

## 相関法による微動の到来方向について

阿部 司\*・斎藤 徳美\*\*

### On Direction of Arrival of Microseisms by the Correlation Method—By Mamoru ABE and Tokumi SAITO

The correlation method to study the direction of arrival of microseisms using a three-component, single-station seismograph at the Kakkonda geothermal area, Iwate prefecture, is discussed.

Considering the fact that an ideal Rayleigh wave will be characterized by particle motions with a phase difference of  $90^\circ$  between the horizontal and vertical components and with either  $0^\circ$  or  $180^\circ$  phase difference between the two horizontal components, the direction of arrival is determined by the relative amplitude of the cross-correlations among two horizontal components and vertical one. The cross-correlations are evaluated for the selected frequencies 7 Hz and 12 Hz through band pass filter, which indicate the high peaks in the power spectra. Moreover the direction of arrival is also determined for such filtered waves by the particle motion method.

The results of arrival direction at 7 Hz in the Camp and D-point observation stations show a special quadrant in each observation station, while the waves at 12 Hz in both stations come from all directions. These results indicate that the correlation method using a band pass filter reliably determines the direction of arrival of microseisms in the geothermal area. It is therefore possible to assess, at least approximately, the direction of the area in which geothermal microseisms are being generated, provided that useful informations on microseisms can be obtained by studies of simultaneous records at a large number of stations.

## 1. 緒言

微動の到来方向を求める観測法並びに解析法については、古来多くの研究が行われており、その方法も種々報告されている (LEE, 1935; KURG, 1937; MACELWANE, 1946; BÅTH, 1952; GILMORE, 1952; TEISSEYRE, 1960; AKAMATSU, 1961; 渡辺, 1962; 野越・五十嵐, 1970)。特に最近では、到来方向のみならず位相速度をも求められる周波数一波数法が注目されている (LACOSS *et al.*, 1969; DOUZE and LASTER, 1979; LIAW and MCEVILLY, 1979; OPPENHEIMER and IYER, 1980; 堀家, 1985; HORIKE, 1985)。しかし、この方法は多くの地震計および装置を必要とするばかりでなく、地震計を配置するための十分な平坦地を必要とする。ところ

が、わが国の地熱地域は、一般に地形が急峻であり、この方法を採用するための十分な広さが取れない場合がある。そのような条件下の地域における観測法として、一地点で上下動成分および水平動2成分の同時3成分観測を行い、微動の到来方向を求める方法が有効である (DARBYSHIRE, 1954; IYER, 1958; RIND and Dom, 1979)。

本研究は従来の3成分による粒子軌道法の基本的な事項を調べるとともに、新たに相関関数法を導入して、葛根田地熱地域で得られた記録を例として、概査法として利用できるように、一点3成分観測法について検討したものである。

## 2. 観測地域および観測方法

### 2.1 観測地域の地質概要

観測を実施した場所は、Fig. 1に示すように、岩手県岩手郡雫石町の葛根田地熱発電所近くのキャンプ場

昭和62年3月6日原稿受付，昭和62年6月26日受理

\* 東北大学工学部

\*\* 岩手大学工学部

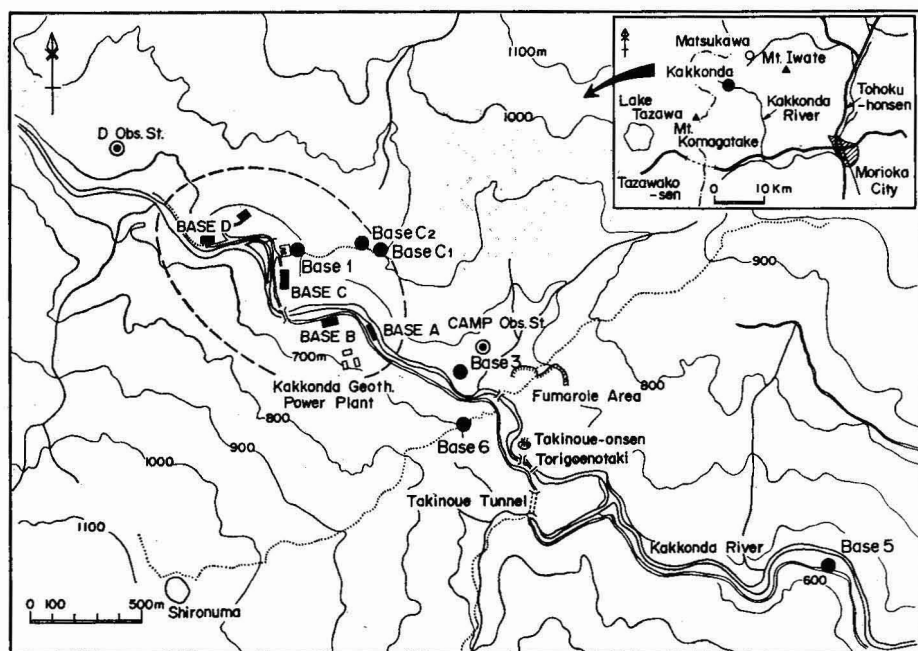


Fig. 1 Map showing the location of observation stations.

(Camp Obs. St.)およびD地点(D Obs. St.)である。両地点とも葛根田川に近いが、事前の調査結果によれば、川の影響は考慮する必要はないと考えられる(斎藤・佐藤, 1986)。なお、Base 1～6は斎藤らが微動の安定性について検討した固定観測点である(斎藤他, 1985)。また、破線で囲まれた範囲は、現在生産井および還元井が傾斜掘で掘削されている範囲を平面的に示したもので、狭義の貯溜層とみなすことができる。

Fig. 2に当地域の地質図(SATO, 1982)を示す。当地域に分布する地層は、下位よりシルト岩・頁岩を主とする滝の上温泉層、凝灰質砂岩・シルト岩・泥岩を主とする山津田層、凝灰岩を主とする南白沢層、玉川溶結凝灰岩類およびこれら新第三系をおおう第四系の新期火山岩類である。なお、地表には分布しないが、ボーリングの結果から、滝の上温泉層下位に凝灰岩・頁岩等からなる国見峠層が存在する。断層としては、ほぼ南北に走る葛根田断層、東西に走るモグリ沢・北白沢断層等、互いに直交するいくつかの断層が認められる。蒸気および熱水の生産は国見峠層部からなされ、熱水は同層上部に還元しており、国見峠層がいわゆる貯溜層とみなされる。当地域の東南部鳥越の滝付近には石英安山岩の貫入岩体が見られるが、地熱流体は東南側をこの貫入岩体にさえぎられて存在する可能性が強いと推測される。

## 2.2 観測方法

本報で解析を行ったデータは、1983年7月12日～14日および8月9日～10日の観測で得られたものである。7月14日はビルドアップテスト時の生産井バルブ閉止時であり、他の日は生産井稼働中である。

地震計は比較的強固な粘土層が現れるまで約60cmほど掘り、次に粘土上にブロックを水平に密着させ周囲を固め、その上に設置した。その際、湿気を防ぐために地震計の内にシリカゲルを入れ、さらに地震計全体をビニール袋に入れた。地震計が風の影響を受けないように、また、雨水が穴の中に入らないように、穴の上にシートをかぶせた。

