日高山脈地震 (1970 年 1 月 21 日) の余震活動

北海道大学理学部 森 谷 武 男

(昭和 46 年 8 月 14 日受理)

Aftershock Activity of the Hidaka Mountains Earthquake of January 21, 1970

Takeo MORIYA

Faculty of Science, Hokkaido University

(Received August 14, 1971)

The aftershocks of the Hidaka Mountains Earthquake of Jan. 21, 1970 were observed at three temporary and one routine stations of Hokkaido University during the period from Jan. 22 to Mar. 25.

At the temporary stations, the direct analogue recording (DAR) systems were employed. This system can observe for sixteen days by a tape of 740 m in a 7 inch reel without any skilled operator.

The aftershock activity was considered from the spacial S-P time distributions with increase in time, and apparent velocity as derived from the Omori's coefficient in the area concerned.

There are two peaks in the S-P time distribution at each station. At Taiki station (TAY), aftershocks of which S-P times are longer than the minimum of the S-P time distribution, show more complicated seismograms compared with ones of which S-P times are shorter than it. At Kamikineusu routine station (KMU), S-P time distributions versus time from the mainshock show uniform decrease and movement of active region from shallower part to deeper part of the aftershock region.

Aftershock region was determined about 20 km shallower than that decided by J.M.A.. High apparent velocity appeared to be 20 km to 30 km deep which obtained from four S-P times from hypocenter to epicenter. This indicates the existence of such a body with higher density as the Ivrea Body of which existence has been estimated under the south western margin of the Alps. The difference between locations of the aftershock regions determined by the temporary and J.M.A. observations might be caused by this singular structure.

Some geological characteristics seem to coincide with the mechanism of mainshock and the crustal structure.

The fault caused by mainshock was inferred to be reverse fault type from the shape of aftershock region and the polarities P wave initial motions of J.M.A. data.

§ 1. ま え が き

1970年1月21日, 日高山脈南部 (N 42°23', E 143°08', H 50 km) に M 6.7 の地震が発生し

昭和 45 年 5 月 13 日地震学会で発表.

た。気象庁の速報では震源は広尾付近、深さ 50 km であったので、この地震に伴う余震は一般に地震活動の活発な日高山脈南部から浦河沖にかけての地域内に発生していると思われた。しかしその後の調査によつて、この地域に接した東北側の活動の非常に弱い地域でしかも浅いところに発生していたことが判明した。

臨時観測の結果、余震は約 10 km から 40 km の深さに分布し、気象庁 (JMA) の報告よりは約 20 km も浅くなっている。4 点の S-P 時間によつて決められた大森係数からは 20 km から 30 km の深さにおいて非常に大きいみかけ速度が得られた。したがつて日高山脈の地下には高密度物質が存在していると考えられる。

§ 2. 余震観測

1 月 22 日よりえりも町 (旧名幌泉町) 広尾町、および大樹町館山において約 1 カ月間観測を行なつた。本震の震央は上杵臼にある北大浦河地震観測所から約 20 km の所であつたこともあり、余震のデータはここにおいても充分得ることができた [本谷 (1971)]。第 1 図には観測

Fig. 1. Seismic activity near aftershock region after 1950. Magnitude is explained by sizes of open circles to be 4.0-4.9, 5.0-5.9, 6.0-6.9, and larger than 7.0 respectively, excluding the magnitude smaller than 4.9 in the sea area. Closed circles show indeterminate magnitude. Summit of the Hidaka Mountains is shown by broken line.

点と同時に1950年から本震までの地震活動および JMA と臨時観測によつて決められた余震域を示した。今回の余震観測を行なつた時期は積雪の多い厳冬期であつたため予備調査を充分行なうことができなかった。したがつて観測網は余震域からややはずれる形となつた。しかしこの観測網は日高山脈をはさんでいるため、観測結果からこの付近の大局的な地下構造を知ることができた。

観測装置は 740 m の磁気テープによつて 16日間無人観測のできる直接録音 (DAR) 方式長時間データレコーダーを中心に構成されている [森谷 (1970)]。観測装置のブロックダイアグラムは第 2 図に示されている。ピックアップの上下動成分は 22 db 利得の異なる増幅器に接続されており、ダイナミックレンジは広く取られている。本来 DAR 方式はダイナミックレンジは広く 50 db 以上におよぶ

が, このような方式ではノイズレベルから約 40 mkine までの速度振幅を記録できる. 刻時は水晶時計を使用したが高時間の観測ではくはいは避けられない. 本来は NKH の時報によつて校正用シグナルを録音するしくみになつてゐるが今回は準備ができなかつたので校正は行なわれていない. 蓄電池は 1 日ないし 2 日程度の停電による欠測をのがれるためのもので, 通常は充電されるしくみになつてゐる.

