

地震に関する観測データの解析研究

1999年 2 月

社団法人 資源・素材学会

本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせください。

〒 319-1194 茨城県那珂郡東海村村松4番地49
核燃料サイクル開発機構
技術展開部 技術協力課

Inquires about copyright and reproduction should be addressed to:

Technical Cooperation Section,
Technology Management Division,
4-49 Nuramatsu, Naka-gun, Ibaraki 319-1194,
Japan

© 核燃料サイクル開発機構(Japan Nuclear Cycle Development Institute)
1999-2

地震に関する観測データの解析研究

秋元 勇 巳*

要 旨

「地震に関する調査研究」は、15年間にわたる研究を昨年終了したが、この15年間にわたる細倉鉱山と釜石鉱山の坑内における地震を主体とした観測業務で蓄積された諸データについて、地震、地下水理および岩盤歪みの3現象を関連づけた総合解析を実施した。報告書のまえがきには、研究目的が述べられている。

第I部には、「地震に関する調査研究」で平成9年度の報告書に記載するのが間に合わなかった年度末（平成9年12月～平成10年3月）の観測データの整理結果が記述されている。

第II部では、平成9年度になって実現した釜石鉱山における地震、地下水理および岩盤歪みの3現象同時観測のデータを処理して、相互の関連性を求めた総合解析の成果が記述されている。

即ち、第1章水理モデルの検討では、釜石鉱山の坑内ボーリング孔に設置された間隙水圧計によって潮汐変動が観測されていること、またKWP-2孔の坑内検層では割れ目系の統一性が見られること、更に間隙水圧計によって得られた長期水圧変動データにより、地震が水圧に及ぼす影響の傾向性を求めたこと等、今後の地下水理研究にとって重要な知見が述べられている。

また第2章波形の比較では、地震発生時における動的波形について、地震、地下水理、岩盤歪みの3現象について検討した結果が述べられている。地震については、今回初めて実施したのであるが、加速度波形およびそれから得られた速度波形の両者について他の水圧、岩盤歪みの動的波形との比較を行い、興味ある成果が得られている。

第3章、想定される最大地震時の水圧変化では、釜石鉱山で1994年12月28日に得られた三陸はるか沖地震（ $M=7.8$ ）の他に過去の大型歴史地震のデータを用いて地震に伴う地下水理の変化について考察して得られた貴重な知見が述べられている。

あとがきでは、今後の地震研究に対する観測体制のあり方について大いに参考となるであろう種々の提言について記述されている。これらの提言は今後の研究テーマの設定、解析方法の計画および新しい現位置試験場における地震関連観測機器の設計・計画に役立つことが期待される。

本報告書は、(株)資源・素材学会が核燃料サイクル開発機構の委託により実施した研究の成果である。

契約番号：100D0152

サイクル機構担当部課室および担当者：東濃地科学センター 地質安定性研究グループ
阿部寛信

※：(株)資源・素材学会 会長

Analysis and Research on the Data of Earthquake Observation

Yumi Akimoto *

Synops i s

The activities of the committee were mainly analysis and reserches on the mutual relationship between the obserbation data of the eatthquake and underground water pressur.

this report is composd with two main part, the first part(Part I) consists of the results of usual analysis of the a data which were observed in the ending monthes of 1997 fiscal year.

The second part of the report(Part II) consists of the results of various analysis and research on the mutual relationship between seismic, underground hydraulics and rock strain using the data which were observed simultaneously.

In chapter one of Part II, the results of research on three major problems are described. Namely, tidal chaing of water pressure in KWP-2 borehole, the system of the fracture in the same borehole and the longterm tendency of underground water pressure inflenced by earthquake occurrence. In chapter two of Part II, the results of research on the comparison of the dynamic wave forms between seismic motion, pore water pressure and rock strains obeserved at the moment of earthquake occurrence are described.

In chapter three of Part II, the results of estimation on the chainge of underground water pressure which will be observed at the occurrence of maximum scale earthquake in future and described.

As the conclision, some selected recomendations obtained from longterm experiments and observation in the Kamaishi Mine are proposed. These recomendation will be useful for planning and designing of earthquake researches in future.

Work performed by the Mining and Materials Processing Institute of Japan under contract with Japan Nuclear Cycle Development Institute.

Contract Number: 100D152

JNC Liaison : TONO Geoscience Center ; Hironobu ABE

* : The Mining and Materials Processing Institute of Japan ; President

地震に関する観測データの解析研究

目 次

まえがき	1
Ⅰ. 釜石鉱山における地震・地下水理・岩盤歪み観測データの整理	3
1. 地震観測データの整理	5
1.1 まえがき	5
1.2 地震観測の概要	5
1.3 観測データの整理	6
1.3.1 観測データの処理方法	6
1.3.2 観測結果の概要	6
1.3.3 地下深部における地震動の基本特性	7
1.3.4 地下深部における地震動の遙減特性	11
1.4 まとめと提言	13
1.4.1 まとめ	13
1.4.2 提言	13
2. 地下水理観測データの整理	50
2.1 まえがき	50
2.2 地下水理観測の概要	50
2.3 地下水理観測結果	51
2.3.1 観測結果の概要	51
2.3.2 各水圧観測孔の水圧変化特性の整理	53
2.4 まとめと提言	54
3. 岩盤歪みデータの整理	94
3.1 まえがき	94
3.2 1997年4月から1998年3月までの岩盤歪み観測結果	94
3.3 潮汐解析結果	95
3.4 まとめと提言	101
Ⅱ. 地震・地下水理・岩盤歪みデータを用いた総合的解析	113
1. 水理モデルの検討	115
1.1 地球潮汐と水圧変動	115
1.1.1 潮汐について	115
1.1.2 水圧変動の様相	118
1.1.3 潮汐解析	119
1.1.4 結果と解釈	120

1.2	KWP-2 孔における孔内検層結果と割れ目系について	129
1.2.1	パッカー法による孔内流量検層結果と湧水破砕帯の存在	129
1.2.2	BTV による岩盤亀裂結果から見た湧水破砕帯の特徴	129
1.2.3	湧水破砕帯の走向・傾斜と破砕帯間隙水圧の地球潮汐応答の関連性	130
1.3	地震後水圧変化の変化後の同行の検討	139
1.4	地震後の水圧変化の要因	144
1.4.1	地震時の水圧変化	144
1.4.2	地震のメカニズム解と水圧変化	144
1.4.3	理論的な岩盤歪み値と水圧変化の関連性の検討	145
1.4.4	地震による水圧の最大振幅量と静的な変化量の関連性の検討	146
1.4.5	地震時における水圧変化と釜石での地震の初動方向との相関の検討	206
1.5	まとめと提言	209
1.5.1	まとめ	209
1.5.2	提言	210
2.	波形の比較	211
2.1	データと処理方法	211
2.1.1	データ	211
2.1.2	データ処理	211
2.1.3	観測波形	211
2.2	地震波形と水圧記録の比較・検討	213
2.2.1	地震波と水圧変化の最大振幅発生時間の関係	213
2.2.2	地震波と水圧変化の最大振幅との関係	213
2.2.3	地震波と水圧波形の比較	214
2.2.4	地震動により動的水圧の発生する機構について	214
2.3	地震波形と岩盤歪み記録との比較・検討	216
2.3.1	地震波と岩盤歪み変化の最大振幅発生時間の関係	216
2.3.2	地震波と岩盤歪み変化の最大振幅の関係	216
2.3.3	地震波と岩盤歪み波形との比較	216
2.4	まとめと提言	218
2.4.1	まとめ	218
2.4.2	提言	219
3.	想定される最大地震時の水圧変化の検討	283
3.1	地震の断層パラメーターによる静的変形場の計算手法と水圧変化の推定	283
3.2	ケーススタディ：東北日本の巨大地震静的変形場と 釜石地域の地下水位への影響評価	288
3.2.1	解析に使用される地震について	288
3.2.2	計算	290

3.3 評価：三陸はるか沖地震（94/12/28）による 釜石鉾山における孔内水圧変化を例にして	301
3.4 まとめと提言	303
あとがき	305
巻末	
潮汐現象とその解析方法について	307

まえがき

宮城県細倉鉱山から岩手県釜石鉱山に引き継がれた、15年間に亘る坑内地震観測を主体とした観測業務と、そのデータ解析は平成10年3月末をもって完了した。

引き続き平成10年度は、これまでに蓄積された地震、地下水理および岩盤歪みの観測データを利用して、更に1年間新たな視点に立って解析業務を実施することとなった。委員会の名称も「地震に関する観測データの解析研究」と変更になった。

本年度の研究業務のもう1つの目的は、長期に亘る観測業務およびそれに必要な観測機器の設置を通して得られた、地震に関する諸データを取得するための貴重なノウハウの集積を取りまとめ、提言として記録に残すことであった。この提言は、釜石鉱山に代わる次の現位置試験場で、新たに観測機器を設置する場合などに重要な役割を果たすことが期待される。

本年度の研究は、第Ⅰ部として平成9年度の報告書に積み残された年度末（平成9年12月～平成10年3月）における観測諸データの整理を行うこととした。

第Ⅱ部としては、本年度の主要な目標である地震・地下水理および岩盤歪みの3現象について、相互の関連性を検討する総合解析を実施することが計画された。

解析内容については、サイクル機構の研究目標に充分合致するよう、綿密な協議検討を重ねて方向づけを確認して行った。

本年度の総合解析で、特に重点を置いたのは、

①地震発生時における水圧、岩盤歪みの変化、②岩盤歪みと地球潮汐の関係、③地震発生時の水圧・岩盤歪みの動的変化（波形）に関する考察等である。これらの解析により、本文に見られるような興味ある知見が得られている。

細倉鉱山、釜石鉱山にける15年間の観測データについては、未だ検討されずに残された事項も多々あると考えられるため、CD-ROMとして全観測データが保存されている。これらのデータを利用しての、今後の更なる研究が望まれる。

本年度解析研究を担当して戴いた委員の方々は下記である。

委員長	山口 梅太郎	東京大学名誉教授
委員	小林 昭一	京都大学大学院工学研究科環境地球工学教室
"	小林 芳正	広島工業大学環境学部
"	川邊 岩夫	名古屋大学大学院理学研究科地球惑星理学専攻
"	坪川 恒也	国立天文台水沢観測センター
"	駒田 広也	(財)電力中央研究所バックエンドプロジェクト部
"	佐々木 俊二	(財)電力中央研究所岩盤耐震部
"	安池 慎治	(財)電力中央研究所岩盤耐震部陸域研究グループ
"	佐藤 孝雄	(株)明豊エンジニアリング
"	堀田 光	(株)建設企画コンサルタント耐震技術部

長年に亘り、本委員会の活動に参画して戴き、大変な御苦勞をいただいた委員の方々、また観測データの解析に当り、複雑な実務を担当していただいた(株)G.A 技研および(株)C.R.S に対し、厚くお礼申し上げます。更に釜石で観測された地震の一部について、初動部分の驗測をお願いして、快くご協力いただいた東北大学遠野観測所および巻末の付録「潮汐現象とその解析法について」を寄稿して下さった岩手県水沢市・国立天文台田村良明氏にも、心から御礼申し上げます。

Ⅰ. 釜石鉱山における地震・地下水理・岩盤歪み観測データの整理

1. 地震観測データの整理	5
1.1 まえがき	5
1.2 地震観測の概要	5
1.3 観測データの整理	6
1.3.1 観測データの処理方法	6
1.3.2 観測結果の概要	6
1.3.3 地下深部における地震動の基本特性	7
1.3.4 地下深部における地震動の遁滅特性	11
1.4 まとめと提言	13
1.4.1 まとめ	13
1.4.2 提言	13
2. 地下水理観測データの整理	50
2.1 まえがき	50
2.2 地下水理観測の概要	50
2.3 地下水理観測結果	51
2.3.1 観測結果の概要	51
2.3.2 各水圧観測孔の水圧変化特性の整理	53
2.4 まとめと提言	54
3. 岩盤歪みデータの整理	94
3.1 まえがき	94
3.2 1997年4月から1998年3月までの岩盤歪み観測結果	94
3.3 潮汐解析結果	95
3.4 まとめと提言	101

1. 地震観測データの整理

1.1 まえがき

地震動は地表面に近い地盤構造の影響を強く受ける。表層地盤の影響を受けず震源から放出された地震波の特性に近いと考えられる地下深部、いわゆる地震基盤での地震動特性を明らかにする目的で、釜石鉱山の坑内において 1990 年から地震観測を開始した。以下では、1998 年 3 月までに得られた地震記録に基づいて、最大加速度、速度応答スペクトルなど地震動の基本的な特性、および地下深部における地震動の遁減特性について検討した結果について報告する。

1.2 地震観測の概要

釜石鉱山での地震観測は 1990 年 2 月から開始し、1998 年 3 月に終了した。釜石鉱山に設置した K-1 から K-6 の地震観測点の位置を図 1.2-1 と表 1.2-1 にそれぞれ示す。6 観測点のうち 550mL 坑道に設置した K-2、K-3 および K-4 の 3 観測点を用いて、一辺の長さがおよそ 760m ~ 860m の三角形のアレー観測を、また、K-1、K-5、K-2 および K-6 の 4 観測点を 865mL、725mL、550mL および 250mL の各坑に配置し鉛直アレー観測を実施した。図 1.2-1 に示すように、これら 4 観測点のうち K-1 点は坑口から 10m ほど坑内に入った地点で、地表観測点と見なすことが出来る。また、K-1、K-5、および K-2 点の水平方向の位置は、ほぼ同じであるが、K-6 点はこれらの観測点よりおよそ 740m ほど西側に位置しており、厳密な意味では鉛直アレーではない。また、当初は K-1 ~ K-6 の 6 点で地震観測を開始したが、1993 年 10 月末に K-7 点を増設した。

超音波を用いた弾性波速度測定結果によれば、地震計が設置されている岩盤の S 波速度は、K-1 で 2.3km/s、その他の観測点ではおよそ 3km/s である。各観測点での S 波速度を岩盤の種類とともに、表 1.2-2 に示す。

