山梨県芦川村・都留市における水圧破壊法 による地殻応力測定

——鉛直方向の応力状態及び広域応力場——

国立防災科学技術センター 池田 隆 司・塚原 弘 昭

(昭和 62 年 6 月 19 日受理)

Hydraulic Fracturing Stress Measurements at Ashigawa-mura and Tsuru City in Yamanashi Prefecture

——the Vertical State of Stress and the Regional Stress Field——

Ryuji IKEDA and Hiroaki TSUKAHARA

National Research Center for Disaster Prevention

(Received June 19, 1987)

In-situ stress measurements using a hydraulic fracturing technique were conducted at two sites, Tsuru City (TR) and Ashigawa-mura (AS), to the southeast of the Kofu basin in Yamanashi Prefecture. The distance between TR and AS is about 16.5 km. The depths of the wells for the experiments are 450 m and 200 m, respectively. Maximum and Minimum horizontal compressive stresses, S_{Hmax} and S_{Hmin} , were obtained successfully in 4 and 12 depths, respectively. The stress-depth relationship between 120 m and 200 m was investigated in detail at the AS site. After examination of the experimental results, the following stress state was elucidated: both S_{Hmax} and S_{Hmin} tend to increase with depth. At the AS site, a stress *concentration* zone exists at a depth of about 170 m with a width of about 30 m. However, a stress *relaxation* zone is evident at the TR site.

The direction of S_{Hmax} , which is given by the azimuth of the hydraulic fractures, was obtained at 3 points in the TR borehole and 4 points in the AS borehole by using impression packers. Both sites have the S_{Hmax} direction, $N60^{\circ} \pm 20^{\circ}W$. We investigated the 3-dimensional stress state in this area with these results and with the data from the focal mechanisms of micro-earthquakes. Synthetic analysis of these data revealed that stress direction is understood in terms of the compressive stress in the Eurasian plate produced by the relative north-westward movement of the Philippine Sea plate.

§1. 序

地殻活動（地震活動，地殻変動等）の原動力である地殻応力状態を明らかにすることは，地震テクトニクスの解明に必須である．我々は，1978 年以来水圧破壊法により，関東・東海の各地で地殻応力の現場測定を実施し，深度 800 m 程度までの応力値の深さ分布や，応力方位の地域的分布について知見を得てきた [塚原・池田 (1983), TSUKAHARA and IKEDA (1987)]．

ここでは，甲府盆地南東方の山梨県都留市及び芦川村で地殻応力を測定した結果と，テクト

昭和 58 年 9 月 28 日，昭和 61 年 10 月 8 日，発表

ニクスとの関連について述べる。甲府盆地から富士山周辺にかけての地域は、もぐり込むプレートの形状が明瞭でなく、応力状態も議論の多いところである。地質学的には南部フォッサマグナ活構造地域として、また地震活動の面では山梨県東部の地震群発地帯として、地殻活動の大変活発な地域であることが知られている。さらに最近では、東日本北米プレート説の登場などに伴い、三つのプレートの力学境界が当該地域で接している可能性も指摘されている [瀬野 (1986), 小林 (1986)]。

一方、地殻応力測定データの蓄積と測定技術の進歩にともない、地域的な応力分布のみならず深さ方向の応力状態についても、より詳細な議論が可能になってきた。これまでの各地での測定結果から、水平応力は一般的傾向として深さと共に増加し直線で近似されることが分かってきた。しかし、地下の不均質な構造を反映して応力の集中や緩和現象も考えられ、より詳しい応力の空間分布を明らかにすることが必要である。芦川における測定では、深さ方向に出来るだけ密な測定を行い、深さ方向の応力変化について調べた。その結果、応力集中帯の存在が明かとなったので、ここに報告する。

§ 2. 測定地点・地形・地質

今回測定した2地点の位置、測定井の仕様及び測定時期は、以下の通りである。

都留 (TR): 山梨県都留市宇砂原前, 北緯 $35^{\circ}30'47''$ ・東経 $138^{\circ}53'12''$ ・標高約 598 m; 直径約 16 cm・深さ 450 m; 1983 年 2 月測定。

芦川 (AS): 山梨県東八代郡芦川村上芦川, 北緯 $35^{\circ}32'58''$ ・東経 $138^{\circ}42'35''$ ・標高約 1050 m; 直径約 16 cm・深さ 200 m; 1986 年 3 月測定。

