

深層観測によって明らかにされた関東地方の 微小地震活動の特性について

高橋 博*

国立防災科学技術センター

The Deep Borehole Observatories and their Contribution for Revealing the Characteristics of Microearthquake Activity in the Kanto District

By

Hiroshi Takahashi

National Research Center for Disaster Prevention

Abstract

Tokyo, the capital of Japan, repeatedly suffered from earthquakes, of which more than half were generated just beneath Tokyo or the neighbouring Prefectures (Fig.1.1). Political, economic, cultural and other important central functions of the country are concentrated in Tokyo, and the metropolitan area including Tokyo and surrounding Prefectures are populated by one quarter of the national population. It, therefore, is very important to make possible earthquake prediction in the metropolitan area together with other efforts for earthquake hazard mitigation.

However, the metropolitan area is in most part located in the Kanto Plain with soft and thick strata of the Quaternary and Tertiary periods (Fig.1.5). Moreover, by development of industries and transportations, background noises are extremely high so that high-sensitivity observations relevant to earthquake prediction are almost impossible by conventional methods for any kind of observational disciplines.

Considering such social and natural situations, the National Research Center for Disaster Prevention (NRCDP) launched a research project to construct three deep borehole observatories (DBO's) (Fig.1.5) for earthquake prediction studies and monitoring of crustal activity of the metropolitan area in 1959. The observatories, which for the first time realized downhole observation with highly sensitive seismometers and tiltmeters in the Pre-Tertiary basement beneath the metropolitan area, were completed in 1980 overcoming a number of technical difficulties (Fig.1.6 ; 3.1).

In this paper, describe scientific purposes and technical details of DBO, discuss some

* 第2研究部

preliminary results of the observation, and propose a future plan of prediction-oriented observations in the metropolitan area based on the down-hole measurement technology. The name, abbreviation code, location, depth and short-period noise level at the bottom are as follows: Iwatsuki DBO; IWT, Saitama Prefecture, 3510 m, 4-5.5 μ kine. Shimohasa DBO; SHM, Chiba Prefecture, 2300 m, 10-11 μ kine. Fuchu OBO; FCH, Tokyo, 7-8 μ kine (Tab.1).

The DBO is composed of the observation well at its bottom the sensor vessel is installed and the observation building on the ground surface (Fig.2.1). The pressure-tight sensor vessel (Fig.2.3) contains the three-component velocity seismometer (Fig.2.4; 2.5), the two-component tiltmeter (Fig.2.6), the three-component accelerometer (Fig.2.7), the signal transmitter, and other associated devices (Tab.2). Signals from the sensors are once modulated, and transmitted to the observation room through the signal cable (Fig.2.10; 2.11). The signal receiver, recorders, the telemetry transmitter to NRCDP are displayed in the observation room. The observation building is also equipped with the emergency power supply and the cable with for winding up and down the sensor vessel when necessary.

Background noises at DBO's are two or three orders lower compared with those at the ground surface (Fig.3.5—3.9). Since the seismometers are operated at a very high sensitivity corresponding to the quiet circumstances, any one of the DBO's can detect all the shallow microearthquakes (depth is less than 30km) with magnitude 1.5 or larger in the 70km (east-west) \times 100km (north-south) area covering the central part of the metropolitan area (Fig.3.12). One of the most important results of the high sensitivity observation is finding of shallow microearthquake activity in and around Tokyo (Fig.3.13—3.18; 4.4), which have not been detected by conventional observations. Detailed studies on those microearthquakes are expected to serve for detecting and locating active faults under the soft deposit layers.

Owing to the remarkable improvement of earthquake detection and location capability, hypocentral distribution maps of high resolution are obtained (Fig.4.3; 4.4; 6.1). The highly accurate seismicity maps revealing three-dimensional features of the oceanic plates beneath the Kanto Plain made an essential contribution to bring forth the "Unified Plate Model" to interpret the tectonics of the Kanto-Tokai area (Fig.6.2; 6.3). According to the model potentially hazardous earthquakes in the metropolitan area can be classified into four types representing the fundamental modes of interactions among the Philippine Sea, Pacific Ocean, and Asia plates. The new idea will provide a scientific basis for planning the earthquake prediction strategy of the metropolitan area.

Although seismographic coverage of the Tokyo area was drastically improved by the three DBO's detection capability of microearthquakes is still poor for the surrounding area of the capital. Moreover, three stations are not enough for quickly locating earthquake foci by using the full-automatic reading of P-wave arrival times. Based on detailed analysis of capability of the present DBO's, we propose to construct four additional DBO's in the Kanto District. The future DBO network composed of seven stations will completely cover not only the whole metropolitan area but sea area to the south of Tokyo for precise monitoring of microearthquake activity (Fig. 7.1; 7.3). We emphasize that the facilities are essential for the purpose to obtain most fundamental informations for earthquake prediction of the Metropolitan area.

要 旨

東京とその周辺には、わが国の人口の約1/4に達する膨大な人口が密集している。また、東京には政治・経済、その他我が国のあらゆる分野の中核機能が集中している。しかし、東京は昔から地震により度々被害を受けている。江戸時代以来（1603年～）の震度6の地震についてみると、8回のうち、5回は東京の直下で発生している。このため首都の地震災害防止のため、直下で発生する地震の予知は極めて重要である。しかし、東京は交通機関その他から発生するじょう乱が激しく、加えて軟弱な地層に厚く、かつ広く覆われているため、直下で発生する地震の予知研究のための精密な観測は通常の方法では行えない。そこで関東平野の基盤（先第三紀層）に達する試錐を行ない、その井底で地殻活動の精密観測を行なうこととなった。その実施に当ってはまず基盤の調査から始め、大深度・高温・高圧下で精密な観測の行なえる深層観測井・観測装置・信号ケーブル・捲きあげ装置等の開発を行ない、昭和44年から昭和55年までの12年の年月をかけて東京を北側から取り囲む3つの地殻活動深層観測施設（岩槻井：深度3510m、下総井：深度2300m、府中井：2750m）を設けた。

深層地殻活動観測井（以下深層井と略す）では、重量貨物トラックなどの地表の振動の影響も取り除くことができ、井底のノイズレベルは地表の1/150～1/300で、昼夜を通して同じレベルの高感度の観測ができる。なお深層井の井底のノイズレベルは深度の深いほど低い。

深層井の検知能力が非常に高いので、関東地方直下で発生する微小地震が格段に多くとらえられるようになった。すなわち、東京を中心とした南北約100km、東西約70kmの地域の直下で発生する $M \geq 1.5$ 、深さ30km以浅の地震はもれなくとらえられる。

深層井を関東平野の中央部に設けたことにより、関東地方直下の地震の震源決定精度が格段に向上し、その効果は、関東地方南半分で特に著しい。さらに東京の直下に浅い地震活動の存在することが初めて明らかになった。また、東京湾北部でP波、S波の初動部の鋭い微小地震の群発することが見出され、その活動後、顕著な地震が東京の南から西の地域で発生することがわかった。

震源決定精度が格段に向上したため、関東平野直下の震源分布の微細構造を論ずることが可能となり、地震群相互の立体的位置関係が精密に比較できるようになった。その結果、太平洋プレート、フィリピン海プレート及びアジア大陸プレートの会合する構造的に複雑な所として知られている関東・東海地域のテクトニクスを統一的に説明するモデルを提案できるまでに至った。このモデルにより関東直下の複雑な震源分布、発震機構などが統一的に説明できるだけでなく、関東南部直下に予想される地震を4つの型に分類することができた。すなわち、(1)フィリピン海・太平洋プレートの接触部（茨城県南西部—千葉県中部）にあたる深さ60～90kmのやや深い地震、(2)フィリピン海プレート上面で発生する低角度逆断層型地

震（例：1923年関東地震），(3)フィリピン海プレート下面で発生するやや深い地震（深さ60-90km），(4)アジアプレート内の地震（例：1931年西埼玉地震），である．この分類で注目すべきことは，フィリピン海プレートが埼玉県北部から茨城県中部まで入りこんでいることから，内陸でも(2)の型の地震の発生の可能性があることであり，江戸地震（1855年，M=6.9）はこの型の可能性が強い．

今後はこのモデルの検証を進め，上記4つの型の地震の性質を明らかにするため，首都の南部と北部に各2井づつ，深層井を設けることを提案する．既存深層3井にこれら加わることにより，関東中南部の直下100kmまでに発生する $M \geq 2.0$ の地震がもれなくとらえられることになろう．また，その検知能力が高いため，近海の地震活動が明らかとなり，海陸両域の地震活動が統一的にとらえられることになる．特に，予想されている房総沖のマグニチュード8級の規模の地震と常磐沖のマグニチュード7級の規模の地震の震源附近の地震活動の観測が画期的に改善されよう．さらに，東海地震の発生により，東海地方の観測伝送網が破壊された場合，その震源域の地震活動の監視にもかけがえのない役割を果たすことになろう．

目 次

1. 首都圏地震予知観測の問題点.....	7	1.5 基盤と地質の問題点.....	12
1.1 首都の重要性.....	7	1.5.1 基盤の問題点.....	12
1.2 被害地震.....	7	a 地質構造と基盤深度.....	12
1.2.1 被害地震の多発と発生域.....	7	b 地温と作井深度.....	12
1.2.2 首都圏直下被害地震.....	8	c 作井と地質知見.....	14
1.3 地震災害の問題点.....	9	d 基盤岩質の問題点.....	14
1.4 観測上の問題点.....	9	1.6 観測井の配置.....	14
1.4.1 測地測量.....	10	1.6.1 設置地点.....	14
a 水準測量.....	10	1.6.2 地点選定条件.....	15
b 辺長測量.....	10	a 作業上の条件.....	15
c 重力測量等.....	10	b ノイズ環境.....	16
1.4.2 精密観測.....	10	1.7 観測井の概要.....	16
a ノイズ環境.....	10	1.7.1 概要.....	16
b 地盤条件.....	10	a 岩槻井.....	16
c 既存観測点の問題点.....	11	b 下総井.....	16
1.4.3 深層観測の不可欠性.....	12	c 府中井.....	16

深層観測によって明らかにされた関東地方の微小地震活動の特性について—高橋

1.7.2	坑井地質	17	iii	破断目板	34
1.7.3	速度構造	20	b	信号線接続部	34
			i	信号線水密貫通部	34
2.	地殻活動深層観測システム	22	ii	信号線観測装置接続部	34
2.1	構成	22	2.4.7	搬送装置	34
2.2	開発方針	22	a	伝送部	34
2.2.1	機器構成の検討	22	b	制御・電源部	36
a	観測項目の検討	22	2.4.8	観測・制御システム	36
b	関連機器・システムの検討	23	a	FM方式	36
2.2.2	開発上の問題点と進め方	23	b	PCM方式	37
2.2.3	開発の戦略	24	2.5	信号ケーブル	38
2.3	観測井	24	2.5.1	構造	38
2.3.1	構造	25	2.5.2	実験	40
2.3.2	セメンチング	26	2.6	巻きあげ装置	40
2.3.3	防錆	26	2.7	観測装置の設置	41
2.3.4	検層・コア試験	26	2.7.1	組立・総合調整	42
2.4	観測装置	26	a	信号ケーブルの巻きとり	42
2.4.1	観測用検出器	27	b	降下試験	42
a	速度型地震計	28	c	S波速度測定	42
b	傾斜計	30	d	組立・総合高温試験	42
c	加速度型地震計	31	2.7.2	設置	43
2.4.2	補助検出器	32	a	降下	43
a	方位計	32	b	着底	43
b	温度計	32	c	耐圧容器固定	44
2.4.3	設置用検出器	32	d	観測機器の調整	44
a	ケーシングカラー検出器	32	3.	観測状況	45
b	着底検出器	33	3.1	観測経過	45
c	水漏れ検出器	33	3.1.1	岩槻井	45
2.4.4	耐圧容器固定器	33	a	観測保守の大綱	45
2.4.5	耐圧容器	33	b	観測実績	45
2.4.6	信号ケーブル接続部	33	3.1.2	下総井	47
a	信号ケーブル固定部	33	a	観測	47
i	外装線固定部	34	b	保守	47
ii	耐圧容器非常破断部	34			

3.1.3	府中井	48	4.2	震源分布	65
a	観測	48	4.2.1	震央分布	65
b	保守	48	4.2.2	垂直分布	66
3.1.4	まとめ	48	4.3	考察	67
3.2	ノイズレベル	48	4.4	まとめ	67
3.2.1	深度別ノイズレベル	48	5.	東京湾北部P型微小群発地震	68
a	岩槻井	48	5.1	特徴	68
Ⅰ	ノイズ環境	49	5.1.1	波形	68
Ⅱ	水伝播ノイズの除去	50	5.1.2	発生場所	69
Ⅲ	深度別ノイズレベル	51	5.1.3	規模	70
b	下総井	53	5.1.4	発生様式	70
Ⅰ	ノイズ環境	53	5.2	“主震”との関係	72
Ⅱ	深度別ノイズレベル	53	5.2.1	“主震”の発生場所	72
Ⅲ	水伝播ノイズの除去	53	5.2.2	先行的特徴	73
c	府中井	54	a	発生回数	73
Ⅰ	ノイズ環境	54	b	先行日数	73
Ⅱ	深度別ノイズレベル	54	c	規模	74
Ⅲ	水伝播ノイズの除去	55	5.3	m値	75
3.2.2	井底ノイズレベル	55	5.4	統計的検討	75
a	ノイズの種類とその影響	55	5.5	今後の課題	77
b	井底ノイズレベル	55	6.	関東地方の微小地震活動	77
3.2.3	まとめ	56	6.1	震源分布の特徴	77
3.3	検知能力	56	6.1.1	浅い地震(深さ30km以浅)	78
3.3.1	マグニチュードと検知範囲	57	6.1.2	やゝ深い地震(深さ30-90km)	78
3.3.2	関東平野における検知能力	59	6.1.3	深発地震(90km以深)	80
3.3.3	まとめ	59	6.2	関東東海地方のテクトニクスの 統一モデル	80
3.4	S-P時間別頻度分布	60	6.2.1	統一モデルの概要	80
3.4.1	岩槻井	60	6.2.2	震源分布との関係	81
3.4.2	下総井	61	6.2.3	発震機構	82
3.4.3	府中井	62	6.2.4	異常震域その他	82
3.4.4	まとめ	63	6.2.5	関東地方南部の直下に	
4.	震源決定精度の改善	63			
4.1	観測資料	64			

予想される地震……………82	c やゝ深い地震活動 (深さ30-90km)の観測…………88
6.2.6 あとがき……………83	7.3.2 首都圏周辺海域における 微小地震観測の強化……………88
7. 結論と今後の展望……………83	a はじめに……………88
7.1 結論……………83	b 関東東方海域……………90
7.2 今後の課題……………84	c 房総沖……………91
7.3 首都圏微小地震観測網	d 東海沖……………92
整備計画試案……………85	7.3.3 首都圏地殻変動 連続観測の強化……………92
7.3.1 首都圏における微小地震	7.3.4 まとめ……………93
観測の強化……………85	謝 辞……………95
a はじめに……………85	参考文献……………96
b 浅い地震活動 (深さ30km以浅)の観測…………86	

1. 首都圏地震予知観測の問題点

1.1 首都の重要性

わが国の首都—東京は1603年、徳川家康が幕府を開いてから都市建設が急速に進み、その百年後には人口百万の世界最大の都市に成長している。以来、度々の大火と震災や戦災を経てもその発展は衰えるどころか、かえって膨張し、現在では近隣の諸都市と一体となり、わが国の人口の1/4をかかえる巨大な都市と化した。加えて、東京は政治はもとより、経済、文化等、わが国のあらゆる分野の中核機能を保有するに至った(たとえば、渡辺、1976; 1977; 1978)。

1.2 被害地震

1.2.1 被害地震の多発とその震源域

ところで東京は、歴史記録の整っている1603年以降についてみると、震度5以上の地震に少なくとも36回襲われており、その2/3が東京の直下で発生している。それらの中で、特に大きな被害を生じた震度6以上の地震は8回あり、そのうちの5回が東京直下で発生した(萩原1972a・b)。すなわち、東京は相模トラフで発生するマグニチュード8級の規模の巨大地震と、その直下で発生するマグニチュード7~6級の規模の地震と、これら2種類の

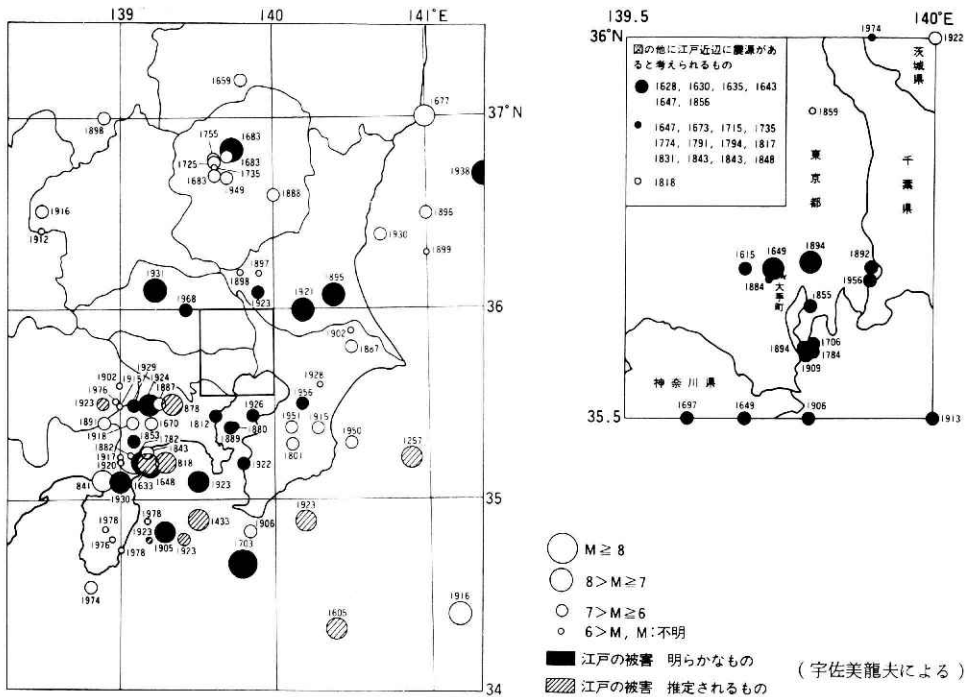


図 1.1 関東地方の被害地震（地震予知連絡会，1980）
 Fig.1.1 Epicentral distribution of earthquakes which damaged Tokyo based on the Usami's (1977) data (Coordinating Committee for Earthquake Predication, 1980).

地震で度々被害をうけてきた（図 1.1）。（以下マグニチュードは記号Mと略す。）

1.2.2 首都圏直下被害地震

東京（江戸）とその周辺直下で発生した被害地震の特色を，その幾つかの例で示す。

それらの中で，最大の被害をもたらしたものは，安政2年（1855年）の江戸地震（M 6.9）で，江戸市内の起災火元66，壊家火災焼失1,4346戸，死者1万人以上に及んだ。その震央は，荒川河口付近とされているが，その深さは震度分布（図 1.2）の広がりからみて，深くとも30kmという（萩原，1972 a； b）。

明治27年（1895年）の東京地震（M 7.0）は，死者は30人程であったが，地盤の悪い下町に多大の被害を与え，とりわけ，西欧式レンガ建造物の損壊が著しく，わが国の建造物地震被害史上，著名な地震となった。その震源は被害分布（図 1.3）から東京湾北部とされていたが，萩原（1972 a； b）は，その震度分布の検討から震央は新宿であると，その深さは深くとも30km内とした。

明治13年（1880）の横浜の地震（M 5.4）の被害は著しくなかったが，日本政府のお傭い教師として在日していた外国の科学・技術者に多大の刺激を与え，世界最初の地震学会の

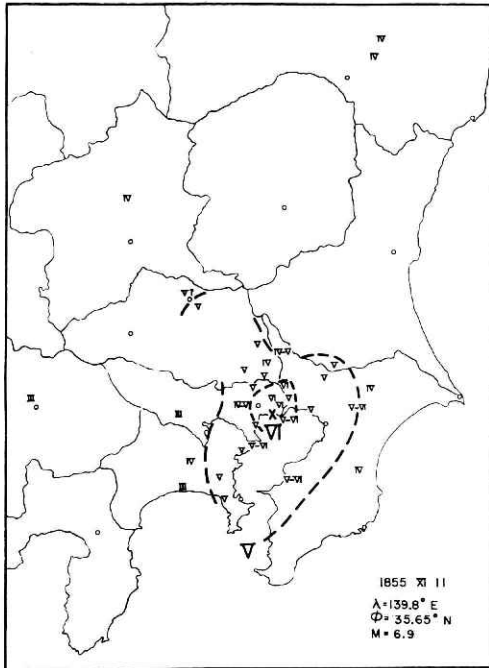


図 1.2 安政2年（1855）江戸地震の震度分布（宇佐美，1976）

Fig.1.2 Distribution of seismic intensity of the 1855 Edo earthquake (Usami, 1976).

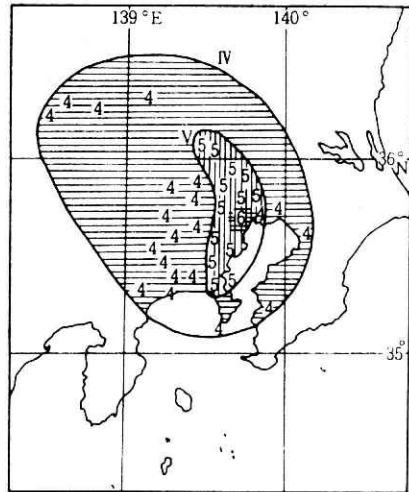


図 1.3 明治27年（1895）東京地震の震度分布（萩原，1972b）

Fig.1.3 Distributin of seismic intensity of the 1895 Tokyo earthquake (Hagiwara, 1972b).

設立をみた（宇佐美，他，1967），記念すべき地震である。ただしこの地震が今日の横浜で発生したならば，当時の死者2名程度の被害ではおさまらないであろう。

1.3 地震災害の問題点

江戸地震の起災火元数と関東大地震のそれとに大差がないこと（中村，1925）を想起すれば，M 7.0の程度の地震が東京直下で発生した場合，条件によっては大正の関東大地震程度の被害の発生もありうると思わなければならない。被害については，人口が著しく集中していることによるもの以外に，わが国のあらゆる分野の中核機能が東京に集っているため，わが国全体が機能マヒを起こすようなことが生じ得る。たとえばコンビナートの約半数が東京湾沿岸にあるといわれており，日本経済の生死にかかわるような甚大な経済上の損害の生ずる場合さえ起こりうることを考慮しなければならない。ここに，首都直下の地震の予知研究に真剣に着手しなければならない理由がある。

1.4 観測上の問題点

地震予知のための研究観測を行う上で，東京には数多くの困難がある。

1.4.1 測地測量

地震の長期予知において最も重視されている測地測量による地殻変動観測は、以下に述べるように、極めて困難な状態にある。

a 水準測量

首都圏においては、地下水の大量汲上げと天然ガスの採取による地盤沈下が地震性地殻変動をはるかに上回る速度で進行しており、その範囲は、近郊諸都市にまで広がっている。

なお、都心部とその近隣地域では、揚水や天然ガス採取の規則が近年行われるようになった。しかし、反動というべき隆起が発生する等しており、東京とその周辺地域の地盤の不安定状態は現在も続いている。

b 辺長測量

首都圏においては、高層建造物の建設が活発なため、辺長測量は、三角点間の見透しが不可能なため、近くのビルの屋上に測点を設け、その間の距離測量を行う方法が開発された。しかし、そのために誤差が大きくなる上に、この方法によっても、次期の測量を行うまでにその中間に高層ビルや塔が建つなどして、同一条件での繰り返し測量ができるとは限らない状況にある。そのため、東京中心部の辺長測量は期待し難く、国土地理院では東京を取り巻く近郊地帯での水平伸縮観測を行おうとしている。

c 重力測量等

重力測量の精密測量を実施し、地殻変動を観測しようとしても、振動が激しいため、地震の前兆をとらえるための高精度測定は困難である。地磁気・地電流に至っては、そのノイズはわが国の中でも格段に高く、余程の工夫をしても、都心部においては、地震予知上有意な観測をすることは不可能と思われる。

1.4.2 精密観測

微小地震等の観測においても、次のような困難がある。

a ノイズ環境

社会経済活動の著しく発達した東京では、振動や騒音をはじめ、各種のじょう乱がわが国で最も激しく、しかも、それが地中にまで及んでいる。

b 地盤条件

ノイズ問題に加えて、関東平野は軟弱な堆積層がわが国で最も厚くかつ広く分布する構造性沈降盆地である(図1.4)。その沈降運動は新第三紀以来続いている。たとえば、第四紀層に限っても、その最も沈降量の大きい船橋付近の沈降量は1,400m余もあり、次いで大きい大阪平野(700m)や石狩平野(600m)の倍、新潟平野(500m)の3倍という驚くべき量である(RGQTM, 1973)。

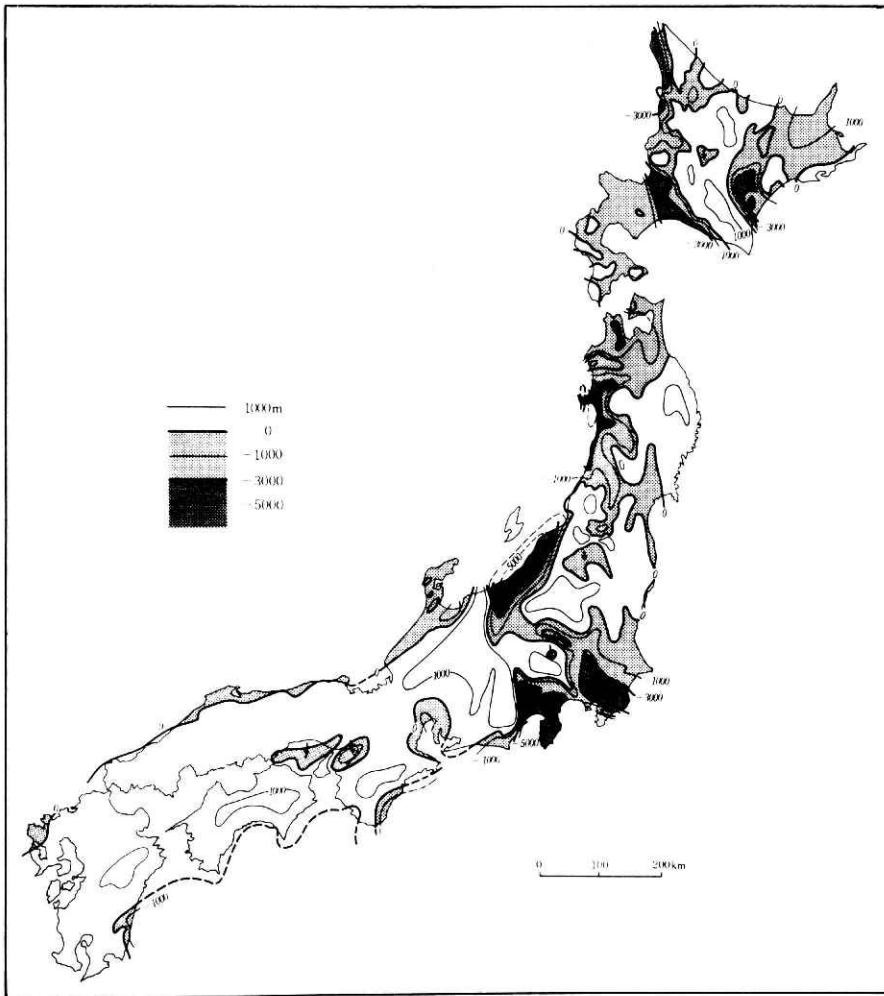


図 1.4 日本列島の第 4 紀における沈降量 (RGQTM, 1973)
 Fig.1.4 Vertical Displacement during the Quaternary period (Research Group for Quaternary Tectonic Map, 1973).

c 既存観測点の問題点

上記のような悪条件をさけるため、これまでの方法による微小地震観測点は、関東平野周辺山地に設けるほかなかった。それも、地震観測に適した岩相の露出している所は関東平野の北面と西面に限られ（図 1.5； 4.1 参照）、東面は太平洋に突き出した銚子と那珂湊に古期岩石が局所的に露出している外、第四系の堆積層しかみられない。南面は、房総半島や三浦半島に新第三系の堆積層が広く分布し、地殻変動や大地比抵抗の連続観測については、所を選べば可能であるが、微小地震観測に適する硬岩はみられない。わずかに房総半島南部に古第三系ないし白亜系とされている地層が東西に細長く分布しているが、圧砕されており、所々に小規模

に貫入している玄武岩脈はすべて碎石採掘の対象となっている。なお、南西の丹沢山地もグリ-
-ンタフや花こう岩類からなり、変質や圧砕が進行している。

1.4.3 深層観測の不可欠性

江戸地震程度のM 7.0の規模の地震の地殻変動の前兆的異常のあらわれる範囲は、檀原
(1966; 1979)によると、半径約20kmであり、上記既存観測点からでは、江戸地震
のようなものをとらえるには著しく離れすぎている。微小地震観測にしても、関東周縁山地の
ノイズレベルのかなり低い所でも、都心から50km以上離れており、後述(3.3参照)のよう
に精度よい観測は不可能である。

このようなわけで、東京の重要性を考えると、従来の観測所に比し、たとえ多額の経費を要
しても、東京において基盤に達する4,000m級の試錐を行い、その井底で地殻活動の高感度
観測を行わなければならないという判断に達したのである。〔地震予知第2次計画, 日本学術
会議地球物理学研究連絡委員会地震予知小委員会昭和44年度研究計画, 萩原(1973),
高橋(1969a)〕。

1.5 基盤と地質の問題点

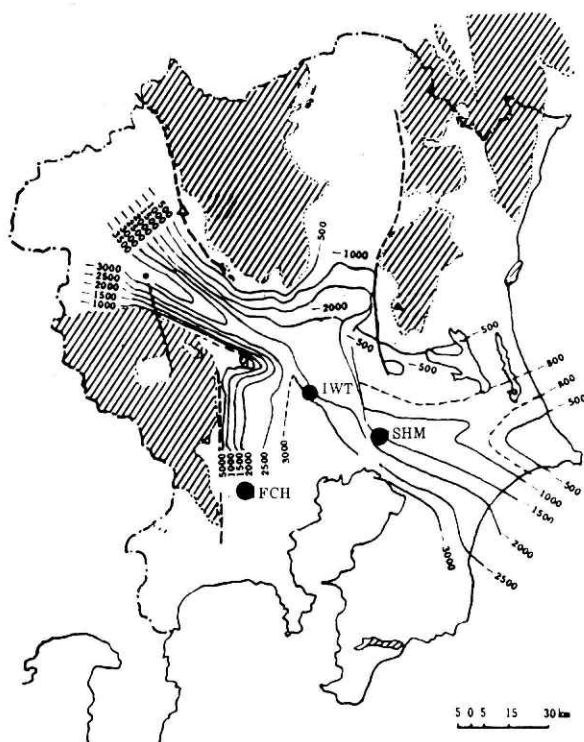
1.5.1 基盤の問題点

a 地質構造と基盤深度

関東平野は新第三系と第四系の堆積層によって広くおおわれ、低平な地形が続いているが、
東北日本と西南日本を分断するフォッサマグナの大破砕帯に当っており、その地質構造は極め
て複雑である。すなわち、上記新期堆積層をのせている基盤は、古第三系から古生界に至る堆
積層と変成岩類及びそれらを一貫する深成岩類からなる複雑な構造体である。さらに、それらは、
新第三系を含めて大きな断層(帯)によって縦横に切られている。従って基盤の深度変化も著
しく、たとえば、関東構造盆地を南北に切る烏山-菅生沼断層では、基盤面の落差が1km以上
もある。しかし、深層観測計画の提案された頃、その深度分布も地質状態も、千葉県下の天然
ガス田地域を除くと、戦後に行われた関東平野を横切る地震探査(石井, 1962)と昭和37
~39年頃に地質調査所で行われた層序試錐〔福田(1962; 1963; 1964); 石和
田(1964)〕によって得られたデータから推定されている程度にすぎなかった。特に東京
の西部から南西方にかけては基盤に達する試錐は一本もなかった(福田他, 1974)。ここ
に岩槻井計画の頃、推定されていた基盤深度分布図を示す(図1.5)。

b 地温と作井深度

基盤深度が不明確では観測井の深度は勿論、その作業計画も決められない。また、作井深度



	岩槻市 (IWT)	下総井 (SHM)	府中井 (FCH)
所在地	埼玉県岩槻市 末田巻の上 2878-1	千葉県東葛飾郡 沼南町藤ヶ谷 1293	東京都府中市 南町6丁目65
観測井位置	35°55'33.0" N 139°44'17.0" E 標高 8.960 m	35°47'36.4" N 140°01'25.6" E 標高 2.281 m	35°39'02.4" N 139°28'25.1" E 標高 4.471 m
観測装置設置深度	3510 m	2300 m	2750 m
観測開始年月日	1973年5月1日	1978年4月1日	1980年4月1日
テレメータ定常観測 開始年月日	1979年7月1日	1979年7月1日	1981年9月1日

図 1.5 関東平野の基盤の深度分布〔単位：m, 斜線部は基盤露出区域 (福田, 1962)]および深層観測井位置

Fig.1.5 Depth distribution of the Pre-Tertiary basement (Fukuda, 1962), and location of the deep borehole observatories (unit of depth is meter; shadow zone indicated exposed basement).

