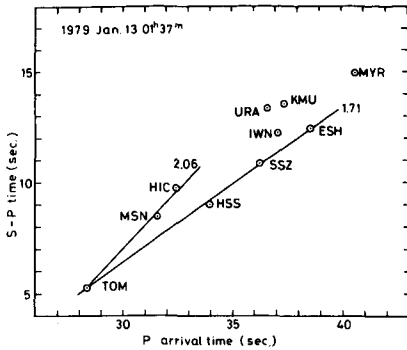


Fig. 14. Wadati diagram for earthquake of western part of Hidaka mountains which occurred on Jan. 13, 1979, observed in the Hidaka mountains region and southwestern part of Hokkaido.

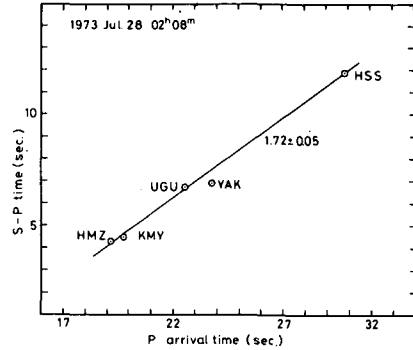


Fig. 15. Wadati diagram for earthquake of Oshima peninsula which occurred on Jul. 28, 1973, observed in the southwestern part of Hokkaido.

3. 北海道南西部

Fig. 14 には鶴川町付近の地震 (深さは 15~20 km と推定されている (高波, 1980)) から求められた和達ダイアグラムで、この地域にある観測点に対し V_p/V_s の値はおよそ 1.71 となっている。Fig. 15 は大沼付近の非常に浅いと考えられる地震から得られた和達ダイアグラムで、1.72 が得られている。またこの地域では 1977 年の有珠山の噴火にともなう非常に浅い地震が多数あり (たとえば OKADA et al., 1981), これらを HSS で観測すると、S-P 時間 T_{s-p} が 6.9 秒となる。震源距離はおよそ 57.5 km であるから大森係数 k は 8.3 となる。P 波速度を 5.9 km とすれば (OKADA et al., 1973) V_p/V_s は

$$V_p/V_s = V_p/k + 1 \tag{1}$$

で表わされ、1.71 が得られる S-P 時間の読み取り誤差が ± 0.2 秒とすると V_p/V_s に対する誤差は ± 0.02 となる。

この地域では規模の比較的大きい地震が少なく、資料は少ない。しかし最近になって定常観測点が増加されつつあるので、将来、より詳しく判明すると考えられる。

以上の結果から各地域ごとに標準となる値と非常に浅い地震から得られた最大値を Fig. 16 に示してある。日高山脈の周辺では、その東側と西側において 20% 以上も異なっている。しかも西側では深さや震源の位置のちがいにより大きな変化がある。そのため震源決定には S 波の資料を使用しないのが賢明であろう。もし使用するのならば適当な補正が必要になる。日高山脈をはさんで東西に分布する観測点を使用するときにはこの補正は不可欠である。また V_p/V_s の値を一般に用いられている 1.73 を使用した場合、日高山脈西側の地震に対して大きな誤差を生ずる。たとえば S-P 時間 T_{s-p} と P 波到着時刻 T_p を使用して震源時間 T_0 を計算するには、

$$T_o = T_p - [T_{s-p} / (V_p/V_s - 1)] \quad (2)$$

で求めることができる (JAMES et al., 1969)。ここで T_{s-p} が仮に 5 秒とし、 V_p/V_s の値として 1.73 と 2.0 を(2)式へ代入して震源時間の差を計算すると 1.8 秒という大きな誤差が生じていることがわかる。しかも T_{s-p} が大きくなるほどこの誤差は増大する。

