



Title	御前崎半島における地殻応力測定と間隙水圧観測
Author(s)	池田, 隆司; IKEDA, Ryuji; 塚原, 弘昭 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 49, 269-279
Issue Date	1987-03-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.49.269
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14174
Type	departmental bulletin paper
File Information	49_p269-279.pdf



御前崎半島における地殻応力測定と間隙水圧観測

池田 隆司・塚原 弘昭

国立防災科学技術センター

(昭和 61 年 9 月 2 日受理)

Crustal Stress Measurement and Pore Water Pressure Observation in Omaezaki Peninsula, Shizuoka Prefecture

By Ryuji IKEDA and Hiroaki TSUKAHARA

National Research Center for Disaster Prevention

(Received September 2, 1986)

In-situ stress measurements and the continuous observation of the pore water pressure in strata at various depths from 100m to 250m are conducted at two sites, Hamaoka (HM) and Kakegawa (KG), in the Omaezaki Peninsula in Shizuoka Prefecture. In the past 7 years, regional subsidence and the seasonal cyclic uplift and subsidence of the peninsula have been observed from a geodetic survey taken along a route from HM to KG. It is important to investigate the cause for this crustal movement, which is probably caused by the regional tectonic stress and groundwater behavior. The purpose of these measurements is to obtain data for considering the relation among the crustal movement, stress state and variation of the pore water pressure with location, depth and time.

The maximum and the minimum horizontal compressive stresses, S_{Hmax} and S_{Hmin} , are obtained successfully using the hydraulic fracturing technique at 3 depths at the HM site. The stresses increase with depth, and are represented by: $S_{Hmax} = 2.7 \times 10^{-2} h + 1.0$, $S_{Hmin} = 1.5 \times 10^{-2} h + 1.6$; where the stresses are in MPa and h is the depth in meters. The vertical stress S_V is assumed to be equal to the lithostatic pressure which is calculated from the density. The average direction of S_{Hmax} detected by the use of impression packers is E-W.

We developed the pore water pressure observation system using a quartz resonator pressure transducer. Two probes for water pressure measurement are installed underground at different depths (130~250m) at each site. The probe consists of two pressure transducers for obtaining stable data. The water level at a shallow layer is also observed in the same wells at each site. Some characteristic features are evident from the data obtained. Short term variations with barometric change and seismic events are apparent in the record of the pore water pressure. Long term variations in the data obtained from different sites and depths resemble one another with the exception of the water level data from the shallow layer at KG. Relationship between the crustal movement and the pore water pressure variation has not yet been explained quantitatively and is to be studied in the future.

I. ま え が き

御前崎半島は、フィリピン海プレート北端部がユーラシアプレートの下に沈み込んでいるとされる駿河トラフに面しており、トラフ周辺で発生すると危惧されている東海地震(石橋, 1976)の予知のために各種の調査、観測が実施されている。特に、国土地理院による頻繁な精密水準測量の結果、御前崎半島の先

端に近い浜岡地域が半島の付け根にある掛川地域と比較して、相対的に沈下傾向にありかつ水準測量の測定値には季節変動もあることが明らかにされてきた(例えば、国土地理院, 1986)。相対的上下変動が広域地殻変動によるものなのか、地表に近い地層中の間隙水圧の変化など地下水に関連する現象なのかを判別することは、水準測量の結果を解釈する上で大変重要である。

これら地殻変動・地震発生等に関連した間隙水圧変化を把握するために、200 m 程度の孔井内の種々の深度での間隙水圧を連続観測するシステムを開発し、浜岡と掛川の両地域において連続観測を実施している。また、観測に先立って実施した孔井検層や水圧破壊法による地殻応力測定によって、各地域の地層状態、応力状態などについて調査した。この地域の応力状態を知ることは、地球科学的にも地震発生との関連を探る上からも重要な意義を持っている。

ここでは、地殻応力測定と間隙水圧観測のそれぞれの方法と結果について述べる。

II. 観測井位置および周辺の地質

観測井は、静岡県小笠郡浜岡町佐倉、佐倉防災センターおよび同県掛川市上内田、上内田小学校の2地点に作井された。水準測量の結果から、内陸部と比べて相対的に上下変動の大きな御前崎に近い水準点(B. M. 2595)の近くに浜岡観測井(HM)を、相対的に変動の小さい水準点(B. M. 2604)の近くに掛川観測井(KG)を掘削した。両観測井の距離は直線距離にして約17 kmである。これらの位置関係を Fig. 1 に示す。

浜岡付近には相良層群が分布し、掛川付近には掛川層群が分布している(Ujiie, 1962)。相良層群の上に掛川層群が整合に載っており、堆積年代は相良層群は後中新世(Ujiie, 1962)あるいは鮮新世(加藤, 1973)とされ、掛川層群は鮮新世とされている。KG 周辺は掛川層群の堀之内層が分布しており、地層は南西下がり $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 傾いている(Oda, 1977)。一方、相良層群は北北東-南南西の褶曲構造をしており、HM はそのうちの一つの向斜軸から東に1~2 km のところにある。HM 付近での地層の傾斜は北西下り $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$ である(Oda, 1977)。地表露頭の岩層は、どちらも泥岩~シルト岩を主とし、薄い砂岩の挟みを持っている。

