

## II-2-2 弾性波探査

### 1. まえがき

本探査は反射法により地層面、断層、貫入岩体などの地質構造を解明し変質帯や破碎帯などの地熱流体の賦存を規制する構造を推定することを目的として行われた。

弾性波探査は、地下浅所で人工地震を起しその震源より発生した弾性波を利用して、地下構造を推定する探査法である。反射法は、地下の弾性的性質（反射係数）の異なる地層境界より反射する反射波を用いて調査する調査法である。

一般に地熱地帯のような複雑な地質構造の地域では、微弱な反射波となることが予想される。これに対処するため本探査では、共通反射点、水平方向6重合法を採用した。

本探査における測線数は5測線（A、B、C、D、Eの各測線）、総測線延長は14,225 m、発破孔数は315孔である。

現地観測作業から報告書作成までの工程を、次のフローチャートに示す（Fig II.2.2-1）。

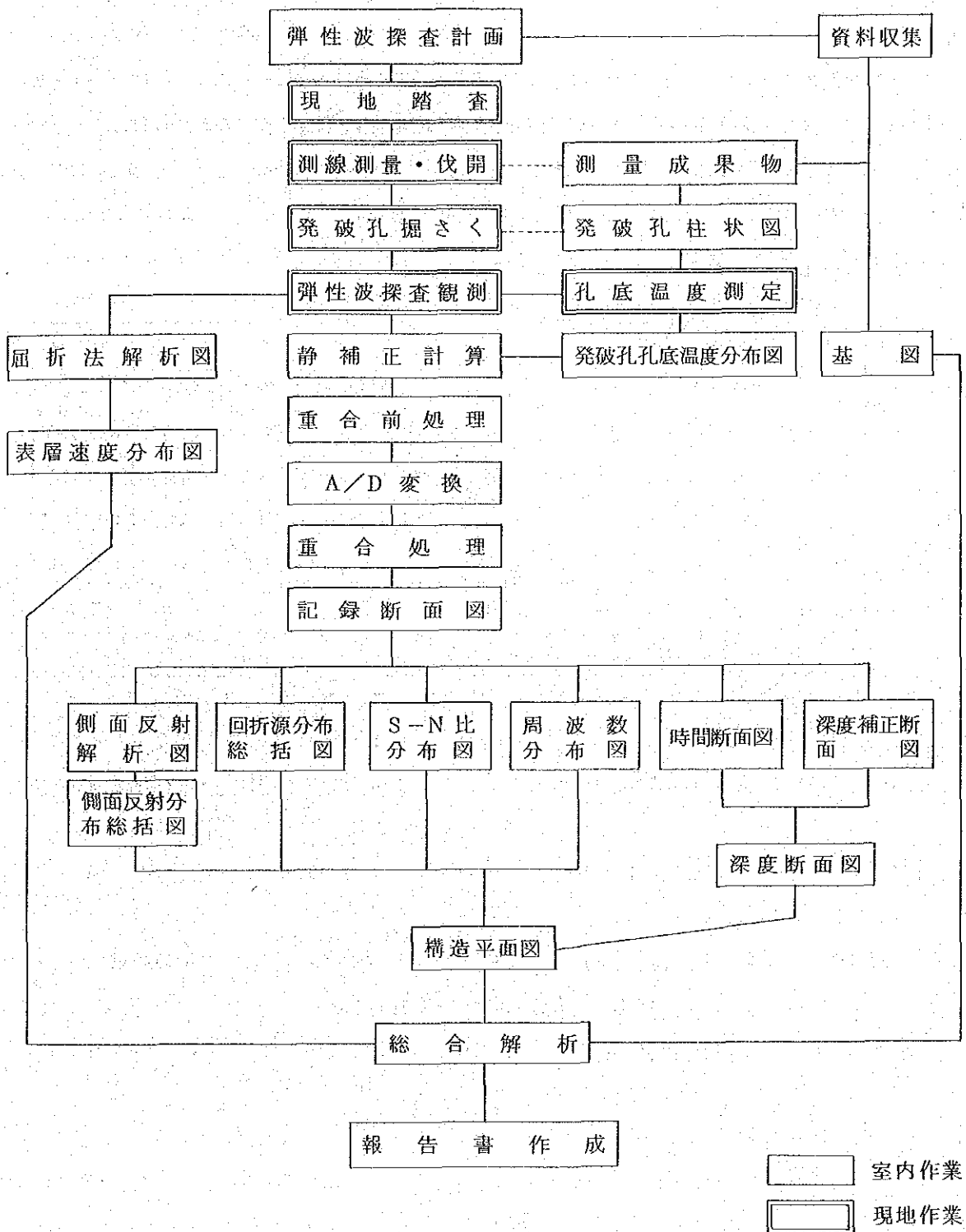


Fig Ⅱ. 2.2-1 弾性波探査作業フローチャート

## 2. 現地調査

### 2-1 測線設定

反射法による弾性波探査を行うにあたりA, B, C, D, およびEの計5測線を設定した(PL II. 2.2-1)。これらの測線は、有望地域と考えられる Hua Pong 断層ぞいの地域を主なる対象として設定した。その内容・規模は次表の通りである。(Table II. 2.2-1)

Table II. 2.2-1 測線の仕様

測線名	測線長 (m)	展開数	測点		爆発点		備考
			数	間隔(m)	数	間隔(m)	
A 測線	5,475	99	220	25	105	50	北西方向
B 測線	2,025	30	82	25	36	50	北東方向
C 測線	2,025	30	82	25	36	50	北東方向
D 測線	2,025	30	82	25	36	50	北東方向
E 測線	2,675	43	108	25	49	50	北東方向
計	14,225	232	574	—	262	—	

なお、A測線発破点S.P. No. 65~70間は、ダクト(ヒューム管)が近接して埋設されているため、発破点展開の位置関係を変更することにより所定の反射点記録を得るよう測定した。

A測線は、今回の調査地域の北西山地より数条の推定断層を横断し、南東方面のBan Mai 部落にいたる約6.5kmの測線である。

B~D測線は、A測線にほぼ直交する、NE-SW方向のそれぞれ約2kmの測線であり、調査地域の西方山地の山麓より東方の平地部に向かって設定した。

E測線は、調査地域の最南部に設けられた2.7kmの測線で、全般に低平な丘陵地形である。

### 2-2 発破孔掘削

発破孔掘削はタイ電力公社(Electricity Generating Authority of Thailand, EGAT)が担当し、現場の指導、監督は同公社の技術者が行った。すなわち可搬式ロータリー試錐機6~10台を用いて、深度10mまで掘さくし、保孔のためφ76%の塩ビ管を挿入して仕上げた。

各孔の地質は、A測線がチャート、安山岩、B~D測線は砂礫、チャート、砂岩、頁岩および石灰岩、E測線はすべて安山岩からなる。

### 2-3 発破および観測

発破作業は測線上に掘削された発破孔の孔底に10.0～12.5kgの爆薬を充填し、水充填発破を行った。発破にさいしては道路、民家等の危険箇所には見張人を配置し事故防止に努めた。また、観測班と配線班との連絡には、トランシーバーを用いて、相互の連絡を密にし、作業能率の向上に努めた。

このほか、表層補正計算の資料を得るため、数展開ごとに計53回の小発破を行った。

これは所定の位置に径40mm、長さ1.5mの鉄棒を地中に打ち込んで作孔し、平均500gの爆薬を充填し小発破を行うものである。

観測作業は、米国SIE社製の磁気テープ録音式24成分地震探鉱装置(PT100+MR20R-6B)および同ETL社製受振器(EV-15型、固有周波数20CPS)36グループを使用して測定した。受振器配置は6個の群設置(間隔2m、測線方向の直線配列)で、さらに反射波のS-N比(信号対雑音比)の向上および構造解像性の増大を計るため主として終端発破による水平6重合法を実施した。

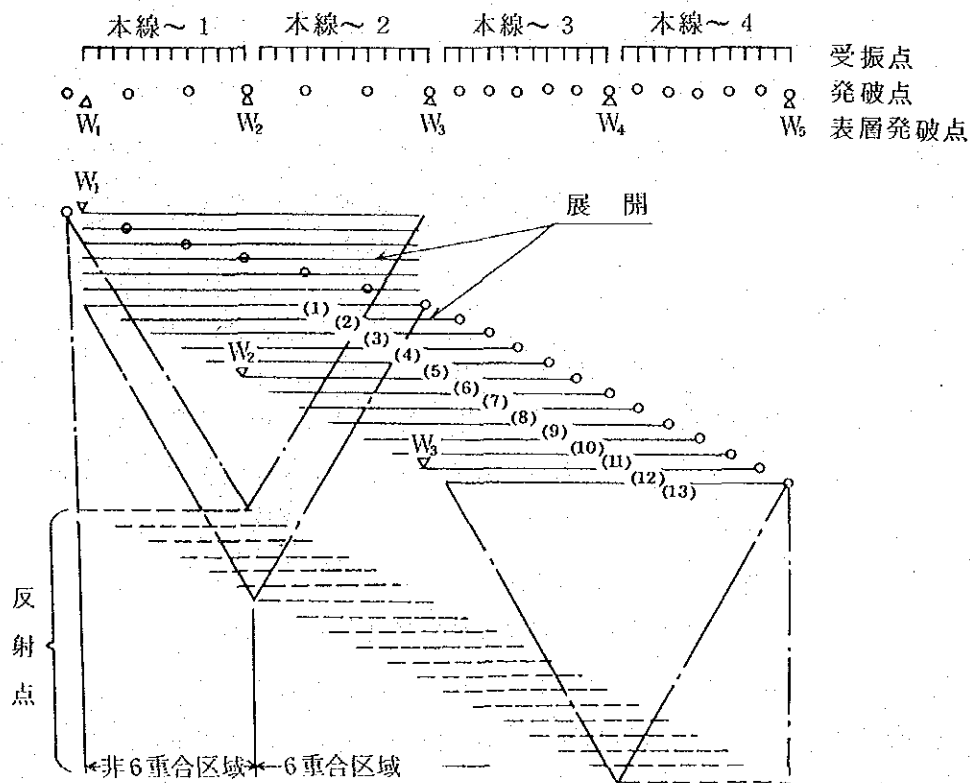


Fig II. 2.2-2 共通反射点水平方向重合法(6重合)の測定手順

測定順序は、以下の通りである。

- (1) まず本線1～3, 受信器1～36をセットする。

- (2) 本線ケーブル(各12成分, 3本)を受振器および切替装置に結線する。
- (3) 切替装置による1番~24番の受振器出力を地震探鉱増幅器の1番~24番の入力として結線する。
- (4) SP No1 (SP=Shot Pointの略)の位置で発破し録音テープに記録する。
- (5) SP No1~SP No7までは, 展開(1)で発破し記録する。
- (6) 切替装置により, 4番~27番の受振器出力を地震探鉱増幅器1番~24番の入力とする。
- (7) SP No8で発破し, 録音テープに記録する。
- (8) 以下同様の操作を繰返し測定する。

なお, これらの発破, 観測作業の前に各発破孔孔底の温度を測定した。この温度観測結果を発破孔孔底温度分布図(PL II. 2.2-15)にまとめた。

### 3. 解析法

#### 3-1 屈折法による浅部構造の解析

##### 3-1-1 静補正計算

静補正計算は, 反射法による重合記録を作成する上で必要となる, 解析基準(今回は海拔300mに設定した)面までの表層(風化層)補正と高度補正を行うものである。補正量Cは便宜上2層構造として次式によって求めた。

$$C = \frac{1}{2} \{ (T+U) + (T'+U') - E \} \sec i + \frac{H - h_w - H_d}{V_d}$$

ここで C; 表層補正時間(右辺第1項)と高度補正時間(右辺第2項)の合計

(T+U)+(T'+U'); 対応する2爆発点からの初動走時および爆発のアップホールタイムの合計

E; 対応する2爆発点からの初動走時の終端時間

i; 表層と表層下第1層間の弾性波屈折臨界角

H; 受振点の海拔標高

h<sub>w</sub>; 表層厚

H<sub>d</sub>; 解析基準面(DL=Datum Line)の標高(今回は海拔300m)

V<sub>d</sub>; 表層下第1層の速度(第2層の速度)

##### 3-1-2 深度計算

本地域の浅層速度層の分布を把握し, 深部構造の検討資料とするため, 初動走時曲線を用い

て3層構造計算を行った。

この計算は栗原重利の「屈折走時曲線の選定法並びに零走時による屈折走時曲線の解析法」を適用する数値解析法にもとづいて行った。

解析計算には電子計算機ユニバック-1110, 図化にはカルコンプ360を用いた。

次にこの方法による, 速度層第n層の場合の一般計算式を簡単に示す。

$$\alpha_1 = \frac{1}{2} \left( \sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2-}} - \sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2+}} \right)$$

$$i_1 = \frac{1}{2} \left( \sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2-}} + \sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2+}} \right)$$

$$V_2 = V_1 \operatorname{cosec} i_1$$

$$\theta_1^{(n)} = \sin^{-1} \frac{V_1}{V_n} - \alpha_1$$

$$\omega_1^{(n)} = \sin^{-1} \frac{V_1}{V_n} + \alpha_1$$

$$\theta_m^{(n)} = \sin^{-1} \left( \frac{V_m}{V_{m-1}} \sin \theta_{m-1}^{(n)} \right) - \alpha_m + \alpha_{m-1}$$

$$\omega_m^{(n)} = \sin^{-1} \left( \frac{V_m}{V_{m-1}} \sin \omega_{m-1}^{(n)} \right) + \alpha_m - \alpha_{m-1}$$

$$V_n = V_{n-1} \operatorname{cosec} i_{n-1}$$

$$\alpha_{n-1} = \frac{1}{2} \sin^{-1} \left( \frac{V_{n-1}}{V_{n-2}} \sin \theta_{n-2}^{(n)} \right) - \frac{1}{2} \sin^{-1} \left( \frac{V_{n-1}}{V_{n-2}} \sin \omega_{n-2}^{(n)} \right)$$

$$i_{n-1} = \frac{1}{2} \sin^{-1} \left( \frac{V_{n-1}}{V_{n-2}} \sin \theta_{n-2}^{(n)} \right) + \frac{1}{2} \sin^{-1} \left( \frac{V_{n-1}}{V_{n-2}} \sin \omega_{n-2}^{(n)} \right)$$

$$r_{n-1} = \frac{V_{n-1}}{2} \sec i_{n-1} \left[ \operatorname{tngo} + \sum_{m=2}^{n-1} \frac{r_{m-1}}{V_m} \{ \cos(\theta_m + \alpha_m - \alpha_{m-1}) + \cos(\omega_m - \alpha_m + \alpha_{m-1}) \} - \sum_{m=2}^{n-2} \frac{r_m}{V_m} (\cos \theta_m^{(n)} + \cos \omega_m^{(n)}) \right]$$

ここで  $\theta_m^{(n)}$ ,  $\omega_m^{(n)}$ ; 第n層で屈折し上向きとなる波線の出射角あるいは屈折臨界角で

$$\theta_{n-1} = \omega_{n-1} = i_{n-1}$$

$$m = 2, 3, 4 \dots \dots \dots n$$

$\operatorname{tngo}$ ; 測点Gにおける第n層の零走時

$$\operatorname{tngo} = t_{n+} + t_{n-} - t_n$$

$\alpha$ ; 速度層境界の傾斜角

$r_{(n-1)}$ ; 第(n-1)速度層の深度

$i_{(n-1)}$ ; 第(n)層と第(n-1)層境界における屈折波臨界角

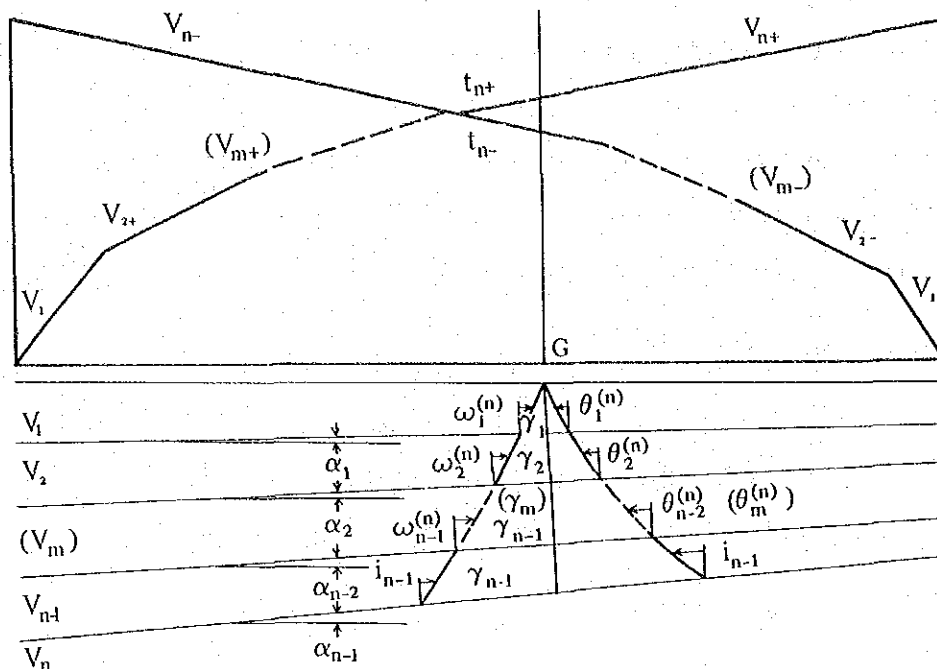


Fig II. 2.2 - 3 屈折法解析における破線

地下構造は、前式によって算出した法線深度を半径とした円弧の包絡面として求められる。すなわち、この結果を解析図に図化し、さらに速度区分の補足検討を行うため、速度層内の対深度変化率を線型と仮定して、屈折法解析図（PL II. 2.2 - 2）を作成した。

本図は前記の表層補正計算結果による2層構造断面を用いて処理してもよいが、今回は走時曲線の第1、2層の情報を活し屈折法による3層構造解析を行ったので、この結果をまとめたものである。本図にはその速度分布のほか、第3層速度の平面分布と推定断層の延びの方向等を表層速度分布図（PL II. 2.2 - 3）に集録した。

### 3 - 1 - 3 側面反射波の解析

一般に解析断面上の構造線は、屈折法における各速度層の速度変化、速度層境界の段違いあるいは反射法における反射位相の不連続部の状況より推定される。特に、これらの各測線ごとの推定構造線の平面図上での連続性、延び方向の判定は、各断面での配列、性状をもとに行うため、調査地域を充分カバーする数本の測線を格子状に配列することが望ましい。

しかし、本調査ではNW - SE方向1測線、NE - SW方向4測線の計5測線で、屈折法解析のみの資料からその延びの方向、連続性を判定するには、やや資料不足と考えられた。従って、これらを補足する意味で、後記に詳細する記録断面上の側面反射走時とみなされる急傾斜の位相を、次の方法で活用することとした。この方法は、浅層部の急傾斜連続位相を構造線か

らの側面反射と仮定しており、問題点もあるが、一応ここでは次の処理によって採用した。

測線上の発破点  $G_i$  から発射された地震波は地下深所に向うほか、地表付近を伝播して構造線上の  $A_i$  または  $B_i$  (対称点) で反射して受振点 (この場合  $G_i$  点) に帰ると考えられる。

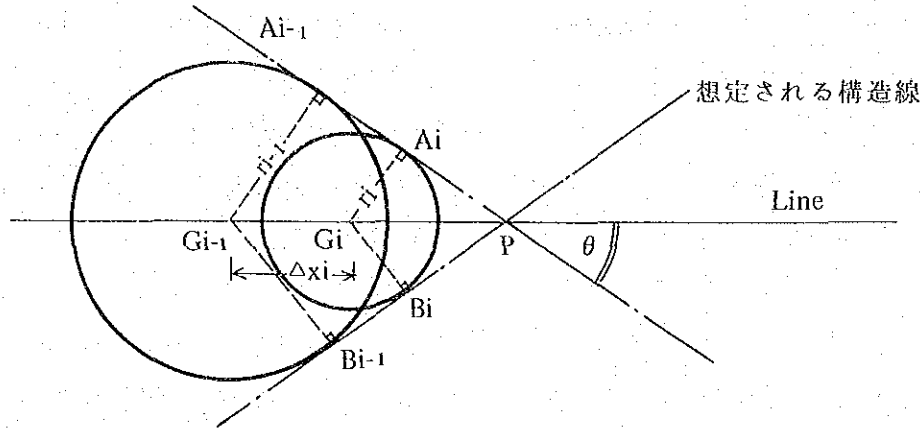


Fig II, 2.2-4 測面反射図

この時の発破点 (または受振点)  $G_i$  と構造線上の反射点  $A_i$  との距離  $r_i$  は、その反射走時  $t_i$  と伝播速度  $V_w$  によって決まり、次式で表わされる。

$$r_i = \frac{V_w}{2} \cdot t_i$$

また、測線と構造線の斜交角  $\theta$  は隣接する 2 発破点の走時差  $\Delta t_i$  と両発破点間の距離  $\Delta x_i$  より次式で求められる。

$$\theta = \sin^{-1} \left( \frac{V_w}{2} \cdot \frac{\Delta t_i}{\Delta x_i} \right)$$

この計算では  $0 \leq \sin \theta \leq 1.0$  の範囲の値をもつため、 $\Delta t_i$  の上限が  $\Delta t_i \leq 2\Delta x_i / V_w$  となるような重合記録上の急傾斜位相の反射走時を選択する必要がある。従って、その検出には記録断面図 (PL II, 2.2-16~20), を使用し、伝播速度  $V_w$  は 1,500~2,500 m/s と 3,000 m/s の 2 種の値について行った。その結果は測面反射解析図 (PL II, 2.2-4~8) のとおりである。

### 3-2 反射法による深部構造の解析

#### 3-2-1 重合処理

水平重合処理は、1つの反射点について震央距離の異なるいくつかの記録から、距離の相異なるによる反射走時の違いを補正して、1つの記録に重合し反射波を強調しようとするものである。

すなわち、この方法によると、不規則な雑音はシグナルとは逆に時間的ズレをもつため、各点の重合にさいし、互いに干渉して減衰することとなり、結果的に反射波の S-N 比が向上さ



れることとなる。

重合記録は、まず現場測定作業によって得られた磁気録音テープをA-D変換し、コンピューターに他の関連データとともに集録する。次に補正值、動補正、重合、振幅調整、フィルターリング等の機械的および電気的処理を行ったのち、振動表示と面積表示(Wiggle and Variable Area)の重畳による記録方式にまとめたものである。重合記録は、海拔300mを解析基準面として処理され、次の2種類の図面を作成した。

(1) 記録断面図 (Final Stack (Time Section))(PLII. 2.2-16~20)

本図は、測定記録中の共通反射点ごとに対応する6本のトレースを重合(6重合)して収録した、基本的な重合時間断面図である。

この断面図は前記の振幅調整、フィルターリング等の電気的および機械的処理がなされているが、現記録中の大部分の情報が入っており、水平方向の反射面以外の示徴も多く認められる。従って、地熱源、地熱経路等に関係する変質帯、断層破砕帯等の検出に重要な情報となるため、本図は、次の測面反射解析、回折源解析および周波数・振幅分布解析を行うさいに使用した。

(2) 深度補正断面図 (Final Stack (Depth Section))(PLII. 2.2-36~40)

本図は、前記(1)の記録断面図を深度変換して縦方向を深度で示したものである。従って本断面図中には水平方向の反射面のほか各種の情報が表示されており、深度解析の基図とした。