各観測点ともに、観測は加速度計 (NS 方向、EW 方向および上下方向の 3 成分観測) を用いて実施した。7 観測点のうち K-1 ~ K-4 点の観測点では、地震計からの出力を信号ケーブルを用いて 550mL に設けた観測室まで送りデジタルデータ収録装置 (AJE-8000Bs) に収録した。一方、K-5、K-6 および K-7 点では、観測点から観測室まで信号ケーブルを敷設するのが困難であったため、独立型の地震観測装置 (SMAC-MD) を設置し観測を行った。用いた観測システムの AD 変換のビット数とサンプリングタイムは、AJE-8000Bs、SMAC-MD いずれの場合も、それぞれ 16 ビット、0.005sec である。K-1 ~ K-4 測点でのトリガー方法は、K-1 と K-4 の 2 点の上下成分、および K-1 の NS 成分の合計 3 成分による AND 回路で、トリガーレベルは 0.3gal である。また、K-5、K-6、K-7 点の場合、3 成分の OR 回路で、トリガーレベルは 0.5gal である。遅延は全観測点ともに 5 秒で行った。

地震観測システムのブロック図を図 1.2-2 に示す。

1.3 観測データの整理

1.3.1 観測データの処理方法

観測された地震記録は、以下の手順によって前処理を行った。

(1) 波形の前処理

- ① 得られたデジタル値を物理量（加速度）に変換するとともに、ゼロ線補正を行った後、地震波形を出力し、K-1 点での最大加速度振幅が 1gal 以上の地震を選択した。
- ② 地震波形は、チェビシェフ型のバンドパスフィルタを用いフィルター処理を施した。高域および低域の遮断周波数は、それぞれ 35Hz、および 0.05Hz である。
- ③ 以上の前処理を施した波形ファイルを地震情報などの付属情報とともにデータベース化した。

(2) 波形の基本解析

データベース化された地震記録は、必要により以下の基本解析を実施した。

- ① 積分
加速度波形を積分し、Triffunac の方法を用い速度波形と変位波形を求めた。
- ② フーリエ変換
加速度波形をフーリエ変換し、フーリエスペクトルとパワースペクトルを求めた。手法は FFT 法により、リンキング防止のためにコサインアーチドベル型のデータウインドウを、また、スペクトルの平滑化はパラボラ型のスペクトルウインドウを用いた。
- ③ 応答スペクトル
加速度波形を入力し、応答スペクトルを求めた。手法は線形加速度法により、応答点数は 76 点、減衰定数は $h=0, 2, 5\%$ の 3 種類である。

1.3.2 観測結果の概要

釜石鉱山での地震観測は、1990 年 2 月に観測を開始して以来、1998 年 3 月までの約 8 年間に 344 個の地震記録が得られている。これらの地震の諸元を表 1.3.2-1 に、また、震央分布を図 1.3.2-1(1)~(4)にそれぞれ示す。なお、これらの地震の諸元は気象庁によった。図 1.3.2-1 に示す震央分布によれば、観測された地震の多くは、北海道東方沖から千葉県沖、特に岩手県から宮城県の太平洋側で発生している。このほか、深さ 200km 以上の深発地震が主に日本海側で発生している。

これらの地震の震央距離とマグニチュード(M)、および震源距離と M との関係を図 1.3.2-2 に示す。以下では、特に断りがない限り、M は気象庁により決定されたマグニチュード(M_{JMA})を意味するものとする。観測された地震の M の平均は 4.5、また震源距離の平均は 107km である。図に示す M と震源距離の関係によれば、M が小さい地震ほど震源距離が近く、逆に M が大きいほど震源距離が遠くなる傾向が認められる。

観測された地震の震央距離と M、および震央距離と震源の深さとの関係を図 1.3.2-3 に

示す。ほとんどの地震は 100km 以浅で発生しており、その平均は 59km である。また、震源の深さが 200km よりも大きい地震は、1 例をのぞき M6 以上の地震に限定される。

次に、観測された地震の M の頻度分布を図 1.3.2-4 に示す。観測された地震のうち M7 以上の地震は、1993 年 1 月 15 日の釧路沖地震(地震番号 120、M=7.8)をはじめ 11 個観測されている。このうち M が最大の地震は、1994 年 10 月 4 日に発生した北海道東方沖地震で M=8.1 である。また、これまでに観測された地震のうち加速度振幅が最大の地震は、1993 年 11 月 27 日に宮城県北部で発生した地震で K-1 の EW 成分で 52gal である。K-1 点で 10gal を越える地震は、この地震を含め合計 32 個観測された。

なお、K-5、K-6、K-7 の 3 観測点は他の観測点と同期がとれていないため、K-1、K-5、K-2 および K-6 の鉛直アレー観測で共通に観測された地震は、344 個中 59 個である。

1.3.3 地下深部における地震動の基本特性

以下では、主に K-2 点で観測されたデータを用いて検討した地下深部における地震動の基本特性について述べる。地下深部における地震動特性に関する検討は、最深の観測点である K-6 点のデータに基づいて行うことが望ましい。しかし、3 で述べたように、K-6 点は K-1 ~ K-4 点とは独立した観測点で、トリガー方法の相違や工事に伴う観測停止などのため、K-1 ~ K-4 点に比べ観測された地震の数が少ない。このため、K-6 点で観測された地震記録とほぼ同等の特性を有し、かつ観測期間中もっとも安定して地震が観測された K-2 点の地震記録を用いて地震動特性を検討することとした。

なお、K-2 点の地震計はスカルンに設置されているが、この岩盤の S 波速度は 2.99km/s である。

(1) 最大加速度振幅と震源の深さの関係

はじめに、Fukushima and Tanaka (1990) による最大加速度振幅の距離減衰の予測値と実測値との比較に基づいて検討した最大加速度振幅と震源の深さの関係について述べる。

Fukushima and Tanaka (1990) による岩盤での最大加速度の距離減衰式は、 $5.0 < \text{地震モーメント}(M_w) < 8.0$ 、深さ(H)<30km および震源距離(R)<300km の地震記録に基づいて求められたもので、地震モーメントと震源距離の関数で与えられている。このため、福島(1994)の方法に従い、次式を用いて気象庁マグニチュード(M_{JMA})から M_w に変換した。

$$\text{LOG} (M_0^{-1} + 10^{-11} M_0^{-1/3}) = -1.10 M_{JMA} \quad (1.3-1)$$

$$M_w = 1/1.5(\text{LOG} M_0 - 16.05)$$

ただし、 M_0 は地震モーメントである。

$3.5 < M_w < 4.5$ の地震の K-2 点での最大加速度と震源距離の関係を図 1.3.3-1 に示す。ここで、最大加速度は水平 2 成分の平均で、図に示すように震源の深さにより、 $0\text{km} < H < 30\text{km}$ 、 $30\text{km} < H < 60\text{km}$ 、 $60\text{km} < H$ の 3 通りに分け示してある。先に述べたように、Fukushima and

Tanaka(1990)による最大加速度の距離減衰式は、 $M_w > 5$ の地震記録に基づいて求められたものであるが、ここでは $M_w = 4$ とした場合の岩盤における最大加速度の距離減衰を参考までに求め、図 1.3.3-1 に曲線で示した。ここで、Fukushima and Tanaka(1990)による岩盤上の最大加速度は、福島(1994)に従い地盤上の値の 60%とした。また、Fukushima and Tanaka(1990)による最大加速度の距離減衰式は地表面で定義されるが、地中の K-2 点での最大加速度と比較するため、図 1.3.3-1 に示す曲線は自由表面の影響を除くため、最大加速度の予測値を 2 で割って示してある。同様に、 $4.5 < M_w < 5.5$ 、 $5.5 < M_w < 6.5$ 、 $6.5 < M_w < 7.5$ 、および $7.5 < M_w$ の地震の K-2 点での最大加速度と震源距離の関係を図 1.3.3-2 ~ -5 にそれぞれ示す。

ここで $4.5 < M_w < 5.5$ 、 $5.5 < M_w < 6.5$ および $6.5 < M_w < 7.5$ に属する地震の最大加速度と震源距離の関係（図 1.3.3-2 ~ -4 参照）について、K-2 点での最大加速度の観測値と Fukushima and Tanaka(1990)による予測値とを比較すると、震源の深さが 30km より浅く、かつ震源距離が 300km 未満の地震の場合、最大加速度の観測値は、予測値とほぼ同レベルか下回る傾向にある。この傾向は、地震基盤における最大加速度は表層地盤における最大加速度より小さくなることと調和する。しかし、特に震源が 60km よりも深い地震の場合、最大加速度の観測値は予測値を上回り、震源距離や M_w が同じであれば、震源が深いほど最大加速度は大きくなる傾向が明瞭に認められる。

(2) 速度応答スペクトルと震源の深さの関係

次に、福島(1994)による速度応答スペクトルの予測値と実測値との比較に基づいて検討した速度応答スペクトルと震源の深さの関係について述べる。

福島(1994)は、S波速度が 700 m/s ~ 2800 m/s の岩盤上での観測記録 ($M = 4 \sim 8$ 、断層からの最短距離 = 20 ~ 200 km、震源の深さ 60 km 以浅)を用いて、(1.3-2)式で定義される速度応答スペクトルの予測式を求めた。

$$\log S(T) = a_1(T)M_w^2 + a_2(T)M_w + b(T)R - \log(R+r) + C_{base}(T) \quad (1.3-2)$$

ただし、

$$r = 0.025 \times 10^{0.42M_w} \quad (1.3-3)$$

(1.3-2)式において、 M_w はモーメントマグニチュード、 R は断層からの最短距離である。また、 $a_1(T)$ 、 $a_2(T)$ 、 $b(T)$ および $C_{base}(T)$ は、それぞれ M_w^2 、 M_w 、震源距離およびサイトの各項の係数で、周期(T)の関数で与えられる。

サイト係数として $C_{base}(T)$ を用いた速度応答スペクトルの予測式は S波速度 2.8km/s の地中岩盤で観測された地震記録に基づいており、ほぼ地震基盤での応答スペクトルに相当すると考えられる。こおため、釜石鉾山で観測された地震記録について、福島(1994)と同様の方法を用いて速度応答スペクトルを求め、得られた結果を福島(1994)の結果と比較した。福島(1994)の応答スペクトルの予測式は、(1.3-2)式に示すようにモーメントマグニチャー

ドで定義されているため、(1.3-1)式を用いて気象庁マグニチュード(M_{JMA})から M_w に変換した。また、 R は断層からの最短距離を震源距離に置き換えて用いた。

観測された地震のうち震源距離が 300km 以下の地震の M_w と震源距離との関係を図 1.3.3-6 に示す。同図では震源の深さ(H)を $H < 30\text{km}$ 、 $30\text{km} < H < 60\text{km}$ 、 $60\text{km} < H$ の 3 通りに分けて示してある。このうち、同図に四角の枠で囲った 3 つの範囲の地震について速度応答スペクトルを求めた。これらの枠内における M_w の中心は 4、5 および 6、また、震源距離の中心は 75km、125km および 162.5km である。以下では、これらの枠の中心を基準点と称する。

速度応答スペクトルは以下のようにして求めた。K-2 点で観測された水平 2 成分の S 波主要動部分の波形から減衰 5%の絶対加速度応答スペクトルを求めた後、角周波数で割り疑似速度応答スペクトルを求め、次いで、水平 2 成分の平均を求め速度応答スペクトルとした。表面波成分の混入を防ぐため、スペクトルの計算は S 波主要動部分について行った。その際、S 波主要動部分は壇・渡辺 (1989) による S 波の継続時間から求めた。ただし、最小の継続時間を 9 秒とした。また、解析に用いた周期帯域は 0.02 ~ 3sec とした。3.5 < M_w < 4.5、50 < R < 100km、 $H < 30\text{km}$ に属する地震を (1.3-2) 式の予測式を用いて $M_w=4$ 、 $R=75\text{km}$ の基準点に変換した速度応答スペクトルを図 1.3.3-7(1)に示す。同図には、速度応答スペクトルの平均と標準偏差も併せて示してある。次に、3.5 < M_w < 4.5、50 < R < 100km、震源の深さがそれぞれ $30\text{km} < H < 60\text{km}$ と $60\text{km} < H$ に属する地震を $M_w=4$ 、 $R=75\text{km}$ の基準点に変換した速度応答スペクトル、およびその平均と標準偏差を図 1.3.3-7(2)と図 1.3.3-7(3)にそれぞれ示す。同様に、4.5 < M_w < 5.5、100 < R < 150km に属する地震を震源の深さにより $0 < H < 30\text{km}$ 、 $30\text{km} < H < 60\text{km}$ 、 $60\text{km} < H$ の 3 通りに分けて求めた $M_w=5$ 、 $R=125\text{km}$ の基準点での速度応答スペクトル、およびその平均と標準偏差を図 1.3.3-8(1)~図 1.3.3-8(3)に、5.5 < M_w < 6.5、125 < R < 200km に属する地震を $M_w=6$ 、 $R=162.5\text{km}$ の基準点に変換した速度応答スペクトル、およびその平均と標準偏差を図 1.3.3-9 にそれぞれ示す。なお、5.5 < M_w < 6.5、125 < R < 200km に属する地震は、総て震源の深さが 30km よりも浅い地震に限定される。

次に、応答スペクトルの平均のうち、3.5 < M_w < 4.5、50 < R < 100km、震源の深さが $0\text{km} < H < 30\text{km}$ 、 $30\text{km} < H < 60\text{km}$ および $60\text{km} < H$ に属する地震を $M_w=4$ 、 $R=75\text{km}$ の基準点に変換して求めた応答スペクトルの平均を図 1.3.3-10 に示す。同図には $M_w=4$ 、 $R=75\text{km}$ における福島(1994)の速度応答スペクトルも併せて示してある。同様に、4.5 < M_w < 5.5、100 < R < 150km に属する地震を震源の深さにより 3 通りに分けて求めた $M_w=5$ 、 $R=125\text{km}$ の基準点での速度応答スペクトルの平均を図 1.3.3-11 に、また、5.5 < M_w < 6.5、125 < R < 200km に属する地震を $M_w=6$ 、 $R=162.5\text{km}$ の基準点に変換して求めた速度応答スペクトルの平均を図 1.3.3-12 にそれぞれ示す。

以下では、はじめにこれらの図に基づき釜石鉾山の地震記録から求めた応答スペクトルの平均と福島(1994)の応答スペクトルとを比較する。震源の深さが 60km よりも浅い地震の速度応答スペクトルは、 $M_w=4$ 、5、6 のいずれの場合でも、釜石鉾山の地震記録から求めた応答スペクトルの平均は、一部を除き福島(1994)の応答スペクトルよりも小さい値を示す。福島(1994)の速度応答スペクトルは、S 波速度が 700m/s ~ 2800m/s の岩盤上での観測記録に基づいている。これに対し、釜石の応答スペクトルは S 波速度が 3000m/s のいわゆる地