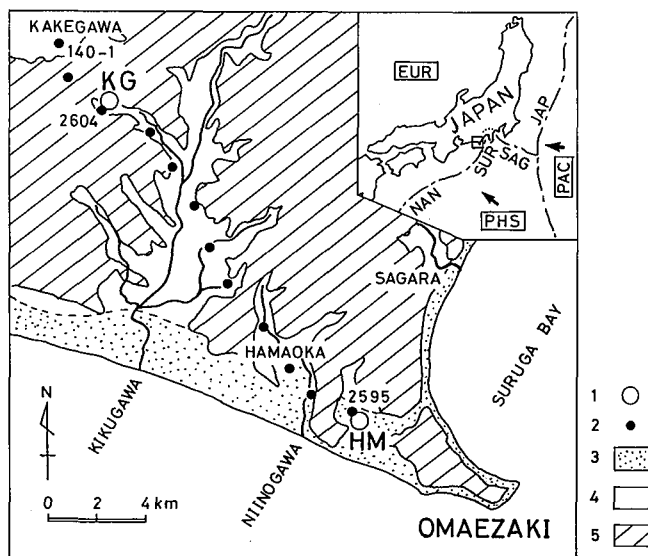


Fig. 1. 1: Observation stations (open circles); 2: Bench marks (black circles), and their respective geological settings (simplified from Sugiyama et al., 1986); 3: Sand sediments of dunes and seashores; 4: Alluvium; and 5: Sagara group, Kakegawa group, etc. In the inserted figure: EUR: the Eurasian plate, PHS: the Philippine Sea plate, PAC: the Pacific plate, NAN: the Nankai trough, SUR: the Suruga trough, SAG: the Sagami trough, and JAP: the Japan trench.

III. 観測井の孔井地質および検層結果

観測井の孔井地質および検層柱状図(P波速度, 密度, 比抵抗)を Fig. 2 に示す。孔井地質はコアおよびカッティングスから判定された。HM (掘削深度 253 m, 孔径 6 1/4 インチ) は深度 18 m まで第四系の砂で、18 m 以深は相良層群と推定される。地表の露頭でも見られるように、主として泥岩~シルト岩から

なり薄い砂岩を挟んでいる。物理検層結果によると、深度50 mから250 mまでの間に、P波速度は2.5 km/secから3.0 km/sec、岩石密度は2.0 g/cm³から2.2 g/cm³まで漸増している。深度100 m以浅は比抵抗値が高く比較的透水性の良いことが推定されるが、18~37 mに泥岩層が存在しており、水の挙動が規制されることが予想される。

ンチ) は地表から孔底まで掛川層群掘之内層からなっており、ここも泥岩~シルト岩を主として薄い砂岩を挟んだ地層である。物理検層結果によると、深度20 mから200 mまでの間で、P波速度は2.0 km/secから2.5 km/secまで漸増している。岩石密度は全体に1.7~2.0 g/cm³であるが、150 m付近で小さくなっている。比抵抗カーブから判断すると20 m以深には特に透水性の良い地層は存在しないが、比抵抗値カーブの細かい変動は砂層の挟在を示している。

両地点とも深くなるに従い音波速度は漸増するが、浜岡の方が平均0.5 km/sec程速く、また岩石密度も浜岡の方が0.2~0.3 g/cm³大きく、掛川より若干硬い岩質であることを示している。

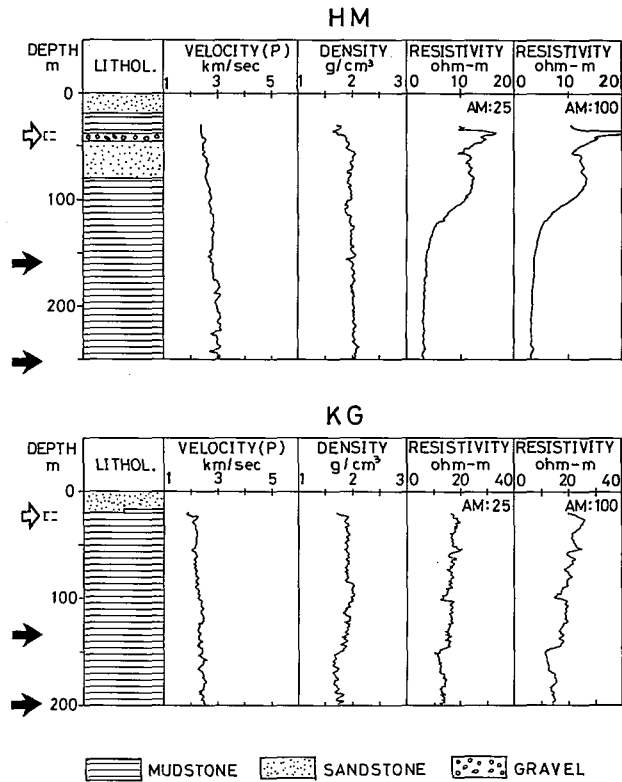


Fig. 2 Lithology and geophysical logs of the observation wells; HM : Hamaoka and KG : Kakegawa. White arrows indicate depths of the strainer for the shallow groundwater. Black arrows indicate the pore water pressure observation points.