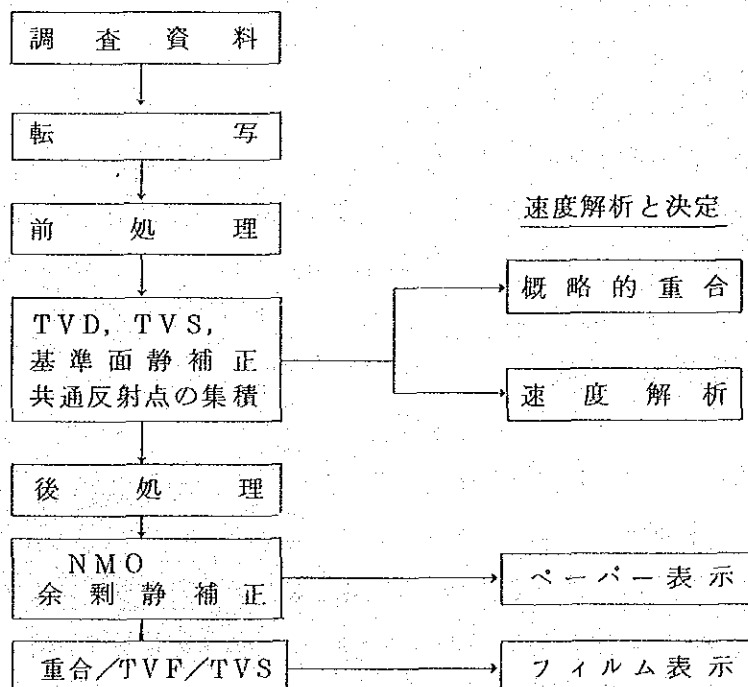


Fig II. 2.2-5 重合処理過程

### 3-2-2 重合記録上の波形解析

重合記録上の波群のうちには、位相の連続性より見て明らかに地層境界からの反射波と想定されるものと、そうでないものが存在する。

特に後者には、3-1-3項で述べた側面反射による浅部の斜交性の波群、回折源からの放物線状の回折波群、周辺部に比べて周波数・振幅等の波形的変化を伴う異常部などがある。

これらが地下からの何らかの情報を伴っているものとすれば、現段階での構造解釈の手掛りの1つになりうると考えられる。このような見地より重合記録上の波形について次の処理を行い地質構造解釈上の資料とした。

#### (1) 周波数分布

重合記録に表現されている周波数成分は、主として10~60 Hzの波群が強調されその他のものはフィルターリングにより大部分が消去されている。従って、解析では、次の区分で周波数分布を検討した。

Table II. 2.2-2 周波数区分

周波数範囲	区 分
20 Hz 以下	低周波数域
20 Hz 以上	高周波数域

#### (2) S-N比分布

重合記録上に表現される面積表示の半波振幅（表示の関係より基線がやや $\ominus$ 側にあるため面積表示部分の半波振幅が実際より大きくなっている。）を、次の2帯に分類した。

Table II. 2.2-3 S-N比分表

半波振幅の範囲	区 分
2.0 mm 以下	低S-N比域
2.0 mm 以上	高S-N比域

#### (3) 回折源の分布

地下の断層、割れ目の密集部は、地質構造、地層の起伏あるいは地層の孔隙率等の変化点でもあると考えられる。

このような変化点では、その両側で物性が異なるため、放物線状に並ぶ波群を伴う回折源が記録上に認められる。

この回折源の分布は、断層構造を検出するさいの重要な情報と考えられる。

今回の解析では、特に側面反射による地表部の構造追跡と、回折源分布による深部構造の追求に重点を置いて検討した。

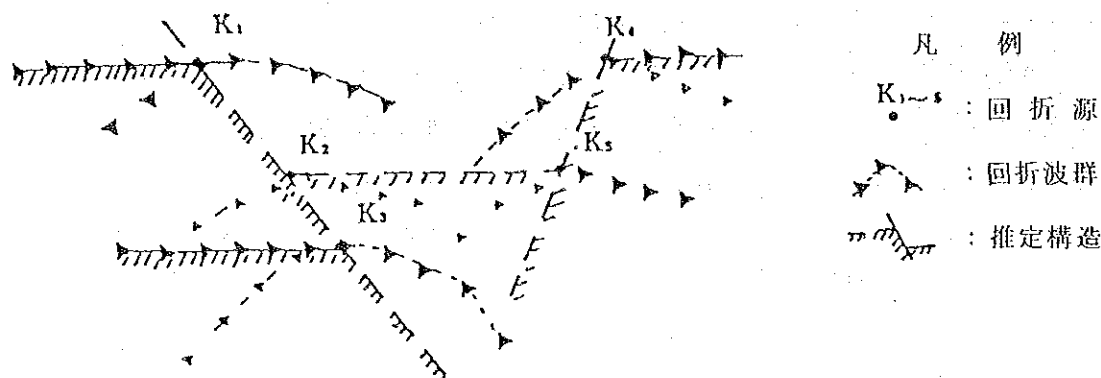


Fig II. 2.2-6 回折源の模式図

### 3-2-3 深度断面解析

深度補正断面図 (Final Stack (Depth Section)) と記録断面図 (Final Stack (Time Section)) を用いて、その反射波位相の連続性、強度を考慮して深度断面図 (PL II. 2.2-41~43) を作成した。

この処理にあたって、上記両図を深部および浅部構造解析に用いて、比較的顕著な連続性を有する反射層準を結び、 $L_1 \sim L_8$  の仮想層準を求めた。

この仮想層準と斜交する断層構造は、浅部の平面部分布をあらわす測面反射分布総括図 (PL II. 2.2-9), 深部の断面分布を示す回折源分布総括図 (PL II. 2.2-10~14) から推定される。この結果 11 条の断片が推定され、①~⑪と呼称した。

### 3-2-4 平面構造解析

調査地域の全般的な地下構造を把握するため、深度断面図中の  $L_4$  および  $L_8$  層準の 2 つの層準について、その層準上の傾向を構造平面図にまとめた。

すなわち、構造平面図 (PL II. 2.2-44~45) には解析基準面 = DL (海拔 300 m) を基準に 500 m 間隔の等高線とその層準面に推定される断層、破碎帯、背斜、向斜構造などを記入した。

また、解析基準面下 -1,000 m および -2,000 m レベルにおける仮想層準、構造分布、波形情報等を記入した 2 種類の構造平面図 (PL II. 2.2-46~47) も作成した。

#### 4. 調査結果

##### 4-1 屈折法による浅部構造

探査記録の初動走時による屈折法3層構造解を行った。この結果による主な特徴は次の通りである。

- (1) 各測線における各速度層の速度分布は比較的幅広い範囲で変化するが、その分布範囲を次表に示す。

Table II. 2.2-4 表層速度層の速度分布

速度層	速度 (m/s)	摘 要
第1層	400	全般に薄く分布する表層土類
第2層	2,050~2,800	上部の風化層でA, D測線交点付近等の低速度部に分布
	2,300~3,700	上部の風化層で一般に中~高速度部に分布
第3層	2,900~4,000	主として、第2層低速度部の下位の基盤岩
	4,100~5,900	第2層中~高速度部の下位の基盤岩

- (2) 等速度分布曲線の落ち込み区間は、周辺に比べて低速度部を、盛り上り区間は高速度を示す。特に、この低速度部は周辺に対して岩質的に軟弱岩、割れ目に富む地層、破碎帯あるいは変質帯に相当するものと解釈されるが、その何れに対応するかは明らかではない。
- (3) (1), (2)に述べた低速度部と中・高速度部との境界付近は、4-2項の側面反射解析点の一部に比較的よく対応する。
- (4) 表層速度分布

表層下の速度分布は、屈折解析資料の第3層の速度を用いて行った。すなわち、全般的な速度区分は、次の3つに分帯して表層速度分布図(PL II. 2.2-3)を作成した。

Table II. 2.2-5 速度区分表

速度区分 (km/s)	速度帯区分
4.0 以下	低速度帯
4.0~4.7	中速度帯
4.7 以上	高速度帯

本図から次のことが判明する。

- ① 速度区分帯の配列は概してNS性の分布を示し、調査地域中央部付近を境に、東部は高速度域、西部は低~中速度域となっている。

- ② 調査地域中央部に認められる中速度帯は、東部の高速度帯と西部の低速度帯にはさまれる形で分布し、北より南に向かってその分布域は急激に減少する。その分布幅は、A、C測線交点付近で1,000 m前後を示す。また、東部の高速度地帯にも幅300~400 mの中速度帯および150~200 m前後の低速度帯がそれぞれ1条認められる。
- ③ これらの高・中・低速度帯境界線の方法は、側面反射の方法とほぼ一致している。
- ④ 表層速度分布図(PL II, 2.2-3)に記す第3層上面等高線の傾向は、隆起部と落込み部が交互に繰返す傾向を示す。時間断面図(PL II.2.2-31~35)中に推定される数条の推定断層は、主としてこれら両者によって形成される急傾斜部に位置するようである。本地域の地熱徴候地(A, B, C測線で囲まれる地域)も、この急傾斜部に位置している。

#### 4-2 側面反射による浅部構造の方向性

重合記録上の浅層部に見られる急傾斜連続位相を側面反射と仮定して、その方向性を解析した。この結果に見られる特徴を次に述べる。

- (1) 側面反射と推定される浅部構造線は、測線との夾角  $\theta^{(o)}$  で、 $20^{\circ} \sim 80^{\circ}$  の幅広い範囲のものが認められた。
- (2) これらは測線を軸に左右対称になる。この何れか一方を反射面(実像)とすれば他方が虚像とみなされるが夾角  $\theta^{(o)}$  の頻度分布を $10^{\circ}$ の間隔で示すと次図の通りである(Fig II. 2.2-7)。

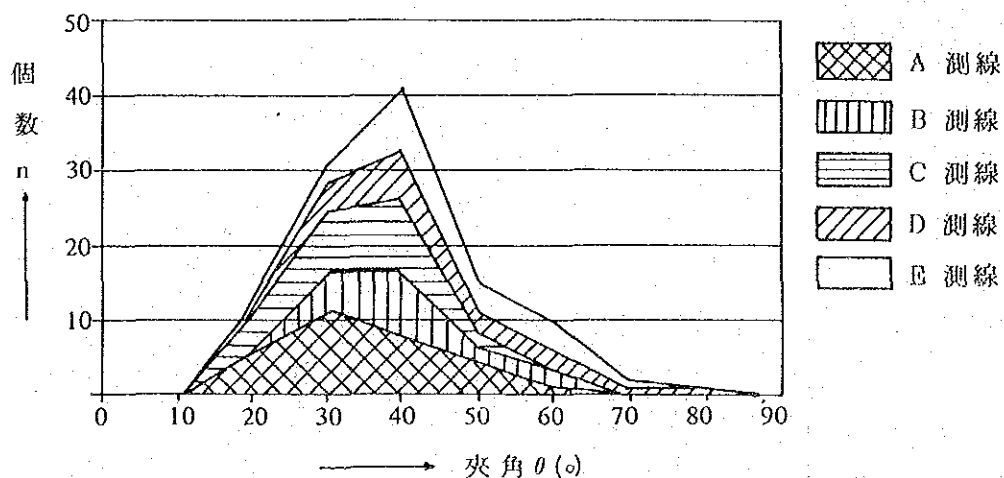


Fig II. 2.2-7 夾角  $\theta^{(o)}$  の頻度分布

すなわちFig II, 2.2-7より、各測線での夾角  $\theta^{(o)}$  の卓越分布範囲を示すと、

A 測線  $\theta = 20^{\circ} \sim 50^{\circ}$

- B 測線  $\theta = 30^\circ \sim 40^\circ$   
 C 測線  $\theta = 20^\circ \sim 40^\circ$   
 D 測線  $\theta = 30^\circ \sim 40^\circ$   
 E 測線  $\theta = 40^\circ \sim 60^\circ$

となる。

- (3) 側面反射のうち主要なものについて真北に対する偏位を求めると、次図の通りである (Fig II. 2.2-8)。

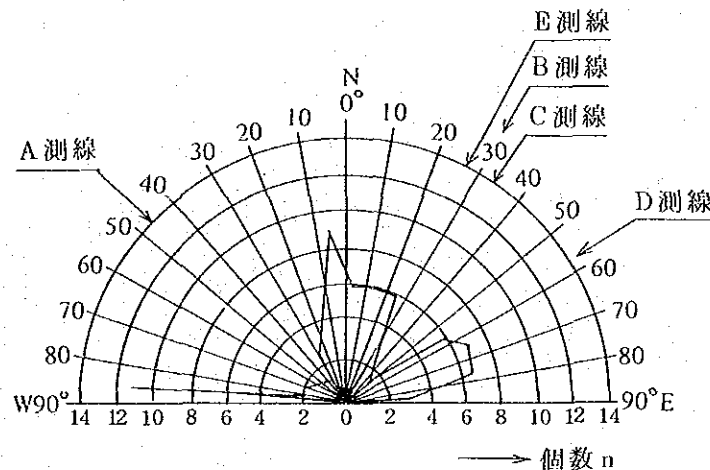


Fig II. 2.2-8 主要側面反射方位の頻度分布

これによると、側面反射によって表わされる構造線の主要な方位は、NS系とNE-S-W系が顕著である。これらの側面反射の方向性よりみて、断層構造に起因するものと、地層に起因するものとの2種類の示徴が考えられる。

- (4) 側面反射の延長線と測線の交点は、測線を交差する構造線との交点に当たると解釈される。特に幾つかの側面反射が交錯する交点は、その確率も高いものと思われる。

また、前述の屈折法による3層構造解析による低・中・高速度域の境界のほとんどが、上記交点付近にあることから見て、その相関性が高いと考えられる。

- (5) 側面反射の夾角  $\theta^{(s)}$  は、反射波の伝播速度の値にもよるが、ほとんど  $20^\circ \sim 50^\circ$  付近の夾角を有する反射法の検出が、その領域外のものに比べて容易であることもありうる。従って、これらの検討にあたっては、他の資料をも含めて総合的に行う必要がある。

次に、側面反射解析表を示す (Table II. 2.2-6)。

なお、解釈に用いた弾性波速度は、屈折法解析結果から得られた  $V_{w1} = 1,500 \sim 2,500$  m/s, および  $V_{w2} = 3,000$  m/s の2種を使用した。

Table II.2.2-6 Side reflection analysis

Survey line A

Symbol		Survey point	Difference of travel time $\Delta t$ (sec)	Distance $\Delta x$ (m)	Included angle between reflected surface and survey line	
					$V_{w_1}=1,500 \sim 2,500$ (m/s)	$V_{w_2}=3,000$ (m/s)
A	1	18	0.07	95	33.5	—
	2	18	0.31	455	30.7	—
B	1	29	0.23	295	51.2	—
	2	29	0.30	460	40.7	78.0
C	1	46	0.21	360	35.7	61.0
	2	46	0.34	420	54.1	—
D	1	51	0.27	395	43.1	—
	2	51	0.33	472	44.4	—
E	1	63	0.37	374	81.6	—
	2	63	0.27	345	51.5	—
F	1	70	0.45	378	63.2	—
	2	70	0.33	442	48.3	—
G	1	85	0.44	445	47.9	—
	2	85	0.27	410	29.6	81.0
H	1	106	0.26	420	27.7	68.2
	2	106	0.29	450	28.9	75.2
I	1	115	0.34	364	44.5	—
	2	115	0.36	474	24.3	55.4
J	1	125	0.50	565	41.6	—
	2	125	0.20	400	22.0	48.6
K	1	142	0.36	470	35.1	—
	2	142	0.21	420	22.0	48.6
L	1	148	0.36	410	41.2	—
	2	148	0.21	462	19.9	43.0
N	1	162	0.43	560	73.7	—
	2	162	0.24	488	37.9	47.5
O	1	172	0.33	465	32.2	—
	2	172	0.24	443	24.0	54.4
P	1	202	0.33	472	31.6	—
	2	202	0.13	213	27.2	66.3
Q	1	215	0.40	543	33.5	—
	2					

Survey line B

Symbol		Survey point	Difference of travel time $\Delta t$ (sec)	Distance $\Delta x$ (m)	Included angle between reflected surface and survey line	
					$V_{w_1}=1,500 \sim 2,500(m/s)$	$V_{w_2}=3,000(m/s)$
A	2	0	0.53	480	55.9	—
B	1	10	0.09	105	40.0	—
	2	10	0.33	550	26.7	64.2
C	1	23	0.23	330	31.5	—
	2	23	0.24	360	30.0	90.0
D	1	30	0.32	405	36.3	—
	2	30	0.33	385	40.0	—
E	1	35	0.34	372	43.3	—
	2	35	0.32	402	36.7	—
F	1	39	0.31	325	45.7	—
	2	39	0.26	343	34.6	—
G	1	48	0.41	496	38.3	—
	2	48	0.30	355	39.3	—
H	1	61	0.43	530	37.5	—
	2	61	0.26	318	37.8	—
I	1	77	0.35	470	34.0	—
	2	77	0.04	63	28.4	72.2
J	1	80	0.44	382	59.8	—
K	1	82	0.66	378	—	—

Survey line C

Symbol		Survey point	Difference of travel time $\Delta t$ (sec)	Distance $\Delta x$ (m)	Included angle between reflected surface and survey line	
					$V_{w_1}=1,500 \sim 2,500(m/s)$	$V_{w_2}=3,000(m/s)$
A	1	9	0.11	132	38.7	—
	2	9	0.33	444	33.9	—
B	1	20	0.21	314	42.0	—
	2	20	0.30	386	51.0	—
C	1	26	0.30	520	35.2	59.9
	2	26	0.23	362	39.4	72.4
D	1	37	0.27	350	35.4	—
	2	37	0.19	320	26.4	63.0



E	1	42	0.30	378	36.5	—
	2	42	0.17	336	22.3	49.4
F	1	49	0.18	290	27.7	68.6
	2	49	0.30	488	27.5	67.2
G	1	53	0.23	353	29.3	77.8
	2	53	0.20	378	23.4	52.5
H	1	59	0.20	384	23.0	51.4
	2	59	0.12	245	21.6	47.3
I	1	65	0.23	500	20.2	43.6
	2	65	0.17	285	26.6	63.5
J	1	74	0.37	530	31.6	—
	2	74	0.05	80	28.0	69.6

Survey line D

Symbol	Survey point	Difference of travel time $\Delta t$ (sec)	Distance $\Delta x$ (m)	Included angle between reflected surface and survey line		
				$Vw_1=1,500 \sim 2,500(m/s)$	$Vw_2=3,000(m/s)$	
A	2	1	0.38	430	41.5	—
B	1	11	0.15	175	40.0	—
	2	11	0.36	422	39.8	—
C	1	20	0.25	336	33.9	—
	2	20	0.34	410	38.5	—
D	1	25	0.21	286	33.4	—
	2	25	0.32	453	32.0	—
E	1	32	0.27	408	29.8	83.1
	2	32	0.24	510	20.7	44.9
F	1	40	0.29	425	58.5	—
	2	40	0.26	372	60.9	—
G	1	46	0.30	316	71.7	—
	2	46	0.19	300	52.3	71.8
H	1	56	0.23	375	37.8	66.9
	2	56	0.17	283	36.9	64.3
I	1	65	0.38	423	63.9	—
	2	65	0.11	190	35.4	60.3
J	1	76	0.35	345	—	—

Survey line E

Symbol		Survey point	Difference of travel time $\Delta t$ (sec)	Distance $\Delta x$ (m)	Included angle between reflected surface and survey line	
					$V_{w_1}=1,500 \sim 2,500(m/s)$	$V_{w_2}=3,000(m/s)$
A	2	1	0.36	490	47.3	—
B	1	6	0.08	91	61.5	—
	2	6	0.34	468	46.6	—
C	1	18	0.24	270	62.7	—
	2	18	0.28	460	37.5	65.9
D	1	31	0.26	324	37.0	—
	2	31	0.26	418	27.8	68.9
E	1	43	0.26	303	59.1	—
	2	43	0.29	442	41.0	79.3
F	1	56	0.36	415	40.6	—
	2	56	0.25	412	27.1	65.5
G	1	64	0.32	340	70.3	—
	2	64	0.21	335	38.8	70.1
H	1	75	0.33	424	51.1	—
	2	75	0.24	410	35.8	61.4
I	1	90	0.25	294	58.3	—
	2	90	0.17	228	48.2	—
J	1	99	0.24	308	35.8	—
K	1	108	0.29	350	38.4	—

#### 4-3 記録断面図上の回折源分布

記録断面図において、いくつかの回折波群が認められる。これらの分布はきわめて不規則に散乱するものと、深度方向に比較的連続するものとが認められる。特に連続性の顕著なものは比較的确实度の高い不連続面、すなわち断層構造と推定される。

その頻度分布は深度方向で0.7~1.1 sec付近(解析基準面下-1,500~2,500 m)に最大ピークをもち、さらに深部では漸減傾向を示している。特に最大ピーク下の漸減部分の第2, 第3ピークは1.5~2.0 sec(解析基準面下-3,600~-5,200 m), および2.5 sec付近(解析基準面下-7,000 m)となっている。

また、測線ごとに見ると

A 測線 測点, 13, 20, 39, 58, 93, 133, 187, 206

B 測線 測点, 10, 19, 23, 40, 75

C 測線 測点, 7, 21, 40, 61, 75

D 測線 測点, 9, 40, 50, 72

E 測線 測点, 10, 47, 73, 95

付近にピークが認められる。

これらのピーク付近にはいくつかの連続した分布があるが、その一部のものについては回折源分布総括図のように、①~④断層と呼称して深部構造解析に用いた。また、本図には重合記録上の低周波数域(20 Hz以下)の分布を併記した。

なお、①~④断層のうち、弾性波探査で推定されたものは①③④⑤の4断層で、他は今回の地質調査により確認されているものと、位置および方向性などがほぼ一致する。

これらの断層①~④のうち、その周辺に低周波数領域の認められるものは、次の通りである。

A 測線 ①③④⑤

B 測線 ①③④⑤

C 測線 ①③④⑤

D 測線 ③

E 測線 —

#### 4-4 孔底温度分布

本探査において掘さくした発破孔について孔底温度を測定した。それらの孔底温度は、おおむね18℃~33℃であった。この結果に、タイ側で作成した地熱徴候地付近の温度分布図を参考として、深度10 mの発破孔の孔底温度分布図(PL-Ⅱ. 2.2-15)を作成した。本図から、次のことが考えられる。

(1) 温度分布を次の3段階に区分して考察した。

- ① 20℃以下
- ② 20℃～30℃
- ③ 30℃以上

- (2) 30℃以上の高温部は測線上ではB測線SP No 23～SP No 28間、およびE測線SP No 1～SP No 5間にも測定された。
- (3) 調査地北西部のG T B - 2付近の高温部(100℃)前後を中心として周辺域に向って波状的に中～低温部となる。
- (4) また、上記地域を取り囲む形で北東～南西域に低温部が分布する。この低温部中には、A測線周辺に高・中温域が短区間に、交互に存在し、その分布傾向はNS性あるいはNW - SE性方向に延び、主構造線の方向に類似する。

#### 4-5 重合記録上の波形解析

反射記録から反射波の連続性、位相の変化を検出することは、地質層序、断層等の地質構造を把握するための、重要な手掛りとなる。

これに対して、それらの反射波群を構成する波形の周波数、振幅、およびその変化を検討することは、その地層の物性あるいは地熱徴候等を推定するのに役立つと考えられる。

今回、重合記録を用いてその波形の解析を行ったが、その内容、方法等は次表の通りである (Table II. 2.2-7)。

Table II. 2.2-7 波形解析の概要

種 別	成 果 物	結果の利用範囲	方 法
波形解析 トレース型式 (L, H群)	周波数-時間曲線 振 巾-時間曲線 周波数頻度曲線 振巾頻度曲線 振 巾-周波数曲線	波形特性の把握	電算機による数値解析
	フーリエ解析図 またはパワー解析図	波形特性の把握	同 上
波形解析 断面形式 (各測線)	周波数分布図 S-N比分布図	地熱源, 変質部判定	同 上
側面反射解析 断面型式 (各測線)	側面反射解析図 側面反射分布総括図	浅部における地層・ 岩層境界断層・構造 線の判定	目視による読取 法
回折源解析 断面型式 (各測線)	回折源分布総括図	深部における地層・ 岩層境界断層・構造 線の判定	同 上

