地殻応力測定値から推定した堆積岩岩盤中の応力状態

塚原 弘昭*・池田 隆司*

Stress in sedimentary rocks estimated from stress profiles measured at shallow depths

Hiroaki TSUKAHARA* and Ryuji IKEDA*

Abstract By rearranging in-situ stress data measured at various depths, we have acquired new understandings of the stress state as follows. (1) Stress variations with depth in soft and hard rocks have different features. While the stress in hard rocks fluctuates greatly with depth and a general rule for stress distribution cannot be determined, the stress in soft rocks increases with depth monotonically. A rock density of approximately 2.4 g/cm^3 represents the division between hard and soft rocks. (2) The stress level in the soft rocks should be maintained by a successive occurrence of frictional sliding, and the stress is considered to be a critical value for sliding at any depth. Therefore, the stress profiles in the soft rocks are attributable to the yielding controlled by the frictional sliding of the microfractures. Consequently, the shear stress increases linearly with depth. We have labeled this the "yield stress model". (3) Using this model, calculations for the horizontal compressive stresses from rock density and frictional coefficient can be made. In the case of a normal-faulting stress condition, the minimum stress can be calculated; and in the case of a reverse-faulting stress condition, the maximum stress can be calculated.

はじめに

岩盤に作用している応力の測定技術の進歩に伴って、近年、応力測定データが急速に蓄積されてきた。応力測定に関する国際的シンポジウムも多く開かれるようになった。例えば、STEPHANSSON (1986), HAIMSON *et al.* (1988) などである。とは言え、データの得られている地域やその深度は限られており、地下の応力状態を予測する一般則を見出すまでに至っていない。

地表付近の応力状態に関しては、その最大水平圧縮応力方位について、測定データの多い地域では、地質学的・地震学的データ(活断層の動き、岩脈方位、発震機構など)とも合わせて、その実態が次第に明らかにされてきた。似た応力方位を示す地域を一つの「応力区」として区域分けすることにより、モザイク状の応力区図が

提案されたこと(米国およびその周辺: ZOBACK & ZOBACK, 1980; 関東・東海地域: TSUKAHARA & IKEDA, 1987)は一つの例である。

一方、応力が深さとともにどう変わるかについては、個々の測定例は蓄積されてきたが、それらを定量的に説明できる理論や経験則がまだ提案されていないために、浅部の測定値から深部の応力や周辺の応力を推定するのは困難であった。

ここで報告するのは、岩盤中の応力状態をコントロールしている主要な物理機構は何であるのか、の提案と、その機構を適用して得られる深部応力の推定法、である。これは、種々の深度の測定データを整理し、深さによる応力変化の各地の違いと共通点を抽出することにより得られた。ただし、この物理機構の適用範囲は、本文で述べる理由から、軟岩(ここでは密度 2.4 g/cm^3 以下の堆積岩)地域に限られる。軟岩中の応力分布をコントロールしている機構の解明は、平野部での大規模な岩盤工事等到大変有用であろう。硬岩については、さらに多くのデータの蓄積を待って、別の機会に議論したい。

1988年12月15日受付。1989年6月28日受理。

* 国立防災科学技術センター第2研究部。
Second Research Division, National Research Center for Disaster Prevention, Tennodai 3-1, Tsukuba City, Ibaraki, 305 Japan.

伊藤孝子さんには原稿のワープロ，図・表の作成を手伝っていただいた。ここに記して感謝の意を表する。

測定された応力値の深さによる変化の特徴

深さによる応力値の変化を検出するには，同一のボーリング孔内で各種の深度で測定したデータを使うのが有効である。地域の違いによる影響を避けることができるからである。現在実用化されている応力測定法には，応力解放法と水圧破壊法があるが，そのような目的に合うデータは水圧破壊法により得られたものが大部分である。応力解放法は，数多くのデータを各種の深度で得るには不向きだからである(塚原・池田，1989 参照)。