IV. 地殻応力測定

浜岡及び掛川の現在の地殻応力の大きさと方向を水圧破壊法により測定した。

1. 測定法

測定法の詳細は、塚原・他(1978, 1983)を参照されたい。測定装置の概略をFig. 3に示す。測定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(この場合鉛直に)発生する(Hubbert and Willis, 1957)ので、何らかの方法で割れ目の方向を検出することにより最大水平圧縮応力の方位を知ることができる。

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_b^r)と閉口圧(P_s)及び既存の間隙水圧(P_p)とから

$$S_{Hmax} = 3 P_s - P_b^r - P_p \quad (1)$$

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

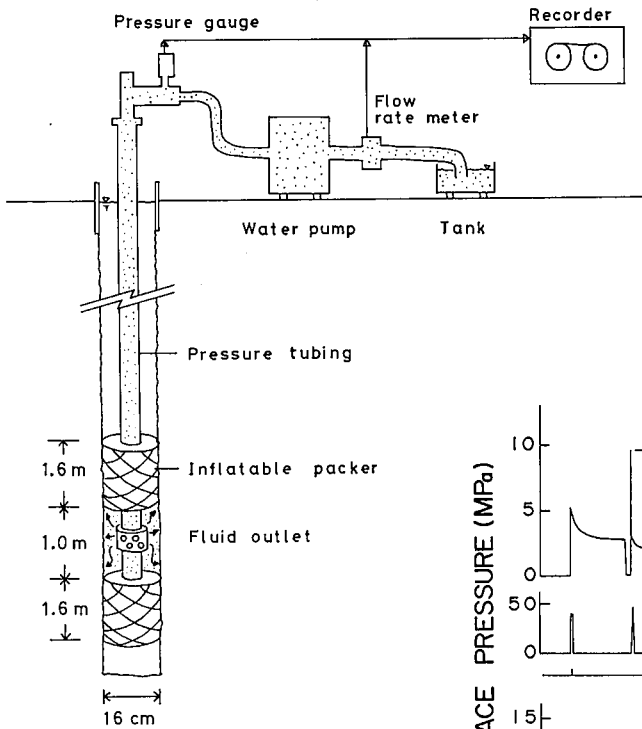


Fig. 3. Schematic drawing of the arrangement of the apparatus for hydraulic fracturing stress measurement.

さである。

上記の条件式(1), (2), (3)が理想的に成立するための実験条件は, 応力に対して実験井の周囲は破壊するまで線型の弾性変形をし, ぜい性破壊すること, 地層の力学的性質が均質かつ等方的であり, 不透水性であることである. II, III章で述べたように HM, KG 共に新第三紀の泥岩及びシルト岩を主とした地質で, 上記の条件を満たすような水圧破壊実験が可能なぎりぎりの強度である. 我々は既に, 新第三紀の泥質岩でも水圧破壊による応力測定を成功させている (池田・高橋, 1981) が, 本地域の泥質岩は更に柔らかい. そのために上下の膨張パッカー間を約 1 m と従来より短かくとり, 既存のクラック等を極力避けるよう工夫した, また, 超音波テレビュアを用いて孔壁状態を観察し測定箇所を選定した.

最大水平圧縮応力方位を知るための割

と表わすことができる (Bredehoeft et al., 1976 ; Zoback et al., 1977, Haimson, 1978). ここで P_b 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) は上載岩圧と等しいと仮定し

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

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

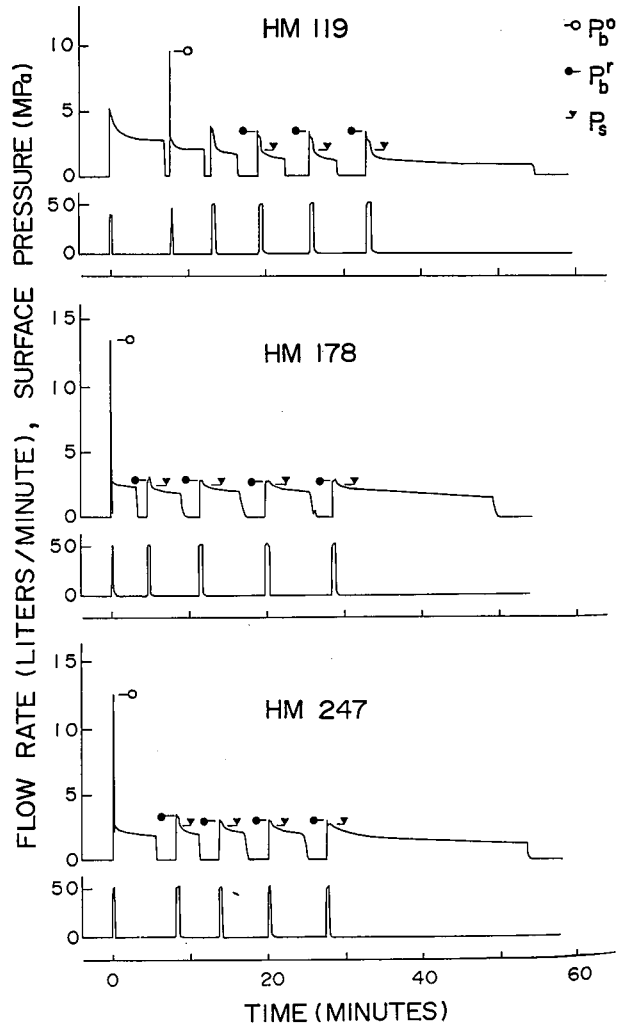


Fig. 4. Pressure and flow rate records at 119, 178, and 247 meters. Upper part : Surface water pressure vs. time; Lower part : Flow rate vs. time. P_b^0 : Initial breakdown pressure, P_b^r : Reopening pressure, and P_b^s : Instantaneous shut-in pressure.