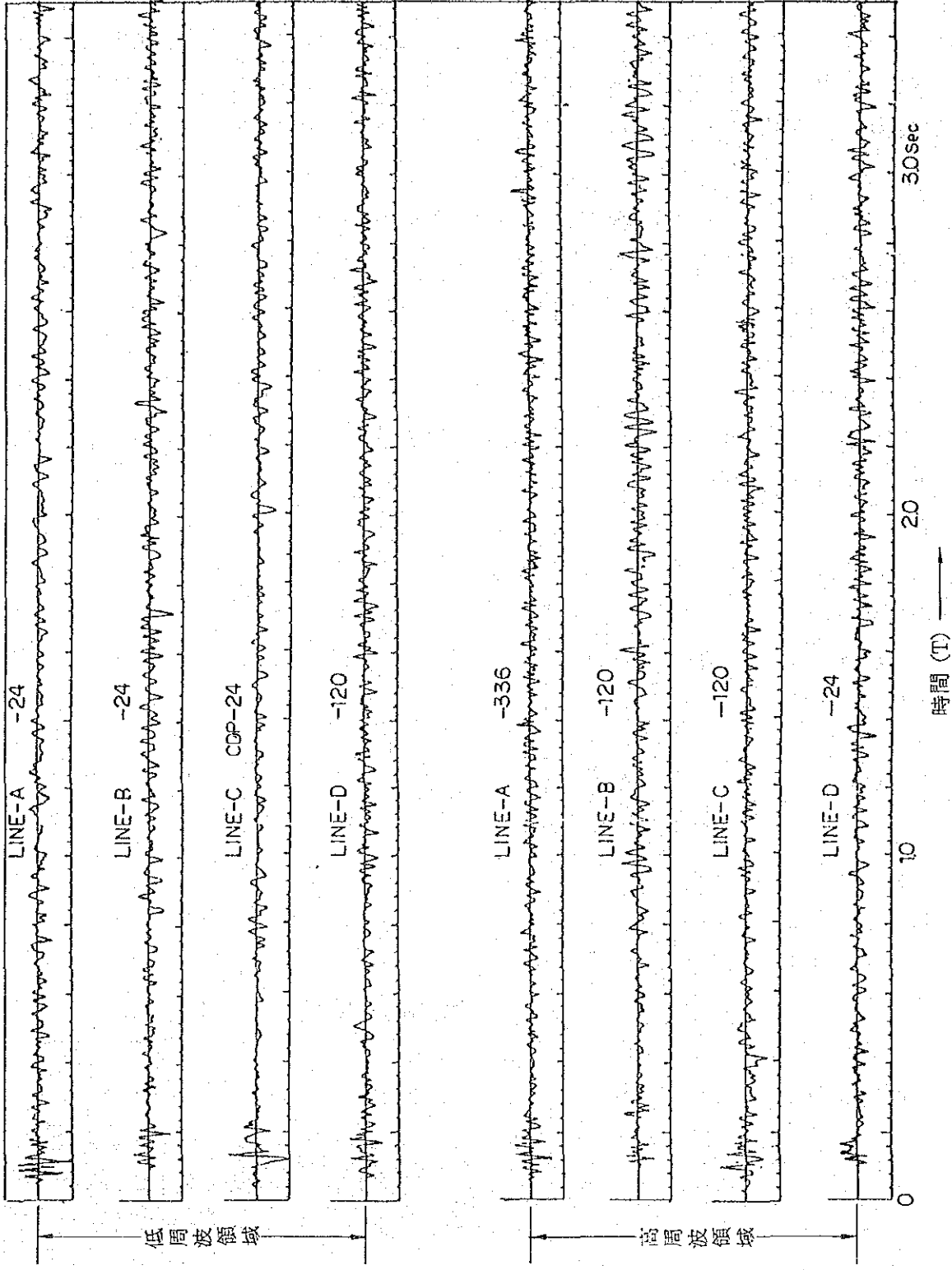


Fig 1. 2.2-9 重合記録上の波形曲線

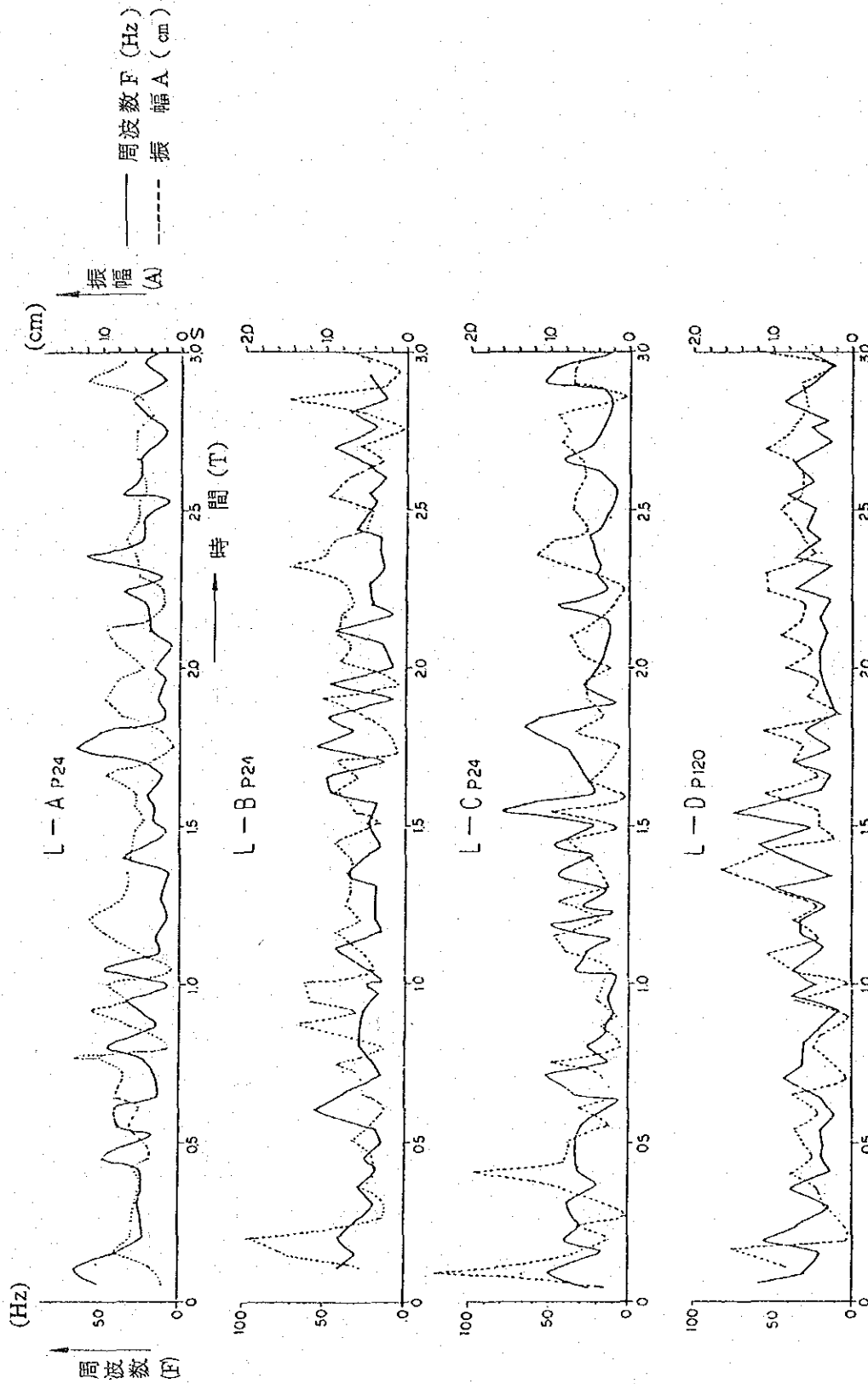


Fig. Ⅱ. 2.2-10 重合記録上の振幅・周波数の時間変化図（低周波数領域）

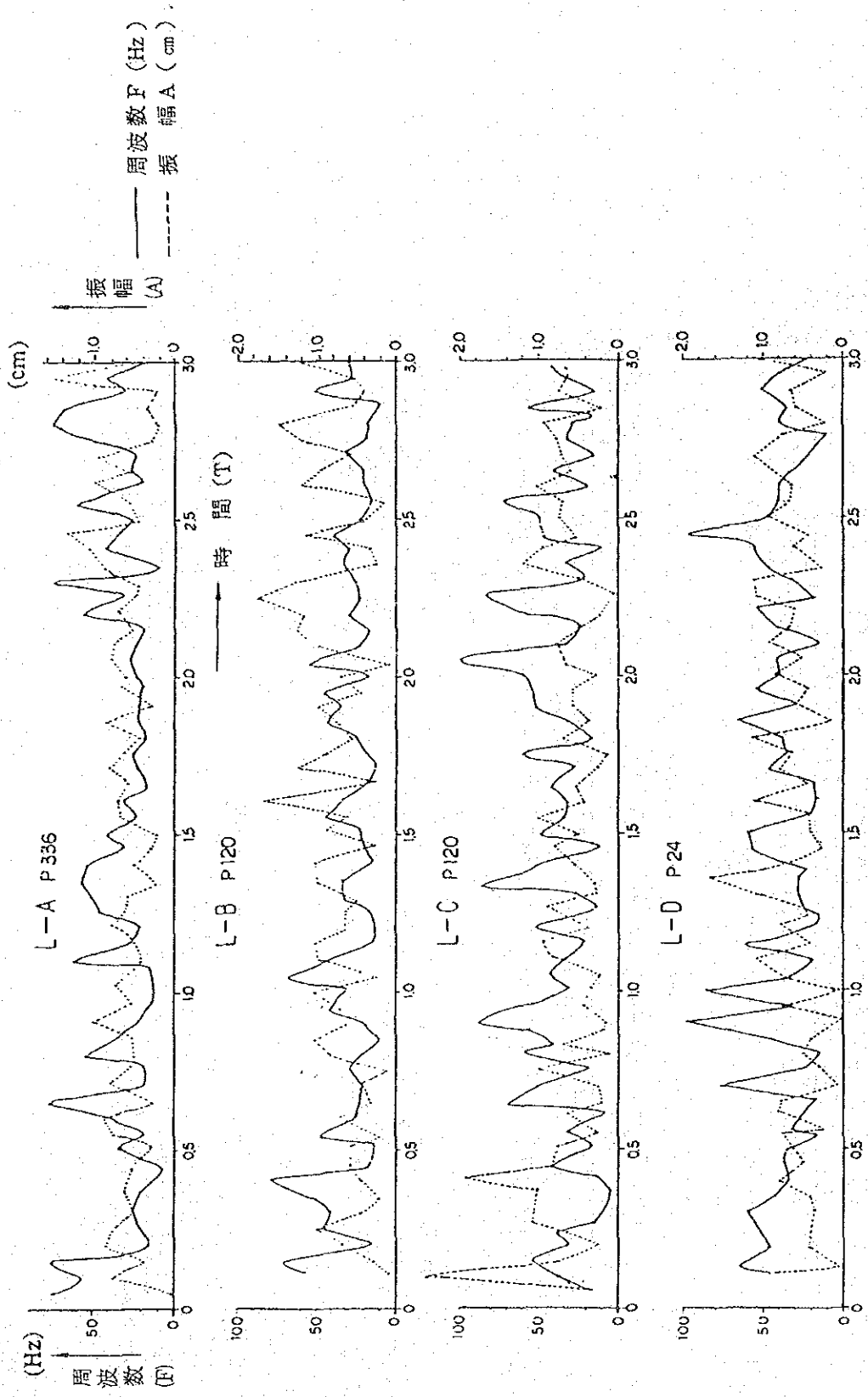


Fig. II. 2.2-1.1 重合記録上の振幅・周波数の時間変化図（高周波数領域）

#### 4-5-1 重合記録上の波形解析

Table II, 2.2-7の重合記録による周波数分布図 (Fig II, 2.2-1.4~1.5)のうち、低~高周波数域 (L~H)ごとの数トレースを選び、トレース上の波形解析を行った。この解析では時間領域 0.0~3.0 sec 間の 0.1 sec ごとの波形特性の検討と、トレース上の T = 0.0~3.0 sec 間の波形パワースペクトル解析を行った。

##### (1) トレース上の周波数・振幅の変化

波形の周波数・振幅-時間曲線図は次図の通りである (Fig II, 2.2-12, 13)。

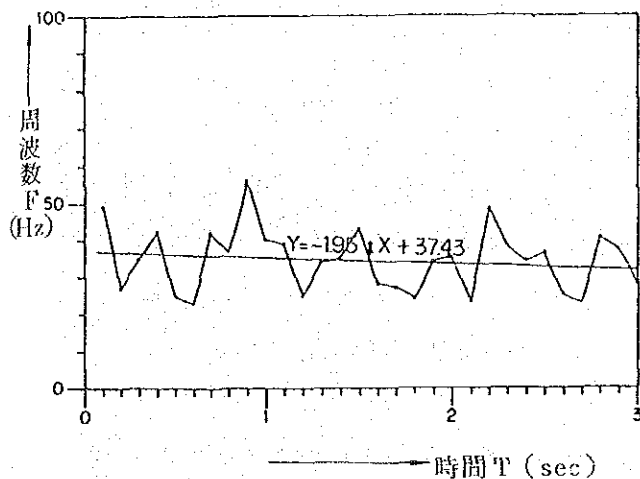


Fig II. 2.2-12 周波数-時間曲線図

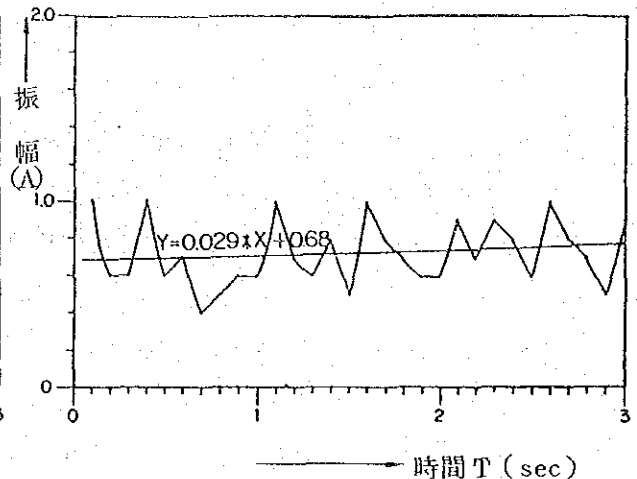


Fig II. 2.2-13 振幅-時間曲線図

Fig II, 2.2-1.1によると、周波数は一般に時間の経過とともに漸減ないし、フラットな傾向を示す。しかし、その分布傾向の中には幾つかな変化点が認められる。すなわち 0.4~0.6 sec, 1.5~1.8 sec 間には低周波の波群が、また、2.2~2.4 sec 間には高周波の波群が卓越する。前者の低周波数領域の波群は、大部分がシグナルに関連するものから構成され、後者はシグナルよりもノイズが優勢であると解釈される。

振幅は、周波数分布とは逆に時間とともに漸増、ないしはほとんど水平的な分布を示す。しかし、全般的には低周波数領域は、高振幅の領域に対比される傾向があり、上記の低周波数領域付近に反射波の顕著な層が存在することが予想される。

一般に反射面は、物理的に音響インピーダンス  $\rho V$  が変化する境界面である。そして、反射係数  $K$  は次式で示される。

$$K = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}$$

ここで、

$\rho_1, \rho_2$  ; 境界両側の岩石密度

$V_1, V_2$  ; " の弾性波速度 (P波)



反射エネルギーの強さ、および反射波と入射波の関係は、上式の反射係数Kによって決められ、 $\rho V$ 値の変化の大きい所で反射現象が顕著に表われる。一般に地熱地帯において、貯溜層、帽岩、基盤岩等の境界部は、 $\rho V$ 値の変化が大きいことが予想される。

(2) 周波数の発生頻度

周波数の頻度を2 Hz 間隔のクラス別に集計し、高・低周波数領域ごとにヒストグラムに示したものが、次図の周波数頻度分布図 ( Fig. II. 2.2-14.15 )。である。

これによると、両周波数領域の周波数頻度分布には、概して3~4個所のピーク $P_1$  (18~23 Hz),  $P_2$  (35~39 Hz),  $P_3$  (49 Hz), および $P_4$  (59~61 Hz) が認められる。すなわち、低周波数領域では $P_1$ が最も卓越しており、 $P_2 \cdot P_3$ がこれにつき、 $P_4$ の個数が前3者に比べかなり少なくなっている。また、高周波数領域は各ピークとも全般的に、ほぼ同程度の頻度を示す特徴がうかがえる。

反射波群の主要周波数域は、このヒストグラムの傾向から10~50 Hz 前後と考えられる。従って、 $P_1 \sim P_3$ をシグナル群(S),  $P_4$ をノイズ群(N)とした場合、その個数 $NP_i$ より求まる $(NP_1 + NP_2 + NP_3) / NP_4$ が反射波のS/Nに対応すると仮定すると、両周波数領域のS-N比は次表のごとく、3.8~6.5前後と推定される ( Table II. 2.2-8 )。

また、頻度累加曲線による50%の周波数 $F_{50}$ 、およびシグナル群の周波数増加率 $\Delta F = (F_{60} - F_{10}) / 50$ も Table II. 2.2-8に示した。

Table II. 2.2-8 高・低周波数領域におけるS-N比

周波数領域	ピーク点における周波数 (Hz)	50Hz 以下をS, 50Hz 以上をNとした場合		
		推定されるS-N比 ( $(NP_1 + NP_2 + NP_3) / NP_4$ )	頻度50%の周波数 $F_{50}$ (Hz)	頻度10~60%間の周波数増加率 $\Delta F$
高周波数領域	$P_1 = 23$ $P_2 = 35$ $P_3 = 49$	$(26+28+29)/20 = 3.85$	37.3	0.52
低周波数領域	$P_1 = 19$ $P_2 = 39$ $P_3 = 49$	$(31+24+23/12) = 6.50$	32.7	0.50

[注]  $\Delta F = (F_{60} - F_{10}) / 50$  (Hz/%)

Table II. 2.2-8によると、波形上の平均周波数 $F_{50}$ は33~37 Hz 前後で、頻度分布は、周波数増加率 $\Delta F$ が示すごとく、両者ともほぼ同程度でかなりのバラツキが認められることがうかがわれる。

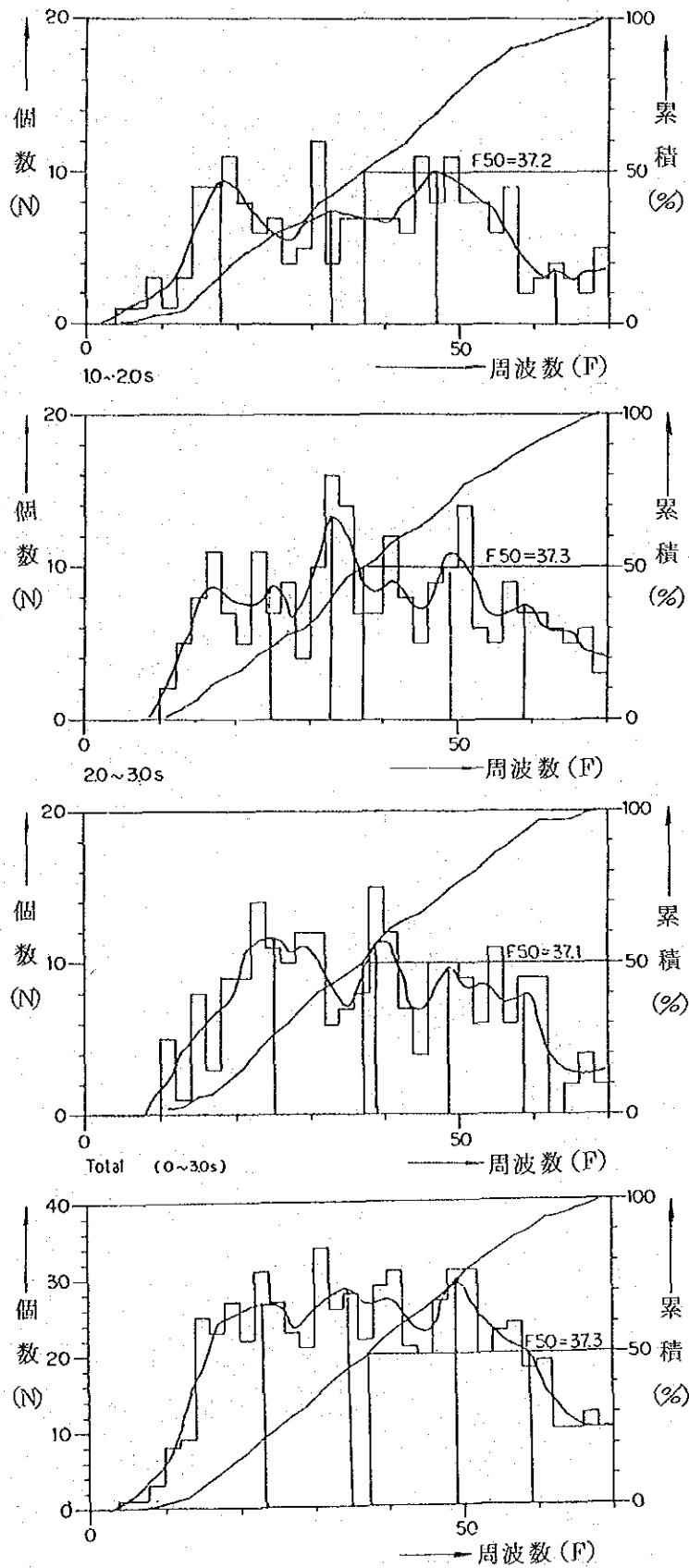


Fig. II. 2.2-14 周波数頻度分布図 (低周波数領域)

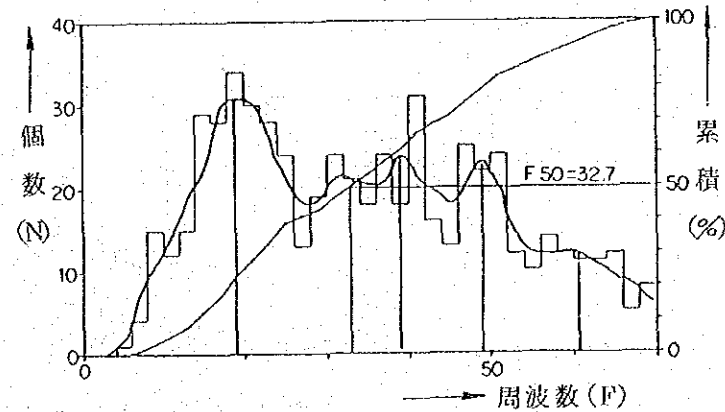
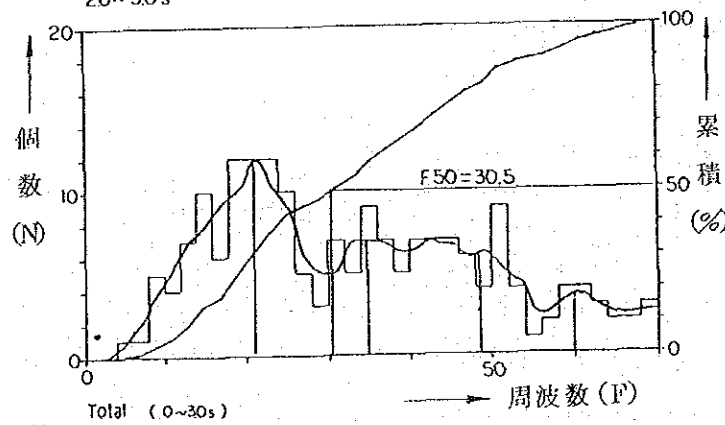
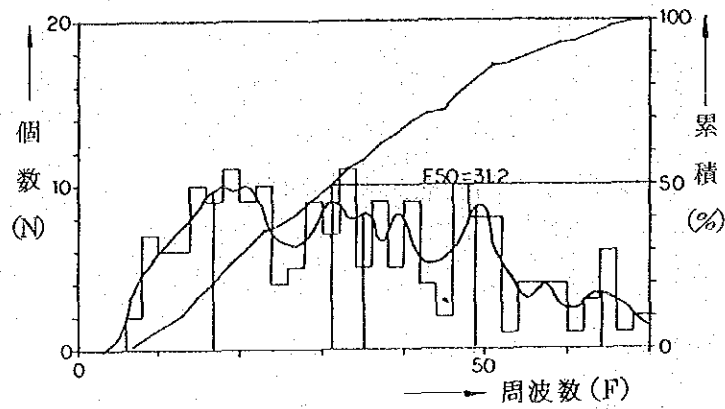
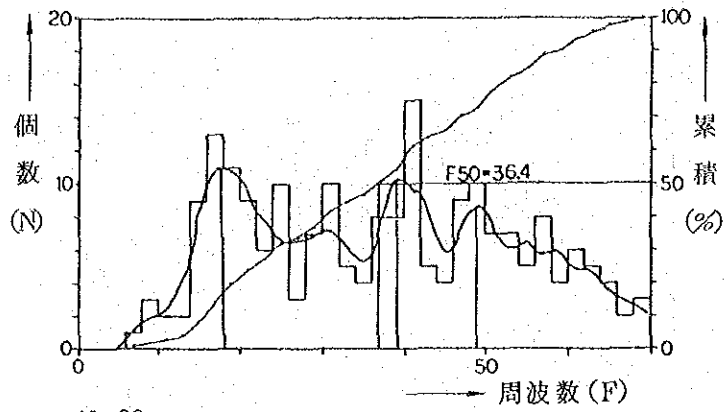