Fig. 3に観測システムのブロックダイアグラムを示す。用いた地震計は、キャンプ場における上下動のみが勝島製(PMK-110V)である以外はすべて東京測振製(SM-111, SM-112)であり、固有周期はいずれも1秒である。増幅器はD地点では東京測振製(AL-120)であるが、キャンプ場では共和電業製の直流増幅器(DA-260A, DA-300A)を使用した。

両観測点とも、共和電業製のデータレコーダ(RTP-501A)で記録した。記録時間は1時間ごとに約5分間としたが、観測条件、特に雨風、人工ノイズの影響を考慮して記録の時間間隔を変えた。

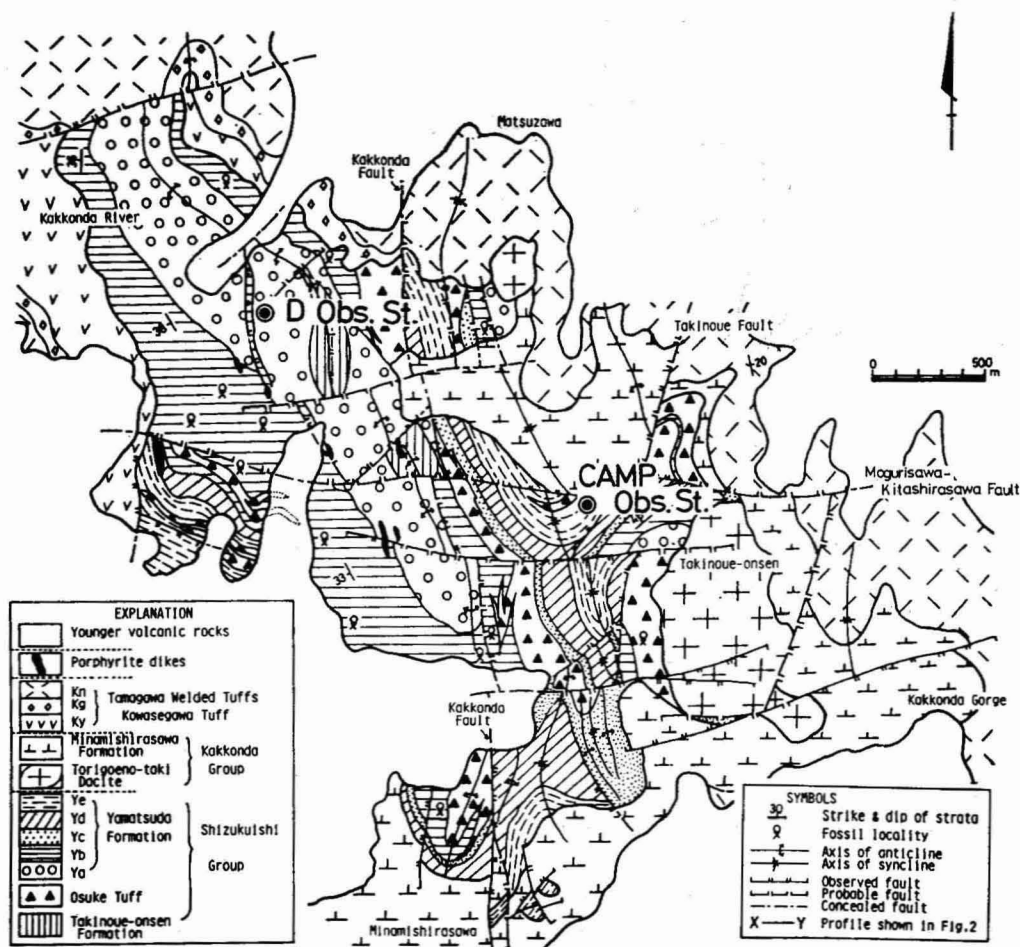


Fig. 2 Geological map of Kakkonda area (Sato, 1982).

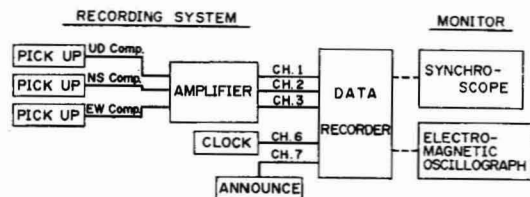


Fig. 3 Block diagram of the recording system.

### 3. 解析方法

#### 3.1 解析装置

Fig. 4 に一点3成分記録の再生および解析のブロックダイアグラムを示す。マイクロコンピュータ（富士通 FM-11X）は、電話回線で東北大学大型計算機センター（NEC ACOS 6-SYSTEM）の端末機として結ばれている。なお、時計（共和電業製、CLG-20B）は、A/D 変換

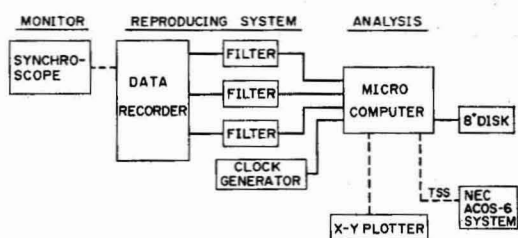


Fig. 4 Block diagram of the data processing system.

器のサンプリング周波数の設定のために使用した。プロッターは渡辺測器製（WX4675型）である。

#### 3.2 解析方法

〔I〕 相関関数法による到来象限の求め方

微動を構成する波の大半は、Rayleigh 波および Love 波の表面波であるとされている（例えば、AKI, 1957;

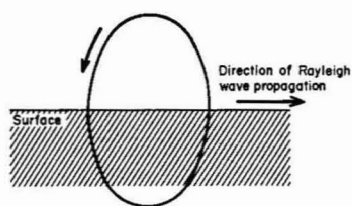


Fig. 5 Particle motion and direction of propagation for an ideal Rayleigh wave.

AKAMATSU, 1961; ALLAM and SHIMA, 1967; 野越・五十嵐, 1970)。したがって微動の上下動成分は Rayleigh 波の上下動成分に依存し、水平動成分は Rayleigh 波の水平動成分および Love 波に依存すると考えられる。

Love 波の粒子運動は波の進行方向に対し直角であるが、半無限等方質弾性体における自由 Rayleigh 波（以後これを理想的な Rayleigh 波と呼ぶ）の粒子運動は、Fig. 5 に示すように、進行方向と逆方向（retrograde motion）である。この理想的な Rayleigh 波には水平動成分と上下動成分間に  $90^\circ$  の位相差があること、水平動成分間に  $0^\circ$  あるいは  $180^\circ$  の位相差があることを利用し、相関関数法によって微動の到来象限の推定は可能である。

今、仮りに単振動のモデル波を考え、第 1 象限から第 4 象限までの粒子軌道を求めた。その際、第 2 象限および第 4 象限で水平動成分間の位相差が  $180^\circ$  になることを考慮して、第 1 象限での水平動成分は上下動成分に対し  $90^\circ$  進んだ表現を用いた (DARBYSHIRE, 1954; LEE, 1935)。各象限における粒子軌道を Fig. 6 に示す。