震基盤で観測されたデータに基づいている。両者の速度応答スペクトルの相違は、この岩盤の条件によるものと思われる。

次に、震源の深さによる応答スペクトルの相違について述べる。図 1.3.3-10、図 1.3.3-11 によれば、釜石鉾山の地震記録から求めた応答スペクトルの平均は、 $M_w=4, 5$ いずれの場合も震源の深さに依存する傾向が明瞭に認められる。すなわち、 $H>60\text{km}$ の地震記録から求めた速度応答スペクトルが最も大きく、 $0<H<30\text{km}$ の地震の応答スペクトルが最も小さい。この結果は、先に述べた最大加速度の場合と同様で、震源距離やマグニチュードが同じであれば、震源が深い地震の方が速度応答スペクトルも大きくなるようである。この理由としては、震源が深い地震ほど減衰の影響が小さいことが一因として考えられる。また、伝播経路の影響のほか、震源特性の相違を反映している可能性がある。

(3) 水平動の最大加速度と上下動の最大加速度の関係

次に、地震動の上下動成分の最大加速度振幅と水平動成分の最大加速度振幅について検討する。なお、以下では、水平動は NS 成分と EW 成分の合成値である。

K-2 点における水平動の最大加速度(AH_{max})と上下動の最大加速度(AV_{max})との関係を図 1.3.3-13 に示す。図中の実線は AV_{max}/AH_{max} の平均を表し、今の場合 0.73 である。また、 AV_{max}/AH_{max} の最大値、最小値、および標準偏差は、それぞれ 1.691、0.258、および 0.235 である。同図によれば、ほとんどの地震の AV_{max}/AH_{max} は、平均値 0.73 を中心に 0.5 から 1 の範囲に入る。

以上の結果は、上下動の最大加速度振幅と水平動の最大加速度振幅との関係を示したものであるが、加速度振幅が最大となる時刻は、上下動と水平動とでは一致しないと思われる。この点を確認するために、水平動の加速度が最大の時刻での水平動の最大加速度と上下動の最大加速度(AV'_{max})との関係を図 1.3.3-14 に示す。図中の実線は AV'_{max}/AH_{max} の平均を表し、今の場合 0.254 である。また、 AV'_{max}/AH_{max} の最大値、最小値、および標準偏差は、それぞれ 1.259、0.001、および 0.222 である。同図に示すように、 AV'_{max}/Ah_{max} は最大でも 1.259 で、1 を越える地震は 2、3 個程度で、平均も 0.254 で、 AV_{max}/Ah_{max} の平均値 0.73 に比べるとかなり小さい。

AV_{max}/AH_{max} と震源距離の関係および AV'_{max}/AH_{max} と震源距離の関係を図 1.3.3-15 および図 1.3.3-16 にそれぞれ示す。これらの図において、●は上下動の最大加速度が P 波成分である地震、また、数字は地震番号を表す。これらの図によれば、 AV_{max}/AH_{max} が 1 を越える地震は震源距離が 20 ~ 1000km の広い範囲にわたって存在するが、 AV'_{max}/AH_{max} が 1 を越える地震は 3 個で、このうち 2 個の地震（地震番号 44、270）は震源距離が 25km 程度の近距離で発生している地震である。次に、K-2 点での AV_{max}/AH_{max} と AH_{max} との関係を図 1.3.3-17 に、 AV'_{max}/AH_{max} と AH_{max} との関係を図 1.3.3-18 にそれぞれ示す。図 1.3.3-18 によれば、 AV'_{max}/AH_{max} が 1 を越える地震は、3 個である。これらの地震の最大加速度振幅は、いずれも 2gal 以上、特に地震番号 270 の地震（岩手県沿岸北部、 $M=4.4$) の場合、水平成分の最大加速度は 23gal でノイズレベルに比べて有意に大きい、このような振幅レベルの場合でも AV'_{max}/Ah_{max} が 1 よりも大きい場合がある。

1.3.4 地下深部における地震動の逓減特性

(1) 最大加速度振幅の逓減率

鉛直アレー観測点のうち、地表に近い K-1 点を基準とした場合の K-5、K-2 および K-6 点での最大加速度振幅の逓減率およびその平均と標準偏差を図 1.3.4-1(1), (2)に示す。同図は、鉛直アレー観測点の全点で同時に観測された 59 個の地震のうち、K-6 点での最大加速度振幅が 2gal 以上の 29 地震の逓減率を、左から順に、NS、EW、UD の各成分について示したものである。また、右側の図は、NS、EW および UD の 3 成分の加速度波形をベクトル合成して求めた波形の最大加速度振幅の逓減率である。図 1.3.4-1 によれば、特に NS 成分と UD 成分の最大加速度振幅の場合、K-5 点よりも深い K-2 点や K-6 点での最大加速度振幅が、K-5 点での最大加速度振幅よりも大きい場合もみられ、また、EW 成分や合成波形のものに比べてばらつきも大きい。EW 成分と合成波形の最大加速度振幅は、地表の K-1 点よりも深くなるに従い逓減し、また、ばらつきも比較的小さい。各成分の K-5 点以深における逓減率の平均は、NS と UD 成分で 0.51(0.15)、合成波形で 0.46(0.11)、EW 成分で 0.42(0.11)となり、EW 成分の逓減率の平均が最も小さい。ただし、括弧内の数値は標準偏差を表す。なお、EW 成分の逓減率が、NS 成分のものより小さい理由については § 1.3.4(3) で述べる。

ここで、図 1.3.4-1 中に示した 134、151、270 などの数字は、最大加速度振幅の逓減率が平均から大きくはずれる地震の番号である。これらの地震の震源分布を図 1.3.4-2 に示す。図 1.3.4-2 に示す震央分布図によれば、これらの地震のうち 151、152、174、177 および 270 の 5 個の地震は、いずれも震央距離が 20km 未満、深さが 25km 以浅で釜石鉾山に比較的近い場所で発生した地震である。これらの地震のうち地震番号 270(M=4.4、震源距離 24km)の地震のフーリエスペクトルを図 1.3.4-3 に示す。同図によれば、ほとんどの成分で 10Hz 以上の短周期成分が卓越している。このように、釜石鉾山の近傍で発生する地震は、短周期成分が卓越しているが、短周期成分が卓越する地震は、釜石鉾山直近の不均質構造の影響を遠地地震の場合より受けやすい。このため、これらの地震では、逓減特性が平均から大きくはずれることになったと思われる。

(2) 加速度波形の実効値の逓減率

以上は、最大加速度振幅の逓減率である。最大加速度振幅は、取り扱いが簡単であること、また、耐震設計における入力地震動は最大加速度値で与えられることが多いことなどの理由により、最大加速度振幅を指標とした増幅率や逓減率については従来から研究が行われてきた。しかし、例えば、パルス状波形のような短周期成分が卓越する地震の場合、最大加速度振幅は地震の規模に比べて大きくなるのが普通で、最大加速度振幅のみで地震動の特性を表現することは困難である。以下では、加速度波形の総エネルギーを表す実効値に注目し、逓減率を実効値の比で求めるとともに、その結果を最大加速度の逓減率と比較検討した。

地震動の実効値 y_{rms} は、地震動を $y(t)$ 、震動継続時間を T としたとき次式で定義される。

$$y_{rms} = \sqrt{1/T \int Y(t)^2 dt} \quad (1.3-4)$$

K-6 点での最大加速度が 2gal 以上の 29 個の地震について、K-1 点を基準とした場合の K-5、K-2 および K-6 点での実効値の逓減率を図 1.3.4-4(1), (2)に示す。各成分の K-5 点以深における逓減率の平均を大きい順に並べると、UD 成分で 0.49(0.11)、NS 成分で 0.47(0.10)、合成成分で 0.45(0.08)、そして EW で 0.41(0.08)である。ただし、括弧内の数値は標準偏差を表す。図に示すように、実効値の逓減率の場合においても、K-5 よりも深い K-2 や K-6 の観測点で振幅が逓減しない地震の例も見られる。このように平均から大きくはずれる地震は、地震番号 152、177 および 270 など最大加速度振幅の場合と同様である。

つぎに、最大加速度振幅の逓減率と実効値の逓減率とを比較した結果を図 1.3.4-5(1),(2)に示す。両者を比較すると、実効値の逓減率は、最大加速度振幅の逓減率に比べて、全体としてばらつきが少なく、安定した逓減特性を示す。

(3) 地震動の増幅率

以上、地震動の逓減特性について述べた。これまでは、地震動が深さとともにどのように減少するのかを明らかにするため、「逓減率」という表現を用いた。通常は、逓減率よりも増幅率の方が一般的であり、見馴れている。このため、最深点の K-6 を基準とした場合の最大加速度振幅の増幅率と実効値の増幅率を図 1.3.4-6(1),(2)に、また、その平均と標準偏差を図 1.3.4-7(1),(2)にそれぞれ示す。これらの図によれば、最大加速度振幅、実効値ともに成分に依らず、K-6 ~ K-5 の地中での増幅率は 1.2 程度で同様の傾向を示す。しかし、地表近傍に位置する K-1 点での増幅率は、NS、UD および合成成分でほぼ 2.3 ~ 2.5 程度であるのに対し、EW 成分では 2.8 ~ 2.9 程度とやや大きな値を示す。これは以下の理由による。先に釜石鉾山の地質・地形の概要で述べたように、釜石鉾山は北上山地東部の脊梁部に位置するが、この脊梁はほぼ南北方向に走る尾根を形成している。このような地形の場合、南北方向に比べ東西方向が相対的に揺れやすい。この結果、地表での増幅率は NS 方向よりも EW 方向のほうが大きくなったと思われる。

1.4 まとめと提言

1.4.1 まとめ

釜石鉾山において1990年2月に地震観測を開始して以来、1998年3月までの約8年間に344個の地震記録が得られた。これらの記録を解析した結果は以下のとおりである。

(1) 観測された地震のMの平均は4.5である。このうち、M7以上の地震は、M=8.1（1994年北海道東方沖地震）を含め11個観測された。また、震源距離と震源の深さの平均は、それぞれ107km、59kmである。次に、最大加速度振幅は、K-1点のEW成分で52galである。K-1点で10galを越える地震は、この地震を含め合計32個観測された。

(2) 震源の深さが30 kmより浅い地震の最大加速度は、既往の距離減衰式の値とほぼ同レベルか下回る傾向にある。この傾向は、地震基盤における最大加速度は表層地盤における最大加速度より小さくなることと調和する。しかし、特に震源が60 kmよりも深い地震の場合、最大加速度の観測値は予測値を上回り、震源距離やMwが同じであれば、震源が深いほど最大加速度は大きくなる傾向が明瞭に認められる。

(3) 釜石鉾山で観測された地震記録から求めた応答スペクトルの平均は、Mw=4、5いずれの場合も震源の深さに依存し、震源が60 kmよりも深い地震の速度応答スペクトルが最も大きく、30 km以浅の地震の応答スペクトルが最も小さい。震源距離やマグニチュードが同じであれば、震源が深い地震の方が速度応答スペクトルも大きくなる。

(4) 最大加速度振幅と加速度振幅の実効値は、いずれも一部を除き、地表のK-1点から140m地中に位置するK-5点でおよそ1/2に逓減するが、それ以深ではほぼ一定である。実効値の逓減率は、最大加速度振幅の場合よりもばらつきは小さい。

(5) 地形の影響を受けないNS成分に関しては、工学で重要となる周期1秒から0.1秒の範囲では、地中の振幅は地表の振幅の0.5倍である。この観測結果によれば、 $V_s = 2\text{km/s}$ 以上の岩盤では、半無限の等方均質な媒質での入射・反射の関係に等しいことがわかる。

1.4.2 提言

地下深部における地震動特性を適切に評価する目的で地震観測を新たに実施する場合、釜石鉾山での地震観測により得られた成果を踏まえ、以下の点に留意して地震観測を実施する必要がある。

(1) 3次元アレー観測

地震動は表層の地盤構造の影響を強く受ける。これに対し、S波速度が3km/sec程度のいわゆる地震基盤における地震動は、表層地盤の影響を受けず震源から放出された地震動

に近い特性を有すると考えられており、地下深部における地震動特性を明らかにするためには、地震基盤での高精度 3 次元アレー地震観測が不可欠である。このため、地震基盤に達するボーリング坑を複数本掘削し、これらの深層ボーリング坑の坑口と坑底に地震計などを設置して水平および鉛直のアレー観測を実施するとともに、これららのデータに基づき、表層の地盤構造や地形の影響を受けない地震基盤での地震動特性を明らかにする。

(2) 観測システム

地下深部における地震動特性を明らかにするとともに、岩盤歪み計や間隙水圧計による記録との比較・検討を行うためには、周期帯域が 10sec ~ 0.01sec、ダイナミックレンジが 120dB（加速度振幅で 1mgal ~ 1gal）程度の範囲の地震動を正確に観測できるシステムを構築する必要がある。最近では、急速なエレクトロニクスの進歩と GPS の登場により、広帯域、高ダイナミックレンジおよび高い刻時精度を有するデジタル記録装置が入手可能である。最近開発されたこれらのデジタル記録装置を用いることにより、質、量ともに従来に比べ飛躍的に向上した地震データを得ることが出来る。

(3) 地下構造調査

実地震波形と理論波形との比較から地震動の増幅特性や地下深部における地震動特性を明らかにするためには、観測点周辺の数値構造、特に S 波速度と減衰定数を把握するとともに、数値解析に用いる地盤モデルを作成することが不可欠である。

参考文献

- 壇一男・渡辺孝英(1989)：地震波形の包絡関数に関する一考察．日本建築学会大会学術講演概要集 B 構造 I，773-774.
- Fukushima, Y. and T. Tanaka(1990)：A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan., *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 757-783.
- 福島美光(1994)：地震波の発生・伝播の理論を背景とした入力地震動の経験的予測．*ORI 研究報告*，93-07.

