

岡山市万成における地殻応力の深度勾配の測定 (続報)

田 中 豊

MEASUREMENTS OF CRUSTAL STRESS GRADIENT WITH DEPTH AT MANNARI SITE, OKAYAMA CITY (CONTINUED REPORT)

By *Yutaka* TANAKA

Synopsis

In November 1990, the stress distribution until as deep as 200 m was measured on Mannari granite block in Okayama City. The Borehole was extended until 300 m deep in 1991, and the stresses between 200 m and 300 m were further measured at 9 points by the hydrofracturing method. As a result, it was made known that the stress value is low and nearly lithostatic state until 170 m deep. At the depth around 175 m, discing phenomenon was observed. Then around 190 m deep, an old concreted fault came out and the stress value began to increase sharply in deeper part.

The ratio (μ_m) of the shear stress value to the horizontal mean stress value takes from 0.3 to 0.4 in deeper than 180 m. The horizontal shear strain changes in the vicinity of Okayama City obtained by geodetic surveys have been as small as 10×10^{-6} (1×10^{-7} /yr) in past 100 years, and seismic activity is extremely low as well. It is absolutely impossible to occur shear fracture if $\mu_m = 0.4$ or smaller, or under such a stress state even though the hydrostatic pore pressure is taken into consideration. Okayama area is, though unexpectedly under high stress state, supposed to be a stable area with low shear stress and low stress changes.

1. 緒 言

地震活動の低い地域では応力値が低い、あるいは応力深度勾配が小さいと、測定当初には予想された。従って地殻物理学的研究あるいはテクトニクスや地震発生危険度の推定など地震予知の研究のためにも、地震活動の低い地域での測定が、地震活動の高い地域あるいは地震発生の危険性が予想される地域との比較のため、一つの基準として重要と考えられた。先に西日本標準応力勾配¹⁾として、1978年～1983年までの中部近畿地方北部の平均応力勾配を使用して来た。応力勾配は地域によって異なり、また測定時期によって変わる可能性はあるが、西日本標準応力勾配を一つの目安として、これよりも値が高いか低いかを論じて来た。岡山市万成の測定は、応力勾配最小の一つの基準と考えて実施したものであった。しかし結果は予想外のものとなった。

1990年11月、岡山市万成花崗岩中に 200 m の鉛直ボーリング (60 mm ϕ) を行い、水圧破砕法により10点で水平面内主応力の測定を実施した²⁾。その結果、浅部の均質な花崗岩部分では応力値がきわめて低かったが、170 m を超えて、ボーリング中にディスキング現象が起こった深度から応力値は急増し、固結した古い断層らしい破砕部 (ボーリングにより破砕したものらしい) の直上で応力値は高くなった。185～200 m 間

はディスクング現象が多発し亀裂もあるため測定はできなかったが、200 m 以深では、180 m 付近の高応力状態のまま深さと共に応力値が増加するのか、あるいは断層付近の応力集中のため、この付近だけが高応力で再び低応力（層）に転ずるのか判断できない状態で測定を終えた。そこで1991年11月、同一ボーリング孔をさらに100 m 深部へ延長し、200~300 m 間の応力状態を調べる目的で、深さを変えて9点で水圧破碎法により応力測定を実施した。

2. 応力測定地と測定方法

1990年11月の測定²⁾と同じである。前回の200 m ボーリング孔の孔底は、孔底付近でディスクングが多発したため、セメンティングの上、下方へ同じ口径60 mmφで鉛直に100 m ボーリングを行い、9点で水圧破碎法により測定した。

3. ボーリング結果

200 m までの結果は前報に述べたように、90 m まではAplite 岩脈や亀裂があり、91 m 付近で破碎帯が現れるが、それ以深165 m までは均質な花崗岩（白亜紀後期）であった。169 m 付近からボーリング中に

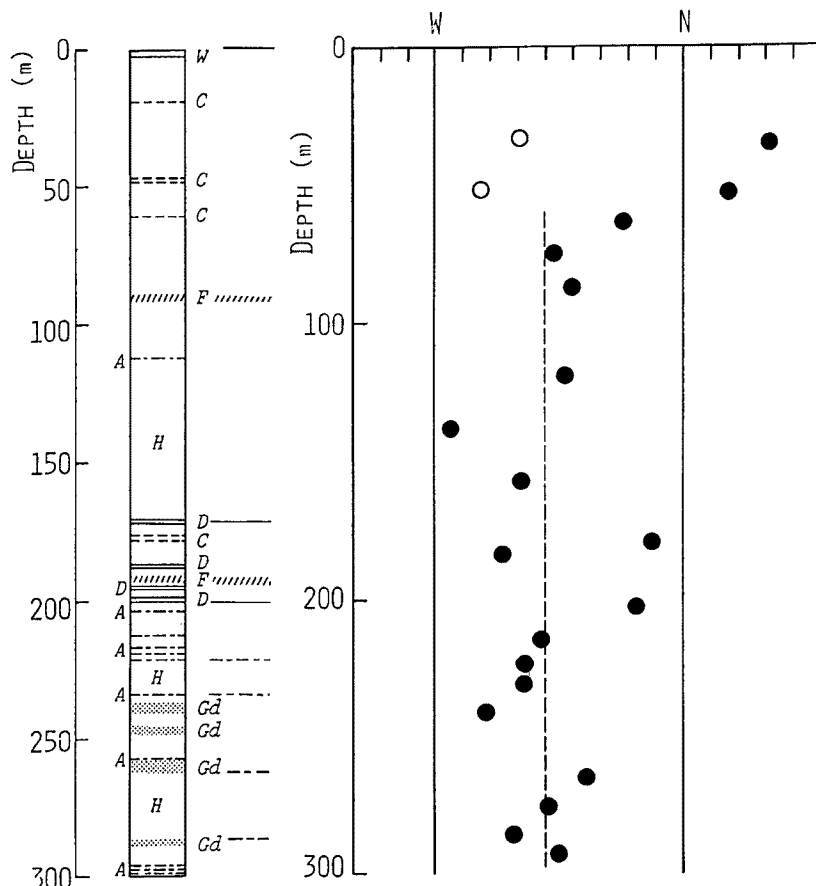


Fig. 1. Left: columnar section of borehole.