次に、モデル波の各成分間の相関関数を計算した。その結果を Fig. 6 に示すが、 $C_{xz}$ ,  $C_{yz}$ ,  $C_{xy}$  は EW 成分 ( $x$ )、NS 成分 ( $y$ )、UD 成分 ( $z$ ) 間の相関関数を意味する。誤差のためピーク値が多少ずれた例もある。丸印は計算値であり、実線はそれを結んだ線である。これらの図で、Love 波のみが到来した場合には、第 1 象限と第 3 象限、あるいは第 2 象限と第 4 象限の区別はつけられない。しかし、理想的な Rayleigh 波の到来に対しては、相関関数法によって到来象限の判別は可能である。

## 〔Ⅱ〕 到来角の求め方

〔Ⅰ〕の方法で到来象限が決められたら、その象限内での到来角を求める必要がある。今、Fig. 7 に示すように、Rayleigh 波および Love 波が  $y$  軸 (NS) に対して、角度  $\theta$  で到来する場合について考える (RIND and DOM, 1979)。

$x$ ,  $y$ ,  $z$  方向に対する粒子運動は、次式で与えられ

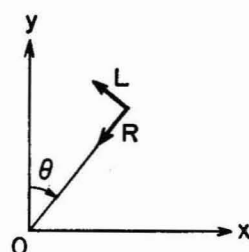


Fig. 7 Schematic diagram of Rayleigh and Love waves arrival at angle  $\theta$  to the north.

R, L: Polarization of Rayleigh and Love waves in  $xy$  plane.

る。

$$x = R(t) \sin \theta - L(t) \cos \theta \quad (1)$$

$$y = R(t) \cos \theta + L(t) \sin \theta \quad (2)$$

$$z = k[R(t - t_0)] \quad (3)$$

ここで、 $R(t)$ ,  $L(t)$  は時間  $t$  における Rayleigh 波および Love 波の振幅の大きさを表している。また、 $k$  は Rayleigh 波定数である。上下動成分の測定における時間遅れ  $(t - t_0)$  は、水平動成分と上下動成分間の位相差である  $90^\circ$  に等しい。すなわち、波の周期を  $T$  とすれば、 $T/4$  である。

$x$ ,  $y$  の r. m. s. 値は各々次式となる。

$$\bar{x} = [R^2 \sin^2 \theta + L^2 \cos^2 \theta]^{1/2} \quad (4)$$

$$\bar{y} = [R^2 \cos^2 \theta + L^2 \sin^2 \theta]^{1/2} \quad (5)$$

3 成分間の相関係数は、次式で与えられる。

$$\gamma_{xz} = \frac{xz}{(\bar{x}^2)^{1/2} (\bar{z}^2)^{1/2}} \quad (6)$$

$$\gamma_{yz} = \frac{yz}{(\bar{y}^2)^{1/2} (\bar{z}^2)^{1/2}} \quad (7)$$

$$\gamma_{xy} = \frac{xy}{(\bar{x}^2)^{1/2} (\bar{y}^2)^{1/2}} \quad (8)$$

これらの式から、次式を得る。

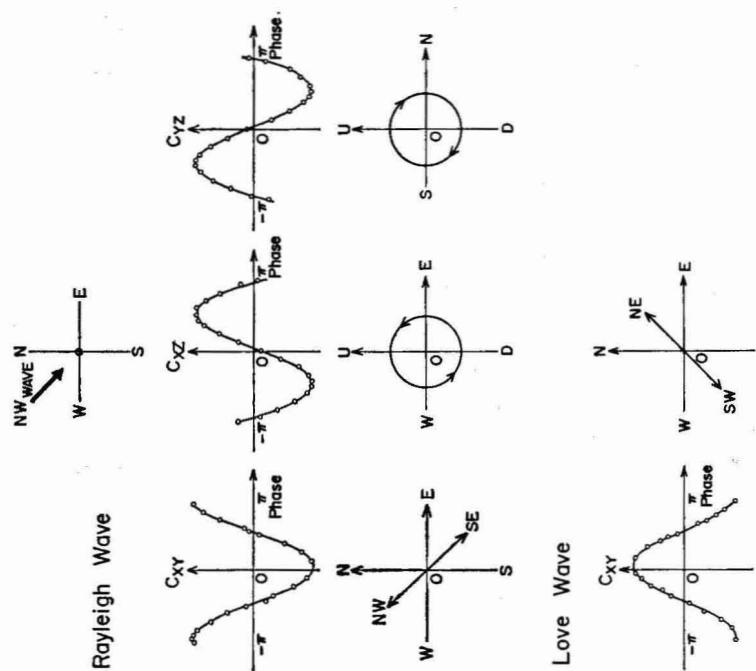
$$\frac{\gamma_{xy}}{\gamma_{xz}\gamma_{yz}} = \frac{R^2 - L^2}{R^2} \quad (9)$$

$$\left( \frac{\gamma_{xz}}{\gamma_{yz}} \right)^2 = \tan^2 \theta \frac{\left( 1 + \frac{L^2}{R^2} \tan^2 \theta \right)}{\left( \tan^2 \theta + \frac{L^2}{R^2} \right)} \quad (10)$$

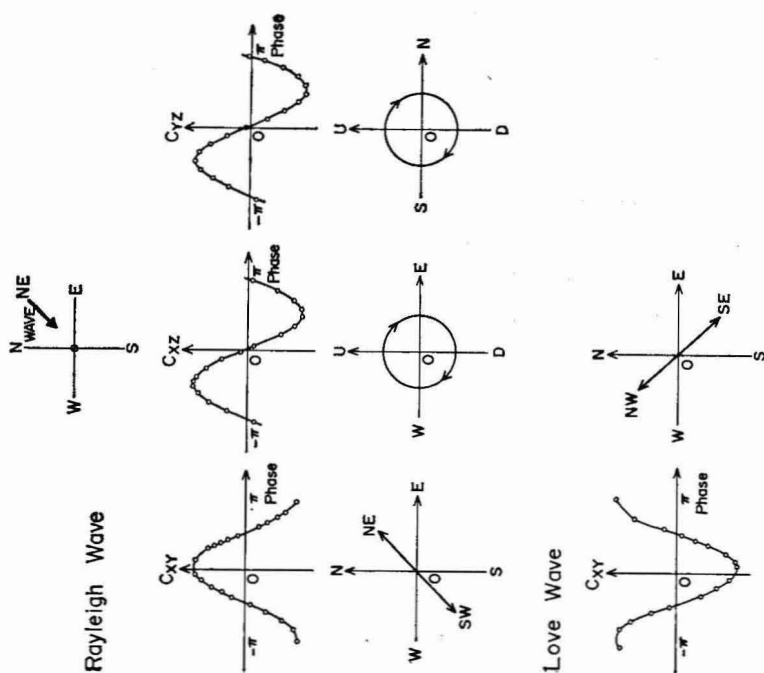
(9)と(10)式から、次式となる。

$$\left( 1 - \frac{\gamma_{xy}}{\gamma_{xz}\gamma_{yz}} \right) \tan^4 \theta + \left[ 1 - \left( \frac{\gamma_{xy}}{\gamma_{yz}} \right)^2 \right] \tan^2 \theta - \left( 1 - \frac{\gamma_{xz}}{\gamma_{xz}\gamma_{yz}} \right) \left( \frac{\gamma_{xz}}{\gamma_{yz}} \right)^2 = 0 \quad (11)$$

この式は  $\tan^2 \theta$  に関する 2 次方程式であるから、3 成



6 (II)



6 (I)