同一のボーリング孔で，深さの異なる箇所測定されたデータをまとめて見ると，測定された応力値は，最大，最小主応力とも，深くなるに従い大きくなる傾向にある。これは測定点より上に載っている岩石の重量により生ずる「静岩圧」が，深さとともに増加するためである。しかし，個々のデータを見ると，深くなるに従い単調に増加しているボーリング孔もあれば，ある深度周辺の応力が高くなっているものや，低くなっているものもある。密度が大きな岩石，つまり硬い岩石中でのデータは一般に応力値の変動が激しい。密度の小さい軟岩中で測定されたデータは，値のばらつきが小さく，最大，最小応力値とも，深度とともに単調に増加する。この応力分布の状況が変わる境目は，以下に述べるように，岩石密度にして 2.4 g/cm^3 あたりである。岩盤の硬さの指標として密度をとったが，密度のデータはすべての応力測定点で整えられているからである。これらは鉛直応力の推定に使用されている。データさえあれば，弾性波速度や強度も指標としては有効であろう。

応力値の深さによる変化が単調でない例を Fig. 1 に示す。この図(池田・塚原，1987)では，深度 160 m から 180 m までの約 20 m 間が応力の高い部分として明瞭に識別される。岩石はひん岩で，密度は 2.6 g/cm^3 である。同様の例で，もっと規模の大きなものは，アイスランド学術ボーリング(全深度 1919 m)で測定されたデータ(HAIMSON & RUMMEL, 1982)に見られる。アイスランド島の溶岩中(密度 2.7 g/cm^3)の深度 30-600 m 間で実施された応力測定データのうち，300 m から 500 m までの約 200 m 間に高い応力状態が見られる。最大圧縮応力は最高 15 MPa ($=150 \text{ bar}$)ほど周囲より高くなっている。また，米国イリノイ州北部の先カンブリア界の花崗岩(密度 2.6 g/cm^3)を掘削した 1600 m のボーリング孔中で得られた応力(測定深度範囲 700-1500 m; HAIMSON & DOE, 1983)は，深さに対して不規則な変動

Fig. 1. In-situ stress magnitude profile at Ashigawa. An example of a high stress region in a hard rock mass (porphyrite). Solid circle: S_{Hmin} ; Open circle: S_{Hmax} ; and Chain line: Lithostatic pressure calculated from density. D : density in g/cm^3 . $1 \text{ MPa} = 10 \text{ bar}$. (Data from IKEDA and TSUKAHARA, 1987)

を示し，最大水平圧縮応力値の変動幅は，深さ方向に 200 m の間で， 30 MPa にも達する。

一方，密度 2.4 g/cm^3 より小さな岩盤中で得られている応力はすべて深さとともに単調に増加する。いくつかの例を Fig. 2 に示す。茨城県那珂湊市(NA: 密度 2.3 g/cm^3)，千葉県富津市(FT: 密度 2.0 g/cm^3)，同千倉町(CK: 密度 $2.0-2.3 \text{ g/cm}^3$)でボーリングされた測定孔で得られたものである(データは Table 1 参照: TSUKAHARA & IKEDA, 1987)。水平面内での最大，最小水平圧縮応力(S_{Hmax} , S_{Hmin})が深さに対してプロットされている(Fig. 2左図)。多少のばらつきはあるが，応力値は深さとともに単調に増加しているのがわかる。しかし，測定された応力値の増加勾配は静岩圧(一点鎖線)の勾配とは必ずしも一致しない。勾配の異なっているのは NA と FT では S_{Hmax} 成分であり，CK では S_{Hmax} , S_{Hmin} の両成分である。静岩圧は検層データにより得られた岩石密度から算出した。