A: aplite dike, Gd: granodiorite, C: crack, D: discing, F: fracture, H: homogeneous, W: weathered

Right: azimuths of maximum principal stress at each depth.

ディスクリング現象が発生し、水平方向の高応力が予想されたが、190 m 付近で固結した古い断層と考えられる破砕部が現れた。193～198 m 前後までは硬岩で、コアの採取率は100%であったが、198.5 m から 201 m まで再びディスクリング現象が発生した。

今回行った 200 m から 300 m 間のボーリングの結果、亀裂や破砕部は非常に少なく、その代わり所どころに Aplite 岩脈や花崗閃緑岩が見られた。その接触部は色と粒度から分かる程度で、連続したコアが採取されている。また部分的に 30 m 近くに亘って均質な花崗岩が続き、3 m 以上にも達するコアが得られている。最深部 296～300 m 付近では Aplite の岩脈がきわめて多くなった。柱状図は Fig. 1 左に示す通りである。

4. 応力測定結果

1990年の測定も含めて、水圧破砕法による応力測定結果を Table 1 に示す。

4.1 水平面内主応力方向

前回にも述べたが、200 m 以深においても、かなりの水圧を加えるにかかわらず、破砕亀裂が中々発生しない場合が多く、そのためか、亀裂方向の分散は $\pm 20^\circ$ に達している (Fig. 1 参照)。200 m 付近のディスクリングが生じたその直下では応力値は異常に高い (Table 1 参照) が同時に、主応力方向もディスクリング現象が起こり始めた 179 m 深度での測定と同じく、大きく北へ偏っている。これは 200 m 付近で応力集中が生じていたためと考えられる。

63 m までの浅い測定 3 点と 20° 以上偏倚している 3 点を除いた平均的方位は $N50^\circ W$ 方向となり、とくに深さによって変化している傾向は見られない。

Table 1. Horizontal stress values and azimuths at different depths obtained by hydrofracturing measurements at Mannari site

| Depth (m) | σ_{h1} (MPa) | σ_{h2} (MPa) | Azimuth of σ_{h1} | σ_h | τ_h |
|-----------|---------------------|---------------------|--------------------------|------------|----------|
| 35.5 | — | 2.90 | N21.9° E | — | — |
| 52.0 | 2.45 | 1.82 | N16.4° E | 2.14 | 0.32 |
| 63.0 | 4.80 | 3.78 | N22.2° W | 4.29 | 0.51 |
| 74.7 | 3.42 | 3.03 | N46.7° W | 3.23 | 0.20 |
| 86.5 | 4.49 | 2.83 | N40.2° W | 3.66 | 0.83 |
| 119.0 | 3.26 | 2.74 | N43.5° W | 3.00 | 0.26 |
| 138.0 | 3.65 | 2.42 | N84.2° W | 3.04 | 0.62 |
| 157.0 | 3.75 | 2.89 | N58.5° W | 3.32 | 0.43 |
| 179.0 | 7.18 | 4.57 | N10.2° W | 5.88 | 1.31 |
| 183.5 | 11.12 | 6.08 | N64.8° W | 8.60 | 2.52 |
| 202.3 | 30.35 | 15.53 | N16.9° W | 22.94 | 7.41 |
| 214.4 | 18.40 | 8.45 | N51.2° W | 13.43 | 4.98 |
| 223.0 | 14.50 | 6.73 | N57.6° W | 10.62 | 3.89 |
| 230.0 | 15.16 | 6.96 | N57.3° W | 11.06 | 4.10 |
| 240.8 | 21.31 | 9.70 | N71.3° W | 15.51 | 5.81 |
| 264.0 | 25.51 | 12.20 | N34.9° W | 18.86 | 6.66 |
| 275.3 | 17.09 | 8.83 | N48.7° W | 12.96 | 4.13 |
| 285.4 | 17.06 | 8.82 | N61.1° W | 12.94 | 4.12 |
| 292.2 | 24.31 | 12.13 | N44.7° W | 18.22 | 6.09 |