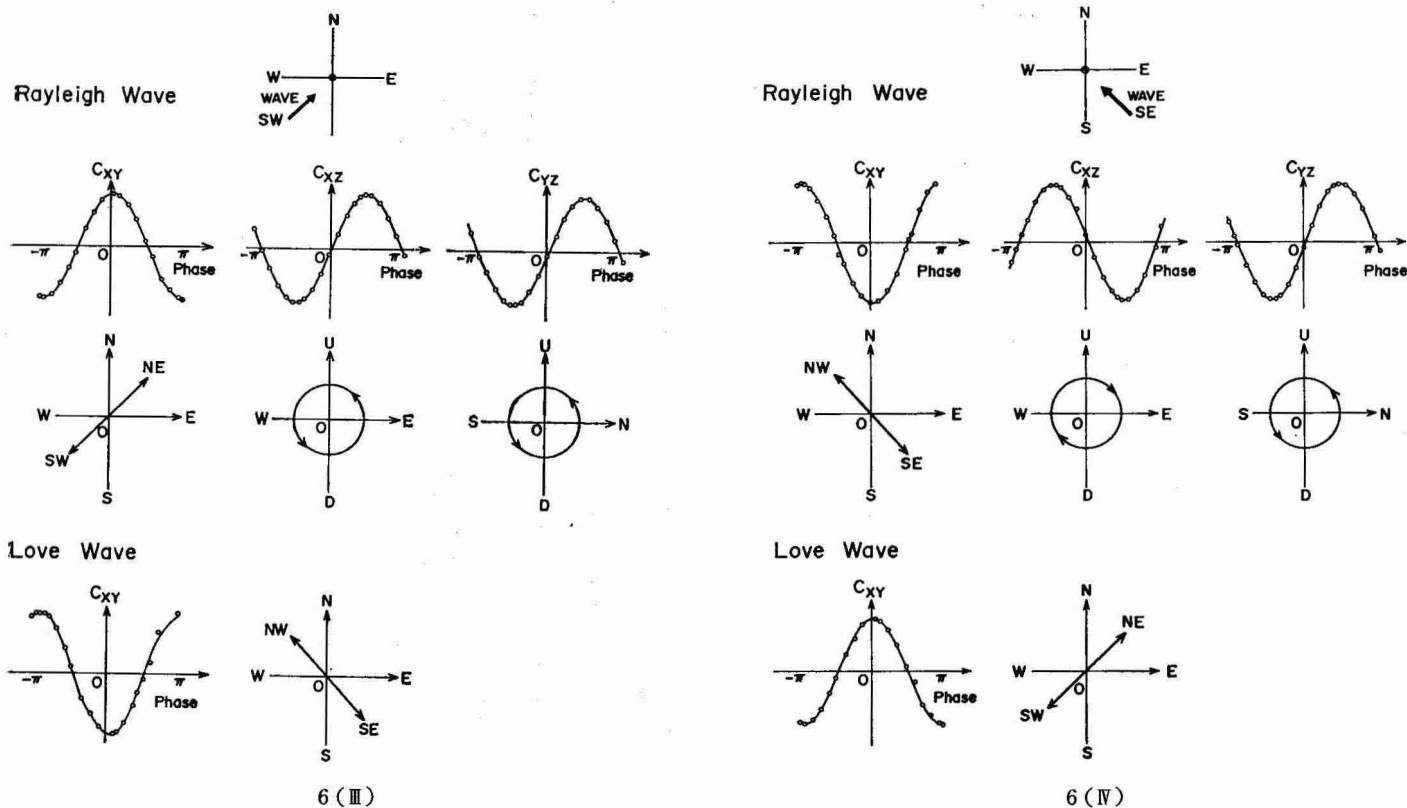


Fig. 6 Cross-correlation and particle motions for Rayleigh and Love waves which approach from the northeast (I), from the northwest (II), from the southwest (III), and from the southeast (IV).

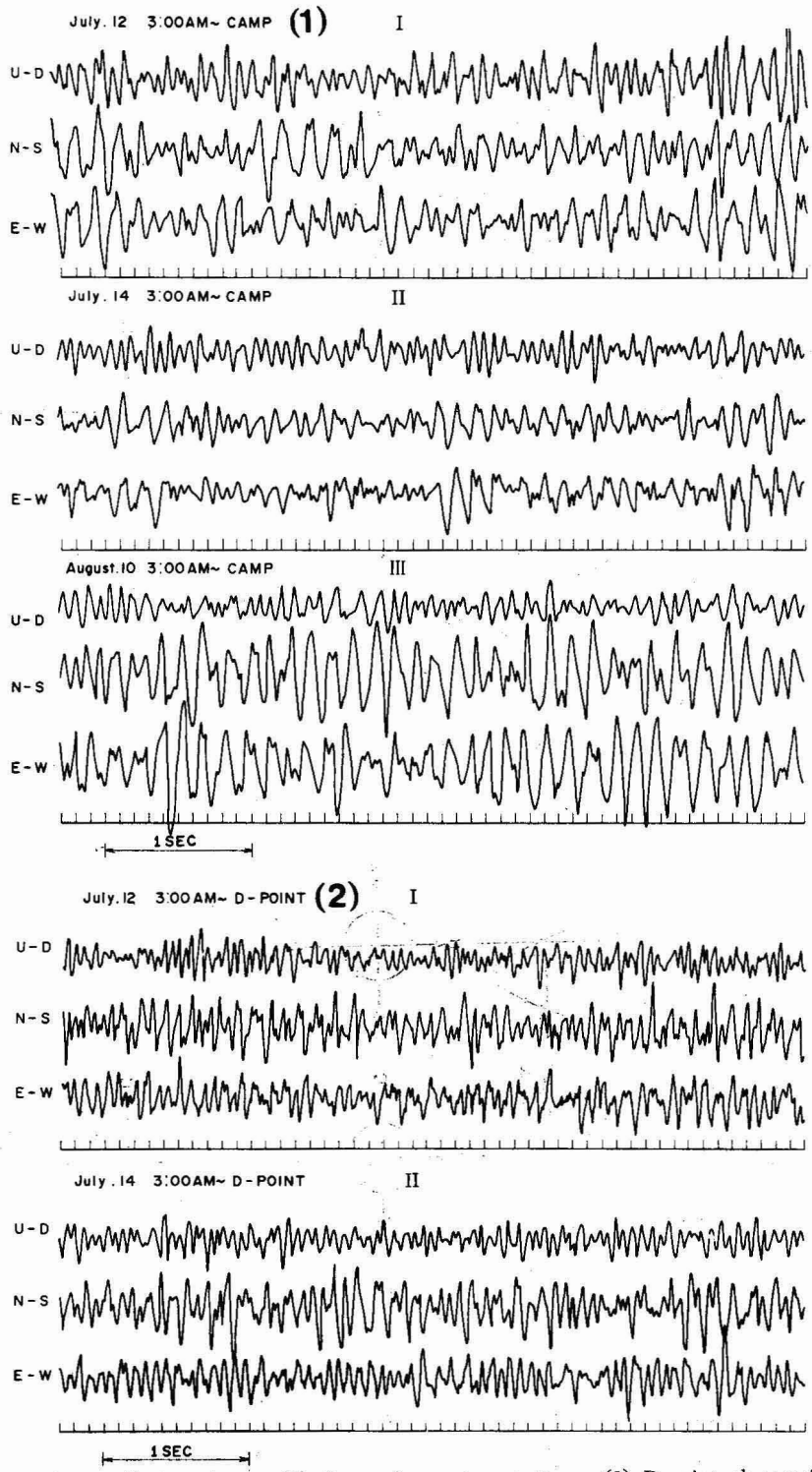


Fig. 8 Wave forms of microseisms. (1) Camp observation station, (2) D-point observation station.  
I) Before the closure of production wells, II) During the closure of production wells,  
III) After the operation of production wells