静内付近から浦河沖にかけての地殻上部の P 波速度は 3.6~4.2 km/sec. でありその厚さは 10 km 以上と考えられている (ASANO et al., 1979, 藤井他, 1983)。この低速度層の V_p/V_s が 1.8~2.0 であるとする大森係数 k は 4~5 という非常に小さな値となる。このような速度異常は、従来この地域に対し行なわれてきた市川・望月 (1971) の走時表を使っての震源決定に対して非常に大きな系統的誤差をもたらしていることになる。この地域において市川・望月 (1971) の走時表を使用して震源決定を行なった場合、地殻上部の速度値が大きいため真の震源より深く、観測網からは遠くにずれることになる。この好例は 1982 年浦河沖地震の本震および余震の再決定された結果 (森谷他, 1983) である。それによれば、本震の震央は気象庁の報告値に比較して約 20 km 北へつまり観測網へ近づき、深さも 40 km から 26 km へ 14 km も浅くなっている。

III. 日高山脈における補正を施した余震の震源決定

日高山脈の東西にある観測点を使って上述した V_p/V_s の地域的なちがいを考慮し、二つの余震群の資料に対し補正を施して震源分布がどのように改良されるか調べてみた。

1. 1977 年 2 月 24 日 20 時 40 分 M 5.9 の余震群

34 個の余震について IWN, MYR, KMU および MSN の観測点で S-P 時間が読みとられている。そこで 4 点の S-P 時間を使用する方法を用いて、日高山脈の東側にある IWN および MYR に対し大森係数が 25% 増加する補正を施し、震源計算を行なった。Fig. 17 は補正がない場合 (上の図) と 25% の補正を行なった場合 (下の図) の震央分布の比較である。この補正により余震域は約 1/7 に収まる。深さは 30~40 km となっている。

2. 1970 年 1 月 21 日 02 時 33 分 M 6.7 の余震群

この余震活動については森谷 (1972) の報告がある。その後の調査により浦河測候所 (URA) の光学式 1000 倍地震計 (現在は磁気テープのトリガー記録方式に交換されている) にこの余震が

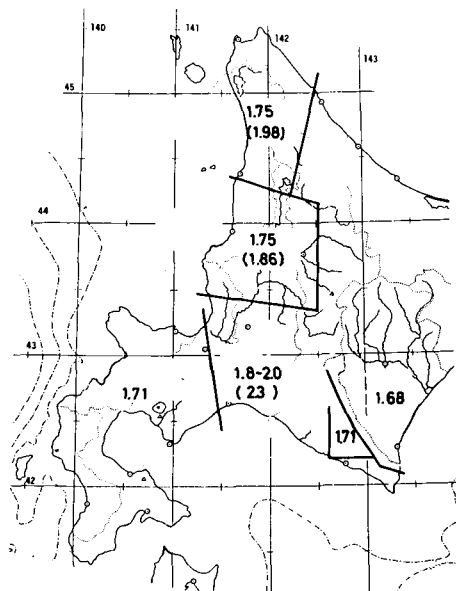


Fig. 16. Standard Value of V_p/V_s in five regions. Maximum values observed are added in parentheses.