れ目の検出には、膨張パッカーの表面に可塑性のゴムを巻き付けて作成した型取りパッカーを用いた。破壊箇所で膨張させて孔壁の型を取るものである。

2. 測定結果

HM での実験で得られた水圧、流量記録を Fig. 4 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。水圧は地表の圧力センサーによるものであり、測定深度での真の水圧はこの値に水柱圧分を加えた値となる。流量はモーター駆動水圧ポンプの吸入量記録で、約 50 l/min の一定流量である。それぞれの水圧記録上に、応力の算出に用いた P_b^r と P_s 、及び初期破壊圧 P_b^o を同定した位置を示す。HM 119 (浜岡・深度 119 m を表わす) の第 1 回目の加圧では、完全な破壊が起こる前に水圧ポンプを停止してしまった。そのため真の P_b^o は 2 回目の加圧時に得られた。3 箇所とも初期破壊が明瞭に見られ、 P_b^r 、 P_s ともに再現性が非常に良い。

(1), (2), (3)式を用いて算出した結果を Table 1 と Fig. 5 に示す。応力と深さとの関係を最小自乗法により直線で近似すると

$$S_{Hmax} = 2.7 \times 10^{-2} h + 1.0$$

$$S_{Hmin} = 1.5 \times 10^{-2} h + 1.6$$

$$S_v = 2.0 \times 10^{-2} h$$

となる。ここで、地殻応力 S_{Hmax} 、 S_{Hmin} 、 S_v は MPa で、深さ h は m である。Fig. 5 では、これまでの測定点で最も近い静岡県岡部町 (OK) での結果と比較している。これについては VI 章で述べる。

割れ目の検出は、HM 119 と HM 178 において行なわれた。型取りパッカーの周囲についた明瞭な破壊跡の方位を平均して、最大水平圧縮応力の方位とした。

KG においては、105 m、147 m、184 m の 3 箇所測定を試みた。 P_b^o はそれぞれ 5.3 MPa、6.5 MPa、4.6 MPa で明瞭であったが P_b^r と P_s の再現性が悪く、応力値を算出できたのは KG 105 の 1 箇所のみであった。この値は HM 119 の値に近い値であった。また、型取りパッカーで

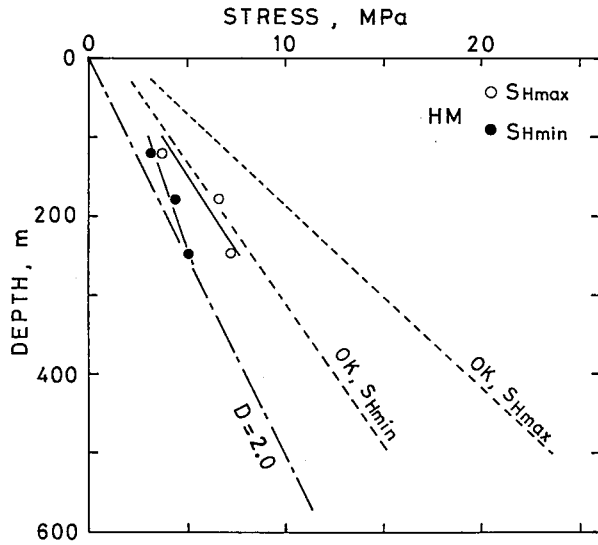


Fig. 5. Variation of stress in relation to depth. The chain line represents the lithostatic pressure calculated from the density log data. HM : Hamaoka and OK : Okabe. OK is located 35km from HM.

Table 1. Hydraulic fracturing data and in-situ stresses.

Run No.	Depth (m)	Hydrofrac Data (MPa)			Stress (MPa)			Frac. Azimuth
		P_b^o	P_b^r	P_s	S_{Hmax}	S_{Hmin}	S_v	
HAMAOKA (HM)								D=2.0
HM-119	119	10.8	4.7±0.1	3.2±0.2	3.7±0.7	3.2±0.2	2.4	N 70°W
HM-178	178	15.4	4.8±0.1	4.4±0.1	6.6±0.4	4.4±0.1	3.6	N 75°E
HM-247	247	15.0	5.6±0.2	5.1±0.1	7.2±0.5	5.1±0.1	4.9	—
KAKEGAWA (KG)								D=1.8
KG-105	105	6.1	2.6±0.2	2.6±0.2	4.2±0.8	2.6±0.2	1.9	—

は割れ目の跡はいくつか検出されたが、水圧破壊による割れ目だけを明瞭に識別するまでにいたらなかった。

V. 間隙水圧測定

水圧破壊後の実験井を、間隙水圧及び地下水位の観測井として仕上げ連続観測を実施している。100 m を越す深度での間隙水圧の測定は、ほとんど例がなく、間隙水圧計の製作からその設置方法にいたるまで全く新しい試みであった。観測システムの開発にあたり考慮した条件は、以下の3点に集約される。

- 1) 深部地層内（深さ 200～250 m）の間隙水圧を精度良く測定する。
- 2) 同一孔井中の異なる深度における間隙水圧を同時に測定する。
- 3) 長期間の連続観測を実施する。

開発の詳細については、池田・塚原（1987）を参照されたい。

1. 観測法

Fig. 6 に間隙水圧計プローブと掛川観測井の構造を示す。間隙水圧計プローブは、2 個の水圧センサーと、セメントを受けるための膨張パッカーよりなる。絶対圧の高い地下深部で高分解能の長期連続測定を行うために、センサーとしては水晶式圧力計を用いている。チューブがケーブルに組み込まれて地上に開