分間の相関係数を計算すれば、到来角 $\theta$ を求めることができる。ただし、 $\theta$ は第2象限では $y$ 軸から反時計回りに、第3象限では時計回りに、第4象限では反時計回りに測るものとする。

## 4. 解析結果

### 4.1 波形

Fig. 8(1), (2)にキャンプ場およびD地点で得られた記録の例を示す。Ⅰは生産井稼働中、Ⅱはビルドアップテスト時における生産井バルブ閉止中、Ⅲは再稼働後における波形を表している。キャンプ場のⅠでは、上下動成分は11Hz前後、水平動成分は8Hz前後の周波数の波が卓越している。しかし、平均振幅は3成分ともほぼ同じである。Ⅱでは3成分の平均振幅はほぼ同じであるが、Ⅰに比べて小さくなっている。ところが、再稼働後の波形Ⅲを見ると、上下動成分は水平動成分より振幅が小さくなっている。しかし、卓越周波数はⅠとほぼ同じである。

次に、D地点の波形 (Fig. 8(2)) について概説する。生産井閉止前の波形Ⅰでは、上下動成分の平均振幅は、水平動成分のそれよりも小さい。卓越周波数は上下動成分では高く16Hz前後、水平動成分では12Hz前後と推定される。閉止中の波形に関しては、水平動成分の振幅は閉止前とほぼ同じで変化はないが、上下動成分はやや小さくなっている。卓越周波数については、上下動成分は16Hz前後、水平動成分は14Hzとなるようである。

### 4.2 周波数分離

再生波形からも推測できるように、微動は単一周波数のみから構成されるわけではなく、多くの周波数成分を含んでいる。それゆえ、原波形から直接粒子軌道を求めると、非常に複雑となり、到来象限は決めにくい。また、相関関数のピークは幅広くなり、象限判定は難しい。それゆえ、原波形にバンドパスフィルターをかけ、ある特定周波数のみを分離し、解析する方法を採用する。その際に、分離周波数は原波形のパワースペクトル解析の結果から、定常的で安定性のある、しかもパワーの大きい周波数を選び出す。本研究では7Hzおよび12Hzについて到来方向の検討を行った。

### 4.3 到来方向

Fig. 9は7月12日午前3時の記録の中から4秒間の記録を選び、それに中心周波数7Hzのバンドパスフィルターをかけたときの波形である。このようにフィルター処理した波形についての相関関数を求め、粒子軌道とともに示したのがFig. 10である。相関関数のパターンは、(1)図では比較的明白であるが、(2)図はそれほどでも

July. 12, 3:00 AM (1983)

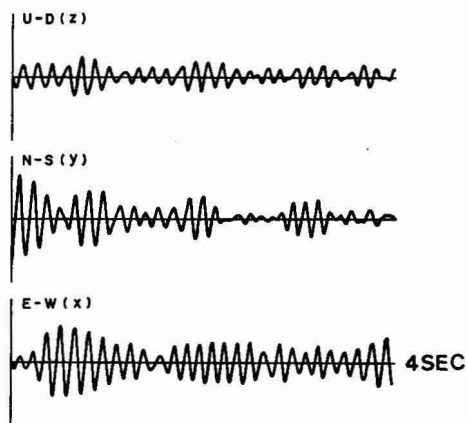


Fig. 9 Waveforms through band pass filter at 7 Hz.

ない。Fig. 6のパターンと比較すると、Fig. 10(1)は第3象限型、Fig. 10(2)は第4象限型に対応する。粒子軌道もFig. 6(Ⅲ)および(Ⅳ)と矛盾していない。

このような解析方法で得られた到来角の頻度分布を示したのがFig. 11である。この図はキャンプ場の例であり、縦軸は最大頻度数で規格化した値を示す。この図から明らかに、微動の7Hz成分は主に南西方向から到来していることが分かる。この図を10°間隔ごとに示したのがFig. 12である。

生産井稼働中 (7月12日)、ビルドアップテスト時における生産井バルブ閉止時 (7月14日)、および再稼働後 (8月10日) に対し、いずれも午前1時から4時までの結果を示した。なお、図には示していないが、他の時間帯も同様なパターンである。すなわち、日変化は見られず、極めて到来方向は安定している。

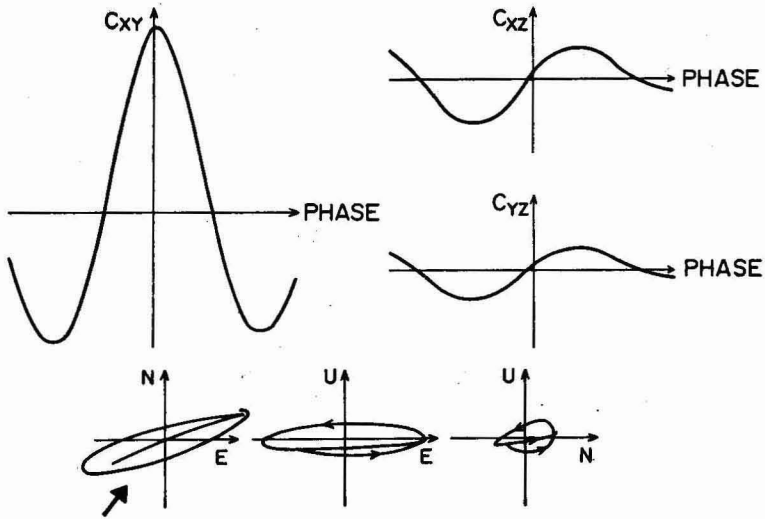
Fig. 13は12Hzのバンドパスフィルターをかけた場合のキャンプ場における到来方向を示す。

生産井稼働中は特に強い指向性は見られないが、南西、北東方向がやや強い。生産井バルブ閉止時には北東方向がやや顕著になる。しかし、12Hzは一般にあらゆる方向から到来していると考えられる。