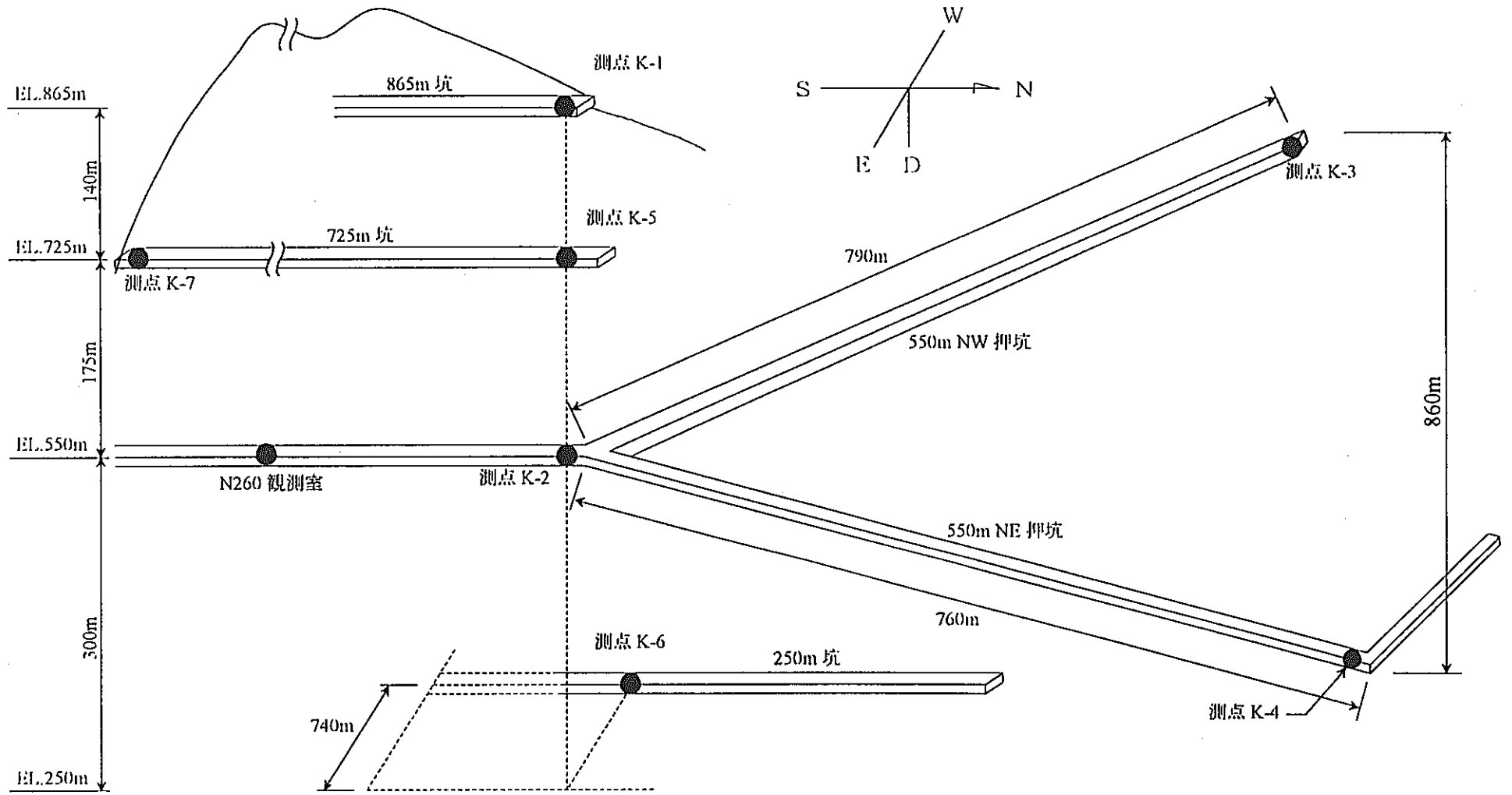


図 1.2-1 釜石鉾山における地震観測点位置の模式図

表 1.2-1 地震観測点の座標の一覧表

Sesimic station	Longitude(deg.)	Latitude(deg.)	Elevation(m)
K-1	141.6868	39.3185	866
K-2	141.6862	39.3187	574
K-3	141.6798	39.3233	577
K-4	141.6892	39.3248	577
K-5	141.6858	39.3187	737
K-6	141.6780	39.3173	259
K-7	141.6918	39.3053	727

表 1.2-2 観測点の S 波速度と岩盤の種類

Seismic station	S wave velocity (km/s)	岩盤の種類
K-1	2.32	粘板岩を主とした砂岩との互層(古生界二畳系甲子層)
K-2	2.99	スカルン(ガーネットなし、淡緑色部分を測定)
K-3	2.98	栗橋花崗閃緑岩(変質なし)
K-4	3.00	閃緑岩(蟹岳岩体、変質なし)
K-5	2.89	栗橋花崗閃緑岩(やや変質されている)
K-6	2.97	栗橋花崗閃緑岩(変質なし)
K-7	2.86	スカルン(ガーネットあり、淡緑色部分を測定)

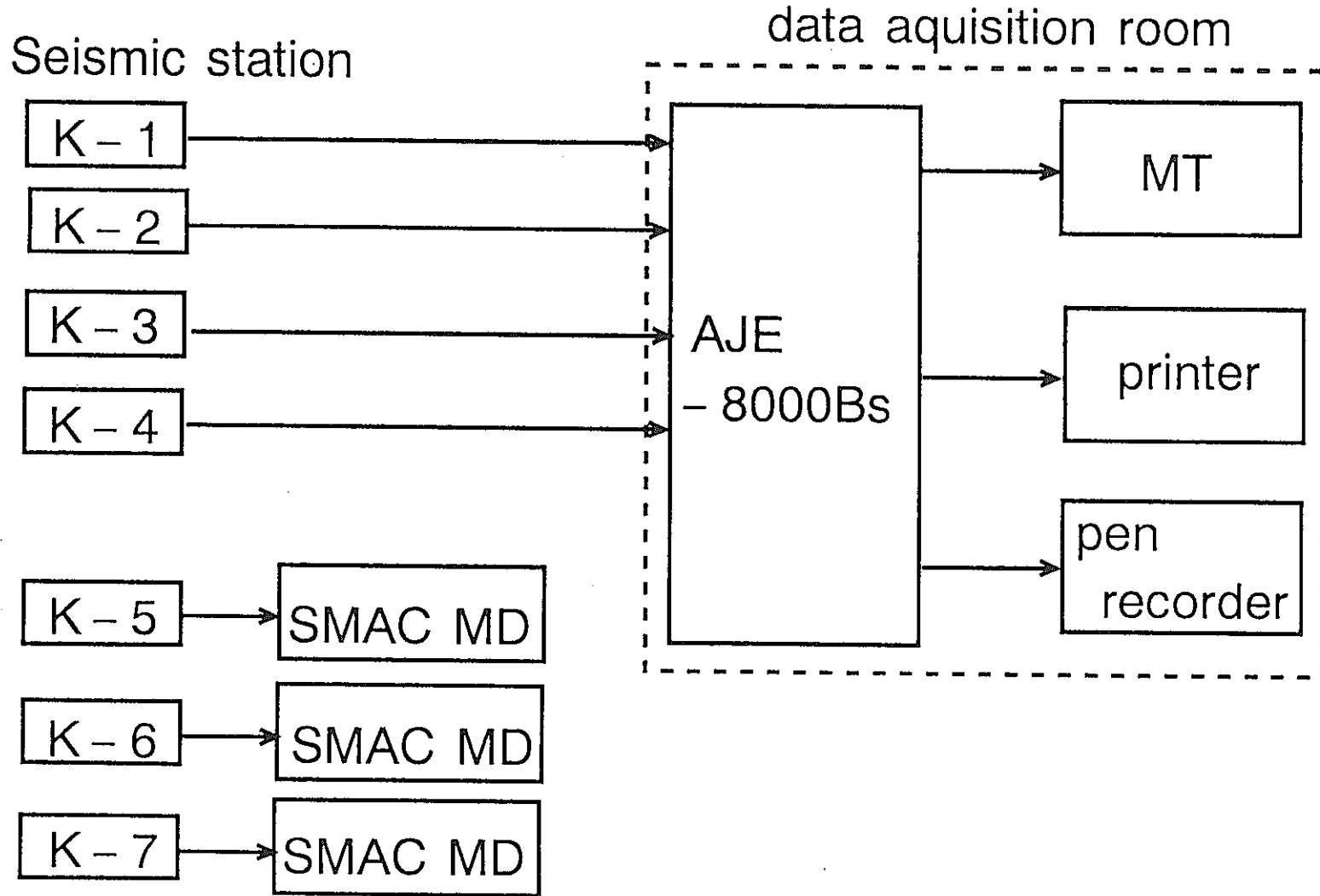


図 1.2-2 地震観測システムのブロック図

表 1.3.2-1(2) 1990年2月から1998年3月までに観測された地震の一覧表

地震番	震源要素	日付	時間	緯度	経度	深さ	M	震央距	震源距	K1-X	K1-Y	K1-Z	K2-X	K2-Y	K2-Z	K3-X	K3-Y	K3-Z	K4-X	K4-Y	K4-Z	K5-X	K5-Y	K5-Z	K6-X	K6-Y	K6-Z	K7-X	K7-Y	K7-Z	
61	浦河南方沖	91.11.27	04:40	41.59.8	142.39.9	64	6.4	311.1	318.3	1.95	1.91	1.19	0.87	0.86	0.78	0.82	0.67	0.72	0.74	0.78	0.69	0.79	0.99	0.77	0.57	0.68	0.67				
62	岩手県北部	91.12.15	15:44	39.44.8	141.48.1	55	3.4	50.9	74.9	1.47	2.12	1.12	0.93	0.99	0.87	1.37	1.24	0.88	0.87	0.81	0.58										
63	岩手県沖	91.12.24	05:02	39.55.4	142.21.4	56	4.5	91.1	106.7	3.72	4.60	2.71	1.40	1.88	1.09	1.30	1.14	1.05	1.72	0.99	0.84	1.98	1.28	1.20							
64		92.01.14	16:15							0.99	0.83	1.06	0.80	0.45	0.38	0.63	0.37	0.34	0.55	0.33	0.24										
65	青森県東方沖	92.01.17	03:46	41.29.4	141.56.6	74	5.4	244.3	254.1	0.91	1.30	0.79	0.42	0.83	0.48	0.54	0.62	0.58	0.41	0.40	0.47										
66	山形県南部	92.01.22	10:06	38.24.5	140.32.4	120	5.7	139.2	182.5	4.49	6.34	3.74	1.87	2.11	1.41	1.85	2.08	1.40	1.53	1.94	1.48				1.50	1.74	1.61				
67		92.02.02	04:08							0.95	1.05	0.64	0.36	0.46	0.36	0.38	0.43	0.32	0.31	0.40	0.29										
68	岩手県沖	92.02.10	06:49	39.04.8	142.07.9	46	3.5	47.0	65.6	2.77	5.98	2.12	1.78	1.98	1.06	1.46	2.07	1.09	1.49	1.44	1.24										
69	岩手県沖	92.03.08	09:46	39.07.0	142.21.6	51	3.8	83.2	81.0	3.93	3.08	2.30	1.23	1.53	1.57	1.81	1.12	1.01	1.15	1.27	0.68	1.27	1.96	1.26							
70	岩手県沖	92.03.11	23:51	39.37.6	142.03.7	22	3.5	49.7	54.3	1.19	1.72	0.78	0.61	0.73	0.65	1.51	1.04	1.05	0.85	0.57	0.55										
71	宮城県北部	92.03.13	23:10	38.52.6	141.35.8	95	3.9	47.4	105.9	2.55	3.83	1.45	0.98	1.39	0.69	1.59	1.50	0.79	1.01	1.10	0.53	1.60	1.56	0.94	0.96	1.79	0.49				
72	岩手県北部沿岸	92.03.22	00:06	40.02.2	141.56.5	97	4.5	85.1	128.8	1.22	1.29	0.83	0.55	0.52	0.38	0.75	0.58	0.49	0.49	0.44	0.36										
73	岩手県沖	92.04.10	04:45	39.38.1	142.05.2	49	3.8	51.9	71.3	1.82	3.17	1.87	0.67	0.75	0.43	0.50	0.46	0.50	1.02	0.43	0.52										
74	岩手県南部	92.04.12	10:57	39.26.5	141.24.8	15	2.8	26.9	30.8	2.27	1.84	1.18	1.38	1.53	1.52	0.37	0.59	0.61	1.04	0.88	0.78										
75	岩手県沖	92.04.13	14:58	39.07.1	142.23.7	51	5.1	66.1	83.2	16.84	20.78	21.29	8.91	10.18	11.83	12.82	6.98	9.58	10.81	10.43	8.27	9.74	11.34	8.13	6.58	6.79	7.10				
76	岩手県沖	92.04.13	15:39	39.08.3	142.23.8	53	3.6	65.5	84.0	0.85	1.28	0.68	0.38	0.30	0.30	0.41	0.22	0.32	0.27	0.30	0.19										
77	岩手県沖	92.04.17	09:43	40.03.5	142.07.4	50	4.3	92.9	105.3	0.85	1.26	0.89	0.44	0.64	0.40	0.62	0.69	0.73	0.44	0.54	0.34										
78	金華山沖	92.04.25	01:03	38.52.1	142.00.8	49	3.6	56.5	74.6	1.06	1.45	1.41	0.59	0.58	0.70	0.50	0.36	0.28	0.69	0.49	0.40										
79	岩手県沖	92.04.30	16:58	39.39.0	142.05.7	45	3.5	53.6	69.9	1.12	1.59	0.99	0.49	0.71	0.26	0.47	0.29	0.20	0.46	0.40	0.28										
80	北海道南東沖	92.05.01	18:32	39.37.5	142.07.3	49	3.9	53.2	72.3	4.12	7.35	4.81	1.28	2.80	1.21	1.14	1.14	0.90	1.75	1.47	1.18										
81	釧路沖	92.05.07	15:23	41.08.9	144.56.6	73	5.9	346.2	352.0	1.28	1.69	1.22	0.58	0.77	0.59	0.57	0.50	0.52	0.59	0.58	0.39										
82	茨城県北部	92.05.11	19:07	36.31.8	140.32.4	56	5.6	323.0	326.2	0.86	1.40	0.81	0.42	0.48	0.40	0.42	0.35	0.35	0.35	0.43	0.41										
83	金華山沖	92.05.16	12:03	38.52.7	142.06.4	51	4.6	60.3	78.7	10.68	13.10	10.11	4.50	3.49	3.34	6.82	4.02	2.33	4.09	4.26	2.95	6.04	2.98	3.74	4.50	4.18	1.84				
84	岩手県北部	92.07.04	03:46	39.52.3	141.46.2	70		84.1	94.8	1.53	1.28	0.96	0.65	0.72	0.60	0.88	1.11	0.70	0.62	0.61	0.39										
85	青森県東方沖	92.07.12	20:08	41.27.7	142.02.3	64	6.3	242.1	249.4	3.84	4.54	4.14	1.33	1.87	1.70	2.08	2.15	1.88	1.75		1.88	1.69	1.64	2.05	1.66	1.48	1.57				
86	三陸はるか沖	92.07.16	09:00	39.21.2	143.34.0	1	6.1	183.9	163.9	1.96	1.84	1.62	1.04	1.20	1.17	1.53	0.92	1.12				1.42	1.21	1.38	1.31	0.87	0.94				
87	三陸はるか沖	92.07.18	17:19	39.25.8	143.30.7	0	5.8	159.7	159.7	1.16	1.42	1.00	0.50	0.61	0.49	0.49	0.49	0.59				0.52	0.57	0.75	0.83	3.20	2.37	2.67			
88	三陸はるか沖	92.07.18	17:37	39.22.1	143.40.6	0	6.9	173.5	173.5	4.69	5.04	4.87	2.61	3.17	2.92	3.00	2.72	2.59	3.41	2.52	3.01	3.53	3.65	3.99	3.20	2.37	2.67				
89	三陸はるか沖	92.07.18	17:39	39.24.2	143.26.2	0	6.9	153.0	153.0	4.58	4.31	3.42	2.25	2.69	2.44	2.25	1.98	2.13	2.45	1.71											
90	宮城県沖	92.07.25	11:53	38.39.1	143.22.8	0	6.0	165.0	165.0	1.37	1.45	1.53	0.59	0.69	0.80	0.68	0.63	0.67													
91	三陸はるか沖	92.07.29	11:27	39.32.1	143.41.7	1	5.6	178.6	176.5	1.31	1.14	0.65	0.49	0.43	0.42	0.47	0.42	0.36				0.77	0.62	0.57							
92	三陸はるか沖	92.07.29	13:30	39.35.3	143.39.6	0	6.3	174.5	174.5	2.19	2.62	1.90	1.23	1.35	1.06	0.86	0.95	0.80				0.95	1.04	1.43	1.21						
93	渡島支庁東部	92.08.24	15:59	41.56.2	140.47.4	121	6.3	302.1	323.1	2.01	1.88	1.61	0.93	1.15	0.84	1.19	1.40	1.01	0.99	0.71	1.02	0.93	0.98								
94	岩手県沖	92.09.30	03:43	40.03.1	142.30.5	25	4.0	110.4	113.0	2.94	3.80	2.74	1.92	1.83	0.88	2.36	2.85	1.29	1.81	2.13	1.31										
95	岩手県北部	92.10.05	05:41	39.45.6	141.09.0	98	4.6	67.7	117.3	1.19	1.88	1.03	0.39	0.72	0.49	0.40	0.51	0.37	0.39	0.45	0.29				0.95	2.70	1.09				
96	宮城県沖	92.11.05	00:28	38.08.8	141.45.3	53	4.0	128.3	138.1	1.04	1.31	0.79	0.54	0.78	0.51	0.58	0.68	0.42	0.44	0.42	0.33										
97	宮城県沖	92.11.26	01:05	38.47.0	142.06.8	59	3.6	69.2	90.5	1.41	2.82	1.02	0.71	1.36	0.62	0.75	0.57	0.57	0.87	0.62	0.74										
98	岩手県沖	92.11.27	21:06	40.06.6	142.28.5	27	4.2	113.6	116.6	1.82	1.61	1.35	0.63	0.75	0.69	0.80	0.54	0.56	0.48	0.49	0.44										
99	岩手県沖	92.11.28	00:30	39.28.4	142.06.2	21	3.8	42.3	47.1	8.26	6.69	5.16	5.58	2.76	3.28	3.00	1.84	2.07	3.10	2.25	2.08	5.60	2.38	1.85	4.43	2.80	1.43				
100	宮城県北部	92.12.05	22:27	38.39.6	141.17.6	115	4.0	78.1	138.4	0.94	1.75	0.91	0.49	0.60	0.34	0.62	0.62	0.32	0.42	0.52	0.40										
101	金華山沖	92.12.15	16:25	38.42.4	141.40.7	75	4.0	65.9	99.4	3.14	3.05	1.75	0.99	1.49	0.72	1.19	1.13	0.82	1.26	1.08	0.73	1.28	1.70	1.19	1.31	0.92	0.97				
102	宮城県沖	92.12.17	03:37	38.44.2	142.03.2	60	3.4	70.8	92.5	0.87	1.83	1.20	0.58	0.76	0.50	0.46	0.61	0.49	0.58	0.65	0.36										
103	岩手県北部	92.12.24	16:56	40.03.3	141.48.5	44	3.8	84.7	95.3	1.02	1.28	0.94	0.47	0.76	0.49	0.88	0.68	0.58	0.66	0.57	0.41										
104	宮城県沖	92.12.28	01:21	38.55.5	142.33.0	34	5.9	87.0	93.1	15.69	18.06	13.04	7.33	7.20	7.42	6.34	6.00	5.48	6.16	8.24	5.29	7.69	7.59	6.16	7.22	7.17	6.42				
105	宮城県東方沖	92.12.28	03:03	38.57.7	142.34.5	27	3.9	87.1	90.9	1.05	1.78	1.13	0.39	0.39	0.35	0.35	0.33	0.37	0.35	0.34	0.28										
106	宮城県東方沖	92.12.28	11:50	38.57.0	142.32.0	27	4.1	84.4	88.4	1.62	1.58	1.12	0.52	0.53	0.63	0.51	0.36	0.41	0.43	0.83	0.44										
107	宮城県東方沖	92.12.28	17:19	38.52.8	142.32.4	25	4.4	88.8	92.0	2.15	2.27	2.25	0.77	0.71	1.03	0.97	0.71	0.65	0.93	0.83	0.57				0.77	0.71	0.71				
108																															