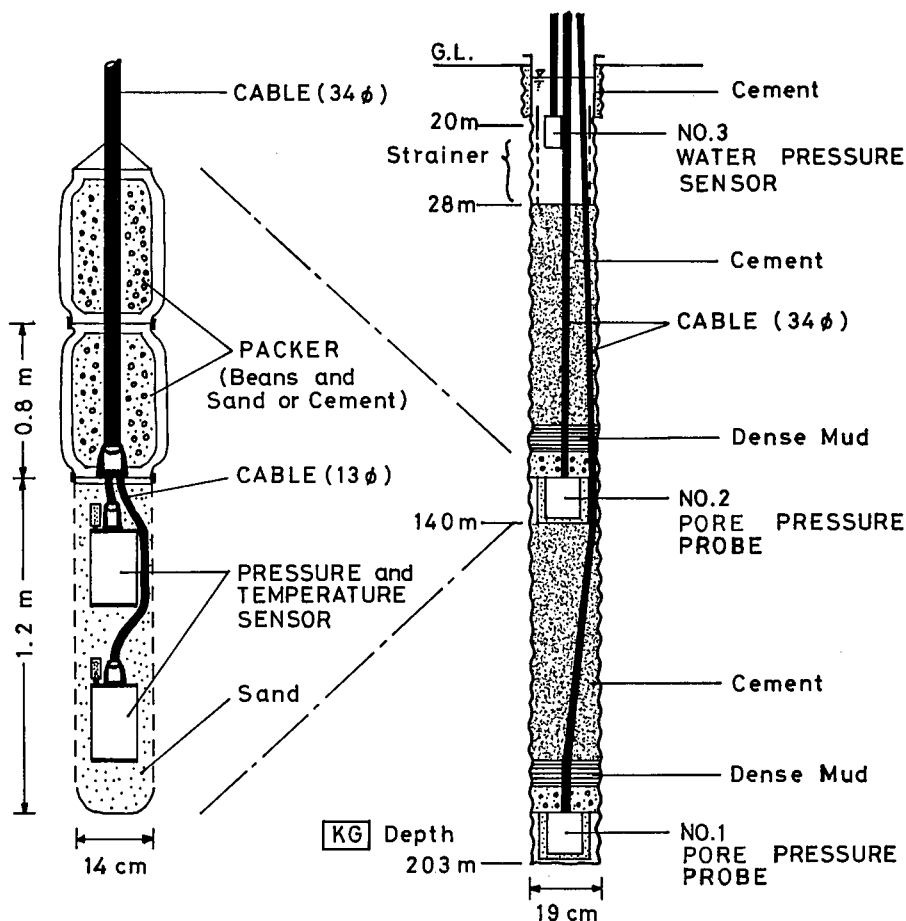


Fig. 6. Pore water pressure sensor probe and the structure of the observation well.

Table 2. Pore water pressure and groundwater level observation depth.

Obs. Station	Pressure Port Depth (m)			Strainer Depth (m)	Obs. Start
	No.1	No. 2	No. 3		
HAMAOKA	252.1	160.5	24.0	36~44	1984.4
KAKEGAWA	200.2	136.9	10.0	20~28	1985.4

放しており、このチューブより導入される大気圧と、受圧部からの水圧との差圧を測定する方式である。センサーの設置深度によって最大測定圧力 30, 20, 5, 1 kgf/cm² の四種類を用いているが、分解能は各フルスケールの 0.01% 以上が得られた。センサーからの出力信号は 2 枚の水晶振動子のビート信号で、水圧が零で約 10 kHz, フルスケールの水圧に対して約 15 kHz である。観測項目は、間隙水圧と地温、浅層水位、降雨量、気圧であるが、それぞれデジタルメモリーと現地モニター用のアナログ記録計に記録される。

観測井の構造は、異なる深度 2 箇所の間隙水圧計を埋設し、さらにその上部はストレーナパイプで保護して浅層地下水位を測定できるようになっている。すなわち、同一孔井中の異なる深度 3 箇所での地下水圧を同時に測定しようとするもので、そのためにセメンチングによって完全に上下各層を遮蔽しなければならない。センサーの上部に膨張パッカーを接続しセメント受けとしたが、これは大豆をセメントあるいは砂と適当な比率に混合し、水中で膨張する性質を利用したものである。埋設の際には、プローブのダミーによる通り試験、プローブの降下作業、パッカーの膨張・待機、セメンチング用パイプの降下・揚管及びセメンチングなどの一連の作業に細心の注意が払われた。各観測井の観測開始時期、各深度における水圧計の最上受圧部の位置、及びストレーナ部の深度を Table 2 にまとめ、Fig. 2 の柱状図にその位置を矢印で示す。

2. 観測結果

Fig. 7 に浜岡における 1984 年 4 月から 1 年分のデータを示す。図の上段から、気圧、浅層水位、深さ 160 m の間隙水圧、日雨量である。水位と間隙水圧は、1 目盛が水位に換算して 10 cm つまり 10 gf/cm² に相

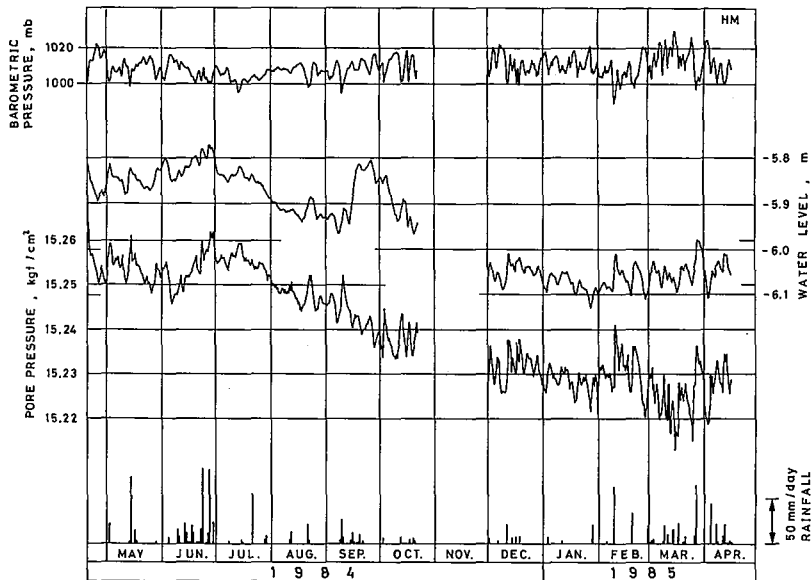


Fig. 7. Data from the Hamaoka observation station. From top to bottom : the barometric pressure, groundwater level (strainer 20m-28m), pore water pressure at the depth of 160m, and the daily rainfall.