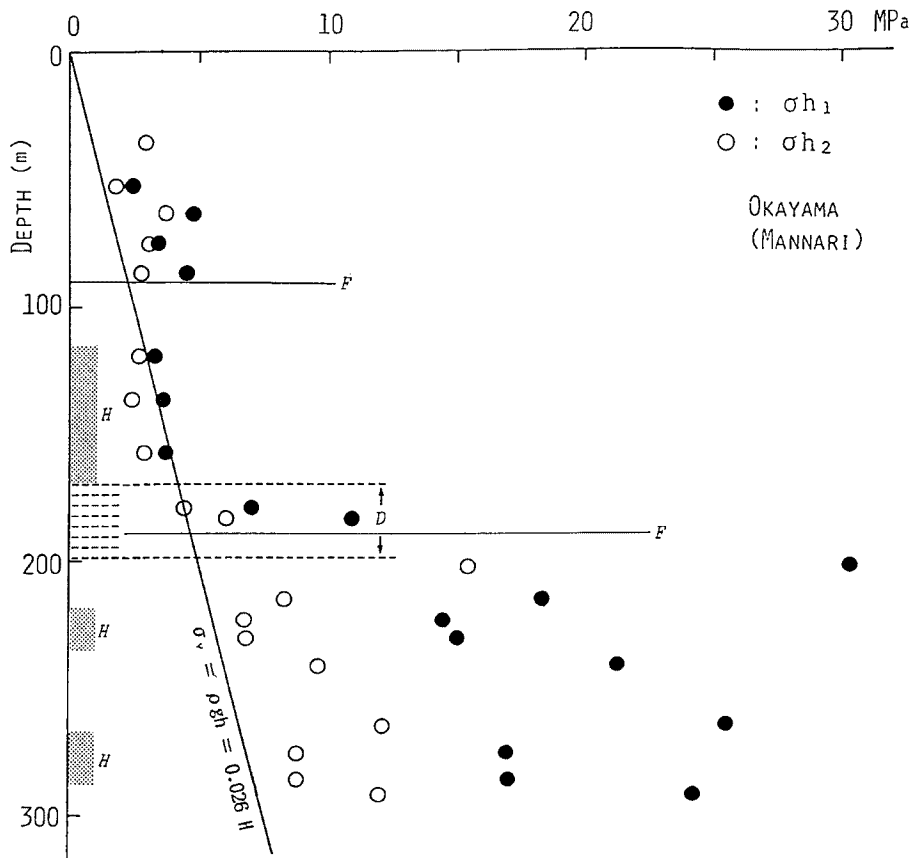


Fig. 2. Depth distribution of maximum (σ_{h1}) and minimum (σ_{h2}) principal stresses in horizontal plane. Solid lines indicate theoretical overburden pressure ($\rho=2.65 \text{ g/cm}^3$). F: fracture zone or old fault, D: discing phenomenon, H: homogeneous part.

4.2 水平面内最大主応力と最小主応力

Fig. 2 に水平面内最大主応力 (σ_{h1}) と最小主応力 (σ_{h2}) の深さ分布を、前回の測定も含めて全深度にわたって示した。

前報で述べたように、深度 90 m までは西日本標準応力勾配に近いが、90 m の破砕部から 169 m 付近までは、岩盤は均質であるが応力値はほとんど増加せず、しかも静岩圧的状态となっている。ディスクング現象が起こり始める 169 m から応力値は急激に増加しはじめ、とくに 202.3 m 地点では異常に大きい。すなわち固結した断層付近で応力集中を生じているらしく、先に述べたように主応力方向も幾分偏倚している。210 m 以深では最大主応力、最小主応力共に高低 2 つの応力レベルに分かれるように見える。最深部 292.2 m では、高応力レベル側がやや応力値が下がりはじめている傾向も見えるが、深部へ行くにしたがって再び応力値が下るのか、高応力状態が続くのか、この一点の測定誤差を考えると判断できない。しかし全体の傾向として応力値は深さと共に増加しているが、均質部分が応力緩和により低下している。一方、岩脈の貫入の多い不均質部分で高応力となっている。

4.3 平均応力と最大剪断応力

Fig. 3 は水平面内最大剪断応力 $\tau_h = (\sigma_{h1} - \sigma_{h2})/2$ と、同じく平均応力 $\sigma_h = (\sigma_{h1} + \sigma_{h2})/2$ を示したものであり、Fig. 2 と同じ傾向が現れている。とくに深さ 160 m までは剪断応力はきわめて小さく、均質部はほぼ静岩圧的状态に近い。200 m 以深で剪断応力値は増加し、高低 2 つのレベルに分かれるが、深度に対す

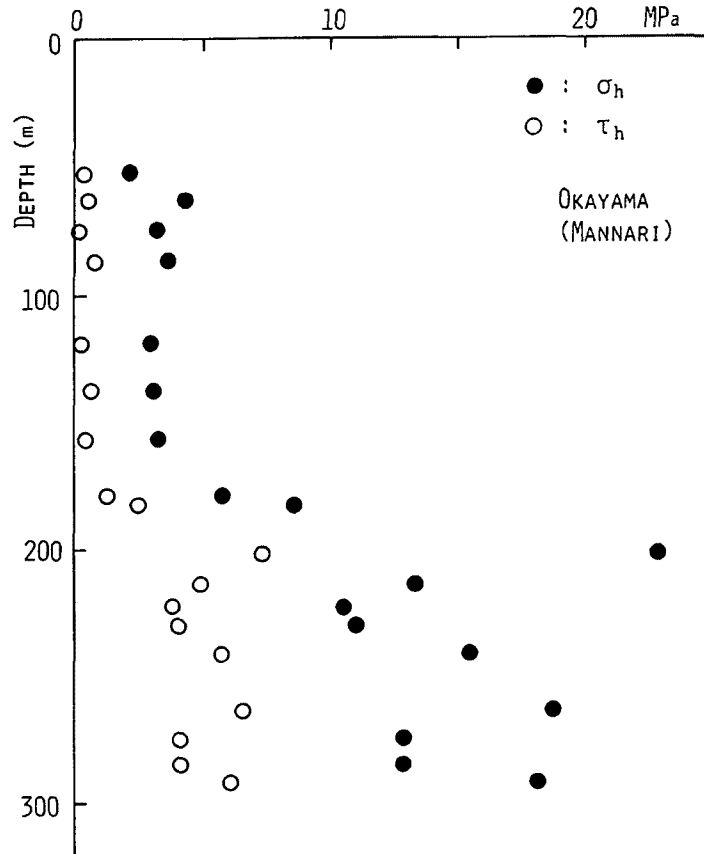


Fig. 3. Depth distribution of mean stress (σ_h) and maximum shear stress (τ_h) in horizontal plane.