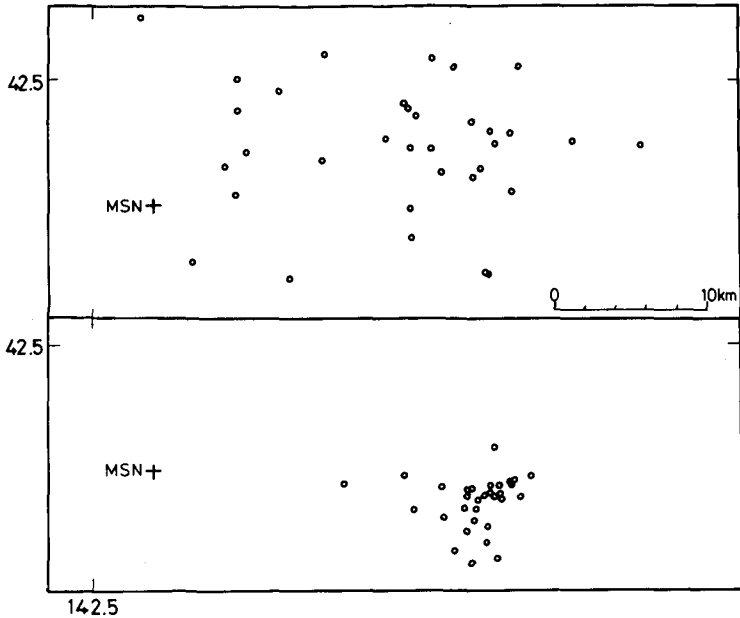


Fig. 17. Comparison of the aftershock distribution of Hidaka mountains earthquake (M5.9) of Feb. 24, 1977, determined by the four S-P times method using the stations of MSN, KMU, MYR and IWN, without correction (top figure) and with correction of +25% for Oomori's coefficients of MYR and IWN that laid in the eastern part of Hidaka mountains (bottom figure).

多数記録されていることがわかり、今回ここで利用させていただいた。118個の余震(M>4の地震は4個含まれる)についてTAY, HOO, KMUおよびURAの4点を使用し、4点のS-P時間による震源計算を行なった。この際に日高山脈の東側にあるTAYおよびHOOに対し大森係数が20%増加する補正を施した。Fig. 18は補正を施さない場合(右の図)と20%の補正を施した場合(左の図)の震央分布の比較である。補正によって震央のばらつきが減り、北西-南東の線状配列がより明確となっている。北西側にばらついているのは10 kmより浅い震源であることが鉛直断面図(Fig. 19)わかる。しかし10 kmより深い震源は補正によってばらつきが減少し、20~30 kmの震源に対しその効果が大きいことがわかる。SUZUKI (1978)はこの本震および余震について、 V_p/V_s を均質に1.77と仮定し、標準的P波速度構造を用いて震源決定を行なった。その結果それらの深さは40~50 kmとなっている。これはIIで指摘したように速度構造や V_p/V_s の地域性を考慮することにより、1982年浦河沖地震のように10~20 km浅くなりここで示した10~30 kmの深さになると考えられる。

謝辞 北海道大学理学部附属地震予知観測地域センターのデータを使用させていただいた。気象庁浦河測候所には記録のコピーをさせていただいた。各地域で行なわれた臨時観測を手伝っていただいた大ぜいの教官・大学院生ならびに学生に感謝する。

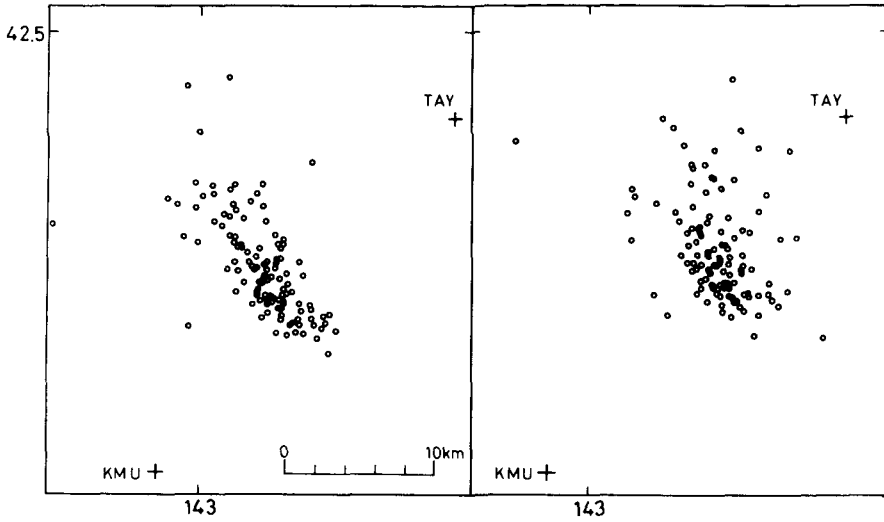


Fig. 18. Comparison of the aftershock distribution of Hidaka mountains earthquake M6.7, of Jan. 21, 1970, determined by the four S-P times method using the stations of URA, KMU, HOO and TAY, without correction (right figure) and with correction of +20% for Oomori's coefficients of HOO and TAY that laid in the eastern part of Hidaka mountains (left figure).