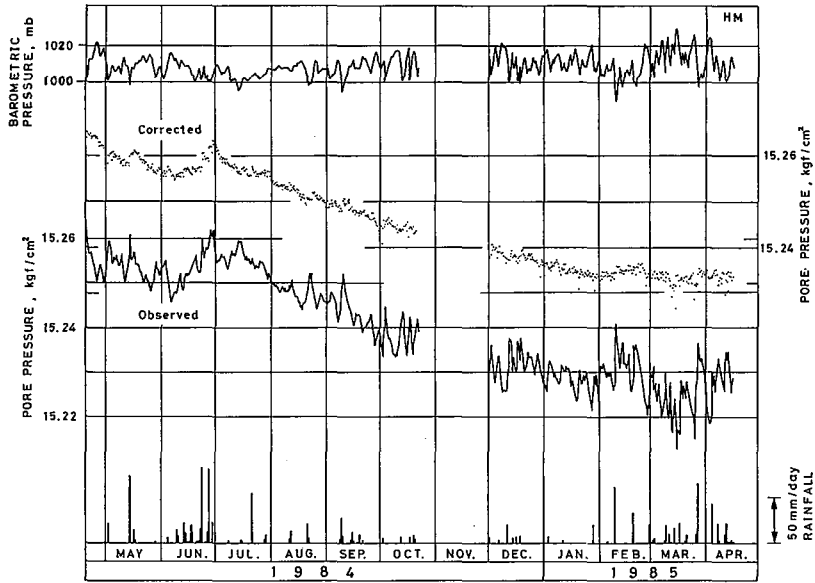


Fig. 8. Comparison of the corrected data (dotted line) with the observed data (solid line) of the pore water pressure at the depth of 160m. Corrected by using a barometric pressure coefficient.

当する。

水位と間隙水圧変動のいくつかの特徴を述べる。第1に、浅層水位、間隙水圧ともに数日単位の周期的変動が見られる。これは、気圧変化の周期に一致しており気圧の影響であることがわかる。ただし、ここに示した観測値は、センサーの構造から、水圧と大気圧との差圧であることに注意しなければならない。これらは、適当な気圧効果 (BE) を考慮することによって補正することができる (池田・塚原, 1987)。例えば、Fig. 7の間隙水圧に対する気圧効果、 $BE=0.4$ を用いて補正したものを Fig. 8に示す。厳密には BE は観測期間によって変化するので、それぞれの期間の BE を用いて気圧補正しなければならないが、ここでは一定値を用いた。第2の変動の特徴は、間隙水圧の変動は浅層水位のそれと良く似ていることである。逆に言うと、浅層水位と言いながらも、この観測井の場合は被圧水的な挙動を示していると言えよう。第3の特徴は、長期的の変動様式は両者で良く似ているが、1984年9月~10月に見られるように、短期的には明らかに異なる挙動を示すことがある。

Fig. 9には、3.5ヶ月分のデータであるが、HMとKGのデータを比較して示す。上段から気圧 (HM)、浅層水位 (HM・KG)、上部150m付近の間隙水圧 (HM・KG)、下部200m付近の間隙水圧 (KG)、日雨量 (KG) である。上部間隙水圧の挙動は両地点とも良く似ているが、浅層水位は全く異なる。KGの浅層水位はこの期間だけでも振幅70cmにも達し、降雨に対する応答が良く気圧の影響をあまり受けないところから、自由水的な挙動である。また、KGの各層を比較すると、それぞれ異なる挙動をしており、各層の水圧が完全に独立した状態で測定されていることが解る。

VI. 考 察

1. 地殻応力

現在進行中の地殻変動を議論する上で、現在の応力の大きさや方向は重要な情報である。我々は、1978年から関東・東海地域の各地で深度100~900mの測定孔において、水圧破壊法により応力を測定している (塚原・池田, 1983, Tsukahara and Ikeda, 1987)。今回の測定点の近くでは静岡県岡部町 (HMから北北東に約35km) での測定がある (塚原・他, 1978, 1983)。岡部での最大水平圧縮応力の方位は $N 50^{\circ}$