以上のように，岩盤の密度(～硬さ)によって応力分布の形態が異なる。その主な理由は次のように考えられる。硬い岩盤では，岩盤中の破碎部分と，割れ目のない硬い部分との物性の違いが著しいので，それを反映して応力分布の不均質の程度も大きくなるのに対して，軟らかい岩盤では物性の違いが小さいために，応力分布も単調になる。したがって，硬い岩盤中の応力分布を予測することは，現段階では非常にむずかしいのに対して，軟らかい岩盤中の応力分布は，岩盤の平均的物性を知るこ

Fig. 2. In-situ stress and maximum shear stress profiles. Examples of stress distribution in soft rocks. Stresses increase linearly with depth. Site names correspond to those in Table 1. Chain line: Lithostatic pressure. Solid line in the shear stress-depth relation are drawn through the origin by use of a least-squares regression.

とにより、推定できる可能性がある。この報告では、軟岩中の応力について検討し、考察したい。

深くなるに従い、せん断応力が増加する測定事実を説明するいくつかのモデル

Fig. 2 に示されるように、応力は静岩圧と異なった勾配で増加しており、測定孔ごとにその勾配は異なる。この勾配を支配している物理機構が何なのかを明らかにすれば、軟岩中の応力分布に適用できる。測定された応力は 2 成分 (S_{Hmax} , S_{Hmin}) であるが、主要な物理機構を反映しているのは静岩圧との違いの大きい方に違いない。NA と FT では S_{Hmax} であり、CK では S_{Hmin} である。

そこで、差応力が最大になるような主応力の組合せのもとで最大せん断応力、NA と FT の場合： $(S_{Hmax} - S_v)/2$; CK の場合： $(S_v - S_{Hmin})/2$ 、の深度分布を見てみる。Fig. 2 右に最大せん断応力を深度に対してプロットしたものを示す。見てわかるように、最大せん断応力は深度とともにほぼ直線的に増加している。

せん断応力が深さとともに増加する原因として考えられることは 3 つある。A：現在のひずみ速度が深部ほど大きい。その結果深部のひずみ量が大きく、したがって弾性ひずみ量も深部で大きい。B：ひずみ量は同じでも弾性率が深部ほど大きい。C：ひずみ量は同じでも浅部ほど非弾性変形(粘・塑性変形)が大きく、したがって、弾性ひずみは深部ほど大きい。

これらのモデルをそれぞれ測定データと比較し、定量的に吟味してみる。Fig. 2 に示す例では、例えば深度 200 m から 400 m までの 200 m 間でせん断応力はほぼ 2 倍になっている。モデル A だけで、または B だけでこれを説明するには、A の場合ひずみ速度が、B の場合弾性率が、200 m 間で 2 倍にならなければならない。200 m 間でひずみ速度が 2 倍になることは、通常の地殻変動からは考えられない。また、弾性率についても、測定孔中での検層結果によれば、弾性波速度はほとんど変化しておらず(2 つの例を Fig. 3 に示す)、弾性率が 2 倍にはとうていならない。以上のことから、モデル A と B は測定データを定量的に説明できない。モデル C はどうだろうか。Fig. 2 に示される測定値の得られている最大深度 800 m では、温度はほとんど常温に近いので、岩石を構成する鉱物自身が一樣に粘・塑性変形することはありえないが、岩石中に微小き裂は無数に存在するので、摩擦強度以上のせん断応力が加われば既存の微小き裂が摩擦すべりを起こしてせん断応力を減少させるに違いない。摩擦すべりに要するせん断応力は深さが増すとともに法線応力が高くなるのに比例して増大するはずである。つまり、深度が 2 倍になれば静岩圧は 2 倍になり、法線応力もほぼ 2 倍になるので、すべりに要するせん断応力(臨界降伏応力)も 2 倍になる。このモデルは、測定データを定量的に説明できそうである。次に、このモデル C(「臨界降伏応力モデル」と名付ける)と、多数の測定データとを比較し、検討する。

摩擦すべりによる臨界降伏応力モデルの検討

摩擦すべりが応力状態を支配する主要な機構になっている場合には、岩盤にかかっている応力値から算出される最大せん断応力と、法線応力との間には一定の関連があるはずである。Fig. 4 は、一つのき裂面に作用する

Table 1. Stress data.