第 3 図は録音一再生系の周波数特性である. 余震域に最も近い館山 (TAY) の記録テープから約 400μ kine 以上の余震が約 500 個再生された. 他の 2 点ではできるかぎり小さい余震まで再生したが, 余震域からやや遠いこと, ノイズレベルの高い時期があつた等の理由で館山よ

Fig. 2. Block diagram of the observation system.

Fig. 3. Frequency response curve of the instrument excluding pick-up.

りやや少ない, 広尾 (KRO) では約 300 個, えりも (HZM) では約 180 個の余震が得られた. 浦河地震観測所 (KMU) のデータとして読み取り表を使用した. これには約 200 個の余震が観測期間中に読み取られていた.

§ 3. 余震域

各観測点で得られた記録中, S-P 時間の読まれたものについてその頻度分布を作つた. 第 4 図にはこれらのグラフを示してある. 各点ともピークが 2 個あることが注目される. 気象庁の報告では本震の深さは 50 km であつたが館山での S-P は 3 秒から 5 秒に集中しており余震域の深さは 50 km よりは浅いことを示している.

観測網は余震域から多少ずれているため 4 点同時に観測され, かつ対応のつけられた余震は割合少なく, 55 個であつた. このうち S 波が明瞭で S-P が 0.1 秒以内の精度で読み取られたと思われる余震は 32 個であつた. これら個々の余震については, 媒質を均質半無限と仮定し

Fig. 4. Frequency distributions of S-P times observed at each station.

それぞれ震源を求めた。この方法では震源の深さまで平均した速度である大森係数 k も同時に知ることができる。したがって異なる深さに余震が分布していれば、深さに対する速度分布を知ることができる [TAKAHASHI (1929)]。第5図には32個の余震について得られた k の深さに対する分布が示されている。 k の値は深さに対する変化が大きく9.5を越える値まである。これは過去に日高地方で得られた結果と同様な傾向を示している [佐々木 (1963), 本谷他

Fig. 5. Distribution of the Omori's coefficient versus depth obtained from four S-P times.

(1964, 1965, 1967)]. しかし今回の結果では深さ20km付近から k の増加の割合が著しく大きくなっており特殊な構造を考えなければならない。余震域から最も遠いえりも (HZM) を除いた3点では約160個の余震が対応づけられた。しかし k は深さに対し変化が大きいため3点 S-P の方法によつて震源決定を行なえば誤差は非常に大きくなるであろう。第6図には4点 S-P の方法で決められた余震の震央および

JMA の発表による本震と余震の震央を示した。また第7図には日高山脈の走行に平行および直角な断面に投影した震源の分布を示した。黒丸で示した余震は後に述べるが k の大きい余震である。余震域は日高山脈の東側にあり JMA の決定とはほぼ同じ地域にあるが、深さについては大きく異なっている。JMA の決定では 40 km から 60 km でありおよそ 20 km 深い。JMA で決められた比較的大きい余震は、臨時観測では決められていないが、非常に大きい k の値が得られていることから、異常な地下構造のため本来浅い地震が深く見積られたと考えられる。日高山脈南部では深さおよそ 50 km から 90 km において地震活動が活発であるが、今回ほどの浅い大きい地震は知られていない。また日高山脈から北海道北部におよぶ地域においては浅い地震活動はきわめて弱く [宇津 (1968)], 宮村はこ

Fig. 6. Aftershock epicenters. Open circles are determined by temporary observation and crosses, by J.M.A., Broken line is the summit of the Hidaka Mountains.

Fig. 7. Aftershock hypocenters projected onto a vertical plane parallel and perpendicular to the Hidaka Mountains.

の構造線を aseismic zone と名付けているほどである [宮村 (1962)]. 浦河地震観測所 (KMU) における高感度観測の結果 [本谷 (1967, 1969, 1970)] や北海道内陸部における微小地震観測報告 [本谷 (1967)], [森谷 (1971)] からは, やはり浅い地震に関しては全般的に活動は弱い, むしろ上杵臼周辺より道央や道北において部分的にやや活発な地域が見出されている. このような地震活動の特徴から言うと, 今回の地震は非常にめずらしいものである.

Fig. 8. Examples of the seismogram observed at Tateyama (TAY).