表 1.3.2-1(4) 1990年2月から1998年3月までに観測された地震の一覧表

地震番	震源要素	日付	時間	緯度	経度	深さ	M	震央距	震源距	K1-X	K1-Y	K1-Z	K2-X	K2-Y	K2-Z	K3-X	K3-Y	K3-Z	K4-X	K4-Y	K4-Z	K5-X	K5-Y	K5-Z	K6-X	K6-Y	K6-Z	K7-X	K7-Y	K7-Z				
181	青森県東方沖	94.07.31	06.21	40.52.4	142.45.6	64	5.4	199.0	207.3	1.18	1.58	0.86	0.50	0.45	0.41	0.85	0.56	0.63	0.46	0.39	0.53										0.73	1.06	1.04	
182	岩手県南部	94.08.06	05.53	39.27.9	141.40.8	9	2.5	18.4	20.5	1.68	1.71	0.91	0.94	0.86	1.07	0.77	0.76	1.07	1.17	0.74	1.31													
183	宮城県南部	94.08.25	05.38	38.13.4	140.40.0	136	4.8	147.8	199.4	0.63	1.16		0.35	0.52	0.21	0.48	0.27	0.46	0.44	0.22														
184	国後島付近	94.08.31	18.07	43.29.4	146.04.1	84	6.5	593.2	595.2	2.41	2.62		0.98	0.96	0.84	1.27	0.92	0.84	0.75	0.88	1.22	0.93	1.20	0.71	0.89	1.08								
185	岩手県北部	94.09.03	12.28	39.45.5	142.00.8	63		59.0	86.2	0.88	1.19		0.34	0.35	0.31	0.34			0.38	0.34	0.18													
186	岩手県北部	94.09.22	20.20	39.52.2	141.00.2	11	4.1	85.2	85.8	1.10	0.94		0.48	0.47	0.43	0.41			0.41	0.57	0.37													
187	岩手県中部	94.09.25	06.04	39.24.2	142.05.8	46	3.6	38.8	60.1	2.99	3.80		2.80	1.99	1.26	1.52			1.30	0.95														
188	岩手県沖	94.10.03	16.32	39.37.4	142.06.9	54	3.8	52.7	75.4	2.37	3.20		0.83	1.01	0.60	0.71		0.62	1.21	0.73	0.55													
189	北海道東方沖地震	94.10.04	22.22	43.22.3	147.40.7	28	8.1	876.2	875.1	28.31	36.98		14.51	16.23	11.00	14.71		11.36	12.65	12.49	11.28	14.06	15.63	14.51	11.65	11.32	9.51	20.73	19.24	17.93				
190	北海道東方沖	94.10.04	22.42	43.36.0	147.14.4	27	6.3	668.8	665.7	1.27	1.33		0.62	0.47	0.38	0.51		0.49	0.46	0.40	0.35													
191	北海道東方沖	94.10.09	05.39	43.09.6	147.05.2	46	6.0	624.5	623.8	1.14	1.45		0.48	0.48	0.35	0.44		0.36	0.35	0.48	0.29	0.42	0.61	0.42										
192	北海道東方沖	94.10.09	16.55	43.33.3	147.48.4	0	7.0	697.3	697.0	1.05	1.27		0.52	0.53	0.42	0.55			0.60	0.45	0.45	0.72	0.62	0.63										
193	岩手県北部	94.10.10	14.20	39.44.8	141.50.3	62	3.8	51.8	80.7	2.35	2.78		1.09	0.96	0.81	1.71		0.80	0.88	0.78	0.65													
194	岩手県東方沖	94.10.14	19.03	39.28.3	142.04.4	21	3.3	39.9	45.0	0.93	1.19		0.98	0.52	0.37	0.57		0.54	0.55	0.44	0.31													
195	1107島東方沖	94.10.16	14.10	44.57.7	149.05.0	144	7.0	877.8	879.2	1.20	1.75		0.53	0.60	0.47	0.65		0.48	0.56	0.59	0.52	0.68	0.81	0.64										
196	北海道東方沖	94.10.19	02.12	43.19.4	147.03.4	66	8.2	634.9	634.9	1.73	1.45		0.48	0.63	0.49	0.55		0.64	0.54	0.45	0.45	0.69	0.60	0.56										
197	岩手県東方沖	94.10.20	06.17	39.19.5	142.05.1	51	3.2	38.2	62.5	0.83	1.38		0.84	0.86	0.38	0.56		0.32	0.57	0.56	0.33													
198	金華山付近	94.11.09	03.28	38.49.8	142.02.9	51	3.5	61.8	79.8	0.68	1.10	0.64	0.28	0.42	0.27	0.31	0.25	0.22	0.40	0.34	0.23													
199	宮城県東方沖	94.11.21	05.32	38.35.4	141.56.4	52	3.6	82.3	96.9	0.57	1.06	0.65	0.27	0.45	0.25	0.29	0.40	0.22	0.31	0.27	0.22													
200	岩手県北部	94.11.21	21.45	39.36.7	142.01.2	59	3.6	46.1	74.8	1.15	1.53	0.59	0.61	0.52	0.34	0.41	0.42	0.29	0.60	0.40	0.48													
201	宮城県東方沖	94.11.30	10.40	38.50.9	142.24.0	48	4.3	80.8	93.7	4.05	3.49	2.08	1.16	1.48	1.28	1.48	0.86	0.97	1.00	1.31	0.78	1.83	1.33	0.87										
202	宮城県北部	94.12.03	14.31	38.45.4	141.33.6	106		61.0	121.9	1.15	1.22	0.88	0.59	0.80	0.43	0.79	1.10	0.58	0.48	0.56	0.36													
203	岩手県南部	94.12.03	14.52	39.27.1	141.16.8	122		37.3	127.5	1.27	1.45		1.09	0.84	0.61	0.38	1.02	0.92	0.42	0.73	0.49	0.30												
204	岩手県南部	94.12.21	00.00	39.27.6	141.14.3	89	4.9	41.0	97.9	12.89	11.63	5.44	5.71	5.61	4.29	5.15	5.11	3.24	5.30	4.02	4.24	5.71	5.34	4.64	6.71	4.65	2.35	7.47	7.03	3.92				
205		94.12.28	15.01							0.79	0.80	0.75	1.35	1.70	0.56	1.09	1.04	0.57	0.38	0.46	0.21													
206	三陸はるか沖地震	94.12.28	21.19	40.25.6	143.44.9	0	7.5	217.6	217.6	24.97	31.04	22.27	12.51	12.57	9.70	12.44	17.42	15.62	14.22	11.15	11.82	13.18	14.58	14.53	11.01	11.87	10.49	16.50	17.38	21.03				
207	岩手県北東沖	94.12.29	05.52	40.06.8	143.01.4	0	6.4	147.3	147.3	8.99	13.42	8.91	4.32	5.25	5.98	6.05	5.25	6.40	7.37	5.17	5.12	6.64	7.29	7.28	5.94	5.78	3.35	8.71	8.10	9.10				
208	岩手県北東沖	94.12.29	06.30	40.17.7	142.15.0	25		121.3	123.8	1.19	1.52		0.98	0.55	0.44	0.43	0.46	0.38	0.46	0.43	0.38	0.45	0.59	0.51	0.52									
209	岩手県北東沖	94.12.29	07.36	40.18.3	142.27.3	27	5.0	130.4	133.0	3.14	3.54	2.85	1.16	1.36	1.45	1.47	1.15	1.28	1.30	0.93	0.93													
210	青森県東方沖	94.12.30	00.29	40.43.8	142.11.0	53.5	5.6	164.8	172.8	2.49	3.24	2.42	0.95	1.47	1.34	2.03	1.59	1.47	1.00	1.58	1.38	1.14	1.84	1.64	1.26	1.26	1.37	2.09	2.31	2.78				
211	岩手県北東沖	94.12.31	22.50	40.10.6	142.41.4	24	5.8	131.0	133.0	7.87	12.61	7.33	2.41	2.92	3.19	3.01	2.36	2.50	2.74	2.19	2.35	2.76	4.12	4.39	2.35	3.07	2.00	5.13	3.91	5.27				
212	岩手県北東沖	95.01.01	02.17	40.12.3	142.39.0	23	4.6	130.2	132.1	2.11	2.82	1.62	0.73	0.78	0.76	0.81	0.73	0.64	0.68	0.67	0.52	1.05	1.02	0.69										
213	岩手県北東沖	95.01.03	01.42	40.09.3	142.32.5	34	4.4	121.0	125.5	1.28	1.50	1.09	0.50	0.50	0.61	0.78	0.50	0.53	0.43	0.39	0.42													
214	岩手県東方沖	95.01.07	00.09	39.04.9	142.10.0	49	3.6	49.5	89.5	3.00	6.46	2.65	1.94	2.18	1.10	1.60	2.25	1.12	1.65	1.56	1.30													
215	岩手県北東沖	95.01.07	07.37	40.13.2	142.18.5	48	7.1	116.0	125.3	30.64	33.44	24.11	12.57	16.10	12.68	17.22	17.10	14.41	13.06	14.94	12.18	16.29	19.42	16.74	14.33	15.92	12.24	20.83	25.18	19.08				
216	岩手県北東沖	95.01.07	11.36	40.16.6	142.25.3	38	6.2	126.4	131.7	5.05	5.22	3.54	2.08	2.33	2.14	2.90	3.71	1.98	2.01	2.11	1.79	2.38	2.47	1.92	2.70	1.89	1.77	3.92	3.12	3.68				
217	岩手県北東沖	95.01.07	16.14	40.09.8	142.31.9	29	4.9	121.2	124.4	2.11	2.29	1.42	0.67	0.92	0.90	0.85	0.90	1.16	0.82	0.69	0.50	0.91	0.83	0.80	0.80	0.65	0.75	0.99	1.04	1.62				
218	岩手県北東沖	95.01.08	18.37	40.09.4	142.32.2	31	4.7	120.9	124.6	1.51	2.03	0.98	0.50	0.62	0.53	0.65	0.62	0.65	0.62	0.55	0.41	0.63	0.74	0.64										
219	三陸はるか沖	95.01.14	21.21	39.27.9	143.25.6	4	5.3	152.7	152.7	1.22	1.14	1.10	0.67	0.70	0.56	0.53	0.62	0.54	0.54	0.56	0.69	0.67	0.69	0.80	0.60	0.40	0.53	0.84	0.83	0.67				
220	金華山沖	95.01.15	04.07	38.30.8	1																													