を決めるに当って基盤深度の知識だけでなく、その地温の推定が深層観測井（以下深層井と略す）にとっては重要である。すなわち、井底に設置する観測装置に必要な電子部品の寿命は、温度が10℃上ると1/10に短くなるといわれている。長年にわたって観測しなければならないので、観測機器の温度を100℃までとし、観測装置自体の発熱を考慮して井底の地温を90℃までとした。関東平野の地下増温率は、前記層序試錐の温度検層等から100m当り2℃とされているので、東京の平均気温（地表）を15℃（理科年表）とすると、井底温度90℃の深さは3,750m、同じく100℃の深さは4,250mとなる。さらに、作井用掘削機の実績等も考慮し、観測井深度を3,500mまでと決めた。

e 作井と地質知見

東京の基盤は深く、その正確な深度は明らかでないが、石油地質の専門家らは、重力分布から最も深いと思われる多摩丘陵付近の基盤の深さは6,000m位かそれ以上、従って、都心部のその深さは4,000m以上とみていた、また、横浜方面の基盤深度については、極めて知識が不足していた。また千葉市南方は基盤深度が著しく深いと思われる上に、極めて圧力の高い帯水層が存在（地質調査所大佐和層序試錐）し、これを貫いて基盤に達することは著しく困難であると考えられていた。このように地質上の知見の全般的に乏しいなかで東京をとり巻いて基盤に達する試錐を行うのであれば、多少なりとも知見のある東京の東方及び北方から実施すべきである。そして、作井深度を3,500mまでと定めたので、地質調査所の春日部層序試錐（春日部GS-1、掘り止め深度：3,103m、基盤深度：3,072m）付近を通り、東京の北面をとりまく半円周上に作井地点を選定することにした。

d 基盤岩質の問題点

基盤は先第三紀層の堅硬な岩石からなるので、そのP波速度は5km/sec級と考えられる。しかし、基盤といえども破碎帯に当たった場合、春日部GS-1において検層も完全には実施できなかったことを見ると、そのような所で観測井として完成させることは困難である。もし、作井しえたとしても軟弱で、期待されたような高感度観測の目的を達成できないことになる。したがって、破碎された所は避ける必要がある。そこで過去の地震探査（反射法）で良好な記録の得られなかった所とか重力探査から構造が複雑であると思われる所は避けることとした。なお、基盤に達するまでの地質状態も重要で、崩壊しやすい地層や強い圧力をもった滞水層などがあると掘進に支障が生じ、状況によっては掘進不能となる。

1.6 観測井の配置

1.6.1 設置地点

上記の考察のもとに、物理探査と既存地質資料から基盤深度と地質状態が比較的わかってお

り、作井深度が3,500 m以内となるような所で、東京を北面から囲むように作井地点を選んだが、地理的には高密度市街化地域の外周、都心（日本橋）から25～30 kmの範囲におさめた（図1.5）。各井相互の距離は、岩槻井（岩槻地殻活動観測施設の略、以下同様）—下総井間は30 km、岩槻井—府中井間は38 km、下総井—府中井間は52 kmである。

1.6.2 地点選定条件

地点選定に当たっては、地質上及び都心からの位置上の条件に加えて次のような用地上の条件がある。

a 作業上の条件

大型掘削機を用いて作業するため、

(i) 作井時、 $50\text{ m} \times 120\text{ m} = 6,000\text{ m}^2$ の用地を必要とし、後日の保守作業時のために $3,000\text{ m}^2$ 以上の用地を恒常的に必要とする。

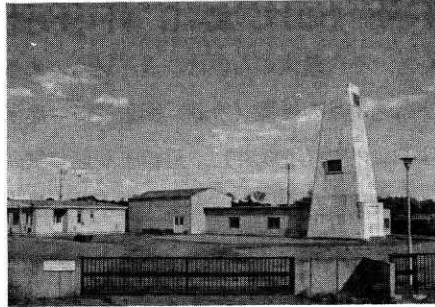
(ii) 作業用大型クレーン車、作業機械設備及びケーシング等の搬入用15 t貨物トラックや

トレーラーの進入が可能であること。この条件は保守作業時にも満たされなければならない。

(iii) 3,000～4,000 HPのエンジンを昼夜使用するための周囲環境（最低120 m、約200 m以内に住家がないこと）が確保できること等で、この大東京では容易に満たし得ない条件である（高橋・高橋（末），1975b）。

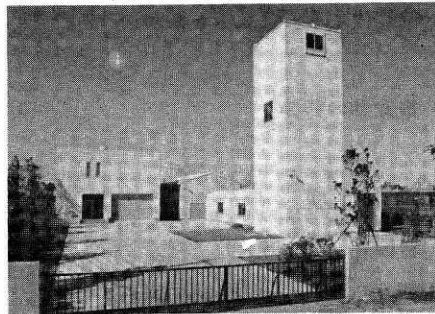
岩槻地殻活動観測施設

A



下総地殻活動観測施設

B



府中地殻活動観測施設

C

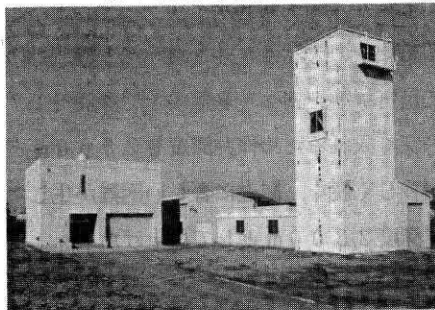


図1.6 地殻活動深層観測施設 (A) 岩槻井, (B) 下総井, (C) 府中井

Fig.1.6 Appearance of the deep borehole observatories. A: Iwatsuki Deep Borehole observatory, Saitama Prefecture. B: Shimohsa Deep Borehole Observatory, Chiba Prefecture. C: Fuchu Deep Borehole Observatory, Tokyo.

b ノイズ環境

深層観測とはいえ、観測上、激しい振動源のそばは避けなければならない。鍛造工場などを除くと、その最大のものは鉄道と道路である。松代地震観測所と緯度観測所における新幹線および高速道路の影響（予測）調査資料や島・他（1970）の研究結果をもとにして新幹線からは4km以上（下総井）、重編成高速貨物列車通過線からは2km以上（下総・府中井）、電車線・高速道路からは1km程度（府中井）離すことにした。結果は、重量トラックの通る一般道路の影響は少なく（岩槻井、3.2.1 a参照）、府中井から1kmの武蔵野線が同井付近では高速でないため、目立った影響は現れていない（高橋、1974；高橋・他、1980）。ただし、府中井は交通量の多い鉄道と道路網にとりかこまれているため、夜と昼とで、ノイズレベルが2倍位変化する（3.2.1 c参照）。

1.7 観測井の概要

1.7.1 概要

a 岩槻井（図1.6.A）

岩槻井の場合、北方3kmの春日部GS-1の坑井地質や未発表の物理探査資料などを参考にして基盤予想深度3,200m、予測誤差を1割みて作井深度を3,500mとした。

b 下総井（図1.6.B）

千葉県下の天然ガス井と地盤沈下観測井の坑井地質や重力探査（未公表）等の資料を広く集めて地質状態を調べ、基盤の予想深度を1,700mとし、岩槻井と同程度基盤中に観測装置を十分深く入れるため作井深度を2,500mとした。地質は予想とよく合っていたが、基盤の岩質が著しく硬く、掘進に著しい困難が生じたので観測目的も果たせるものと判断し、観測装置設置深度2,300mとして仕上げた。

c 府中井（図1.6.C）

深い地質についてのデータがまったくないので、1974年に重力探査を東京西部地域について行った（笠原・他 1976）。実施に際しては過去に行われたノース・アメリカン型重力計による関東南西部の未公表重力探査結果に実測値を加えて解析することを試みた。測点の配置はそれまでに知られていた重力分布の精度を一段と高め、構造解析が精度良く行えるよう配慮した。1969年に実施した多摩丘陵反射探査の結果と共に検討し、基盤深度がいわれていたより浅く、調布、府中付近ではほぼ2km級であることがわかった。翌1975年に飯能から、1969年に反射探査を行った横浜市緑区のニュータウン建設地にいたる測線長約40kmの屈折法地震探査を行った。記録の読み取りを繰返し行い、速度構造の解析を綿密に行った〔高橋・他（1976）；鈴木・他（1976）〕。解析結果から、基盤深度は、その最も信頼度の

高いと思われる2,100mとし、作井深度は、その最も深い解析例の基盤予想深度よりやや深い2,750mとした。

1.7.2 坑井地質

3井の地質柱状と検層結果を図1.7に、井底部の物性を表1に示す。

岩槻井の2,000m以深の地質が予想と全く合っていなかったのを除くと、地質及び基盤深度は予想とよくあっていたと思う〔高橋・他(1971); 鈴木・他(1979; 1981)〕, 井底温度も岩槻・下総2井は予想通りであった。府中井の場合やや高く、地下増温率は100m当たり2.25℃である(高橋(未)・他, 1980)。

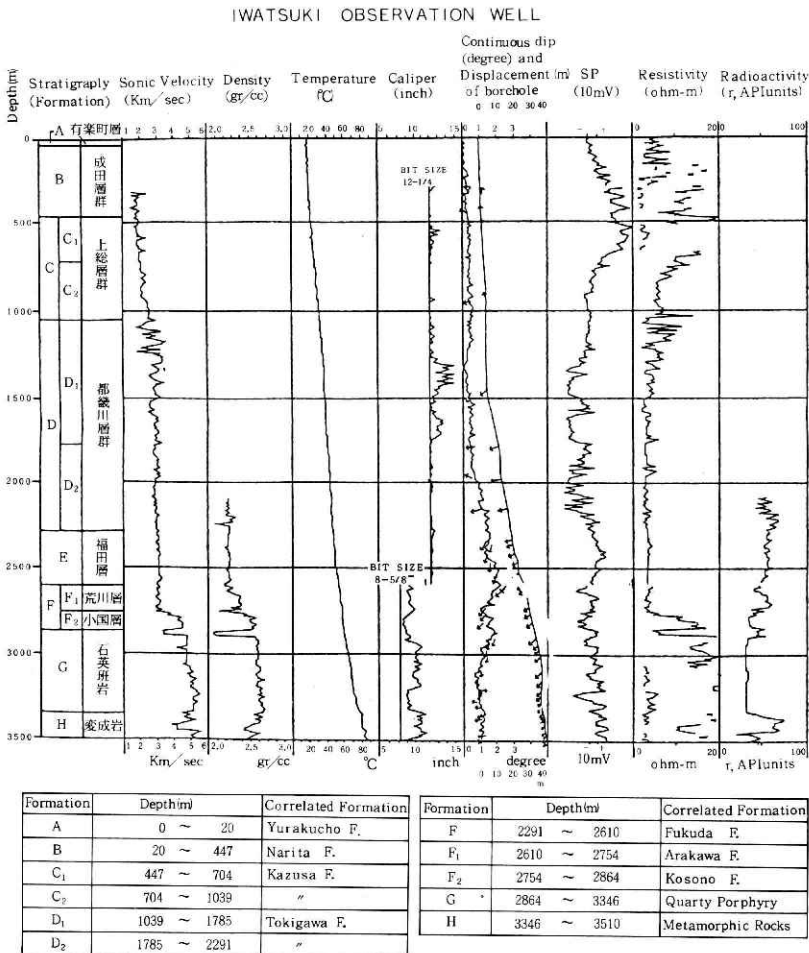


図1.7 深層観測井の地質柱状及び検層結果(鈴木・他, 1979) (a) 岩槻井
 Fig.1.7 Geological section and results of geophysical logging. (Suzuki et al., 1979).
 (a) Iwatsuki, observation well.

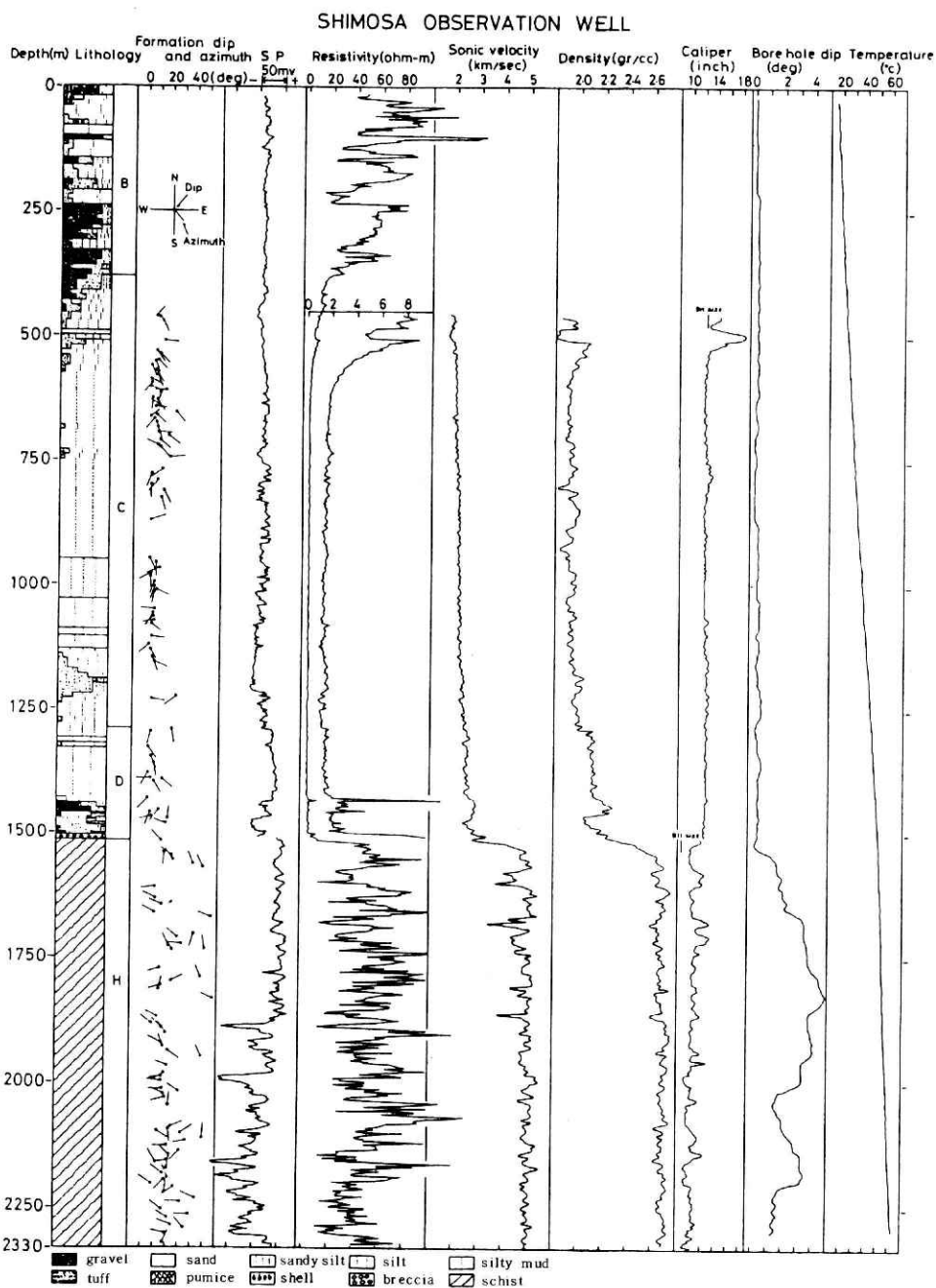


図1.7 深層観測井の地質柱状及び検層結果 (鈴木・他, 1979) (b) 下総井
 Fig.1.7 Geological section and results of geophysical logging. (Suzuki et al., 1979).
 (b) Shimosa observation well.

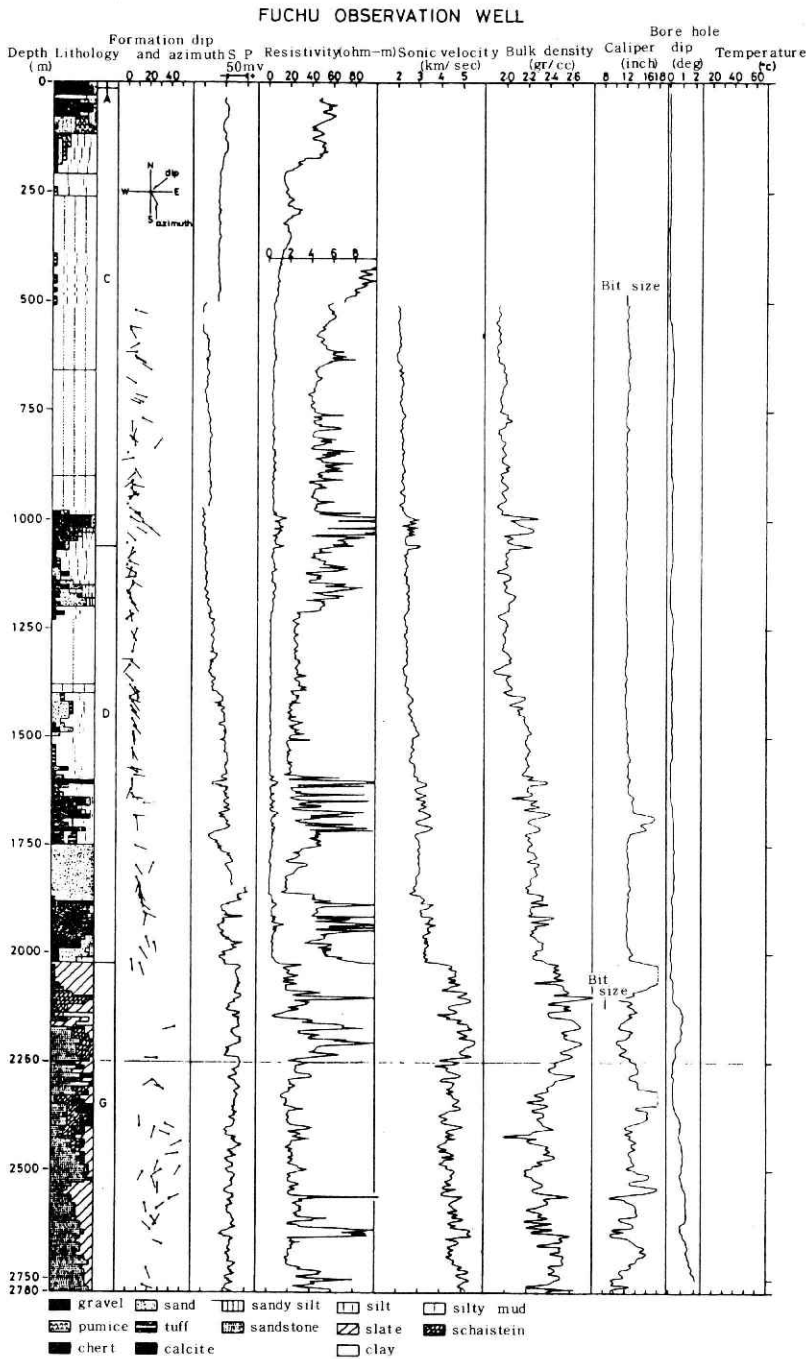


図 1.7 深層観測井の地質柱状及び検層結果 (鈴木・他, 1979) (c) 府中井
 Fig.1.7 Geological section and results of geophysical logging. (Suzuki et al., 1979).
 (c) Fuchu observation well.

表 1. 深層井井底部の地質, 物性ならびにノイズレベル
Table 1 Lithology, physical properties of the rock, and noise level
 at the bottom of the observation wells.

		深層観測井	岩 槻 井	下 総 井	府 中 井
観 測 井	掘 削 深 度 *		3,5 1 0 m	2,3 3 0 m	2,7 8 1 m
	作 井 深 度 *		3,5 1 0 m	2,3 1 6 m	2,7 6 8 m
	観測装置設置深度*		3,5 1 0 m	2,3 0 0 m	2,7 5 0 m
基 盤	深 度 *		2,8 9 7 m	1,5 1 4 m	2,0 2 2 m
	地 層 名		石 英 斑 岩 (深 度 2,8 9 7 ~ 3,3 5 0 m) 結晶片岩 (3,3 5 0 m以深)	結 晶 片 岩	頁 岩, 砂 岩 (白 垂 系)
	*** P 波 弾 性 波 速 度		4.7 (5.1) ** km/sec	5.0 (5.0) ** km/sec	4.7 2 (4.8) ** km/sec
	S 波		2.5 "	2.6 0 "	2.6 3 "
	地 層 密 度 **		2.5 g/cc	2.7 g/cc	2.4 g/cc
	抗 心 傾 斜 **		1° 0 5'	1° 5 0'	1° 4 0'
	坑 底 温 度		8 5.9 °C	6 1.0 °C	7 7.6 °C
ノ イ ズ	減衰 (井底/地表)		1 / 3 0 0	1 / 1 5 0	1 / 2 2 0
	ノイズ レベル		4 ~ 5.5 μkine	1 0 ~ 1 1 μkine	7 ~ 8 μkine

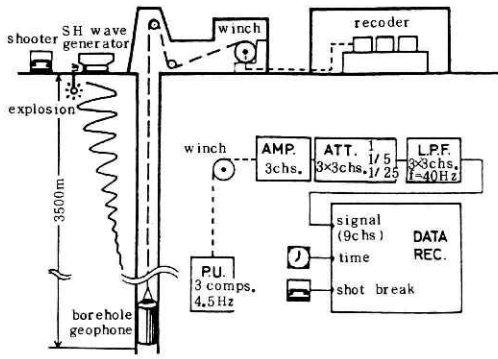
* 図 1.6 参照 ** 検層による *** 図 1.7 参照

1.7.3 速度構造

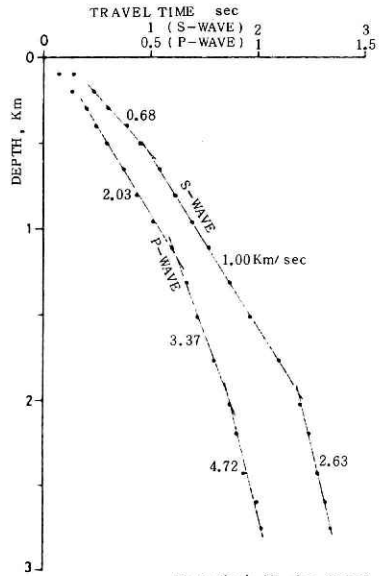
筆者はかねてより太田ら〔太田・他 (1967); 嶋・他 (1967); 嶋・他 (1973)〕と共同して, S波速度の測定法の開発を行ってきた。深層井の開発にあたり, これまでの測定深度より一桁上のkm級深度のS波速度の測定法の開発を太田と協同して試みた。

発振源としては, S大砲 (Shima et al., 1968) によることを最終目標としたが, 岩槻井においては, 1,500mまでをS大砲により, それ以深は深さ10m程度のボーリング孔内の爆発により, S波速度の測定を行った。下総井においてはS大砲を主体とし, ボーリング孔による測定は副とし, 府中井においては, S大砲を新造し, S大砲のみで行った。S大砲により3km程の大深度までS波速度の測定ができるようになったのは, S大砲を杭で地面に固定することにより, 火薬の爆発のエネルギーを地面に従来より多く伝えることができたことによる。

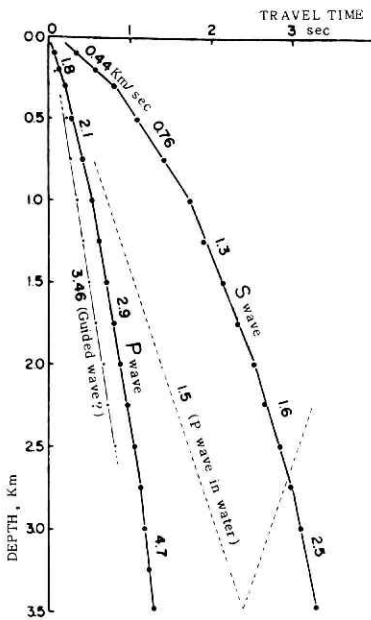
観測方法を含め, 速度構造については既に報告してあるので, 図 1.8 に測定方法の模式図と測定結果を示す〔太田・他 (1977; 1978); 山水・他 (1980); 後藤・他 (1980)〕。



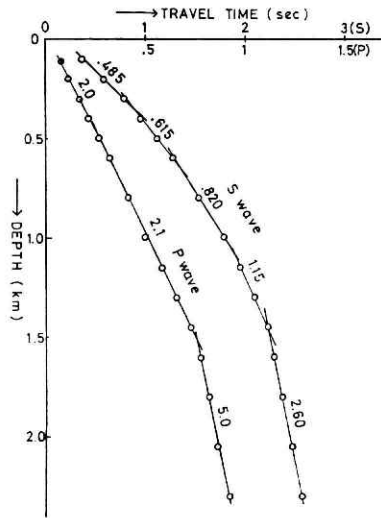
A 観測方法



B 3 府中井 (FCH)



B 1 岩槻井 (IWT)



B 2 下総井 (SHM)

図1.8 深層観測井のP波・S波速度の測定方法と測定結果(太田・他, 1977; 1978, 山本・他, 1980) (A) 観測方法, (B) 観測結果

Fig.1.8 P and S wave velocity profile of the deep boreholes(B), and the measurement method (A) (Ohta et al., 1978).

2. 地殻活動深層観測システム

2.1 構成

深層観測の総体系は深層井による観測施設と、電々公社回線によるテレメタリング設備、筑波におけるデータ記録処理システムからなる(浜田・他, 1979, 山水・他, 1979a, b, 松村, 1979)。これらのうち、深層井による観測施設は大深度・高温・高圧下での精密観測のために独自に開発されたもので、これ自体完全な遠隔操作・テレメタリングによる複雑・高度なシステムである。その構成(ハードウェア)は深層観測井、観測装置(含搬送装置)、信号ケーブル、捲あげ装置、記録装置、観測室(含地上附带施設)からなり(図2.1)、ソフトウェアのシステムとしては伝送と制御システム、観測装置設置方法、保守体系などがある。以下にこれら(以下本システムと略称する)の概要を述べる。

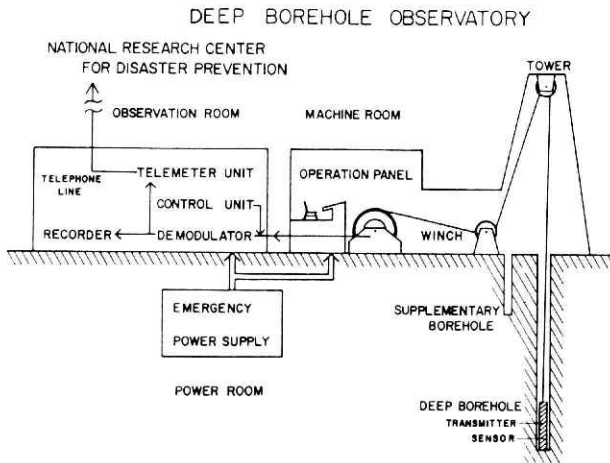


図2.1 深層観測施設概要図(浜田・他, 1978)

Fig.2.1 Schematic illustration of the deep borehole observatory (Hamada et al., 1978).

2.2 開発方針

最初に、本システムの開発の方針、考え方、進め方などについて述べる。

2.2.1 機器構成の検討

a. 観測項目の検討

本システムの開発に当って、まず、観測項目の検討がなされた。微小地震の観測はその第一位におかれ、地下ではノイズと共に信号も小さくなるので、可能と思われる最大100万倍の倍率で定常観測することを目標とした。地殻変動連続観測については傾斜観測を行うこととした。その感度は、当時開発された横坑用高感度傾斜と同じ1/100秒角を目標とした。その他

の種目については、観測の優先度、測器開発の見込み等から取りやめ、上記2種の開発に努力を集中することにした。ただし、加速度地震計については、気象庁の観測結果との比較と、一般に故障しがたく、また、速度型地震計と傾斜計の故障した場合のバックアップともなることから、これは加えることとした。

b 関連機器・システムの検討

観測項目が定まることにより、観測装置に必要な方位計などの観測補器、固定器や着定検出器などの作業用機器、耐圧容器の構造や信号ケーブルの接続方法、障害発生時の救援措置、伝送と制御システム等々の諸元・方策などの検討に着手した。

これらの検討と関連して、観測井、信号ケーブル、捲き揚げ装置のそれぞれに必要な条件、及び観測装置を含めて共に満たすべき条件、並びにそれぞれの製造可能な限界等が次第に明確になっていった。しかし、それらは決して順調に定まったのではなく、行きつ戻りつし、時にはどうどうめぐりの議論ともなった。

2.2.2 開発上の問題点と進め方

このシステムは、各機器の中においても、また、それぞれの間についても、直列システムであることから、一部に障害や低機能個所があると、システム全体が動かなくなるか、或は、その低い機能水準に抑えられてしまう。

たとえば、信号伝送特性にすぐれた信号ケーブルの開発ができて、観測井を充たす高温・高圧水から水密を保って観測装置に貫通できるものでなければ、本システムの使用には耐えない。

さらに、検討を進めるにつれてわかってきたことは、このシステムがクローズドシステムであることである。そのために、一部の困難の克服策が他所の困難を生みだすことがしばしば起こった。たとえば、同じく信号ケーブルに例をとれば、1心にすれば製造はしやすく、細く軽く、取扱いも容易となり、捲きあげ装置も小型化できる。しかし、搬送装置が複雑・肥大化し、寿命(MTBF)が著しく短くなる(2.4.7 a 参照)。7心とした場合、製作上は問題が少なく、その時点で考えられていた必要最小限の心数を満たせる。しかし、設計が進むにつれてとかく起りうる心数の不足を補えず(2.4.7 参照)、機能やシステムの寿命(MTBF)の上でも越えがたい限定を与えてしまう可能性が濃かった。幾度も議論した末、19心とした。この選択は全く正しかったが、作業性等に疑念を生じたほか、耐圧容器貫通部の水密テーパーモールドを作る際、非常に苦勞をする原因ともなった〔2.4.6 b(i) 参照、高橋・木下・他(1979)〕。

したがって、たえず全体に気を配り、特に困難な所の生じないように、短期間に克服可能な水準内にすべての個所がとどまるよう調節することが筆者にとって、もっとも大切なことであった。しかし、検討に着手した当初は、どこをどう押さえたら良いかもわからず、まさに空をあ

がく思いであった。また、分担4社は、一社を除き地震観測にはまったく縁が無かったし（当時）、一社を除いて大深度・高温・高圧下の作業の経験がなく、そもそも関係4社が共同して仕事をした経験がなかった。結局、油井用検層器の経験を参照しつつ、また一見、関係なくとも一緒に議論を重ね、考え方や知識を相互に理解しあい、共通のイメージをもち、一体となって、この未知・未経験の課題に対してゆく状態を作り出すことが必要であった。更には本課題の重要性を各社の最高幹部に認識させ、全社をあげて担当者を支援する体制を作り出すことも大切であった。本システムの開発成功のカギは、この出発条件を整えたことにあったと考える〔高橋（1974）；高橋・他（1980）〕。

2.2.3 開発の戦略

すでに述べたように、類似したものがなく、地震観測装置としては従来のものに比し、桁違いに高度なシステムの開発である

しばらくは、日安のたたない調査や検討を重ねた上、次のように進めた。まず、観測井については、具体性をともなった種々の支援がえられることから、高感度観測上不可欠な施工上の問題を明らかにしつつその解決策と施工結果の確認（測定）方法を一つ一つ固め、完成後に観測上の異常が認められた場合、観測井（の施工）に起因するものではないことを必ず示せるようになるように努めた。

また、補修や作り直しが極めて困難であることから、その寿命を最低20年、目標は四分一世紀以上においた。

次に、信号ケーブルについては、高温・高圧下で富士山の高さに相当する深さで垂直に常用するようなものはこれまでに作られたことがないことから、高圧水下で長年月・信頼性の高い使用実績のある通信用海底ケーブルの技術を基礎に、本システム用のものの開発に当たることとした。そして、観測上異常が発生しても、信号ケーブル（水密貫通部を含む）としては十分信頼性があり、かつ信号ケーブルの異常であるかどうかの調査ができ、問題があったとしても、開発上非常な苦勞を（筆者が）予想した水密貫通部にとどまり、障害が改良・変換可能な部分に限定され、しかも、観測装置内諸機器や信号ケーブル本体に及ばないように配慮した。その寿命は、高温高圧水下にある他、作業用にも使うので、最低10年、目標15年以上においた。

観測装置は検出器により条件は様々であり、観測上及び技術上の進歩が激しいことから、最低1年ごとの保守には耐えられ、寿命は最低3年、努力目標10年においた。搬送装置も後述のごとく、努力目標MTBF (Mean Time between Failures) 10年においた。

2.3 観測井

作井に当たっては、石油井作井の技術と経験を十分に取入れると共に、実施内容が高感度観測

装置の地下深部設置にあるという観点に常にたちもどって考察し、この目的を達成するために必要な新たな技術を開発した。その際、松代・えびの・房総南部の地殻活動観測井（深度35～200m）の開発や松代地下構造調査井（深度2km）の経験〔高橋・高橋（末）・他（1967；1970；1971）；高橋・大八木・他（1971）〕も参考にした〔高橋（1974）；高橋・高橋（末）（1975b；1976a）；鈴木・他（1979）；高橋・他（1980）〕。

2.3.1 構造

深層井の構造を図2.2に示す。岩槻井では7インチケーシング（内径159.4mm）を全長にわたって挿入したが、ノイズの井内水伝播（3.2.1.a(ii)参照）の防止効果を高めるため、下総・府中井では吸振プラグ（3.2.1.b(iii)参照）を取り付ける関係上7インチケーシングは最深部数百メートルに限った。

坑心傾斜は、傾斜計等を垂直にする必要から 3.0° 以内という厳しい条件がある。工法を工夫し、実績は1.0°～2.0° 以内である（図1.7，表1参照）。

観測装置設置個所のケーシングは非磁性である必要があり（導磁率<0.6 ガラス），材料を検討の結果ステンレス棒鋼からくりぬき、内面をていねいに仕上げ、全長10m（内径154.8mm）に対し、偏心率0.5mm以下のものを製作した。観測装置着底個所は岩槻井ではアルミニウム製ブリッジプラグを火薬により固定して設け、他は沈澱物採取管を最下部に設けたので、五徳状の台座を設けた。

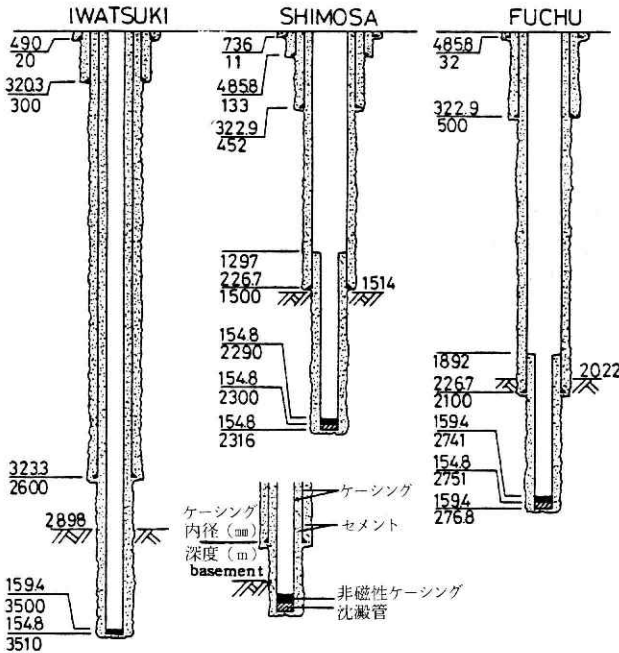


図2.2 観測井の構造，上段：孔径（mm），下段：深度（m），（鈴木・他，1979）

Fig.2.2 Structure of the observation wells with inner diameter (mm, upper figures) and depth (m, lower figures) of casing (Suzuki et al., 1979).

2.3.2 セメンチング

全ケーシングに対し、おのおのその全長にわたってセメンチングを行った（全坑長セメンチング）。観測装置の設置される7インチ管は孔壁にしっかり固着させる必要から、高温・高圧下で膨張するセメント・スラリーを開発した（古川・他、1977）。下総・府中井では大深度ではあるが、セメンチング管をその井底金具に挿入してスラリーを送る工法を開発した。ケーシング内壁に付着しているセメントや掘削泥を除去・清掃する用具や洗滌方法を開発したが、ケーシングに継目などがあり、完全に取り去ることは成功していない。

2.3.3 防 錆

ケーシングの外表面は全長にわたってセメントでおおわれ、地層中の地下水等から遮断されている。ケーシング内は防錆剤（商品名レスコール）を混ぜた工業用水程度の清水で満たされ、防錆効果を十分あげている。

2.3.4 検層・コア試験

掘削に際し、各種の検層を実施し、コア及びカッティング（掘削岩屑）に対し試験を行った〔図1.7, 高橋・他（1971）；鈴木・高橋（1979）；鈴木・他（1981）；塚原（1976）〕。

2.4 観 測 装 置

観測装置の構成を図2.3に示す。以下に各構成要素の概要を記す〔明石・他（1977）；高橋・他（1980）；高橋（末）・他（1980）〕。

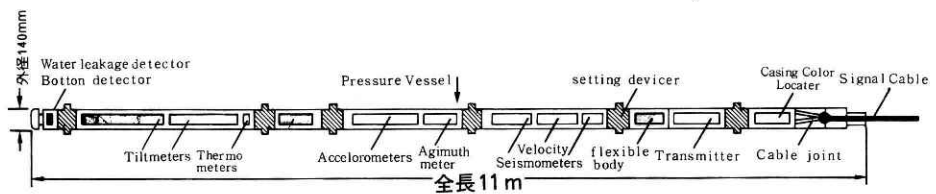


図2.3 観測装置の構成
 Fig.2.3 Sensor and associated devices installed in the sensor vessel.

2.4.1 観測用検出器

2.2 で述べた各観測用検出器は速度型地震計, 傾斜計, 加速度型地震計の3種である(表2).

表2 観測装置の構成及び性能
Table 2 Summary of performance of the deep borehole observatories.