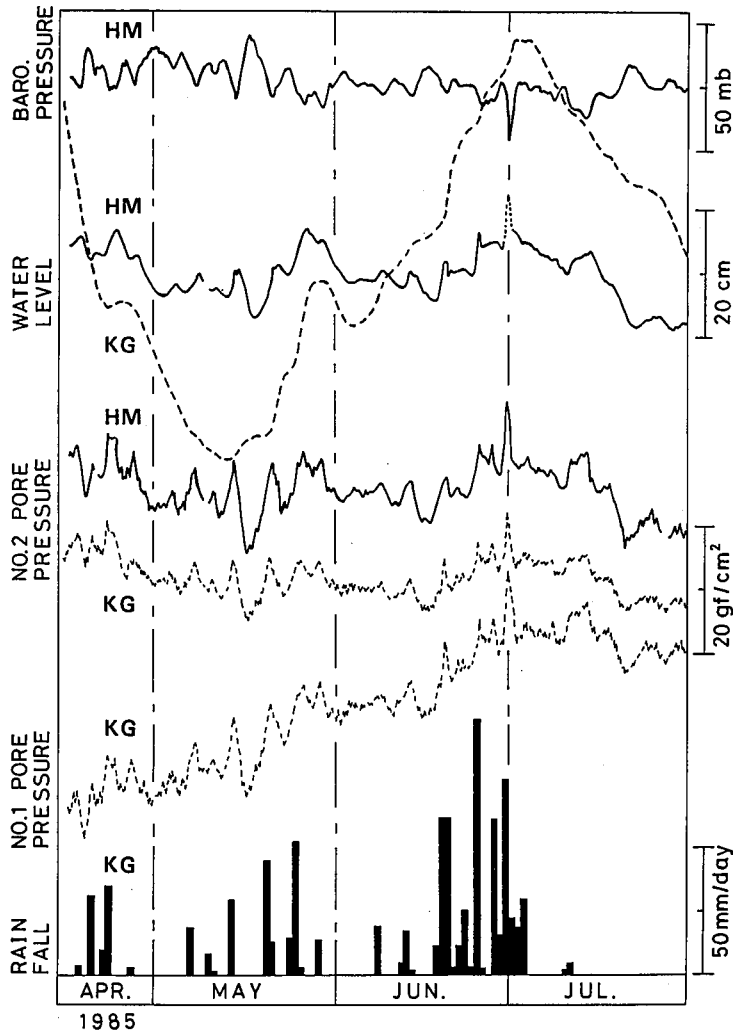


Fig. 9. Groundwater level, pore water pressure, precipitation, and barometric pressure data from the Hamaoka (HM : solid lines) and Kakegawa (KG : broken lines) sites.

Wであった。浜岡の応力方位は平均するとほぼ東西であるが、測定されたのが2箇所であり誤差も $\pm 20^\circ$ と大きい。しかし、フィリピン海プレートのユーラシアプレートに対する相対的な運動から考えられる北西方向の圧縮応力とは大きくは矛盾せず、岡部と同一の応力区に属していると考えられる。

Fig. 5の深さによる応力の変化で特徴的なことは、 S_{Hmax} 、 S_{Hmin} はいずれも深さとともに増加することである。また、差応力($S_{Hmax} - S_{Hmin}$)も深さとともに増加している。これらの現象は他の測定孔でも一般に観測される。測定範囲内では、 $S_{Hmax} > S_{Hmin} > S_v$ の関係にあり逆断層型の応力状態である。これは、岡部での応力状態 (Fig. 5の破線) と一致する。ただし、 S_{Hmax} と S_v との差は、深度200mで岡部では約6 MPaであるのに対して浜岡では約3 MPaと小さな値である。浜岡の測定孔を構成する岩石が柔らかいために、地表付近の応力がより大きく応力緩和しているためなのかもしれない。差応力が浅い所程小さい現象も、封圧が小さくかつ既存のクラックの多い浅部で、静岩圧状態へ向かってのより大きな応力緩和が生じるためと理解される(塚原・池田, 1984)。なお、掛川の地質は浜岡よりさらに軟かく、水圧破壊実験の行なえる限界の強度であった。

2. 間隙水圧

水位及び間隙水圧の変動の要因には、水文地質環境以外に気圧、潮汐、降雨、地震などの自然的要因と、揚水や観測井作井の影響などの人的要因とがある。これらは、本来の目的である地殻変動と水圧変化との関係を探る上ではノイズではあるが、地層自体の弾塑性な特性を把握するための重要な情報となるものもある。個々の要因を現象の中から抽出して検討しなければならない。

例えば、前章で気圧補正をする際に、 $BE=0.4$ を一定として行っている。BEの変化する機構はまだ良く解っていないが、時間的に変化するようなことがあれば、地層自体の膨張、収縮に係わる特性の変化を追っていることになり、地殻変動と水圧変化との関係を知ることもできよう。このセンサーの分解能は 2 gf/cm^2 以上は充分あるので、Fig. 8の気圧補正後の間隙水圧のバラツキの主なものも測定誤差ではない。潮汐の影響なども考えられるが今後の解析を必要とする。Fig. 7の浅層水位との比較で1984年9月～10月に見られる異なる挙動は、地震によるものと考えられる。浅層水位の約15 cmの急激な上昇は、9月14日の長野県西部地震(M=6.8, 深さ5 km, 震央距離140 km)の発生と同時に開始され、また間隙水圧も詳細に見ると同時刻に約 15 gf/cm^2 の低下が認められることから、これはコサイスマックな変動であると推論した。ただし、間隙水圧の変動は短時間のもので、数分でピークに達した後約30分で回復しているのに対して、浅層水位の異常はピークまで約5日要し約1ヵ月間続いた。地震動の入力に対して、異なる深さの地層中の水圧変化が全く別の挙動を示すことは、難透水層の地層においても顕著に見られる(池田, 1984)。外部からの入力に対する各地層の応答機構を解明する上での大変重要な手掛りとなる。