る増加率は小さい。それに対し平均応力の増加率は他地域に比べてかなり大きく、100 m について 6 MPa (0.06 MPa/m) 位で、西日本標準応力勾配の 2 倍以上の勾配に達する。

4.4 応力深度勾配

- σ_{h1} , σ_{h2} , σ_h , τ_h のいずれも同じ傾向であるが Fig. 4 に示すように 4 つの場合が考えられる。すなわち、
- 応力値は深さと共に増加しているが、地殻表層部分では、花崗岩の均質部分で応力緩和のため応力値が低下している。
 - 応力値は深さ 170 m 付近までは静岩圧状態に近い。古い断層のあった付近より以深から応力勾配は急増するが部分的に低応力部が局在し、ある深さまでは高応力勾配と低応力勾配の 2 つに分かれる。
 - 全般に低応力であるが部分的に、深度幅数 10 m ないし数 100 m 程度の高応力部分（層）が存在するらしい。また古い断層部では応力集中が生じているらしい。
 - 極端に言えば、各深度の測定値は測定誤差や、局部的条件による応力配分の非均等性があり、そのため増減しているが、平均して見れば深さと共に増大している。

私見によれば、Fig. 4 の b, c が妥当であろう。もし b を考えるならば、210 m 以深は高レベル（測定点 4 点）と低レベル（測定点 4 点）に分かれ、最小二乗法でそれぞれの応力深度勾配を求めると次式の通りとなる。

$$\begin{aligned} \sigma_{h1} &= 1.2 + 0.084 H, & \sigma_{h2} &= -2.5 + 0.050 H \\ \sigma_{h1} &= 5.5 + 0.042 H, & \sigma_{h2} &= -1.3 + 0.036 H \end{aligned}$$

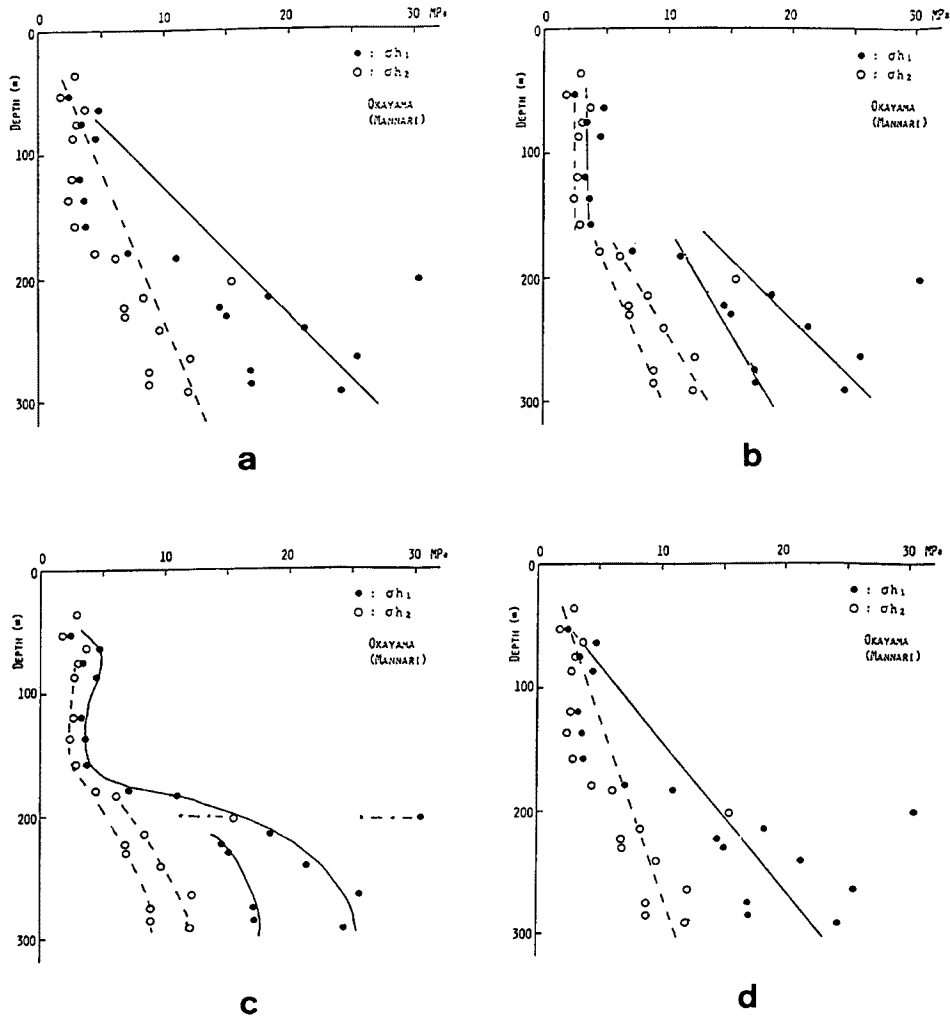


Fig. 4. Several presumable cases of stress depth gradient are shown by straight and curved lines.
 Solid line: maximum horizontal stress
 Broken line: minimum horizontal stress

つまり、高低2対の応力勾配を考えなければならない (単位 MPa, H は深度 m)。

4.5 平均応力に対する最大剪断応力の比 (μ_m)

Fig. 5 に示すように、1990年度の測定結果 (●) から求めた μ_m は 183.5 m 地点を除くと $\mu_m=0.2$ 以下である。1991年度測定では μ_m は 0.3から0.4の間にあり、明らかにその比が変わっている。183.5 m 以深について最小二乗法により $\mu_m=0.33$ 、最大限を取ると $\mu_m=0.35$ あるいは0.4となる。