Station	Sensor	Sensitivity and constants	Overall sensitivity and ranges recordable
Iwatsuki (1978. 10. 24)	A three-component set of velocity seismometers	$X = 1.7 \text{ lv/kine } F_0 = 0.98 \text{ Hz } h = 0.57$ $Y = 1.65 \quad 0.97 \quad 0.65$ $Z = 1.80 \quad 1.10 \quad 0.59$	Magnification of 1,100,000 at 10 Hz 2 μ kine - 10 mkine for 1-25 Hz
	A three-component set of forced balance accelerometers	$X = 16.1 \text{ v/G } F_0 = 50 \text{ Hz}$ Y = ditto Z = ditto	5 mgal-30 gal for 0-30 Hz ditto ditto for 0.05-25 Hz
	A two-component set of tiltmeters	$X = 100 \text{ mv/arc sec}$ Y = ditto	0.01" - 5" adjustable within $\pm 3^\circ$
	Two sets of thermometers	0.2 v/ $^\circ\text{C}$	80 $^\circ\text{C}$ - 90 $^\circ\text{C}$
Shimohsa (1980. 12. 1)	A three-component set of velocity seismometers	$X = 1.89 \text{ v/kine } F_0 = 0.97 \text{ Hz } h = 0.55$ $Y = 1.93 \quad 0.98 \quad 0.53$ $X = 1.42 \quad 0.97 \quad 0.58$	Magnification of 570,000 at 10 Hz 5 μ kine - 70 mkine for 1-25 Hz
	A three-component set of forced balance accelerometers	$X = 16.1 \text{ v/G } F_0 = 50 \text{ Hz}$ Y = ditto Z = ditto	5 mgal-30 gal for 0-30 Hz ditto ditto for 0.05-25 Hz
	A two-component set of tiltmeters	$X = 102 \text{ mv/arc sec}$ Y = 100	0.01" - 5" adjustable within $\pm 3^\circ$
	Two sets of thermometers	0.2 v/ $^\circ\text{C}$	56 $^\circ\text{C}$ - 68 $^\circ\text{C}$
Fuchu (1981. 4. 1)	A three-component set of velocity seismometers	$X = 1.7 \text{ lv/kine } F_0 = 1.00 \text{ Hz } h = 0.63$ $Y = 1.62 \quad 1.02 \quad 0.60$ $Z = 1.36 \quad 0.99 \quad 0.62$	Magnification of 800,000 at 10 Hz 7 μ kine - 70 mkine for 1-25 Hz
	A three-component set of forced balance accelerometers	$X = 0.5 \text{ v/G } F_0 = 50 \text{ Hz}$ Y = ditto Z = ditto	500 mgal-125 gal for 0-30 Hz ditto ditto for 0.05-25 Hz
	A two-component set of tiltmeters	$X = 100 \text{ mv/arc sec}$ Y = ditto	0.01" - 5" adjustable within $\pm 3^\circ$
	Two sets of thermometers	0.2 v/ $^\circ\text{C}$	72 $^\circ\text{C}$ - 85 $^\circ\text{C}$

X, Y; Horizontal component, Z; Vertical component, F_0 ; Natural frequency

a 速度型地震計

開発上第1順位を与えられ、地上における増幅を含めて最高100万倍(10 Hz)の倍率で観測できるように設計した。

上下動地震計(図2.4)は高温下で使用しているとバネが伸び、振動の中心が低下する。そこで弱い磁石で位置を補正できるようにした。高温下使用中、コイルボビン(輸入品)が加水分解し、膨脹粉化し、動かなくなる事故が発生したので、100°C程度でも安定な有機材料に変えた。

水平動速度型地震計は倒立振子型(図2.5)で、垂直性を補正する姿勢制御機構を備えている。今日まで障害は発生していない。

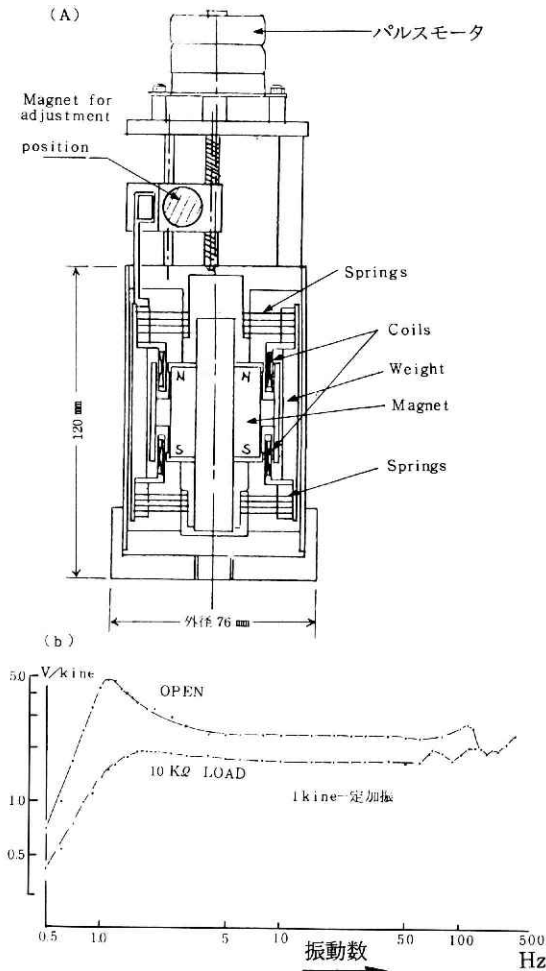


図2.4 上下動速度型地震計 (a) 構造, (b) 総合周波数特性
 Fig.2.4 Velocity Seismometer (vertical component): (a) Structure, (b) overall frequency characteristics

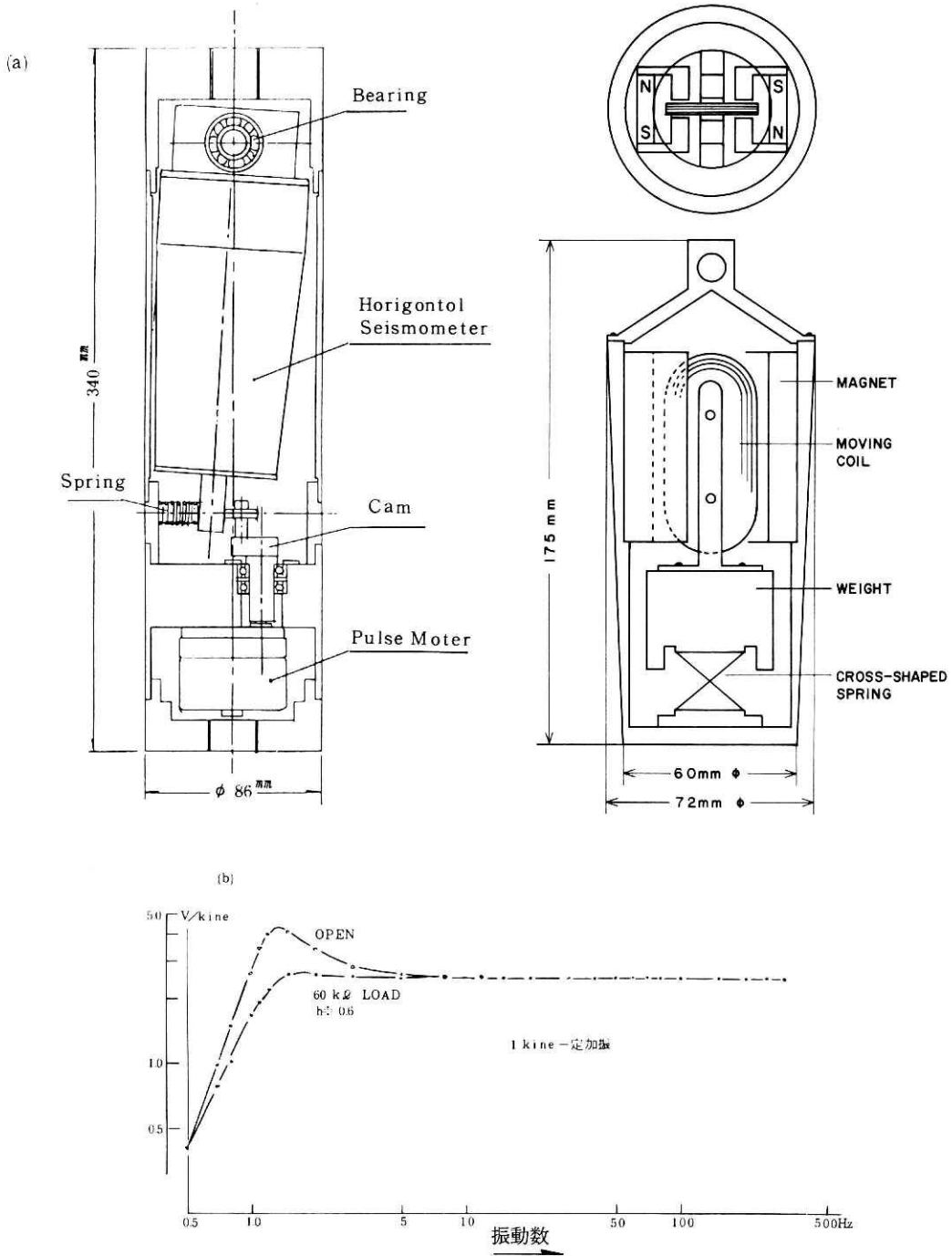


図2.5 水平動速度型地震計 (a) 構造, (b) 総合周波数特性

Fig.2.5 Velocity seismometer (horizontal component): (a) Structure, (b) overall frequency characteristics

b 傾斜計

松代地震の際、地震研究所の試作した傾斜計（高橋（末）・他，1967）を、えびの地震の際には筆者らの試作した傾斜計（高橋・高橋（末），1971）を、それぞれ観測井に設置した。これらは試作したものであると共に、直面するそれぞれの地震に対応するために急いで製作し、設置したものである。深層観測においてはそれらより性能がすぐれ、かつ長期的観測に適するものである必要がある。1968～69年頃、市販されている高感度傾斜計としては、Askania社製のものがあったが、設置深度は20mで、大深度には使えず、まして高温下では使えなかった。そこでサーボ型加速度計を基礎に、新たなボアホール用傾斜計を開発することにした。たまたま房総半島南部に異常隆起が認められ、その観測〔岩井南井及び同北井、高橋（1970d）〕のために孔井用傾斜計を開発することになった（高橋，1970d）。本器は同器をパイロット及びエンジニアモデルとして開発したものである。その検出方法は、振子の動きをコンデンサー検出器で検出し、フィードバックにより振子を0点にもどす時の電流量から傾斜角を検出する。なお、コンデンサー出力からも傾斜角がはかれる。分解能は 1×10^{-7} radianで、検出器の垂直補正は二重（当初、三重）に行っている（図2.6）。

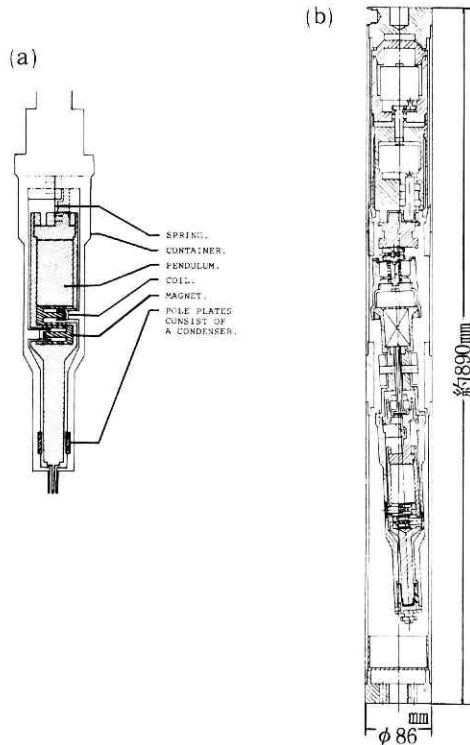


図2.6 傾斜計 (a) 検出原理図, (b) 構造図
 Fig.2.6 Tiltmeter: (a) Principle, (b) structure

本器は地震の直前異常の検出を目的としたため、長期間の安定性についてはまだ不満足である(高橋・高橋(末)・他, 1974)。しかし、本器(1振子1成分)をもとにより実用的な孔井用傾斜計(1振子2成分)を開発し(高橋・鈴木・他, 1976)、苦心の末、ドリフトも数 μ radian/年におさえられ、長期にわたり安定な観測ができるようになった(関東・東海地域地殻活動観測網, 佐藤・高橋(1978); 佐藤・山本・他(1979); 佐藤・立川(1979); 佐藤・高橋・他(1980); 高橋(1980))。この浅層用傾斜計を高温型に改良したものを岩槻井の更新用観測装置(1982年3月末から使用予定)以降使用するので、長期の安定性については今後、改善されるものと考えられる。

c 加速度型地震計

いわゆるサーボ型加速度計を基本的には高温用に改造し、垂直性に対する姿勢制御機構をつけたものである。その構造図と出力の特性を図2.7に示す。観測上はやや強い地震の観測に役立っているだけでなく、耐震工学上重視されている厚い軟弱層に覆れた所での地震動の増幅や、やや長周期の振動の発生等の研究のためにも用いられている。すなわち、基盤、地表付近(副観測井, 深度100~200m)及び地表の3点で、強震動の垂直方向のアレー観測をしており(木下, 1980)、高密度強震観測(第79回日本学術会議報告, 1980)の研究にも役立っている。

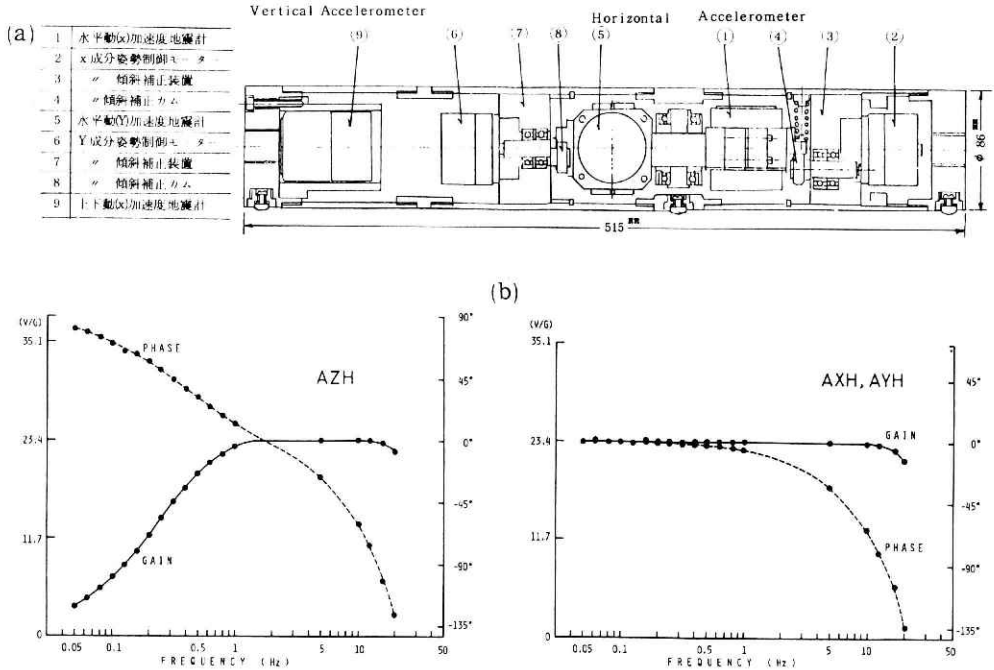


図2.7 加速度型地震計の(a) 構造, (b) 周波数特性
Fig.2.7 Accelerometer: (a) Structure, (b) overall frequency characteristics

2.4.2 補助検出器

観測に必要な補助的な検出器である。

a 方位計

浅層井では水平動成分のひとつが真北に向くように耐圧容器を設置している〔高橋・高橋(末)・他(1971); 国⽴防災科学技術センター(1977); 佐藤・高橋(1978); 佐藤・高橋・他(1980)〕。しかし、深層井においては、簡易な方法でそのようなことを行うことが困難であるので、地震計等の水平動成分の設置方位を測定する方法を選んだ。方法としては種々考えられるが、実績があり、構造的にも簡単な検層用のものを基礎にして開発した。それは磁針の方位をポテンションメータで検出する方式で、感度は円周の1/100である。使用実績は良好である。

b 温度計

当初地温観測を考えたが、井内水を介して測定することと、観測装置内に電源などの熱源のあることから、観測装置内の温度監視を目的とした。測定は、高温下の常用に耐えうる白金抵抗線方式とした。実用感度は0.1℃である。温度に変化のあった際、確認のため2式組み込まれている。観測開始以来0.1℃を越す変化が観測された例はない。

2.4.3 設置用検出器

観測装置の設置及び引き上げ時に必要な検出器である。

a ケーシング・カラー検出器

昇降中、観測装置の観測井中の位置(深度)を精度よく測定する装置である。ケーシングは9mごとに接続金具により継がれており、継ぎ目には25mmの間隙がある。本器は継ぎ目の位置を精度よく検出するもので、永久磁石の同極を相対向させ、その間にコイルを設け、継ぎ目通過時の磁場の変化により発生する誘導電流を検出するもの(図2.8)である。使用実績は期待通りである。

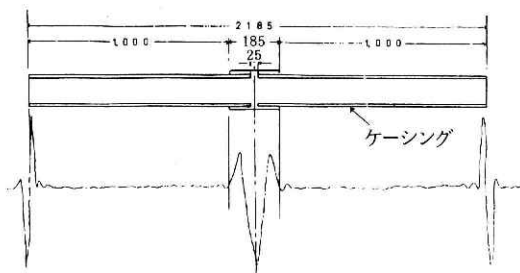


図2.8 ケーシングの継ぎ目をCCLで検出、記録した実験結果(単位:mm)
 Fig.2.8 Recorded of the casing collar locator (CCL) detecting a joint of the casing pipes (laboratory experiment). Unit: mm.

b 着底検出器

観測装置が井底に着いたことを知らせるもので5mmずつ3段階の信号を出す。

c 水漏れ検出器

Oリングの不良などから起きる井内水の浸入を検出する装置で、耐圧容器の最底部に設けられている。使用実績は良好である。

2.4.4 耐圧容器固定器

耐圧容器を井底で非磁性ケーシング内面にしっかり固定するためのものである。耐圧容器の固有振動が地震計の検出周波数範囲に入らぬよう、また、非磁性ケーシングの継ぎ目（全長10m内に2箇所）から少なくとも20cm離れるように耐圧容器に配置してある。当初4台であったが、耐圧容器に可撓部を設けてから5～6台となった。機構は、固定腕がパルスモータで3方向に同時にせり出す方式である。固定腕は点接点で非磁性ケーシング内面に接するような曲面になっている。なお、耐圧容器に垂直荷重が加われば、ケーシングに一層くい込むような機構になっている。引き上げ時も、パルスモーターにより、固定腕を引き込む機構になっている。それが引き込まない場合には、耐圧容器を強く引き上げるとピンが切れて固定腕はブラブラになる。なお、切れたピンは耐圧容器外には出ない。

2.4.5 耐圧容器

外径は140.0mmで、この径はゲケーシング内を支障なく通過可能と考えられる最大径である。肉厚は2.5mmである。この厚さは耐圧容器各部を外面に凹凸なく接続でき、かつ、高圧水に対する水密を確保する構造をとるために必要最小限の厚さである。材質は種々検討の末、ステンレス鋼にした。高温高圧水下で長年月確実に水密を保てる耐圧容器接続部の構造は、当初全くわからず、長い検討の末、Oリングとしたが、実績は良好である。内径は90.0mmで、内臓される各機器の外ケースの最大外径でもある。長さは岩槻井では約10mであったが、下総・府中井では約11mである。傾斜計部耐圧容器の上端に可撓部を設けた。目的は傾斜計部の耐圧容器をしっかり非磁性ケーシングに固定するためで、採用結果は良好である。その可撓範囲は0.5°で、万一破断しても切り離れないようになっている。

2.4.6 信号ケーブル接続部

観測装置の最上部で信号ケーブルの外装線を耐圧容器に固定する部分と、信号線を耐圧容器内機器と接続する部分からなる（高橋・木下・他、1979）。

a 信号ケーブル固定部

次の各部からなる。

(i) 外装線固定部

耐圧容器最上端にあり、信号ケーブル外装線を耐圧容器に強固に固定する部分である。検層器の実績を参照し、円錐形キーで二重（外装線が二重のため）固定する。

(ii) 耐圧容器非常破断部

外装線固定部の下面は約6 tの張力で破断する破断ボルトで耐圧容器に結合されている。これは、万一、耐圧容器がつかえて、その引き揚げが困難となった時、この部分から耐圧容器を切り離して信号ケーブルを地表に回収し、そのあと、巻き揚げ塔等を取り除き、掘削機を据え、ロッド先端に耐圧容器に食い込む金具をつけて、その回収をはかるためである。そのため耐圧容器上端部はやや細くなっている（外径9 8.4 mm）。

(iii) 破断目板

破断ボルトが切断された際、心線が耐圧容器外に飛び出さないようにするためのものである。これは上記救援金具が耐圧容器に食い込む際、心線が耐圧容器外に飛び出しているとき食い込み作業等に支障が生じるから設けたもので、松代構造調査試験の苦い経験（高橋・高橋（末）・他、1970）から開発したものである。また、破断時心線が飛び出すと、水密テーパーマールドがゆるみ、耐圧容器の水密が破壊されることを防ぐ役割もこの目板は負っている。

b 信号線接続部

高温高压水を遮断した心線が耐圧容器内に入る所である。万一、水密の破壊される場合のことを考慮し、二重にしてある。

(i) 信号線水密貫通部

水密貫通部の第一段で、心線の絶縁破覆材と同じテフロンFFPで作られた水密テーパーマールドである。問題をひとつひとつ解決し、最終的実用品を開発した。

(ii) 信号線観測装置接続部

水密貫通部の第2段で、検層用ハーメチック・シールを本装置に適合するよう改造したものである。信号ケーブルの耐圧容器の接続端子部でもある。

2.4.7 搬送装置

搬送装置は出力の伝送、機器の制御と電源の各部からなる。

a 伝送部

信号ケーブルの心線数を最小限にとどめ、かつ、長い伝送路によって信号の品質を低下させないために、検出器からの出力信号の多重搬送を必要とする。種々の方式を検討の末、搬送方式としては長年の実績があり、部品数も少ないFM変調方式を採用した（表3）。搬送は40～128KHzの間を8KHzの間隔で12波とり（岩槻井）、それぞれの変調幅を±2.5KHz（入力±500mV）にとった。これらに用いる電子部品は一般規格のものでは90℃の

深層観測によって明らかにされた関東地方の微小地震活動の特性について—高橋

表3 搬送装置の主な仕様
Table 3 Specifications of the signal transmission system for the deep borehole observatories.

搬送方式	F M 方式 (下総井)	P C M 方式 (府中井)
	マルチキャリア F M 方式	デジタル多重化 P C M 方式
搬送波	搬送周波数 30~120 KHz (岩槻井: 40~128 Hz)	クロック周波数 69.36 KHz
	同最大偏移 1~3 ch ± 2.5 KHz 4~8 ch ± 2 KHz (岩槻井: ± 2.5 KHz)	サンプリング周波数 240 Hz 付号化ビット数 12ビット
チャンネル数	24 ch: 8 ch × 3 系統 (岩槻井 12 ch × 2 系統)	24 ch
入出力電圧	定格入力 0~±500 mv 定格出力 0~±1 v	
搬送周波数帯域	D C 出力 0 - 30 Hz (30 Hz で -3 dB)	
	A C 出力 0.3 - 30 Hz (30 Hz で -3 dB, 0.3 Hz で -3 dB)	
同誤差	総合誤差: ± 5% / フルスケール以内, 直線性誤差: - 2% / フルスケール以内	
チャンネルクロストーク	1~3 ch - 50 dB	- 50 dB
	4~8 ch - 40 dB	
S N 比	1~3 ch 50 dB	60 dB
	4~8 ch 40 dB	
地中電源	搬送・検出器用 ± 5.8 v (岩槻井 ± 5.0 v)	搬送・検出器用 ± 1.2 v, モーター用 2.4 v
	モーター用 2.4 v	

環境下において5分ととれない。搬送装置のMTBF (Mean Time Between Failures) は10年を目標として、回路の設計と部品の選定を行った。この目標は高信頼性の代表である海底同軸用中継器のそれより高い(図2.9)。部品は米国MIL規格125°C常用の中から、

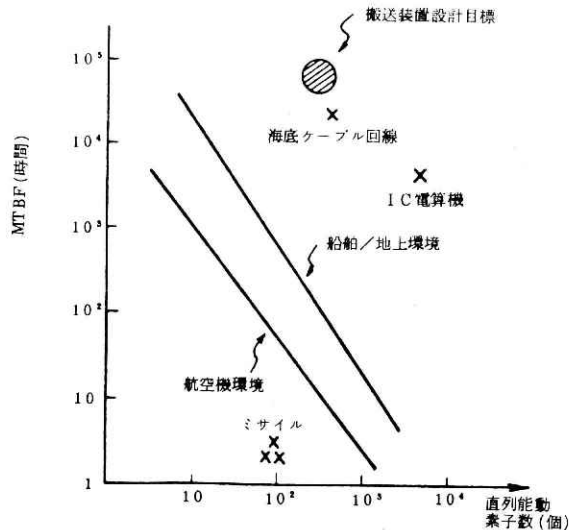


図2.9 深層観測用搬送装置のMTBFの設計目標(高橋(末), 1976)
Fig.2.9 Designing value of MTBF adopted for the signal transmitter in comparison with other devices (M. Takahashi, 1976).

宇宙機器用電子部分の選別法により高温下で高信頼性を確保できるものを厳選して用いることとした。しかし、回路を工夫してもMTBF 10年の目標は達成できないので、障害発生時には自動または手動で速度型地震計3成分と傾斜計2成分を無変調で送れるようにした。実績は次のとおりである。観測中に部品の故障は発生していないが、観測装置を保守のため引き上げる時(常温にもどる際)ICに故障するものが出る。その原因は、まだ十分に解明できていないが、IC製造時に生じた極めて微細な欠陥が、高温通電下で発達(進行)し、引き上げ時の収縮などの刺激で断線にいたるためのようである。また、搬送中心周波数に漂動が起り、隣接の変調周波数域と重なる現象が生じている(岩槻井)。搬送中の障害発生時には無変調で速度型地震計の最高倍率3成分と傾斜計出力を伝送することになっているが、それを除いた場合の一年後の最小残存確率は0.8574である。上述の障害は、当初はこの確率以上に発生していた。開発の際、製作したエンジニアリングモデルのパーツなどから、保守の度に転用補充することにより、障害を可能な限り回復してきた。搬送中心周波数漂動の原因は半導体の製法に関係があると思われる。今後の部品の確保及びその後の技術の進歩を考え、2年の試験を経て、府中井から方式をPCM(Pulse Code Modulation)に変更した。

FM方式の場合、井底推定温度で部品を調整し、パーツをプラスチックで固定しているため、機器相互の互換性がない。PCM方式では、その欠点を取り除かれたが、信号ケーブルの静電容量により、伝送量に限界が与えられるので、2km級井と3mm級井では伝送能力にかなりの差が生じる〔高橋(末)(1976);高橋(末)・他(1980)〕。

b 制御・電源部

固定器の駆動、検出器の姿勢制御等、ロータリースイッチで各対象ごとに必要な操作を遠隔操作で行う。また、地下で安定な電力を供給するため、フィードバック系をもった電源部があり、地下で±5v(岩槻井)、±5.8v(下総井)、±12v(府中井)に対し、それぞれ0.1%の範囲で安定である。

2.4.8 観測・制御システム

観測装置と地表の間の出力伝送と制御信号の流れを図2.10に示す。

a FM方式

速度型地震計のダイナミックレンジは広いので各検出器の所で100倍、20倍、4倍増幅の3レベルに、同じく加速度計出力も60倍(府中井40倍)と無増幅の2レベルに、傾斜計は無増幅と1/5のものに、各成分ともそれぞれ分岐して変調部に送られる。これらに加えて、温度計出力2成分と調整時用の低感度出力信号、ロータリースイッチ(後述)位置検出並びにパルスモータ(後述)回転検出信号の合計24チャンネルの信号が地下から搬送される。地表では、搬送装置地上部より、復調後、増幅器を通してペン書き記録計または磁気テープ記録計

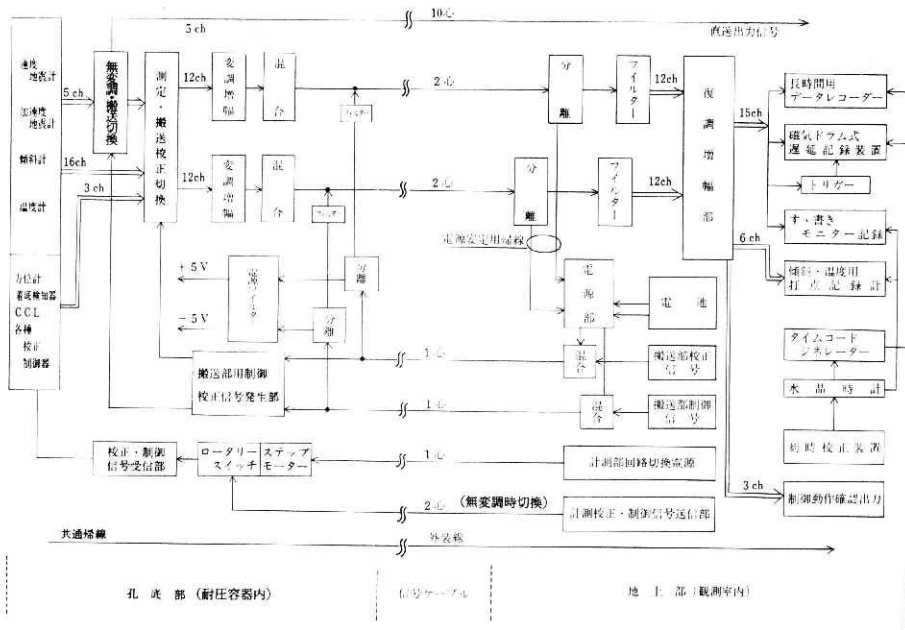


図2.10 (a) 観測・制御システムのブロックダイアグラム, FM方式 (岩槻井),
Fig.2.10 Block diagram of the signal transmission and controlling system. (a) FM type used for Iwatsuki.

にトリガーによる抜き取り記録をしている。ただし、速度型地震計の最高倍率のものは、連続記録 (モニター用) をとると共に、筑波へ伝送している。傾斜計・温度計は打点記録計により記録し、傾斜計出力は筑波へも伝送している。

信号ケーブルの19心と外装線が伝送や制御等に使われる。24チャンネルのデータ伝送において、FM方式の場合、2系統に分けて送る岩槻井の場合は4心、3系統の下総井の場合は6心を使用している。地表から観測装置内機器を制御するためには、その動作点を選択するためのロータリースイッチを駆動するDCモーター用に1心、制御校正信号用2心、固定器等のパルスモーターを駆動するため2心の合計5心を使用している。電源用としては送電用に2心、電源制御用として正、負及び0V用に3心の合計5心を使用している。送電用2心は制御校正信号用2心と共用しているので、7心 (岩槻井) または5心 (下総井) を無変調伝送用に当てている。無変調の場合、速度型地震計3成分用に6心、傾斜計2成分用に3心 (負回線共用) の総計9心必要とする。このため不足する心線は無変調時において使用しない回線を転用する [Takahashi *et al.* (1973); 高橋 (末) (1976)]。

b PCM方式

データ伝送にはPCM変調伝送用に1心、PCMのクロック信号用に1心の合計2心を使用している。制御用としてはロータリースイッチ駆動DCモーター用に1心、制御信号用に1心、

パルスモータ駆動用に2心(図2.1 0. bのCCLと水漏れ回線併用)を用いている。電源用は送電とその制御に5心用いている。調整や制御動作を監視しやすくするため、傾斜計等を調整時にモニターするための低感度出力信号用(図1 0. bのDCA), ロータリースイッチ位置信号用(図2.1 0. bのDCB), パルスモータ回転検出信号用(図2.1 0. cのDCC)に合計6心を用い、いずれも変調せずに地上に伝達している。無変調伝送時にはこれら6心と図2.1 0. bのVEL. Yと記した回線が用いられる。

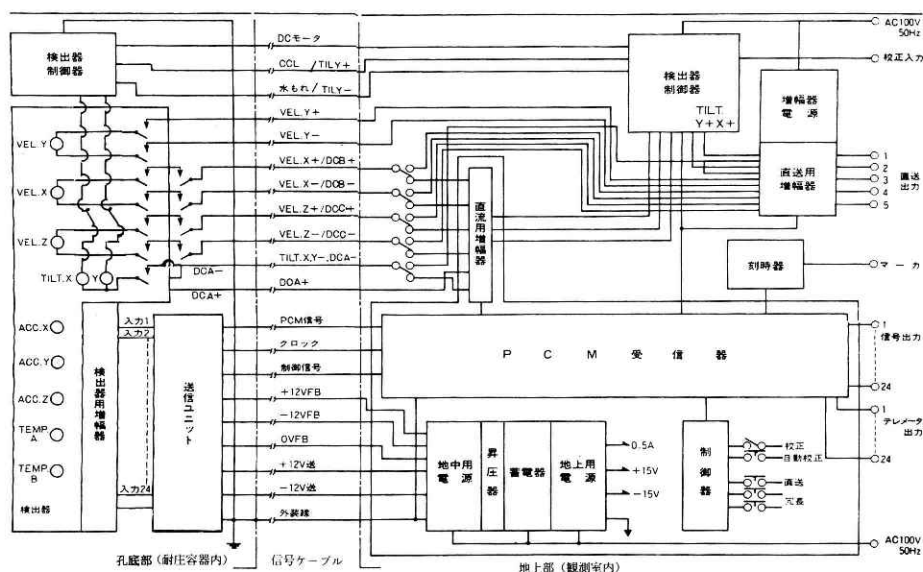


図2.10 (b) 観測・制御システムのブロックダイアグラム, PCM方式 (府中井)
 Fig.2.10 Block diagram of the signal transmission and controlling system. (b) PCM type used for Fuchu.

2.5 信号ケーブル

信号ケーブルは信号線としての役割のほか、観測装置の設置・引き上げ、井底沈殿物の採取、吸振ケージや吸振プラグの取り付け等の役割も果たす。

ところで、3.5kmも垂直に吊して長年月使用する信号ケーブルはこれまでに作られたこともない。さらに下部は86℃の高温・高圧水に浸されるという悪条件が加わり、当初不明なことばかりであったが、試験線を作り、実験を重ねつつ開発した。

2.5.1 構造

その構成を表4に、その構造断面を図2.11に示す。導体は直径1mmの銀メッキ軟銅線とした。撚り心を用いると線間に空気が入り、高温・高圧下から引き上げた後、空気が局所的にたまり、

深層観測によって明らかにされた関東地方の微小地震活動の特性について—高橋

表 4 信号ケーブルの主な仕様
Table 4 Specifications of the signal cable for the deep borehole observatories.

項 目		数 値		
ケ ー ブ ル 心	信号線心	導体 (銀めっき軟銅線)	外 径	1.0 mm
		絶 縁 体 (F E P)	厚 さ	1.0 mm
	構 成		外 径	約 3.0 mm
		中 心 層	1 心	
		第 1 層	6 心	
	座 床	第 2 層	1 2 心	
厚 さ		約 1.2 mm		
外 径		約 1.7 mm		
外 装	鋼 線	内 層	素線径×本数	2.3 mm×23 本
		外 層	素線径×本数	2.3 mm×39 本
	ケ ー ブ ル 外 径		約 2.6 mm	
概 算 重 量		空 中	2.4 トン/km	
		水 中	2.0 トン/km	
切 断 荷 重		2.6 トン以上		

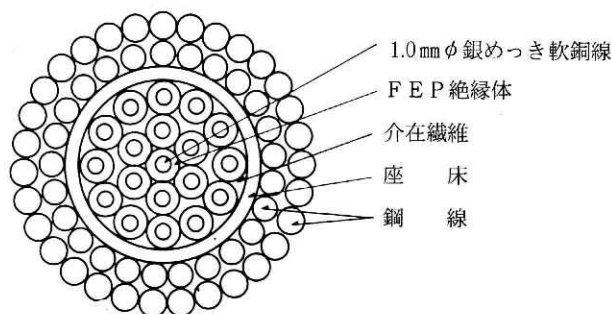


図2.11 信号ケーブルの断面図
Fig.2.11 Cross section of the signal cable.

被覆の破裂を起すので単心にした。銀メッキの厚さはピンホールからの腐蝕を避けるため 5μ とした。絶縁被覆材は種々試験の末、理想的とまではいえないが、線材として長く引けるテフロンFEPとし、厚さを1mmとした。その製造後1昼夜350気圧の水圧を加え、電氣的及び目視による試験の末、信号ケーブル製造用の19心を選び出す。不適格品は通常22本作ると3本発生している。

心線間の介在物には高温・高圧水下でも安定なガラスセシイを選んだ。ケーブル心座床材には各時点の市販品から選んだが、岩槻井ではガラスセシイ布、下総井ではテフロンテープ、府中井ではテフロン布を用いた。ガラスセシイ布は使用中に粉化し、テフロンテープは井内水が十分浸透せず、かつ、薄いながらも縁が心線の被覆に段差を与える欠点がある。テフロン布に

は、これらの欠点がない。

外装はステンレス鋼線で二重にしたが、くせつけに苦心した。外装線の配線数は多少多めにし、隙間が生じないようにした。井内に敷設すると荷重により強くしめつけられ、所々に浮き上がりや沈み込みが生じた。浮き上がりは観測装置昇降時の深度計を狂わせ、沈み込みは外層の心線の導体にまで達する変形を与え、断線の原因ともなる。府中井においては、ケーブル心外径を僅か太目にしてこの欠陥を除いた。

2.5.2 実験

信号ケーブルの製造にかかわる電気・通信特性等の試験や実験のほか、機能や使用に関する疑問を解明するため種々の実験を行った。その数例を以下に示す。

たとえば、検層用ケーブルに比べかなりかたいので、実際の石油井（帝国石油頸城天然ガス井）で試験線による敷設実験を行った。観測状態において、捲き上げ塔のプーリーの所では、信号ケーブルの一定の場所にのみ荷動（約7 t）が加わるため、外層と中心線に挟まれた内層の心線に、かみ切り現象の起る疑念が生じた。実験により問題のないことがわかった。信号ケーブルは観測装置の設置・回収以外にも使われるので、実際より過酷な繰り返し使用実験を行い、断線の発生や発生状況の調査を行った。

信号ケーブルの引張破断強度は28 t位あるが、圧縮を受けると100 kg余で外装線が太鼓状になることがわかった。また、観測井内に余長を送り込んだ場合の実験を行った。その結果、ケーシング内で余長分は直ちにとぐろを巻き、4回転程度ごとに反転し、そうなると口元からいくら強く押し込んでも動かないことを確認した。この実験の結果、観測井底に着底した瞬間、信号ケーブル最下端に約7 t（信号ケーブルの水中重量）が加わるが、信号ケーブルは直ちにとぐろを巻き、信号ケーブル最下端が破壊されることのないことがわかった。さらに、余長を送り込むことにより、信号ケーブルはケーシング内でとぐろを巻き、その個所でケーシング内壁に密着し、観測装置に信号ケーブルの重量が加わらないことがわかった。なお、使用実験からもこれらのことは確かめられている〔村瀬・他（1973）；高橋・木下・他（1979）〕。

2.6 捲き上げ装置

観測装置等を信号ケーブルにより井底に設置または地上に回収する装置であるが、観測装置等の組立・解体・総合高温試験等の諸作業を行う設備も設けている。

捲き上げ塔の高さは15 m、信号ケーブルの捲き胴の直径は1,500 mmである。捲き上げ装置は油圧モーターで駆動し、捲き上げ速度は、高速の場合1,000 m/hまで、低速の場合500 m/hからDCまで（岩槻井は低速のみ）連続無段変速が可能である。捲き胴軸に信号ケーブル端末があるが、駆動中はスリップリング5接点から、観測装置内のCCL、水漏れ及

び着底検出器、上下動速度型地震計（無変調）など作業に必要な出力を連続してとれる。

操作盤（図 2.12）には、電源や油圧系、駆動、巻き取り操作等に必要なスイッチ・レバー、計器等のほか、信号ケーブル送り出し量を測る深度計、信号ケーブルに付した 50 m ほどの磁気マークの検出器、信号ケーブルの負荷等の標示がある。CCL 出力、信号ケーブルの負荷、上下動地震計出力等、観測井内の監視等に必要な情報は信号ケーブルの送り出し量と連動して動くペン書き記録計で記録できる。

なお、観測井内の洗滌や事故救援の際、巻き上げ塔とその付帯設備は取りはずして移せる構造になっている（高橋・他、1980）。



図 2.12 巻き上げ装置操作盤
Fig.2.12 Operation board of the cable winch.