Fig. 1. Stress measurement sites and their geological settings. Simplified from Neotectonic Map, Tokyo [GEOL. SURV. JAPAN (1982)]. 1: Pre-Miocene; 2: Miocene; 3: Post-Miocene; 4: Quaternary extrusives; 5: Tertiary extrusives; 6: Intrusive rocks; and 7: Present measurement sites, TR: Tsuru and AS: Ashigawa. In the inserted figure, arrows indicate directions of the relative motions for the Philippine Sea (PH) and Pacific (PA) plates against the Eurasian (EU) plate. NA/SU/SA: the Nankai, Suruga and Sagami troughs, respectively. JA: Japan trench.

Fig. 2. Topographic map near the measurement sites (black circles) and vertical cross sections of the boreholes. The azimuths are chosen to indicate the steepest topographic relief. The numbers in the cross sections indicate the depth of the stress measurement points.

測定地点とその周辺の地表地質概略図を Fig. 1 に示す。両地点は、直線にして約 16.5 km の距離である。地質図は、50 万分の 1 活構造図東京 [地質調査所 (1982)] を中新統で区分して簡略化してある。Fig. 2(a), (b) には、測定点付近の地形、及び測定点を含む最も起伏の大きい方位 (TR: N35°E, AS: N25°W) の地形断面を応力測定深度と共に示す。それぞれ、測定孔の深度と同程度離れた地点の標高と孔口との標高差が 100~130 m あるので、浅い部分の測定値には地形の影響が多少含まれているであろう。今回の報告にはこの影響は考慮していない。測定孔の地質柱状・検層結果を Fig. 3(a), (b) に示し、孔壁状態とコアの物性について以下に述べる。

都留 (TR): 地層は大きく分けて 2 層からなり、0~60 m が砂礫ないしは礫混じりシルト、60~450 m が安山岩質凝灰岩 (中新統御坂層群) であった。60 m 以深の密度検層の結果は、平均密度約 2.7 g/cm³ と安定している。しかし、音波検層による弾性波 (P 波) 速度は 3.2~5.8 km/sec の間で変化しており、変化幅は大きい。深度 350 m と 450 m の点で採取されたコアサンプル (以下、それぞれ 350 m コア、450 m コアという) の物性試験結果でも、比重は両者とも 2.7 であるが、 V_P (湿潤) は 350 m コアで 3.4 km/sec、450 m コアで 4.9 km/sec、 V_S (湿潤) は 350 m コアで 1.7 km/sec、450 m コアで 2.5 km/sec と大きな違いがある。密度の高い割に P 波速度も比較的遅く、孔壁に既存の割れ目の多いことを示唆している。その

Fig. 3. Lithology and geophysical logs of the observation wells.

ため, Fig. 2(a) に示す様に応力値の求められた測定箇所は 4 箇所と少ない. 特に, 100~150 m, 220~230 m, 270~280 m, 370~400 m では比抵抗値も低く, 破碎帯あるいは帯水層の存在も考えられる.

芦川 (AS): 地層は大きく分けて 3 層からなり, 0~61.5 m が閃緑岩 (芦川花崗岩帯), 61.5~113.3 m が玄武岩熔岩 (西八代層群の捕獲岩とも考えられる), 113.3~203 m がひん岩であった. 玄武岩内で P 波速度は急激に増大するが, 割れ目の多い地層を反映して 3.5 km/sec から 6.1 km/sec の間で変化している. 密度の方は, 玄武岩内では 2.5~2.8 g/cm³ まで漸増するが, ひん岩ではほぼ一定で平均密度約 2.6 g/cm³ であった. コアの物性試験結果からみると, 深度 99 m から採取した玄武岩は, 比重 2.9, 有効間隙率 0.54%, V_p (湿潤) 5.8 km/sec, V_s (湿潤) 3.2 km/sec であった. 深度 187 m から採取したひん岩は, 比重 2.8, 有効間隙率 1.82%, V_p (湿潤) 5.4 km/sec, V_s (湿潤) 2.8 km/sec であった. この様に, 玄武岩の方がひん岩より密度, V_p とともに大きい, 全体に割れ目が発達しており岩片状に砕けやすい. 従って, 実験は Fig. 2(b) に示す様に 120 m 以深のひん岩内の 12 箇所で行われた.