ものは単純である. 余震域の大きさについては, 震央分布図からは約 120 km^2 , 断面面に平行な投影図からは約 300 km^2 が得られ, 後者の方が内陸に発生する本震のマグニチュード M_0 と余震域 A_L との統計的關係式 [UTSU (1969)]

$$\log A_L = M_0 - 4.1,$$

を満足している.

JMA のデータから推定した本震のメカニズムは, P 波初動は浦河のみ押しであり, (KMU も押しであつた) 他の大部分は引きであつて逆断層形の分布を示している [笹谷 (1971)]. ノーダルプレーンの1つは日高山脈に平行で地表に対しほとんど垂直であり, ナルベクトルはほとんど水平である. 余震の分布から見てこの垂直なノーダルプレーンが断層なのであろう. k が通常の直を示す 24 km より浅い余震では大体面状に分布している, これより深い k の大きい余震はばらついており山脈下の複雑な構造とこれに伴う応力の分布を示していると考えられる. 日高山脈に直角な断面に投影した余震分布では余震域が二つの部分に分かれている. S-P 頻度分布には4点共通してピークが二つあるのはこの理由によるのであろう. 第8図は, TAY で得られた余震の記象の例である. 一般に S-P 頻度分布の極小 (TAY では $4.2 \sim 4.3$ 秒) より大きいものは波形が複雑であり, 小さい

§ 4. 余震活動の時間的变化

臨時観測は約1カ月間だけ行なわれたので長期間にわたる余震活動の時間的变化については詳細な議論はできない。上杵臼 (KMU) で行なわれている常時観測では、余震数の減少はきわめて順調で [本谷 (1971)], 改良大森公式の p は約 1.1 であり臨時観測の館山 (TAY) や広尾 (HRO) で得られた値と一致している。しかし S-P 頻度分布は時間的な変化を示している。第9図は本震発生時からの適当な時間間隔によつて分割した S-P 頻度分布であり、活動域は時間とともに S-P の大きい方へ変化している。これは余震域の形から考えて深い方へ移動、拡大していると思われる。また第10図には札幌管区気象台 (SMO) 発行の北海道地震火山月報のデータから、余震の深さに対する時間的な変化を示した。本震直後では、本震の深さ 50 km 付近には余震はほとんど発生していない。そして余震は時間とともに浅いところから深いところへ移動していくように見える。このような事実から今回の余震活動の減衰、拡大は従来の本震周辺の地震活動の様式と関係があると考えられる。

Fig. 9. Change of distribution of S-P times versus time from the mainshock at Kami-kineusu (KMU).

Fig. 10. Change of depths of aftershocks determined by Sapporo Meteorological Observatory (S.M.O.). Size of circles shows magnitude less than 4.0 and more than 4.0.

§ 5. 日高山脈の地下構造

大森系数 k の深さに対する変化から速度分布を知るには、 k を速度とする震源から震央までの走時の勾配を求めればよい。これはその深さにおける k を与えるので、P 波と S 波の速度比またはポアソン比が得ることができれば、観測網付近を平均する P 波あるいは S 波の速度分布を知ることができる。P 波の速度 V_p は

$$V_p = k(V_p/V_s - 1),$$

によつて与えられる。日高山脈南部では弾性波速度のデータは得られていないので北海道内の自然地震から得られた値 [長宗 (1968)] である $V_p/V_s = 1.74$ ($\sigma = 0.254$) を使用することにする。第11図にプロットされている点全部を平均すると $k = 12 \text{ km/s}$, すなわち $V_p = 8.9 \text{ km/s}$ が得られ、非常に大きいので3本の直線に分けて示した。これらは浅い方から $V_p = 6.4 \text{ km/s}$, 13.4 km/s , および 7.7 km/s が得られる。また点線で示されている最も浅い余震までの V_p は

Fig. 11. Travel time curves from hypocenter to epicenter obtained from four S-P times.

3.6 km/s であり表層の速度の上限を示していると考えられる。またこのグラフはばらつきがやや大きいとはいえ、一般的に $5.0 \sim 5.9 \text{ km/s}$ の速度を示す花崗岩層は見あたらない。深さ 20 km から 30 km にかけて非常に大きい速度 13.4 km/s が得られていることに注目しなければならない。この余震群は第7図に黒丸で示されている。この原因として、観測点の一部の直下に 7.7 km/s 程度の速度を持つ高密度の物質が浅い所にまで存在し、余震域中あるいはその近傍に急勾配をなしていることが考えられる。地質学の研究から日高山脈の造山運動はアルプスのそれと正確に対応をせ