2.7 観測装置の設置

観測装置の井底設置作業は、個々に製造された上記装置類を現地で一体のものに組み立て、観測室内の観測用記録装置と結合することからはじまる。組み立てを終わった観測装置は井底と同じ温度にまで高め、総合的な調整を行う。そのあと、観測装置を井底に設置する。これらの工程は浅層井の場合と比べて格段に複雑であり、各段階ごとに綿密な作業プログラムを作り、確認を重ねつつ、順を追って確実な作業を進めていくことが大切である。観測装置設置作業の成否は、このプログラムを適切に作れるか否かにかかっている。この段階は、また、故障を早期に発見し、故障箇所を探し出し、故障を発生させた原因を突きとめ、二度と同じような障害

の発生しない対策をとるための、極めて大切なステップである(高橋・他, 1960)。

2.7.1 組立・総合調査

a 信号ケーブルの巻きとり

地上施設の整備・点検等, 一切の準備が整った段階で, 先ず, 信号ケーブルを搬入し, 3 t 程度の張力をかけつつ, 巻き上げ装置捲胴に巻きとる。信号ケーブル上端は捲胴に固定し, 心線は捲胴の軸の接続端子に結線する。その下端は, 外装線を耐圧容器上端に固定後, 水密テーパーモールドとの接続, 信号ケーブル接続部の組立, 続いて, CCLを含む耐圧容器上部との結合を行う。

b 降下試験

次に通りゲージを取り付け, 井底までの試験的昇降(通常2回)を行う。この際, ケーシング内の通りの点検, 井底沈澱物の調査, 観測井深度及び井底温度の測定, 水密テーパーモールドの実負荷による耐圧容器への着装と水密等の点検, 実負荷による信号ケーブルのよりとゆるみの除去並びに高温・高圧水下の絶縁等の試験, 巻き上げ装置の実負荷試験及び実負荷による信号ケーブルの巻きとり, 信号ケーブルの50 mごとの磁気マーキング作業(外装線はステンレス鋼製であるが, 線材製造工程を経ている間に帯磁性をもつようになる)及びCCLによるケーシング継目の測定等の多くの試験・作業が行われる。

c S波速度測定

無変調速度型地震計を取り付け, S大砲を主体とするS波速度の深度別測定及びノイズレベルの測定を行う(S波速度とノイズレベルの測定法と得られた結果については1.4.4または3.2.1参照)。

d 組立・総合高温試験

観測装置は個々の点検・調整を行いつつ巻き上げ塔内で組み立て, 信号ケーブル, 搬送装置地上部, 記録装置または検定用機器と接続し, 耐圧容器外周からヒーターにより井底温度にまで昇温させ, 最終の総合的な点検・調整を行う。その日数は2~3週間位である。この間に, 観測装置の異常や故障等の発見とその原因の除去を行う。個々のものについては工場において製作の各段階ごとに高温試験が行われているが, この総合高温試験の過程で, それまでに検出されなかったさまざまな異常や故障が毎回必ず検出されている。なお, 同じ障害の発生しうる他井の観測装置は, 次の保守の際にその原因を取り除く処置がとられる。

高温総合試験の際, 耐圧容器内の空気を乾燥アルゴンガスに交換する。このようにしても, 井底で1~2年経過後の耐圧容器を解体すると観測装置に使用されている有機質材料が加水分解して発生したと思われる刺激臭が感じられる場合がある。

2.7.2 設 置

観測装置、信号ケーブル、捲き上げ装置等の点検・調整並びに観測装置降下作業に必要な措置の一切が完了したのち、前日までに十分検討された作業プログラムに従って、観測装置の井底設置工程に入る。3.5 kmもの深さになると測定方法によってその深度が変わり、真の深度はわからない。すなわち、自重による伸び、井内水のその時の温度分布による熱膨脹の相違、或は測定の累積誤差の相異等により、測定の度に値が変わる。岩槻井の作井に着手した頃でも、観測装置を安全・確実に井底に着底・設置させる方法は解っていなかった。しかし、真の深さが問題なのではなく、重要なのは観測井に対して正確に着底・設置させることであるので、精度と信頼性の高いCCLを開発し、これを頼りに設置する方法を案出した。

a 降 下

観測装置の降下は、CCLの中心を観測井口元にあわせ、操作盤の深度計の目盛を0 mに合わせることから始まる。降下の当初は水漏れと絶縁不良に特に注意を払う。Oリング不良等による水漏れは、深度500 mにも達しないうちに発生する。また、水密テーパーモールドは、早く500 m以深に降下して、耐圧容器に密着させた方がよい。降下中は、信号ケーブル負荷、CCL出力、速度型上下動地震計出力等を連続記録させて、その降下状態を監視する。その際、記録紙の送りは深度計に連動させる。井底近くまで3日かけて降下し、電子部品に対する熱の影響をゆるやかに与える。適当な深度ごとに観測装置と信号ケーブルの昇温・昇圧下の状態を点検する。また、固定器等の高温・高圧下での作動のためのならし駆動を行ない、吸振ケーシングや吸振プラグを予定の位置に取り付ける作業なども行う。

b 着 底

観測装置に一切異常のないことを確認ののち、井底から50 mほど上のケーシング継ぎ目で観測装置を停止し、深度計の目盛りを、“理論値”（ケーシング挿入時に、その長さを測定して定めたケーシング継ぎ目の深度：図2.13）に合わせる。次に、低速で井底から20 cm上のところまで信号ケーブルを送り込む。作業開始前いずれの固定器の固定腕の位置も、非磁性ケーシングの継ぎ目から20 cm以上離れることを確認しておく。降下中、CCL記録からのケーシング継ぎ目深度（深度計による）と“理論値”との誤差（単位：cm）を計算する。目盛り

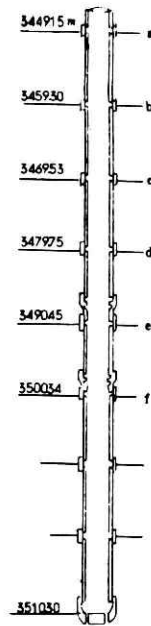


図2.13 観測井下部構造（岩槻井）
Fig.2.13 Detailed structure of the observation well at the bottom part (Iwatsuki). Depth of casing joints is given in meter.

合わせをした所から3, 4, 5番目(深さで18, 27, 36m下)の継ぎ目の誤差が同一であれば, それを深度計設定誤差とする。この3点を選ぶ理由は, 信号ケーブル送り込み速度と観測装置の降下速度とが, この3深度区間では等しいからである(2番目の継ぎ目のCCL通過時には送り込みの時間遅れの影響がみられ, 6番目の継ぎ目のCCL通過時には観測装置先端がすでに非磁性ケーシングに入っており, ケーシング内径がややせばまり, 或は沈掘物の影響により, 降下速度が低下しているからである)。観測装置停止深度は, この深度計設定誤差で補正した深度(深度計)による。上記3点の誤差が同じ値をとらない場合, 井底より50m上の目盛り合わせの工程から必ずやり直す。この方法による井底部における観測装置の停止深度の誤差は±10cmである。なお, 井底の沈澱物により降下が妨げられることがある。沈澱物は極めて微粒であるから観測装置を引き揚げるなどして攪はんを与えると水中に分散し, 降下・着底が可能となる。

c 耐圧容器固定

井底20cm上で固定器を操作して耐圧容器を非磁性ケーシングに仮固定する。着底後では耐圧容器が重いため(重量0.7t)に非磁性ケーシングの中心に固定することが困難であるからである。この際, “理論値”(降下前治具でもって測定して繰り出し長を確認しておく。実際はパルスモーターのステップ数による)通りに固定腕が繰りでない場合, 非磁性ケーシングにまがりがあるか, 固定器の不良か, 異物に妨げられているかである。

仮固定終了後, 信号ケーブルを20cmゆっくり送り込むと, やがて着底検出器が5mmごとに信号を発生し, 信号ケーブルの負荷が耐圧容器の重量分だけ軽くなり, 上下動地震計の振動が止まる。着底は, この3種の信号で確認する。着底に要する時間は沈澱物の堆積状態により変わる。着底確認後, 固定器の繰り出しを再度行い非磁性ケーシングに耐圧容器を強固に固定する。

着底状態と観測装置や信号ケーブルに異常がないことを確認後, 信号ケーブルをさらに1.5m(余長)送り込み, ケーシング内にとぐるを巻かせる。固定器の送り出しをもう一度試みる。

d 観測機器の調整

地震計・傾斜計のクランプを順次解き, 姿勢制御機構により, それらを垂直にし, 観測状態にするための操作・検定・調整を一成分ごとに行う。井底温度の測定を行い, 推定温度(観測装置調整温度)との比較を行う。方位計により水平成分の方位を測定する。これらは, 作業プログラムに従って一つ一つ段階を追って進める。すべてに異常がなければ, 試験・調整観測の段階に移る。この間約2昼夜を要する。

一方, この間に観測井の口元の被覆, 捲き胴の固定等々の定常観測のための最終作業が行われる。

3. 観測状況

深層観測システムの建設により、期待通り極めて感度の高い微小地震観測が行えるようになり、首都圏の地震検知能力が格段に強化された。

3.1 観測経過

深層各井の建設・観測（微小地震）・保守等の履歴の概要を述べる。

3.1.1 岩槻井

a 観測保守の大綱

当初の3年間は観測を主体としながらも、開発機器の実環境下において発生した障害の除去・解決を最も主要な課題とし、以後深層井建設の確固たる基礎を作ることに努めた。そのため、観測期間が縮まっても、毎年観測装置を引きあげ、発生した障害の原因を解明し、また、顕在化していない障害の発見に努め、更に改修した結果が見掛け上良くとも次年度には必ず改修結果を確認する道をとった。また、井内水を伝播するノイズの除去対策を実験により定めたり、観測井沈澱物の採取機の開発等のためにも日時を惜しまなかった。この過程で、観測装置をはじめ、すべての機器が整備され、保守内容が具体的に定まった。

また、観測装置は設置1年後に高温環境下で生じた初期障害の除去を行う。それ以後は2年毎に点検整備を行い、5年後にはやや大規模な補修作業を行い、9年後には新しいものに交換する。観測井は5年後のやや大規模補修の際に、中型掘削機を用いて、井底沈澱物の除去作業を行う。このような保守交換体系が確立できた。

b 観測実績

深層各井の微小地震観測実績を図3.1に示す。岩槻井における観測は1973年5月から始められ、テレメータによる定常観測は、筑波移転後の1979年7月から行われている。

観測装置等の改良をはかった当初数年は、毎年の保守改良作業に要した日数が、かなり不揃いである。すなわち、設置1年後は約4ヶ月（下総・府中井の実績も同じ）を、他の年は2～3ヶ月を要している。1976年度は、巻き上げ塔を取り除いて掘削機により、井底沈澱物の洗滌除去作業（2ヶ月）を行った上、S波速度の測定も行ったため、3ヶ月半観測を完全に中断している。なお、保守作業のため搬送による観測が中断されている間も、同一形式の速度型地震計の上下動と水平動各一成分により、無変調による観測を可能な期間行っており、微小地震に関する限り、倍率が多少低下するが（表5）、保守中の半分の期間は観測されている。現在、保守の標準工程（図3.2）が確立されたが、観測中断期間の約半分は巻き上げ塔下での高温総合試験である。この期間も無変調観測ができるよう、1981年度岩槻井観測装置更新作

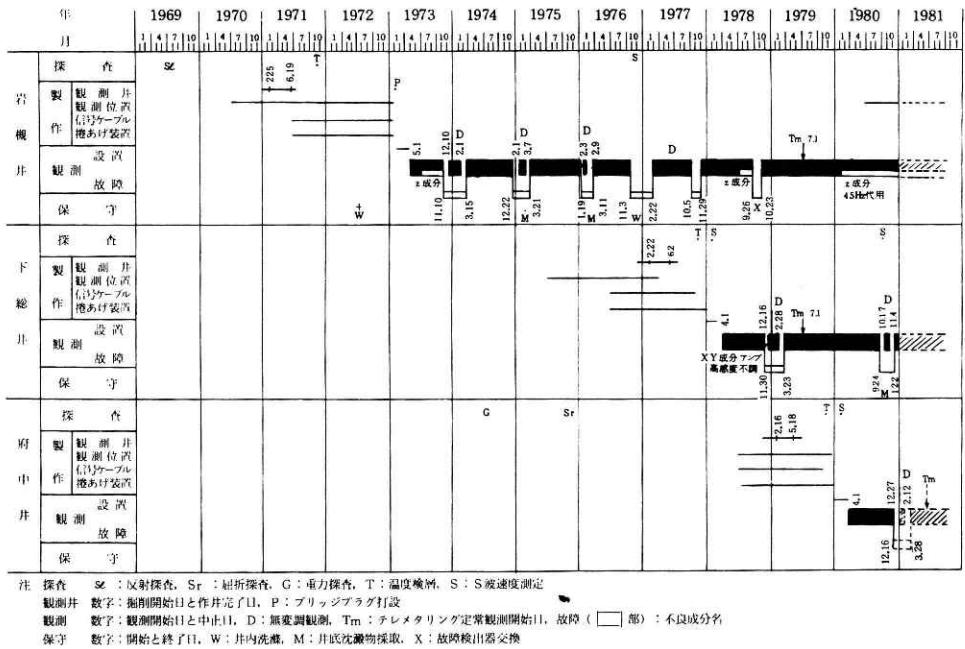


図3.1 建設・観測（微小地震）・保守の実績
 Fig.3.1 History of construction, observation and maintenance of the deep borehole observatories.

表5 搬送装置によるFM変調伝送時と無変調直接伝送時の伝送性能の比較
 Table 5 Comparison of transmission characteristics between the FM method and the direct transmission method (without modulation) for Iwatsuki.

	チャンネル数	倍率	周波数特性	S/N比	安定度
搬送	24	110万倍	1-25H	50db	調整不用
無変調	5*	100万倍	1-15H	48db	数日毎にハムバランサーの調整必要

*速度型地震計3成分，傾斜計2成分の検出器出力が直接地表に達するため，搬送時の13chに相当する。

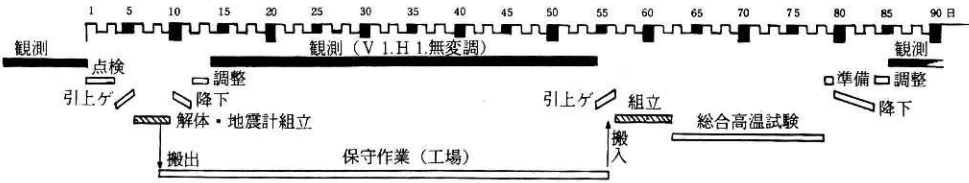


図3.2 保守の標準工程
 Fig.3.2 Standard process of maintenance work.

業の際に試みる。

上下動速度型地震計の障害による観測中止期間は、これまでに3回ある。すなわち、1973年設置3ヶ月のち上下動地震計のバネが高温下でやや劣化し、その中心位置からさがったため、観測が出来なくなった。その対策として、弱い磁石で振動子の位置を補正吊り上げできるよう、翌年度保守作業の際に改良した。

次は、1978年7月頃より上下動地震計の記録が不良となり、地上から操作してもついに動かなくなった。10月に引き上げて新しい地震計と交換した。故障した地震計を解体・検査したところ、コイルのボビンの樹脂（カーボネート系樹脂と思われる）が加水分解を起して変形したためとわかり、高温に実績のある材質にかえた。1980年2月から再び上下動地震計による観測ができなくなった。原因は、1978年10月、原因解明とその対策に時間を必要とするので、従来と同じ型の検出器と交換したためである。岩槻井の重要性から本器の交換を真剣に検討したが、高温下で長年使ってきたためハンダ付に至るまで劣化が著しく、引き上げた場合、致命的障害の発生する恐れが濃いと判断から、製作中の更新観測装置の設置（1982年3月の予定）まで現状を保つこととした。なお、1979年度の保守も同様の懸念から中止した。ただし、1978年にバックアップ用に入れておいた固有周期4.5 Hzの上下動地震計で観測を続けている。

3.1.2 下 総 井

岩槻井で確立した方法に従って全てが進められている。

a 観 測

設置直後の1978年4月から定常的観測に入り、テレメータによる定常観測は岩槻井と共に1979年7月から始まった。1年後と3年後の保守による定常観測の中断は、それぞれ99日と69日である。その間の無変調速度型地震計による観測は、それぞれ75日と19日である。1980年はS波の減衰を含めた測定に10日、沈澱物採取に5日を要したため、欠測期間が長くなった。1979年4月16日より6月1日まで、記録が時々不良になった。調査の結果、隣の漏洩電流が水道管等を経て、記録系に侵入したためであった。

b 保 守

保守作業は岩槻井で確立した工程（図3.2）で進められている。実際には、休日、特に年末年始の連休、保守上の課題、S波などの観測上の課題などにより変動する。

速度型の上下動地震計は、新しいボビン材のものに1年目の保守の際に交換した。井底沈澱物があり、3年目の保守の際、採泥器により採取したが、調泥剤とセメンチングの残渣であった。井底沈澱物の洗滌除去作業は1982年度に行う予定である。

3.1.3 府 中 井

a 観 測

観測開始は1980年4月からである。テレメータ観測は、地震予知研究棟（筑波）完成後の1981年9月からである。

b 保 守

1年目の保守を1980年12月15日から始め、1981年3月28日に終わった。総合高温試験の際、搬送装置電源付近で短絡事故が発生した。その原因調査と対策に約半月を要した。原因は電源部端子の絶縁テフロン板を固定する金属板と端子との間隙が狭すぎたため、高温下で熱膨張により相互の接触が生じたためである。

3.1.4 ま と め

(1) 微小地震に関しては、観測装置に関する問題は出つくし、テレメータ観測によるオンライン観測が定期的に行えるようになった。

(2) 観測装置の保守は2年に1回行い、約3ヶ月の日数を必要とする。ただし、その期間の半分は無変調で地震観測を行っている。今後は無変調観測期間を最大限とれる方策を開発する。

(3) 今後は部品の信頼性の向上により、保守間隔を3年に伸ばしたい。保守期間中無変調地震計による観測は、1981年から3成分方位測定器つきで行う。

(4) 観測装置の寿命は、岩槻の実績からみると、製作期間を含めて10年、設置後9年が限度と思われる。

(5) 観測井を含め、他の機器には今のところ、交換を必要とする兆候はない。ただし、記録計は観測装置と共に更新する。

3.2 ノイズレベル

深層観測の最大の目的は、地表の高いノイズを避けて深い基盤中で高感度の観測を行うことにある。観測結果に基づいて、観測井の深さによるノイズレベルの減少の状況及び浅層井と比較した深層井のノイズの性質について述べる。

3.2.1 深度別ノイズレベル

各井の深度別ノイズレベルの測定結果と井内水を伝播するノイズの除去について述べる。

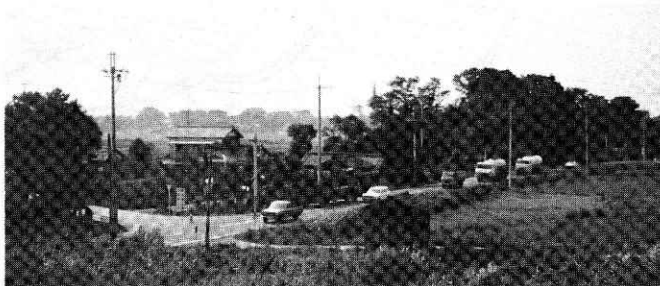
a 岩槻井

1973年3月、観測装置を井底に設置した際、口元の振動が、たとえば水一滴落としてもその振動が、井底の速度型上下動地震計に伝達することがわかった。そこで、1年目の保守作業の際、井内水を伝播するノイズの除去方法の開発を行い、また、深度別のノイズレベルの観測を行った。

(i) ノイズ環境

岩槻井は、東北高速道路や日光街道（国道16号線）などにつながる岩槻—越谷間の県道に面し、大型重量貨物トラックが昼夜の別なく、頻繁に往来している（図3.3）。道路の端から、観測井口元までの距離は25mである。近くに大きな製パン工場があるが、他は水田と住宅で、裏は元荒川に接している。従ってノイズ振動はもっぱら道路交通から発生する。

A
岩槻井
（重量車交通頻繁）
Iwatsuki Observatory
（busy streets).



B
下総井
（航空機騒音）
Shimohsa Observatory
（buzzing aircrafts).



C₁
府中井
（コンクリート工場）
Fuchu Observatory
（Concrete factories)

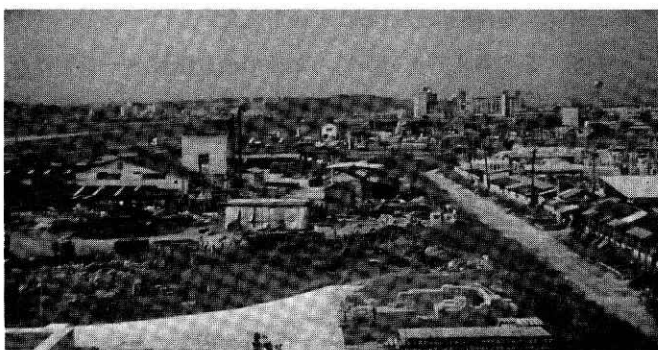


図3.3 地殻活動深層観測施設ノイズ環境
Fig.3.3 Main sources of background noise at the deep borehole observatories.

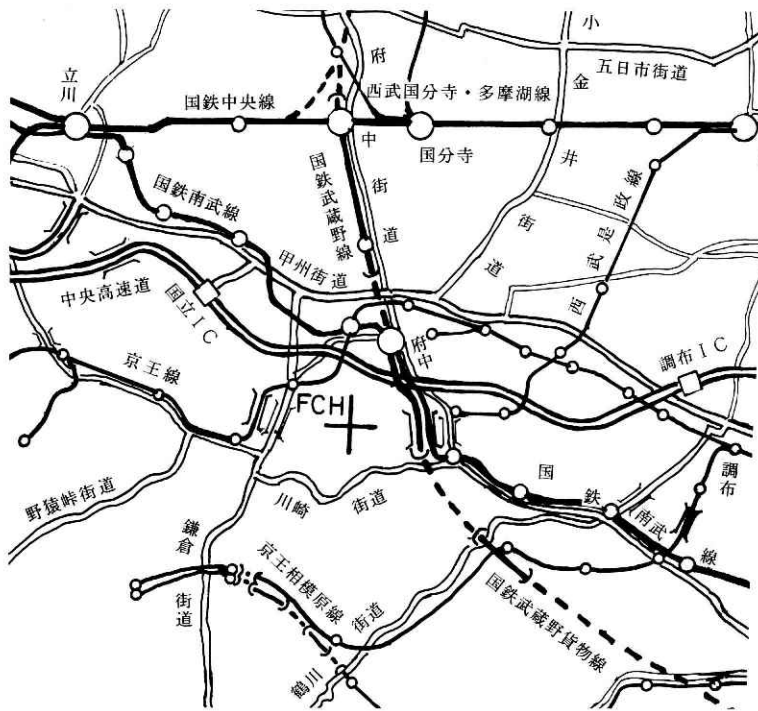


図3.3 C₂ 府中地殻活動観測施設付近交通網略図
 Fig.3.3 C₂ Dense net-works of busy roads and railways

(ii) 水伝播ノイズの除去

観測装置設置時、口元で与えた振動の井底までの伝播時間から、振動が主として井内水によって井底に伝えられていることがわかった。振動を井内水に伝えないようにすることは種々検討してみたが困難であるので、井内を降下する振動を反射・拡散・吸収する障害物（吸振ケージと呼ぶ）を井内に設けることを考えた。

まず、この考え方を確かめるための概念試験ケージを作り、深さ85mに下げて実験し、次に、その効果を測定するための精密ケージを作り、口元付近（深度25m）で実験した。その結果、吸振ケージにより振動伝播を減らせることが明らかとなった。そこで信号ケーブルに取り付けて観測井内に深く降下することの可能な実用ケージ1個を作り、地震計から500m離して信号ケーブルに取り付けた。その効果とともに実用ケージそのものの試験（損傷、昇降作業、信号ケーブルへの影響）を兼ね、地震計を深さ1,000m及び1,500mに下げて実験した。その結果、地表のノイズ振動と地震計の振動の振幅比がそれぞれ1/140、1/460~1/550となり、実用ケージが十分吸振に効果を発揮することがわかった。次に同型のものを4個製作し、全数を信号ケーブルに取り付け、深さが1,000m前後で吸振ケージが井壁に密着すると

思われる位置となるように、地震計を深さ1,500mまで下げた。吸振ケージの全数試験と効果の実験の結果は、吸振ケージ及びその取り付けによる他への悪影響はなく、取り付けによってノイズを振幅で $1/300 \sim 1/500$ に下げられることがわかった。この結果をもとに観測装置設置時に吸振ケージを深度1,000m前後になるように取り付けた。吸振ケージ(図3.4)は、その上下両端が外側に凹面を有する円形の厚い鉄板からなり、両者の間は鉄板でおおった円筒で、中にスポンジをつめてある。信号ケーブルに取り付けるため、縦に2つ割になっており、信号ケーブルを囲む半円形の溝がある。吸振ケージ取り付け後、自動車による振動ノイズは完全に取付けた(山本・他, 1975)。

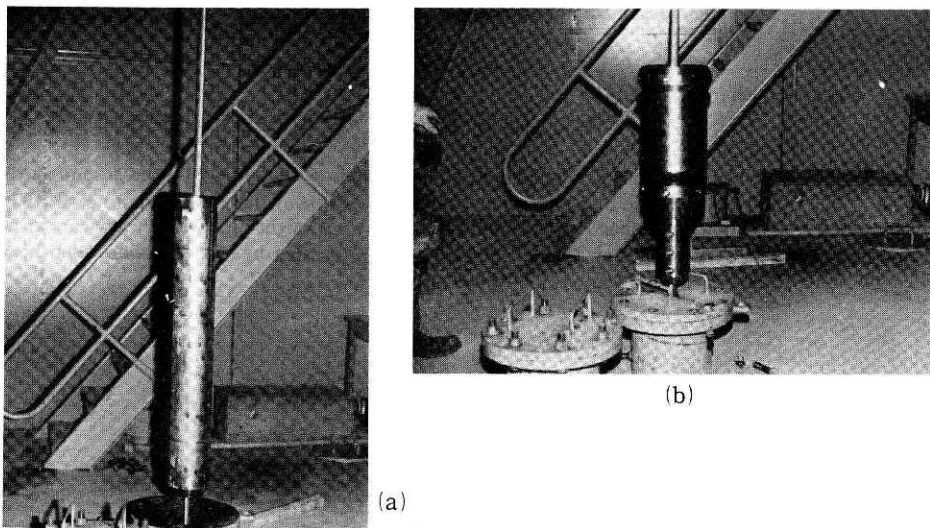


図3.4 吸振ケージ(a)および吸振プラグ(b)
Fig.3.4 Noise shutter of (a) cage type, and (b) plug type.

(iii) 深度別ノイズレベル

図3.5に地表と井底の周波数別ノイズレベルの比較を示す。重車輛通過時と非通過時の地表と井底のスペクトル振幅の減衰は夜間でそれぞれ $1/50 \sim 1/1,000$, $1/20 \sim 1/1,000$, 昼間で同じく $1/50 \sim 1/1,000$, $1/30 \sim 1/200$ 位である。また、昼夜とも井底のノイズは車輛の通過による影響はみられない。ノイズの山(2.5~4 Hz)の所では昼夜の差が見られるが、他の帯域では変化がない(山本・他, 1979)。

図3.6に深度別ノイズレベルの測定結果を示す。これは地表においた地震計と観測装置内地震計との同時観測の結果の周波数別比である。したがって、図の0mの値は観測装置を口元にとめた場合の比である。深さと共にノイズレベルの減る傾向が認められ、高周波領域でその傾

向が著しい。この図では地表と井底の比は 1 Hz で 0.06, 10 Hz で 0.01 である (山本・他, 1976)。

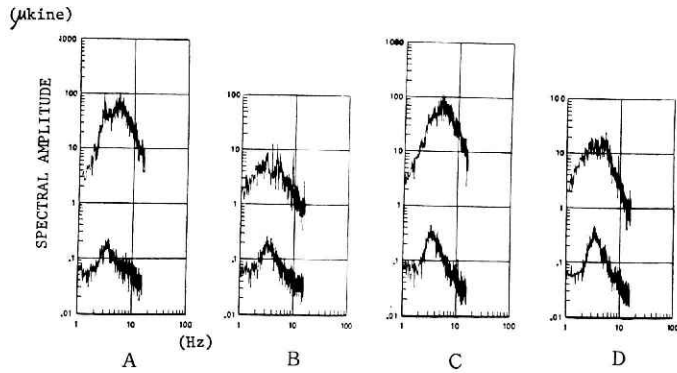


図3.5 岩槻井における地表と井底のノイズスペクトルの比較(上下動) (山本・他, 1975)
A: 夜間, 重車輻通過時, B: 同, 非通過時, C: 昼間, 重車輻通過時, D: 同, 非通過時

Fig.3.5 Spectral amplitude of background noise for vertical component on the ground surface (above) and at the bottom of the observation well (below) (after Yamamoto et al., 1975).
A: night time when heavy cars are passing by. B: night time when heavy cars are not passing by. C: day time when heavy cars are passing by. D: day time when heavy cars are not passing by.

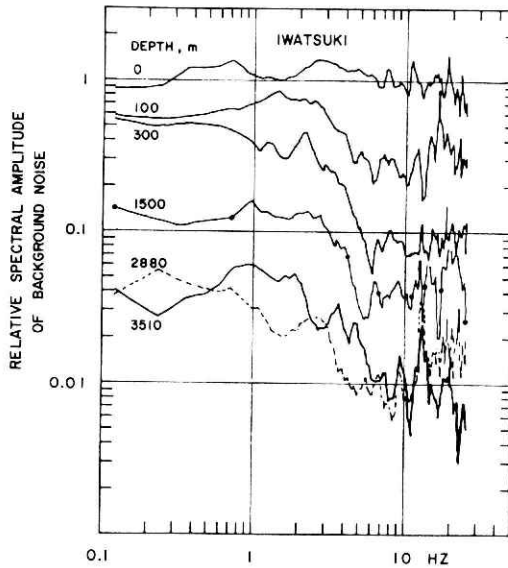


図 3.6 岩槻井における深度別ノイズスペクトル (山本・他, 1967)

Fig.3.6 Reduction of background noise with depth at Iwatsuki (Yamamoto et al., 1976).

b 下総井

(i) ノイズ環境

下総井の北面は海上自衛隊下総基地に接し、その南面は小さな谷地を挟んで農地が広がり、やや離れて、製材工場などが点在している。国鉄小金線、常磐線、総武線からは6～9km位離れている。最大のノイズ源は自衛隊の飛行機とヘリコプターによる爆音である(図3.3)。

(ii) 深度別ノイズレベル

地表及び副観測井(深さ200m)と井底の3レベルの観測結果を図3.7に示す。

図はパワースペクトルで示してあるが、ここでも深さと共にノイズが減衰しており、高周波、特に10Hz以上での減衰が目立つ。10Hz以下についてみると、昼間では地上と井底との間では 10^5 以上、夜間では 10^4 程度それぞれ減衰している。副観測井、井底とも5Hz位から高い周波数の減衰が夜間で認められるが、井底のノイズレベルは昼と夜でそれ程変わってはいない。

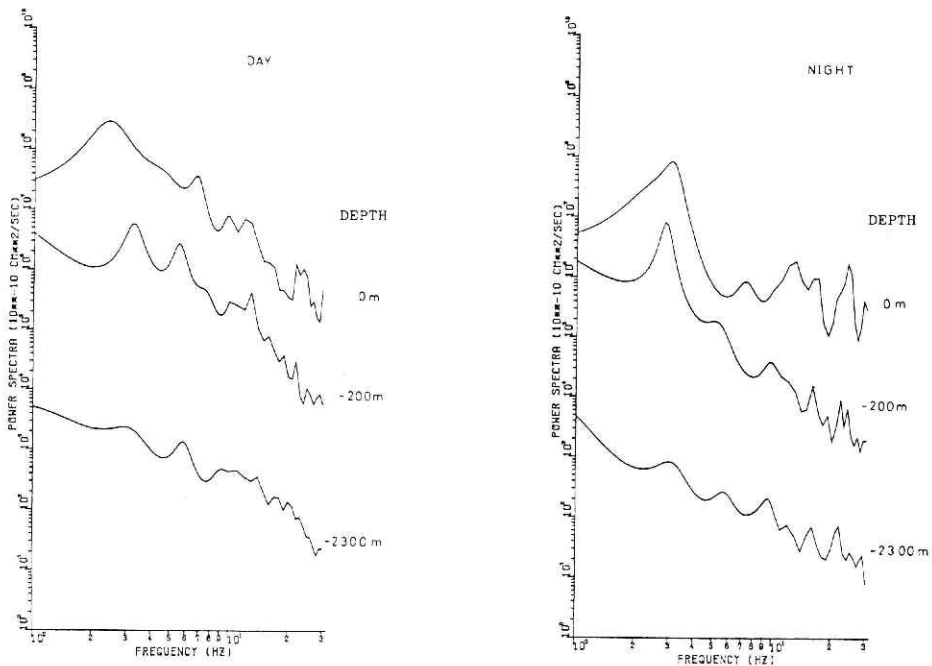


図3.7 下総井における深度別ノイズスペクトル
Fig.3.7 Reduction of background noise with depth at Shimohsa.

(iii) 水伝播ノイズの除去

吸振ケージの効果をさらに高めるため観測井下部に段構造を作り、吸振プラグ(図3.4)を設け、その下位に吸振ケージを取り付けた(鈴木・他, 1979)。

c 府中井

(i) ノイズ環境

設置場所は多摩川の新設堤防の北側で、以前は河原で、砂利採取跡地である。現在、西側にはコンクリート部材工場が数社並んでおり(図3.3)、北側200m程からは宅地化しつつある農地が広がっている。通過量の多い国鉄武蔵野線(貨物専用線)と南武線、京王帝都電鉄京王線、中央高速道ならびに甲州街道、府中街道などが観測所の北半面1~1.5kmの所をとりまいた形で、また、通過量の最も多い国鉄中央線が観測施設から5~7kmの所を北から西に走っている。南側は4~5kmの所を京王帝都電鉄の相模原線及び小田急の多摩センター線が、東方1.5km位の所を西武鉄道是政線がそれぞれ通っており、これらの通行数も少なくない(図3.3)。

(ii) 深度別ノイズレベル

深度別のノイズレベルを測定した結果を図3.8に示す。深さと共にノイズレベルの減衰する様子がよく現れており、著しく卓越した周波数成分はみられず、地表と比べ井底の振幅は1/30~1/50位である。

同時記録の地表成分を単位として正規化してみると、地中ノイズ分布の特徴として次のようなことがあげられる。

- (1) 地表から井底まで、おおよそ指数関数的に減少している。
- (2) 深度0~500m, 2,000~2,400mでの減衰が大きい。地表から深度500m位の間の減衰の大きいことは岩槻井ですでに知られている(山水・他, 1977)。

なお、20Hz付近の振幅が大きい。観測時、固定器により観測装置をケーシングに固定しているが、観測装置及び信号ケーブルの重量が大きいため、信号ケーブルは強く張った状態にある。20Hzの振動はそのために生じたものである。したがって観測装置を井底に固定し、信号ケーブルをゆるめた場合、その振幅は大幅に減る(山水, 1980)。

昼夜の井底におけるノイズレベルの差は、定常観測における記録で2倍程度の差がみられる。原因は観測所を取り巻く交通網(図3.3)にあると考えられる。

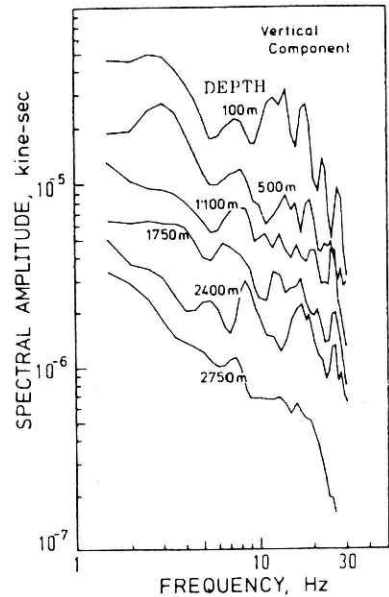


図3.8 府中井における深度別ノイズスペクトル(山水, 1980)

Fig.3.8 Reduction of background noise with depth at Fuchu (Yamamizu, 1980).