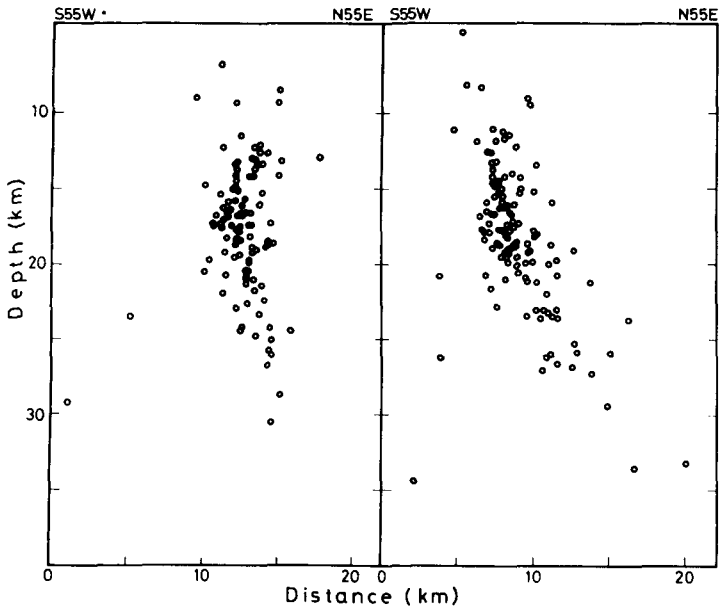


Fig. 19. Comparison of the aftershock distribution showed in fig. 18 projected onto a vertical plane striking in the S55°W-N55°E direction, without correction (right figure) and with correction (left figure).

文 献

- ASANO, S., N. DEN, H. HOTTA, T. YOSHII, Y. ICHINOSE, N. SAKAJIRI and S. SASATANI, 1979, Seismic refraction and reflection measurements around Hokkaido part 2, crustal structure of the continental slope off Hidaka, *J. Phys. Earth*, **27**, 497-509.
- 藤井智史・森谷武男, 1983, 砕石爆破による日高地方の浅部地殻構造の推定, 北海道大学地球物理学研究報告, **42**, 169-190.
- 市川政治・望月英志, 1971, 近地震震用走時表について, 気象研究所報告, **22**, 3-4, 229-290.
- JAMES, E. J., I. S. SACKS, E. L. LAZO and P. G. APARICIO, 1969, On locating earthquake using small networks, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **59**, 1201-1212.
- 森谷武男, 1972, 日高山脈南部地震(1970年1月21日)の余震活動, 地震II, **24**, 287-297.
- MORIYA, T., 1978, Seismic studies of the Upper mantle beneath the arc-junction at Hokkaido : folded structure of intermediate-depth seismic zone and attenuation of seismic waves, *J. Phys. Earth*, **26** Suppl. 467-475.
- 森谷武男・宮町宏樹・加藤進, 1983, 1982年3月21日浦河沖地震の前震・本震および余震の空間分布とそれらのメカニズム解, 北海道大学地球物理学研究報告, **42**, 191-213.
- 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.
- OKADA, Hm., H. WATANABE, H. YAMASHITA, and I. YOKOYAMA, 1981, Seismological significance of the 1977-1978 eruptions and the magma intrusion process of Usu volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **9**, 311-334.
- S. SUZUKI, 1978, Lateral variation of the upper mantle structure around northern Japan and its application to hypocenter determination, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser (Geophys.)* **5**, 79-120.
- 高波鉄夫, 1980, 1979年1月13日北海道鶴川沖地震, 地震II, **33**, 169-185.
- 内田真人, 1973, 微小地震観測網で決定した近畿周辺の深発地震, 地震II, **26**, 348-354.