Fig. II. 2.2-15 周波数頻度分布図 (低周波数領域)

### (3) 振幅と周波数との関係

波形の振幅と周波数の関係を求めるため、次図を作成した (Fig II. 2.2-16)。これによると近似的には振幅  $A$  は周波数の増大に伴い、双曲線的な減少曲線をたどることがわかる。

$$A = 4.94 \cdot F^{-0.665}$$

ただし、 $A$  : 振幅

$F$  : 周波数

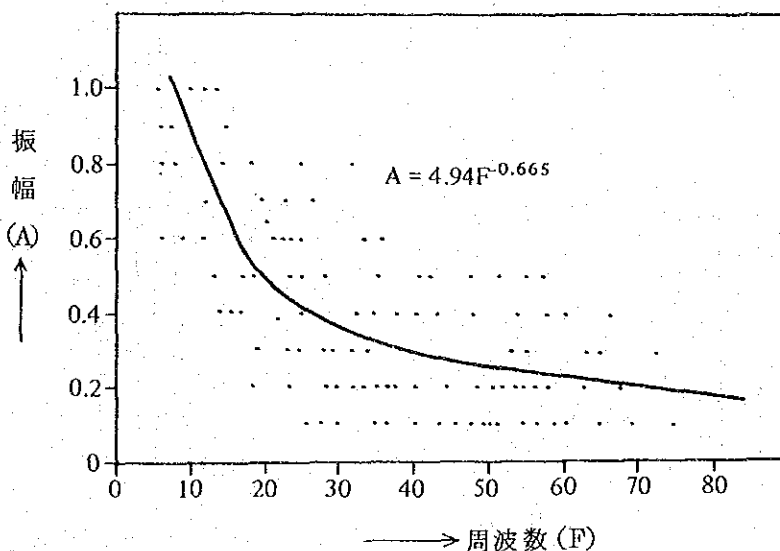


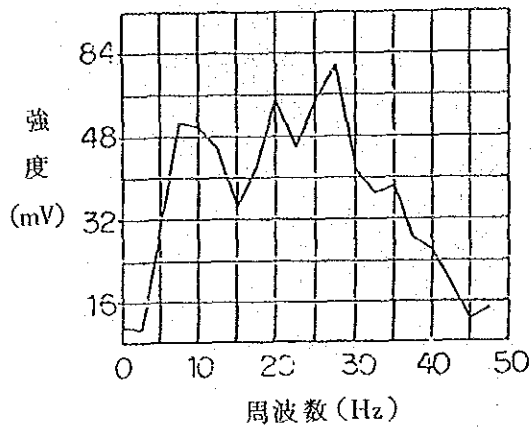
Fig II. 2.2-16 振幅と周波数の関係

#### 4-5-2 波形のスペクトル解析

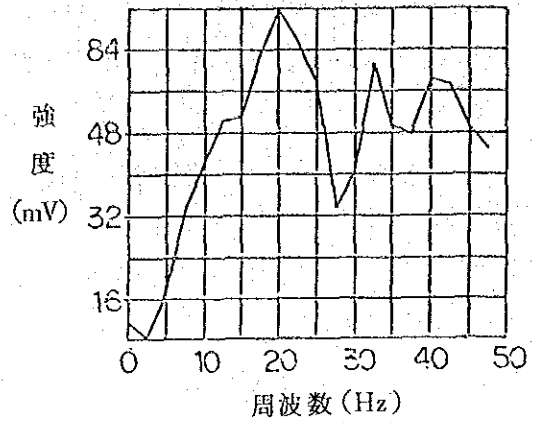
重合記録中の波形の一部区間の波形を構成する基本波と、その成分についてパワースペクトル解析を行った。この解析に用いた波形は、重合記録の低・高周波数領域中より各4本を選び、各々の0.0~3.5 sec間のものである。

- (1) 低周波数領域の波形の周波数分布傾向は、7~15 Hz 付近を第1のピーク、20~25 Hz を第2ピークとし、さらに35 Hz 付近に第3のピークが表われる。このスペクトルを各トレースごとに見た場合、Line Bの24CDPでは第1ピークはほとんど認められず、40 Hz 以上の高周波域にピークの存在が認められる。その他のトレースは、ほぼ同じ傾向を示す。つまり、Line B-24トレースを含めて、最も顕著なものは、第2ピークで、ついで第1、第3ピークとなる。
- (2) 高周波数領域の波形も低周波数領域と同じく、3つのピークが認められる。すなわち、最大のピークは25~28 Hz の第2ピークで、第3、第1がこれに次ぐ。全体には低域に比べ、10 Hz 程度高域となっている。

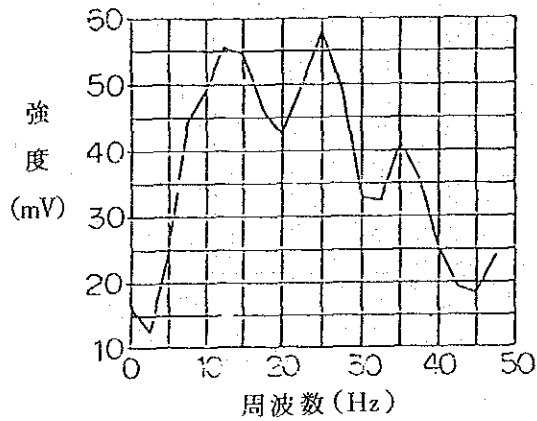
LINE-A CDP-24



LINE-B CDP-24



LINE-C CDP-24



LINE-D CDP-120

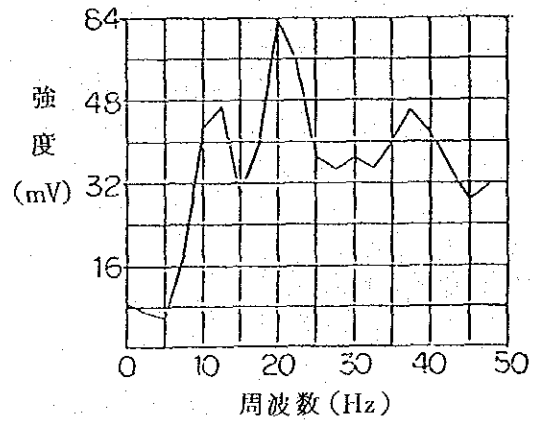
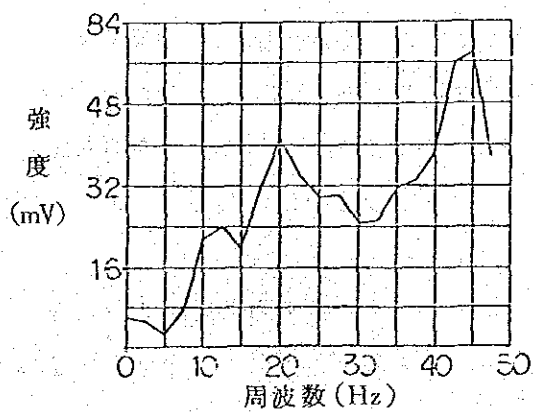
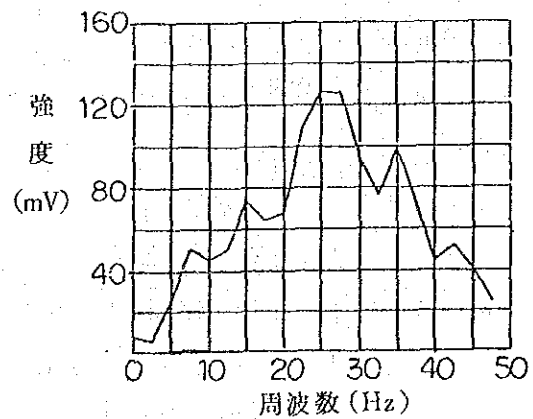


Fig II. 2.2-17(a) 波形のスペクトル解析 (低周波数領域)

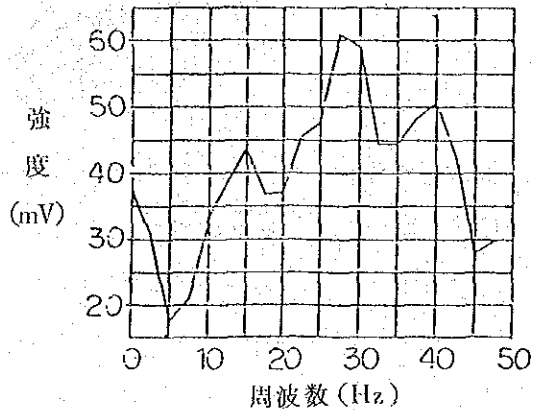
LINE-A CDP-336



LINE-B CDP-120



LINE-C CDP-120



LINE-D CDP-24

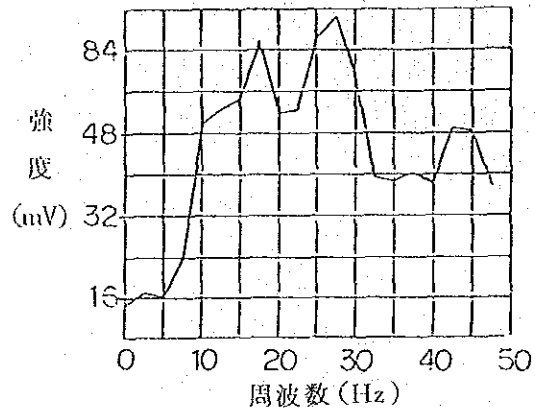


Fig II. 2.2-17(b) 波形のスペクトル解析 (高周波数領域)

## 4-5-3 反射波形の特徴とその分布

地質層序が物理的に均質である場合、そこでの反射波記録は時間とともに高い周波数の波が減少し、低い周波数の波のみが残ることとなる。しかし、実際の記録上の波形は、各所でその周波数、S-N比の変化が認められる。これらの変化の中にはその波が伝播した領域の地質、構造等に対比した変化も含まれると考えられる。従って、重合記録上での波形の分布形態を、周波数および振幅(S-N比)の面から検討することとする。

## (1) 周波数分布

重合記録上の波形の周波数を、次の2グループに分類し (Table II. 2.2-9), その傾向を示したものが周波数分布図 (PL II. 2.2-26~30) である。一般に両グループの分布傾向は、その地質、構造等と比較して、次のように解釈される。

Table II. 2.2-9 周波数分布の概要

グループ	周波数	摘要
1	20Hz以下	主として垂直方向の強い変質帯、断層構造付近に密な分布となることが多い。
2	20Hz以上	節理や間隙の少ないマツツンブな硬質岩体の場合が多い。

次に、各測線における周波数分布傾向および特徴について記す。

## ① A測線

全般に20Hz以下の低周波数領域(1グループ)は、SP No 1~SP No 10, SP No 31~SP No 49および、SP No 60~SP No 70間で、いずれも0.5 sec以深に分布する。その分布形態は、前2者が縦方向に延びる柱状形の傾向が強く、(S) (U) (V)断層沿いに密に分布する。

後者のSPNo 60～SPNo70間は、柱状分布が弱く、散乱状に分布する。SPNo70から南側は、大部分が20 Hz以上の高周波数領域（2グループ）でわずかに散乱状に1グループが認められる。

② B測線

A測線同様、浅部の0.0～0.5 sec間は高周波数領域の2グループが占め、緻密な硬質岩盤と推定される。全般に0.5～1.5 sec間は、1グループの低周波数領域の密集部が多くみられるが、その分布形態は水平方向、散乱分布の傾向が強く、深部からの連続性に乏しい。これらの1グループに沿う断層として、㊸㊹㊺断層が挙げられる。

1.5 sec以深は、2グループの分布が顕著で、1グループは西域のSPNo1～SPNo10付近にわずかに認められるが、上部への連続性に欠ける。

③ C測線

測線中央部のSPNo15付近より西側では、0.5 sec以深に1グループの低周波数領域が顕著で、主に柱状分布を示す。特に最西部のSPNo1～SPNo6間付近では、㊻㊼㊽の断層沿いに2.5 sec以深より連続して分布する傾向がうかがわれる。測線東部では、0.3～0.5 sec付近の浅部に1グループが水平方向に分布しているが、ほとんど2グループの領域となっている。

④ D測線

全般に2グループの発達が目立ち、1グループは測線全体に0.2～0.6 sec付近に散乱状に分布する。わずかにSPNo1～SPNo5間付近の0.7～1.5 secに、㊾断層に起因すると推定される縦方向の分布傾向が認められる。

⑤ E測線

本測線では、㊿と㊽断層にはさまれて0.4 sec以浅に1グループが水平的に分布するが、大部分は2グループである。

(2) S-N比（振幅）分布

重合記録上の各波形の半波振幅を次の2グループに分類し、その傾向を示したものがS-N比分布図（PL II、2.2-21～25）である。

Table II、2.2-10 S-N比分布の概要

グループ	周波数	摘 要
1	2 mm 以上	主として水平方向へ連続性のある地質層序波群に関連する。
2	2 mm 以下	周波数分布の2グループ（高周波数域）に対応することが多い。

このS-N比分布の特徴を、次に要約する。

① A測線

1グループの高S-N比帯(半波振幅2mm以上)は0.0~2.0sec間で、全般に密な分布となっている。その分布形態は、概して水平方向に近い連続性をもつものが顕著である。また、低周波数領域を示すSPNo1~SPNo10, SPNo31~SPNo49付近では深部より連続する柱状分布の傾向が強い。2.0sec以深では、2グループの低S-N比帯が水平方向に分布し、その間を埋める形で散乱状に1グループが分布する。

② B測線

全般に2グループの分布が顕著であるが、SPNo25以西の0.0~1.0secでは局所的に1グループが、縦方向に分布する傾向が認められる。本測線では、周波数分布との関連性は特に認められない。

③ C測線

3.0sec以浅全般にわたって1グループの分布が目立ち、特にSPNo15(A測線との交点)付近より東側のL<sub>3</sub>~L<sub>5</sub>層準間で顕著である。また、SPNo1~SPNo6間の低周波数領域では縦方向の柱状分布が卓分する。

④ D測線

0.5sec以浅では2グループが優勢であるのに対して、0.5~1.5sec間では1グループが密な分布をなす。特に断層以西のL<sub>3</sub>~L<sub>5</sub>層準間では、水平方向の連続性が認められる。

⑤ E測線

全般に1グループの分布が著しいが、特にL<sub>1</sub>~L<sub>2</sub>層準間でこの傾向が強い。1.5sec以深では、水平的な分布を示す2グループが主体をなす。

以上のように低周波数領域および高S-N比帯の散乱型・水平型、および縦方向の柱状型等の形状、その分布比率などは、地域あるいは深度によって異なるようである。しかし、これらの示徴の現われる区域の波形的な相異は、ある意味では地質・地熱兆候等にも関連するものと相察され、地下構造解釈上、注目すべき情報の一つと考えられる。

#### 4-6 反射法による深部構造

記録断面図(PLⅡ.2.2-16~20)および深度補正断面図における主要反射群の顕著な連続部を反射層準と解釈し、仮想層準を設定し深部構造解析を行った。

##### 4-6-1 鉛直方向の速度分布

鉛直方向の速度分布の決定は、反射法における深部構造解析で最も重要な計算過程である。



鉛直方向の平均速度は種々の方法で求められるが一般に反射波走時、走時差などにもとづいて計算され、その場合坑井検層データやコアの速度測定が参考にされることが多い。

(1) 鉛直方向の平均速度

本調査では、反射記録の  $\Delta T$  (Move Out Time) より、平均速度を求めた。すなわち各測線で2~4個所の速度解析を行った結果は次表のとおりである。

Table II. 2.2-11 速度解析結果 (A測線)

SP No 7-8		SP No 32-33		SP No 57-58		SP No 82-83	
( $10^{-3}$ sec)	(m)	( $10^{-3}$ sec)	(m)	( $10^{-3}$ sec)	(m)	( $10^{-3}$ sec)	(m)
0	4,000	0	4,000	0	4,000	0	4,000
700	4,500	770	4,440	850	4,250	950	4,500
1,450	4,760	1,430	4,750	1,500	4,700	1,700	4,850
2,620	5,580	2,530	5,500	2,500	5,400	2,500	5,200
4,000	6,200	4,000	6,200	4,000	6,200	4,000	6,150

速度解析結果 (B測線)

SP No 7-8		SP No 27-28	
( $10^{-3}$ sec)	(m)	( $10^{-3}$ sec)	(m)
0	3,900	0	4,000
550	4,350	520	4,230
1,430	5,000	1,500	4,860
2,130	5,260	2,200	5,530
2,700	5,600	2,800	5,760
4,000	6,300	4,000	6,550

速度解析結果 (C測線)

SP No 7-8		SP No 27-28	
( $10^{-3}$ sec)	(m)	( $10^{-3}$ sec)	(m)
0	4,000	0	4,000
900	4,750	1,000	4,820
1,570	5,080	1,600	5,100
2,200	5,400	2,200	5,480
4,000	6,400	4,000	6,300

速度解析結果 (D測線)

SP No 7-8		SP No 27-28	
( $10^{-3}$ sec)	(m)	( $10^{-3}$ sec)	(m)
0	4,040	0	4,070
700	4,480	730	4,540
1,320	4,900	1,300	4,900
1,980	5,300	1,980	5,250
2,800	5,680	2,870	5,680
4,000	6,240	4,000	6,220

速度解析結果 ( E測線 )

SP No 7-8		SP No 22-23		SP No 37-38	
( $10^{-3}$ sec)	(m)	( $10^{-3}$ sec)	(m)	( $10^{-3}$ sec)	(m)
0	3,940	0	4,000	0	3,980
250	4,010	200	4,130	300	4,130
900	4,420	800	4,450	830	4,450
1,530	4,660	2,000	4,940	1,680	4,860
2,500	5,250	2,900	5,500	2,680	5,340
4,000	6,100	4,000	6,150	4,000	6,100

Table II. 2.2-11の結果をもとに反射走時と平均速度の関係を次図に示す。(Fig II. 2.2-18)。

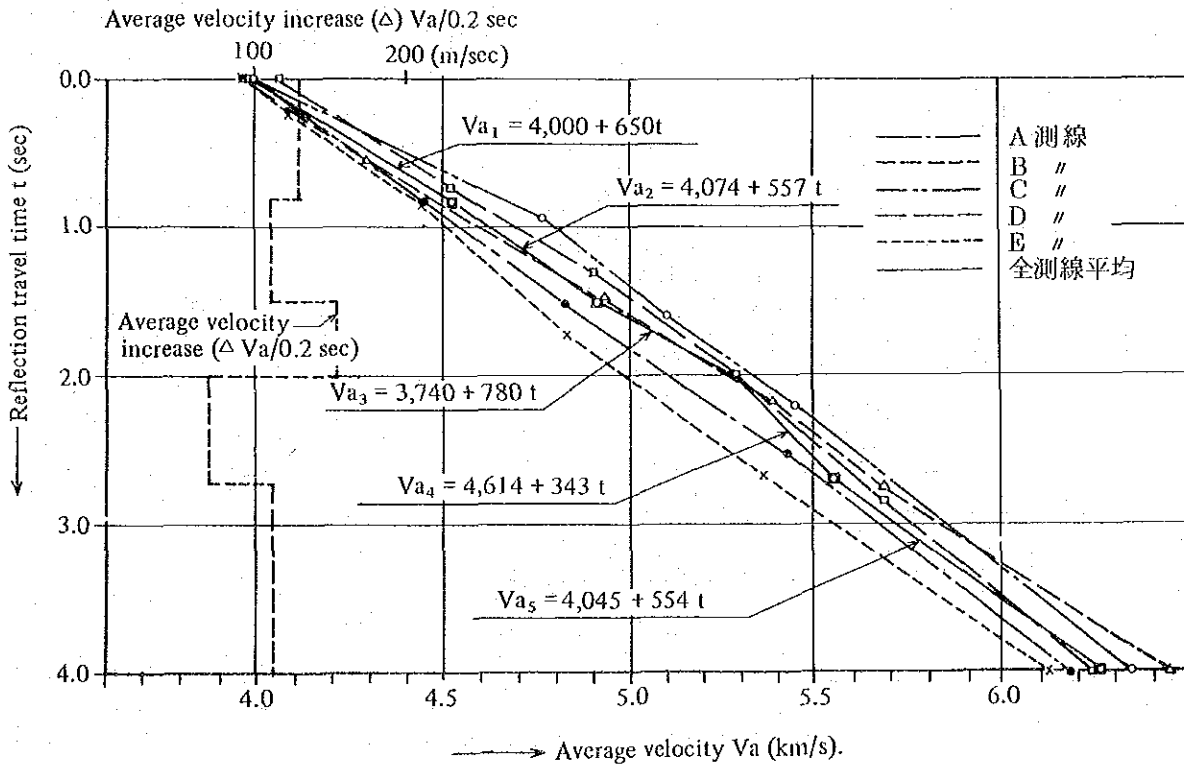


Fig II. 2.2-18 反射走時と平均速度の関係

本図にみられる平均速度  $V_a$  と反射走時  $t$  との関係は、A ~ E 測線の各計算点でかなりの相異が認められるものの、全般的な傾向は地表付近で初速  $V_0 = 4,000$  m/s を示し、深部に向かって増加する。平均的には反射走時  $t = 0.8$  sec で、 $V_a = 4.5$  km/s、 $t = 4.0$  sec では  $V_a = 6.3$  km/s 前後に達する。

次に反射走時 ( $t$ ) と平均速度 ( $V_a$ ) および平均速度増加量 ( $V_a/0.2\text{sec}$ ) を示す。(Table II, 2.2-12)

Table II. 2.2-12 反射走時と平均速度・平均速度増加量

反射走時 $t$ ( $10^{-3}\text{sec}$ )	平均速度 $V_a$ ( $\text{m/s}$ )	平均速度増加量 $\Delta V_a$ ( $\text{m}/0.2\text{sec}$ )
0	4,000	130
800	4,520	110
1,500	4,910	156
2,000	5,300	68
2,700	5,540	110
4,000	6,260	

ここに、平均速度  $V_a$  と反射走時  $t$  の関係および各走時間の関係式を示す。

$$V_a = V_0 + \alpha t$$

ここで、

$V_a$  : 反射走時  $t$  の場合の平均速度 ( $\text{m/s}$ )

$V_0$  : 解析基準面の平均速度 ( $\text{m/s}$ )

$\alpha$  : 基準面下の平均速度増加率 ( $\text{m/s}^2$ )

$t$  : 反射走時 ( $\text{sec}$ )

反射走時に対する平均速度の1次式を下に示す。

$$V_{a1} = 4,000 + 6,50t \quad (0 \sim 0.8 \text{ sec})$$

$$V_{a2} = 4,074 + 5,57t \quad (0.8 \sim 1.5 \text{ sec})$$

$$V_{a3} = 3,740 + 7,80t \quad (1.5 \sim 2.0 \text{ sec})$$

$$V_{a4} = 4,614 + 3,43t \quad (2.0 \sim 2.7 \text{ sec})$$

$$V_{a5} = 4,045 + 5,54t \quad (2.7 \sim 4.0 \text{ sec})$$

これらの区間の平均速度分布の特徴を次に要約する。

- ① 上式の  $V_{a1} \sim V_{a5}$  で示されるように、反射走時  $t = 0.8, 1.5, 2.0, 2.7 \text{ sec}$  付近で増加率が変化し屈曲する形を示し、特に  $t = 1.5 \sim 2.0 \text{ sec}$  間の増加率が最も大きく、また  $2.0 \sim 2.7 \text{ sec}$  間で最も小さい値となっている。
- ② 反射走時  $0.2 \text{ sec}$  間隔の平均増加量  $\Delta V_a$  は、Fig II. 2.2-12 に示されるように  $0 \sim 1.5 \text{ sec}$ ,  $2.7 \sim 4.0 \text{ sec}$  間で  $110 \sim 130 \text{ m}/0.2 \text{ sec}$  前後である。従って、その全般的な傾向は  $1.7 \text{ sec}$  付近で最大値、 $2.2 \text{ sec}$  付近で最小値をもち、その前後では漸増、漸減を繰り返す傾向がみられる。
- ③ これらの変化点付近は地質的境界、あるいは岩質境界とも考えられる。