Site Run No.	Depth (m)	Stress (MPa)					Remarks
		S _{Hmax}	S _{Hmin}	S _v	S _s	S _N	
CHIKURA (CK)							
CK-155	155	2.2	2.0	3.1	0.6	1.0	34° 58' 03" N
CK-264	264	4.4	3.7	5.3	0.8	1.9	139° 56' 57" E
CK-357	357	7.0	5.4	7.1	0.9	2.7	
CK-516	516	6.9	6.1	10.4	2.2	3.1	mudstone and
CK-623	623	8.8	7.7	12.8	2.6	4.1	sandstone
CK-735	735	12.3	9.9	15.0	2.6	5.1	(Lower Pliocene)
CK-756	756	12.6	10.6	15.5	2.5	5.5	D=2.0~2.1 g/cm ³
CK-773	773	12.3	10.1	15.8	2.8	5.3	
CK-784	784	13.4	11.0	16.1	2.6	5.8	
FUTTSU (FT)							
FT-101	101	3.3	2.0	2.0	0.7	1.6	35° 10' 23" N
FT-178	178	5.2	3.3	3.6	1.0	2.5	139° 57' 43" E
FT-213	213	6.7	4.3	4.2	1.3	3.3	
FT-254	254	7.6	4.8	5.1	1.4	3.7	sandstone (Miocene)
FT-279	279	8.5	6.0	5.6	1.5	4.3	D=2.0 g/cm ³
FT-285	285	8.9	6.2	5.7	1.6	4.5	
FT-308	308	9.9	6.2	6.2	1.9	5.0	
FT-335	335	10.2	7.3	6.7	1.8	5.1	
FT-418	418	13.5	8.3	8.4	2.6	6.7	
FT-437	437	13.6	8.5	8.7	2.6	6.7	
HASAKI (HS)							
HS-519	519	9.2	7.2	9.9	1.1	3.1	35° 49' 33" N
HS-521	521	9.2	7.4	9.9	1.1	3.2	140° 44' 08" E
HS-630	630	12.7	9.7	12.1	1.5	4.9	
HS-648	648	14.6	10.9	12.5	1.9	6.3	mudstone and
HS-680	680	13.1	10.5	13.1	1.3	5.0	sandstone (Miocene)
HS-702	702	14.5	11.0	13.5	1.8	5.8	D=1.9~2.1 g/cm ³
HS-778	778	20.1	14.1	15.1	3.0	9.3	
HS-792	792	20.7	14.7	15.3	3.3	9.8	
NAKAMINATO (NA)							
NA-217	217	10.4	6.4	5.0	2.7	5.5	36° 21' 36" N
NA-245	245	10.5	6.7	5.6	2.5	5.6	140° 37' 27" E
NA-248	248	9.9	6.7	5.7	2.1	5.3	
NA-275	275	12.2	7.5	6.3	3.0	6.5	sandstone
NA-326	326	13.5	8.8	7.5	3.0	7.2	(Cretaceous)
NA-347	347	14.9	9.8	8.0	3.5	8.0	D=2.3 g/cm ³
NA-351	351	14.9	9.3	8.1	3.4	8.0	
NA-383	383	18.8	11.4	8.8	5.0	10.0	
NA-434	434	17.9	10.5	10.0	4.0	9.6	
NEVADA (USW G-1)							
G1- 646	646	< S _v	4.2	12.9	4.4	7.9	36° 52' 00" N
G1- 792	792	< S _v	7.2	15.9	4.4	9.4	116° 27' 30" W
G1- 945	945	< S _v	9.0	19.2	5.1	10.5	
G1-1038	1038	< S _v	10.6	21.4	5.4	11.5	tuff (Miocene)
G1-1218	1218	< S _v	12.1	25.5	6.7	12.5	D=2.0~2.1 g/cm ³
G1-1288	1288	< S _v	14.8	27.2	6.2	14.0	
OKABE (OK)							
OK-218	218	9.5	7.2	5.2	2.2	5.2	34° 55' 47" N
OK-221	221	12.2	8.3	5.3	3.5	6.6	138° 16' 08" E
OK-225	225	9.6	7.2	5.4	2.1	5.3	
OK-304	304	16.9	10.8	7.3	4.8	9.1	sandstone
OK-352	352	18.0	10.7	8.4	4.8	9.7	(Paleogene)
OK-405	405	20.3	12.1	9.7	5.3	11.0	D=2.4 g/cm ³
OK-409	409	20.6	12.6	9.8	5.4	11.1	
OK-413	413	17.6	11.1	9.9	3.9	9.6	
OK-417	417	21.7	13.2	10.0	5.9	11.7	
OK-425	425	18.9	13.7	10.2	4.4	10.3	
OK-429	429	19.7	13.9	10.3	4.7	10.7	
SHIMODA (SM)							
SM-216	216	6.6	5.3	4.8	0.9	3.5	34° 43' 03" N
SM-253	253	10.1	6.9	5.6	2.3	5.3	138° 56' 55" E
SM-390	390	10.2	8.1	8.6	1.1	5.3	
SM-422	422	15.0	9.4	9.3	2.9	7.9	tuff and
SM-437	437	13.6	9.7	9.6	2.0	7.2	tuff breccia
SM-444	444	12.4	9.1	9.8	1.7	6.3	(Miocene)
							D=2.2 g/cm ³