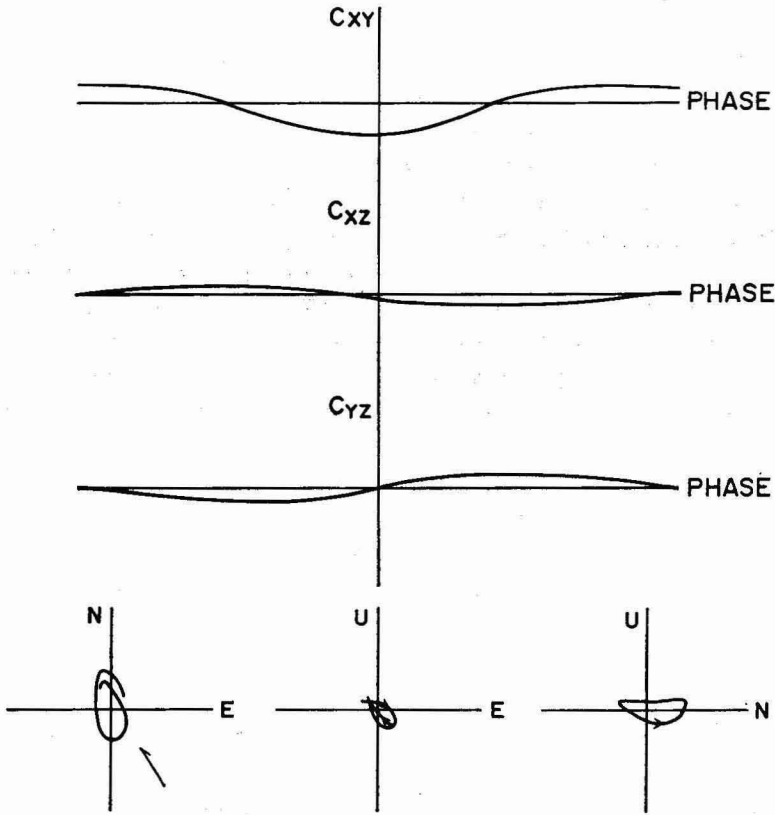
Fig. 14は生産井閉止中のD地点における7Hzの結果である。この図から明らかに、7Hzは南東方向の強い指向性を示している。D地点から見た南東方向は、Fig. 1で点線で囲まれた地熱貯溜層域の方向に相当している。したがって、到来方向が時間帯によらず安定していることから、7Hzとこの地域とは何らの関連があるものと推測される。

12Hzの結果は、Fig. 15に示されるように、南東方向の頻度がやや高いものの、一般に全方向から到来している





(1)



(2)

Fig. 10 Cross-correlation and particle motions of waveform examples of Fig. 9.

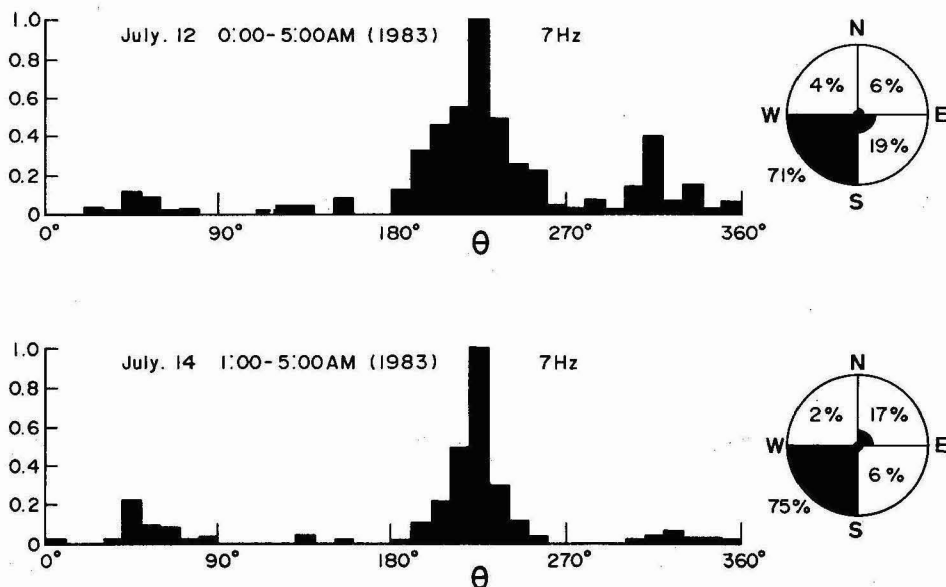


Fig. 11 Frequency distribution of the arrival direction of microseisms observed at the Camp observation station.

とみなされる。したがって、12Hzは両観測地点とも、特定方向の強い指向性が見られないことから、地熱活動とは無縁な局所的雑振動と考えられる。

## 5. 考 察

限られた装置および広さで3成分を記録し、それらを使って粒子軌道あるいは相関関数を求めることで、微動の到来方向を推定する方法について調べたが、この方法の問題点について検討する。

第1に、相関関数を求める際に  $R(t)$  と  $L(t)$  の間には相関がないと仮定したことである(DARBYSHIRE, 1954; IYER, 1958)。ところが、微動が同様なスペクトルを示す場合には、ある程度の相関が生ずる。

第2に、Love 波が優勢で上下動成分が極端に小さい場合である。この場合には、1・3象限あるいは2・4象限の区別がつけにくい。しかし、便法として解析時間内では Love 波および Rayleigh 波は同一方向から到来しているとみなせば、Rayleigh 波型の到来象限を Love 波型の到来象限とみなすことで、象限決定は可能である。実際、脈動の例では Rayleigh 波型と Love 波型のもののが混り合って同じ方向から伝播してきているとの研究報告もある (IKEGAMI and KISHINOUE, 1951a)。

第3に、粒子軌道法の場合には、理想的な Rayleigh 波、すなわち retrograde motion のみが記録されるなら、到来象限の決定は容易であるが、progressive motion を

示す Rayleigh 波が入ってくると象限は180°変わってしまうことである。例えば、第1象限での retrograde motion は、第3象限での progressive motion と同じである。池上(1965)によれば、脈動の場合には retrograde motion は全体の40%、progressive motion は20%程度であるから、軌道が Rayleigh 波型をしているからといって、その波を retrograde motion 波をした波と認めて、その軌道から到来方向を求めることは危険であるとしている。しかし、progressive motion に注意して解析すれば、粒子軌道法と3点観測法による到来方向とは一致するので、粒子軌道法もすてがたい方法である (IKEGAMI and KISHINOUE, 1951b; 阿部他, 1983)。

## 6. 結 言

葛根田地熱地域における微動観測結果を例として、一点3成分観測法による主に微動の到来方向の決定について検討した。その際、従来の粒子軌道法について調べるとともに、新たに相関関数を用いる相関法を導入した。

その結果、バンドパスフィルター処理後に相関法を適用することにより、微動の到来方向の決定は可能であることが判明した。したがって、一点3成分観測法は、地理的条件の悪い地域あるいは観測装置が限られている場合の概査的手法として、有効であると考えられる。