(2) 鉛直方向の地層速度

次に(1)の平均速度より求まる、鉛直方向の深度分布について述べる。鉛直方向の地層速度 ( $V_v = V_0 + KZ$ ) を、 $Z-t$  曲線 (Fig II. 22-20) から Miller の方法 (次式) によって求める。

$$V_0 = KZ \frac{1}{e^{KT^{1-\alpha}}}$$

$$K = \frac{1}{T} \ln \left( \frac{Z_2 - Z_1}{Z_1} \right)$$

ここで、

$Z$  : 任意の深度

$Z_1$  : 垂直走時  $T_1$  に対する深度

$Z_2$  : 垂直走時  $T_2$  に対する深度

$T_1$  :  $T_2$  (反射走時の  $1/2$  とする) の  $1/2$

$K$  : 速度増加率

この図における後記の反射走時と深度の関係式 ( $Z-T$  曲線の実線) の垂直走時  $T_2 = 0.2 \sim 2.4$  sec までの計算結果を示す (Table II. 2.2-13)。

Table II. 2.2-13 地層の垂直速度計算結果

垂直速度(sec)		深 度 (m)		増加率 K (1/s)	初 速 $V_0$ (m/s)	地 層 速 度 $V_v$ (m/s)
$T_1$	$T_2$	$Z_1$	$Z_2$			
0.1	0.2	407	827	0.31	4,071	$4,071 + 0.31Z$
0.2	0.4	827	1,704	0.29	3,997	$3,997 + 0.29Z$
0.4	0.8	1,704	3,616	0.29	4,018	$4,018 + 0.29Z$
0.6	1.2	2,634	5,691	0.25	4,069	$4,069 + 0.25Z$
0.8	1.6	3,616	7,981	0.24	4,100	$4,100 + 0.24Z$
1.0	2.0	4,635	10,600	0.25	4,080	$4,080 + 0.25Z$
1.2	2.4	5,691	13,049	0.21	4,170	$4,170 + 0.21Z$
平 均				0.26	4,072	$4,072 + 0.26Z$

$$V_v (\min) = 3,996 + 0.23Z$$

$$V_v (\text{mean}) = 4,072 + 0.26Z$$

$$V_v (\max) = 4,193 + 0.27Z$$

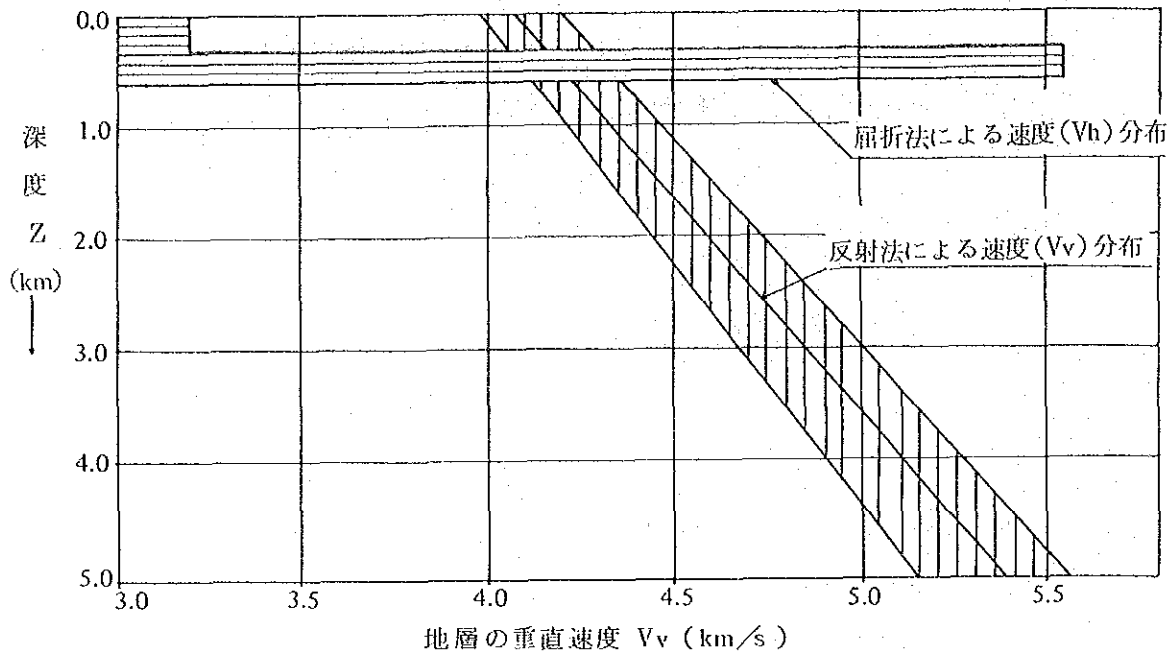


Fig II. 2.2-19 地層速度の概略分布

当地域の地層の垂直速度  $V_v$  は、全般に Fig II. 2.2-19 のように深度とともに一次的増加を示すが、これらの計算結果を要約すると次の通りである。

- (a) 地層の垂直速度  $V_v$  は、屈折法による速度  $V_h$  (主として水平方向の速度) とほぼ同程度の速度分布を示す。
- (b)  $V_v$  は、一般に縦線の範囲に分布するが、増加率は浅部で大きく、深部で小さくなる傾向にある。
- (c) ここで古生層と花崗岩の地質境界を基準面下 - 2,000 m 付近と仮定すると、その地質速度は  $4.6 \text{ km/s}$ 、基準面下 - 3,000 m 付近とすると  $4.8 \text{ km/s}$  前後となる。

#### 4-6-2 鉛直方向の深度分布

4-6-1 で述べた反射走時と平均速度の関係式より求められる、反射深度  $Z$  と反射走時  $t$  との関係を示す。(Fig II. 2.2-20)。

これによると次のことが推定される。

- (1) B測線の記録断面図 (PL II. 2.2-17) の反射走時  $t = 0.9 \text{ sec}$  および  $1.8 \text{ sec}$  付近の連続位相 (反射面) は、それぞれ基準面下 - 2,100 m, - 4,500 m 前後のものと推定されている。
- (2) 深度断面図 (PL II. 2.2-41~43) ㊶~㊷層準は、全般に時間断面図の反射走時  $t = 0.0 \sim 2.5 \text{ sec}$  の範囲内にみられる比較的顕著な連続位相で、その深度は基準面下約 - 7,000

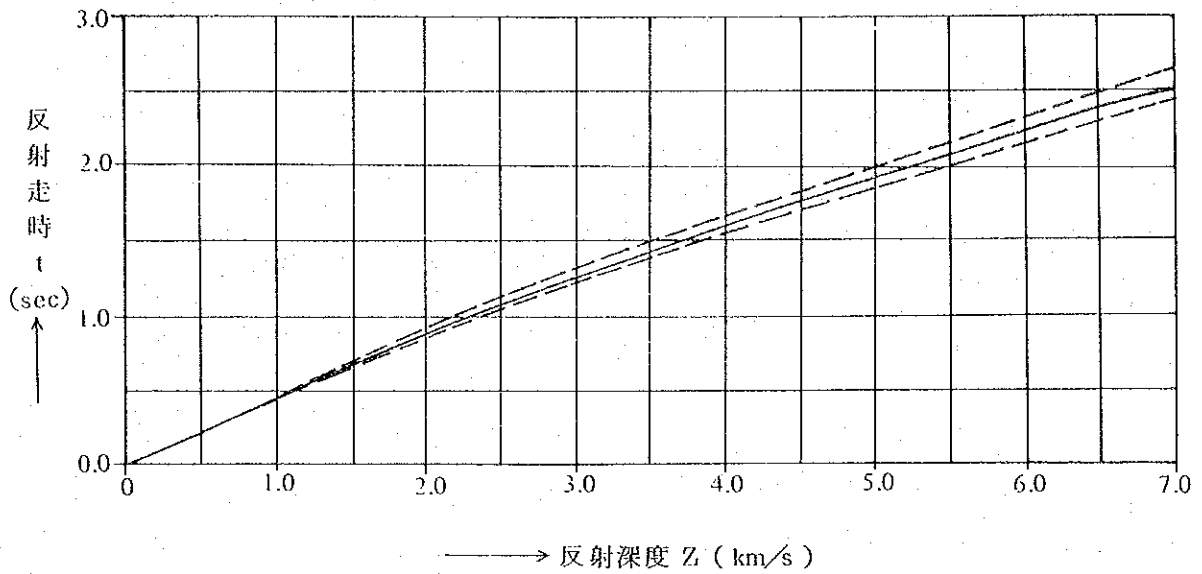


Fig II. 2.2-20 反射走時の深度の関係

mまでのものである。

- (3) 反射走時 ( $t$ ) と平均速度 ( $V_a$ ) との関係式により示される  $t = 2.0$  sec 地点の屈曲点は各測線により一律に層準を決めがたいが、全般に成層状の連続位相が多く見られる。その深度は基準面下 - 5,000 m 前後である。

#### 4-6-3 深度断面

記録断面図ならびに深度補正断面図における顕著な連続位相を反射波層準とみなし、浅部より深部に向って  $L_1 \sim L_8$  の8つの仮想層準を決定し、測線下の構造解析の鍵層とした。

これらの層準の賦存深度とその特徴ならびに地質との対比を次に示す (Table II. 2.2-14)。

すなわち周波数分布および回折源分布の項で述べたごとく、反射波、回折源とも比較的顕著に認められる層準は、 $L_2 \sim L_3$  層準間および  $L_4 \sim L_5$  層準間である。

ここに各測線の深度断面に見られる特徴をあげるとつぎのとおりである。

##### (1) A 測線

この測線の地下構造は、SPNo6 付近の㊸断層とSPNo70 付近の㊹断層間では㊺㊻㊼の3断層による階段状の変位を伴うが、全般にSPNo30~SPNo40 付近が隆起する地塁状の構造を呈している。この区間で  $L_1$  層準は欠除しており、また  $L_8$  層準は上位層の構造と異なり、隆起および沈降を繰り返しながら北方にゆるく上昇傾向を示す。

なお、この区間は㊸断層により大きく落ちこみ、北端では  $L_5$  層準以浅が削除されている。㊼断層以東は、㊽、㊾断層により起伏に富んだ複雑な構造となっている。大局的には、

Table II. 2.2-14 仮想層準の概要

仮想層準	賦存範囲			特徴	対比される地質層序
	標高	深度(m)	層厚(m)		
基準面	+300	0	0	高周波数域で反射波密度が低い。	二畳系 (安山岩)
L <sub>1</sub>	-1,800	-1,800	~1,900		
L <sub>2</sub>	-3,200	-3,200	0	低S-N比帯で位相の連続性に乏しい。	一畳系 (頁岩・安山岩・チャート)
	-3,200	-3,200	~1,500		
L <sub>3</sub>	-300	-600	300	高S-N比帯で位相の連続性が顕著である。	二畳系
	-4,100	-4,400	~800		
L <sub>4</sub>	-800	-1,100	500	高周波数域で反射波密度がやや低い。	
	-5,000	-5,300	~1,200		
L <sub>5</sub>	-1,600	-1,900	600	位相の連続性が顕著。 高S-N比帯で低周波数域の密集部が多い。	
	-5,800	-6,100	~1,200		
L <sub>6</sub>	-1,900	-2,200	300	上位層(L <sub>4</sub> 層準~L <sub>5</sub> 層準間)に比べややS-N比が低い。	
	6,100	-6,400	~600		
L <sub>7</sub>	(-2,800)	(-3,100)	300	反射波密度が高く、高S-N比帯となる。	
	(-3,500)	(-3,800)	~1,100		
L <sub>8</sub>	-2,900	-3,200	0	反射波密度がやや低いがS-N比は高い。	石炭系 (砂岩)
	-6,700	-7,000	~3,000		
				上位層準間に比べやや低S-N比帯となる。	花崗岩類

⑤, ⑦断層にはさまれた地域が隆起部を形成し、測線の外側に向かって急傾斜で落ち込む構造となっている。

(2) B測線

本測線には7つの断層が推定され、全般的に測線中央部の⑧, ⑩断層間で隆起し、測線の外側に向かって階段状に落ち込む構造を呈している。測線始点付近では、A測線の北西端部と同じくL<sub>5</sub>層準以浅は欠除している。

(3) C測線

本測線の地下構造は、測線中央部付近にむかって隆起する傾向があるが、何本かの断層によって隆起、沈降を繰り返すやや複雑な構造を示す。最下部のL<sub>8</sub>層準は、概して水平的な分布を示す。

(4) D測線

本測線において主構造である⑨断層周辺に、落差1,200m~1,500m前後の規模の大きい地溝帯構造が認められ、測線の東部は急激に上昇する傾向にある。またその西部は⑧⑩断層により階段状構造を呈するが、SPNo8付近の⑩, ⑨断層間で隆起し、その

両翼で落ち込む地塁状構造を示す。

#### (5) E 測線

本測線にそり地下構造は、測線北部の㉔断層の南側では、㉑、㉒、㉓断層により全般的に南域より北域に向って階段状に落ち込む構造となっており、㉔断層以北ではほぼ水平的な分布を示す。したがって㉒～㉔断層間でかなり顕著な地溝状構造を呈す。L<sub>8</sub>層準は、㉑断層の北域では弱い背斜・向斜構造を伴うが、全般的にはほぼ水平的分布となっている。また、その深度は、海拔下 6,500 m 前後と全測線中最も深い。

### 4-6-4 平面構造

測線およびその周辺の全般的構造を平面的に把握するため、反射深度断面のうちから L<sub>4</sub> および L<sub>8</sub> 層準を選び構造平面図 (PL II, 2.2-44~45) にまとめた。本図中の等高線は海拔を基準に 500 m 間隔とし、層準面上の断層位置、背斜・向斜構造の軸も記入した。

また、地熱貯留層と関連が深いと考えられる、解析基準面下 -1,000 m および -2,000 m における平面構造を解明するため構造平面図 (PL II, 2.2-46~47) を作成した。本図には断層位置、仮想層準位置ならびに低周波領域の分布範囲などを記入した。なお断層構造の延び方向は、側面反射による浅部構造の方向性、屈折法による浅部構造解析による速度分布を加味して決定した。

#### (1) L<sub>4</sub> 層準平面構造図

本層準は海拔 -800 m ~ -5,000 m の幅広い範囲に分布する。主な構造は、調査地南部に潜在する NS 系の㉕断層を境にして、北域は概して海拔 -800 m ~ -2,000 m、南域は海拔 -2,500 m ~ -5,000 m とその賦存深度には大きな差異がある。

すなわち、㉕断層の北域では地熱徴候地付近に顕著な隆起部があり、NW-SE 方向の軸をもつ背斜構造を形成する。その周辺は比較的単調な落ち込み構造を示す。また㉕断層の南域では全般に SE 方向に落ち込む構造を示し、特に EGAT Camp 付近に主向斜軸が認められる。

全般的に調査域は NW-SE 系の㉑、㉒、㉓断層、NS 系の㉒、㉔断層および EW 系の㉖断層などによっていくつかのブロックに分断される形となっている。

#### (2) L<sub>8</sub> 層準平面構造図

本層準は、今回の弾性波探査により推定された最下部の層準で海拔下 -2,100 m ~ 6,500 m の範囲に分布する。本層準は全般に EW 系の構造分布が顕著で、上位の L<sub>4</sub> 層準にみられるような NS 系の分布に対しほぼ直交する傾向を示す。このことは L<sub>8</sub> 層準と上位層準との間には不調和な構造関係にあることが伺われ、本層準以深は古生層に対して貫入した花崗岩類に対比される可能性を示す。



その全般的傾向は、西側から東側に落ち込んでいる。㊟断層以東では、B・CおよびD測線の始点付近で隆起する傾向を示す。㊞断層以北はEW系の背斜・向斜構造が交互に認められ、㊞断層以南ではL<sub>4</sub>層準と類似したNS系の構造となっている。

(3) 基準面下-1,000m構造平面図

-1,000m深レベルにおける構造は、㊟、㊞断層間では主としてL<sub>2</sub>~L<sub>3</sub>層準間の地層が分布する。

B, C測線間の地熱徴候地周辺にはNW-SE方向の背斜軸をもつ隆起部があり、両翼に向かって落ち込む傾向を示す。また、C, D測線間の構造はB, C区間と類似するが、背斜軸はNS方向に大きく湾曲する。

D測線以南では、L<sub>3</sub>層準よりL<sub>5</sub>層準へと順に下位層が分布する。㊞断層の南域では、主としてL<sub>1</sub>層準以浅の地層が分布する。

低周波領域の大部分は、㊞断層の北域ではB~D測線間の㊞断層周辺に分布し、その延びの方向は背斜軸の方向とほぼ一致する。

(4) 基準面下-2,000m構造平面図

本図ではL<sub>1</sub>層準~L<sub>6</sub>層準間の地層が分布するが、基準面下-1,000m深の傾向と同じく、地熱徴候地を通るNW-SE方向の軸をもつ隆起帯が主構造をなしている。特にGTE-2付近では、本レベル間で最も深いL<sub>5</sub>~L<sub>6</sub>層準間の地層が分布する。

低周波数領域は、㊟断層沿いに顕著な分布が見られる他、B, C測線間の㊞断層周辺にも幅400~500mのものが認められる。

基準面下-2,000mおよび-1,000mレベルにおける低周波数領域の分布を考察すると、前者は西側の㊟あるいは㊞断層周辺に集中し、後者では東側の㊞断層周辺に分布する傾向が認められる。

5. 要 約

弾性波探査によって得られた深部構造解析、波形解析および浅部構造解析等の結果を以下に要約する。

5-1 速度分布

5-1-1 表層部(屈折法によるV<sub>h</sub>)

第1層	400 m/s	表層土類
第2層	$\left\{ \begin{array}{l} 2,050 \sim 2,800 \text{ m/s} \\ 2,300 \sim 3,700 \text{ m/s} \end{array} \right.$	風化岩
第3層		

第2層上段の速度帯は、主としてA・D測線交点付近の低速度帯に分布し、他地区に比べ1～2割程度低速度である。また第3層上面の速度分布は弾性波探査地域の中央部付近を境にして東部は高、西部は中・低速度域に分帯される。その各速度帯境界線は側面反射の方向とほぼ一致する。

### 5-1-2 深層部(反射法による $V_a$ , $V_v$ )

反射記録による速度解析結果によると、平均速度および地層速度は次の仮定式で表わされる。

平均速度

$$V_{a1} = 4.000 + 650 t \quad \dots t = 0.0 \sim 0.8 \text{ sec}$$

$$V_{a2} = 4.074 + 557 t \quad \dots t = 0.8 \sim 1.5 \text{ sec}$$

$$V_{a3} = 3.740 + 780 t \quad \dots t = 1.5 \sim 2.0 \text{ sec}$$

$$V_{a4} = 4.614 + 343 t \quad \dots t = 2.0 \sim 2.7 \text{ sec}$$

$$V_{a5} = 4.045 + 554 t \quad \dots t = 2.7 \sim 4.0 \text{ sec}$$

地層速度

$$V_v = 4.072 + 0.26 Z \quad \dots \text{平均 (m/s)}$$

平均速度はほぼ直線的变化を示すが、2.0sec付近(基準面下5,000m前後)に若干の増加量の変化が認められ、この付近に何らかの地質境界が潜在することが予想される。

### 5-2 表層部解析

#### 5-2-1 側面反射

NS系とNE-SW系の側面反射が顕著で、この中には断層構造に起因するものと、地層走向に起因するものが考えられる。また、その連続性のあるものは3層構造解析による速度境界付近と一致するものが多い。

### 5-3 波形解析

#### 5-3-1 周波数分布

(1) 1グループの低周波数領域(20Hz以下)はD・E測線ではほとんど認められない。

A, BおよびC測線では0.5sec(基準面下1,000m)以深に分布する。特にA, C測線の一部には2.5sec(基準面下7,000m前後)以深より連続して分布するものもあり、これらは地熱経路等に何らかのかかわりをもつことも考えられる。

(2) 低周波数領域は、一般に深部で断層構造に沿うものが多い。特にA, B, C測線上の⑤⑥⑦断層周辺に、その示徴が顕著である。

### 5-3-2 S-N比分布

- (1) 高S-N比帯(1グループ)は全般に0.0~0.5sec間で水平型の分布が顕著で、特にL<sub>3</sub>~L<sub>5</sub>層準間でその示徴が強い。
- (2) A, C測線の低周波数領域の発達する区域については、縦方向の柱状分布が顕著にあらわれているが、B測線ではその相関性は特に認められていない。

### 5-3-3 回折源分布

- (1) 回折波群分布のうち、連続性の顕著なものは断層構造と考えられる。その頻度分布は、深度方向で0.7~1.1sec(基準面下-1,500m~-2,500m)をピークとし、それ以下では漸減する。また、測線中ではつぎのピーク部分が認められる。

A測線 測点, 13, 20, 39, 58, 93, 133, 187, 206

B測線 測点, 10, 19, 23, 40, 75

C測線 測点, 7, 21, 40, 61, 75

D測線 測点, 9, 40, 52, 72

E測線 測点, 10, 47, 73, 95

- (2) 主として、上記ピーク付近に回折源が密集し連続性分布を示す。この分布傾向より、⑨~⑫の断層構造が推定される。

## 5-4 深部構造解析

### 5-4-1 深度断面

反射法による重合記録上の顕著な層準を、L<sub>1</sub>~L<sub>5</sub>の仮想層準として選んだ。これらのうち、L<sub>4</sub>およびL<sub>5</sub>層準の全般的な傾向を構造平面図(PLⅡ. 2.2-44~45)にまとめた。また、基準面下-1,000mおよび-2,000mレベルでの構造分布を把握するため、各深度の構造平面図(PLⅡ. 2.2-46~47)を作成した。

これらを要約すると次のとおりである。

- (1) L<sub>4</sub>層準では調査地中央部から北部にかけて隆起部があり、その軸は地熱徴候地(GTE-2周辺)付近を通る。その周辺では⑧、⑩断層に向って落ち込み、さらに⑩断層以南で急激に落ち込む構造となっている。
- (2) L<sub>5</sub>層準以深は貫入岩体の花崗岩類と推定され、その構造分布はEW系が顕著で上位層(L<sub>1</sub>~L<sub>3</sub>層準)のNS系とほぼ直交する形を示す。
- (3) これらの層準は、海拔基準でつぎの深度に賦存する。

⑧層準 SL-800~-5,000m

⑩層準 SL-2,900~-6,700m

- (4) 等深度構造平面図によると、低周波数領域の分布は基準面下-2,000m深度では㉓、  
 ㉖断層周辺に、基準面下-1,000m深度では㉗断層周辺に集中する。

#### 5-4-2 断層構造

NW-SE系6条、NS系4条、EW系1条計11条の断層が推定される。本地域はこれらの断層によって幾つかのブロック状構造を呈している。

- (1) NW-SE系断層としては、調査地北東部のA測線始点付近より南東部に向かって㉑㉒㉓  
 ㉔㉕㉖の6断層があげられ、㉔断層はSW落ち、他はNE落ちと推定される。また㉑㉒  
 ㉕は逆断層と推定される。