§3. 測定法

測定法の詳細は, 塚原・他 (1978), TSUKAHARA and IKEDA (1987) を参照されたい. 測定

Fig. 4. The mechanism of the new inflatable packer. (1): Inflating, (2): Injection water for testing, (3): Releasing.

しようとする深さの箇所を、上下一対の膨張パッカーで栓をし、その間に水圧を加えて孔壁に割れ目を作る。この割れ目は最大水平圧縮応力の方向に孔芯と平行に発生し進展する。[HUBBERT and WILLIS (1957)]. 膨張パッカーは、TR の測定では塚原・他 (1978) と同じ LYNES 社製のものを用いたが、AS の測定では TAM 社製のものを使用した。Fig. 4 に TAM 社製膨張パッカーの機構を模式的に示す。前者では、一回破壊する毎に地上に回収して整備し、次の破壊箇所まで降下しなければならず、そのために深くなるほど多大な時間を要した。後者は、地表でドリルパイプを上下させることによりパッカーの膨張・収縮を操作することができ、一度の降下作業で回収することなく連続して何箇所かの測定が行える。AS での測定の様に測定箇所が隣接している場合には、実験時間の短縮に大変有効である。なお、上下パッカーの間隔、即ち加圧部分の長さは TR が約 2.2 m, AS が約 1.1 m である。

最大水平圧縮応力 (S_{Hmax}) 及び最小水平圧縮応力 (S_{Hmin}) は、水の圧入、停止を繰り返すことによって得られ、割れ目の再開口圧 (P_o') と閉口圧 (P_o) 及び既存の間隙水圧 (P_p) とから

$$S_{Hmax} = 3P_o' - P_o - P_p \quad (1)$$

$$S_{Hmin} = P_o \quad (2)$$

と表すことが出来る。[BREDEHOEFT *et al.* (1976), ZOBACK *et al.* (1977), HAIMSON (1978)]. ここで P_p は、測定孔の水位が地表面とほぼ同じであったので、水柱圧に等しいとした。鉛直応力 (S_v) は上載岩圧に等しいと仮定し

$$S_v = Dgh \quad (3)$$

とした。ここで $D \cdot g \cdot h$ は、それぞれ測定地点の岩石の密度・重力加速度・深さである。水圧は地上の配管の中、水の流量は水圧ポンプの吸入口で測定し、ペンレコーダでモニターしつつ時間と共にアナログ磁気テープレコーダに記録した。

Table 1 Hydrofracturing data and calculated *In-situ* stresses.

Run No.	Depth (m)	Hydrograc data (MPa)			Stress (MPa)			Frac. azimuth
		P_b^0	P_b^r	P_S	S_{Hmax}	S_{Hmin}	S_U	
Tsuru (TR)							$D=2.7$	
TR-75	75	6.2	5.3±0.1	4.3±0.2	6.8±0.7	4.3±0.2	2.0	N60°W
TR-241	241	12.2	11.4±0.1	9.4±0.5	14.4±1.6	9.4±0.5	6.5	—
TR-301	301	9.5	7.6±0.1	7.0±0.2	10.4±0.7	7.0±0.2	8.1	N55°W
TR-389	389	16.0	13.9±0.5	14.9±0.5	26.9±2.0	14.9±0.5	10.5	N60°W
								Av. N60°W
Ashigawa (AS)							$D=2.6$	
AS-128	128	10.8	9.5±0.2	5.9±0.2	6.9±0.6	5.9±0.2	3.3	N40°W
AS-133	133	10.5	9.6±0.3	5.6±0.2	5.9±0.6	5.6±0.2	3.5	—
AS-140	140	13.3	10.6±0.1	6.7±0.1	8.1±0.3	6.7±0.1	3.6	—
AS-147	147	11.5	7.4±0.1	6.9±0.1	11.8±0.3	6.9±0.1	3.8	—
AS-159	159	11.6	10.3±0.0	7.3±0.1	10.0±0.3	7.3±0.1	4.1	—
AS-162	162	16.8	9.5±0.3	8.6±0.2	14.7±0.6	8.6±0.2	4.2	N85°W
AS-168*	168	18.1	13.0±0.4	11.1±0.2	18.6±0.6	11.1±0.2	4.4	—
AS-171	171	19.7	11.8±0.5	11.0±0.1	19.5±0.5	11.0±0.1	4.4	—
AS-175	175	21.9	13.0±0.1	9.6±0.1	14.0±0.3	9.6±0.1	4.6	N50°W
AS-182	182	20.8	11.2±0.1	9.8±0.0	16.4±0.1	9.8±0.0	4.7	—
AS-189	189	15.6	9.6±0.5	8.0±0.1	12.5±0.5	8.0±0.1	4.9	—
AS-193	193	21.6	12.9±0.4	8.9±0.3	11.9±0.9	8.9±0.3	5.0	N80°W
								Av. N60°W

*: Data determined from both AS-168a and AS-168b in Fig. A-1(C).