4.6 理論的鉛直応力

鉛直方向の応力値は測定していないので、密度 $\rho=2.65 \text{ g/cm}^3$ としてかぶり圧 $\sigma_v=0.026 H$ (MPa, H: m) の式から各測定深度における応力値を求めた。この値を用いて3次元的に考えると、逆断層型のすべり破壊が発生する可能性が高くなる。すなわち鉛直応力を考慮すると今回の測定では、 μ_m の値はやや大きくなり (Fig. 6 参照)、 $\sigma_v < \sigma_{h2}$ の場合、最大剪断応力は $(\sigma_{h1} - \sigma_v)/2$ (逆断層型)、 $\sigma_v > \sigma_{h1}$ の場合は $(\sigma_v -$

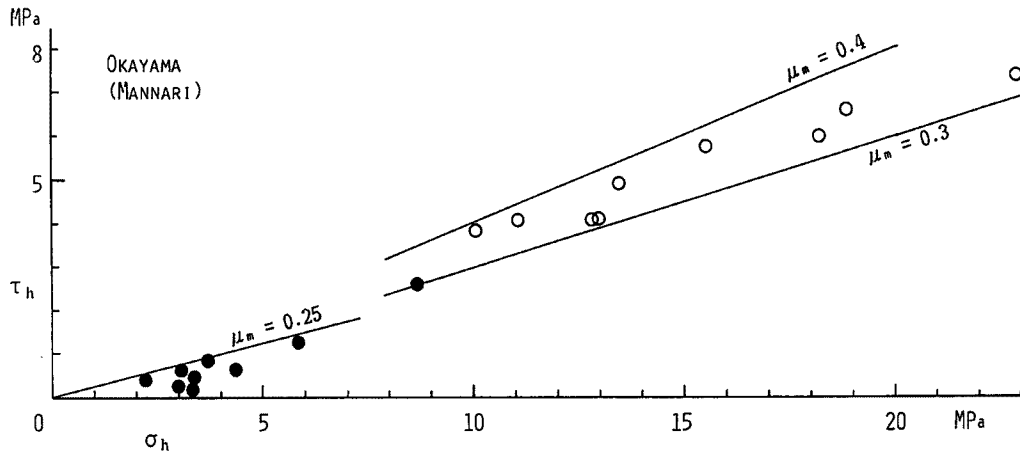


Fig. 5. The ratio (μ_m) of maximum shear stress value to mean stress value.

●: measured in 1990, ○: measured in 1991

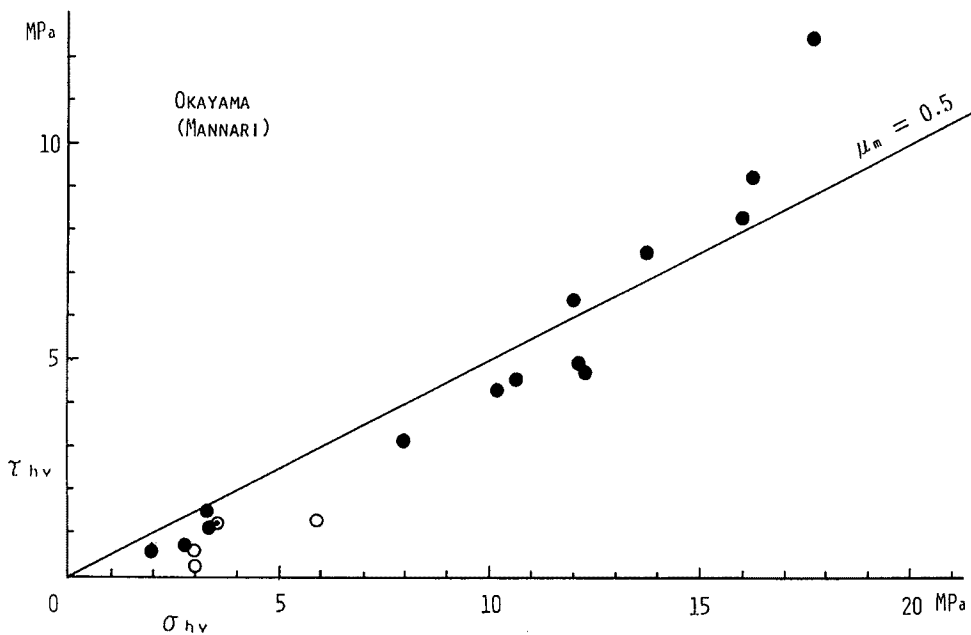


Fig. 6. The ratio (μ_m) of maximum shear stress value to mean stress value considering 3 dimensional stress. Vertical stresses are calculated from theoretical overburden pressure.

●: reverse fault type, ○: strike slip fault type, ⊙: normal fault type

$\sigma_{h2}/2$ (正断層型) となる。Fig. 2 から判るように 190 m 以深と 100 m 以浅のすべての測定点では、かぶり圧が最小主応力となり逆断層型のすべり破壊が発生する可能性がある。また静岩圧の状態に近い 110~160 m 間、とくに 157 m 地点では、可能性は低いだが、正断層型のすべり破壊が発生することとなる。

また応力集中を起こしていると考えられる 202 m では、測定値が正しいとすると $\mu_m=0.7$ となり逆断層型の亀裂が生じて不思議ではなくディスクングが発生するのが当然な応力状態にある。

ただし、間隙水圧あるいは別の何等かの条件が加わった場合のことであって實際上現場の岩は緻密な岩質から成り、100 m 以深では亀裂はほとんど開いておらず、ボーリング範囲の 300 m までは地下水は全く存