- (2) NS系断層は、調査地北部の㉐断層と調査地南東部の㉘㉙㉚断層が挙げられる。㉚断  
 層の西落ち以外はすべて東落ちで、㉐は逆断層と推定される。

また地熱徴候地の北側にはEW系の㉒断層が推定される。

- (3) これらの断層の生成時期の前後関係は、つぎのように推測される。

前期	㉓, ㉔	NW-SE系
	㉘㉙㉚	NS系
	㉕㉑	NW-SE系
	㉖㉗	NW-SE系
後期	㉐㉒	NS, EW系



### Ⅲ タイ側で行った調査結果



### Ⅲ タイ側で行った調査結果

#### Ⅲ-1 調査結果の概要

San Kampaeng 地域を含むタイ国北部の地熱資源について、タイ独自の調査研究が行われている。これらの調査研究の一部は、西ドイツおよび日本の専門家の協力を得て行われた。

San Kampaeng 地熱地域についても、総合的な地熱調査が実施された ( TableⅢ. 1-1 )。

Table III.1-1 Previous survey of the San Kampaeng area

	Contents	References	
Reconnaissance Survey	Geological survey	Geological map 1:15,000	Chuaviroj et al. (1980), Kingston Reynolds Thom & Allardice Ltd. (1976) NZ
	Chemical analysis	Hot spring water Main component, minor elements	
	Isotope analysis	D, <sup>18</sup> O, Tritium	
	Gas analysis	○	Ramingwong et al. (1979)
	Heat discharge	Hot spring heat discharge	
	Radioactive prospecting	○	Thienprasert & Raksaskulwong (1980a,b) Thienprasert & Raksaskulwong (1980a,b) I. Takashima, K. Kawada (1980) GSJ.
	Resistivity method	Depth 500 m	
	Hydrogeology	Rainwater supply	
	1.0 m depth temperature	○	I. Takashima, K. Kawada (1980) GSJ.
	Seismic prospecting	Reflection method	
	Geochemical prospecting	CO <sub>2</sub> , Hg, Rn	Ramingwong et al. (1980b)
	Short boring	19 holes (326.6 m)	
Alteration survey	○	Report No. 842-2301 EGAT (1980) Ramingwong et al. (1980b) M. Sasada (1982) GSJ. I. Takashima, K. Kawada (1982) GSJ.	
Structural drilling / Terrestrial heat flow	5 holes Water well		
Regional Survey	Micro earthquake	○	Report No. 842-2301 EGAT (1980) Ramingwong et al. (1980b) M. Sasada (1982) GSJ. I. Takashima, K. Kawada (1982) GSJ.
	Colligated study	Phase 1	
	Photo interpretation	Analysis from LANDSAT	
	Colligated study	Phase 2	

すなわち、地質調査 ( 断裂系調査, 変質帯調査, 水理地質調査 ), 地化学調査 ( 温泉水・ガスの分析, 同位体分析, ガス分析, 放射能探査, CO<sub>2</sub>・Hg・Rn 探査 ) および物理探査 ( 放熱量調査, 1 m・10 m 深地温, 比抵抗探査, 地震探査, 熱流量調査 ) および浅層ボーリング ( 19 本, 平均 3.3 m ), 地熱調査井 ( 5 本, 500 m 級 ) が実施された。

この結果, 本地域の地質構造, 熱水の貯溜形態, 熱水の化学成分, 水理構造等の重要な情報が得られた ( Table. Ⅲ.1-2 )。



Table III.1-2 Previous survey results of San Kampaeng area

PH of hot spring water	8.3 ~ 9.0
Temperature of hot spring water	99 (°C) (max.)
Geochemical temperature	{Tsi 160 (°C) {Tnkc 207 (°C)
Total flow out	72.0
Hot spring heat discharge	6.7 (MWt)
Terrestrial heat flow	4.4 ~ 8.1 (HFU)
Related geological structure	Fault
Assumed reservoir rock	Sandstone, Slate, Chert
Altered mineral (28 samples)	Q, Se, K, Ch, M, H, Ah, Gp, Al, Ja
Paleo ground temperature	120 ~ 150 (°C)
Resistivity method (depth 500 m)	2 area (< 100 Ωm)
Rainwater supply	150 × 10 <sup>4</sup>
Available ground surface water	sufficient
Topography	flatness
Locality	25 km east from Chiang Mai

Abbreviation

Q-quartz, Se-sericite, K-kaolinite, H-halloysite, Ah-anhydrite, Gp-gypsum,  
Ch-chlorite, M-montmorillonite, Al-alunite, Ja-jarosite  
(after I. Takashima, K. Kawada (1980), Ramingwong et al. (1979))

以下に調査結果の概要を述べる。

1 地質調査関係

本地域は石炭系の Mae Tha 層と二疊系の Ratoburi 層群からなり、主要構成岩石は砂岩、粘板岩、チャート、石灰岩および玄武岩溶岩であることが明らかとなった。また地熱流体の通路として断層が、貯溜岩として砂岩、粘板岩、チャートが重要な役割をはたしていることが推定された。

また水理地質調査により、天水供給量は  $150 \times 10^4$  kg/day/km<sup>2</sup> と推定された。

2 地化学調査関係

地熱調査のうち、とくに地化学調査に重点がおかれ、多数の調査が実施された。

San Kampaeng 地域を含めてタイ北部の温泉の化学成分の全般的な特徴として、固形物総量が少く（大体 1,000 ㎍ 以下）、弱アルカリ性そして Cl 濃度が数 10 ㎍ 以下と、すでに開発されている世界の地熱地域のどこよりも著しく低い値を示すことがあげられる。このような低塩類濃度の化学成分から、タイ北部の地熱水はマグマ起源や遺留水起源ではないと考えられている。

また地化学温度計により、地下（貯溜層部分）温度が推定された。これによると SiO<sub>2</sub> 法で

約160℃、Na-K-Ca法で192~207℃およびCH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>法で247℃という値が得られている。

その他、トリチウム濃度から熱水の循環期間が、<sup>18</sup>O シフトのみられないことから水/岩石の高いことが、Mgの含有量やCl濃度の季節変動から地下水の混入がそれぞれ指適され、水理地質構造の概要が明らかになった。

### 3 物理探査

比抵抗探査により、地熱徴候地付近と調査地南東部に100Ω-m以下の低比抵抗帯が見いだされた。また温泉による放熱量は6.7Mwt、地殻熱流量は4.4-8.1HFUである。

その他、浅層ボーリングを利用した10m深地温分布調査によると、現地熱徴候地のほぼ中心に130℃の最高温度が認められ、温泉水が同心円状に周辺に拡散していることが読みとれる。

### ■-2 地熱調査井の結果

タイ側により500m級地熱調査井が、調査地域内で5本掘さくされた(GTE-1~GTE-5)。その結果の概要を、以下に示す。

#### 1 GTE-1 (PL III . 2-1)

- (1) 位置：地域南東部，東経99°14'12"，北緯18°46'20"
- (2) 深度：500m
- (3) 最高温度：80.4℃（深度462m）
- (4) 温度勾配：12.0℃/100m
- (5) 地質：Kiu Lom 層上部の玄武岩類。灰緑色の玄武岩質凝灰岩を主体とし、溶岩、凝灰角礫岩を挟有する。一部に方解石と石英脈が発達する。全体に緑泥石化作用が著しい。浅部（約150m以浅）で高角の割れ目が多いが、深部では少ない。
- (6) 深度200m付近を境として、深部でやや地温勾配が高い。これは浅部が比較的割れ目に富み、冷たい地下水の浸透により温度が低くなっているためと解釈されている。しかし温度-深度曲線はほぼ直線であり、伝導による熱伝達が支配的な地域であることを示す。

#### 2 GTE-2 (PL III . 2-2)

- (1) 位置：Wat Pong HomとBan Pong Nokのほぼ中間で、地熱徴候地域内に掘さくされた。
- (2) 深度：500m
- (3) 最高温度：
- (4) 地温勾配：

(5) 地質：Kiu Lom 層下部の堆積岩類。シルト岩，頁岩，石灰岩の互層からなる。石灰岩は深度195.1～221.0m，267.3～337.0mおよび430.8～483.5m間の3層準に発達する。全体に方解石脈，石英脈，黄鉄鉱々染が認められる。

深度230m付近の炭質頁岩は，ぜい性を示し割れやすい。

(6) 電気検層結果によると，一般に石灰岩は比抵抗が高く，泥質岩は低い傾向にある。自然電位は，比抵抗と逆相関を示す。

(7) 深度-温度曲線は，GTE-1と同様にはほぼ直線的である。

### 3 GTE-3 (PL III . 2-3)

(1) 位置：GTE-2の約2.5km東方で，Wat Nong Noiの近傍

(2) 深度：150m

(3) 最高温度：

(4) 地温勾配：地温勾配は，GTE-1, 2に比べて非常に小さい。

(5) 地質：Kiu Lom 層上部の玄武岩類。大部分は，玄武岩質凝灰岩で，一部に薄い溶岩や凝灰角礫岩を挟む。

### 4 GTE-4 (PL III . 2-4)

(1) 位置：GTE-1の約1.4km北西の地点

(2) 深度：500m

(3) 最高温度：深度164mで44℃(坑内状況が不良で測定器は166m以深に降下しなかった)

(4) 温度勾配：

(5) 地質：Kiu Lom 層中・下部。深度0～302.5m間は，安山岩質凝灰岩と玄武岩質安山岩を主体とし(Kiu Lom 層中部)，302.5～500m間は砂岩と頁岩の細互層である(Kiu Lom 層下部)。全体にせん断破壊をうけ，かなり割れ目が発達しているにもかかわらず，掘さく時の逸泥は発生しなかった。深度415.0mに断層角礫帯が認められる。粘土化，緑泥石化と共に，方解石，石英脈も普遍的に認められる。

### 5 GTE-5 (PL III . 2-5)

(1) 位置：GTE-2の約750m北東方の地点で，地熱徴候地に隣接する。

(2) 深度：500m

(3) 最高温度：

(4) 温度勾配：

(5) 地質：Kiu Lom 層下部の堆積岩類。深度 0～131.0m間は、砂岩と頁岩の互層である。深度 131.0～240.5m間は、チャート、頁岩、砂岩、(安山岩質)凝灰岩および凝灰角礫岩の細互層である。深度 240.5～約 300 m間は、砂岩、頁岩互層であるが、深度 300 m以深の情報は、調査井データの収集の時点では得られていない。

(6) 本坑井の特徴は、深度約 300mで全量逸泥に遭遇したことである。これは断層 (Ban Mae Khu Ha 断層) の破碎帯か、割れ目に富んだ地層 (チャート層) に起因すると思われる。

GTE-1～5 の各坑井に共通していえることは、いずれも温度が深度と共に直線的に増加していることである。これは坑井掘さく時の逸泥が非常に少ないことと考えあわせて、本地域のかなりの部分が地熱流体の通路になり得る開口性の割れ目に乏しく、熱伝導が主体の地熱系であることを示す。

### III-3 地熱貯溜層モデル

各種の地熱調査の結果、San Kampaeng 地熱系は高い地熱エネルギーポテンシャルをもっていると評価された。

その根拠は以下のとおりである。

- (1) 地化学温度計から推定される地下温度は、180℃以上である。
- (2) 本地域は、断層が発達し、著しく破碎された堆積岩からなるため、貯溜層構造に適する。
- (3) 本地域は、広い地表地熱徴候と高温の温泉湧出が認められ、自然の対流熱流出は 6.7 MW<sub>t</sub> である。
- (4) 地温勾配は 5.4～9.6℃/km、熱流量は 4.4～8.1 HFU と異常に高い。
- (5) 微小地震観測から、San Kampaeng 地熱系は東方の Mae Tha 断層 (活断層) と関係していることが推定される。温泉を規制しているのは、活断層の一列である。

以上のデータにもとづき、San Kampaeng 地熱系の概念モデルが提唱された (Fig III. 3-1)。

このモデルによると、天水の供給源は東方の Mae Tha 山地であり、天水は断層にそって地下深部に浸透していく。浸透した天水が、高温岩体により伝導的に加熱され地熱流体に転化する。地熱流体は浮力によって上昇し、深度 2 Km 付近の透水性層中に貯溜される。そこから漏えいした地熱流体が側方 (NW 方向) かつ上方に移動し、浅部 (深度 500 m 付近) で地下水と混合し San Kampaeng 地熱地域の地表地熱徴候を形成する。

タイ研究者によるモデルを修正して、高島・河田 (1981) は、次に示す San Kampaeng 地域の地熱モデルを提唱した (Fig III. 3-2)。

このモデルによると、地熱徴候地の周辺の花崗岩地域から浸透した降水が、地下で主とし

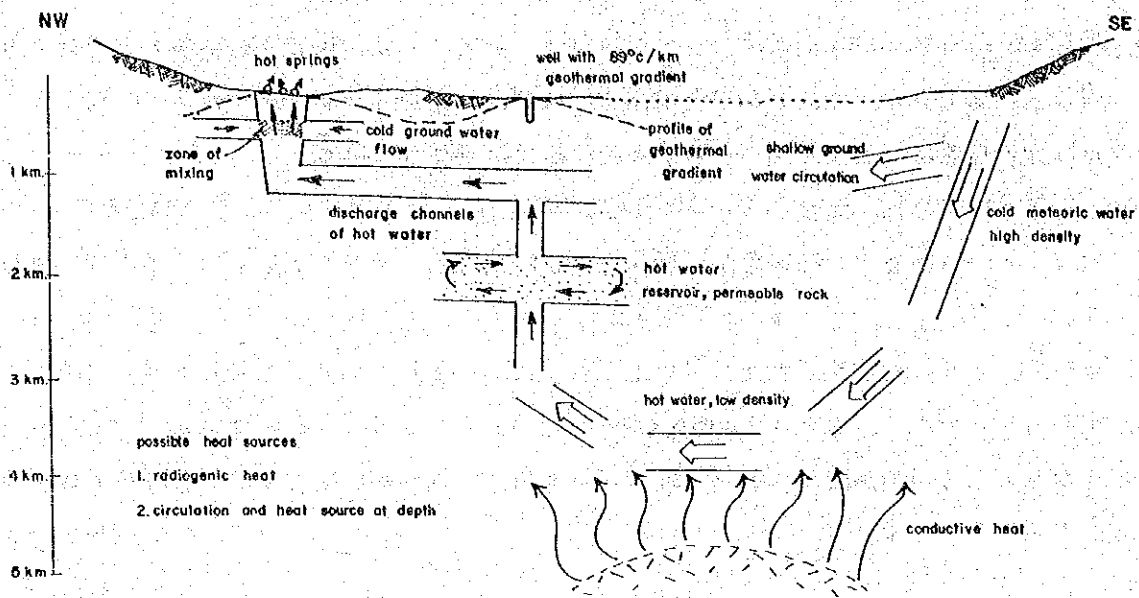


Fig III. 3-1 Interpreted Model of San Kamphaeng Geothermal System. Section along strike of fault controlling hot springs (after Thai's data)

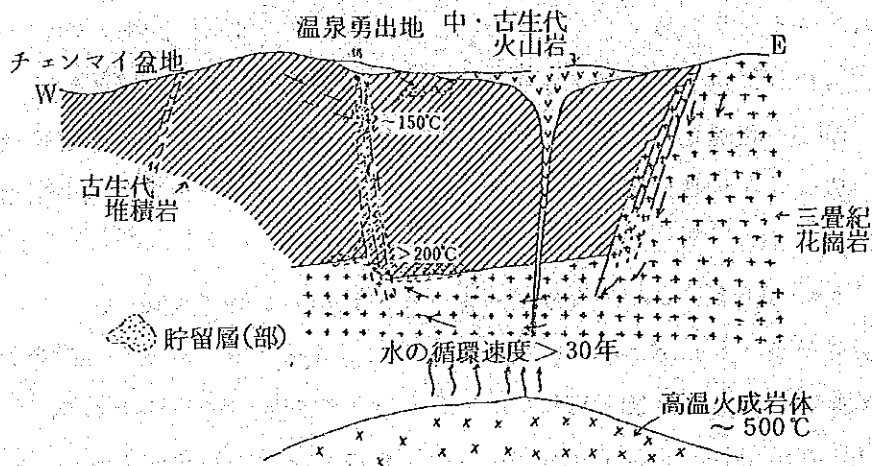


Fig III. 3-2 Geothermal Model of the San Kamphaeng Area (after Takashima & Kawata, 1981)

て伝導的に熱せられ断層を通じて上昇し一部貯溜層を形成し、残りは浅部で地下水の混合をうけて湧出する。

両者に共通しているのは、天水が伝導的に加熱されて地熱流体をつくることと、地下深部(2~3km)に高温の貯溜層を仮定している点にある。

#### IV 数値モデルの作成



## IV 数値モデルの作成

### IV-1 まえがき

第1次調査および第2次調査の解析によって得られた諸データの多変量解析（因子分析）を行い、地熱貯溜層のポテンシャルを規定する地層の透水性（割れ目）および温度の分布を推定した。その手順は、以下のとおりである。

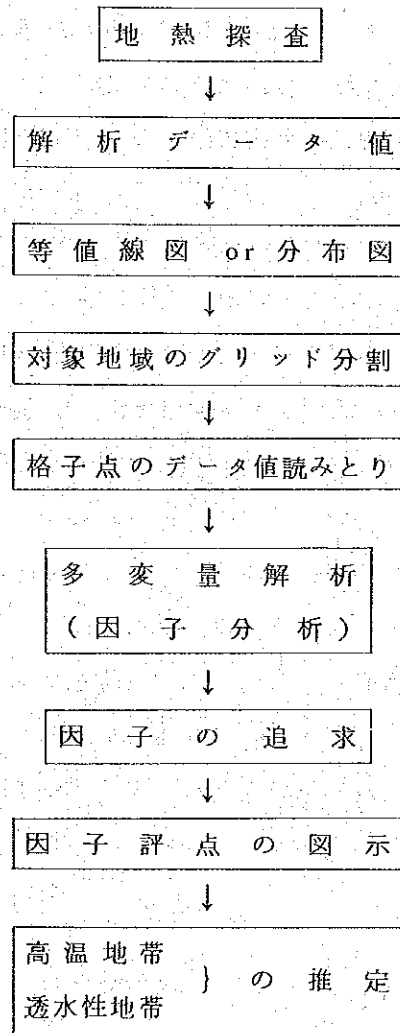


Fig IV. 1-1 調査データの多変量解析の手順

### IV-2 解析方法

#### IV-2-1 グリッドの設定

多変量解析の対象地域は、広域と狭域の2つに分けた（PL IV-1）。

広域は、調査地域北部の Ban Huai Dua から南部の Doi Tham にかけての地域で、地質調査、重力探査等が広範囲にわたって実施されている。広域の面積は  $11.75 \text{ km}^2$ 、グリッドの



間隔は500m, 格子点の数は64点である。

これに対して狭域は, Ban Pong Nokの北方の地熱地域に一致し, 1m深地温調査, 変質帯調査をはじめ多くの調査が行われている。狭域の面積は0.8km<sup>2</sup>, グリッドの間隔は200m, 格子点の数は30点である。

#### Ⅳ-2-2 入力データ

多変量解析により検討を行った変量は, ①断層からの距離, ②地層の傾斜, ③変質度, ④トータルコンダクタンス値, ⑧CO<sub>2</sub>濃度, ⑨ランド濃度, ⑩10m深地温, ⑪1m深地温の11項目である。これらの入力値は, 各探査結果の等値線図あるいは分布図から各格子点の値を読みとることによって得られる。

#### Ⅳ-2-3 手 法

各調査についてP個の観測項目があるばあい, 各項目の標本相関をとって行列で表示する。この行列をAとすると,  $AX = \lambda X$  であらわせる時,  $\lambda$ を固有値, Xを固有ベクトルと呼ぶ。固有値 $\lambda$ はAの共通因子であり, Xは $\lambda$ における座標位置を示すので固有ベクトル(因子負荷量)が求まる。

このようにして抽出された因子が何を表現しているかを解釈した上で, 各観測点がこの因子のもつ傾向をどの程度強く有しているか調べるために因子評点を求める。共通因子軸を求めるさいに, 1つの変数がある特定の因子で高い負荷量をもち, その他の因子ではできるかぎり0に近い負荷量をもつようにバリマックス回転を行う。

このようにして得られた因子評点の分布によって, 各観測点が温度の因子に関して高いか低い, あるいは透水性を示す因子に関して高いか低いかが判定できる。

### Ⅳ-3 解析結果

#### Ⅳ-3-1 広域モデルの解析結果

##### 1 相関行列

各探査によって得られた各項目ごとの相関行列をTable IV. 3-1に示すが, 次の特徴が指摘される。

(1) 重力異常値は, 深部電気探査のトータルコンダクタンス値とかなりの関連性を示す(相関係数0.5557)。例えばWat Pong Homを中心とする低重力域は, ほぼ300mhos以上の高コンダクタンス域に一致する。このような共通性は地層の変質や破砕に起因する可能性がある。

(2) CO<sub>2</sub>濃度は, 10m深地温とかなりの相関性を示す(相関係数0.5314)。これは地熱

流体によって、熱およびCO<sub>2</sub>が運ばれているためと考えられる。

- (3) ラドンとCO<sub>2</sub>の相関性はやや高い(相関係数0.4147)のに対して、ラドンは10m深地温との関連性が低い(相関係数0.3433)。
- (4) 重力傾度は、磁気異常値とかなりの相関性を示す(相関係数0.4141)。これは両者が岩相(密度、磁性鉱物量)の差、あるいは断層の存在などを反映しているためと考えられる。

## 2 因子分析

因子分析によって得られた固有値、固有ベクトル、因子負荷量およびベクトル図をTable IV.3-2,3,4, Fig IV.3-1に示す。

本解析によって、次の主要な3つの因子軸が抽出された。

- (1) 因子1：この因子に関して地層の傾斜と磁気異常が同じ挙動を示し、重力傾度も関連性を示す。これは地層の走向、磁性岩体の分布あるいは断層による岩相の急変などで示されるような、大規模な地質構造の方向性を反映する因子と考えられる。

Table IV.3-1 Correlation Matrix (Regional Model)

... CORRELATION MATRIX ...

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	1.0000	-0.0923	0.1951	-0.0938	0.1024	0.0797	0.0338	-0.1044	-0.1074
2	-0.0923	1.0000	0.3608	0.0628	0.2518	0.2165	-0.0008	0.0600	0.0596
3	0.1951	0.3608	1.0000	0.1031	0.2829	0.5557	-0.2325	-0.1511	-0.2106
4	-0.0938	0.0628	0.1031	1.0000	0.4141	-0.2961	-0.0211	-0.2136	-0.1305
5	0.1024	0.2518	0.2829	0.4141	1.0000	-0.1054	0.0673	-0.0100	0.0578
6	0.0797	0.2165	0.5557	-0.2961	-0.1054	1.0000	-0.1003	0.0421	0.0137
7	0.0338	-0.0008	-0.2325	-0.0211	0.0673	-0.1003	1.0000	0.4147	0.5314
8	0.1044	0.0600	-0.1511	-0.2136	-0.0100	0.0421	0.4147	1.0000	0.3433
9	-0.1074	0.0596	-0.2106	-0.1305	0.0578	0.0137	0.5314	0.3433	1.0000

Table IV. 3-2 Eigen Value, Eigen Vector (Regional Model)

... EIGEN VALUE ...									
EFFECTIVE NUMBER : 7									
	2.120	1.738	1.596	1.108	0.698	0.569	0.512	0.394	0.265
... EIGEN VECTOR ...									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	-0.0813	0.1730	0.0903	-0.8552	-0.0646	-0.3213	0.1998	-0.2482	0.1223
2	-0.2109	0.4213	-0.2089	0.3855	-0.5622	-0.3849	0.3172	-0.0833	0.1186
3	-0.5028	0.3997	-0.0017	-0.0540	0.2080	0.1679	0.0503	0.0463	-0.7130
4	-0.1848	-0.1879	-0.6093	-0.0176	0.1744	0.4164	0.3852	-0.4189	0.1767
5	-0.1789	0.1942	-0.6029	-0.1812	0.0286	-0.0925	-0.6100	0.3260	0.2149
6	-0.2526	0.4793	0.3789	0.1270	0.3530	0.2537	-0.0026	-0.0109	0.5981
7	0.4705	0.2869	-0.2220	-0.0831	0.2521	0.0139	0.5049	0.5668	-0.0150
8	0.3862	0.3714	0.0138	-0.1614	-0.4989	0.6105	-0.1869	-0.1555	-0.0770
9	0.4422	0.3315	-0.1429	0.1866	0.4101	-0.3182	-0.2160	-0.5495	-0.1460

Table IV. 3-3 Factor Loading (Regional Model)

... FACTOR LOADING ...					
	1	2	3	4	5
1	-0.2606	0.3284	0.7379	-0.1006	-0.0728
2	-0.3972	-0.0484	-0.3360	-0.3516	-0.4385
3	-0.8671	-0.0988	-0.0059	-0.1313	0.0825
4	0.0248	-0.5282	0.0759	-0.4577	0.2112
5	-0.1987	-0.2232	0.0861	-0.6176	0.0462
6	-0.7036	0.3374	-0.2491	0.2394	0.1069
7	0.2983	0.5170	-0.1281	-0.4490	0.1406
8	0.1346	0.5187	-0.0738	-0.2066	-0.0974
9	0.2392	0.4953	-0.3164	-0.3308	0.0945

Table IV. 3-4 Factor Loading (Varimax Rotation)

... FACTOR LOADING (VARIMAX ROTATION) ...					
	1	2	3	4	5
1	0.3751	0.1446	-0.6017	-0.6849	-0.0849
2	-0.7482	0.2220	-0.2270	0.1137	-0.5714
3	-0.4934	0.7772	-0.3021	-0.2293	0.0931
4	-0.6313	-0.2351	0.3904	-0.5578	0.2875
5	-0.7833	-0.1537	-0.1598	-0.5770	0.0667
6	-0.0985	0.7800	-0.4833	0.3645	0.1244
7	-0.1211	-0.7199	-0.6173	0.2297	0.1824
8	0.0818	-0.5009	-0.7790	0.3288	-0.1659
9	-0.1834	-0.6125	-0.5664	0.5032	0.1309

... FACTOR SCORE ...