最大水平圧縮応力方位を知るための割れ目の検出には、これまでと同様超音波テレビュアー及び型取りパッカーを用いた。超音波テレビュアーでは鮮明な新しく作られた割れ目を確認出来なかったが、型取りパッカーによって検出することが出来た。

§4. 測定結果

4.1 地殻応力の大きさ

TR では、10 箇所まで水圧破壊を試みたが、地殻応力値の算出できるデータの得られたのは 4 箇所であった。§2 で述べたように既存の割れ目が多い孔壁状態の為である。それに対して AS では、水圧破壊の実施した 12 箇所全てから応力値が得られた。応力値の算出に使用した全ての水圧・流量記録を巻末の付録 Fig. A-1 (a), (b), (c) に示す。それぞれの記録の上段は水圧—時間記録で、下段は流量—時間記録である。水圧は地上で測定した記録であり、測定深度での真の水圧はこの値に水柱圧分を加えたものになる。各々の水圧記録上に、応力の算出に用いた P_b^* と P_s 、及び初期破壊圧 P_b^0 を同定した位置をマークしてある。水圧記録の全般的な特徴を述べると、TR の場合には P_b^0 が 10 MPa 前後と低く既存のクラックの影響が含まれているようである。それと比較して AS の場合には、ブレイクダウンがシャープに現れ P_b^0 も高く、 P_b^* 、 P_s の再現性もよい。

(1), (2) 式を用いて算出した応力値を Table 1 に示す。鉛直応力 S_v は、密度地層から得られた平均密度から (3) 式で計算した。各測定点での応力値を深さに対してプロットし Fig. 5(a), (b) に示す。白丸は最大水平圧縮応力 (S_{Hmax})、黒丸は最小水平圧縮応力 (S_{Hmin}) である。深さによる応力の変化の特徴を以下に述べる。

都留 (TR): 応力値の測定範囲内での傾向は深さと共に増加し、逆断層型の応力状態である。但し、深度 301 m での応力値は異常に小さく S_{Hmin} が S_v の応力レベルに近い。つまり、その上の測定深度 241 m との間に応力値のギャップがある。この部分は既存の割れ目や、速度検層で認められる直上の低速度層の存在に影響され、地殻応力が緩和されているためと解釈される。深度 301 m を除いた他の 3 箇所の応力値から、応力と深さの関係を最小自乗法により直線で近似すると、 $S_{Hmax}=5.4 \times 10^{-2} h + 1.0$, $S_{Hmin}=2.9 \times 10^{-2} h + 1.6$ となる (Fig. 5(a) 中の点線)。ここで、地殻応力 S_{Hmax} , S_{Hmin} , S_v は MPa で、深さ h は m で表してある。深度 301 m の応力値は、この直線から推定される値より S_{Hmax} は 6.9 MPa, S_{Hmin} は 3.3 MPa 小さい。

芦川 (AS): 深度 128 m から 193 m 間の 12 箇所測定を行い、平均測定間隔が 5.4 m とかなり密な応力値の連続的深度分布を得ることが出来た。その結果、深度 170 m 付近を中心とした約 30 m の間に、異常な応力集中帯が見いだされた。隣あった箇所での応力値が系統的に変化しており測定誤差ではない。深度 162 m のデータは、4.2 項で述べる理由から括弧付してあるが、このデータを除いても傾向は変わらない。応力状態は、TR と同様、 $S_v < S_{Hmin} < S_{Hmax}$ の逆断層型である。

4.2 地殻応力の方位

地殻応力値の算出できるデータの得られた箇所のうち、TR では 4 箇所、AS では 10 箇所について型取りパッカーによる割れ目の検出を試みた。そのうち TR では 3 箇所、AS では 4

(b)

Fig. 5. Variation of stresses with respect to depth. The chain line represents the lithostatic pressure calculated from the density log data.