表 1.3.2-1(5) 1990年2月から1998年3月までに観測された地震の一覧表

地震番	震源要素	日付	時間	緯度	経度	深さ	M	震央距	震源距	K1-X	K1-Y	K1-Z	K2-X	K2-Y	K2-Z	K3-X	K3-Y	K3-Z	K4-X	K4-Y	K4-Z	K5-X	K5-Y	K5-Z	K6-X	K6-Y	K6-Z	K7-X	K7-Y	K7-Z	
241		950604	0008							0.71	0.84	0.34	0.35	0.35	0.15	0.54	0.43	0.32	0.34	0.29	0.14										
242	宮城県沖	950612	2339	38.48.0	141.57.0	55	3.8	60.7	81.6	1.17	1.57	0.82	0.41	0.70	0.53	0.65	0.46	0.88	0.59	0.39											
243	三陸はるか沖	950708	1442	39.37.0	143.47.0	0	5.9	185.5	185.5	2.54	2.61	1.95	1.18	1.07	1.17	1.18	1.17	1.16	1.47	1.12	1.08	1.97	1.38	1.57				1.55	1.34	1.52	
244	宮城県沖	950802	0626	38.53.0	142.33.0	29	4.2	89.3	93.7	1.18	2.31	1.15	0.49	0.56	0.73	0.58	0.47	0.51	0.44	0.42	0.34										
245		950805	1820							1.39	1.56	0.77	0.85	0.72	0.33	1.09	0.59	0.33	0.59	0.49	0.28										
246	青森県東方沖	950818	0518	40.37.0	142.06.0	40	5.1	150.8	155.7	1.53	2.08	1.57	0.85	0.84	0.99	0.82	1.09	0.91	0.60	0.96	0.46	0.80	1.03	0.79				0.92	1.23	0.90	
247	宮城県沖	951106	1213	38.25.0	142.14.0	47	4.8	109.7	118.8													1.56	1.74	1.17	1.29	1.67	1.31	1.20	1.60	1.57	
248	岩手県沖	951230	1341	39.38.0	142.07.0	52	3.8	53.6	74.6	0.74	1.25	0.65	0.28	0.31	0.22	0.24	0.22	0.16													
249	三陸はるか沖	951230	2111	40.41.0	143.46.0	1	6.3	236.1	236.1	1.35	1.64	1.02	0.49	0.68	0.65	0.60	0.64	0.61				0.74	0.89	0.69				1.13	1.21	0.85	
250	岩手県沿岸北部	960109	0513	39.45.0	141.50.0	61	3.8	52.0	80.1	1.87	2.49	1.53	1.02	1.17	0.86	1.78	1.54	1.06													
251	岩手県沖	960122	2214	40.08.0	142.30.0	39	5.0	116.9	123.0	3.39	3.52	2.55	1.02	1.00	1.40	1.30	1.22	0.97				1.11	1.09	1.16	1.39	1.02	0.83	1.44	1.63	1.25	
252	岩手県沖	960122	2304	40.07.0	142.29.0	40	4.6	114.6	121.1	1.48	1.70	1.15	0.58	0.84	0.60	0.84	0.84	0.81													
253	青森県三八上北	960129	1642	40.28.0	141.37.0	118	4.7	129.6	174.7	2.99	2.70	2.32	1.28	1.20	0.81	1.87	1.37	0.91				1.20	1.24	1.11				2.05	1.21	1.42	
254	田代島付近	960201	1618	44.33.0	146.34.0	191	6.2	710.5	725.5	0.87	1.05	0.78	0.30	0.42	0.38	0.38	0.43	0.44				0.53	0.49	0.55							
255	福島県沖	960217	0022	37.19.0	142.32.0	51	6.6	232.8	237.3	17.24	18.52	12.67	6.38	7.21	6.68	7.50	7.86	5.99	7.22	6.47	5.38	7.06	7.12	6.77	6.41	6.96	9.11	7.14	7.00	7.46	
256	岩手県沖	960219	2114	40.26.0	142.28.0	31	5.0	143.3	148.3	4.45	3.18	2.24	1.35	1.30	1.29	1.27	1.18	1.48				1.51	1.51	1.12	1.01	1.12	1.02				
257	択捉島付近	960222	2359	44.47.0	148.41.0	140	6.2	843.1	843.2	1.62	1.57	1.13	0.44	0.38	0.37	0.44	0.49	0.55													
258	岩手県沖	960317	0140	40.05.0	142.11.0	58	4.6	97.6	113.3	1.31	1.50	1.00	0.40	0.64	0.45	0.84	0.74	0.89													
259		960415	0857							0.62	0.96	0.58	0.58	0.37	0.28	0.47	0.41	0.24													
260	岩手県沿岸南部	960423	1308	39.12.0	141.31.0	74	5.0	17.0	75.9	35.35	30.42	17.52	12.49	16.39	7.50	17.97	15.46	7.32	12.97	9.82	6.71	16.87	10.91	8.60	16.12	10.83	7.18	15.97	17.86	14.40	
261	岩手県沿岸北部	960425	0127	39.45.0	141.50.0	63	3.7	52.0	81.6	2.40	2.93	2.37	1.20	1.23	0.98	2.09	2.39	1.03													
262	宮城県沖	960429	1455	38.53.0	142.05.0	47	3.7	58.6	74.9	1.71	1.15	1.10	0.59	0.29	0.70	0.48	0.33	0.24													
263	宮城県沖	960430	2041	38.58.0	141.24.0	81	0.0	43.8	91.8	1.02	1.24	0.81	0.37	0.48	0.31	0.53	0.55	0.30													
264	岩手県沖	960506	0358	39.37.0	142.07.0	50	3.9	52.3	72.3	1.05	2.01	1.21	0.48	1.11	0.63	0.54	0.51	0.41													
265	北海道東方沖	960508	0820	43.28.0	147.31.0	41	6.0	673.2	672.0	1.48	1.53	0.90	0.52	0.44	0.46	0.55	0.53	0.40				0.88	0.64	0.69				0.71	0.66	0.69	
266	宮城県沖	960517	0529	38.50.0	142.05.0	49	3.7	63.1	79.8	1.06	1.27	1.33	0.48	0.41	0.53	0.48	0.30	0.25													
267	宮城県沖	960517	1616	38.54.0	142.07.0	47	3.8	59.1	75.2	1.31	2.34	1.04	0.59	0.66	0.77	0.49	0.57	0.46													
268		960523	1513							1.22	1.36	0.85	0.52	0.62	0.32	0.88	1.05	0.31													
269	宮城県沖	960523	1836	38.39.0	142.19.0	39	5.0	91.5	99.2	19.12	29.71	17.69	9.42	11.57	10.03	10.07	8.96	7.95	7.74	6.67	8.11	11.08	10.04	6.50	8.16	9.08	9.26	7.88	5.37	7.97	
270	岩手県沿岸北部	960605	0937	39.29.0	141.42.0	12	4.4	20.5	23.8	44.38	49.50	24.45	20.07	22.52	26.14	13.35	19.25	19.76	31.06	21.35	39.33	18.11	18.95	18.48	11.06	17.08	16.18	11.88	18.43	23.07	
271		960605	1401							1.10	0.80	0.63	0.48	0.42	0.54	0.38	0.52	0.48													
272		960605	1849							1.22	1.03	0.77	0.50	0.46	0.56	0.29	0.40	0.38													
273	岩手県沿岸北部	960605	2126	39.48.0	141.44.0	75	3.8	55.8	93.4	2.46	2.10	2.13	1.39	1.16	0.86	2.08	2.15	1.21													
274		960808	1119	39.29.0	141.42.0	13	3.3	20.5	24.3	1.45	1.62	1.02	0.66	0.75	0.94	0.48	0.62	0.68													
275		960809	1235							3.28	3.94	2.30	1.54	1.90	1.78	1.04	1.49	1.25													
276		960819	1038							0.58	1.22	0.89	0.28	0.44	0.25	0.30	0.29	0.23													
277	宮城県沖	960820	1204	39.02.0	142.27.0	49	4.0	73.9	88.4	3.95	5.27	3.47	1.39	1.41	2.00	1.81	1.22	1.43				1.71	1.47	1.54	1.44	0.97	1.07	1.98	1.43	2.55	
278	岩手県沖	960826	0637	40.03.0	142.52.0	22	5.0	132.4	134.0	1.39	1.43	1.00	0.40	0.49	0.49	0.53	0.35	0.42													
279	青森県東方沖	960704	0359	40.40.0	142.40.0	24	5.1	174.1	175.5	2.13	2.13	1.74	0.63	0.87	0.75	0.92	0.94	1.01				0.78	0.88	0.84				1.68	1.35	1.27	
280	岩手県沖	960715	0256	39.04.0	142.15.0	48	4.0	56.7	74.0	1.29	2.38	1.15	0.72	0.74	0.67	0.73	0.70	0.56													
281	岩手県沖	960722	1029	39.13.0	142.25.0	56	3.9	65.4	85.9	1.43	2.26	1.36	0.86	1.02	0.69	0.85	0.93	0.47													
282	岩手県沖	960725	1346	39.15.0	142.08.0	58	3.3	40.7	69.1	1.17	1.75	1.14	0.55	0.82	0.54	0.59	0.65	0.28													
283	岩手県沿岸南部	960801	2335	39.04.0	141.56.0	63		34.7	71.8	1.26	2.02	1.46	1.00	1.08	0.90	1.02	0.84	0.55													
284	宮城県沖	960810	2109	38.30.0	142.17.0	40	4.2	103.7	110.7	1.25	1.81	1.01	0.46	0.55	0.56	0.50	0.48	0.44	0.38												
285	秋田県内陸南部	960811	0312	38.55.0	140.38.0	7	5.9	99.0	99.2	3.24	3.39	2.62	1.09	1.08	1.00	1.05	1.07	0.99	1.03	0.91	0.94	1.56	1.50	1.11	1.11	1.22	1.06	0.99	1.28	1.29	
286	宮城県北部	960811	0354	38.54.0	140.40.0	10	5.4	97.2	97.7	1.84	2.45	1.89	0.76	0.83	0.71	0.89	0.64	0.65	0.55	0.48	0.66	0.96	0.98	0.77				0.74	0.77	0.82	
287	宮城県北部	960811	0811	38.52.0	140.41.0	10	5.7	97.7	98.2	4.47	3.29	3.25	1.93	1.69	1.55	2.23	1.53	1.83	1.84	1.47	2.19	2.66	1.63	2.34	2.43	1.55	2.73	1.99	1.36	2.27	
288	宮城県北部	960811	1501	38.51.0	140.41.0	13	4.7	96.7	99.4	2.14	2.21	2.69	0.75	0.80	0.99	0.89	0.55	0.78	0.71	0.51	0.49	1.02	1.10	0.73				0.95	0.55	1.17	
289	宮城県北部	960811	2048	38.53.0	140.40.0	6	4.7	98.1	98.2	1.34	1.37	1.44	0.47	0.58	0.46	0.42	0.58	0.40	0.44	0.32	0.35										
290	宮城県北部	960811	2052	38.52.0	140.40.0	10	4.5	99.0	99.4	1.63	0.93	1.34	0.66	0.42																	