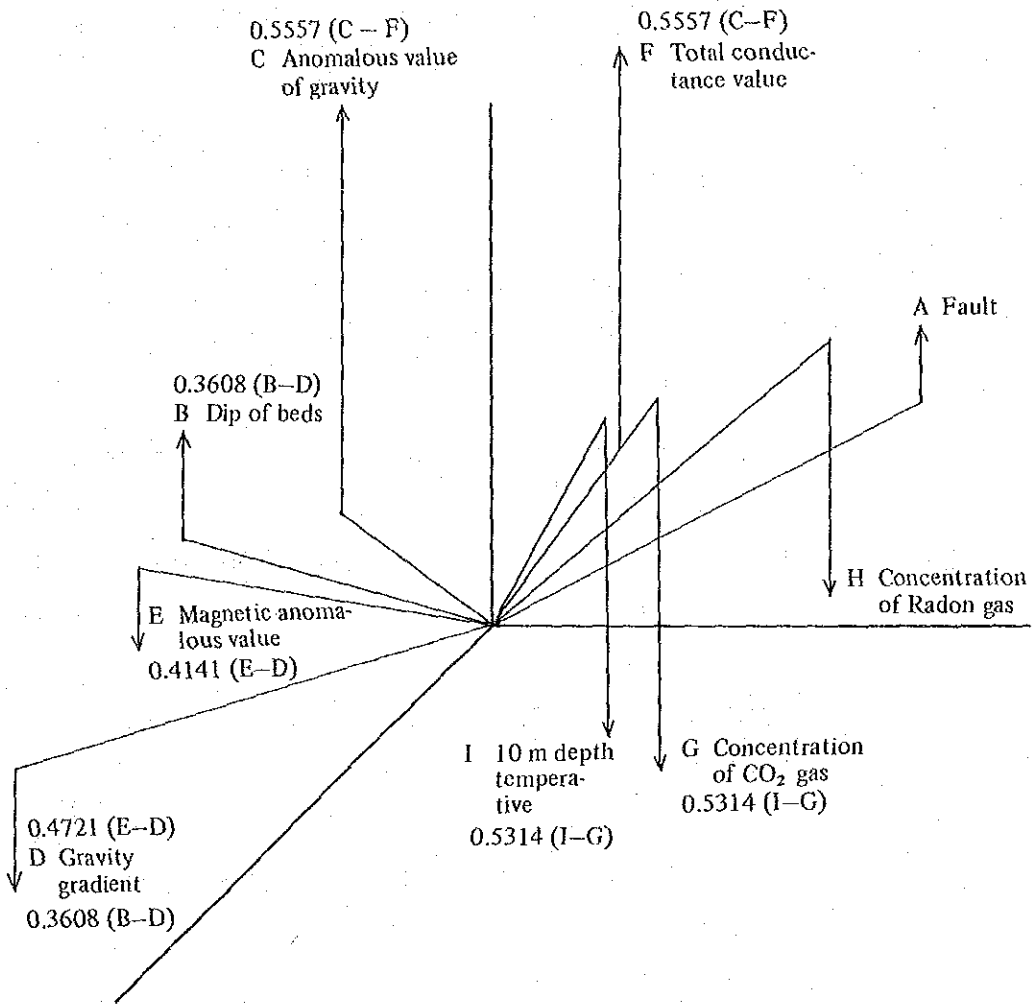


Fig. IV.3-1 Factor vector (Regional model)

(2) 因子2：この因子に関して、重力異常値とトータルコンダクタンス値が高い因子負荷量を示す。

またこの因子に関して、10 m 深地温と CO<sub>2</sub>濃度がほぼ同じ挙動を示し（負の因子負荷量）ラドン濃度もやや似た傾向を示す。この因子は、10 m 深地温を支配していることから温度の因子を示すとみられるが、CO<sub>2</sub>やラドンなどのガス濃度にも影響を与えていることから、直接地熱流体の存在に起因する因子と思われる。低重力異常や高トータルコンダクタンス値は、岩石の破碎や変質によってもたらされているとみられるが、同時に因子2に規制されていると推測される。

(3) 因子3：この因子に関して、断層からの距離、ラドン濃度、CO<sub>2</sub>濃度および10 m 深地温が高い因子負荷量を示す。断層からの距離に強く影響を与えているので、本因子は割れ目を示すと考えられる。すなわち地温やガス濃度は、地層中の割れ目に左右されていると推定される。

以上のように抽出された3つの因子について因子評点を求め、それぞれ分布図に表わした。

因子1に関する因子評点分布図（PL IV. 3-1）は、大規模な地質構造の方向性をどの程度強く有しているかを示す。ほぼNS性のコンターが卓越するが、一部にNW-SEないしNE-SW 方向も認められる。このパターンは、地質調査の結果得られた本地域の地質構造の方向性と調和的である。また複雑な地質構造を示す石灰岩地帯のDot Tham山周辺や、NW-SE性断層の密集するHuai Ang 川中流で高い因子評点を示す。

因子2に関する因子評点分布図（PL IV. 3-2）は、温度あるいは地熱流体の存在を反映すると考えられる。コンターの方向性は、ほぼNS性である。現在の地熱徴候地が最も高い因子評点を示し、それをとりまいてBan Pong Nok からWat Pong Hom をへてBan Huai Dua にかけて次の高い因子評点が分布する。注目したいのは、解析地域の南東端部のWat Hua Fai からWat Nong Hoi にかけて、現在の地熱徴候地と同程度の因子評点が分布していることである。しかしこの分布は、解析地域の末端でありその広がりや形は明らかでない。

因子3に関する因子評点分布図（PL IV. 3-3）は、地層中の割れ目の程度を示しているが、この場合因子評点が小さいほど割れ目の程度が大きいと考えられる。割れ目の発達が著しいとみられるのは、現在の地熱徴候地付近と地域南東端部のBan Mai 付近である。地熱徴候地付近のコンターはほぼNW-SE性で、Huai Pong 断層からの派生断層と同方向である。Ban Mai 付近は小さい因子評点を示すが、地表質調査あるいは坑掘掘さくによる地層の破碎度の確認はまだなされていない。

以上のとおり、温度および割れ目を示す因子に関する因子評点の分布図により、現在の地熱徴候地および地域南東端部（Wat Nong Hoi からBan Mai にかけての地域）が、高温で

割れ目の発達が良好であることが推定された。

#### IV-3-2 狭域モデルの解析結果

##### 1 相関行列

各探査によって得られた11項目の変量についての相関行列をTable IV. 3-5に示すが、次の特徴が指摘される。

- (1) 広域モデルと比較して各項目間の相関係数が全般的に高いが、これらの探査データが比較的少数の因子によって規制されていることを示す。
- (2) とくに当然のことながら、10m深地温と1m深地温は強い相関性を示す(相関係数は0.9382)。また重力異常値-磁気異常値、トータルコンダクタンス値-CO<sub>2</sub>濃度およびトータルコンダクタンス値-ラドン濃度の各項目間に高い相関性が認められる。

##### 2 因子分析

Table IV. 3-5 Correlation Matrix (Local Model)

... CORRELATION MATRIX ...

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	1.0000	-0.0662	-0.3206	-0.0562	-0.1145	0.3779	0.0067	0.3301	-0.1507	-0.1343	-0.0931
2	-0.0662	1.0000	0.3889	-0.0421	0.1516	-0.0952	-0.0258	0.1003	0.0963	0.1036	0.2012
3	-0.3206	0.3889	1.0000	0.5387	0.8140	-0.3902	0.0824	-0.2585	-0.2026	-0.2605	-0.1772
4	-0.0562	-0.0421	0.5387	1.0000	0.5775	-0.1098	0.2694	-0.3277	-0.2665	-0.3727	-0.3754
5	-0.1145	0.1516	0.8140	0.5775	1.0000	-0.3482	-0.1323	-0.4216	-0.1984	-0.2715	-0.1726
6	0.3779	-0.0952	-0.3902	-0.1098	-0.3482	1.0000	0.5056	0.5840	0.3153	0.2963	-0.3806
7	0.0067	-0.0258	0.0824	0.2694	-0.1323	0.5056	1.0000	0.3760	0.1209	0.0500	-0.4046
8	0.3301	0.1003	-0.2585	-0.3277	-0.4216	0.5840	0.3760	1.0000	0.2921	0.2694	-0.0309
9	-0.1507	0.0963	-0.2026	-0.2665	-0.1984	0.3153	0.1209	0.2921	1.0000	0.9382	0.0501
10	-0.1343	0.1036	-0.2605	-0.3727	-0.2715	0.2963	0.0500	0.2694	0.9382	1.0000	0.1424
11	-0.0931	0.2012	-0.1772	-0.3754	-0.1726	-0.3806	-0.4046	-0.0309	0.0501	0.1424	1.0000

... EIGEN VALUE ...

Table IV. 3-6 Eigen Value, Eigen Vector (Local Model)

EFFECTIVE NUMBER : 6

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	3.421	2.157	1.803	1.175	0.835	0.517	0.451	0.264	0.259	0.076	0.043

... EIGEN VECTOR ...

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	0.1480	0.2202	-0.3647	-0.3949	0.6206	0.1939	-0.1462	-0.2854	0.3023	0.1252	0.0901
2	-0.0583	-0.1143	0.3602	-0.6896	-0.1166	-0.2990	-0.4838	-0.0215	-0.0854	-0.1639	-0.0808
3	-0.4094	0.1175	0.3766	-0.2086	-0.0282	-0.0260	0.3309	-0.0280	0.1462	0.6160	0.3474
4	-0.3447	-0.3586	0.1162	0.1328	-0.0989	0.4641	-0.3572	-0.1347	-0.5862	0.0586	-0.0587
5	-0.4221	0.0969	0.2500	-0.0618	0.4166	0.0870	0.3116	0.3310	0.1965	-0.4862	-0.2887
6	0.3587	0.4144	0.0203	-0.0483	0.1133	-0.1041	-0.1164	0.7691	-0.1283	0.1844	0.1330
7	0.1188	0.5039	0.1839	0.0177	-0.4880	0.3234	-0.1321	-0.0938	0.5477	-0.1502	-0.0804
8	0.3649	0.2155	0.0411	-0.4038	-0.1360	0.1266	0.6126	-0.1985	-0.4145	-0.1216	-0.1410
9	0.3291	-0.0927	0.5115	0.1991	0.2593	0.0975	-0.0233	-0.1644	-0.0244	-0.3255	0.6091
10	0.3513	-0.1626	0.4687	0.1775	0.2505	0.0722	-0.0582	-0.0915	0.0823	0.3963	-0.5962
11	0.0495	-0.5287	-0.0474	-0.2582	-0.1334	0.7094	-0.0134	0.3384	0.0466	0.0621	0.0862

Table IV. 3-7 Factor Loading (Local Model)

... FACTOR LOADING ...					
	1	2	3	4	5
1	0.2671	0.2468	-0.1850	-0.4376	-0.4120
2	-0.3211	-0.2442	0.3082	0.1597	-0.3709
3	-0.9801	-0.1073	0.1334	0.0187	-0.0044
4	-0.5871	0.1454	-0.1012	-0.3151	0.3769
5	-0.8850	-0.0405	-0.4206	-0.0996	-0.0246
6	0.4253	-0.2095	0.1380	-0.7423	-0.0834
7	-0.0159	-0.1359	0.4845	-0.5895	0.2799
8	0.3412	-0.2234	0.4254	-0.4108	-0.4085
9	0.2979	-0.9205	-0.0604	-0.0253	0.0442
10	0.3606	-0.9022	-0.0434	0.0671	-0.0144
11	0.1825	-0.0278	-0.0740	0.5821	-0.3055

Table IV. 3-8 Factor Loading (Varimax Rotation)

... FACTOR LOADING (VARIMAX ROTATION) ...					
	1	2	3	4	5
1	-0.6154	-0.0197	-0.6732	0.2819	0.2969
2	-0.3311	0.0838	0.1706	-0.8616	-0.3345
3	-0.2196	0.6202	0.6377	-0.3919	-0.0833
4	-0.0474	0.6592	0.5980	0.1977	0.4081
5	-0.4536	0.6056	0.6165	0.1354	-0.1706
6	-0.3656	-0.5013	-0.2146	0.0172	0.7541
7	0.0443	-0.1029	0.1949	-0.3230	0.9193
8	-0.3805	-0.4831	-0.4086	-0.5058	0.4463
9	-0.1632	-0.8875	0.4190	-0.0873	-0.0501
10	-0.1307	-0.9158	0.3344	-0.1162	-0.1372
11	0.1275	-0.2164	-0.3426	-0.1332	-0.8954

因子分析によって得られた固有値，固有ベクトル，因子負荷量およびベクトル図を Table IV. 3-6, 7, 8, Fig IV. 3-2 に示す。

この結果，狭域モデルにおいて次の3つの主要な因子が抽出された。

- (1) 因子1：この因子に関する因子負荷量は，断層からの距離が $-0.6154$ ，磁気異常値が $-0.4536$ である。この因子の意味は明らかでない。
- (2) 因子2：この因子軸に関して，10 m 深地温と1 m 深地温が非常に良く似た挙動を示す。この2項目と逆相関の関係にあるが，磁気異常値，重力異常値および重力傾度がほぼ同じ傾向を示す。さらにCO<sub>2</sub>濃度，ラドン濃度およびトータルコンダクタンス値が，同一の傾向を示す。この因子軸に関して，10 m 深地温の因子負荷量が $-0.8875$ ，1 m 深地温の因子負荷量が $-0.9158$ であり，因子2は温度を示すと考えられる。
- (3) 因子3：本因子は，10 m 深地温，1 m 深地温，ラドン濃度，重力傾度，重力異常値，磁気異常値などの共通因子として作用しており，割れ目の影響をあらわす因子と考えられる。

しかし因子2および3は，単純で互いに独立な温度あるいは割れ目のみを表現するもの

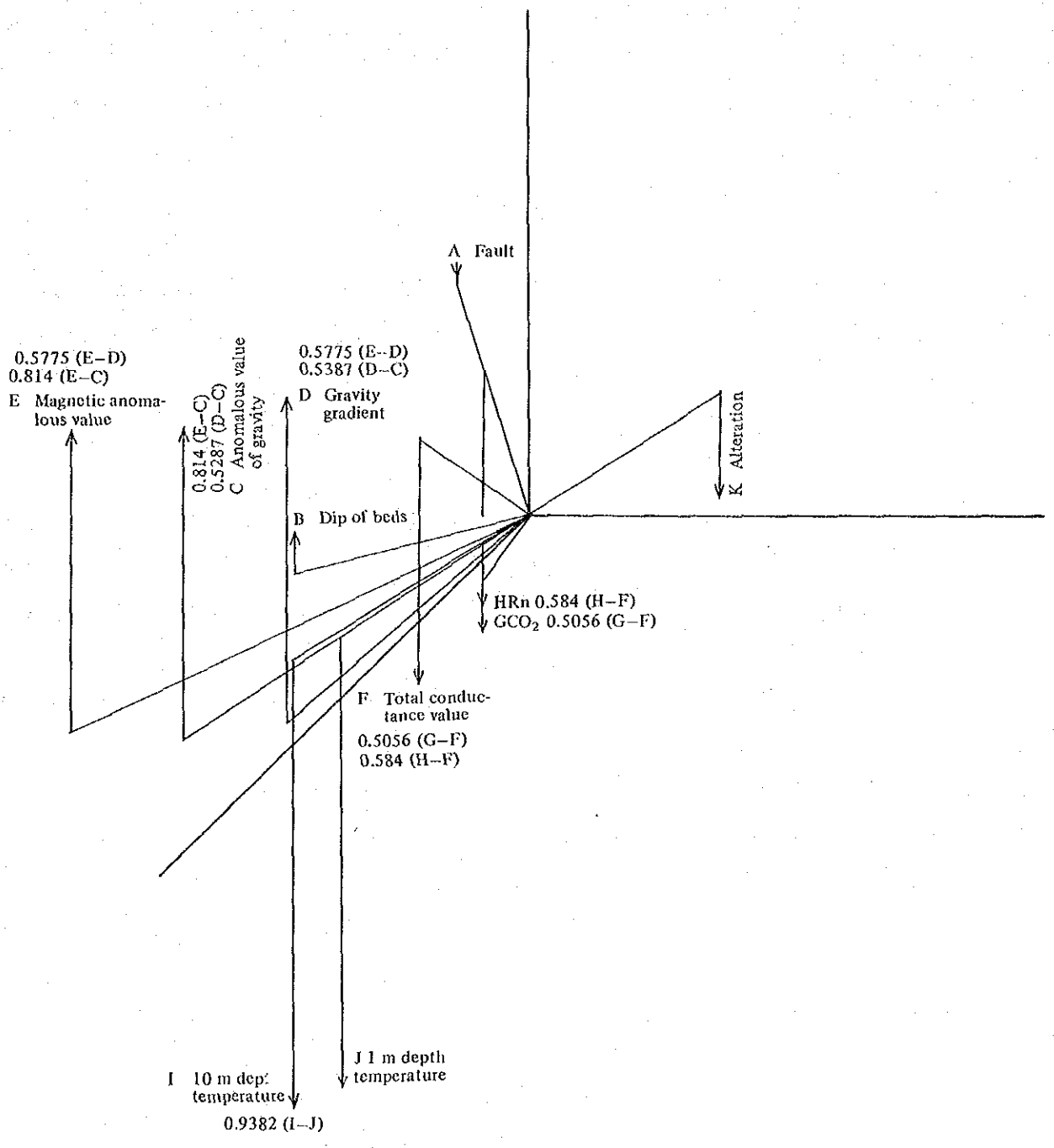


Fig. IV.3-2 Factor vector (Local model)



ではなく、割れ目に支配されて流れる地熱流体の影響による複合された因子の可能性がある。

以上の3つの因子について、各観測点の因子評点を計算し分布図を作成した。

因子1に関する因子評点分布図(PL IV.3-4)は、断層からの距離に影響される度合をあらわすとみられる。コンターはほぼNW-SE性を示し、付近を走る断層の走向と調和的である。

因子2と3についての因子評点分布図(PL IV.3-4, 5)は、まったく同一のパターンを示しており、浅層ボーリングS-12あるいはS-13を中心として因子評点の絶対値が高く、コンターは閉じた形を示す。この形は、10m深地温および1m深地温の等温線のパターンと酷似する。このことは、因子2と3が温度と割れ目あるいはそれらの相乗効果である地熱流体の賦存を反映していると考えられる。

#### IV-4 考 察

深部まで掘さくされた坑井が少なく、かつ透水量係数などの測定データが得られなかったため、目的とした定量的な温度・透水量係数分布は作成できなかった。しかし温度および割れ目を示す因子に関する因子評点の分布は、相対的な温度の高低および透水性の高低の程度を示すと考えられる。

したがって因子評点分布からみたばあい、本地域において温度が高く透水性に富んでいる地域、すなわち地熱流体を賦存している可能性があると考えられる地域は2ヶ所ある。1つは現在の地熱徴候地を中心とし、Ban Pong NokからWat Pong HomをへてBan Huai Duaにかけての地域である。もう1つはWat Nong HoiからBan Hua FaiをへてBan Maiにいたる解析地域の南東端の地域である。後者については、地表地熱徴候が認められないことおよび地質調査によって破砕帯が見い出されなかったため、地熱流体賦存の確実性についてはいまだ明らかでない。この地域において仮に地熱貯溜層が存在するばあいは、かなり深部に位置すると予想される。

## V 総合評価



## V 総合評価

### V-1 地熱貯溜層構造モデル

San Kampaeng 地熱地域について、今回の調査結果および従来の調査データをもとにして、その地質構造、熱構造、水理構造について考察し、ついでそれらを総合化した形で地熱貯溜層構造モデルを提言する。

#### V-1-1 地質構造

本地域は、石炭系の Mae Tha 層、二畳系の Kiu Lom 層、三畳系の花崗岩類および第四系の沖積層からなる。石炭系および二畳系は、砂岩、頁岩、チャート、石灰岩、玄武岩などの堆積岩からなる。

また本地域の地質構造は、Huai Pong 断層および Huai Mae Koen 断層によって西側から東側に向かって Doi Luang 隆起帯、Ban Pong Hom 沈降帯および Mae Tha 隆起帯に区分される。

Doi Luang 隆起帯は、地形的に西部山地に対応し、石炭系の Mae Tha 層からなる。Mae Tha 層は、塊状石英質砂岩を主体とし、石英細脈が発達している。本帯内には、NW-SE 性ないし EW 性および NS 性の断層および NW-SE 性の褶曲構造が認められる。

Ban Pong Hom 沈降帯は、地形的に中央低地に対応し、二畳系の Kiu Lom 層によって構成される。Kiu Lom 層は、岩相的に上・中・下部に3分される。下部は石灰岩、チャート、砂岩、頁岩、ソルト岩などの海成堆積岩類の互層からなる。中部は、玄武岩類および石灰岩を主とし、一部に頁岩を挟有する。断層は NNE-SSW 性、NNW-SSE 性および NW-SE 性のものが卓越する。とくに本沈降帯の西部において断層が多数発達し、褶曲軸も認められる。本沈降帯には断層と同方向の褶曲構造が認められるが、隆起帯にくらべてあまり著しいものではなく、全体としてみると東傾斜の同斜構造を呈する。

Mae Tha 隆起帯は、地形的にほぼ東部山地に相当し、Mae Tha 層の砂岩、Kiu Lom 層下部の頁岩および三畳系の花崗岩類からなる。NNW-SSE 性の断層が顕著であるが、それによって切られる NE-SW 性あるいは EW 性の断層も認められる。また NS 性ないし NW-SE 性の褶曲構造が発達している。

地熱徴候地は、地質構造的にみて Ban Pong Hom 沈降帯の西縁部に位置し、調査地域全体からみて断層および褶曲の発達が集中する地域である。すなわち地熱徴候地は Ban Pong Nok から NW 方向に延びる背斜軸から 200m 程度離れた東翼に位置し、Doi Luang 隆起帯と Ban Pong Hom 沈降帯を境する Huai Pong 断層の派生断層が地熱徴候地に南接している。このように構造的変形が著しく地層が破碎されていると考えられ、地熱流体の移動・集積に有利な条件をなしていると推定される。