(iii) 水伝播ノイズの除去

下総井と同様の措置によって効果的に除去されている。

3.2.2 井底のノイズレベル

ここでは定常観測における井底のノイズレベルについて検討する。

a ノイズの種類とその影響

観測井底に達する外部振動源ノイズとしては、観測井すなわち、ケーシング、信号ケーブル及び井内水と地盤自体を伝播してくるものがある。これらのうち、ケーシングを伝わるものは2～3km級の深度ともなると、考慮する必要がなく、むしろ地盤中に放散する効果の方が大きい。信号ケーブルは、ステンレス鋼線二重外装を施してあり、検層用ケーブルに比し、かなり堅いものであるが、観測装置の井底設置後、余長を繰り込み、ケーシング内壁に螺旋状に強く接触させることによりその振動をケーシングから地盤中に放散させる。このことは、着底寸前の振動レベルと信号ケーブル繰込み後のそれとが格段に違うことからわかる。これらに対し、井内水を垂直方向に伝播する振動は容易に減衰しないので、前項で述べたように吸振ケージや吸振プラグにより効果的に除去できた。この際、振動の反射吸収だけでなく、吸振ケージをケーシングに接触し易い所に取り付け、地盤に振動を放散させる効果も考慮されている。以上の対処によって地盤自体を伝播してくる不可避免的なノイズ以外は十分に小さくすることができた。

b 井底ノイズレベル

これまでの観測諸結果をとりまとめると、井底のノイズレベルは表1のようである。浅層井の場合、井底のノイズレベルは、環境条件と共に地層の硬軟に大きく影響されている(注)。しかし、表1をみると、深層井におけるノイズレベルは、その深さに一義的に関係しているように見える(図3.9)。また、浅層井の場合、道路交通や作業機械などの影響がしばしば顕著に現れるが、深層井においては上述のごとく、その影響は除去されている。

深層井の場合、上記のごとく昼夜のノイズレベルの差がほとんどないため、昼夜、安定した観測が行えている。したがって、ノイズに対して、深層井はその水準の数値上の単純な比較以上に優れているといえよう。

注： 図3.9を見ると、深層井のノイズレベルは $10^{\circ} \mu$ kine級である。浅層井で 20μ kine以下のものはNSIとSMBを除くと、何れも深成岩か先新第三紀系に属するNSIは中新統であるが、特に硬い岩質の所を選んで作井した(塚原・他、1979)。その岩質は、松代地震観測所(南雲・他、1967)に相当すると思う。20ないし 100μ kineの範囲に属するものでは、CHSとMINが先新第三系に属する。 100μ kine級のものは第四系か、それに極近いもので、とても岩盤とはいえない程軟質な地層に属する。

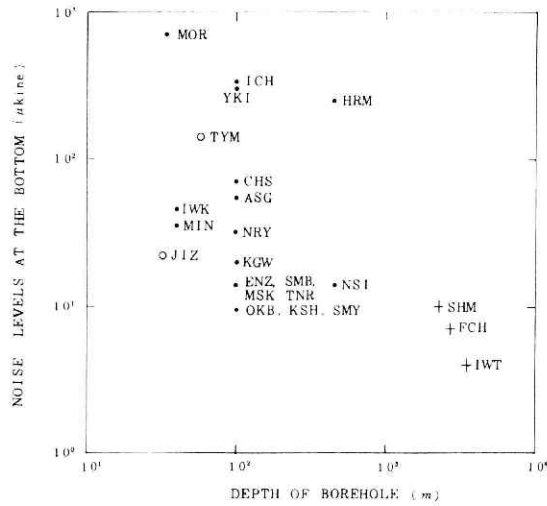


図 3.9 ノイズレベルと観測井深度の関係 (+: 深層井, ●: 浅層井, ○: 横坑の入口よりの距離)

Fig.3.9 Comparison of background noise level at the three deep borehole observatories with respect to depth of the observation well. Cross: deep borehole. Closed circle: shallow borehole. Open circle: tunnel (depth should be read to horizontal distance from the entrance of the tunnel).

3.2.3 ま と め

(1) ノイズは深さと共に、おおよそ指数関数的に減少し、井底では微小地震の周波数帯において岩槻井で1/300、下総井で1/150、府中井で1/220程度に減衰している。

(2) 地表から伝播するノイズは、井内水を伝わるものが顕著である。吸振ケージや吸振ブラグにより、それを減衰させ、観測井付近を通る重車輛の影響も取り除くことができた。

(3) 通常の地表源ノイズの影響は、深層井底には達せず、また、昼夜のノイズレベルの差は極めて小さく、昼夜を通じて安定な観測ができる。

(4) 基盤（先新第三系）中に十分掘り込んだ深層井においては、断層破碎帯等の岩盤の悪い所を避ければ、井底のノイズレベルは岩質（岩石の種類や密度ないし弾性波速度）によらないで、主としてその深さに依存している。

(5) 以上から、基盤に十分掘り込んだ深層井では昼夜を通じてノイズレベルが極めて低く、多額の経費を要したが、次に述べるような高い検知能力をもって、常時安定した観測を行えることが明らかとなった。

3.3 検 知 能 力

ノイズレベルをもとに、深層各井の検知能力を述べる。

3.3.1 マグニチュードと検知範囲

深層井においては表1のノイズレベルの上限の4倍以上の記録を震源決定に使うものとして、マグニチュードと検知範囲（震央距離）の関係を、震源の深さを変えて図3.10に示す。図には、比較のため国立防災科学技術センターの関東東海観測網に属する観測点も示した。その地震検出限界は、常時観測における記録計トリガーのシキイ値〔ノイズレベルの5倍程度、

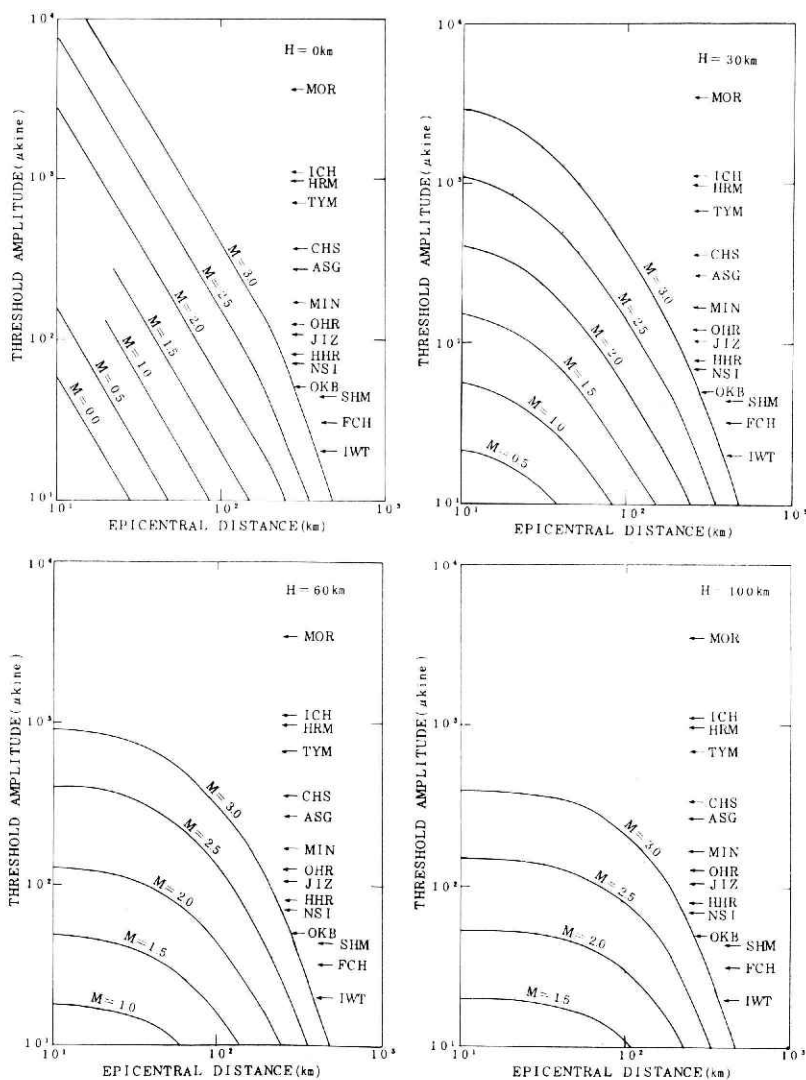


図 3.10 深層観測施設および代表的観測点の震源深度、マグニチュード別地震検知範囲

Fig.3.10 Detection capability of earthquakes with focal depths of 0, 30, 60 and 100 km for the deep borehole observatories (IWT, SHM, FCH) and other typical observation stations.

{ 国立防災科学技術センター, (1980b) }としてある。計算は、渡辺(1971)の式:

$$0.85M - 2.50 = \log Av + 1.73 \log r, \quad (r < 200 \text{ km}) \quad (3.1)$$

$$0.85M - 2.50 = \log Av + 1.73 \log r + 0.0015(r - 200) + 0.0015(r - 200), \quad (r > 200 \text{ km}) \quad (3.2)$$

によった。

これらの式から、観測シキイ値に対応した震源深度とマグニチュード別の地震検知範囲を計算すると図3.10のようなになる。これらの図をみると、岩槻井では $M \geq 1.0$ の地震は震源距離で60km以内、 $M \geq 2.0$ と $M \geq 3.0$ の地震は同じく250km及び400km以内のものをもれなく捕らえられることがわかる。これを、たとえば、伊豆及び東海地方の地震観測で重要な役割を果たしているJIZ(中伊豆観測施設)の地震検知能力と比較してみると、JIZの場合、 $M \geq 1.0$ の地震は震源距離20km以内、 $M \geq 2.0$ と $M \geq 3.0$ の地震はそれぞれ同じく70kmと200km以内のものをもれなく捕らえられるので、岩槻井の微小地震検知範囲がJIZの約3倍にも及ぶことがわかる。岩槻井の検知能力の卓越していることは、検知可能な震央距離、あるいは検出可能なマグニチュードの下限界の相違として、震源の深さが深くなると共に一層大きく現れてくる。たとえば、震源の深さ100kmの場合、岩槻井では $M > 1.5$ の地震がなお観測できる。あるいはJIZのこの深さでの検知能力のほぼ下限界である $M \geq 2.5$ の地震の岩槻井の検知可能震央距離は250kmもある。

岩槻井の実際の検知能力は、気象庁と地震研究所の定めた震源とマグニチュードと対比して、浜田・他(1976)が既に報告している。その結果(図3.11)と、上記計算結果とを比較すると $M = 1 \sim 3$ の範囲で計算から期待される地震検知能力が実現されていることがわかる。

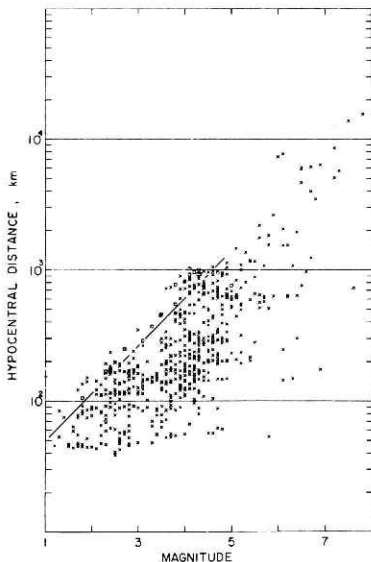


図3.11 岩槻井における地震の検知能力(浜田・他, 1976)(×:検知された地震, □:検知されなかった地震)

Fig.3.11 Magnitude versus hypocentral distance plot for detected (cross) and undetected (square) earthquakes at Iwatsuki (after Hamada *et al.*, 1976).

3.3.2 関東平野における検知能力

各観測井を中心に $M \geq 1.5$ で深さ30km以浅の地震の検知範囲を地図上で示すと、図3.12のごとくなる。この図から、3井で共に検出でき、震源の決めうる範囲は、都心を含む南北約100km、東西約70kmのレンズ状の地域である。横浜や東京湾南部を含む、東京西方から南方にかけての区域が範囲外となり、また、千葉市東方も検出範囲からはずれる。

次に、深層3井で共に検出できる $M \geq 1.0$ の地震についてみると、深さ20km以浅のものについて、江車デルタを覆う程度に限られる。しかし、 $M \geq 2.0$ で、深さ60km以浅の地震を深層3井で共に検出できる範囲は、南北約200km、東西約150kmとなり、関東平野をほとんど覆える。

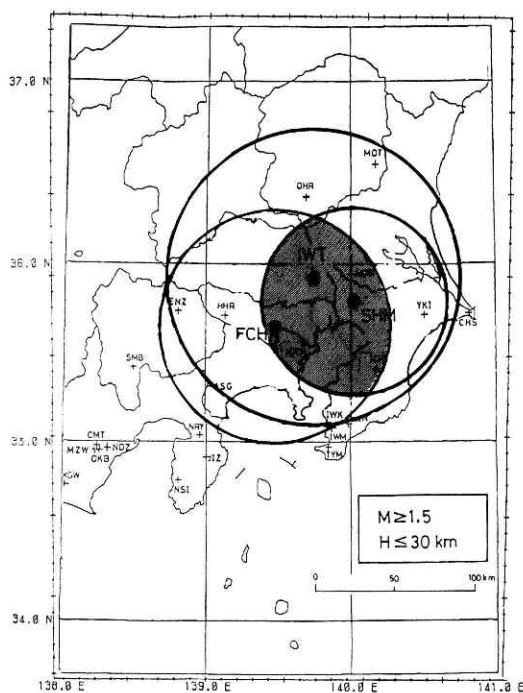


図 3.12 深層3井の微小地震検出範囲 ($M \geq 1.5$, 深さ ≤ 30 km)
 Fig.3.12 Detection range of shallow microearthquakes ($M \geq 1.5$, depth ≤ 30 km) for the three deep borehole observatories.

3.3.3 まとめ

(1) ノイズレベルが低いため、深層井の検知能力は東京周辺の山地に設置された浅層観測井に比してもはるかに高いことがわかった。

(2) $M \geq 1.5$ で、深さ30km以浅の地震についてみると、東京を含む南北100km、東西70kmのレンズ状の範囲内のものが検出できることがわかった。東京西方から南方にかけての区域及び千葉東方の区域が検知範囲外となる。

3.4 S-P時間別ひん度分布

各井観測開始翌年の1年間のS-P時間別の地震の回数を示す。ただし、府中井は観測を開始してまだ日が浅いので、当初の3カ月分にとどめる。

3.4.1 岩槻井

岩槻井の1974年の地震観測回数の分布(図3.13)をみると、S-P時間4秒台に鋭いピークがみられ、7秒前後に山がみられる。4秒台の鋭いピークは8月4日に発生した茨城県南西部の地震(M5.8)に、また、20秒台付近のピークは5月9日に発生した伊豆半島沖地震(M6.9)の余震による。注目すべきは、S-P時間のごく小さい地震(図3.14)が観測されていることで、その最小のものはS-P時間<1.0秒である。これらの地震の初動方向は一様でなく、時には岩槻・下総両井の間に震源の定まるものもあり、発破によるものではない。すなわち、首都圏直下の地殻のごく浅い所で地震の発生していることが、深層観測により、初めて明らかになった。

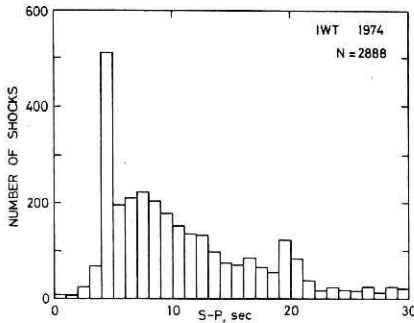


図 3.13 岩槻井で観測された地震のS-P時間頻度分布(1974)

Fig.3.13 Frequency distribution of S-P times for the earthquakes observed at Iwatsuki in 1974.

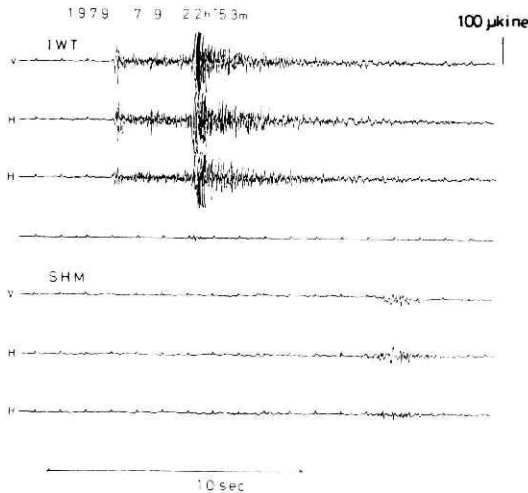


図 3.14 岩槻井で観測された浅い地震の記録例(S-P時間3秒)

Fig.3.14 An example of shallow earthquakes which were recorded at Iwatsuki (S-P time was only 3 sec).

3.4.2 下総井

下総井においては、S-P時間3秒台のものから急に多数観測されており、ここにおいても7秒前後に山が認められる(図3.15)。3秒台のピークは7月26日の姉ヶ崎付近の地震(M4.0)による。下総井においてS-P時間の短い時間が観測されており(図3.16)、その最小のものは2秒台である。

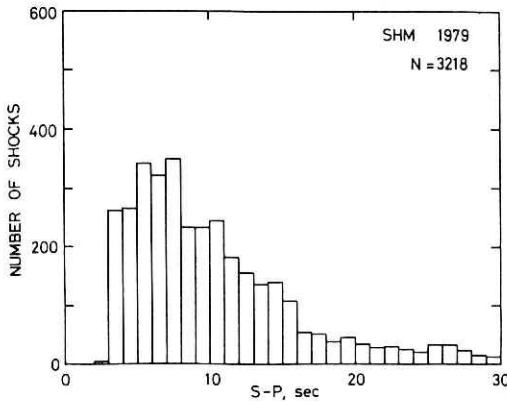


図 3.15 下総井で観測された地震の S-P 時間頻度分布 (1974)

Fig.3.15 Frequency distribution of S-P times for the earthquakes observed at Shimohsa in 1979.

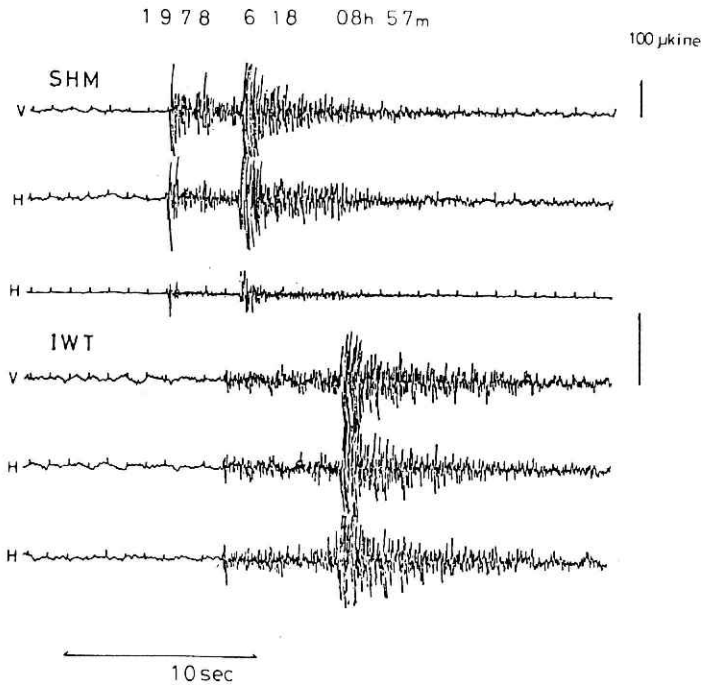


図 3.16 下総井で観測された浅い地震の記録例 (S-P時間3秒)

Fig.3.16 An example of shallow earthquakes which were recorded at Shimohsa (S-P times was only 3 sec).

3.4.3 府 中 井

府中井における観測開始から3ヶ月間のS-P時間<9.9秒の地震の頻度分布を図3.17に示す。図3.17にはS-P時間3秒台と9秒台の所にピークが認められ、9秒台のピーク(10秒台が最も多い)は、伊豆半島東方沖の群発地震による。府中井においてもS-P時間2秒以下の地震が観測されている。なお、S-P時間5秒以下のものの時間別頻度分布をとってみると、昼間に多く、八王子方面の採石発破によるものがかなり含まれている(高橋・他、1981)。しかし、明らかに浅い地震活動が認められる。S-P時間の短い地震(図3.18)の例を示すと、S-P時間<4.0秒の地震の震央(図3.19)は、川崎付近と立川断層北端付近に集中していることが注目される。これらの地震の深さは、川崎付近のものは25~30km、青梅付近のものは15~20kmで、何れも浅い地震である(高橋(末)・他1980)。

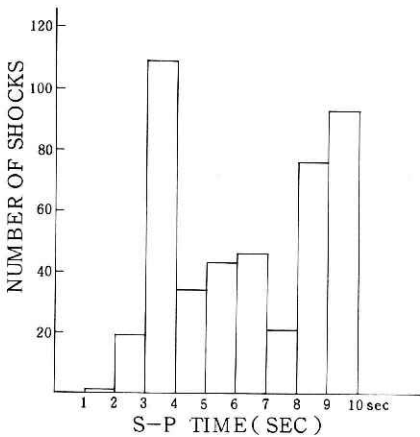


図 3.17 府中井で観測された地震のS-P時間頻度分布(1980年4-6月)
Fig.3.17 Frequency distribution of S-P times for the earthquakes observed at Fuchu in April-June, 1980.

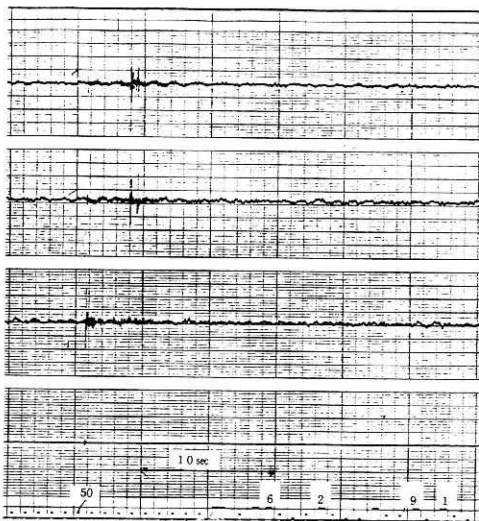


図 3.18 府中井における地震記録(1980年5月14日19時25分、S-P時間3秒)
Fig.3.18 An example of shallow earthquakes which were recorded at Fuchu (S-P time was only 3 sec).

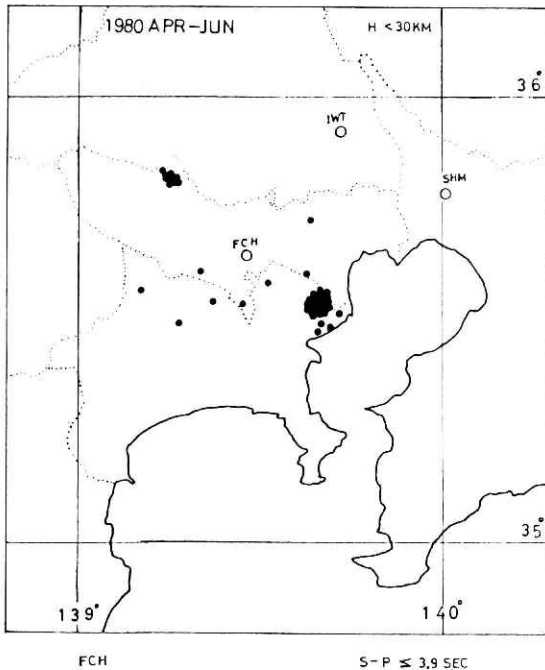


図 3.19 府中井で観測された近い地震 (S-P < 4.0 秒) の震源分布 (1980年4-6月)

Fig.3.19 Epicentral distribution of microearthquakes of which S-P time is less than 4.0 at Fuchu (April-June, 1980).

3.4.4 まとめ

S-P時間別頻度分布で特に注目すべきは、各井ともS-P時間の極めて短いもの(岩槻井: < 1.0秒, 下総井: 2秒台, 府中井: < 2秒)の認められることである。すなわち、浅い地震の存在が確認されたことである。

4. 震源決定精度の改善

微小地震観測網による関東地方全般にわたる微小地震活動の継続的な観測研究は津村(1973)によって始められた。当初、用いられた観測値は関東周縁山地に設けられた地震研究所の微小地震観測点のものである。1973年4月、岩槻井の完成に伴い、その観測値を加えることにより震源決定能力が格段に向上し(津村, 1976), 関東平野から鹿島灘にかけての震源決定精度が改善され、震源の定まる微小地震が、時には2倍程度にも増えた(Takahashi, 1973)。さらに、下総井の観測開始に伴い、S-P ≤ 6秒のものについてみると、当初の3.5カ月の観測で、岩槻を含めた地震研究所の観測で1973~1975年の間に定まったと同数程の微小地震が定まった(笠原・他, 1978)。以下に、深層井により関東地方の微小地震の震源決定精度がどのように改善されたかについて述べる。

4.1 観測資料

関東地方における国立防災科学技術センターの微小地震観測網は現在建設が進行中であり、年々その数が増えているが、ここでは、それらのうち、図4.1に示す観測点の観測値を用いることにする。なお、地震研究所のものは関東地方の微小地震観測に常時用いられている観測点で、東京大学地震研究所津村建四郎助教授の好意により、これらの観測値を使わせて頂いた。

震源決定計算に用いた地殻の地震波速度の分布断面を図4.2に示す。津村が関東の震源決定に用いている、3層モデル(E-3A3)とはやや異なるが、結果に著しい相違はもたらさない。使用した観測値は、1978年4月から1979年3月までの間の1年分で、震源分布に採用したものは、観測点4カ以上にて観測され、O-CのRMSが1.0秒未満のものである。なお、府中井は観測開始してまだ日が浅いので、この震源決定には用いられていない。以下、川崎微小地震観測施設〔HRM、深度540.7m、〔国立防災科学技術センター(1976b)〕〕を含め、岩槻・下総・川崎3井を便宜上Deep Borehole Observatories (DBO)と略称する。

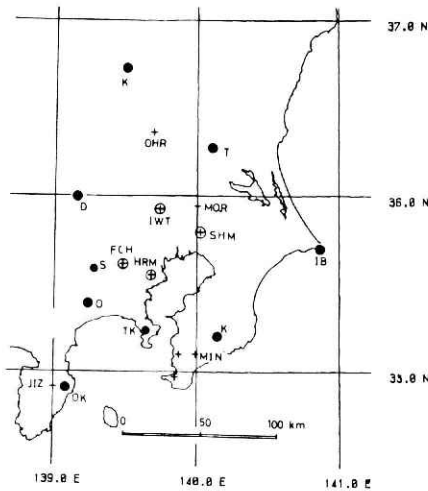


図4.1 関東地方主要微小地震観測所配置図(・:ERI, ⊕:NRCDP深層井, +:NRCDPのその他の観測所)

Fig.4.1 Main stations of micro-earthquake observation in the Kanto District. Closed circle: stations of the Earthquake Research Institute. Cross with circle: deep borehole observatories of NRCDP. Cross: Other stations of NRCDP.

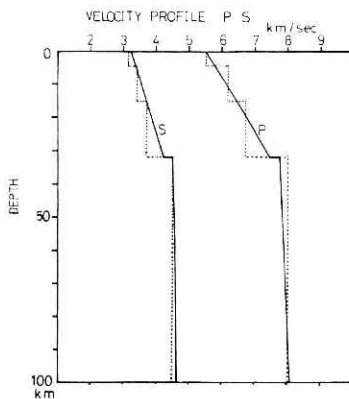


図4.2 震源決定に用いた関東地方の速度構造(実線:筆者, 点線:津村)

Fig.4.2 Velocity models of P and S waves for the present study (solid line) in comparison with the Tsumura's model (dotted line).

4.2 震源分布

4.2.1 震央分布

震央の分布についてみると(図4.3), 深さ0~30kmの震央分布では, DBOの観測値のある場合, 全般的に地震が多く定まっており, 地震活動の活発な地区が特にはっきりしているように見える. 深さ30~60kmのものでも同様の傾向が認められるが, 北緯36°線以南の地震が特に多く定まっているように見える. これらから, DBOの観測値を取り除くと, 地震数で深さ0~30kmのものは73%, 深さ30~60kmのものは57%しか決定できないことがわかった.

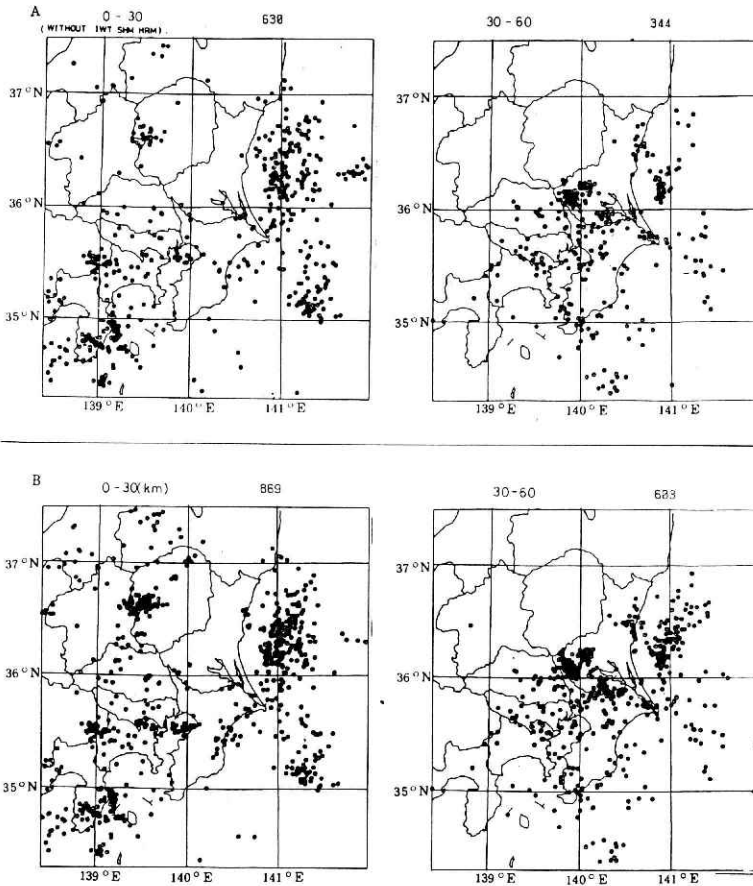


図 4.3 関東地方の微小地震震央分布図 [Aug. 1978—Mar. 1979, 高橋 (1980) .
上:深層観測井のデータを除外した場合,下:深層観測井のデータを加えた場合]

Fig.4.3 Epicentral distribution of microearthquakes in the Kanto District for August 1978-March 1979 (Takahashi, 1980). Data at IWT, SHM and HRM are excluded for the top figures, and are included for the bottom figures.

4.2.2 垂直分布

震源の垂直分布を、北緯36°線と北緯35.5°線の各北側50kmの範囲に分けて、それぞれの東西方向の垂直分布をみると(図4.4)。北緯36°線北側垂直断面(以下36°線断面と略称)についてみると、D B Oのある場合、震源が多く定まり、津村(1973)により明らかにされた東から西下りの微小地震の二層構造が、より明瞭になった。しかし、D B Oのない場合に比べ、その分布に本質的な違いは認められない。また、D B Oのない場合、決定される地震の数は51%に減る。

これに比べ、北緯35.5°線の北側垂直断面(以下35.5°線断面と略称)においては、D B Oのない場合でも震源の定まったものが77%ある。しかし、D B Oの観測値のある場合、東から西下りの微小地震の二層構造がより明瞭になり、特に、震源が全般に浅目になった。既に石田(垣見・他、1977)は震源を再決定し、東京湾の下50~60kmと考えられていたものが、20~30kmの深さになり、東京直下で浅い地震がほとんどないと言われてきたことを考え直す必要を述べている。その後、下総井の観測開始当初3.5ヶ月の観測値を加えた結果でも40km以浅の地震が多数定まった(笠原・他、1978)。さらに1978年度の岩槻・下総両井を含めた観測結果も石田の指摘に調和的となった(笠原・他、1979)。すなわち、従来、東京直下には浅い地震がないと言われてきたが、D B Oの観測値が加わることにより、浅い微小地震活動が明確に把握できるようになった。

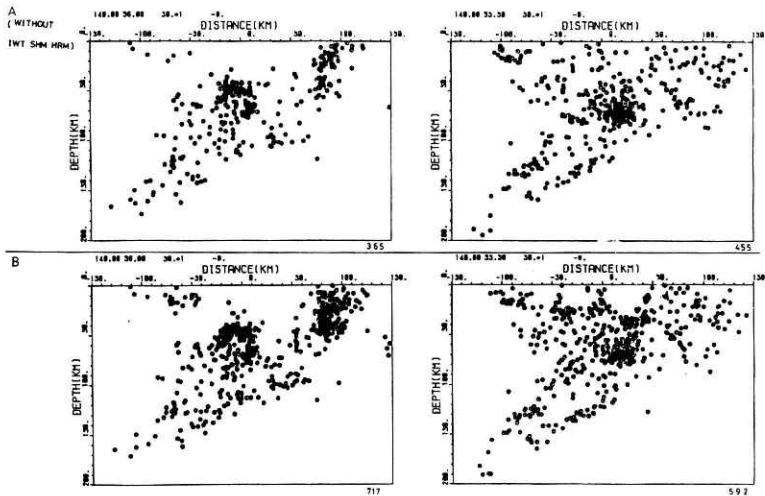


図 4.4 関東地方の微小地震震源東西断面図 (Aug. 1978 - Mar. 1979, 左図36° N以北50km内, 右図35.5° N北50km内)(高橋, 1980)。上: 深層観測井のデータを除外した場合, 下: 深層観測井のデータを加えた場合)

Fig.4.4 Hypocentral distribution of microearthquakes projected on the eastwest striking vertical plane along 36°N (left) and 35.5°N (right) for August 1978-March 1979 (after Takahashi, 1980). Those shocks which are located within 50km to the north of the vertical plane are plotted in the figure. Data at IWT, SHM and HRN are excluded for the top figures, and are included for the bottom figures.

4.3 考察

D B Oの観測値が加わることにより、震源、特にその深さについての決定精度が顕著に改善された理由を考察してみる。

D B Oの建設される以前は、図 4.1 に黒丸で示されている観測所で震源が決められていた。これらは、関東平野周縁山地に建設された観測所で、関東平野中心部の東京や千葉近辺で発生する地震に対しては、震央距離 50～100 kmの範囲にある。

ところで、震源深度別P波走時曲線（構造は図 4.2 に示したものによる）を作ってみると図 4.5 のようになる。この図を見ると震央距離 50～100 kmの所は、震源の深さ 0～50 kmの地震に対するP波走時がほとんど同じ値となり、±1秒位の幅の中に入っている。これから、震央距離 50～100 km位の所の震源深度の解像力の極めて悪いことがわかる。これらに比べ、東京や千葉近辺の地震に対して、震央距離が20～30 km以内に位置するD B Oが加わることにより、震源決定精度が格段に良くなったと考えられる。

4.4 まとめ

- (1) 深層井群が設けられたことにより、東京周辺で高感度観測を行えるようになった結果、東京及びその周辺の直下に浅い微小地震活動のあることが明らかになった。
- (2) 深層井の検知能力が高いため、多数の微小地震の震源を決定できるようになった。特に、関東南半分においてその効果が大きい。
- (3) 震源決定精度、特にその深さの精度が格段に向上した。その結果、後述するように震源分布の微細構造を論ずることが可能となった。

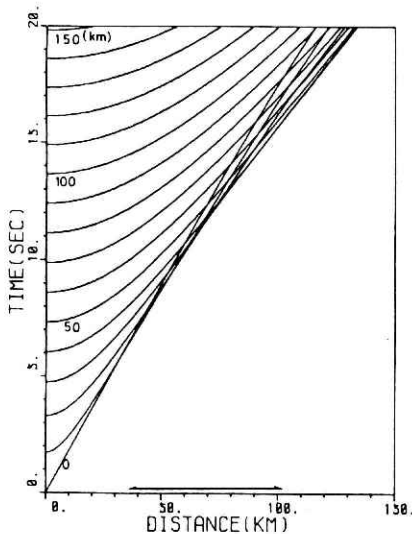


図 4.5 関東地方の震源深さ別P波走時曲線（図 4.2 の構造による）（高橋，1980）

Fig.4.5 Travel time curves of P wave for various focal depths based on the velocity model of Fig. 4.2 (Takahashi et al., 1980).