表 1.3.2-1(6) 1990年2月から1998年3月までに観測された地震み一覧表

地震番	震源要素	日付	時間	緯度	経度	深さ	M	震央距	震源距	K1-X	K1-Y	K1-Z	K2-X	K2-Y	K2-Z	K3-X	K3-Y	K3-Z	K4-X	K4-Y	K4-Z	K5-X	K5-Y	K5-Z	K6-X	K6-Y	K6-Z	K7-X	K7-Y	K7-Z		
301	宮城県沖	96.11.16	12.32	38.40.0	141.54.0	57	3.9	73.2	92.3	1.03	1.32	0.92	0.51	0.72	0.45	0.52	0.56	0.37	0.41	0.44	0.25											
302	宮城県沖	96.11.18	19.43	38.42.0	142.04.0	79	4.2	75.1	109.5	6.37	7.31	4.30	2.32	3.09	2.07	2.97	2.91	1.73	1.82	1.65	1.08	3.58	3.17	1.70				2.54	2.55	1.81		
303	宮城県沖	96.11.22	09.38	38.52.0	142.08.0	48	3.9	81.0	77.3	1.18	1.83	1.84	0.76	0.40	0.62	0.59	0.41	0.47	0.39	0.62	0.38											
304		96.11.22	09.39							0.92	1.00	0.78	0.27	0.27	0.25	0.34	0.21	0.15	0.23	0.29	0.15											
305	岩手県沖	96.11.26	10.19	39.32.0	142.09.0	28	3.7	49.0	56.4	1.86	2.30	1.72	0.77	0.82	0.50	0.95	0.80	0.53	0.38	0.43	0.35											
306	福島県会津地方	96.12.04	00.49	37.26.0	139.37.0	146	5.6	273.9	307.3	1.59	1.91	1.50	0.70	0.83	0.73	0.97	0.75	0.50	0.62	0.75	0.60	0.85	1.06	0.77				0.70	0.71	0.71		
307	北海道西方沖	96.12.22	23.54	43.06.0	139.04.0	254	6.6	475.0	530.8	2.22	2.01	1.53	0.79	0.82	0.84	1.09	0.96	0.75	0.87	0.66	0.55	1.00	0.87	0.80				1.50	1.14	1.10		
308	岩手県北東沖	97.01.11	04.53	40.05.0	142.00.0	72.6	4.1	91.6	118.9	2.71	2.88	1.77	0.77	1.06	0.68	1.53	1.39	0.93	1.13	0.95	0.87	0.99	1.15	0.67				1.48	1.30	1.31		
309	岩手県北東沖	97.01.28	08.01	39.18.0	142.04.0	52.4	3.6	34.5	62.3	1.56	2.30	1.90	0.82	0.97	0.48	1.21	0.79	0.49	0.85	0.57	0.46											
310		97.02.09								1.32	1.34	0.71	0.56	0.59	0.44	0.81	0.47	0.37	0.63	0.33	0.20											
311	岩手県沖	97.02.11	20.12	38.38.0	142.04.0	17	4.2	50.5	53.3	1.24	1.29	1.14	0.66	0.50	0.66	0.71	0.48	0.64	0.59	0.41	0.38											
312	福島県沖	97.02.20	05.21	37.24.0	141.11.0	86	5.3	215.1	230.0	4.28	4.39	3.23	1.29	1.58	1.39	1.40	1.30	1.30	1.23	1.47	1.23	1.71	2.37	1.81				1.68	2.06	1.88		
313	浦河沖	97.02.20	16.56	41.45.0	142.52.0	45	5.6	290.4	293.0	1.20	0.98	1.06	0.58	0.57	0.43	0.56	0.83	0.65	0.68	0.62	0.54	0.50	0.71	0.72				0.79	0.97	0.72		
314	岩手県沿岸北部	97.03.02	21.01	39.45.0	141.52.0	62		52.8	81.4	1.92	2.16	1.39	0.66	1.07	0.78	1.32	1.33	0.87	0.91	0.86	0.56											
315	宮城県沖	97.04.14	09.09	38.33.0	141.41.0	66		83.3	105.8	0.86	1.28	0.96	0.34	0.55	0.45	0.42	0.36	0.39	0.30	0.36	0.24											
316	岩手県沖	97.04.25	18.27	39.37.0	142.07.0	53	4.2	52.8	74.4	5.93	10.93	8.66	1.70	3.99	1.68	1.83	1.38	1.42	2.58	1.86	1.24	2.90	4.76	1.54				3.46	3.97	3.04		
317	福島県沖	97.05.12	08.00	37.01.0	141.03.0	60	5.7	259.2	284.6	2.09	3.24	1.73	0.74	0.89	0.78	0.60	0.82	0.80	0.77	0.71		0.80	1.32	1.05	0.70	0.83	0.80	0.90	1.21	1.08		
318	岩手県北部	97.05.12	13.40	39.45.0	141.49.0	61		51.6	79.9	1.55	1.28	1.07	0.65	0.81	0.47	0.86	1.15	0.49	0.58	0.56	0.45											
319	福島県東方沖	97.05.27	01.10	37.19.0	141.41.0	43	4.5	220.2	223.4	0.58	1.09	0.78	0.29	0.40	0.21	0.28	0.29	0.25	0.21	0.27	0.17											
320	岩手県北部	97.06.01	00.47	39.52.0	141.48.0	73	3.4	64.0	97.0	1.08	0.95	0.75	0.51	0.52	0.44	0.72	0.62	0.59	0.34	0.54	0.28											
321	釧路沖	97.07.01	12.40	42.39.0	144.39.0	73	4.9	448.8	452.2	1.01	1.24	0.81	0.33	0.36	0.36	0.43	0.40	0.29	0.41	0.41	0.27											
322	岩手県沖	97.07.03	03.28	40.09.0	142.32.0	33	4.5	120.1	124.3	1.59	1.37	1.13	0.46	0.66	0.48	0.52	0.48	0.44	0.31	0.34	0.26											
323		97.07.15	04.38							0.73	1.05	0.58	0.41	0.26	0.25	0.27	0.18	0.14	0.28	0.24	0.11											
324	宮城県北部	97.07.22	07.49	38.50.0	141.29.0	104	3.8	54.2	116.9	1.86	1.65	1.61	0.94	1.12	0.53	1.09	1.13	0.51	0.78	0.48	0.45											
325	宮城県沖	97.08.29	04.54	39.00.0	142.24.0	18	4.3	71.6	73.7	1.01	0.69	0.73	0.34	0.29	0.34	0.27	0.24	0.24	0.23	0.24												
326	岩手県沖	97.09.23	11.30	40.02.0	142.15.0	48	4.5	95.6	106.8	4.02	2.98	2.35	1.39	1.30	1.14	2.11	2.24		1.24	1.23	0.98	1.31	1.42	1.09	1.41	1.45	1.25	2.24	1.95	2.72		
327	宮城県沖	97.09.25	17.52	38.23.0	142.18.0	39	4.0	115.7	121.6	1.38	1.38	0.89	0.45	0.58	0.55	0.49	0.42	0.38	0.39	0.29												
328	宮城県沖	97.09.26	05.39	38.18.0	141.41.0	57	4.1	111.0	124.2	0.65	1.50	0.98	0.37	0.59	0.34	0.43	0.43		0.33	0.30	0.26											
329	宮城県沖	97.09.28	23.44	38.26.0	142.12.0	43	4.3	106.8	114.7	1.51	1.77	1.28	0.58	0.42	0.55	0.51	0.58		0.38	0.78	0.33											
330	岩手県沿岸	97.10.01	15.48	39.11.0	141.39.0	70	3.5	13.0	71.1	3.82	4.93	1.70	0.98	1.21	0.52	1.06	1.07		1.39	0.99	0.35							1.38	2.32	1.31		
331	宮城県沖	97.10.11	18.45	38.52.0	142.11.0	54	5.1	65.7	84.7	31.01	17.17	15.20	7.34	6.34	9.37	7.80	5.39	5.05	7.10	8.21	5.18	10.15	8.22	8.51	6.20	6.13	4.13	12.24	9.80	13.64		
332	宮城県沖	97.10.21	03.39	38.51.0	142.09.0	50	3.9	65.2	81.8	3.04	2.19	2.07	0.78	0.58	0.80	0.60	0.60		0.89	0.85	0.36											
333	秋田県南部	97.10.27	04.06	39.19.0	140.37.0	120	5.1	90.6	149.8	2.62	2.43	1.94	0.95	1.04	0.67	1.23	1.26		1.09	1.02	0.62	1.78	1.22	1.16	1.18	0.91	0.62	1.59	1.80	1.20		
334	岩手県沖	97.11.05	04.38	39.21.0	142.21.0	52	4.4	59.6	78.6	3.20	3.64	3.10	1.13	1.25	1.17	1.20	0.94	0.92	0.90	0.84	0.83											
335	福島県沖	97.11.15	13.43	38.52.0	141.31.0	64	4.9	270.4	276.3	1.28	1.18	1.15	0.39	0.53	0.43	0.44	0.44	0.57	0.39	0.42	0.29											
336	榎室支庁北部	97.11.15	16.07	43.39.0	145.05.0	153	6.1	561.0	575.2	1.38	1.33	0.85	0.45	0.43	0.34	0.43	0.52	0.39	0.56	0.31	0.35	0.69	0.43	0.58				0.63	0.79	0.54		
337	福島県沖	97.12.07	12.51	37.43.0	141.47.0	83	5.3	178.1	193.4	7.43	8.42	10.21	2.71	4.76	3.25	3.08	2.40	3.55	2.29	3.88	2.33	3.58	4.61	3.74	2.85	3.85	3.43	2.79	3.58	3.47		
338	岩手県沖	97.12.13	15.45	39.38.0	142.21.0	78	4.7	69.5	104.3	10.99	14.84	6.78	4.29	5.88	3.00	3.03	2.53	2.11	2.97	2.52	1.56	3.49	4.23	2.88	2.99	3.83	1.60	4.69	7.05	3.85		
339	岩手県沖	97.12.14	07.52	39.14.0	142.30.0	30	4.4	72.3	78.1	2.38	3.40	2.44	0.87	0.77	0.99	0.79	0.76	1.03	0.98	0.63												
340	岩手県沖	97.12.23	01.32	40.11.0	142.30.0	36	5.1	121.3	126.3	3.29	4.04	2.89	1.36	1.49	1.18	1.60	1.32	1.46	1.24	1.04	1.15	1.42	1.44	1.20	1.11	1.16	0.92	1.98	1.89	2.04		
341	十勝支庁北部	97.12.23	04.09	42.59.0	143.29.0	113	5.1	436.6	447.4	1.02	1.21	0.79	0.34	0.44	0.36	0.50	0.58	0.44	0.35	0.34	0.32											
342		97.12.30	11.27							0.87	1.18	0.60	0.34	0.44	0.28	0.40	0.38	0.25	0.29	0.35	0.19											
343	青森県沖	98.01.31	00.51	41.04.0	142.01.0	70	5.4	198.4	209.8													0.59	0.58	0.61				0.85	0.75	0.86		
344		98.03.08	08.54																			2.26	2.23	1.15	2.37	2.13	1.84	1.07	1.49	0.82		