箇所から水圧破壊による鉛直方向の割れ目を検出した。得られた結果を付録 Fig. A-2(a), (b) に示す。図中は磁北であり、この地域の磁北は西偏約 6.5 度である。型取りパッカーの周囲についた全ての跡をそのまま写し取ったものである。従って、既存のクラックもそのまま転写されている。水圧破壊によって生じたと思われる割れ目を、鉛直方向への連続性、孔芯を挟んだ 180 度対称性、割れ目の幅（パッカー表面上で認められる明瞭度）によって判断し、平均的な方位として Table 1 に示す。

TR の場合、既存のクラックが多く繁雑であるが、卓越した鉛直方向の割れ目が明らかに認められる。また、割れ目の平均方位は、深さに対して系統的な変化はなく、 S_{Hmax} 方位は $N60^{\circ}W$ である。AS の場合には、測定箇所によって差がある。4 箇所での平均方位は $N66^{\circ}W$ と求められるが、AS-162 はその方位から 29 度ずれている。ここでは、 S_{Hmax} 方位は AS-162 を除いた 3 箇所での平均から $N60^{\circ}W$ とした。従って S_{Hmax} 方位には $\pm 20^{\circ}$ 程度の誤差を含んでいる。以上のことを考慮して、Fig. 5(b) では AS-162 の応力値も括弧付きとした。

§ 5. 考 察

5.1 地殻応力の大きさと鉛直方向の応力状態

TR における最大差応力 ($S_{Hmax} - S_v$) は大変大きい。400 m で 16 MPa に達する。この値は、これまでの関東・東海地域での測定値が深さ 400 m に換算して 2~11 MPa の範囲にあるのとは比べて、大変高い値であることが分かる。TR での応力測定の約 6 カ月後 (1983 年 8 月 8 日) に、TR の北東、水平距離で約 20 km の所に $M=6.0$ (深さ 18 km) の地震が発生した。この地震の発震機構は横ずれ断層型で、圧縮軸は北西—南東である。TR で測定された応力方位とよく一致している。TR で測定された差応力が大変高かったのは、この地震の発生と関連があったのかも知れない。しかし、地震の前兆と考えるか、この地域全体の地殻応力が高いと考えるかは、測定点数が少ないことと、応力の時間変化を測定していないので未だ不明である。なお、この地震の震央から 31 km 北西の傾斜観測点 (塩山) では、地震発生の 18 日前から前兆的傾斜異常変化が記録されたことが報告されている [佐藤・他 (1984)]。

AS の応力値の連続的深度分布には応力値の高い区間があり、直線で近似できない応力集中帯が存在している。相対的な応力値の高まりの度合は S_{Hmax} で 8 MPa, S_{Hmin} で 4 MPa とかなり大きい。TR についても深度 241 m と 301 m の間に、AS とは逆のセンスであるが同程度の応力値のギャップがあることを指摘した。TR の測定間隔が広く詳細は分からないが、応力の緩和帯を意味しているのかもしれない。この応力集中や応力緩和の原因の一つには、岩石の不均質さに由来するところの弾性的性質の変化があるであろう。例えば、差応力が深さと共に増加する現象は、最も安定な応力の状態である静岩圧の状態に近づこうとして応力緩和が生じているためと解釈される [塚原・池田 (1984)]。即ち、封圧が小さくかつ既存のクラックの多い浅部でより大きな応力緩和が生じ差応力が小さくなる。AS の応力集中帯でも差応力が大きくなっており、既存のクラックも少ないことが予想される。検層結果では密度はほぼ一定であるが、P 波速度には変動が見られる。応力集中帯の岩盤がその前後に比べ安定している様子が伺える。佐藤・他 (1987) では、この検層データ及びコアの破壊強度の深さによる変化について、その統計的性質を詳細に調べ、応力値とも比較している。応力値の岩石の物性やクラックへの依存性を一般的に記述するには至っていないが、測定例が増えることによって次第に明

Fig. 6. The directions of the maximum horizontal compressive stresses and the 3-dimensional stress state near the measurement sites. AS/TR: Present data; TAN: Data from KOIDE *et al.* (1980); and EQ: Epicenter of the eastern Yamanashi earthquake of Aug. 8, 1983. In figures (I) and (II), the paired black and white arrows indicate the direction of the maximum compressive and tensile stresses, respectively. The white large arrows indicate the direction of relative motion for the Philippine Sea (PHS) against the Eurasian (EUR) plates. F/G/H/I/J: Principal stress directions obtained from the focal mechanisms of micro-earthquakes [after SUZUKI and KASAHARA (1986)], and Broken lines: Mechanical boundary between the two plates.