間隙水圧の年変化と地殻の上下変動との関係はどうであろうか。掛川～浜岡間の水準測量の結果によると、ここ7年間は4～5 mm/年の割合で浜岡側の沈降が続いており、谷が冬にある振幅2 cm程度の季節的変動を繰り返している。Fig. 8の期間では1984年4～5月が山で1984年11月が谷となっている。一方、浜岡の深度160 mの間隙水圧は6月末がピークで、水準測量結果による沈降の谷を過ぎてもお水圧が低下している。従ってこの期間については単純な相関は見られないと言って良い。また、浜岡観測井の異なる深度から採取したボーリングコアについて、各種岩石物性試験と間隙水圧変化による収縮・膨張実験を実施している(兼間・小出, 1986)。それによれば、1年間の水圧変化30 cmによる地盤の上下方向の伸縮は大きく見積って数mmである。したがって、地盤の季節変動を浜岡における間隙水圧変化だけから説明するのは今のところ困難である。

浜岡と掛川との比較では、顕著な差は浅層水位の変動に見られる。浜岡の浅層水位は間隙水圧と良く似た変動を示した被圧水的であるのに対し、掛川は自由水的である。両地点の浅層地質は、地質柱状図に示されるように異なっている。浜岡の深度18～37 mに存在する泥質岩が不透水層的な役割りをしているために、被圧水的な挙動になると思われる。ストレーナ部は、上下泥質岩層に挟まれた細～中礫層に位置しており、宙水のような形で存在しているのであろう。浅層の水位変動が、深部の間隙水圧にどの程度影響しているのかを詳細に検討するためには、降雨量だけではなく表層の水位変動を観測し比較することが必要である。

より長期の連続観測データを蓄積し、両地点、各深度を比較しながら総合的に検討することが必要であり、特に、歪計や傾斜計のデータと直接対比して議論するのが極めて有効である。

VII. ま と め

大地震の発生に関連して地殻変動が問題となっている御前崎半島において、地殻応力を水圧破壊法によって測定した。また、応力測定井を間隙水圧観測井として仕上げ、種々の深度において間隙水圧と地下水位の連続観測を実施している。

地層は水圧破壊実験が行える限界に近い軟かさであったが、浜岡の深度100～250 mの3箇所と掛川の深度105 mの1箇所での応力値を得た。その結果、最大・最小水平圧縮応力(S_{Hmax} ・ S_{Hmin})はいずれも深さ

とともに増加し、直線で近似すると、 $S_{Hmax}=2.7 \times 10^{-2}h+1.0$ 、 $S_{Hmin}=1.5 \times 10^{-2}h+1.6$ であった。ここで、 S_{Hmax} 、 S_{Hmin} は MPa、深さ h は m である。鉛直応力 (S_v) は上載岩圧に等しいと仮定し、 $S_v=2.0 \times 10^{-2}h$ である。測定範囲内では、 $S_{Hmax} > S_{Hmin} > S_v$ の関係にあり逆断層型の応力状態であった。 S_{Hmax} の方位は、浜岡の 2 箇所での平均からほぼ東西と求められた。

深層の間隙水圧測定が可能な測定システムを開発し、両地点の深度 130~250 m の 2 箇所ずつに埋設して連続観測を実施している。測定結果には、気圧や地震の影響による短期的な変動が顕著に見られ、間隙水圧の外部応力に対する応答メカニズムを考察する上で有効な観測データが得られつつある。御前崎の地殻の上下変動と、浜岡の間隙水圧の季節変動とは単純な相関は見られない。しかし、浅層水位の変動も含めて、両地点では深さによって異なる挙動を示しており、今後のデータの蓄積を待って総合的な解析が必要である。

謝辞 静岡県地震対策課、浜岡町役場、掛川市役所、掛川市立上内田小学校に、実験地借用等多大な御協力をいただいた。ここに記して感謝の意を表す。

なお、本研究は昭和 58~59 年度科学技術庁科学技術振興調整費による。

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.
- 池田隆司・高橋 博, 1981. 千葉県富津市における水圧破壊法による地殻応力測定. 地震 2, **34**, 565-576.
- 池田隆司, 1984. 防災センター構内深井戸の地下水連続観測. 地震予知連絡会会報, **32**, 157-162.
- 池田隆司, 塚原弘昭, 1987. 深層間隙水圧観測システムの開発. 投稿中.
- 石橋克彦, 1976. 東海地方に予想される大地震の再検討 — 駿河湾大地震について —. 地震学会予稿集.No. 2, 30-34.
- 兼間 強・小出 仁, 1986. 間隙水圧変化による堆積岩の収縮・膨張実験. 第 18 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 216-220.
- 加藤道雄, 1973. 掛川層群の微化石層位学的研究. 地質雑, **79**, 263-276.
- 国土地理院, 1986. 東海地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報, **35**, 291-305.
- ODA, M., 1977. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Cenozoic sedimentary sequence, Central Honshu, Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rep. 2nd Ser. (Geol.)*, **48**, 1-72.
- 杉山雄一・下川浩一・水野清秀, 1986. 地質調査及び地盤変動・水位の観測研究 (i) 地質調査. 「フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する総合研究」研究成果報告書, 232-239.
- 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測定. 地震 2, **31**, 415-433.
- 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・高橋博, 1983. 水圧破壊法による地殻応力測定 — 静岡県岡部町・修善寺町・下田市・神奈川県横須賀市での測定結果. 地震 2, **36**, 551-569.
- 塚原弘昭・池田隆司, 1984. 水圧破壊法による地殻応力の現位置測定. 昭和 59 年度全国地下資源関係学協会合同秋季大会分科研究会資料, N, 9-12.
- TSUKAHARA, H. and R. IKEDA, 1987. Hydraulic fracturing stress measurements and in-situ stress field in the Kanto-Tokai area, Japan. *Tectonophysics*, **136**.
- UJIE H., 1962. Geology of the Sagara-Kakegawa sedimentary basin in Central Japan. *Science Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, **8**, 123-188.
- 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.