在しない模様である（ボーリング孔内の水位は上昇していない）。

4.7 万成花崗岩のすべり破壊強度

Fig. 7 は岡山大学理学部地学教室で求められた万成花崗岩の一軸圧縮破壊強度 ($Sc \approx 160$ MPa), および万成における水圧破碎測定 of break down pressure と secondary break down pressure の差から推定した平均的な引張破壊強度 ($St \approx 15$ MPa) から Mohr の包絡線を求めたものである。この図から法線応力 50 MPa 以上で、内部摩擦係数 $\mu = 0.52$ となり、Byerlee³⁾ により岩石実験から求められている $\mu = 0.6$ よりやや小さいが、これを直線的に延長した粘着力 T_c (cohesion) は約 50 MPa となり、結果はほぼ一致する。試みに $\mu_m = 0.4$ の場合の平均応力勾配を $\sigma_h = 0.065 H$ (MPa, H:m) として、静水圧の間隙水圧が加わるとすれば、 $\mu_n = 0.53$ となるが地殻内部ではすべり破壊は発生しないことになる。3次元応力の Fig. 6 の場合 $\mu = 0.6$ と仮定すると、間隙水圧を考えなくても深さ 10 km までに逆断層型のすべり破壊が発生していることになる。

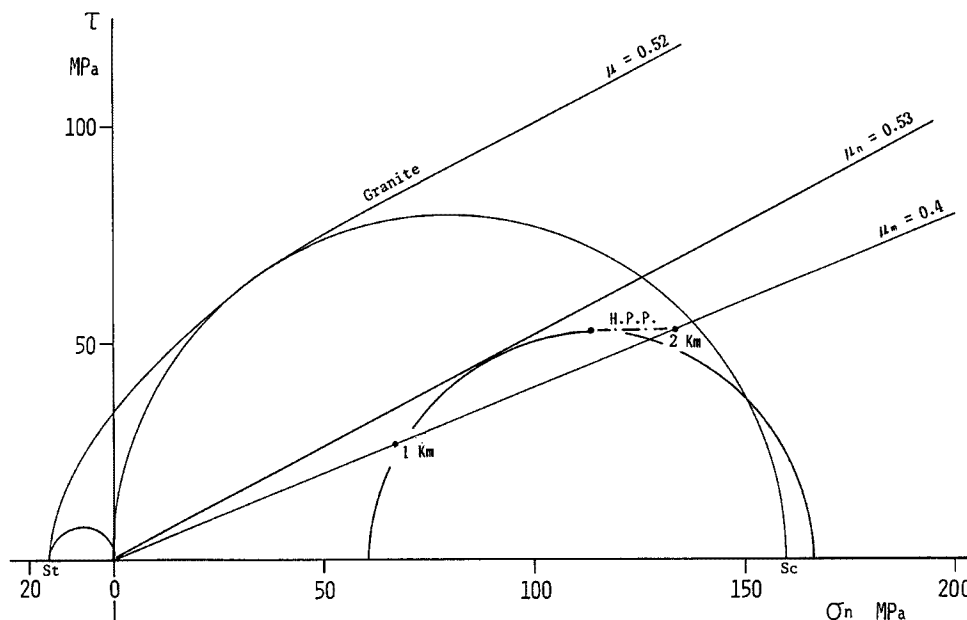


Fig. 7. Mohr's envelope estimated from compressive strength and tensile strength of Mannari granite. The data are obtained by uniaxial compressive test and by hydraulic fracturing at Mannari. H.P.P. indicates the effect by hydrostatic pore pressure at 2 km depth.

5. 地殻活動度と地殻応力状態

Fig. 8 は近畿北部から中国地方にかけての地震活動図で1951年1月より1985年12月までの35年間の $M \geq 3$, 深さ $H \leq 30$ km の地震の震央分布を示したものである。この期間は、日本の地殻水平歪“1985-1883”⁴⁾ の約100年の最近約1/3世紀の期間に相当し、地震月報が刊行され地震データが均質化してきた時代である。ただし Fig. 8 は SEIS-PC による。Fig. 8 から、岡山市周辺は丹波地塊や岡山県北部中国山地と同様、きわめて地震活動の低い地域であることがわかる。

多角形で囲んだ6つの地域は地震活動様式の異なる代表的地域として今回、日本の地殻水平歪 (1985-1883) 図を基に解析を施した地域であり、それぞれ Sm: 島根県北部, Tt: 鳥取県ただし1943年鳥取地震震

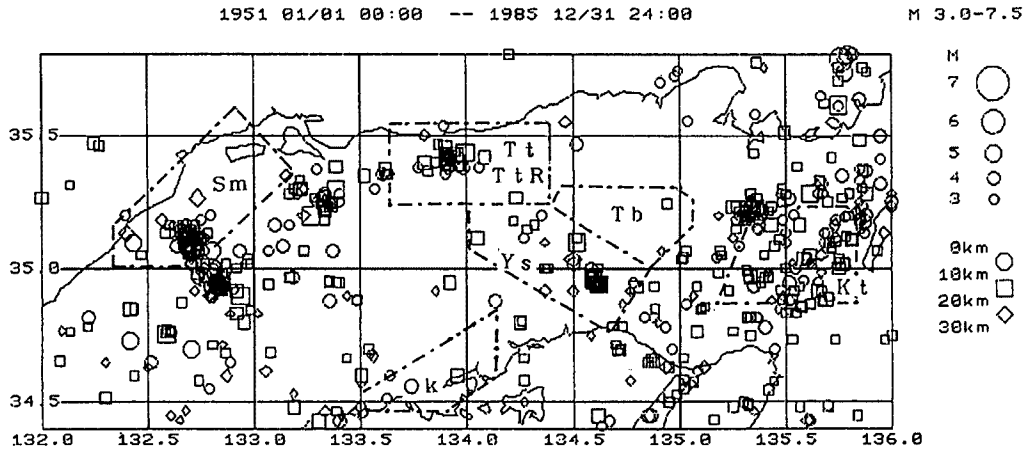


Fig. 8. Seismic activities from 1951 to 1985 in the Northern part of Kinki District and Chugoku District. The areas enclosed with chain line show the sampling areas of different types of seismic activity.