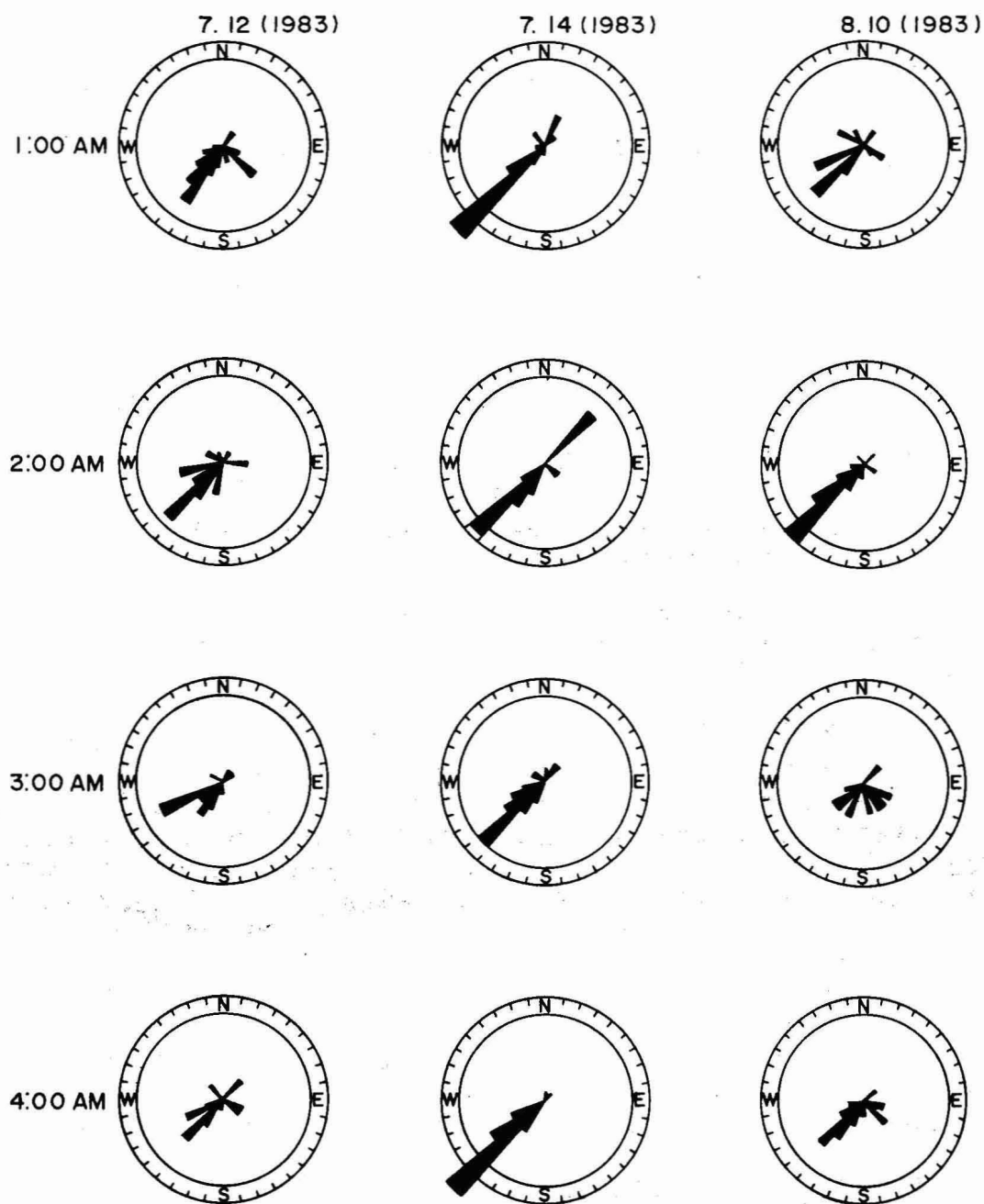


Fig. 12 Frequency distribution of the arrival direction of microseisms observed at the Camp observation station (7 Hz).

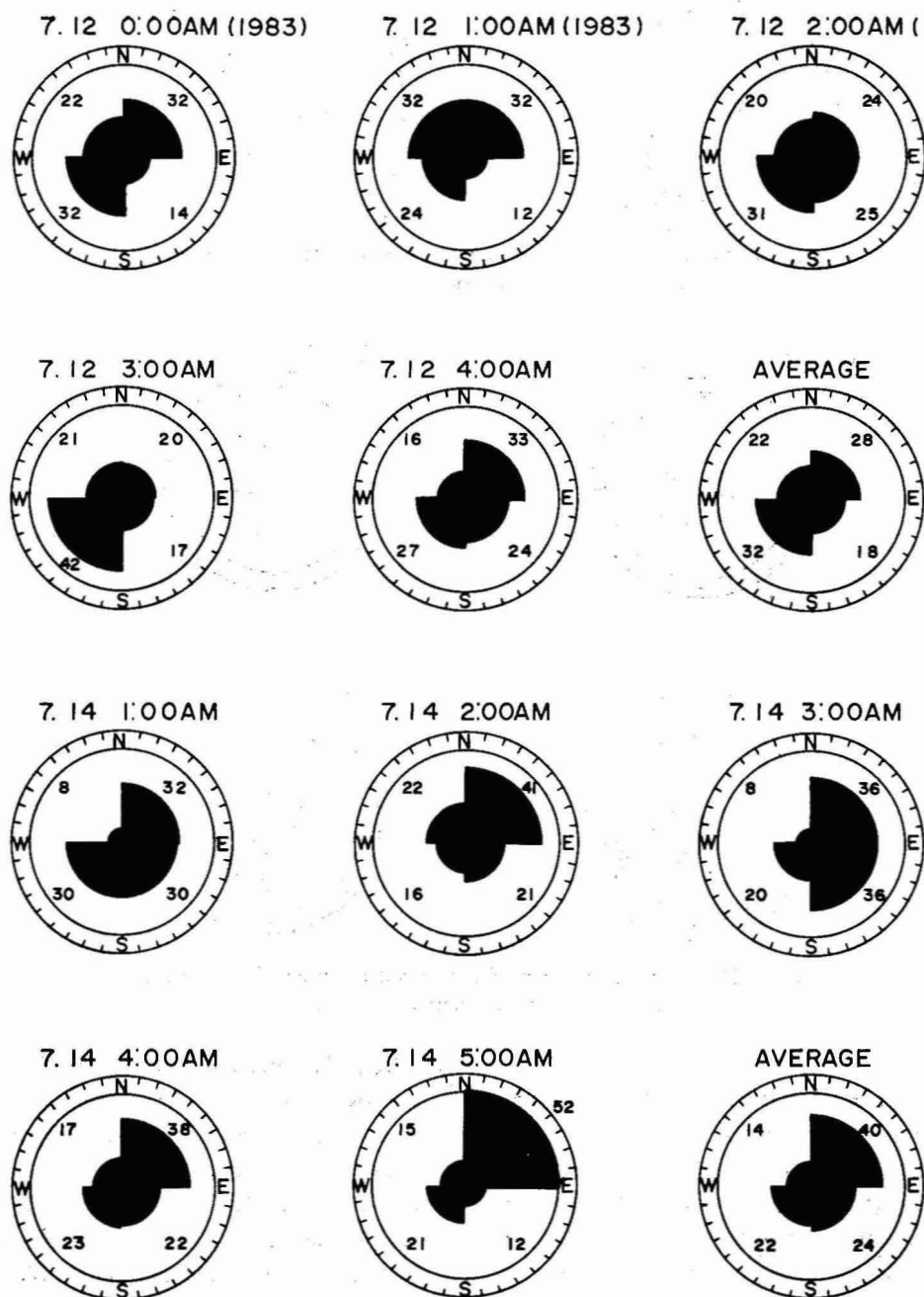


Fig. 13 Frequency distribution of the arrival direction of microseisms observed at the Camp observation station (12 Hz).

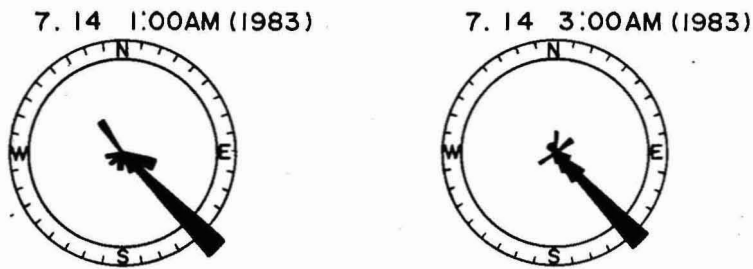


Fig. 14 Frequency distribution of the arrival direction of microseisms observed at *D* observation station (7 Hz).