ることができると言われており [MINATO, et al. (1956)], このような高密度物質が浅い部分に存在することは、アルプス、特に南西部において知られる Ivrea body と対応させることができるであろう。第12図は臨時観測から得られた余震域を SMO および JMA の発表によるものと比較した図である。JMA の分布は臨時観測の余震域を横に倒した形をしており深さは $40 \text{ km} \sim 60 \text{ km}$ である。SMO では $10 \text{ km} \sim 50 \text{ km}$ の深さであり形はばらつきは大きい、臨時観測の結果にやや似ている。臨時観測の余震域はこれらに比較して、西側へずれているので高密度の物質は余震域の西側に存在すると考えられる。第7図において黒丸で示した余震は北から南へ浅くなるように分布しているので、この付近に境界面が存在し南側に上昇していると考えられる。これがどの程度の浅所まで存在するかは不明である。上杵臼 (KMU) のトリパタ

イトから得られた余震の P 波初動の見かけ速度は、大部分 5.5 km/s から 6.9 km/s であり [綱市 (1970)], 入射角を考えると地表の速度はそれほど大きくなく、3 km/s 程度である。また上杵臼とこれから約 19 km はなれた浦河測候所における余震の発震時の差は 1.8~3.2 秒になっており [本谷 (1971)], しかも同様な傾向は遠震についても認められる [UTSU (1971)] のは注目すべきで、異常な構造はかなり深部におよんでいると考えられる。したがって上杵臼の西側では構造は急変し高密度物質は存在していないのであろう。以上のことがらを考慮して大体の構造を推定し、重力異常 (国土地理院) とともにアルプス南西部の断面 [BERCKHEMER (1969)] と比較したのが第13図である。重力の測定点は

Fig. 12. Comparison of aftershock region determined by J.M.A. (○), S.M.O. (●) and temporary observation (closed curve).

は浦河—えりも町—常広—狩勝峠—日高町—静内を結ぶ荒いルートから算出したもので、このような細かい構造を議論するには精度は悪いがアルプスと同様な傾向を示している。また

Fig. 13. Comparison of crustal sections and Bouguer anomalies of the Alps (after BERCKHEMER) and the Hidaka Mountains.

HAGIWARA は地殻の構造を示すと考えられる 80 km より短い波長のブーゲー異常図を示しており、これには日高山脈に沿って顕著な正異常のあることが知られている [HAGIWARA (1967)]. 上杵臼と浦河との中間には断層が存在すると考えられるがくわしいことは不明である. 第13図には地質図 [MINATO et al. (1965)] から輝緑岩類の西縁と白亜系との境界を示した. 本震の震源付近にメカニズム解を示した. 主圧縮力の向きは日高山脈南部の走行に直角であり, 浦河沖から太平洋側に発生する地震群のそれとは異なる傾向がある [市川 (1970)]. むしろこの方向は地表に現れている様々な地学的特徴と調和するように見える. すなわち千島南部より北海道中央部にかけて見られる雁行褶曲を説明する西向きの地殻運動の方向 [坂口 (1955)], あるいは日高変成帯や神居古潭変成帯に見られる褶曲や衝上の倒れる方向 [MINATO et al. (1965)] 等である.

6. あとがき

この報告では主に, 余震活動と地下構造について考察した.

臨時観測は, 約1カ月間行なわれたが, これはいろいろな問題を詳しく議論するには十分な長さとは言えない. また観測が厳冬期にあつたこともあり, 観測点の選定も必ずしも適当ではなかつた. また当時は DAR 方式の観測装置を整備中であつて, 観測点の数も少なかつた. 余震域の近くに北大地震観測所があつたことは, このような意味で幸運であつた. しかし DAR 方式の観測装置は従来の観測労働を著しく軽減したことは事実であり, ことに今回の観測が冬期間に順調に行なわれたことは, 我々にとって大きなはげみである.

日高山脈の地下構造をより正確に知るためには地震波速度のみならず重力による解析も有望であり, 精密な測定が望まれる.

謝 辞

観測点の設置等, 野外作業に参加された方々は, 鈴木貞臣, 広田知保, 成ヶ沢憲太郎, 笹谷努, 高波鉄夫 (以上地球物理学教室) 荏原五郎 (理学部技官) の諸氏である. またえりも町役場, 同町療養所, 広尾測候所, 大樹町役場の関係者および大樹町館山の若瀬源松氏に多大な援助をしていただいた.

北大浦河地震観測所からはデータを提供していただいた.

観測費の大部分は文部省科学研究費補助金 (特定研究)「日高山脈地震被害調査に関する研究」によつた.