災復旧測量が行われた地域，Tb：丹波古生層帯（丹波地塊）のうち1927年北丹後地震，鳥取地震の影響を受けていない地域，Kt：京都亀岡付近の常時小地震活動域，Ys：山崎断層を中心とする40 km幅の带状地域，Ok：応力測定を実施した岡山市万成を含む低地震活動域の6地域である。

5.1 小地殻変動区内の平均的地殻歪

広域の地殻の定常的歪については，幾つかの結果が発表されている^{5),6)}。しかしこれらの論文掲載図は細分された地殻変動区内の歪の特性を知るには粗すぎる。そこで日本の地殻水平歪1985-1883より，比較的歪変化状況の似ている範囲内をとり，それぞれ地震活動の様式に特徴のある上記6地域を選び次の解析を試みた。

各地域の測地三角網の約20~70の三角形について，それぞれの三角について数値の記載されている剪断歪と面積歪値の総和から算術平均値をとり，この地域の100年間の平均剪断歪変化量 (γ)，平均面積変化量 (Δ) を求めた。次に γ , Δ の和と差の半分をとることにより， ϵ_1 , ϵ_2 の2つの水平主歪値の地域平均値を求めた。この結果を Fig. 9 に示す。当然のことながら主歪軸方向は全く考慮していない。しかしその地域に支配的な主歪方向は別に頻度分布を求めた（図は省略する）。

5.2 地殻歪状況と地震活動

Fig. 9 では伸張値を正にとってある。岡山市周辺地域と丹波地塊の歪状態は非常によく類似しており面積歪は圧縮で，年当り歪速度は $10^{-7}/\text{yr}$ であり，両地域とも1951年から1985年間に $M \geq 3$ の地震は2つしか発生していない。それに対し京都亀岡周辺の小地震活動帯ではこの間ほぼ定常的に地震が起こっており，同期間に $M \geq 3$ の地震が67個発生しているが剪断歪が大きく，面積歪は岡山市周辺に比べて小さい。これは主歪の一方がやや大きい伸張を示しているためである。これに対し山崎断層周辺は，61年，72年，77年，84年と地震活動の活発な時期があり，計61個の地震が発生している。この地域ではしかしながら100年間の歪の蓄積は小さく，ただ最大，最小主歪ともに，縮みであって剪断歪は岡山市周辺や丹波地塊よりも小さいくらいである。京都付近では歪の増加分だけ直ちに小地震としてエネルギーが解放されるのとやや異なり，山崎断層付近は，周期的な地殻活動があるにもかかわらず100年間の集積歪変化量が小さい。このことは，山崎断層における測量⁷⁾で見られるように地震活動と共に，ある周期をもって歪が蓄積，解放されて100年間の総和をとると歪の蓄積は非常に小さくなるものと考えられる。

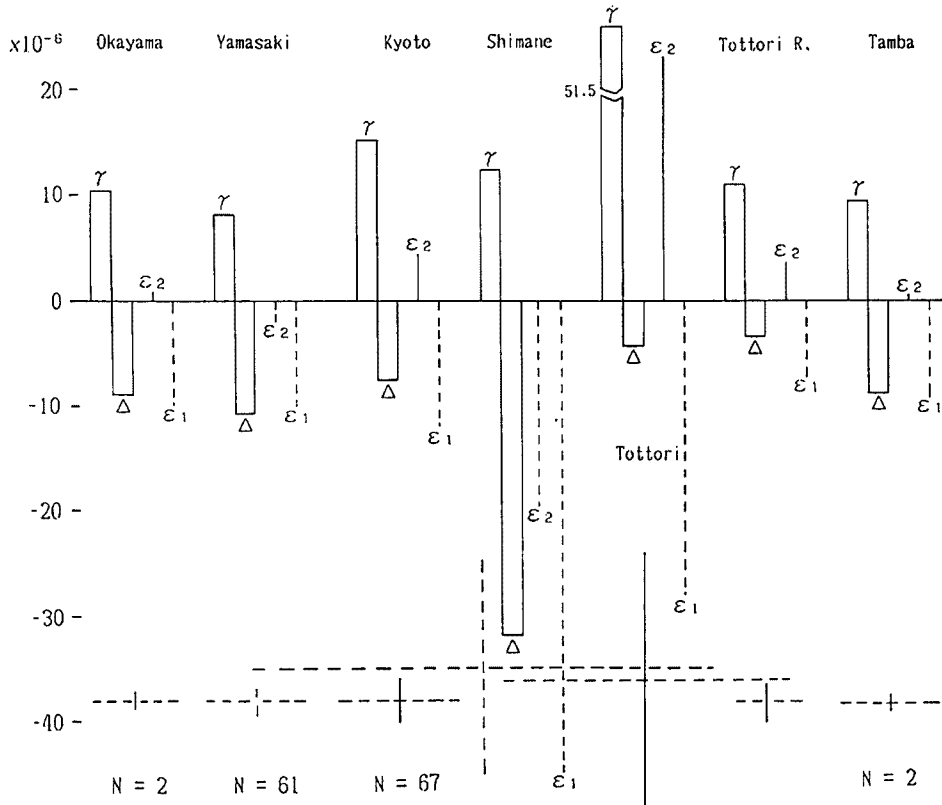


Fig. 9. Maximum horizontal strain (ϵ_1) and minimum horizontal strain (ϵ_2) calculated from the average of maximum shear strains (γ) and of the dilatational strains (Δ) in each geodetic triangle within six different areas. These areas are shown in Fig. 8.

+ : extension, - : contraction, N : number of occurrence of earthquakes (35 yrs. $M \geq 3$).