らかになって行くであろう。

5.2 地殻応力の方位と広域応力場

TR, AS で求められた最大水平圧縮応力の方位, 共に $N60^\circ \pm 20^\circ W$, を Fig. 6 に小矢印で示す. Fig. 6 には, TR の 18 km 東方の丹沢で応力解放法により測定された方位 [小出・他 (1980)] も示してあるが, 今回の測定方位とは一致しない. この間で応力方位が急変していると考えられる [塚原・池田 (1983)].

また, 芦川の直下 10~20 km に発生する微小地震の発震機構では圧縮軸がほぼ東西 [鈴木・笠原 (1986)] であり, AS の測定結果とは一致していない. このことについては塚原・池田 (1986) が, 3 次元的応力場を考察することによって説明したが, 今回の測定結果に関連する部分をここにまとめておく. 以下の議論には, プレート境界付近では応力場の時間的な変化も無視できないことを考慮して, 応力測定データ・地震発震機構データの 2 種類のデータだけを採用し, 活断層・岩脈等地質学的データは採用していない. Fig. 6 の断面 I は甲府盆地から南東へ相模湾に抜ける地域の断面である. 地表面に示される AS・TR の小矢印は応力測定によるデータであり, 断面内に示される F・H・I・J は微小地震の発震機構で, 鈴木・笠原 (1986) によるものである. H・I・J では, 点線で囲んだ中にメカニズムの同じ多数の地震が発生して

いる。この断面から、3つの応力区に分けられることがわかる。すなわち①北西側（断面Ⅰの左側）では浅い部分と深い部分とで応力状態が異なる（Fに示される応力は、この断面と主応力軸が斜交しているので図からは読み取りにくい）、最大圧縮軸は東—西、最大引張軸は南—北を向いている）、そのうち②浅い部分の応力状態は逆断層型でフィリピン海プレートの北西進の向き（断面Ⅰの右上の白大矢印）に平行に最大圧縮力の向きが並んでいる。また断面Ⅱは、主応力軸の一つ最大引張応力軸に平行に切った断面である。この断面内に示される応力状態も3つにはっきり分けられる。つまり、Fは周りとは不連続な特異な応力状態であることが分かる。塚原・池田（1986）では駿河トラフ近傍での考察から、プレートのもぐり込み地域における典型的応力パターンは、1）プレートのもぐり込み口付近の海洋プレート内には最大傾斜方向に引張軸が並び、2）大陸側では海洋プレートの進行方向と平行な圧縮応力が並ぶ、ことを明らかにした。Fに示される応力区の成因がプレートの方角への曲がりによるものとするればFの最大引張軸方位（白矢印）はもぐり込むプレートの最大傾斜方向になっているはずである。ASとFとの間で境界面（力学的意味での）を引くと断面Ⅱの破線のようになり、地表での境界線の位置は河口湖—西湖を結ぶ東西の凹地帯あたりになる。以上は、Fをフィリピン海プレートの方角への曲がりによる地震とし、AS・TRで得られた応力状態をフィリピン海プレートの北西進により陸側プレート内に発生した応力と解釈した結果であるが、得られた結果は現存する他のデータと矛盾するところはない。

§6. ま と め

山梨県都留市の深さ450mの測定孔と、同県芦川村の深さ200mの測定孔で水圧破壊法により地殻応力を測定した。それぞれ、種々の深さの4箇所と12箇所地殻応力値を得た。特に、芦川では平均測定間隔が5.4mと深度方向に密な測定が行え、応力値の詳細な深度分布を得ることが出来た。また、最大水平圧縮応力の方位もそれぞれの異なった深度で得られた。得られた結果から以下のことが明かとなった。

（1）両地点とも最大・最小水平圧縮応力は、何れも深さと共に増加する傾向にあり、逆断層型の応力状態である。

（2）芦川では、深度170m付近を中心として約30m幅の応力値の高い応力集中帯が存在する。また、都留でも応力緩和帯の存在が示唆される。

（3）都留で測定された地殻応力値及びそれから算出される最大差応力値は、これまで関東・東海地域の各地で測定された値より高い。山梨県東部の地震（ $M=6.0$ ）との関連が考えられるが、応力の時間的変化は未だ不明である。