Data from TSUKAHARA and IKEDA (1987; CK, FT, HS, NA, OK and SM) and from STOCK et al. (1985; USW G-1).

Fig. 3. Geophysical log data obtained from the two boreholes, FT (top) and OK (bottom). Triangles indicate the in-situ stress measurement depths. Velocity: P-wave velocity; density: calculated from gamma-gamma log data; and resistivity: short normal log.

せん断応力 S_s と法線応力 S_N との関係を模式的に示したものである。この岩石の摩擦係数を μ とすると実線で示されている $S_s = \mu S_N$ は、ちょうど摩擦すべりの臨界応力状態を示している。この臨界状態を S_s が越えると摩擦すべりが発生してしまうので、点で示された領域の応力状態は存在しえない。つまり、岩盤中の微小クラックの摩擦すべりの臨界状態から応力状態が決められている場合は、そのときの最大せん断応力と法線応力は、 $S_s = \mu' S_N$ の直線上にある。この場合 μ' は内部摩擦係数であるが、摩擦係数 μ の値で近似できる(茂木, 1978)。 μ の値は岩石により、また岩石のおかれた条件により異なる。したがって、 μ すなわち境界線の勾配は測定地点ごとに特有の値になる。室内実験によれば、 μ はおよそ 0.25 から 0.7 の間にある(例えば, BYERLEE, 1978)。なお、室内実験データに良く合わせるための経験式としては、 $S_s = \mu_0 + \mu S_N$ が一般に良く使われているが、 μ_0 (粘着力とも呼ばれる)は省略しても大筋は変

わらないのでここでは μ_0 は省略して議論を進める。

測定された応力状態と、摩擦すべりの条件との関連を検討するために、測定されている応力値を Fig. 4 と同じ S_s 対 S_N のグラフにプロットしてみる。 S_s と S_N を測定値から算出する際にはせん断応力が最大になる面、つまり最大圧縮応力 S_{max} と最小圧縮応力 S_{min} の軸から 45° の面をせん断面とし、この面上の S_s と S_N を算出して用いる。摩擦力を無視できない実際の岩石の場合、最もすべり易い面は S_{max} 軸から 45° よりも 30° 程度の面であることは良く知られているが、その違いは以下の議論には大きな影響を与えないので、ここでは考慮に入れない。式は以下のようなものである(例えば, JAEGER & COOK, 1976)。