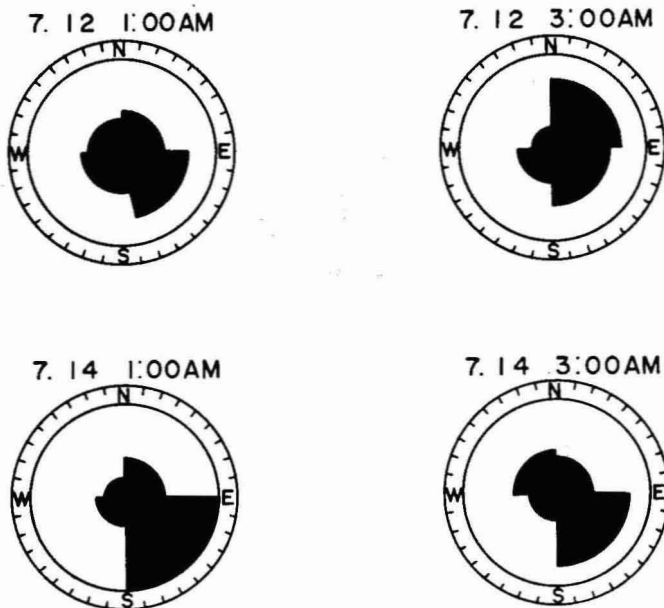


Fig. 15 Frequency distribution of the arrival direction of microseisms observed at *D* observation station (12 Hz).

#### 謝 辞

本研究を行うにあたり、日本重化学工業(株)盛岡工業所葛根田地熱事業所には、種々の面で多くの便宜を図っていただいたことに心から御礼申し上げる次第である。

東北大学工学部資源工学科並びに岩手大学工学部資源開発工学科の大学院生および学生諸氏からは多くの協力を得た。また、秋田大学教育学部野越三雄教授には、有益な御討論をいただいた。記して深く感謝の意を表する。

#### 参 考 文 献

阿部 司・横山秀吉・中塚勝人(1983): 鬼首地熱地域における微動の到来方向について, 日本鉱業会誌, vol. 99, no. 1143, pp. 13-18.

AKI, K. (1957): Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Wave with Special Reference to Microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, vol. 35, pp. 415-457.

AKAMATSU, K. (1961): On Microseisms in Frequency Range from 1 c/s to 200 c/s, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, vol. 29, pp. 571-576.

ALLAM, A.M. and SHIMA, E. (1967): An Investigation into the Nature of Microtremor, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, vol. 35, pp. 43-59.

BÄTH, M. (1952): Microseismic Period Spectra and Related Problems in the Scandinavian Area, *Symposium on Microseisms*, pp. 56-64.

- DARBYSHIRE, J. (1954): Structure of Microseismic Waves; Estimation of Direction of Approach by Comparison of Vertical and Horizontal Components, *Proc. Roy. Soc. A.*, vol. 223, pp.96-111.
- DOUZE, E.J. and LASTER, S.J.(1979): Seismic Array Noise Studies at Roosevelt Hot Springs, Utah Geothermal Area, *Geophysics*, vol. 44, no. 9, pp. 1570-1583.
- GILMORE, M. M. (1952): Amplitude Distribution of Storm Microseisms, *Symposium on Microseisms*, pp. 20-55.
- 堀家正則(1985): 微動の位相速度及び伝達関数の推定, 地震, vol. 33, pp. 425-442.
- HORIKE, M. (1985): Investigation of Phase Velocity of Long-period Microtremors to the S-Wave-Velocity Structure down to the Basement in Urbanized Areas, *J. Phys. Earth.*, vol. 33, pp. 59-96.
- IKEGAMI, R. and KISHINOUE, F. (1951a): A Study on the Propagation of Microseisms Waves Part III, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, vol. 29, pp. 305-312.
- IKEGAMI, R. and KISHINOUE, F. (1951b): A Study on the Propagation of Microseisms Waves Part V, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, vol. 29, pp. 571-576.
- 池上良平(1965): 小金井における脈動観測結果について (Ⅲ)—脈動の到来方向と Orbital Motion との関係, 地震, vol. 18, pp.245-254.
- IYER, H.M. (1958): A Study on the Direction of Arrival of Microseisms at Kew Observatory, *Geophys. J.*, vol. 1, pp. 32-43.
- KURG, H.G. (1937): Seismische Untersuchungen des Geophysikalischen Instituts in Gottingen, *Z. Geophys.*, vol. 13, pp. 328-348.
- LACOSS, R. T., KELLY, E. J. and TOKSÖZ, M. N. (1969): Estimation of Seismic Noise Structure using Arrays, *Geophysics*, vol. 34, no. 1, pp. 21-38.
- LIU, A.L.L. and McEVILLY, T. V. (1979): Microseisms in Geothermal Exploration—Studies in Grass Valley, Nevada, *Geophysics*, vol. 44, no. 6, pp. 1097-1115.
- LEE, A.W. (1935): Direction of Approach of Microseismic Waves, *Proc. Roy. Soc. A.*, vol. 149, pp. 183-199.
- MACELWANE, J. B. (1946): Storms and the Origin of Microseisms, *Ann. Geophys.*, vol. 2, fasc. 4, pp. 1-9.
- 野越三雄・五十嵐 享 (1970): 微動の伝播性, 地震, vol. 23, pp. 264-280.
- OPPENHEIMER, D.H. and IYER, H.M. (1980): Frequency-Wave Number Analysis of Geothermal Microseisms at Norris Geyser Basin, Yellowstone National Park, Wyoming, *Geophysics*, vol. 45, no. 5, pp. 952-963.
- RIND, D. and DOM, W. L. (1979): Microseisms at Palisades, 2 Rayleigh Wave and Love Wave Characteristics and the Geologic Control of Propagation, *J. Geophys. Res.*, vol. 84, no. B10, pp. 5632-5642.
- 斎藤徳美・佐藤七郎(1985): 滝の上 (葛根田) 地熱地域における微動(1)—微動の安定性および経年変化について—, 日本地熱学会誌, vol. 7, no. 2, pp.111-130.
- 斎藤徳美・佐藤七郎(1986): 滝の上 (葛根田) 地熱地域における微動(2)—河川・蒸気生産施設および噴気活動と微動との関係—, 日本地熱学会誌, vol. 8, no. 1, pp.73-100.
- SATO, K. (1982): Analysis of Geological Structure in the Takinoue Geothermal Area, *J. Geother. Res. Soc. Jpn.*, vol. 3, no. 3, pp. 135-148.
- TEISSEYRE, R. and SIEMEK, T. (1960): A Method of Determining the Direction of Surface Wave Approach Application of This Method to the Microseismic Activity at the Phe Lien Seismological Station, *Acta Geophys. Polonica*, vol. 8, pp.312-323.
- 渡辺 晃 (1962): 桜島の火山性微動について, 火山, vol. 7, pp. 29-41.