5. 東京湾北部P型微小群発地震

東京及びその周辺で発生する顕著な地震に先行して、東京湾北部で特異な波形をもつ微小群発地震の発生することが、深層井の観測により、初めて明らかになった。その性質は、いまだ十分明らかにしえていないが、その概要を報告する。

この地震は、伊豆半島沖地震の際に岩槻井の観測記録から高橋末雄（国立防災科学技術センター、1974a）により発見されたものである。この地震の群発後数日から1ヶ月位後に、顕著な地震（以下“主震”と記す）が発生する。後に述べるような波形上の特徴から、この地震を東京湾北部パルス型微小群発地震（以下P型微小地震と略記）と呼ぶことにする。

5.1 特徴

5.1.1 波形

まず、波形上の特徴として、図5.1に示すように、P波及びS波の何れも初動が鋭く、以後の振動が急速に減衰する。時には、ややノイズを含み、典型からはずれる場合もあるが、通常の地震記録と比べてP型微小地震はこの特異な波形によって特徴づけられる。

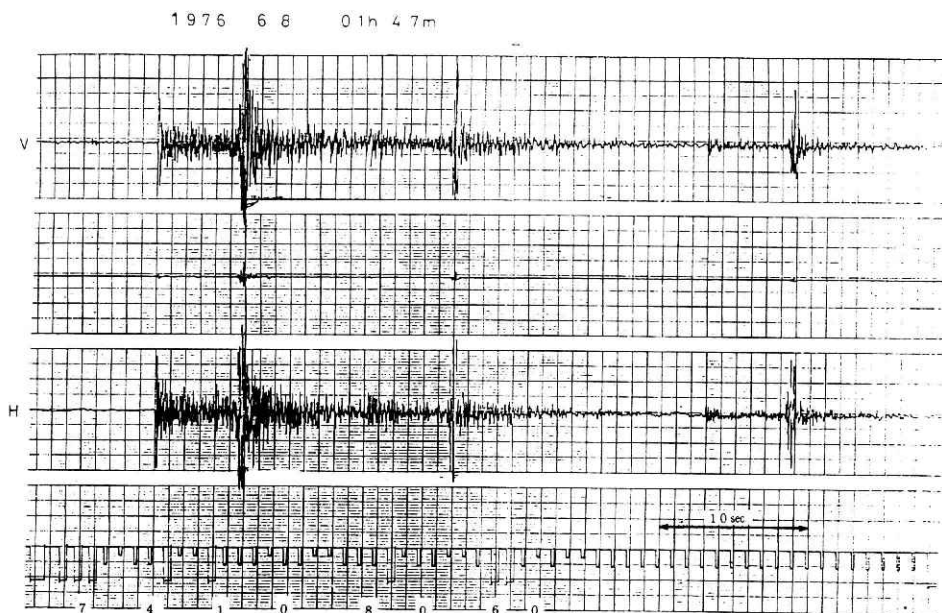


図 5.1 東京湾北部P型微小群発地震の波形（岩槻井における記録：1976年6月8日）
 Fig.5.1 Typical wave form of the "P-type" microearthquakes which occur beneath the northern part of Tokyo Bay.

5.1.2 発生場所

P型微小地震のS-P時間は岩槻井で5.0~6.2秒、下総井で4秒台、府中井で5.0±0.5秒程度と、何れも1秒位の範囲に限定されている。しかも各群発地震に際しては、S-P時間はほとんど0.1秒程度の変動しか示さず、極めて限定された区域でそれらが発生していることが最近わかってきた。その例を表6に示す。その発生域は規模の大きいものについてしか定まっていないが、図5.2に例示するように、ほとんどの場合、東京湾北部である。その深さは20~50kmの範囲にあり、東京付近のこれまでの東西断面では微小地震の発生していないとされていた区域(図4.4の140°E線付近)に属する浅い地震である。

表6 P型微小地震観測例(1980年9月1~2日)
Table 6 An example of observational data of the P-type microearthquake swarm which took place in September 1-2, 1980.

日時分	岩 槻		下 総		府 中		規 模 (M)
	P秒	S-P	P秒	S-P	P秒	S-P	
1 23 40	4 0.0	5.1秒	3 9.5	4.4秒		5.0秒	1.0
23 42	0 1.1	4.9	5 9.6	4.4		4.9	0.8
2 00 02	3 8.9	5.0	3 7.6	4.4		4.9	2.6
00 07	1 1.0	5.0	9.7	4.4		4.9	2.2
00 10	5 4.7	5.3?	5 3.3	4.4		5.0	1.0
00 14	1 2.9	5.0	1 1.6	4.4		5.0	2.3
00 22			1 4.2	4.4		4.8	
00 23			9.8	4.4			
00 29	3 9.4	5.0	3 7.9	4.4		4.8	1.0
00 32						4.8	
01 19	5 6.2	5.0	2 4.7	4.4		4.9	1.1
02 23						4.7	
07 26	3 1.8	5.1	3 0.3	4.5			0.4
07 53	2 7.5	5.0	2 6.1	4.4		4.9	1.2
07 58	0 0.1	4.9	5 8.7	4.4		4.8	2.2

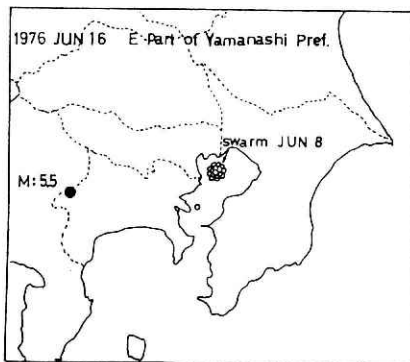


図5.2 P型微小地震の震央分布例(高橋(末), 1978)
Fig.5.2 Epicenters of the "main shock" and the P-type microearthquake swarm for Case 3 in Fig.5.3 (M. Takahashi, 1978).

5.1.3 規模

その規模はマグニチュード1級のものが主で、時にマグニチュード2ないし3のものもみられる。このように規模が小さいため、関東平野周辺の山地の観測所からでは、このP型微小地震は検出されなかったのである。

5.1.4 発生様式

P型微小地震の発生様式(時間的経過)を図5.3に示す(Takahashi *et al.* 1979)。ここに示したものは1973年4月以降、1979年末までに発生した全ての例である(ただし、稀に1個ないしごく少数個、孤立的に発生した例を除く)。この図の日別回数(0時から24時間の回数)である。発生様式をA、Bの2型に分けた(高橋(末)・他、1979)。

A型のもは短時間に群発し、その後、数日ないし10日間位の静穏期をはさんで“主震”の発生をみるものである。その発生状況を時間別回数で示すと、図5.4のようである(高橋(末)、1978)。すなわち、4~12時間位の間集中的に群発し、以後は発生しないか、ごく少数散発するに留まる。例9は例10と一部重複しているか、あるいは、例10の一部であるか判別に苦しむ例である。そのため、発生状況がこの型の典型からやや離れている。しかし、例9の“主震”の前と後でP型微小地震の震央域がやや移動しており、一応分離して2例とした。

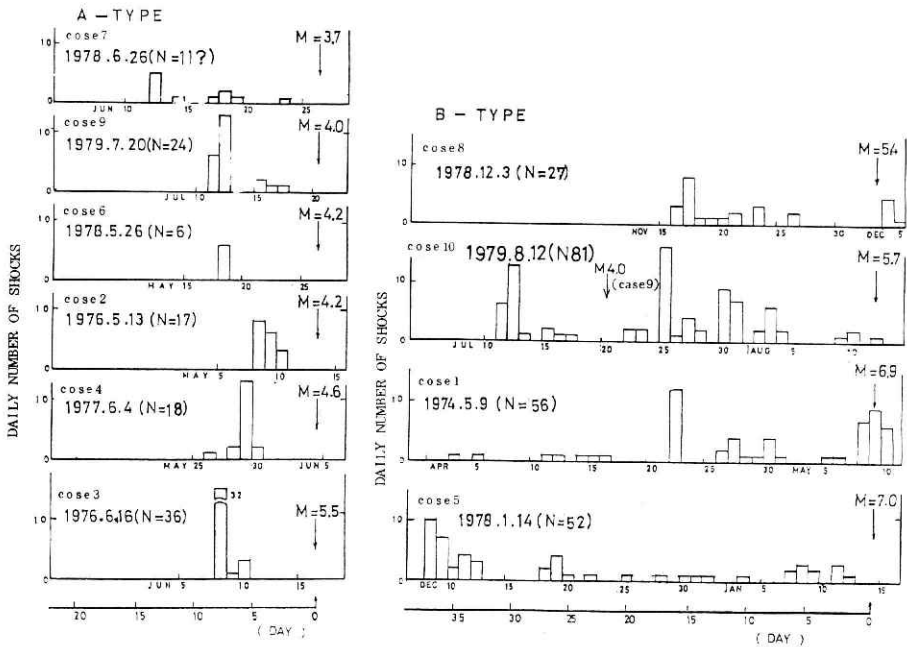


図 5.3 P型微小地震の発生様式
Fig.5.3 Time sequence of the P-type microearthquake swarms.

B型としたものは、A型とは対照的に断続的に1カ月前後の長期にわたり発生するもので、A型を集中豪雨にたとえれば、こちらは梅雨にでもたとえられるものである。B型の活動にピークのみられるものと、そのようなものがはっきりとは認められないものがある。“主震”発生後、群発はピタリと止む（たとえば例10）。しかし，“主震”が伊豆半島方面である場合、発生後も数日位あとをひくことがある（例1，例8）。この現象は伊豆半島の地震が群発型であること，“主震”の後、やや離れた所で強い余震の発生をみること（伊豆半島沖地震，伊豆大島近海地震）などと関係があるかも知れない。

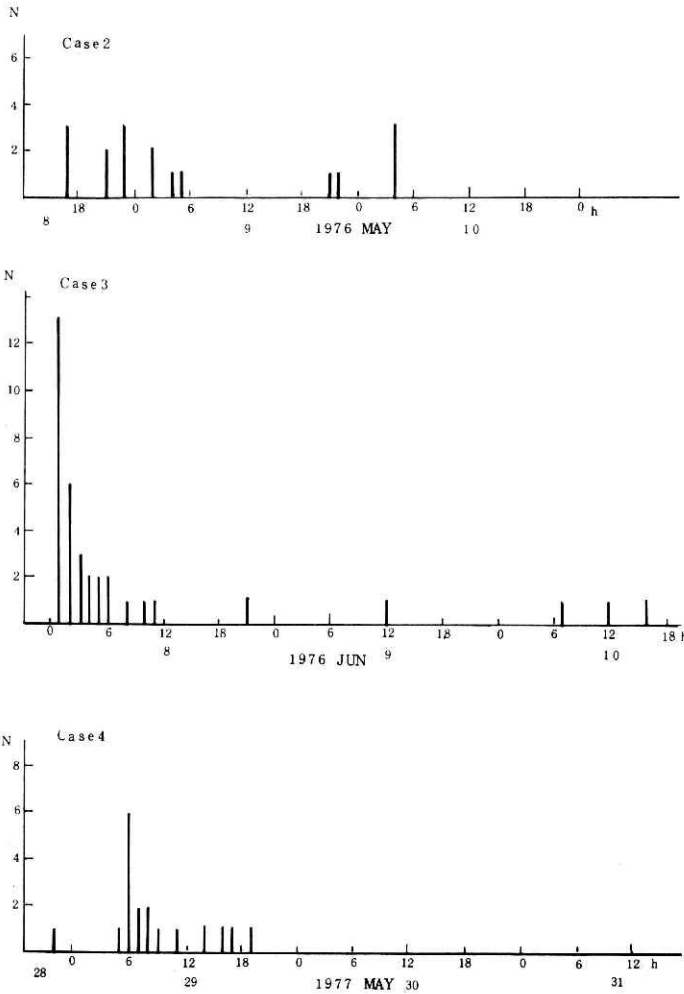


図 5.4 P型微小地震（A型）の時間別発生状況（高橋（末），1978）
 Fig.5.4 Some examples of hourly number of shocks for the A-class activity of the P-type microearthquake swarm (M. Takahashi, 1978).

5.2 “主震”との関係

ここに“主震”とした顕著な地震は、P型微小地震の集中的発生後比較的近い時期に発生し、その後はP型微小地震の群発をみないことから、この群発に関係ある地震と認められるものである。

5.2.1 “主震”発生場所

“主震”の震央を図5.5に示す。震央に付した番号は図5.3の例の番号である。

これからわかることは、東京湾北端に原点をとると、“主震”の分布域は第3象限（南西象限）の領域に限られることである。東京西部で発生した1979年5月5日の青梅付近の地震（M4.7、深さ20km）の場合、P型微小地震がまったく発生していないことから、“主震”分布域の西方向の限界線は、東京湾北端の原点から例2の北側を通り、五日市あたりを通る東西の線、すなわち、北緯35°44′あたりの線と考える。その南方向の境界線は、真南から東に15°程傾いた線となる。この線の近傍は中小地震の多発する所であるが、僅かな差でP型微小地震の発生がみられたり、みられなかったりする。たとえば、例4の地震の少し東寄りで発生した1975年12月15日の地震（M4.6、深さ60km）はP型微小地震を伴っていない。

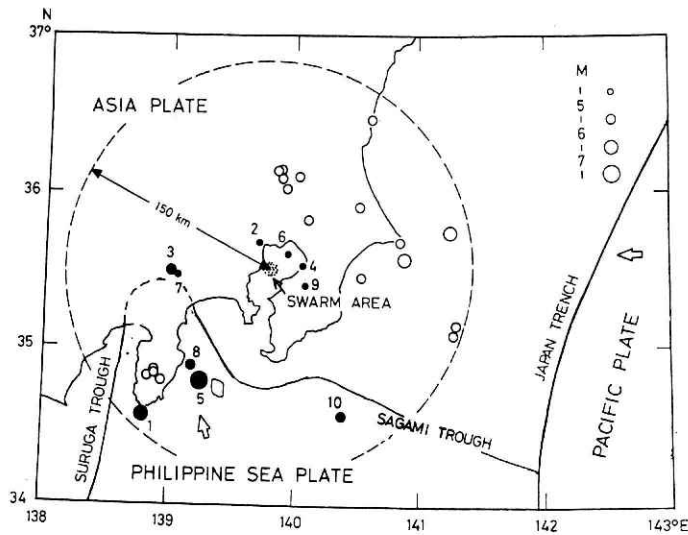


図5.5 P型微小地震の“主震”(黒丸)の震央分布(1974年1月~1979年12月)番号は図5.3の番号に対応する。同期間に気象庁によって震源が決められた、 $M \geq 5.0$ 、深さ60km以浅の地震(白丸)もあわせ示してある。

Fig.5.5 Distribution of the “main shocks” preceded by the P-type microearthquake swarm for the period of January 1974-December 1979. Major shallow shocks ($M \geq 5.0$, depth ≤ 60 km) which occurred in the same period are also plotted by open circles. The earthquake number corresponds to the case number in Fig.5.3.

図 5.5 からもう一つわかることは、A 型の“主震”は東京湾か東京の直下に発生しており、遠いものでも山梨県東部とされていることである。これに対し、B 型は相模トラフの潜り込む側、すなわち、フィリピン海プレート側に発生しており、その多くは伊豆半島東側である。すなわち、東京湾北部 P 型微小群発地震の“主震”と思われるものは、相模トラフの北域—関東大地震の破断域とその南北両延長部分の両側、幅約 75 km 位の範囲で発生している。P 型微小地震の発生様式は対応する“主震”の位置が、フィリピン海プレートの側にあるか、その上盤側にあるかによって異なるように思われる。

5.2.2 先行的特徴

P 型微小地震の先行現象としての特徴は次のようである。

a 発生回数

発生回数と“主震”の規模との間には、図 5.6 に示すような関係がみられる。発生回数の多いもの程、“主震”の規模は大きい。2～3 の例外を除くと、規模に対する最小の個数があるようにみえる。図 5.6 からその限界線を求めると、

$$M = 4.89 \log N - 1.39 \quad (5.1)$$

となる。これから、その最小回数を求めると、M 8.0 で 83、M 7.0 で 52、M 6.0 で 32、M 5.0 で 20、M 4.0 で 13 となる。この値は最小であるから、実際は 20 程度で $M < 5.30 \sim 4.0$ 個で $M \leq 5.5$ 、50 以上で $5.5 < M < 7$ とみればよい。

b 先行日数

群発が始まってから“主震”までの日数（先行日数）を図 5.7 に示す。この場合も、“主震”の規模が大きい程、先行日数が長い傾向がみられる。この図から、2、3 の例外を除いて、“主震”の規模と群発開始からの日数（D）の間に、

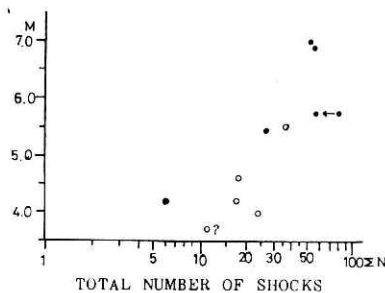


図 5.6 P 型微小地震の発生数と“主震”の規模との関係

Fig.5.6 Relationship between magnitude of the “main shock” and total number of the associated P-type microearthquakes.

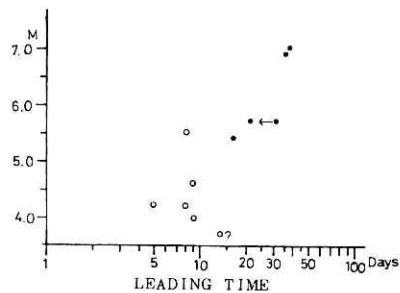


図 5.7 P 型微小地震の先行日数と“主震”の規模との関係

Fig.5.7 Relationship between magnitude of the “main shock” and leading time of the P-type microearthquake activity.

$$M = 4.0 \ 3 \log D + 0.6 \ 8 \quad (5.2)$$

という関係が得られる。この式から、M 8.0で66日、M 7.0で37日、M 6.0で21日、M 5.0で12日、M 4.0で7日という日数が得られる。しかし、これまでに得られたA型に続く“主震”の規模は、 $M \leq 5.5$ であり、この場合は1週間か10日位で“主震”の発生をみている。B型の場合は“主震”の発生まで、 $M \leq 6$ の場合で20日程度、 $M \approx 7$ の場合で35日程度経過している。ただし、見方によってはA型とB型では別の群をなし、前者には規模と先行日数の間に明瞭な関係がないようにもみられる。

c 規模

“主震”の規模とP型微小地震の規模の間にも、正の相関がみられ、特に、群発中の最大のP型微小地震の規模と“主震”の規模の間に相関がみられるようである(高橋・高橋(末), 1978)。主震と前震の最大規模との関係について、中国で36個の地震から求めた式がある(呉開統・他1976)：

$$M = 2.5 \ 8 + 0.8 \ 7 M_1 (\pm 0.6 \ 8) \quad (5.3)$$

(M：主震の規模, M_1 ：最大前震の規模)

呉開統・他(1976)の資料に、P型微小地震各群発例中最大のものの規模を記入した(図5.8)。少数例による推定ながら、“主震”との関係を示す回帰直線の傾斜は、大きく、次のようである。

$$M = 2.0 \ 7 M_1 - 1.2 \ 7 \quad (5.4)$$

この式からM 8.0で4.4, M 7.0で4.0, M 6.0で3.5, M 5.0で3.0, M 4.0で2.5という値が得られる。これまでの例からは、本震が $M < 5.0$ の場合、P型微小地震の最大のものの規模は2.5程度、同じく $M \approx 5$ では3.0~3.5, $M \leq 7.0$ では3.5程度である。

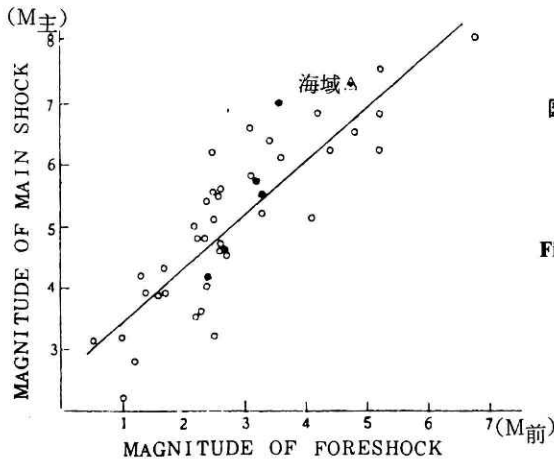


図 5.8 P型微小地震群の最大地震と“主震”のマグニチュードの関係(黒丸)白丸及び直線は呉開統・他(1976)による最大前震と主震のマグニチュードの関係を示している。

Fig.5.8 Relationship between magnitudes of the “Main shock” and the largest shock of the preceding P-type microearthquake activity (solid circle).

Data showing positive correlation between magnitudes of the largest foreshock and the main shock (Wu et al., 1976) are also plotted (open circle).

5.3 m 値

発生個数の多い例5と例10について、石本・飯田の係数 m を計算した所(図5.9)、何れも通常の主震・余震の場合より小さい値を得た。P型微小地震の震源域と“主震”のそれとは空間的に異なっている場合が多いが、前震活動について、しばしば指摘されているのと同様に、小さな m 値の得られたことは興味深い。

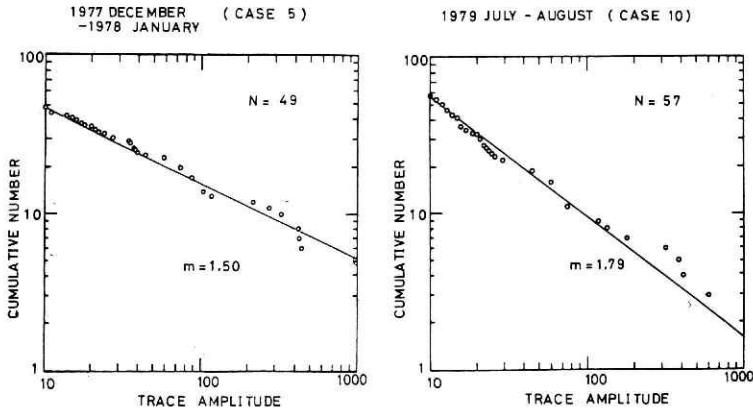


図 5.9 P型微小地震の m 値(例5と例10)
 Fig.5.9 Inshimoto-Iida's coefficient m for Cases 5 and 10 of the P-type microearthquake swarm.

5.4 統計的検討

東京湾北部のP型微小地震に引続いて発生した顕著な地震を“主震”とみなし、1974年以来、例を重ねつつ両者の関連を考察してきた。5.2では、その結果を述べた。しかし、このようなP型微小地震の群発と顕著な地震—“主震”との対応は偶然的な見掛け上の現象に過ぎないかも知れない。この点につき、ここで簡単な統計的検討を行っておく。

いま、P型微小地震と何らかの関係をもつ可能性のある地震は、東京湾北部から震央距離150km以内、深さ60km以浅の地震であるとしておく。この条件を満たす地震は、1974年から1979年までの6年間に下記の通り発生している(地震月報の震源報告による)。

M 4.0 以上	204 個	平均 3.40 個/年
M 5.0 以上	23 個	平均 3.8 個/年
M 6.0 以上	4	0.67
M 7.0 以上	1	0.17

平均生起頻度 s 回/時間の独立事象が t 時間に x 回起る確率 p は次式で与えられる。

$$p(x) = \exp(-st) \frac{(st)^x}{x!} \quad (5.5)$$

この式から、 t 時間に一回も起らない確率は、

$$p(0) = \exp(-st) \quad (5.6)$$

となる。したがって、上述の浅発地震が時間的にランダムに発生しているものと仮定すると、ある t 時間内に少なくとも1個の地震が偶然に発生する確率は、

$$q = 1 - \exp(-st) \quad (5.7)$$

となる。この式に $s = 3.4$ 個/年、 $t = 0.1$ 年を代入すると、 $q = 0.967$ をうる。これは、P型微小地震が始まってから0.1年以内に偶然にM4.0以上の“主震”の発生する確率である。“主震”のマグニチュードのしきい値を変えた場合の q の値を表7に示す。

ところで、上記6年間に観測されたP型微小地震の群発総数は $m = 10$ であるが、“主震”のマグニチュードのしきい値を4.0にとった場合、うち $n = 9$ 例がおよそ0.1年以内にその発生を見ている。 m 例中 n 例までこのようなP型微小地震-“主震”の対応が偶然に現れる確率は、

$$Q = \sum_{k=n}^m C_m^k q^k (-q)^{m-k} \quad (5.8)$$

で与えられるから、(5.8)式に $q = 0.967$ 、 $m = 10$ 、 $n = 9$ を代入すると $Q = 0.96$ が得られる。これは、 $M \geq 4.0$ の地震に対して、上述してきたP型微小地震-“主震”の対応が10例中9例までに現れたのは単なる偶然であるという確率である。すなわち、“主震”のマグニチュードのしきい値を4.0とするならば、観測されたP型微小地震-“主震”の対応関係は96%の信頼度で偶然によるものと結論される。しかし、マグニチュードしきい値を5.0以上とすると、表7に示すように $Q = 0.18 \sim 0.16$ となり、偶然であるという確率は大幅に減少する。したがって、東京湾北部から震央距離150km以内に発生する $M \geq 5.0$ の浅発地震を対象とすれば、P型微小地震がこれらの地震と何らかの関係をもって先行的に発生している可能性は高いといえよう。

表7 総数 $m = 10$ 個の swarm の中、 n 個以上に偶然で“主震”を伴う確率：Q
Table 7 Statistical check of the temporal correlation between the P-type microearthquake swarm and the “main shock” under the assumption of stationary random occurrence of earthquakes. Q is the probability that n or more cases among the total number of the swarm ($m = 10$) are accidentally followed within 0.1 year by at least one earthquake of the corresponding magnitude range.

主震のマグニチュード	s	q	m	n	Q
3.0 以上	-	-	10	10	-
4.0 "	3.4	0.967	10	9	0.96
5.0 "	3.8	0.316	10	5	0.18
6.0 "	0.67	0.065	10	2	0.16
7.0 "	0.17	0.017	10	1	0.16

s, q, m, n は本文参照

5.5 今後の課題

P型地震は岩槻井で1974年伊豆半島沖地震に際して発見されて以来、群発発生の際に“主震”との関係を考察し、あるいは“主震”の予測を行い、事例を重ねつつ上述のようなことがわかってきた。

現在は群発が検出されると、その発生頻度から一応、A型かB型かを仮判別する。すなわち、1日程度の間集中的に発生した後、その発生を見ないようであると「A型、ただしB型の場合あり」とする。そして、1週間ないし10程度後に、東京湾付近かその西方にその発生個数から予想される規模程度の地震があるものとしてその後のP型微小地震の発生状況を見守る。その後もP型微小地震が散発したり、1週間ないし10日過ぎても“主震”と思われるものがない場合B型として、その後の動向を見守っている。

P型微小地震を先駆に伴う地震と伴わない地震との間にかなり明確な境がある。ただし、千葉側では、その境が微妙であると共に、これまでの観測精度では、その位置を精度よく明らかにし得てない。

府中井の現地観測開始と共に、表6に例示したように、岩槻・下総井で観測されても、府中井で観測されない例がみられる。府中井と他の2井の間に、地震波の伝播上障害となる構造があるのかも知れない。

深層3井の完成により、東京を中心とする関東平野中心部の高精度観測が可能となったので、今後はP型微小地震の震源が、多数精度よく決められるようになる。その震源分布や発震機構、その他の性質を明らかにしたい。

さらに、P型微小地震と“主震”の関係を見掛け上の経験的なものとしてではなく、関東地方南部、特に相模トラフ北部のフィリピン海プレートの潜り込みとの関連で解明していく必要がある。

6. 関東地方の微小地震活動

関東地方の微小地震は、既に述べたように、深層井による観測開始に伴い、震源決定精度が格段に向上し、震源の決まる地震も著しく増した。その結果、従来から知られていた関東地方の地震の巣(宇佐美, 1978)の震源分布が立体的に明確となり、地震の巣を統一的にとらえることができるようになった(笠原, 1980)。

6.1 震源分布の特徴

6.1.1 浅い地震(深さ30km以浅)

伊豆半島とその周辺の海域で地震活動が活発であるが、伊豆半島の北部は目下のところ静穏である。

山梨県東部から、東京湾北部を横断する東西方向の地震活動の活発な帯がみられる。山梨県東部の地震活動は従来より知られていたものであるが、その東側の地震活動は深層井による観測が始まってから明らかとなったものである。この地震活動帯の北側の輪郭及び山梨県東部の地震の巢の西側の境(南北方向)が明確になった。なお、この活動帯には八王子構造線(南北走向)に切られる付近と羽田沖に切れ目が見られる。この山梨県東部-東京湾北部の地震活動帯は、貝塚(1973)が関東地震性地殻変動区の北限と推定している秦野-横浜沈降帯とも或る程度一致している。

山梨県東部-東京湾北部地震活動帯の北側には地震活動の不活発な帯があり、これも深層井による観測で明らかとなった(笠原・他, 1978)ものである。都心の北西方と青梅付近に地震活動が散発している。1979年5月5日の青梅付近の地震は、立川断層北端付近で発生したもので、その発震機構は立川断層の活動方向と一致している(笠原, 1980)。埼玉県西部から栃木県西部にかけての北北東-南南西走向の地震活動の活発な群は従来から知られていたもの(津村, 1973)であるが、その分布域が明瞭になった。埼玉県東部、北緯 36° 線付近の地震の線状配列は大宮台地北部、桶川市付近のもので、荒川断層に平行な活褶曲の背斜軸の所に当たる。ほぼ定常的に散発していることが岩槻井の観測(S-P時間:3秒)で明らかになった。背斜軸は北西-南東走向であるので、地震活動の軸は 60° 位時計廻りに斜交している。

東経 140° 線付近から東側は、その西側に比べ地震活動は不活発である。しかし、利根川下流域、九十九里浜沿いに地震活動が見られる。鹿島灘沖と九十九里沖には浅い地震活動が活発である。

6.1.2 やや深い地震(深さ30~90Km)

深さ30km以深(図4.3, 6.1)では、伊豆半島の地震活動は消え、伊豆半島-栃木県東部へかけての浅い地震活動の活発な所は全体に不活発となり、それ以東の地域での地震活動が活発となる。そのことは、地震活動の垂直分布にもよく現れている。なお、相模湾の地震活動は浅い地震も不活発(Shimazaki, 1971)であるが、60km以浅のものが少数個観測されている。

関東平野中心部の茨城県南西部、霞ヶ浦南西部、千葉県中部に地震活動の特に集中している所が見られる。茨城県南西部のものは2群に分かれていることが明確となった。その西側の群は北西・南東走向に帯状分布していることが明らかとなり、その南東の端は関東平野を南北に

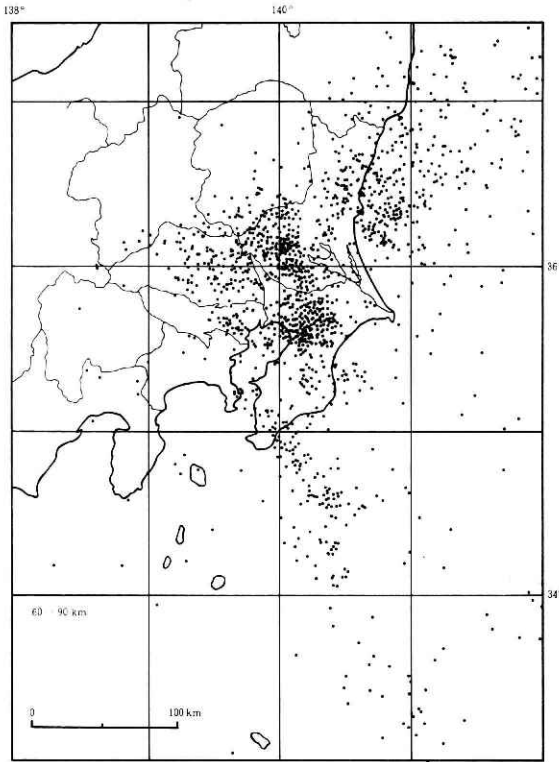


図 6.1 関東地方の震源分布（深さ 60～90km, 1978年 4月～1979年 3月及び1979年 7月～1980年 6月, 笠原, 1980)

Fig.6.1 Epicentral distribution of microearthquakes with focal depth of 60-90km in the Kanto District for August 1978-March 1979 and June 1979-January 1980 (Kasahara, 1980).

切る鳥山-菅生沼構造線の直下で終わっている。その東側の群は鳥山-菅生沼構造線の南部が 2つに分岐している所(垣見・他, 1973)の直下に当たる。この地震群は霞ヶ浦南西部のものと共に、茨城県南西部西側のものと平行なもうひとつの北西-南東走向の地震活動帯を形成する。千葉県中部の地震群は60kmより深いものが主体をなし(図6.1), 垂直分布(図4.4)で明らかに見られるように、太平洋からの西下がりの二重深発地震面と西から東下がりの地震活動の活発な群との交点付近に著しく集中している。従来から、この付近で地震活動が非常に活発であることがわかってきた。深層観測により震央決定精度が格段に向上したため、垂直断面でみて、60～70kmから70～80km位の深さ(西下がり)で、おおよそ40km位の長さの線上に地震活動が集中的に発生していることが明らかとなった。以上の他、地震活動の活発な所としては、埼玉県中部から房総半島南部を経て更に南々東方向にのびる活動帯がみられる。また、九十九里沿岸から沖合にかけても地震が散発している。鹿島灘には、東北地方東方沖の活発な地震活動帯の延長(鈴木将之・他, 1980)がみられる。その分布は、常磐沖からの高磁気異常帯(堀川・他, 1978)ともよく一致している。その南の地震活動のやや不活発な所は、霞ヶ浦南方を北東方向に走る中央構造線の伏在が推定されている所で、弾性波探査では反射波が得られず、磁気探査からも20～40kmの幅をもった磁気異常帯をなす所で、

超塩基性岩の貫入の推定されている所(堀川・他, 1979)に当たる。鹿島灘の地震活動域ではその西側を画する線が明瞭に認められるが、これは双葉断層とはほぼ平行な棚倉破砕帯の延長線上に当たる。

6.1.3 深発地震(90 Km以深)

既に述べたが、東北日本で典型的にみられる東から西下がりの深発二重面{津村(1973); 東北大学微小地震研究グループ(1974); 海野・他(1975)}が深層井の観測値の加わることにより、震源決定精度がよくなり、浅所より深さが200km位にかけての二層の面分布が明瞭に認められるようになった。その結果、東北大学の観測網により得られているそれと一体的にとらえられるようになった(鈴木将之・他, 1980)。今後は、その微細構造を論ずることも可能と思われる。なお、上下二面の間隔はおおよそ50kmである。

6.2 関東・東海地方のテクトニクスの一モデル

関東地方から東海地方にかけての地震活動の立体的分布が明瞭になったことから、太平洋プレート、フィリピン海プレート及びアジアプレートとの会合している関東から東海地方にかけてのプレートの運動を統一的に説明するモデルを提唱できる段階に達した(笠原, 1980)。その概要は次の通りである。

6.2.1 統一モデルの概要

まず、フィリピン海プレートは大局的にはアジアプレートに対し北西進しているが、伊豆半島付近で、東翼(I)、中央部(II)、西翼(III)に分断されている(図6.2)。IとIIとの境は、丹那断層に代表される南北走向の左ずれ断層(SL)、IIとIIIとの境は、石廊崎断層に代表される西北西-南南東走向の右ずれ断層(SR)である。これらは幅をもった遷移帯で隔

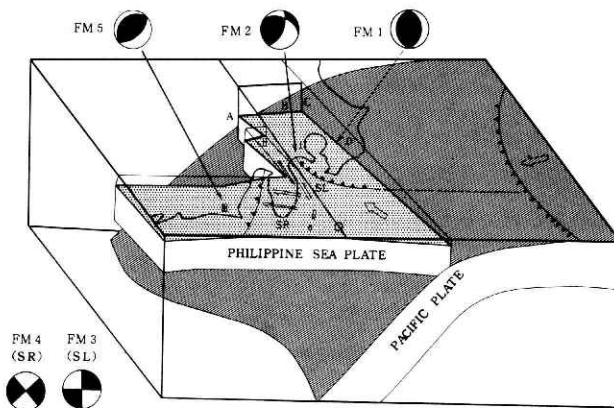


図6.2 関東・東海地域のテクトニクスを説明する統一モデル(笠原, 1980)

Fig.6.2 The "Unified Plate Model" to interpret the tectonics of the Kanto Tokai area (Kasahara, 1980).