（4） S_{Hmax} の方位は深さによって系統的に変化することはなく、両地点とも $N60^{\circ}\pm 20^{\circ}W$ であった。この応力方位は、地震発震機構データとの関係から、プレートのもぐり込む地域の3次元的応力場モデルで説明され、フィリピン海プレートの北西進により陸側プレート内に発生した応力と解釈される。

謝 辞

山梨県消防防災課、都留市役所、芦川村役場、霜村千代晴氏に、実験地借用等多大なご協力を頂いた。国立防災科学技術センターの佐藤春夫博士に貴重な助言を頂いた。これらの方々に、

記して感謝の意を表する。

なお、芦川での応力測定実験は昭和 60 年度科学技術振興調整費によるものである。

文 献

- BREDEHOEFT, J. D., R. G. WOLFF, W. S. KEYS and E. SHUTER, 1976, Hydraulic Fracturing to Determine the Regional *In-Situ* Stress Field, Piceance Basin, Colorado, Geol. Soc. Amer. Bull., **87**, 250-258.
- HAIMSON, B. C., 1978, Near-Surface and Deep Hydrofracturing Stress Measurements in the Waterloo Quartzite, Proc. 19th U.S. Symp. Rock Mech., 345-361.
- HUBBERT, M. K. and D. G. WILLIS, 1957, Mechanics of Hydraulic Fracturing, Petroleum Trans. AIME, **210**, 153-168.
- 小林洋二, 1986, 南部フォッサマグナ地域のプレート力学境界, 月刊 地球, **8**, 220-222.
- 小出 仁・星野一男・楠瀬勤一郎・井波和夫・金川 忠・林 正夫・北原義浩, 1980, 丹沢山地における応力解放法による地殻応力の測定 (その 3), 地震学会予稿集, No. 2, 238.
- 佐藤春夫・立川真理子・大久保 正, 1984, 山梨県東部の地震 (1983 年 8 月 8 日) に先行した異常な地殻傾斜変化, 地震 **2**, **37**, 197-205.
- 佐藤春夫・塚原弘昭・池田隆司, 1987, 岩石破壊強度の空間分布——山梨県芦川井のボーリングコアの一軸圧縮破壊強度の深度分布——, 地震 **2**, **40**, 513-518.
- 瀬野徹三, 1986, 相模トラフ-三重点のテクトニクス, 月刊 地球, **8**, 206-213.
- 鈴木宏芳・笠原敬司, 1986, 甲府盆地周辺に発生する地震メカニズムの特性, 月刊 地球, **8**, 213-219.
- 地質調査所, 1982, 1:500,000 活構造図東京.
- 塚原弘昭・池田隆司・佐竹 洋・大竹政和・高橋 博, 1978, 静岡県岡部町における水圧破壊法による地殻応力の測定, 地震 **2**, **33**, 317-327.
- 塚原弘昭・池田隆司, 1983, 関東・東海地域の地殻応力, 地震 **2**, **36**, 571-586.
- 塚原弘昭・池田隆司, 1984, 水圧破壊法による地殻応力測定——深度 100-800 m の測定孔での測定結果, 第 6 回岩の力学国内シンポジウム講演論文集, 367-372.
- 塚原弘昭・池田隆司, 1986, 南部フォッサマグナの 3 次元的応力場, 月刊 地球, **8**, 602-605.
- TSUKAHARA, H. and R. IKEDA, 1987, Hydraulic Fracturing Stress Measurements and *In-Situ* Stress Field in the Kanto-Tokai Area, Japan, Tectonophysics, **135**, 329-345.
- ZOBACK, M. D., J. H. HEALY and J. C. ROLLER, 1977, Preliminary Stress Measurements in Central California Using the Hydraulic Fracturing Technique, Pure Appl. Geophys., **115**, 135-152.

Fig. A-1. Pressure and flow rate records. Upper part: Water pressure vs. time; and Lower part: Flow rate vs. time. Water pressure records are taken from a transducer on the surface. P_b^0 : Initial breakdown pressure; P_b^r : Reopening pressure; and P_s : Instantaneous shut-in pressure.

Fig. A-2. Fractures printed on impression packers after the hydraulic fracturings. N is magnetic north. Magnetic north declination in this area is about 6.5 degrees to the west.