$$S_s = (S_{max} - S_{min}) / 2 \quad (1)$$

$$S_N = (S_{max} + S_{min}) / 2 - P_p \quad (2)$$

ただし、 P_p は岩石中の間隙水圧であり、平常の地下水面から測定深度までの水柱圧とした。したがって、法線応力は有効応力である。検討しようとするデータは以下の条件を満たしているものを取り出した。(1)地形の影響を受けたデータ(例えば主応力軸が水平面でないデータ)の混入を避けるため、100 m 以深で測定されている。(2)岩石密度 2.4 g/cm^3 を境にして応力分布の状況が変化するので、 2.4 g/cm^3 より小さな密度の岩盤中で推定されている。(3)1つのボーリング孔中で少なくとも6組以上の応力データが得られている。

上記の条件を満たすデータが得られている応力測定地点は7か所ある(Table 1, Fig. 6 参照)。すべて堆積岩であり、古いものは白亜系の砂岩(那珂湊 NA)から新しいものは下部鮮新統(千倉 CK)までのものである。Fig. 5 は、測定値から S_s と S_N を算出し、測定地点ごとに S_s 対 S_N をグラフにしたものである。Fig. 5 中の実線は S_s/S_N の比が最大になる点と原点を結んだもの(つまり、勾配が最大のもの)である。

Fig. 5 からわかる第1の特徴は、実線の勾配が、室内実験から得られる岩石の摩擦係数 0.25-0.7 の範囲にあることである。第2は、データが実線の近傍に集中していることである。この2つの特徴は、前述のように、摩擦すべりによる臨界降伏応力モデルそのものの特徴である。データは実線の近傍にあるとは言え、直線上にあるというわけでない。内部摩擦係数の値の場所によるばらつきが原因であろう。FT の測定孔の岩質は他と比べると大変均質なので(検層データから推定, Fig. 3 参照)、内部摩擦係数の値も変化が少なくグラフ中の点もばらつきが小さい。個々の測定地点ごとに実線の勾配が異なるが、これはそれぞれの地点ごとに内部摩擦係

Fig. 4. Normal stress effect on frictional sliding. The shear stress S_s is incompatible with the normal stress S_N in the dotted area because of yielding with frictional sliding. μ : Coefficient of friction.

Fig. 5. In-situ shear stress measured in soft rocks plotted as a function of effective normal stress. The symbol on each graph indicating a site name corresponds to that in Table 1. Solid circles plotted in each graph represent data obtained from one borehole at various depths. Solid lines indicate the maximum ratio S_s/S_N for each measurement site. Data from TSUKAHARA & IKEDA (1987) for HS, NA, OK, CK, FT and SM, and from STOCK *et al.* (1985) for USW G-1.

数の平均的値が異なるためである。

以上のことから、せん断応力が深さとともに増加する主要な原因は、浅部ほど非弾性変形の割合が高いとするモデルが最も妥当であると結論される。非弾性変形は微小クラックを介した摩擦すべりによりまかなわれており、応力は摩擦すべりの臨界状態に達し、そこでは摩擦すべりが進行しつつ定常状態が保たれている。ただし、ごく最近発生した地震断層の近傍では、現在の応力が臨界状態に達していない可能性もある。しかし、断層運動が応力状態に大きな影響を与える範囲は断層のごく近傍に限られる(例えば、阿部, 1978, p 132 参照)ので、臨界状態でない地域は例外的な場所と考えて良いだろう。

なお、以上は軟岩についての議論であったが、硬岩についても、深度とともに法線応力が高くなるので、深部では破碎帯とそうでない所との違いが小さくなり、軟岩に適用した経験則は硬岩にも適用できるようになるだろう。その深度が 5 km なのか 10 km になるのかは今のところ予測できない。今までに応力測定された最深記録は 5105 m であるが(HAIMSON, 1978), その深度までは