てられているので、両者の発達している地域は「伊豆シアゾーン」と呼ばれている。

フィリピン海プレート東翼（Ⅰ）はSLによって、関東平野の地下に送り込まれ、その北端（図6.2のA-B）は、埼玉県北部から茨城県中部に達している。その東端（図6.2のC-D）は深さ50～80kmで太平洋プレートに接触し、ガイドされている。

中央部（Ⅱ）は、山梨県東部でアジアプレートに突き当たっている。

西翼（Ⅲ）は、SRによって駿河湾西方に送り込まれている。

6.2.2 震源分布との関係

図6.3はa-b, c-d, e-fと記した範囲の震源の垂直分布である{大竹(1980), 図4.3; 4.4; 6.1参照}。

(1) 関東地方の地震活動は深さ30～90kmについてみると、図6.2のA-B以南かつC-D以西の地域で際立って活発である。この地震活動は東に傾斜し、同時に北方へ傾き下るフィリピン海プレート東翼の形状を映し出している。

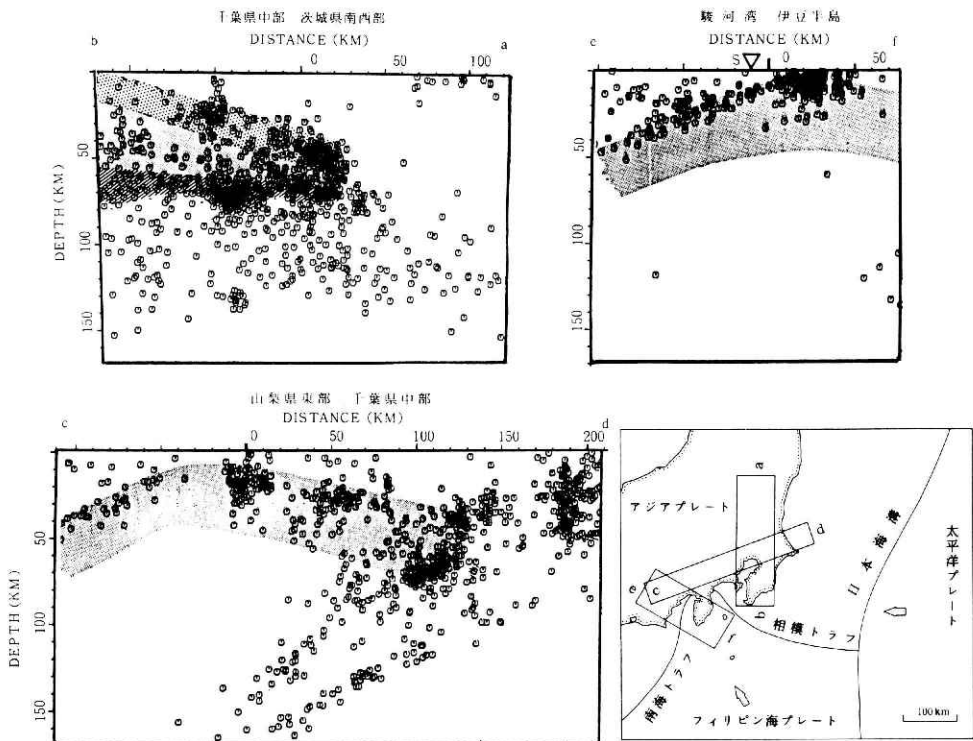


図 6.3 関東・東海地域の震源の深さ分布 (笠原, 1980)

Fig.6.3 Hypocentral distribution of earthquakes projected on the vertical planes, a-b, c-d and e-f. The earthquakes located in the respective rectangles are plotted in the figures. Shaded portion pictures the Philippine Sea plate.

- (2) 茨城県南西部—千葉県中部の深さ60～90kmの地震多発帯は図6.2のC-Dに一致している。この地震多発帯はさらに南方へのび、八丈島東方まで続いているように思われる。
- (3) 山梨県東部の地震多発域は、図6.2のIIの北端に当たる。
- (4) 西翼部IIIに対応して、駿河湾から北西へ傾き下る地震面が認められる。

6.2.3 発震機構

このモデルから期待される発震機構パターンは次のようになる。

(1) FM1は太平洋プレートが西方に沈み込みながらフィリピン海プレートの東端を削り取るようにして起る逆断層型の地震で、茨城県南西部・千葉県中部の深さ60～90kmの地震の圧倒的多数がこの型に属する。フィリピン海プレートの北方へのスリップに対応した水平右ずれ成分の卓越した地震も幾つかみられる。

(2) FM2はフィリピン海プレートの上面とアジアプレートの境界に発生する水平低角度逆断層型の地震である。1923年の関東地震、茨城県南西部や埼玉県中部の深さ30～50kmの地震がこれに属する。これらの地震はほぼ北西—南東方向の主圧力軸をもち、フィリピン海プレートの進行方向と調和する。東京湾北部で時々頻発する、深さ30km前後の小規模地震も同じ型の発震機構を示す。

(3) FM3, FM4は伊豆シアゾーンに対応するストライクスリップ型の地震である。伊豆半島地域の大きな地震は、発震機構のわかっている限り、例外なくこの型に属する。

(4) FM5はフィリピン海プレート西翼の潜り込みに伴う大地震の予想発震機構である。このあたりで発生する中小地震の発震機構がこのモデルに調和するか否かは、今後の研究による。

6.2.4 異常震域その他

千葉県中部や東京湾北部の深さ60～90kmの地震に対して、網代、大島で異常に大きな地震を記録し、異常震域となることがある。堅いフィリピン海プレートによって、地震波が効率良く伝えられると考えれば、この現象が明快に説明できる。

このほか、関東造構造盆運動などに対しても調和的な説明を試みる事が可能である。

6.2.5 関東地方南部の直下に予想される地震

関東地方のテクトニクスの複雑さのために、地震発生の際の性質についても、これまで不明な点が数多くあった。この統一モデルにより関東地方南部の直下で発生する地震の発生メカニズムについても立ち入った議論を行うことが可能になった。表記の地震は次の4つに分類される。

- (1) フィリピン海プレート・太平洋プレートの接触部（茨城県南西部—千葉県中部）にあ

たる深さ60～90kmのやや深い地震。

(2) フィリピン海プレート上面に発生する低角度逆断層型(水平ずれ成分を含む)のプレート境界面の地震。1923年の関東地震がこれに属するが、埼玉県北部—茨城県中部まで、フィリピン海プレートが入り込んでいるというこのモデルに従えば、内陸でもこの型の地震の発生が予想される。1855年の安政江戸地震($M=6.9$)もこの型の地震ではなかったかと考えられる。

(3) フィリピン海プレート下面付近で発生する深さ60～90kmのやや深い地震。1956年の江戸川河口付近の地震($M=6.0$)や、1980年9月24日の埼玉・茨城・千葉県境付近の地震($M=5.5$)がこの型に属する。1894年の明治東京地震($M=7.0$)は、感震域が広がったので、この型の疑いが強い(大竹, 1980)。

(4) アジアプレート内の活断層による浅い地震。1931年西埼玉地震($M=7.0$)がその例である。

6.2.6 あとがき

このモデルは、細部については検討の余地はあるが、大筋において、関東・東海地域のテクトニクスの基本構造を統一的に説明することに成功したと思う。

このような画期的なモデルを提唱しえたのは、既にもてきたように、深層井による観測により、震源位置が3次的に正確に決められるようになり、震源分布の立体的な微細構造、たとえば、茨城県南西部や千葉県中部の深さ60～90kmの二重深発面の上面の地震活動の集中的発生個所が明確になってきたためである。

7. 結論及び今後の展望

本報告のとりまとめを行い、今後の展望を述べる。

7.1 結論

(1) 大深度、高温、高圧水下で高感度微小地震観測のできる深層地殻活動観測システムを開発し、保守の体系も整えた。

(2) 深層井は、感度はその深さに比例し、昼夜を通じて安定に高感度微小地震観測を行える。

(3) 東京を取り巻いて深層井を建設したことにより、関東平野の地震検知能力が格段に強化された。また、震源決定精度が格段に向上し、特に、深さの精度が著しく向上し、多数の微小地震の震源が精度よく決まるようになった。

(4) その結果、東京の直下に浅い微小地震の存在することが明らかとなった。また、関東地方の震源分布の微細構造が明らかとなり、地震群相互の立体的位置関係が明確となった。

(5) 関東・東海地域のテクトニクスを統一的に説明する画期的なモデルが提案されるに至った。

7.2 今後の課題

(1) 観測システムとしては、技術上の改良を更に推進し、保守の間隔を1,000日以上とする考えである。保守期間中の高温総合試験の実施方法を改革し、そのために生じている無変調地震観測の中断期間を大幅に短縮する必要がある。

(2) 観測に関しては、浅い地震活動と活構造の関係を明らかにする必要がある。関東地方は、軟弱な堆積層が厚く、かつ、人間活動による地形改変の著しい所であり、問題とする活構造がやや深部に存在するため、その検出ないし検出の糸口を得る上で高精度微小地震観測の果たす役割が大きいであろう。

(3) しかし、活構造の検出に努めるのみでなく、その基礎となる地下構造に関するデータの収集に努める必要がある。そのため、弾性波探査を系統的に行うと共に、関東平野及びその周辺域（海域を含む）において高密度重力測定（精密重力図の作成）や同じく空中磁気測定（精密磁気図の作成）等を行い、熱流量や地電流についても同様のことを実施することは、やや深部の地下構造またはその特性を知る上で有益であると考え。これらの知見は、被害地震の予知に直接かかわるデータでないため、緊要性に乏しいと思われ易い。しかし、地震活動を解析してゆくための重要な基礎資料であり第4次地震予知計画では地下構造調査には項目まで設けてその必要性を示している。今後とも機会あるごとに、関係者と共同して、その必要性を強く説いてゆく考えである。

(4) 観測資料の今後の蓄積をもとに、関東直下の地震活動の時間的変化、変遷を綿密に追跡・解析し、地殻応力の集中場所の検出等を研究してゆくことが被害地震の予知のために必要であろう。

(5) 関東・東海地域のテクトニクスの統一モデルの検証をすすめるにあたり、東北大学・東京大学地震研究所・名古屋大学との連繫を強め、東北地方南部から東海地方にかけての微小地震活動を一体的にとらえられるように努める必要がある。また、将来は、気象庁の御前崎沖の海底地震計と共に、同庁が計画を進めている房総沖海底地震計による観測との連繫をとり、更に鹿島沖に海底地殻活動観測施設を整備して、プレートの潜り込み場所から内陸に到る海陸一体の観測が行えるようにする必要を強調する。

(6) 安政江戸地震等、過去の重要な被害地震が前章で述べた4つの型の何れに属するか明確にしてゆくことは、それぞれの地震を発生させた断層運動、地震の再来間隔など、地震の性質の解明、並びに、同型の地震が今日発生した場合の強震動域の推定（及び被害予測）に極めて重要である。そのためには、過去の被害地震についての古文書による研究が必要である。とこ

ろで度々の江戸の大火により失われたものは別として、関東大震災、その他の震災に加え、近年の工場化、市街化の急激な進展により、古い家屋や蔵が取りこわされ、それと共に過去の被害地震を知るための古資料が急速に失われている。首都圏における古文書調査を組織的に進めることは焦眉の課題といえよう。

(7) 比較的良好、ないしはかなりよくわかっている明治以後の地震についてもその再調査が必要である。たとえば、明治の東京地震は一般には荒川河口のやや深い地震とされているが、萩原(1972, a, b)は、新宿付近の深くとも30kmの地震とし、大竹(1980)はフィリピン海プレート下面の地震の可能性が強いとしている。簡易強震計をも含めた強震の密な観測網をつくり、その結果を明治以後の顕著な地震の震度分布(資料による詳しい調査も必要)と比較することにより、昔の地震の震源や発震機構などを知ることができであろう(高橋・他, 1981)。この方法は過去の記録の再読みとりによる方法と共に、あるいは相補って有益な情報を提供しうるものと思う。

7.3 首都圏微小地震観測網整備計画試案

上述の成果を基礎に、首都圏被害地震発生域下の微小地震を均一な精度で、もれなく(少なくとも $M=2$ 以上)とらえて、上記統一モデルの検証をすすめ、今日、その重要性が深く認識され始めた首都圏地震予知の研究を効果的に進め、さらには東海地震発生時の防災対策に貢献するため、以下に深層井による首都圏微小地震観測網整備計画案を提案する。そして、首都圏地震予知研究におけるその重要性、それから期待される成果、等について述べる。

7.3.1 首都圏における微小地震観測の強化

深層3井の検知能力とその3井による微小地震の検知範囲についてはすでに述べた(図3.12) その高い検知能力を首都圏全域に及ぼすための強化案について述べる。

a はじめに

首都圏直下で発生し、首都に被害を与える地震(以下首都圏被害地震と呼ぶ)の発生域(図1.1)は、関東中南部の微小地震活動の活発な地域(図4.3; 6.1)とよく一致しており、この地域はフィリピン海プレートの潜り込み地域ともよく一致している(図6.2)。すなわち、首都圏被害地震は、アジアプレート内の活断層の活動によって発生するいわゆる内陸性地震のみならず、首都圏直下に潜り込んでいる二つの海洋性プレートの活動によって多発しているという見方ができる。したがって首都防衛のために首都圏被害地震の予知観測を行うべき範囲は、フィリピン海プレートの潜り込み地域、すなわち、都心を中心におおよそ東西・南北各100km、深さは、その潜り込み最深部までとすると、これも約100kmである。この範囲は、萩原尊禮地震予知連絡会名誉会長が「地震予知でいう首都圏とは、東京を中心にして、おおよそ半

径50kmの範囲である」と述べている地域ともよく一致している。この範囲の微小地震観測を行うために、震央距離100km、震源深さ30kmまでの浅い地震は $M \geq 1.5$ 、同じく深さ100kmまでのやや深い地震は $M \geq 2.0$ をもれなくとらえようとする、深層3井（以下都心3井と呼ぶ）の検知能力（図3.9；3.10）からみて、下総井のそれではやや不足で、府中井級の能力が必要となる。

b 浅い地震活動（深さ30km以浅）の観測

東京直下に浅い微小地震の存在することが明らかとなり、また、江戸地震の震源がフィリピン海プレートの上面で発生した可能性の指摘された（大竹、1980）ことから、浅い（深さ ≥ 30 km）微小地震活動に対する観測を十分に強化する必要が生じた。

図3.12からわかるように、都心3井では東京の西方から南方にかけての区域と、千葉市東方が $M \geq 1.5$ 、深さ30kmまでの地震の検知範囲からはずれている。東京湾南部は横浜地震（1880、 $M 5.4$ ）や浦賀水道の地震（1922、 $M 6.4$ ）など、被害地震の多い所である。このため、首都圏南側の微小地震観測を強化する必要があり、深層井を横浜付近と房総半島中部（図7.1(a)のH点（仮称：横浜井）とZ点（仮称：上総井））に1井ずつ建設する。これら両地域の基盤深度は深く、さく井深度は3km程度と考えられ、その検知能力を府中井程度と仮定する。この首都南部2井の新設により、 $M \geq 1.5$ 、深さ30km以浅の地震検知範囲は東京湾湾口から東京西部にまで広がる。

フィリピン海プレートが埼玉県北部から茨城県中部にまで潜り込んでいると考えられるので、この方面の地震検知能力も高める必要がある。そのため、利根川中流と霞ヶ浦付近（図7.1(a)C点（仮称：利根川中流井）、U点（仮称：霞ヶ浦井））の2井を新設する。利根川中流の基盤深度は2~3kmであるので、さく井深度は3,000m前後とする。茨城県南部の基盤深度は0.5kmからそれよりやや深い程度と考えられるが、府中井級の検知能力を必要とすることから、さく井深度は2.5kmかそれ以上とする。これら両井の検知能力は府中井程度と仮定する。この首都北部2井の建設により、西埼玉地震（1931、 $M 7.0$ ）のようなアジアプレート内の活断層によって発生すると考えられる地震の研究も効果的に進められると考える。

都心3井を作るにあたっての地震予知研究第2次・第3次計画の説明書〔日本学術会議地球物理学研究委員会地震予知小委員会昭和44年度計画；萩原（1973）〕には、さしあたって3井とされている。3井のP波及びS-P時間から震源を決める考えである。しかし、今日では、オンライン電算機を使用して、P波のみによる機械読み取りを常時観測の前提としていることから、深層井もその高い検知能力を生かすには、5井観測を前提とすべきである。深層井の検知能力は高いが、上記7井中5井で必ず記録のとれる範囲となると、図3.12の3井の検知範囲とあまりかわらない。

$M \geq 1.5$ 、深さ30km以浅の地震を震央距離30kmまで検出できる観測点の観測シキイ値は、

90 μ kine 以下であり (図 3.10), この条件に適するものに NSI (西伊豆井, 深さ 450 m) がある. 古第三系かそれより古い地層を選ぶとして, 深さ 500 m 級の観測井を厚木付近に 1 井 (図 7.1(a) の S 点 (仮称: 相模井)) 新設する. 隣所の機械振動により検知能力の著しく低下した MIN (嶺岡井, 深さ 47.6 m) を作り直し, 国土地理院構内の観測井 (図 7.1(a) の T 点, 深さ 806 m) をテレメータで結ぶ. これらの観測点の検知能力を NSI と同等と仮定し, HHR (桧原) の観測データを加えると, 図 7.1(a) にみられるように, 上記首都圏すなわち首都圏被害地震発生域内の $M \geq 1.5$, 深さ 30 km までの地震のほとんどが 5 点観測により検知可能となる.

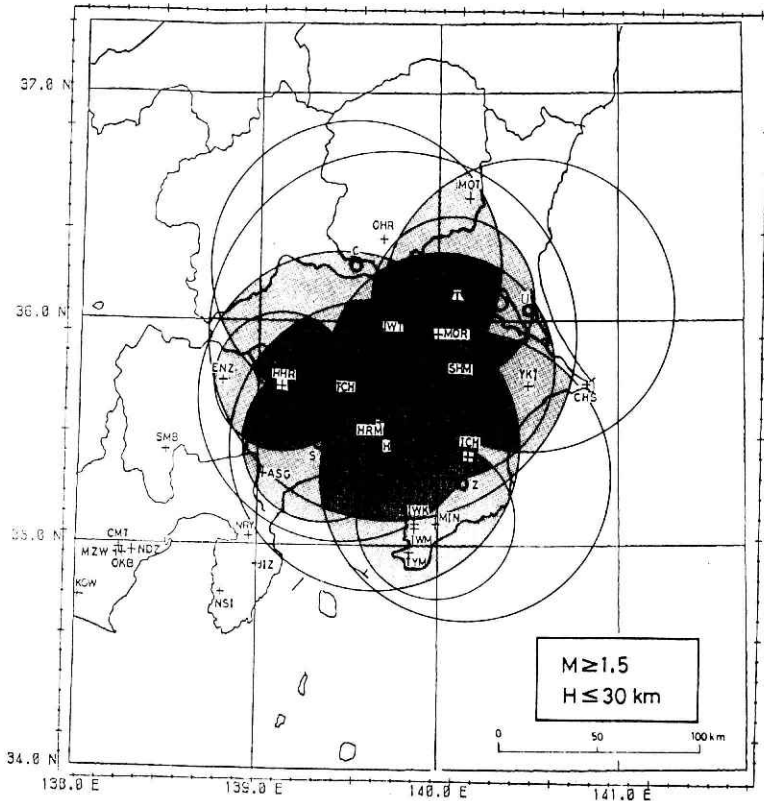


図 7.1 関東地方微小地震観測整備計画試案
 (a) 検知範囲 $M \geq 1.5$ $H \leq 30$ km,
 濃い網: 5 観測点以上で検知可能
 淡い網: 3 観測点以上で検知可能

Fig. 7.1 Proposal of the deep borehole observation network for microearthquakes in the Kanto District. Solid circle: completed deep borehole observatory. Open circle: proposed location of new deep borehole observatories. Dark shadow zone: area in which earthquakes are expected to be detected by five or more observatories. Light shadow zone: area in which earthquake are expected to be detected by three or more observatories. The detection areas are studied for the two cases; (a) $M \geq 1.5$, $H \leq 30$ km.

c やや深い地震活動（深さ30～90km）の観測

明治の東京地震はフィリピン海プレートの下面で発生した可能性が指摘された（大竹, 1980）。また、茨城県南西部から千葉県中部にかけて直下では二つの海洋性プレートがせりあっており、これらの地域では中規模の地震が多発している。ところで、弘仁9年（818年）の地震は「武蔵、下総、常陸、上野、下野等の国で地震い、山が崩れ、谷が埋まること数里、圧死した民は算えきれない」（類聚国史）といい、相当な惨状を呈した地震である。萩原（1972a）は史料に津波の記録がなく、震度V以上の被災地は利根川中流域を中心としたおおよそ半径100kmの範囲であり（図7.2）、この地震は関東平野中心部で起きたM7.7程度の規模の大地震ではなかったかと推理している。上記利根川中流域は、潜り込んだフィリピン海プレートの北東端部に当たる。また、烏山-菅生沼断層は、それをおおう地層に変位を与え、第四紀に活動したことが筆者らの調査から明らかになった（池田・他, 1981）。これらから、フィリピン海プレートの北端及び東端部近辺における大地震発生の可能性についての研究は、首都防衛上非常に必要なことと考えられる。これらを含め、首都圏直下に潜り込んだフィリピン海プレートによる首都圏被害地震の予知の実用化を図り、関東・東海地域のテクトニクスの統一モデルの検証をすすめる上で、首都圏直下のやや深い地震活動（深さ30～90km）の観測は決定的に重要性をもつ。

前記深層7井による検知範囲を図7.1(b)に示す。この図をみると、上記観測目的からもっとも重要な茨城県南西部から千葉県中部に至る地域及び首都圏を含む地域における $M \geq 2.0$ 、深さ100kmまでの地震を、深層7井の中の何れか5観測点でもれなくとらえられることがわかる。

7.3.2 首都圏周辺海域における微小地震観測の強化

a はじめに

関東・東海地域に接する海域には、日本海溝、伊豆マリアナ海溝、相模トラフ及び南海トラフが沿岸から100～200kmの近くにあり、その一部は相模湾と駿河湾の各湾頭にまで入り込み、その延長は内陸にまで入り込んでいると考えられる。これらの海溝に沿って、M8級の規模の東海地震と房総沖地震が、また、M7級の規模の常磐沖の地震が近い将来に発生すると予想され、あるいはその恐れがあるとされており、いずれも、地震予知連絡会から観測強化地域、あるいは特定観測地域に指定されている。したがって、これらの海域の観測は地震予知の研究及び地震防災対策上重要である。また、これらの地震を引きおこす太平洋及びフィリピン海プレートが首都圏の下に直接潜り込んでおり、首都圏被害地震の予知研究上も、これら海域における地震活動と首都圏直下の地震活動とを一体的にとらえてゆくことが必要である。すでにみてきたように、深層井の検知能力が非常に高いので、上記諸海域の微小地震活動の把握も可能

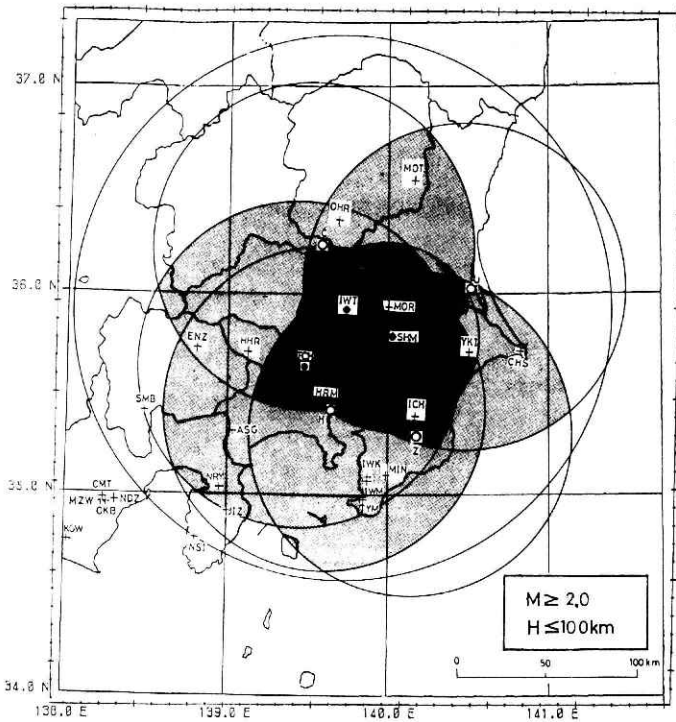


図 7.1 関東地方微小地震観測整備計画試案 ●：既存深層観測井, (b) 検知範囲 $M \geq 2.0$, $H \leq 100$ km, ○：本試案の計画井

濃い網：5 観測点以上で検知可能

淡い網：3 観測点以上で検知可能

Fig.7.1 Proposal of the deep borehole observation network for microearthquakes in the Kanto District. Solid circle: completed deep borehole observatory. Open circle: proposed location of new deep borehole observatories. Dark shadow zone: area in which earthquakes are expected to be detected by five or more observatories. Light shadow zone: area in which earthquake are expected to be detected by three or more observatories. The detection areas are studied for the two cases; (b) $M \geq 2.0$, depth < 100 km.

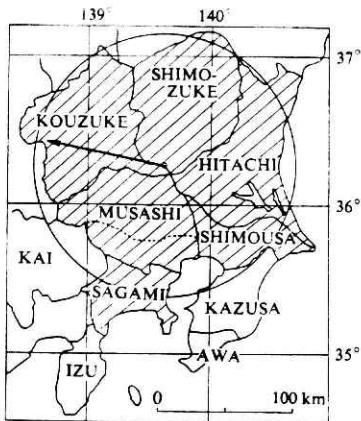


図 7.2 弘仁 9 年関東地震の被害地域〔斜線部分, 萩原 (1972 b) より〕

Fig.7.2 Severely damaged area (estimated seismic intensity is 5 or over by the JMA scale) and estimated epicenter (center of the circle) of the 818 Kanto earthquake (Hagiwara, 1972a).

であり、特にこれら海域の海底観測網の整備がなされるならば、高木(1980)が指摘しているように、海洋性プレートの潜り込んでいる個所から陸域にかけて、かなり精度よく微小地震活動がとらえられ、その活動の生態を知ることができるようになる。

b 関東東方海域

関東東方海域は地震活動が活発であり、大正の関東地震の前に活動が特に活発化したことが知られている(今村(1925); 関谷(1970))。この海域の日本海溝から潜り込んだ太平洋プレートは、茨城県南西部から千葉県中部をつらねる線の直下でフィリピン海プレートと接し、さらに北西方向へと潜り込んでゆく(図4.4)。その活動は活発で、地震活動の二重深発地震面として観測されている。その活動を精度よくとらえ、東北大学の観測結果と一体的にとらえられるようにして、東日本における太平洋プレートの活動を統一的に把握し、太平洋プレートの活動の性格を明らかにしてゆく必要がある。このことは、学術上はもとより、この地域で多発する大・巨大地震の性格や相互の関連の解明等、地震対策にとっても重要なことである。直接的には、1978年宮城沖地震(M7.4)以来活発化した常磐沖の地震活動の推移を見守ってゆくことが必要である。それと共に、茨城県沖ないし鹿島灘の太平洋プレートの地震活動を精度よくとらえ、その微細構造を明らかにし、その活動特性がフィリピン海プレートとアジアプレートに与える応力関係等を解明してゆくことが、首都圏直下の複雑な地震活動の特性を解明してゆく上で重要である。

深層井の関東地方海域における検知能力は図7.3のようである。この図からわかるように、沿岸から100km位までの $M > 2.5$ 、同じく200kmまでの $M \geq 3.0$ の地震がもれなくとらえられ、日本海溝までの微小地震活動を深層井でとらえられる見込みであるが、観測網からの距離の遠いことから、首都圏で得られたような高精度な観測は期待できない。そこで、鹿島沿岸から測線長200~300km位の海底地殻活動観測線を敷設すれば、観測精度は飛躍的に向上し、太平洋プレート潜り込み面の微細構造を明らかにでき、大地震発生に至る地震活動の推移、たとえば、関東大地震の前に鹿島灘の地震が多発したような、いわば太平洋プレートとフィリピン海及びアジアプレート内における地震活動の動態を明らかにし得るであろう。

この海域における海底観測による観測精度の向上と有効な観測線の設定法等を知るため、自己浮上式海底地震計による綿密な試験観測を行う必要がある。

なお、宮城県沖で地震の発生した後、常磐沖でM7級規模の地震が群発する傾向のあることから、常磐沖の観測を「特定地域なみに強化し、監視を強める必要がある」と地震予知連絡会(1978年6月21日)の「宮城県沖地震に対する統一見解」で述べられている。その後、地震予知連絡会(1978年8月21日)は宮城県東部・福島県沖を特定観測地域に指定した。図7.3から明らかのように、この方面の検知能力を高めるためには、阿部隈山地南部に下総井位の検知能力をもつ観測点を2点程新設する必要がある。同山地は主として深成岩な

いし変成岩から構成されているので、新設すべき観測点は深層井である必要はない。しかし、そのうちの一点は、同地域の観測整備の極めて遅れていることから、各種の観測の行える横坑式観測施設であることを強く望む。また、従来、この地域は、地震予知のための観測がほとんど行われたことのない所であるので、地殻応力の測定も是非実施すべき所と考えられる。その測定孔（水圧破壊法による）を観測井に仕上げればNSIを上まわる検知能力をもつ観測が行えると考えられる。

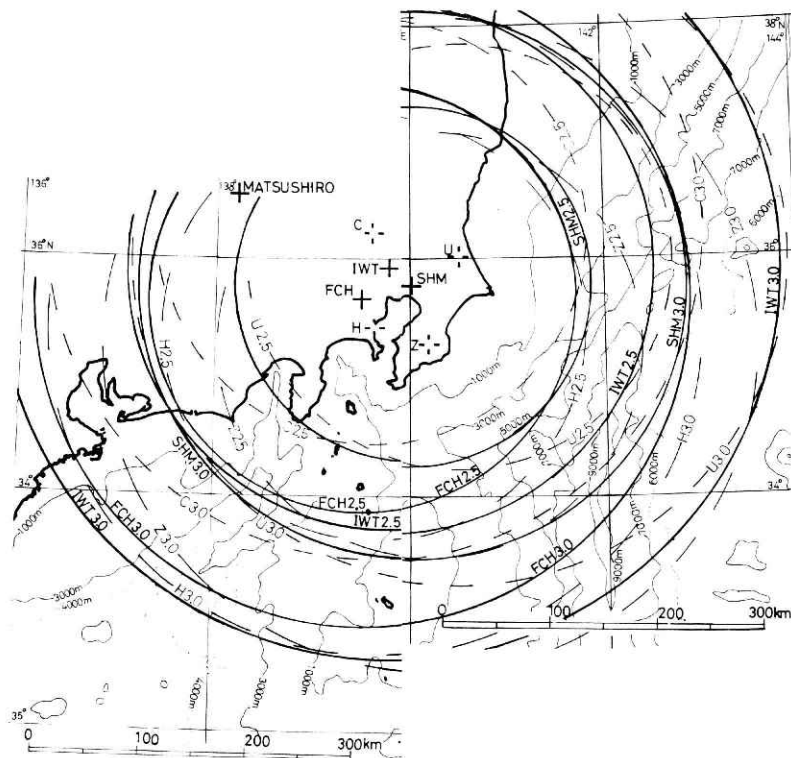


図 7.3 首都圏周辺海域、すなわち関東東方海域、房総沖と東海沖における微小地震検知範囲推定図

Fig.7.3 Detection range of microearthquakes of the completed (solid curve) and proposed (broken curve) deep borehole observatories for the sea area off the Kanto District, and off the Tokai District.

c 房総沖

房総沖には地震活動の空白域があり、M8級の規模の巨大地震の発生が予想されている。その発生をみた場合、首都圏にも、関東大震災ほどではないが、ある程度の被害が予想される地震予知連絡会関東部会、(1980)。房総沖海域ではしばしば地震が群発するが、その実態は明らかではない。気象庁は勝浦から日本海溝に達する海底地震観設計画を進めている。深層井のこの海域における検知能力は図7.3に示した通りで、沿岸から100km位までは $M \geq 2.5$,

200km位までは $M \geq 3.0$ の微小地震をもれなくとらえられる見込みである。したがって、気象庁の海底地震の観測結果と深層井によるものと組み合わせることにより、房総沖の日本海溝、相模トラフ、伊豆・マリアナ海溝の会合部までの地震活動の観測精度が画期的に改善され、この地殻構造の複雑な所の地震活動の実態がはじめて明らかにできるであろう。その可能性を確かめるため、自己浮上式海底地震計による試験観測を、気象庁の予定観測線に沿って実施しておく必要がある。

d 東海沖

東海地震が発生した場合、震度VI以上が予想されている地震対策強化地域内の観測網では、電力及び電話回線網の損壊により、この地域及びこの地域を通るテレメータ回線網による観測は不能となり、また、震度V強の予想される地域の観測点からのテレメータ回線網にも不通となるものがでると思っておく必要がある。気象庁もそのことを予想して、松代地震観測所にアレー観測システムを建設している（昭和56～57年度）。深層井と松代地震観測所のノイズレベルは同程度であり、予想される震源域までの距離はおおよそ、それぞれから、150～300km、200～350kmであり、相互に150km位へだたっている。したがって、東海地震によってそれぞれの東海地域観測網が使用不能となった場合、松代地震観測所と深層井の観測結果を合わせて震源決定を行うならば、かなり精度の良い余震活動の観測が行えるものと思う。なお、深層井のこの海域での検知能力は図7.3に示した通りで、おおよそ、駿河湾口までは $M > 2.5$ 、天竜河口沖合までは $M \geq 3.0$ の地震がもれなくとらえられるはずである。そこで、この海域の地震の観測データにより、深層井のみの場合及び松代地震観測所のデータと合わせた場合の実際の検知能力や震源決定精度を今のうちに調べておく必要がある。

なお、巨大地震が発生した場合、M7級の規模を含む大小の余震がおびただしく発生するので、低倍率の観測値の伝送方法や、万一停電した場合の予備電源の貯油量を含めた深層観測施設の強化策を今のうちに検討し、必要措置をほどこす必要がある。

7.3.3 首都圏地殻変動連続観測の強化

首都圏被害地震の「高精度の予知のためには、地下深部の変動を連続的に常時監視し、前兆現象の把握に努めることが最重点項目となる」と地震予知連絡会関東部会（1980）は考え、「その目的のためには地表のじょう乱を避け、高いS/N比を得るための地下深部での傾斜、ひずみの連続観測が必須となる。しかも、このような観測点は地震の規模から推定される変動のひろがり、ひずみ観測の検知能力を考えると地震観測点よりもはるかに高密度で配置される必要がある。」……「観測点を作るに当たっては、できる限り地震、地殻ひずみ、地下水等の観測が総合的に行われること」が望ましく、その配置は「都心を含むかなりの範囲をカバーするように計画されるべきである。」としている。

深層観測システムの技術は、このような観測計画に必要な技術開発に十分貢献できる。深層井によって得られた知見から、微小地震観測以外は先第三系の地層内で観測する必要はない。また、首都圏の先第三系中には観測可能な地下水は存在しないと考えられている。したがって、地殻変動や地下水等の連続観測は中新統の中で行うことを考えればよい。それより若い地層中では効果ある観測が行えるか否か疑念がある。その場合、地下水採取深度より300m位は深い必要があろう。総合的に観測する必要があるといっても、同一観測井に設置可能な種目とそうでないものがある。そのそれぞれの組合せによってさく井方法や観測井の構造が異なる。これらにつき、深層観測システムを開発した技術と経験は貴重な基礎を与える。

対象とする地震の規模を明治の東京地震並にM7.0の規模にとると前兆的地殻変動のあらわれる範囲は、檀原(1979)の式によると、その半径は約20kmである。その範囲を把握するため少なくとも3点で前兆現象をとらえるためには、20kmの間隔の三角メッシュに観測点を配置する必要がある。ところで、江戸が震度VIとなった被害地震にはM6.5級の規模のものがある。たとえば、元和元年(1615年)の地震〔「江戸地強く震い、家倒れ、地割れ、死傷多し。」、M6.4、震央は江戸付近と推定〕や正保4年(1647年)の地震〔「武蔵・相模に被害、江戸城及び大名屋敷が破損し、死者多数。」、M6.4、震央は江戸西寄りと推定、以上何れも萩原(1972a)による〕などがそれである。これらの地震(M6.5級)まで観測の対象とすると、10kmの三角メッシュの観測網を必要とする。このことは、経費もさることながら、市街化密集域にもかなり多くの観測点を必要とし、実施上かなりの困難をとまう。

多くの困難を克服して、首都圏に地殻変動連続観測網を建設しなければならないことは明らかであり、そのための技術開発に筆者はすでに着手している。それにしても、首都圏被害地震は、地震の規模がやや小さいのに対し、その震源がやや深いので、前兆的地殻変動がどの程度明瞭に観測されるかについては今後の研究課題であるといえる。したがって、震源付近の情報を直接もたらす微小地震観測の役割が、首都圏地震予知研究では、第1位の重要性をもっていることを強調しておく。

さらには、震源域とまではいかなくとも、その近傍の状態を積極的に調べる深部調査法の開発に対して、粘り強い努力を払ってゆくことの必要性を痛感する。

7.3.4 ま と め

(1) 都心3井の観測実績からみて、首都圏南部と同北部に府中井級(ノイズレベル7~8 μ kinc)の深層井を各2井建設する必要がある。

(2) それから深層7井のオンラインデータ処理により、首都圏被害地震発生域(都心を中心にはば東西・南北各100km)の深さ100kmまでのM \geq 2.0の地震をもれなくとらえることができ、フィリピン海プレートの下面までの地震活動を精度よくとらえることができるように

なる。

(3) これに西伊豆 (NSI, ノイズレベル, $14 \mu \text{ kine}$) 級の高感度観測井3井を加えることにより, 同地域の深さ30kmまでの $M \geq 1.5$ の地震をもれなくとらえ, フィリピン海プレート上面からアジアプレート内の地震活動を精度よくとらえることができるようになる。