震源決定等の計算は北海道大学計算機センターの NEAC2203G および同大型計算機センターの FACOM230-60 を使用した.

文 献

- BERCKHEMER, H., 1969, Direct Evidence for the Composition of the Lower Crust and the Moho, *Tectonophysics*, **8**, 97-105.
- HAGIWARA, Y., 1967, Analysis of Gravity Values in Japan, *B.E.R.I.* **45**, 1091-1228.
- 市川政治, 1966, 日本付近の地震のメカニズムに関する統計的研究と二, 三の問題, *研究時報*, **18**, 83-154.
- ICHIKAWA, M., 1971, Reanalyses of Mechanism of Earthquakes which Occurred in and near Japan, and Statistical Studies on the Nodal Plane Solutions Obtained, 1926-1968, *The Geophysical Magazine*, **35**, 3, 207-274.
- 柿市勝重, 1970, 日高山脈南部における1月21日の地震について, 北大地球物理学教室第47回談話会で発表.
- 勝又 護, 1970, 日本列島およびその周辺におけるサイスミシテとそれに関する諸問題, *験震時報*, **35**, 75-142.
- 森谷武男, 1970, 地震観測用長時間データ・レコーダーの試作, 北大地球物理研究報告, **23**, 91-97.
- 森谷武男, 1971, 北海道天塩・名寄地方の微小地震観測, 北大地球物理研究報告, **25**, 219-227.
- 本谷義信・斎藤竜亀・佐々木嘉三, 1964, 日高地方における微小地震観測—1963—, 北大地球物理研究報告, **12**, 81-90.
- 本谷義信・米田征弘・佐々木嘉三, 1965, 日高地方における微小地震観測—1964—, 北大地球物理研究報告, **14**, 45-52.
- 本谷義信, 1967, 日高地方における微小地震観測—1965—, 北大地球物理研究報告, **18**, 45-52.
- 本谷義信, 1967, 北海道北部地方における微小地震観測, 北大地球物理研究報告, **18**, 33-43.
- 本谷義信, 1969, 浦河地震観測所における地震観測 (I), 北大地球物理研究報告, **22**, 39-48.
- 本谷義信, 1970, 日高地方における微小地震観測中に観測された余震 (1964-1966), 北大地球物理研究報告, **23**, 29-47.
- 本谷義信・北構宗夫, 1971, 1970年1月21日の日高山脈南部の地震の調査報告, 北大地球物理研究報告, **25**, 141-154.
- MINATO, M., YAGI, K., HUNAHASHI, M., 1956, Geotectonic Synthesis of the Green Tuff Regions in Japan, *B.E.R.I.*, **34**, 238-265.
- 宮村撰三, 1962, 地震活動と地体構造, 地震, **15**, 23-52.
- MINATO, M. et al., 1965, The Geologic Development of the Japanese Islands, *Tsukiji Shokan*.
- MUELLER, S., TALWANI, M., 1971, A Crustal Section Across the Eastern Alps Based on Gravity and Seismic Refraction Data, *Pure and Applied Geophysics*, **85**, 226-239.
- 村松郁栄, 1966, Magnitude の式の訂正および注釈, 地震, **19**, 282-285.
- 長宗留男, 1968, 1967年11月4日の屈斜路湖付近の地震について (走時解析), 地震, **21**, 237-240.
- 坂口 豊, 1959, 北海道の新しい地質時代の地殻変動, 地理学評論, **32**, 401-430.
- 佐々木嘉三, 1963, 日高地方における微小地震観測—1962—, 北大地球物理研究報告, **11**, 77-85.
- 笹谷 努, 1971, 東北日本太平洋側に発生した地震の P 波初動分布の特徴, 北大地球物理研究報告, **25**, 243-258.
- 高橋龍太郎, 1928, 地震の震源の位置と地震波伝波速度を求める図法, 地震研究所彙報, **6**, 231-244.
- 宇津徳治, 1968, 北海道およびその周辺の地震活動, 北大地球物理研究報告, **20**, 51-75.
- UTSU, T., 1969, Aftershock and Earthquake Statistics (I), *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Ser. VII*, **3**, 129-195.
- 宇津徳治, 1971, 日本列島下の上部マントルの異常構造について, 北大地球物理研究報告, **25**, 99-128.
- 山川宣男, 1965, 余震に関する二, 三の調査, (第1報), 地震, **18**, 25-40.
- YAMAKAWA, N., 1967, Foreshocks, Aftershocks and Earthquake Swarms (III), *Papas in Meteorology and Geophysics*, **18**, 77-88.