これに反し、島根県北部では最大最小主歪共に大きな圧縮を示し、剪断歪変化が比較的小さく、面積圧縮歪が他地域に比べて数倍大きい。常時的にかなりの地震活動があるものの圧縮歪の蓄積が続き、いずれ1872年の浜田地震 ($M=7$) 程度の地震が発生することが予想される。鳥取地域は、1943年鳥取地震後震災復旧測量が行われた範囲内を取っており、鳥取地震時の大きな地殻変動を含んで、計100年間に、圧縮歪と同等の伸張歪があらわれている。したがって剪断歪は極めて大きい、この中には当然断層変位に伴う非回復性非弾性的な変動を含む。Tottori R. は震災復旧測量による1979-1957の約22年間の歪変化であるが、鳥取地震時を含む歪変化と全く同じパターンを示している。ただし面積歪の割合いがやや大きい。

このように Fig. 9 に示した結果を見る限り、日本海沿岸地域の歪変化量はきわめて大きい、これに対し、岡山県南部、丹波山地の地震発生のきわめて少ない地域と、地震の多発している京都亀岡付近、山崎断層周辺の100年間の総歪変化量に大差はない。地震が多い地域はおそらく歪の増加、減少が繰り返行われるか、地震エネルギーとして常時放出されるため、結果として長期間を取ると現世数100年間においては歪の蓄積はないためと考えられる。一方、2つの無地震地域では、地震エネルギーとして歪が解放されることもなく、歪の蓄積も少ないことから、応力変化が非常に小さいことを意味するものと思われる。すなわち、これらの無地震活動地域は絶対応力値が高くても、地震活動度も地殻変動も小さく、高応力下で安定していることを示すものであろう。全世界の絶対応力の測定結果⁸⁾ から、楯状地といわれる先カンブリアの安定大陸下では地殻応力がきわめて高いことが知られているが、地震がほとんど発生しないことと共通するものであろう。

6. 結 語

岡山万成花崗岩体での応力鉛直分布の特徴は、均質部で応力緩和のため応力値が低く、静岩圧 (Lithostatic) の状態であること、200 m 以深の Aplite 岩脈や花崗閃緑岩の貫入した部分では、基盤花崗岩と全く連続的に接触して、単に色の違いによって区別できる状態であっても、それなりに応力集中があり、応力緩和が行われず、高応力を保っているらしいことである。深部は亀裂も少なく緻密で間隙率が小さく地下水脈を全く含まない。応力値は深さの割にきわめて高いが、剪断応力値は比較的 low、 μ_m は 0.4 位であって、岡山市万成では、たとえ高压で水を注入しても、横ずれ破壊の発生する状態ではない。ただし、かぶり圧 ρgh を最小主応力と仮定すると、200 m 以深では静水圧の間隙水圧でも逆断層型のすべり破壊が発生する可能性がある。

以上の結果から地殻活動の低い地域でも、平均応力値が低いわけではないと推定される。しかし、剪断応力はかなり小さいという結論になるであろう。一方、地震活動による歪エネルギーの解放も少なく、地殻変動としての長期間の歪変化も小さい地域とは、応力変化がきわめて小さい地域であることを意味するのであろう。つまり低地殻活動域では応力変化は小さく、高応力状態のまま安定していると考えられる。

このことは丹波地塊で地震活動が低く、最近100年間の三角測量結果 (Fig. 9 参照) が岡山市周辺地域と非常に類似していることから伺える。Ranalli⁸⁾ は1975年に、当時世界各地ですでに行われていた応力測定結果をまとめているが、先カンブリア紀の楯状地で応力値、応力勾配共に非常に高いという結果が出ている。先カンブリア紀の楯状地では地震活動がきわめて低く現世の地殻変動が認められないことで知られているから、今回の結果と共通性があろう。

岡山商科大学には2年にわたり応力測定事業に協力して頂いた。井尻裕岡山商科大学学長、藤原二郎事務局長ならびに事務局の各位に御礼申し上げます。応力測定孔は保存されており、再測定は可能である。岡山理科大学理学部奥田節夫教授には数々のご支援を賜わった。また同学部基礎理学科学生 三村敬、前田義史両君は応力測定に参加し、応力や地殻変動、地震活動の資料解析を行って頂いた。ボーリング工事及び水圧破壊法による測定は、同和工営株式会社 落石雅宣、水間洋治、鈴木久、加藤春実、石川泰氏等によってなされた。なお、岡山大学理学部小田仁博士には万成花崗岩の岩石試験の結果を提供して頂いた。併せて感謝の意を表する次第である。地震活動の解析には、SEIS-PC を使わせて頂いた。

参 考 文 献

- 1) Tanaka, Y.: State of crustal stress inferred from in situ stress measurements, *J. Phys. Earth*, Vol. 34, Suppl., 1986, pp. S57-S70.
- 2) 田中 豊：岡山市万成における地殻応力の深度勾配の測定，京大防災研年報，第34号 B-1，1991，pp. 313-323.
- 3) Byerlee, J.: Friction of rocks, *Pageoph.*, Vol. 116, 1978, pp. 615-626.
- 4) 建設省国土地理院：日本の地殻水平歪，1985年-1883年，国土地理院技術資料 F-1-No. 6, 1987.
- 5) 中根勝見：日本における定常的な水平地殻歪 (I)，(II)，測定学会誌，第19巻，1973，pp. 190-208.
- 6) 橋本 学：測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度 (I) 本州・四国・九州，地震，第43巻，1990，pp. 13-26.
- 7) Fujimori, K.: A Study on the Movements of the Yamasaki Fault, Southwestern Japan, Revealed by Geodetic Methods, *J. Geodetic Soc. Japan*, Vol. 37, 1991, pp. 333-358.
- 8) Ranalli, G.: GEOTECTONIC RELEVANCE OF ROCK-STRESS DETERMINATIONS, *Tectonophysics*, Vol. 29, 1975, pp. 49-58.