まだそのような状態になっていない。

臨界降伏応力モデルから推定される地下深部応力

上記の議論から、摩擦係数 μ を知ることで、地下岩盤に作用しているずり応力 S_s と法線応力 S_N との比が知れることがわかった。つまり、最大応力か最小応力のどちらか一方を知れば他方は μ を使って計算できることになる。その計算式は以下のようなものである。

(1)式と(2)式を $S_s = \mu S_N$ に代入し整理すると、最大応力 S_{max} 、最小応力 S_{min} はそれぞれ、

$$(i) S_{min} \text{ がわかっているとき,} \\ S_{max} = (1 + \mu)S_{min} / (1 - \mu) - 2\mu P_p / (1 - \mu) \quad (3)$$

$$(ii) S_{max} \text{ がわかっているとき,} \\ S_{min} = (1 - \mu)S_{max} / (1 + \mu) + 2\mu P_p / (1 + \mu) \quad (4)$$

と表せる。

さらに、鉛直応力は静岩圧として近似し岩石密度から計算できるので、鉛直成分が最大応力(正断層型応力状態)または最小応力(逆断層型応力状態)である場合は、応力測定値がまったくない場合でも、(3), (4)式から以下のように最大または最小応力値を予測することがで

Fig. 6. Locations of the boreholes for stress measurement: solid circles. Site names correspond to those in Table 1.

きる。

(i) 正断層型応力状態の場合

$$S_{max} = S_v = DH/100 \quad (5)$$

$$S_{min} = S_{Hmin} \\ = (DH(1-\mu)/(1+\mu) + 2\mu P_p/(1+\mu))/100 \quad (6)$$

(ii) 逆断層型応力状態の場合

$$S_{min} = S_v = DH/100 \quad (7)$$

$$S_{max} = S_{Hmax} \\ = (DH(1+\mu)/(1-\mu) - 2\mu P_p/(1-\mu))/100 \quad (8)$$

ここで D は岩石密度 (g/cm^3), H は深度 (m), 応力の単位は MPa である。この関係は、このモデルが適用できる深度まで、つまり密度 $2.4 \text{ g}/\text{cm}^3$ になるまで成立するはずである。ただし、岩質が著しく変化する場合は、 μ の値が変化するので、応力の増加勾配はその深度から変化することになる。また、(6), (8)式で使われている μ の値は、室内実験で得られる値と同じとは限らない。スケール効果、地質学的ひずみ速度で μ が変わるかもしれないからである。これを定量的に考慮することは今のところむずかしい。浅部の応力測定値から Fig. 5 のように、 μ の近似値を推定し、(6), (8)式に適用するのが現在のところ最善の方法である。

なお、鉛直成分が中間主応力の場合(横ずれ断層型応力状態)には、臨界降伏応力モデルからは最大応力の上限((8)式による)、最小応力の下限((6)式による)を知ることができる。

ま と め

さまざまな深さで測定された応力データをまとめ、深度による応力の変化について調べ以下の結果を得た。

(1) 硬い岩盤と軟らかい岩盤では、応力の深度による変化状態が異なる。硬岩中の応力分布は変動が激しく、一般則は見出だせないのに対して、軟岩中の応力分布は深度とともに単調に増加する。軟岩と硬岩の境界は岩石

密度で $2.4 \text{ g}/\text{cm}^3$ 付近である。

(2) 軟岩中で、深度とともに増加する単調な応力分布は、微小クラックを介した摩擦すべりに支配された岩盤の降伏が主要な原因である。応力は降伏の臨界状態に達しており、微小な摩擦すべりを起こしつつ定常状態が保たれている。浅部ほど摩擦すべりによる変形の割合は高く、存在するせん断応力は小さい。これを臨界降伏応力モデルと名付けた。