(4) 活構造の調査は, 浅い被害地震の予知研究上非常に重要であるが, 首都圏は軟弱な地層に厚く, 広く覆われている上, 人工改変が著しい。したがって, 浅い微小地震の高精度観測による浅部地下構造の解析が重要である。また, それと共に, 震源決定精度の向上のため, 現在行われている夢の島爆破観測ではいって不十分であるから, 弾性波による関東平野の地下構造の系統的な探査が必要である。さらに地下構造を知るためには, 精度のよい重力や空中磁気図の作製, 熱流量や地電流の観測を組織的に行い, 古文書調査や高密度強震観測等の促進をはかる必要がある。

(5) 深層7井の微小地震検知能力は関東東方海域の日本海溝付近にまで及ぶ見込みであるが, 鹿島沿岸から日本海溝に及ぶ海底地殻活動観測線を敷設することにより, この海域の微小地震観測能力が飛躍的に向上する。その結果, 太平洋プレートの潜り込み付近から陸にかけての地震活動が精度よくとらえられるようになる。そしてその活動特性が明らかになれば, 太平洋プレートの活動が首都圏直下の地殻活動に与える影響も解明できるようになるであろう。また, 東北大学の観測結果と共に東北日本の太平洋プレートの活動が統一的にとらえることができるようになり, 首都圏の地震のみならず, その発生が懸念されている常磐沖のM7級の規模の地震の監視にも貢献するであろう。そのため, 同海域で自己浮上式海底地震計による試験観測を行なう必要がある。また, 常磐沖の監視能力の向上のためには阿武隈山地南部に高感度観測点を2箇所程度新設する必要がある。その一つは, 多種目の高感度観測の行える横坑式観測施設が望ましい。またもう一点は水圧破壊法による地殻応力測定を実施すべき所であるから, その実験井を観測井に仕上げればよい。

(6) 深層7井の微小地震検知能力は房総沖の3海溝会合点にも及んでいる。房総沖にはM8級の規模の巨大地震の発生が予想されており, この海域の地震活動の実態は明らかになっていない。気象庁が房総沖に敷設をすすめている海底地震計の観測結果と合わせることで, この海域の検知能力は画期的に改善され, 精度よく地震活動がとらえられ, 3プレート会合のため地殻構造の複雑なこの地域の地震活動の実態がはじめて明らかになることであろう。その効果を調べるため, 自己浮上式海底地震計による試験観測を, 気象庁の予定観測線に沿って実施する必要がある。

(7) 東海沖にも深層7井の微小地震検知能力が及ぶ。東海地震が発生したならば東海地域の観測網が使用不能となると思われる。しかし, 深層井と同程度の検知能力をもつ松代地震観測所のアレーシステムと深層7井による観測データを合わせて, 東海地震発生時の余震観測を行

うならば、かなり精度よく、その地震活動の推移をとらえることができると考える。そのため、実際の検知能力と震源決定精度を、この地域において発生する地震を用いて今のうちに調査しておく必要がある。また、深層井についても、余震多発時の低倍率観測値の伝送方法や東海地震による停電等の対策等も、今のうちに処置しておく必要がある。

(8) 首都圏被害地震に対処するための地殻変動等の高密度観測網の整備に当たっては、このために必要な技術開発に対して深層観測システムの技術と経験が大きく貢献する。この高密度観測網の整備に努めるべきことを強調する。しかし、首都圏被害地震の規模がやや小さいのに対し、その震源域がやや深いことから、首都圏の地震予知においては、震源付近の情報を直接もたらず微小地震観測の役割が、第1位の重要性をもっていることを強調する。なお、震源域またはその近傍の状態を積極的に調査する方法の開発に対しても辛抱強い努力が必要と考える。

(9) 以上のように、都心3井に加えて首都南部・北部4井を建設することにより、オンラインデータ処理が可能となり、首都圏被害地震発生域直下の微小地震活動をもれなく、かつ精度よくとらえることができるようになる。また周辺海域においても、深層7井と海底観測結果とを合わせることで、関東東方から房総沖にかけての地域についての地震検知能力が画期的に改善され、はじめてそれら海域における地震活動の実態が明らかとなる。その結果、太平洋・フィリピン海・アジア大陸の3大プレートの活動が解明され、関東・東海地域のテクトニクスの研究が飛躍的に進むと共に、首都圏被害地震の予知の実用化に大きな進歩が期待できる。また、東海地震発生の際には、深層7井と松代地震観測所アレーシステムの観測結果と合わせることで、地震活動の推移をかなり精度よくとらえることができるようになり、防災対策に対してかけがえのない貢献をすることとなる。

以上は、深層観測の実績とその結果得られた関東・東海地域のテクトニスの統一モデルから導き出された今後なすべきことについての総括であり、期待される成果の展望である。

謝 辞

本研究に際し、計画の当初より終始御指導を賜った萩原尊禮地震予知連絡会名誉会長、並びに本研究をとりまとめるに当たり、終始御指導を賜り、本稿につき種々御教示を賜った鈴木次郎東北大学教授に深甚なる謝意を表します。また、本研究をとりまとめるに当たり、種々御教示を賜った高木章雄東北大学教授及び平沢朋郎教授はじめ東北大学理学部地球物理学教室の方々に心からの感謝の意を表します。本研究の基礎である地殻活動深層観測システムの開発は、株式会社明石製作所、帝国石油株式会社、東京芝浦電気株式会社、日本太洋海底電線株式会社各社の全社的な御協力を得たことによって、その完成を見たのであります。協力・支援を賜りました多数の社員諸氏に心からの謝意を表します。なお、開発に当たって御指導・御協力を

賜わった石和田靖章石油開発公団理事，福田理地質調査所石油課長，重井芳治東北大学教授（当時電々公社電気通信研究所），片山功蔵東京工業大学教授，また，S波の観測に当たって御協力を賜わった太田裕北海道大学教授及び同教室の方々，観測やデータ等の交換等に関して終始御協力を賜わっている津村建四郎東京大学助教授の各氏に心からの謝意を表します。開発から観測に至るまで終始一致協力して，本研究を進めてきた国防防災科学技術センター第2研究部浜田和郎主任研究官はじめ研究員諸氏に謝意を表すると共に，とりわけ，その当初から昼夜をわかつたず，休日をもかえりみず，筆者と一体となって開発・観測・保守・管理に尽力されている高橋末雄地震防災研究室長と鈴木宏芳主任研究官に謝意を表します。また，本研究の実施は，上述のごとく複雑多岐にわたり，これを円滑に実施し，期待される効果をあげたのは，すでに国防防災科学技術センターを去られた方を含め，当センターの管理部をはじめ各研究部のほとんどの諸氏の，なみなみならぬ力をあげたからであり，これら各位に深い謝意を表すと共に，今後の力ぞえもお願いする次第であります。なお，上記以外の大変に多数の方々の御支援・御協力を様々な機会に得ており，感謝の念を常日頃もっておりますことを記して意をあらわさせていただきます。

最後に本稿をとりまとめるに当たり，多忙ななか，何かと助力を得た国防防災科学技術センター第2研究部の大竹政和地震活動研究室長と笠原敬司研究員の両氏には深く感謝しております。

参 考 文 献

- (1) 明石一彦・福尾信平（1977）ポアホール型地震計及び歪計，精密機械，43，111-117.
- (2) 池田隆司・高橋博・佐竹洋・福田理（1981）：鳥山一菅生沼断層（茨城県南西部）の調査（その一），地震学会講演予稿集，No.1，115.
- (3) 石井紘・高木章雄（1978）：東北大学における地震・地殻変動の検知能力について，地震，2，31，287-298.
- (4) 石井基裕（1962）：関東平野の基盤，石油技術協会誌，27，615-640.
- (5) 石田瑞穂（1975）：第一回扇島爆破に基づく川崎及びその周辺の走時変化，地震学会講演予稿集，No.2，31.
- (6) 石田瑞穂・浅野周三（1976）：関東地方の震源決定。爆破観測資料に基づく station correction. 地震学会講演予稿集，No.2，15.
- (7) 石田瑞穂（1979）：国防防災科学技術センター関東東海地震観測網による最近の観測結果，地震学会講演予稿集，No.2，48.
- (8) 石橋克彦（1973）：大正10年竜ヶ崎地震の震源位置について—アーツ1号が発足した「線」との関連—速報，地震，2，26，362-367.
- (9) 石和田靖章（1964）：千葉県大佐和層序試錐開坑。地質ニュース，No.120，44.
- (10) 今村明恒（1925）：関東大地震報告。震災予防調査会報告，No.100，甲21-65.
- (11) 宇佐美竜夫（1978）：関東地方の地震の巣とその基本的性質。東京直下地震に関する調査研究（その6），東京都防災会議，1-18.
- (12) 宇佐美竜夫（1976）安政2年江戸地震の新資料。地震予知連絡会会報，16，45-49.
- (13) 宇佐美竜夫・浜松音蔵，（1967）日本の地震及び地震学の歴史，地震，2，20，

- No.4, 1-24.
- (14) 海野徳仁・長谷川昭(1975)東北日本にみられる深発地震面の二層構造について, 地震, 2, 27, 125-139.
- (15) 太田裕ら(1967):SV波発生のための二・三の試み. 防災科学技術総合研究速報, No.6, 15-22.
- (16) 太田裕ら(1977):岩槻における深層(3,500m)S波速度分布の測定. 地震学会講演予稿集, No.1, 119.
- (17) 太田裕ら(1977):やや深い構造のS波速度—岩槻3500m地震観測井での測定とその意義. 地震, 2, 30, 415-433.
- (18) 太田裕ら(1978):やや深い構造のS波速度(そのII)—防災センター下総観測井(深度2300m)における測定. 地震学会講演予稿集, No.2, 138.
- (19) 太田裕ら(1978):やや深い構造のS波速度(III)—下総2300m地震観測井における測定. 地震, 2, 31, 299-308.
- (20) Ohta Y. *et al.*, (1980): S wave velocity measurements in deep soil deposit and bed rock by means of on elaborate down hole method. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 70, 363-377.
- (21) 大竹政和(1979):東京の地震予知の研究(6). 防災科学技術, No.36, 6-13.
- (22) 大竹政和(1980):関東・東海地域のテクトニクスの統一モデルと南関東直下の地震の発生メカニズム, 防災科学技術, No.41, 1-7.
- (23) 大竹政和・笠原敬司(1979)川崎付近の地震活動—1977年4月~1978年10月. 地震予知連絡会会報, 21, 66-69.
- (24) 大竹政和・高橋 博・浜田和郎(1979)関東・東海地域における防災センターの微小地震・地殻傾斜観測網, 日米天然資源会議, 地震予知専門部会第一回会議録.
- (25) 貝塚爽平(1973):関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動. 関東地方の地震と地殻変動, KKラテイス, 99-118.
- (26) 貝塚爽平ら(1977):首都圏の活構造と地形分布. 東京直下地震に関する調査研究(その4)付属資料, 東京都防災会議.
- (27) 垣見俊弘・衣笠善博・木村政昭(1973)後期新生代地質構造図2. 東京, 1/500,000, 地質調査所.
- (28) 垣見俊弘・佐藤 裕・津村建四朗・石田瑞穂(1977):関東における地震, 地殻活動と地震予知. 地震予知研究シンポジウム(1976), 21-45.
- (29) 笠原敬司(1980):関東地方の地震発生様式について. 地震学会講演予稿集, No.2, 66.
- (30) 笠原敬司・鈴木宏芳・高橋 博(1976):東京西部地区基盤調査について. 地震学会講演予稿集, No.1, 54.
- (31) 笠原敬司・鈴木宏芳・高橋 博(1976):東京西部地区基盤調査について. 地震学会講演予稿集, No.2, 139.
- (32) 笠原敬司ら(1976):狭山丘陵付近の走時異常について. 地震学会講演予稿集, No.1, 53.
- (33) 笠原敬司ら(1978):下総地殻活動観測施設による地震観測結果について. 地震学会講演予稿集, No.2, 130.
- (34) 笠原敬司・大竹政和・津村建四朗(1979):関東地方における微小地震活動について. 地震学会講演予稿集, No.2, 49.
- (35) Kisslinger, C. and T. Rikitake(1974):US-Japan Seminar on Earthquake Prediction and Control. EOS, 55, No.2, 9-15.
- (36) 木下繁夫(1980):首都圏を揺する長い波. 防災科学技術, No.40, 6-12.
- (37) 呉開統ら(1976):海城地震序列的特征. 地球物理学報, 19, 95-109.
- (38) 国土地理院(1979):首都圏ブーゲー重力異常圏. 国土地理院.
- (39) 国立防災科学技術センター(1970):東京深層地震観測井の計画(第2報). 地震予知連絡会会報, 2, 93.
- (40) 国立防災科学技術センター(1971):嶺岡地殻活動観測井による地震観測. 地震予知

- 連絡会会報, 6, 48-50.
- (41) 国立防災科学技術センター(1974a): 岩槻で観測された東京附近の地震. 地震予知連絡会会報, 12, 20-22.
- (42) 国立防災科学技術センター(1974b): 1974年8月4日茨城県南西部の地震について-岩槻における観測. 地震予知連絡会会報, 13, 20-24.
- (43) 国立防災科学技術センター(1975): 房総半島付近の地震活動. 地震予知連絡会会報, 14, 46-47.
- (44) 国立防災科学技術センター(1976a): 川崎における微小地震観測. 地震予知連絡会会報, 15, 42-45.
- (45) 国立防災科学技術センター(1976b): 川崎における微小地震観測. 地震予知連絡会会報, 16, 50-55.
- (46) 国立防災科学技術センター(1977a): 伊豆半島における微小地震観測. 地震予知連絡会会報, 17, 48-50.
- (47) 国立防災科学技術センター(1977b): 岡部地殻活動観測施設. 地震予知連絡会会報, 18, 68-72.
- (48) 国立防災科学技術センター(1977c): 地震予知研究. 28 pp.
- (49) 国立防災科学技術センター(1979): 静岡県西伊豆における水圧破壊法による地殻応力の測定. 地震予知連絡会会報, 22, 104-107.
- (50) 国立防災科学技術センター(1980a): 防災センターの関東・東海地域における微小地震・地殻傾斜観測網. 地震予知連絡会会報, 23, 134-138.
- (51) 国立防災科学技術センター(1980b): 最近の関東・東海地域における地震活動(1979年7~10月). 地震予知連絡会会報, 23, 139-143.
- (52) 国立防災科学技術センター(1980c): 最近の関東・東海地域における地殻傾斜の連続観測. 地震予知連絡会会報, 23, 144-148.
- (53) 国立防災科学技術センター第二研究部(1979): 東京の地震予知の研究(1). 防災科学技術, No. 35, 24-27.
- (54) 後藤典俊(1977): 深層S波速度検層の実施-広域地震基盤設定の条件. 第16回自然災害科学総合シンポジウム論文集, 329-332.
- (55) 後藤典俊・太田 裕・高橋 博・山水史生(1980): 南関東(岩槻・下総・府中)におけるやや深い地盤のS波速度の測定結果とそのまとめ-広域地震基盤の設定をめざして. 第17回自然災害科学総合シンポジウム論文集, 163-164.
- (56) 後藤典俊・鏡味洋央・太田 裕(1980): やや長い周期の地震波の深い地盤による増幅性-関東平野. 地震学会講演予稿集, No. 2, 203.
- (57) N. Goto, Y. Ohta, and H. Kagami (1978): Deep shear wave velocity measurement for evaluation of 1-10 sec seismic input motions, Proc. 2nd, *Int. Conf. Microzonation*, 793-800.
- (58) H. Sato, (1979): A short note on borehole-type tiltmeters and earthquake prediction. *Research Note of NRCDP*, No. 34, 32 pp.
- (59) 佐藤春夫(1979): 静岡県岡部町における地殻傾斜の群列観測. 地震予知連絡会会報, 21, 78-80.
- (60) 佐藤春夫ら(1977): 多摩川下流域の地盤隆起と微小地震観測(その2). 国立防災科学技術センター研究速報, No. 26, 16.
- (61) 佐藤春夫・高橋 博(1978): 地殻傾斜の群列観測(その1). 国立防災科学技術センター研究報告, No. 20, 39-62.
- (62) 佐藤春夫・高橋 博・立川真理子(1978): 地殻傾斜の群列観測. 地震学会講演予稿集, No. 2, 171.
- (63) 佐藤春夫ら(1979): ボアホール型傾斜計(力平衡型振子式)の検定. 地震学会講演予稿集, No. 2, 81.
- (64) 佐藤春夫・立川真理子(1979a): 静岡県岡部町における地殻傾斜の群列観測(その2). 地震学会講演予稿集, No. 2, 28.
- (65) 佐藤春夫・立川真理子(1979b): 地殻傾斜観測資料(1). 防災科学技術研究資料,

- No. 4 2, 3 2 pp.
- (6 6) 佐藤春夫・立川真理子・山本英二(1980):地殻傾斜観測資料(2). 防災科学技術研究資料, No. 5 1, 6 6 pp.
- (6 7) 佐藤春夫ら(1980):孔井用傾斜計による地殻傾斜観測方式の開発. 地震 2, 3 3, 3 4 3-3 6 8.
- (6 8) 地震予知連絡会(1980):首都及びその周辺の地震予知. 地震予知連絡会地域部会報告, 2, 8 2 pp.
- (6 9) 嶋 悦三ら(1967):SH波発生装置の試作とその実験. 防災科学技術総合研究速報, No. 6, 7-1 4.
- (7 0) 嶋 悦三・太田 裕・柴藤喜平(1969):SH波発生装置により発生した波群の研究:ラブ波の発生とその地中観測. 防災科学技術総合研究報告, No. 1 9, 1 3-1 8.
- (7 1) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉(1970):列車によって起こされた波動の減衰. 地震, 2, 2 3, 3 3 2-3 3 4.
- (7 2) 嶋 悦三ら(1973):八戸市における速度検層結果. 防災科学技術総合研究報告, No. 3 1, 2 5-3 0.
- (7 3) E. Shima and Y. Ohta (1968):Expepimental study on generation and propagation of S waves :I, Designing SH-wave generator and it's field tests. *Bull. Earthq. Inst.* 4 5, 1 9-3 1.
- (7 4) K. Shimazaki (1971):Unusually low seismic activity in the focal region of the Great Kanto Earthquake of 1923. *Tectonophysics*, 1 1, 3 0 5-3 1 2.
- (7 5) S. Suehiro (1966):Difference between aftershocks and foreshocks in the relationship of magnitude to frequency of occurrence for the great Chilean earthquake of 1960. *Bull. Seism. Amer.*, 5 6, 1 8 5-2 0 0.
- (7 6) S. Suehiro, T. Asada and M. Ohtake (1964):Foreshocks and after-shocks accompanying a peceptibes eathquake in central Japan, *Pap. Meteor. Geophysics*, 1 5, 7 1-8 8.
- (7 7) 鈴木次郎・津村建四朗・尾池和夫・松村和夫(1979):微小地震観測所要覧(第2版). 1 6 1 pp.
- (7 8) 鈴木宏芳・笠原敬司・高橋 博・福田 理(1976):物理探査による関東平野西部地域の深部地下構造の研究. 岩石鉱物鉱床・鉱物・鉱山地質学会昭和51年度秋季連合学術講演会予稿集.
- (7 9) 鈴木宏芳(1978):房総半島南部における傾斜観測. 地震予知連絡会会報, 1 9, 4 2-4 4.
- (8 0) 鈴木宏芳(1978):房総半島南部における傾斜観測(2). 地震予知連絡会会報, 2 0, 4 3-4 4.
- (8 1) 鈴木宏芳・高橋 博(1979):府中地殻活動観測井の作井と地質構造. 第16回自然災害科学総合シンポジウム論文集, 5 9 9-6 0 2.
- (8 2) 鈴木宏芳ら(1981):関東・東海地方における孔井検層資料集. 防災科学技術研究資料集, No. 6 5, 1 6 2 pp.
- (8 3) 鈴木将之・海野徳仁・長谷川 昭・高木章雄(1980):関東地方北部及び東北地方南部の地震活動. 地震学会講演会予稿集, No. 2, 6 4.
- (8 4) 関谷 溥(1970):関東震災前後の地震活動について(概要). 地震予知連絡会会報, 2, 2 2-2 4.
- (8 5) 第四紀地殻変動研究グループ(1967):第四紀地殻変動図. 第四紀研究, 7, 1 8 2-1 8 7.
- (8 6) 第四紀地殻変動研究グループ(1969):第四紀地殻変動について. 第6回災害科学総合シンポジウム論文集, 1 2 5-1 2 8.
- (8 7) 高木章雄(1980):まとめと宮城県沖地震の前兆的地震活動. 地震予知研究シンポジウム(1980), 2 3 1-2 4 1.
- (8 8) 高橋 博(1967):地震時における軟弱基礎地盤の振動性状に関する現場実験研究ま

- えがき. 防災科学技術総合研究速報, No. 6, 1-2.
- (89) 高橋 博 (1969a): 東京深層地震観測井の計画. 地震予知連絡会会報, 1, 42-43.
- (90) 高橋 博 (1969b): 松代深層試錐について. 地震予知連絡会会報, 1, 40-41.
- (91) 高橋 博 (1970a): 松代深層試錐について (第2報). 地震予知連絡会会報, 2, 42-43.
- (92) 高橋 博 (1970b): 水圧入実験-松代深層試錐について (第3報). 地震予知連絡会会報, 3, 43-45.
- (93) 高橋 博 (1970c): 第四紀地殻動について. 地震予知連絡会会報, 2, 91-92.
- (94) 高橋 博 (1970d): 関東南部における異常地殻活動に関する特別研究. 地震予知連絡会会報, 4, 40pp.
- (95) 高橋 博 (1970e): 東京の地震予知計画と横浜の港北区での地震探査. 防災科学技術, No. 12, 1-3.
- (96) 高橋 博 (1971a): 世界最新の地震観測井の掘削. サイエンス, 1971-12, 56pp.
- (97) 高橋 博 (1971b): 地震予知は高性能の電子装置がほしい. 日経エレクトロニクス, 1971-4, No. 12, 115-117.
- (98) 高橋 博 (1973a): 深層観測井による地震予知観測. 土と基礎, 21, No. 6, 27-31.
- (99) 高橋 博 (1973b): 大地震時における都市防災に関する研究の概要. 防災科学技術総合研究報告, No. 31, 1-3.
- (100) 高橋 博 (1973c): 深層地震観測井-東京の地震予知をめざして. 日本地震工学振興学会ニュース, No. 13, 23-31.
- (101) 高橋 博 (1974): 深い地震観測井の作井について-岩槻地殻活動観測施設. 土木施工, 15, [5], 27-30.
- (102) 高橋 博 (1976): 人工地震観測時の天候予測. 地質ニュース, No. 262, 26-27.
- (103) 高橋 博 (1980): 地殻変動連続観測について. 地震予知研究シンポジウム(1980), 127-132.
- (104) 高橋 博・高橋末雄 (1975a): 東京の地震予知の研究(1)-深層観測井による. 防災科学技術, No. 28, 2-5.
- (105) 高橋 博・高橋末雄 (1975b): 東京の地震予知の研究(2)-深層観測井による. 防災科学技術, No. 29, 2-7.
- (106) 高橋 博・高橋末雄 (1976a): 東京の地震予知の研究(3)-深層観測井による. 防災科学技術, No. 30, 1-7.
- (107) 高橋 博・高橋末雄 (1976b): 東京の地震予知の研究(4)-深層観測井による. 防災科学技術, No. 32, 17-20.
- (108) 高橋 博・高橋末雄 (1978): 伊豆大島近海地震と東京湾北部における前駆的地震の活動. 地震予知連絡会会報, 20, 28-33.
- (109) 高橋 博・高橋末雄・鈴木宏芳 (1967): 試錐による松代群発地震地域の地下構造調査. 防災科学技術総合研究速報, No. 5, 57-69.
- (110) 高橋 博ら (1970): 深層ボーリングによる松代群発地震の研究. 第7回災害科学総合シンポジウム, 31-33.
- (111) 高橋 博・高橋末雄・鈴木宏芳・木下 舜 (1971): えびの吉松地区地震観測井. 防災科学技術総合研究報告, No. 26, 191-201.
- (112) 高橋 博・高橋末雄・鈴木宏芳・伊藤健治 (1979): 深層観測井における地殻傾斜観測. 第52回測地学会講演会予稿集, 15.
- (113) 高橋 博ら (1978): 下総地殻活動観測施設. 地震学会講演予稿集, No. 2, 129.
- (114) 高橋 博・高橋末雄・寺沢康夫・齋 正典 (1971): ボアホール地震計の計画方位設

- 置. 地震学会講演予稿集, No. 2, 7.
- (115) 高橋 博ら(1976): 火山列島硫黄島に設置した傾斜計. 日本測地学会第40回講演会要旨, 73-74.
- (116) 高橋 博・笠原敬司(1980): 深層観測井による微小地震震源決定精度の改善について. 地震学会講演予稿集, No. 1, 14.
- (117) 高橋博ら(1981): 深層観測井による関東地方の微小地震観測. 地震学会講演予稿集, No. 1, 168.
- (118) 高橋 博ら(1971): 房総半島南部における異常地殻活動の調査. 第8回自然災害科学総合シンポジウム論文集, 137-140.
- (119) 高橋 博ら(1971): 東京深層地震観測井の坑井地質. 地質等5学会秋季合同講演会予稿集, 424.
- (120) 高橋 博・村瀬敏男・宮本滝男・倉橋敏夫(1974): 深層地震観測用信号ケーブルと地震計筐体との水密接続. 昭和49年度電子通信学会全国大会予稿集, 2178.
- (121) 高橋 博・栗原重利(1977): 遠隔爆発点を用いた速度検層. 物理探鉱, 30, 119-207.
- (122) 高橋 博ら(1977): 中伊豆及び岡部における地殻活動の観測について. 地震学会講演会予稿集, No. 1, 33.
- (123) 高橋 博ら(1979): 岩槻地殻活動観測装置信号ケーブル接続部水密構造の開発. 国立防災科学技術センター研究速報, No. 40, 23 pp.
- (124) 高橋 博ら(1980): 地殻活動深層観測施設の開発. 第17回自然災害科学総合シンポジウム論文集, 519-522.
- (125) 高橋 博・木下繁夫・後藤賢一・斉藤 勤(1981): 地震警報器による加速度レベル測定—1980・9・25千葉県中部地震. 第18回自然災害科学総合シンポジウム論文集, 241.
- (126) H. Takahashi (1973): Observation of seismic activity by deep borehole in Iwatsuki City, Saitama Prefecture, US-Japan Seminar on Earthquake Prediction and Control, Boulder, Colorado, US (1973) Aug.
- (127) H. Takahashi and K. Hamada (1975): Deep borehole observation of the earth activities around Tokyo. Introduction of the Iwatsuki Observatory, *Pure and Applied Geophysics* 113, 311-320.
- (128) H. Takahashi, M. Takahashi, H. Suzuki and M. Otake (1979): Deep borehole observation of crustal activity in the metropolitan area of Japan 2-6. Proceedings of the International Symposium on Earthquake Prediction UNESCO.
- (129) 高橋末雄(1969): SH波発生装置による地質振動の観測. 防災科学技術総合研究報告, No. 19, 19-29.
- (130) 高橋末雄(1974): 深井戸観測装置の信頼性とその後状況. 地震学会講演予稿集, No. 2, 99.
- (131) 高橋末雄(1976): 岩槻深層観測井データ搬送装置とその信頼性. 国立防災科学技術センター研究報告, No. 13, 35-57.
- (132) 高橋末雄(1976): 岩槻の傾斜計で記録される地震動. 地震学会講演予稿集, No. 2, 93.
- (133) 高橋末雄(1977): 東京湾北部に群発する微小地震. 地震学会講演予稿集, No. 2, 16.
- (134) 高橋末雄(1978): 有感地震発生に先駆する東京湾北部の群発微小地震. 地震予知連絡会会報, 19, 27-31.
- (135) 高橋末雄(1979): 下総地殻活動観測施設と最近の観測結果. 地震予知連絡会会報, 21, 62-65.
- (136) 高橋末雄・高橋 博・鈴木宏芳(1967): 試錐内観測装置. 防災科学技術総合研究速報, No. 5, 71-81.
- (137) 高橋末雄ら(1973): 深井戸における地震観測装置の設置. 地震学会講演予稿集, No.

- 1, 33.
- (138) 高橋末雄・高橋 博・伊藤健治(1979):東京湾北部に群発する前駆的微小地震活動(その2). 地震学会講演予稿集, No.2, 84.
- (139) 高橋末雄・笠原敬司・山本英二(1974):岩槻及び房総における伊豆半島沖地震の観測結果. 国立防災科学技術センター主要災害調査報告, No.5, 56-67.
- (140) 高橋末雄・伊藤健治(1980):東京の地震予知の研究(7)-パルス型地震と地震予知. 防災科学技術, No.38, 5-11.
- (141) 高橋末雄・鈴木宏芳・笠原敬司・伊藤健治(1980):深層観測井による地震観測. 地震学会講演予稿集, No.2, 104.
- (142) 田中耕平・高橋 博・鈴木宏芳・寺島美南子(1978):川崎微小地震観測井の坑井地質. 国立防災科学技術センター研究速報, No.28, 73pp.
- (143) 檀原 毅(1966):松代地震に関連した地殻の上下変動. 測地学会誌, 12, 18-45.
- (144) 檀原 毅(1979):地震による地殻変動範囲とマグニチュードの関係式(改訂式). 地震予知連絡会誌21, 167-169.
- (145) H. Tsukahara(1976):Terrestrial heat flow at the Iwatsuki Deep Observatory and crustal temperature profiles beneath the Kanto district, Japan. *Research Note of NRCDP*, No.21, 9pp.
- (146) 塚原弘昭・池田隆司・佐竹 洋・高橋 博(1979):静岡県西伊豆町における水圧破壊法による地殻応力測定. 地震学会講演予稿集, No.2, 189.
- (147) 津村建四朗(1973):関東地方の微小地震活動. 関東大地震50周年論文集, 東京大学地震研究所, 67-87.
- (148) 津村建四朗(1975):関東地方の微小地震分布. 東京直下地震に関する調査研究(その3)-地震活動状況に関する考察-東京都防災会議, 18-25.
- (149) 津村建四朗(1976):同上(その4)-東京周辺の地震活動状況に関する考察, 253-300.
- (150) 東北大学微小地震研究グループ(1974):1969年12月~1972年12月の東北地方における微小地震の震源分布図. 地震予知連絡会会報, 12, 17-19.
- (151) 中村清二(1925):大地震ニヨル東京火災調査報告. 震災予防調査会報告, No.100, 戊, 81-134.
- (152) 日本学術会議地球物理学研究連絡委員会地震予知小委員会(1968):地震予知研究年次計画.
- (153) 南雲昭三郎・高橋 博・長谷川 淳(1967):気象庁地震観測所坑内における弾性波速度測定. 防災科学技術総合研究報告, No.5, 49-55.
- (154) 日本学術会議(1980):高密度強震観測の推進について(勧告). 日本学術会議第79回総会, 昭和55年5月12日.
- (155) 中村左衛門太郎(1925):関東大地震報告. 震災予防調査会報告, 100, 甲, 67-140.
- (156) 那須信治(1973):関東大地震前後の関東地方の地震活動. 関東大地震50周年論文集, 21-40.
- (157) 萩原尊礼(1972a):東京の被害地震. 地質工学, 8, 6-11.
- (158) 萩原尊礼(1972b):明治27年東京地震, 安政2年江戸地震, 元禄16年関東地震の震度分布. 地震予知連絡会会報, 7, 27-31.
- (159) 萩原尊礼(1973):地震予知の研究はどこまで進められているか-測地学審議会の建議に基づく研究計画の実施状況と今後の問題点. 学術月報, No.26, 2-32.
- (160) 浜田和郎(1976):伊豆大島近海地震(1978. 1. 14)の異常に小さい前震のm値. 地震予知連絡会会報, 20, 53-55.
- (161) 浜田和郎・山本英二・笠原敬司(1974):岩槻深層観測井のバックグラウンドノイズ及び地震記録. 地質学会講演予稿集, No.2, 100.
- (162) 浜田和郎・立川真理子(1976):岩槻地殻活動観測施設の地震探知能力. 地震学会講演予稿集, No.1, 50.

- (163) 浜田和郎・大竹政和・松村正三(1979): 関東・東海地殻活動観測網(1). 昭和54年度地震学会講演予稿集, No.2, 107.
- (164) 浜田和夫・松村正三・石田瑞穂(1980): 関東・東海地域の3次元震源分布. 地震学会講演予稿集, No.2, 65.
- (165) K. Hamada, H. Takahashi, M. Takahashi and H. Suzuki (1978): Deep borehole measurements of crustal activities around Tokyo. Terrestrial and Spare Techniques in Earthquake Prediction Research 475-500 Frieder. Vieweg & Sohn Praunschweig, Wiesbaden.
- (166) 福田 理(1962): 春日部層序試錐(予報) —坑井地質を中心として. 地質ニュース, No.100, 1-16.
- (167) 福田 理(1963): 春日部層序試錐の坑井層序. 地質調査所月報, 14, 379-380.
- (168) 福田 理(1964): 藤岡層序試錐(予報) —坑井地質を中心として. 地質ニュース, No.114, 1-10.
- (169) 福田 理・高橋 博・大八木規夫・鈴木宏芳(1974): 坑井地質に見る関東平野の基盤. 地質ニュース, No.234, 8-17.
- (170) 古川恭介・瀬川 広・奥村嘉章(1977): 膨脹セメントとその使用実績について. 石油技術協会誌, 42, 346-349.
- (171) 堀川義夫・津 宏治・小川克郎(1979): 茨城県日立—千葉県鴨川地域の空中磁気異常と地質構造. 地質調査所月報, 30, 487-512, 549-570.
- (172) 堀口万吉(1973): 関東平野西部の地形区分と段丘面の変動. 関東地方の地震と地殻変動, 119-127.
- (173) 松村正三ら(1979): 関東・東海地殻活動観測網(4). 地震学会講演予稿集, No.2, 110.
- (174) T. Mikumo (1966): A study on crustal structure in Japan by the use of seismic and gravity data.
- (175) 村瀬敏男・宮本滝男・藪崎正男(1973): 深層地震観測用信号ケーブル及び地震計筐体との水密接続用モールドの開発. 日本大洋海底電線(株) 研究開発研究室設置5周年記念研究開発報告集, 83-85.
- (176) 保田桂二(1925): 関東大地震の余震観測結果報告. 震災予防調査会報告, No.100, 甲, 261-310.
- (177) 山水史生(1980): 府中観測井(2750m)における地動ノイズ. 地震学会講演予稿集, No.2, 103.
- (178) 山水史生ら(1976): 川崎地区における微小地震観測. 地震学会講演予稿集, No.1, 51.
- (179) 山水史生ら(1977): 川崎微小地震観測施設と深度別ノイズ分布. 国立防災科学技術センター研究報告, No.18, 17-33.
- (180) 山水史生ら(1978): 岩槻深層地殻活動観測井におけるS波速度分布. 日米天然資源会議耐風耐震部会第9回会議録.
- (181) 山水史生ら(1979): 関東・東海地殻活動観測網(2). 地震学会講演予稿集, No.2, 108.
- (182) 山水史生ら(1979): 関東・東海地殻活動観測網(3). 地震学会講演予稿集, No.2, 109.
- (183) 山水史生・高橋 博・後藤典俊・太田 裕(1980): やや深い構造のS波速度(その3) —府中観測井(2750m)における測定. 地震学会講演予稿集, No.1, 200.
- (184) 山本英二・浜田和郎・笠原敬司(1975): 岩槻深井戸観測所でのバックグラウンドノイズ及び水を媒体とするノイズの除去. 地震, 2, 28, 171-180.
- (185) 山本英二・高橋末雄(1976): 岩槻観測井における深度別ノイズ観測. 地震学会講演予稿集, No.2, 94.
- (186) 山田正春・武居由之・小林 創・高橋 博(1974): 地表及びその近傍の地質学的問題点と物性探査(4). 地質ニュース, No.240, 16-26.

- (187) Research Group of QTM(1969) : Quaternary Tectonic Map of Japan, NRCDP, 6 sh.
- (188) Research Group of QTM(1973) : Explanatory Text of the Quaternary Tectonic Map of Japan, NRCDP, 167 pp.
- (189) 渡辺 晃(1971) : 近地地震のマグニチュード. 地震, 2, 24, 189-200.
- (190) 渡辺一郎(1976) : 東京の災害が全国に及ぼす影響(第1報) - 東京の現状, 人口との関連. 国立防災科学技術センター研究報告, No.16, 1-27.
- (191) 渡辺一郎(1977) : 東京の災害が全国に及ぼす影響(第2報) - 東京の復旧・復興との関連. 国立防災科学技術センター研究報告, No.17, 17-29.
- (192) 渡辺一郎(1978) : 東京の災害が全国に及ぼす影響(第3報). 国立防災科学技術センター研究報告, No.20, 217-244.

(1981年11月14日原稿受理)