また岩相的にみて、Ban Pong Hom 沈降帯の西縁部はKiu Lom 層下部からなり、構造的割れ目のできやすい地域であるといえる。すなわち、Kiu Lom 層下部は石灰岩・頁岩互層、砂岩層、シルト岩・砂岩・チャート互層、チャート層、シルト岩・砂岩互層および砂岩層からなり、各種の岩石が比較的薄くかつひんばんに互層している。このように上下方向に岩質的差異が著しいはあい、造構運動のさいに破壊されて割れ目ができやすいことが知られている。すなわちチャートや砂岩などの brittle な岩石は破砕されて細片化しやすく、頁岩やシルト岩のような ductile な岩石もせん断によるへき開やすべり破壊が生じやすい。これはGTE-1からGTE-5の坑井コアの観察によっても裏づけられる。たとえばGTE-4では、せん断破砕ゾーンが発達しているが、とくに砂岩・頁岩互層で卓越する。また地表調査によっても、Kiu Lom 層下部の岩石、とくにチャート、シルト岩中で細片化する破砕が著しいことが認められている。これに対して、Doi Luang 隆起帯およびMae Tha 隆起帯を形成するMae Tha 層の砂岩は、均質塊状で大形の構造節理はやや発達するものの、全体あるいは特定の層準が著しく割れ目に富むことはない。また節理は、続成作用による石英細脈に充てんされているため、Mae Tha 層分布地域の浸透性は小さいと予想される。また、Kiu Lom 層中・上部を構成する主要岩相である玄武岩類は、凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩および溶岩からなり、含有岩片の大小や量比の差異、あるいは溶岩と碎屑岩の違いにもかかわらず、露頭でみるかぎりあまり構造的割れ目に富んでいるといえない。これはKiu Lom 層中・上部の玄武岩類が鈹物的にみたばあい、ほとんど同じ組成を示し、地層としても岩石物性が同じため造構性割れ目ができにくいと推測される。また玄武岩類は、苦鉄質鈹物に富むため風化・変質作用を受けやすく、風化物や変質鈹物により既存の割れ目が閉塞されてしまうためと解釈される。

上に述べたように、Ban Pong Hom の地熱徴候地は、岩相的、構造的に周辺地域に比べて割れ目に富む地域に位置しているといえる。

## V-1-2 熱構造

### 1. 地熱徴候

San Kampaeng 地熱地域の地表地熱徴候は、Huai Ang 川中流右岸のWat Pong HomとBan Pong Nok の中間の地域に集中して認められる(PL II, 1, 1-5)。さらに細かくみると、地熱調査井GTE-2からWat Pong Hom にかけての地域と、Ban Pong Nok の南東400m付近の地域の2ヶ所にわかれて分布する。両者の距離は約500mであり、その間は地熱徴候は認められないが、両者は同一の地熱貯溜層からもたらされていると予測される。Ban Pong Nok の南東方の地熱徴候地は沼地をなしており、その広がりや温泉湧出状況は明らかでなく、タイ側でも地温調査や調査ボーリングを行っていない。地熱調査井GTE-2からWat Pong Hom にかけての地域は、Huai Ang 川の右岸支沢にそって約0.5km×0.6kmの範囲に地熱徴候が認められる。

地熱徴候は、小河川に沿った沖積層からなる低平地に分布する。地熱徴候は大部分が温泉湧出であり、それによってもたらされた変質裸地や heated ground である。噴気はほとんど認められないが、これは温泉水中に  $H_2S$  や  $CO_2$  などのガス成分がほとんど含まれていないためとみられる。温泉は観察されただけでも 70ヶ所以上に達し、草地でおおわれて認められなかったものもいれると 100ヶ所以上はあろう。大部分の温泉は、湧出量が 0.1~0.5 ℓ/分程度と少量である。しかし温度は、70~95℃と高温で、最高は 98℃に達した。このため沢の水は熱湯となっており、入るのが危険な状態となっている。温泉水は、大部分が小河川にそった沖積層の砂礫や河床堆積物の砂泥中から湧出しており、ジェット状噴出音や沸とう音を伴うばあいがある。

## 2. 火成活動

地熱地域の熱源として、火成岩や火山岩が重要な役割をはたすと考えられている。ここでは本地域の火成活動について検討し、熱源の考察の一助とする。

本地域に分布する火成岩、火山岩類として二疊系 Kiu Lom 層中の玄武岩類、三疊紀の花崗岩類および調査地域外ではあるが地域南方に分布する第三紀の玄武岩類があげられる。

Kiu Lom 層中の玄武岩類は、溶岩、凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰岩などの様々な岩相からなり、マグマが地表に噴出してできた岩石である。本岩類は K-Ar 法年代測定によると  $119 \pm 14$  m. y. ないし  $389 \pm 19$  m. y. の間の種々なる値を示すが、挟在する石灰岩中の化石から二疊紀中期の産物と考えられる。このように火山活動の時期がひじょうに古いため、Kiu Lom 層中の玄武岩が熱源として働いている可能性はないと考えられる。

三疊紀の花崗岩類は、調査地域の北東方山地に露出する。本岩類の K-Ar 法年代は、 $212 \pm 10$  m. y. を示し、これは溶融したマグマが冷却固結した時期を示すものとみられる。このように生成の時期が古いので、この花崗岩体がかなり巨大でも固結時にもっていた余熱が、現在の地熱貯溜層の熱源にはなりにくいと思われる。

タイ北部には多数の温泉が分布しているが、温泉と花崗岩の分布が地理的に密接な関係をもっていることが指摘されている。このばあい、花崗岩体は、含んでいる放射性元素の崩壊による発熱体、あるいは地下深部からの地熱流体の通路に対する構造規制としての役割が重要と考えられている。

タイ北部の中央北部構造区には、第三紀の玄武岩類の噴出が知られている。タイ北部では、第四紀の火山活動は認められていないので、この玄武岩噴出が最も新しい火山活動といえる。しかし、玄武岩の露出は San Kampaeng 地熱地域の南方約 6.0 km の地域であり、今回の地質調査では調査地域内で第三紀の玄武岩類は認められなかった。したがって本地域で玄武岩類の活動が発生し、かつ地熱貯溜層の熱源となっているという積極的証拠はない。また一般的にみれば、粘性が小さく流動性に富む塩基性マグマは、地殻上部に大規模で高レベルのエネ

ルギーをもったマグマ溜りをつくりにくいと考えられている。これに対して、デイサイト質マグマや流紋岩質マグマのような酸性マグマは、流動性に乏しく大規模で高レベルのエネルギーを蓄積するマグマ溜りを形成しやすいと考えられている。したがって、仮に本地域の地下に第三紀の玄武岩類の貫入岩（岩床、岩脈）が存在するとしても、規模が小さく熱源として期待できないと考えられる。

以上、本地域の地表に分布する岩石から火成活動を検討した結果、溶融したマグマが固結したさいに保有していた余熱が、現在の地熱貯溜層の熱源として働いている可能性はきわめて小さいと結論される。

### 3. 熱 源

San Kampaeng 地熱地域には、 $100^{\circ}\text{C}$ に近い高温の温泉の湧出が存在するため、そのような高温の地熱流体を生成する熱源が想定される。しかし具体的な深部の地熱情報が得られていないため、現在の段階では熱源については推測の域を出ない。今回の調査によっても具体的な情報および証拠は得られなかったが、以下の理由により San Kampaeng 地熱地域の熱源を、広域的な高熱流量に、潜在する花崗岩体からの放射性元素の崩壊熱が加わったものと推定した。

(1) タイ北部の温泉の大部分は、花崗岩体の内部や境界付近に分布している。このように両者が地理的に密接な関係をもっていることは、温泉の成因に対して花崗岩が何らかの影響を与えていることを示している。San Kampaeng 地熱地域は、広域的にみると Mae Tha 山地に露出する大規模な花崗岩バソリスの縁辺部に位置しており、本地域に湧出する温泉も成因的に花崗岩と関係している可能性が考えられる。

しかし地熱徴候地から花崗岩体の露出地まで水平距離にして約 6 km はなれており、かつ断層によるブロック化や地層の傾斜などの地質構造からみて、この花崗岩体の地下深部で形成された地熱流体が数 km 以上水平流動して地熱徴候地に再湧出すると考えるのは難しい。ここでは地熱徴候地近傍、すなわち構造的にみて Doi Luang 隆起帯の地下深所に、直接の熱源として潜頭性花崗岩体を推定した。Doi Luang 隆起帯は、花崗岩体が露出する Mae Tha 隆起帯と同じく石炭系の Mae Tha 層からなり、同程度の規模の隆起構造をもっている。したがって、Doi Luang 隆起帯に、三畳紀の花崗岩体が貫入している可能性は地質構造的に推定されるほか、Doi Luang 断層以西の高重力異常や弾性波探査で捕捉された反射仮想層準からも指摘される。

前述したように、三畳紀の花崗岩体は  $212 \pm 10 \text{ m.y.}$  の K-Ar 年代を示し、マグマ固結時の余熱が熱源となる可能性はきわめて小さい。花崗岩体が熱源として果たす役割は、2 つ考えられる。その 1 つは花崗岩に多く含まれる放射性元素の崩壊であり、もう 1 つは構造規制、すなわち地熱流体の通路としての役割である。

タイ国南部の中生代花崗岩類はカリウム (3.5 - 5.3%)、ウラン (5 - 57 ppm, 平均16.2 ppm)、トリウム (3 - 85 ppm, 平均33.0 ppm) などの放射性成分に富むことから、西南日本内帯の花崗岩類より3倍以上の発熱能力を有する。さらに、バンリス状粗粒花崗岩が深部に10km連続しているばあい、1.2HFUが花崗岩のみから得られるといわれている。このように高い発熱能力は、本地域の地熱の熱源の一翼をにっている可能性がある。

花崗岩体の地熱流体に対する構造規制については、よくわからない点が多い。

(2) San Kampaeng 地熱地域の温泉水の化学成分は、pH 8~9程度の弱アルカリ性で、 $Cl^-$ 濃度が約25mg/l、 $SiO_2$ 濃度が約150mg/lであり、溶解成分がひじょうに少ない。この化学組成は、アメリカのロスアラモス研究所で進められている高温岩体研究で、花崗岩中を人工的に地表水を循環させたときに得られる熱水の化学組成と良く似ていることが指摘されている。すなわち化学組成からみて、San Kampaeng 地熱地域の温泉水は、天水が地下深部まで浸透し、潜在する花崗岩体中を循環して形成されたと推定される。

(3) 本地域を含むタイ北部は、構造運動が活発であり周辺地域に比べて高い熱流量を示すので、このプロセスで運ばれた熱が地熱流体の形成に寄与している可能性がある。

すなわち、インドプレートのジャワ海溝への沈みこみにより、アンダマン海の膨張とタイ北部からビルマにかけての地域に引張り応力場が発生した。この応力場により断層群が発生し、玄武岩の貫入および噴出が起り、タイ国北部地域に高熱量が発生したと考えられる。

またビルマでは、地震活動が西から東へ向って深くなる分布を示し、地質構造的にみて日本列島などの島弧と同じ性格をもっている。高島・河田は、このような地質環境下で、タイ北部の地下深部で火成活動が生じており、それが高熱量の原因となっていると考えている。

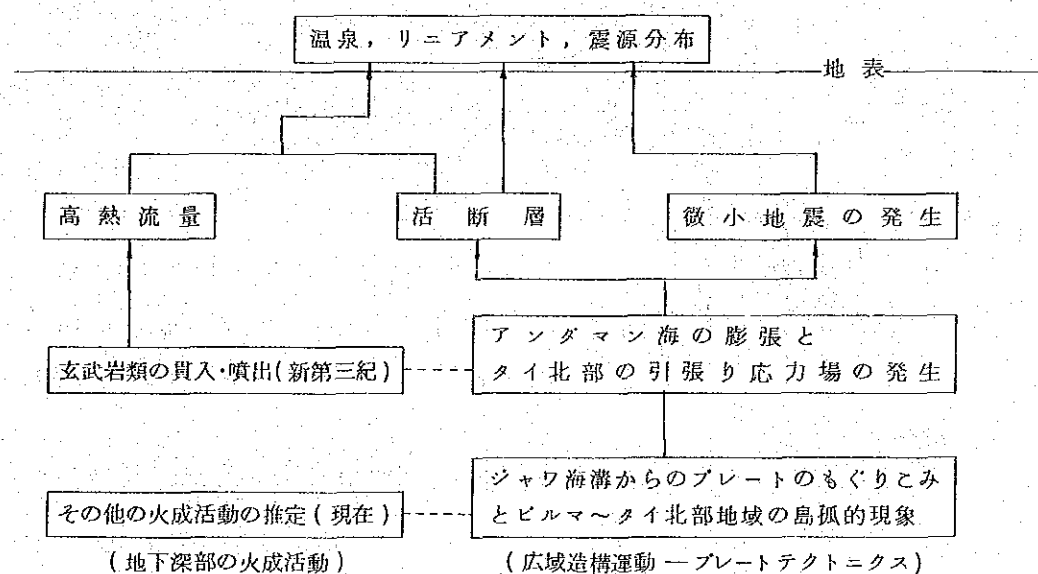


Fig V.1-1 タイ国北部の広域熱構造系



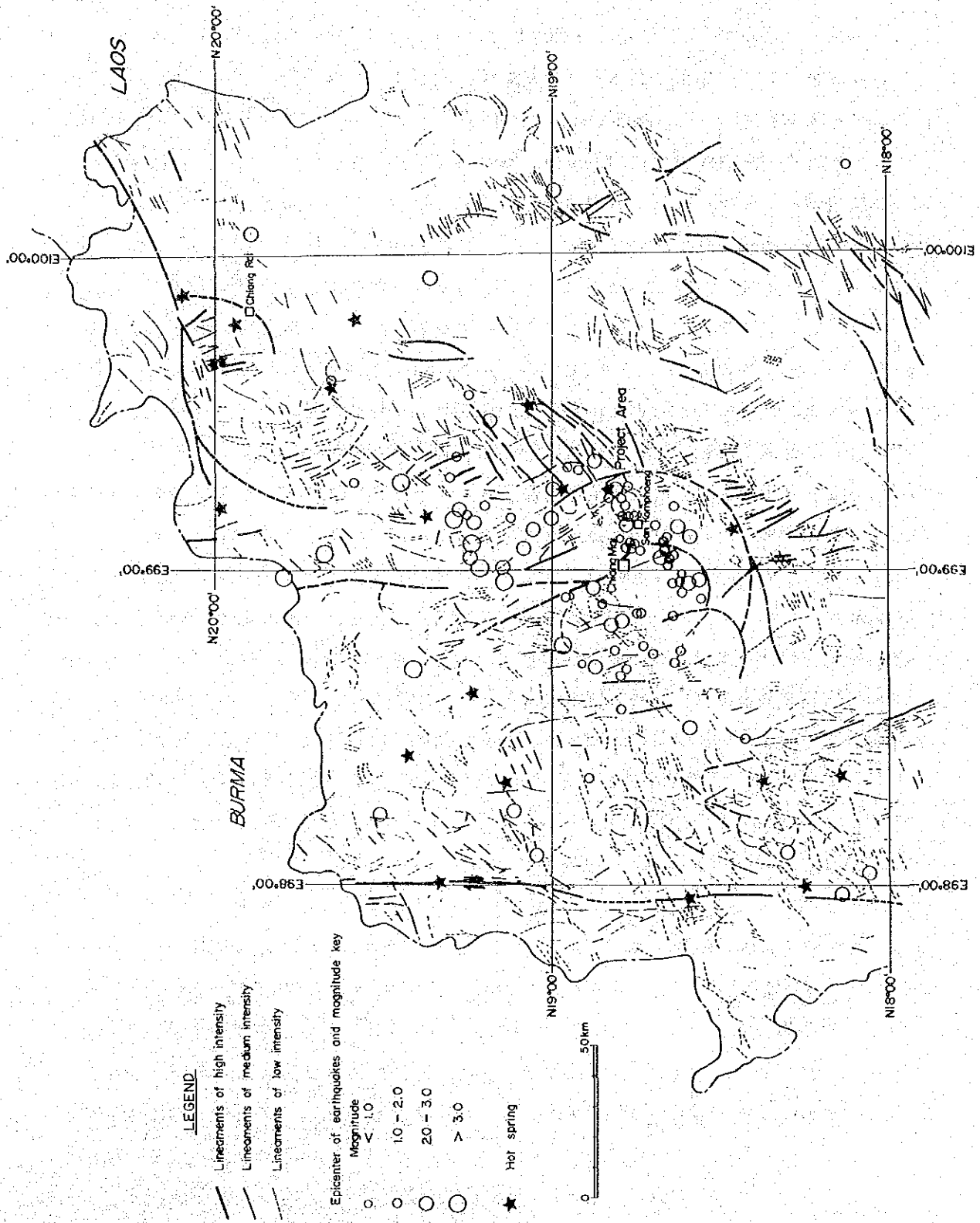


Fig. V.1-2 Earthquake distribution and Analysed structure from LANDSAT imagery

Fig. V.1-2は、ランドサット画像解析によって得られた、リニアメント分布と地震の震央分布である。San Kampaeng 地熱地域付近にみられるリニアメントは、今回の地質調査によって明らかにされた断層系と良く一致している。リニアメント分布には、調査地域東方の Mae Tha 断層沿いと Chiang Mai 付近に、S字構造を画いてNS方向にほぼ平行して走る第1級のリニアメントが認められる。地震の震源の多くは、これらのリニアメント上に位置している。同様に温泉も、このリニアメント近傍に分布する。このリニアメントは、現在でも活動している構造線（活断層）と考えられ、地熱流体の上昇を促していると思われる。

以上をまとめると、San Kampaeng 地熱地域の熱源は、タイ北部の広域的な高熱流量を背景とし（平均的熱流量）、花崗岩体の放射性元素の崩壊熱（特殊熱源）によって形成されていると推定される。（Fig. V.1-1）

#### 4. 地下温度の推定

地化学温度計を用いて、地下温度を推定した。結果例を次に示す。（Table V.1-1）

Table V.1-1 熱水の化学成分と地化学温度計の推定温度

源泉名	T (°C)	pH	Na	K	Ca	SiO <sub>2</sub>	シリカ 温度計 (°C)	アルカリ 比温度計	
								Na-K (°C)	Na-K-Ca (°C)
1	98	8.2	151	135	2.42	148	159	176	192
2	100	8.9	155	145	0.70	150	160	180	207

Na, K, Ca, SiO<sub>2</sub> の単位は mg/l  
(タイ側資料より抜粋)

地化学温度計としては、シリカ温度計、Na-K温度計およびNa-K-Ca温度計を用いた。一般に地熱貯溜層では熱水が石英の溶解によってSiO<sub>2</sub>に飽和しているのに対して、地表付近でシリカが沈殿するばあい、最初石英などよりも溶解度の大きい無定形シリカとなる。シリカ温度計は、この規則性にもとづいて経験的に開発された地化学温度計である。

San Kampaeng 地域のばあい、熱水が上昇するさい断熱的に冷却したと考えられるので、温度の算出は次式によって行った。

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{1015.1}{4.655 - \log \text{SiO}_2} - 273.15$$

SiO<sub>2</sub> の単位：ppm

この式によって求めた地下温度は、159°Cおよび160°Cとほぼ一致する。San Kampaeng

地熱地域の熱水のばあい、地表水の混入による希釈が予想されるので、貯溜層での実際の温度に比べてこの推定値はやや低いと考えられる。

一般に、熱水貯溜層ではおもに斜長石およびアルカリ長石のような鉱物と熱水の間で、Na、KおよびCaについての化学平衡が成立していると考えられる。アルカリ比温度計は、この原理にもとづいて開発された地化学温度計である。

Na-K-Ca温度計は、次式を用いる。

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{1647}{\log(\text{Na}/\text{K}) + \beta \log(\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}}) + 2.24} - 273.15$$

Na, K および Ca の単位: moles/l

この結果得られた地下温度は、192°Cおよび207°Cである (Table V.1-1)。アルカリ比温度計は、Na、KおよびCaの濃度比を用いているため、地下水による熱水の希釈あるいは地表付近での気液分離が生じても貯溜層温度を正しく反映する傾向がある。したがって、Na-K-Ca温度計によって得られた推定温度は、シリカ温度計のそれよりも、より深部あるいは地下水混入前の熱水の温度を代表していると考えられる。

Na-K温度計は、次式を用いる。

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{855.6}{\log(\text{Na}/\text{K}) + 0.8573} - 273.15$$

Na および K の単位: ppm

Na-K温度計によって推定された地下温度は、176°Cと180°Cと比較的良く一致する。またこの推定温度は、ちょうどシリカ温度とNa-K-Ca温度の中間を示している。

このように推定温度に巾があるのは、熱水が貯溜層から地表へと上昇する間に、地下水の混入によって希釈され冷却したり、通路となっている岩石中の鉱物と反応したためと考えられる。

タイ側により温泉ガス中のH<sub>2</sub>O、CO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>S、H<sub>2</sub>、Ar、O<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>について分析が行われ、CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>の平衡から地下温度が計算されている。その推定された最高温度は、247°Cである。熱水に使用された地化学温度計とは40°C以上の差があるが、この理由は明らかではない。世界各地で試みられた推定例をみると、CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>同位体温度計による推定温度は、一般に実測温度よりも5.0°C程度高い値が得られているばあいが多し。したがって、本地域において得られた247°Cという値は、実際の貯溜層の温度より高いと考えられる。

地化学温度計の結果から、San Kampaeng地域の地熱貯溜層は、約160~210°Cの温度範囲にあると推定される。

## 5. 地温分布

タイ側の地熱調査により、地熱徴候地周辺の1 m深地温分布および1.0 m深地温分布図が得

られている。さらに今回の弾性波探査の発破孔を利用した温度測定により、調査地域の約半分をカバーする10m深地温分布図が作成された(PL II. 2. 2-15)。これらの結果によると、1m深および10m深地温分布の高異常は、まったく温泉湧出地やheated groundの範囲と一致する。これは地温分布の高異常が、地熱流体の流動によってもたらされていることを示す。

10m深地温分布の40℃等温線は、約0.4km×0.6kmの広がりをもつほぼNW-SE性の軸をもつ円形を呈する。最高温度は、地温調査井S-13で測定された約130℃で、S-13井を中心としてほぼ同心円状に等温線が分布する。地温分布の高異常は、Wat Pong HomからNW-SE方向にのびる急地温傾斜ゾーンで画されている。また地温分布の高温異常部は、地層的にみて沖積層の分布する低地に一致している。また、S-13井を中心として等温線が同心円状に分布していることから、ある狭い通路を通過して上昇してきた地熱流体が、地表付近の沖積層中あるいは古生層の風化帯中で、外側に拡散していったことが推測される。

地熱徴候地以外では、調査地域南部において地熱調査井GTE-1からほぼ南方の弾性波探査測線Eにかけて、10m深地温が30℃以上のゾーンが分布する。このゾーンは、地質的にみてKiu Lom層上部の玄武岩質凝灰岩ののびと一致しているが、同じ位置に断層は確認されていない。

## 6. 変質帯

本地域には地熱徴候地を中心として変質帯が分布するが、中心から外側に向かってアルナイト帯-カオリン帯-カオリン・モンモリロナイト帯-モンモリロナイト帯-ハロイサイト帯の順に累帯配列を示す。X線回折分析によって検出された鉱物には、地熱変質によって生成された鉱物のほかに、古い時代の続成作用や変成作用による鉱物あるいはもともとの構成鉱物がある。上記の変質分帯は、セリサイトと絹雲母をのぞいた粘土鉱物の組合せによって行つた。一般に地熱変質によって生成される鉱物の組合せは、主として熱水の化学組成と温度によって規制される。Fig II. 1.1-3は、変質鉱物の生成温度の安定領域の大局的傾向を示す。この傾向にもとづくと、本地域の変質分帯の累帯構造は、アルナイト帯(高温)からハロイサイト帯(低温)に向かう熱水の流れによって形成されたと考えられる。

熱水の温度は、中心のアルナイト帯で200℃以上であった可能性があるが、大部分の地域では200℃以下で外縁部のハロイサイト帯では100℃以下であったとみられる。

## 7. 熱構造の概要

以上の考察をまとめ、San Kampaeng地熱地域の熱構造を推定する。

熱源は、Doi Luang隆起帯の地下深部に分布する花崗岩体と考えられる。天水がこの部分まで浸透し、岩体内部を循環して伝導的に加熱されて地熱流体を形成する。この時の温度は、