(3) 臨界降伏応力モデルを適用すると、正断層型応力状態の場合最小水平圧縮応力値が、逆断層型応力状態の場合最大水平圧縮応力値が岩石密度と摩擦係数を使って軟岩中の任意の深度について算出できる。

文 献

- 阿部勝征, 1978: 近代的地震学. 岩波講座地球科学 8(地震の物理), 岩波書店, 89-167.
- BYERLEE, J., 1978: Friction of rocks. *Pure and Appl. Geophys.*, **116**, 615-626.
- HAIMSON, B. C., 1978: Crustal stress in the Michigan Basin. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5857-5863.
- and DOE, T. W., 1983: State of stress, permeability, and fractures in the Precambrian granite of northern Illinois. *J. Geophys. Res.*, **88**, 7355-7371.
- , ROEGIERS, J. C. and ZOBACK, M. D., 1988: *Proceedings of the Second International Workshop on Hydraulic Fracturing Stress Measurements*. 1003p., Univ. Wisconsin, Madison, U. S. A.
- and RUMMEL, F., 1982: Hydrofracturing stress measurements in the Iceland Research Drilling Project Drill Hole at Reydarfjörður, Iceland. *J. Geophys. Res.*, **87**, 6631-6649.
- 池田隆司・塚原弘昭, 1987: 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—. *地震*, **40**, 519-531.
- JAEGER, J. C. and COOK, M. G. W., 1976: *Fundamentals of Rock Mechanics*. 2nd ed. 585 p., John Wiley & Sons, New York.
- 茂木清夫, 1978: 岩石力学と地震. 岩波講座地球科学 8(地震の物理), 岩波書店, 211-262.
- STEPHANSSON, O., 1986: *Rock Stress and Rock Stress Measurements*. 694p., CENTEC Publ., Lulea, Sweden.

- STOCK, J. M., HEALY, J. H., HICKMAN, S. H. and ZOBACK, M. D., 1985: Hydraulic fracturing stress measurements at Yucca Mountain, Nevada, and relationship to the regional stress field. *J. Geophys. Res.*, **90**, 8691-8706.
- TSUKAHARA, H. and IKEDA, R., 1987: Hydraulic fracturing stress measurements and in-situ stress field in the Kanto-Tokai area, Japan. *Tectonophys.*, **135**, 329-345.
- 塚原弘昭・池田隆司, 1989: 関東地方に作用する地殻応力. 応用地質, **30**, 41-46.
- ZOBACK, M. L. and ZOBACK, M., 1980: State of stress in the conterminous United States. *J. Geophys. Res.*, **85**, 6113-6156.

(要 旨)

塚原弘昭・池田隆司, 1989: 地殻応力測定値から推定した堆積岩岩盤中の応力状態. 地質雑, **95**, 571-578.
(TSUKAHARA, H. and IKEDA, R., 1989: Stress in sedimentary rocks estimated from stress profiles measured at shallow depths. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **95**, 571-578.)

さまざまな深さで測定された応力データをまとめ、次の結果を得た。(1)硬い岩盤と軟らかい岩盤では、深度による応力の変化状態が異なる。硬岩中の応力分布は変動が激しく、一般則は見い出せないのに対して、軟岩中(岩石密度約 2.4 g/cm^3 以下の堆積岩)の応力分布は深度とともに単調に増加する。(2)この軟岩中の応力分布は、微小クラックを介した摩擦すべりに支配された岩盤の降伏が原因であると考えたと説明できる。応力は岩盤の降伏の臨界状態に達しており、微小な摩擦すべりを起こしつつ定常状態が保たれている。摩擦すべりによる降伏応力は深部ほど高いために、せん断応力が深さとともに大きくなると理解される。これを臨界降伏応力モデルと名付けた。(3)臨界降伏応力モデルを適用すると、正断層型応力状態の場合最小水平圧縮応力値が、逆断層型応力状態の場合最大水平圧縮応力値が、岩石密度と摩擦係数を使って任意の深度について算出できる。