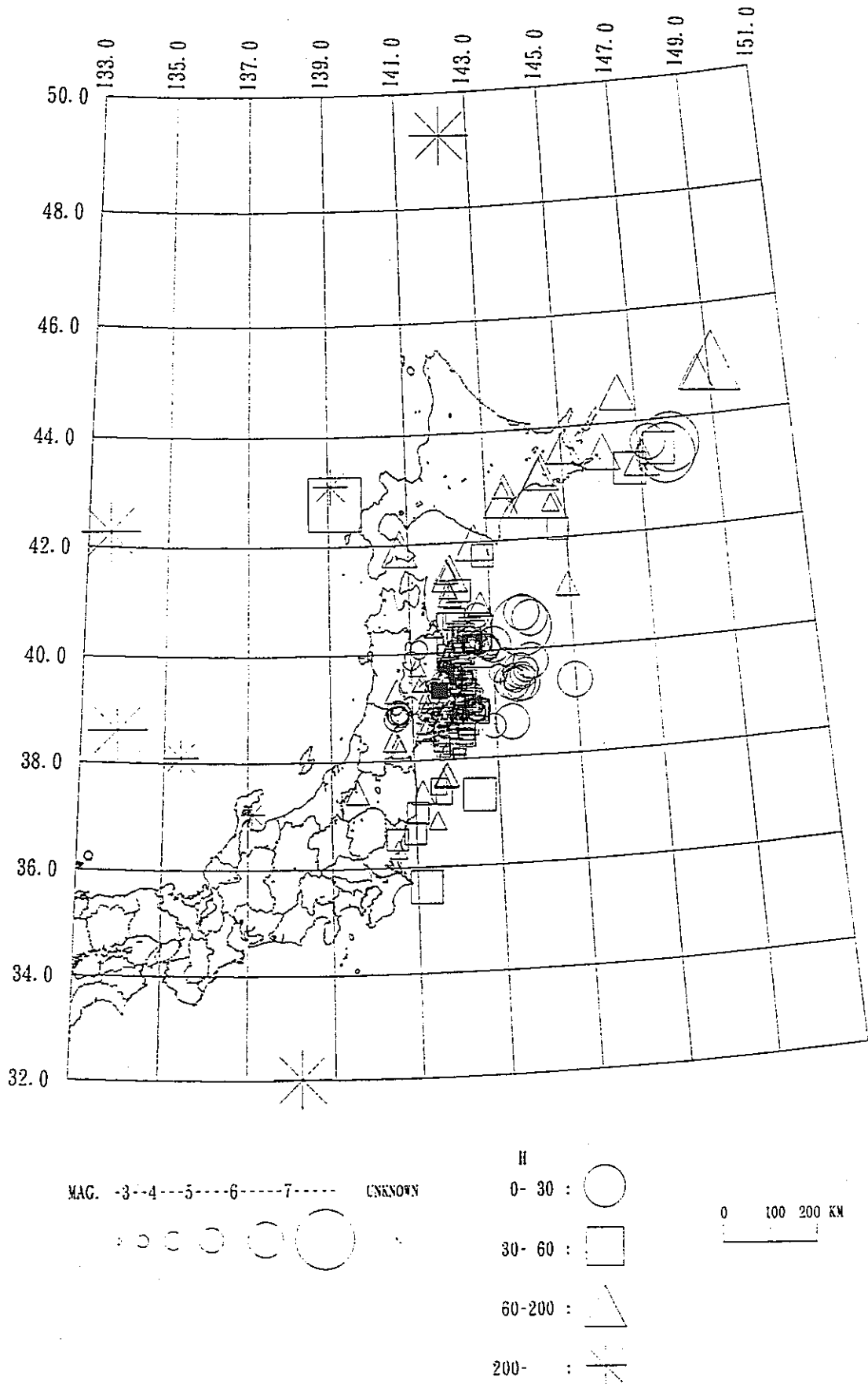


図 1.3.2-1(1) 1990年2月から1998年3月までに観測された地震の震央分布

■印は釜石鉾山の位置を示す。

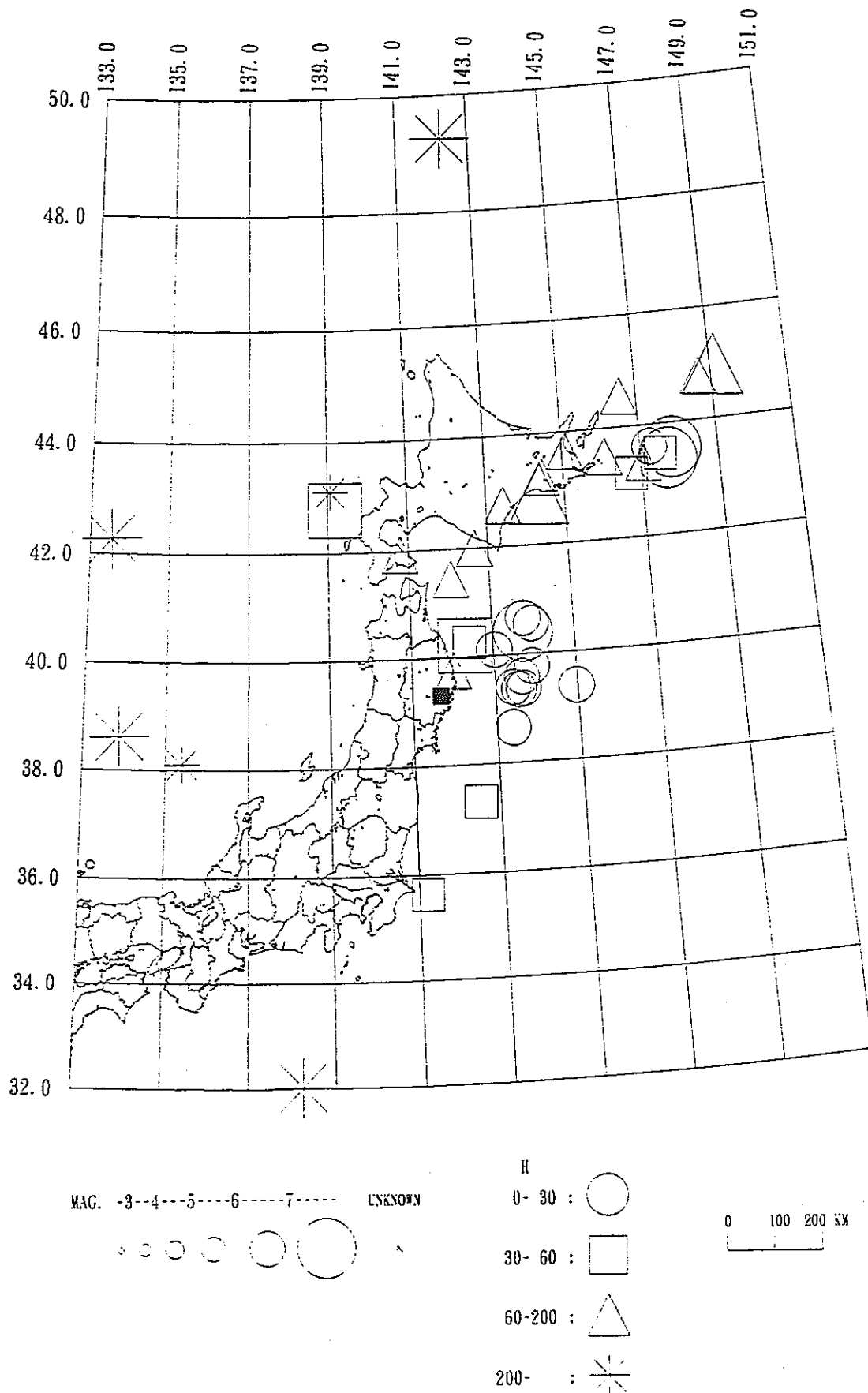


図 1.3.2-1(2) 1990年2月から1998年3月までに観測された地震のうち
北緯38度~42度、東経139度~145度で発生した地震の震央分布

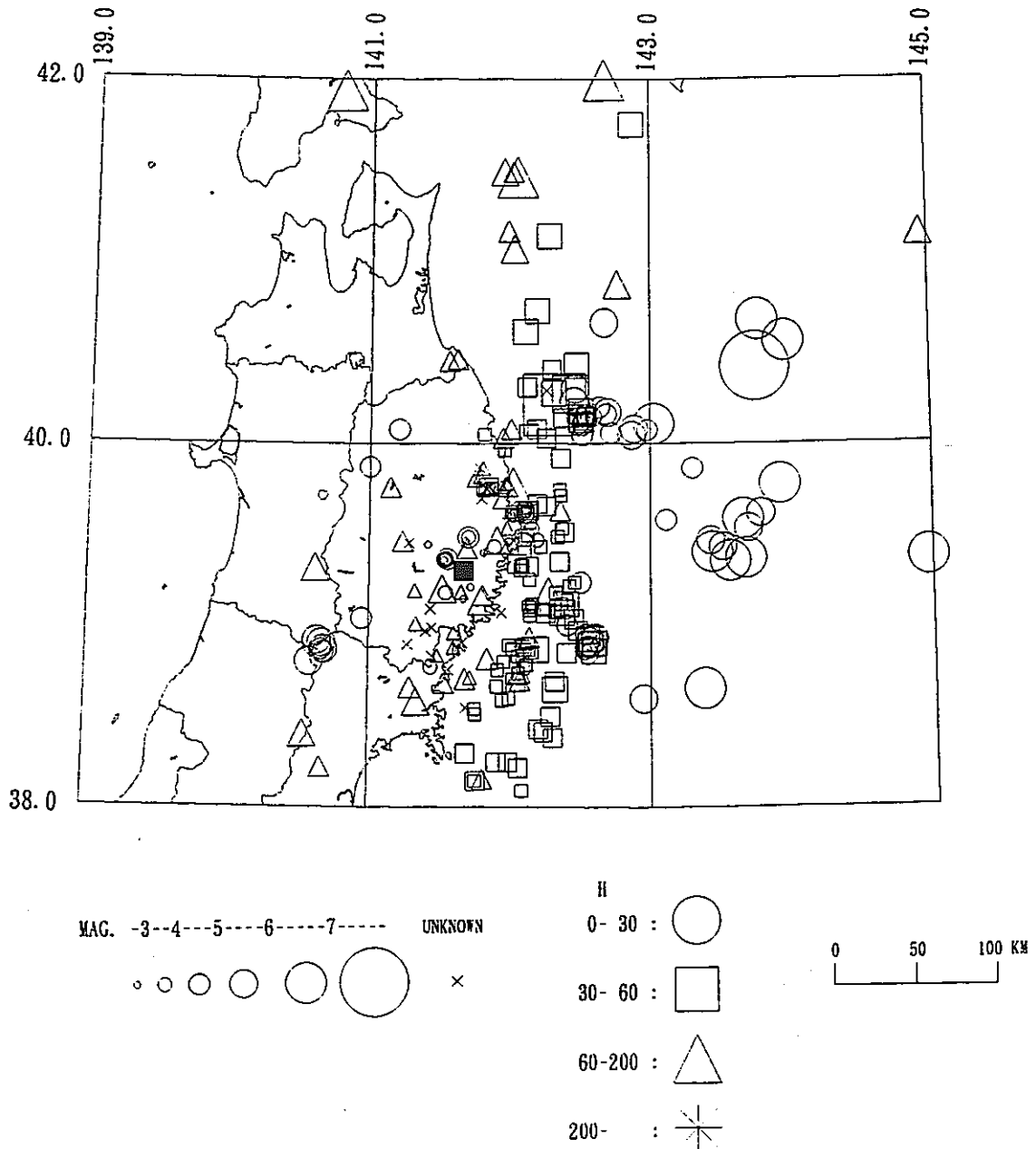


図 1.3.2-1(3) 1990年2月から1998年3月までに観測されたM6の地震の震央分布
 ■印は釜石鉾山の位置を示す。

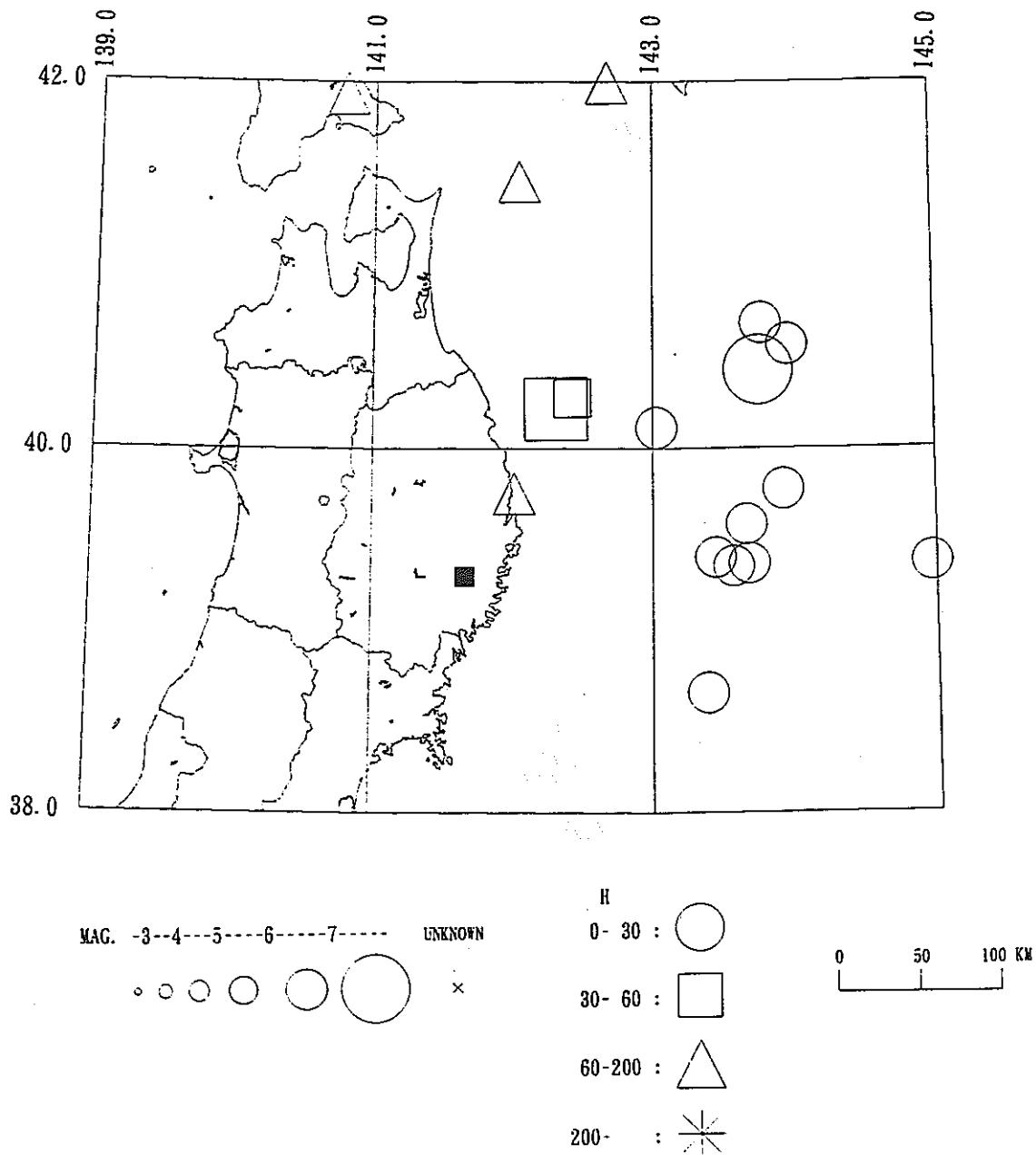


図 1.3.2-1(4) 1990年2月から1998年3月までに観測された地震のうち
北緯38度~42度、東経139度~145度で発生したM6の地震の震央分布

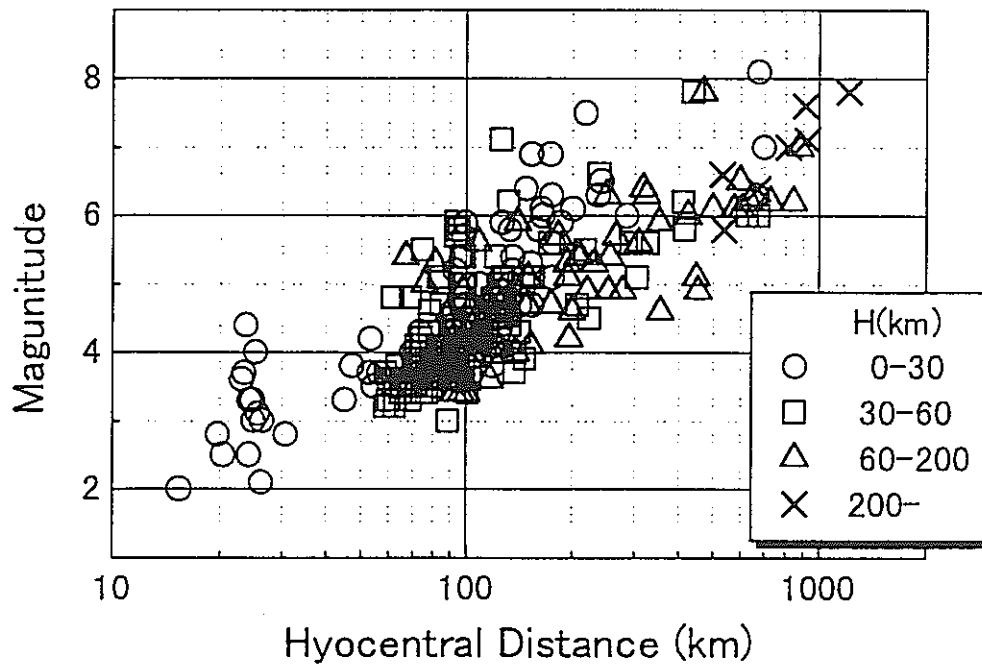
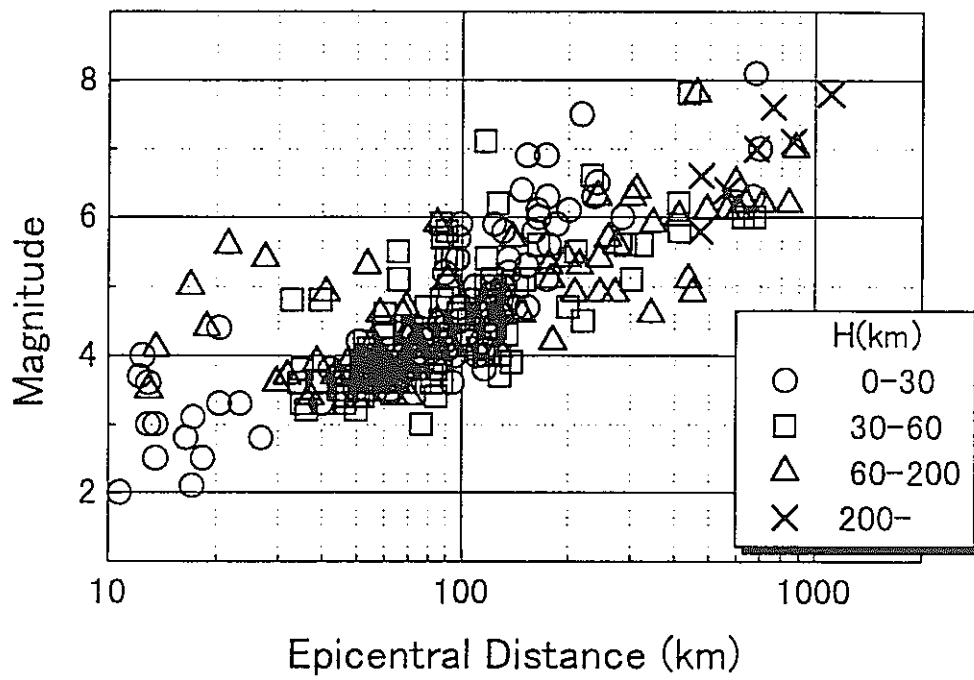


図 1.3.2-2 1990年2月から1998年3月までに観測された地震の
 上図：Mと震央距離、下図：Mと震源距離の関係

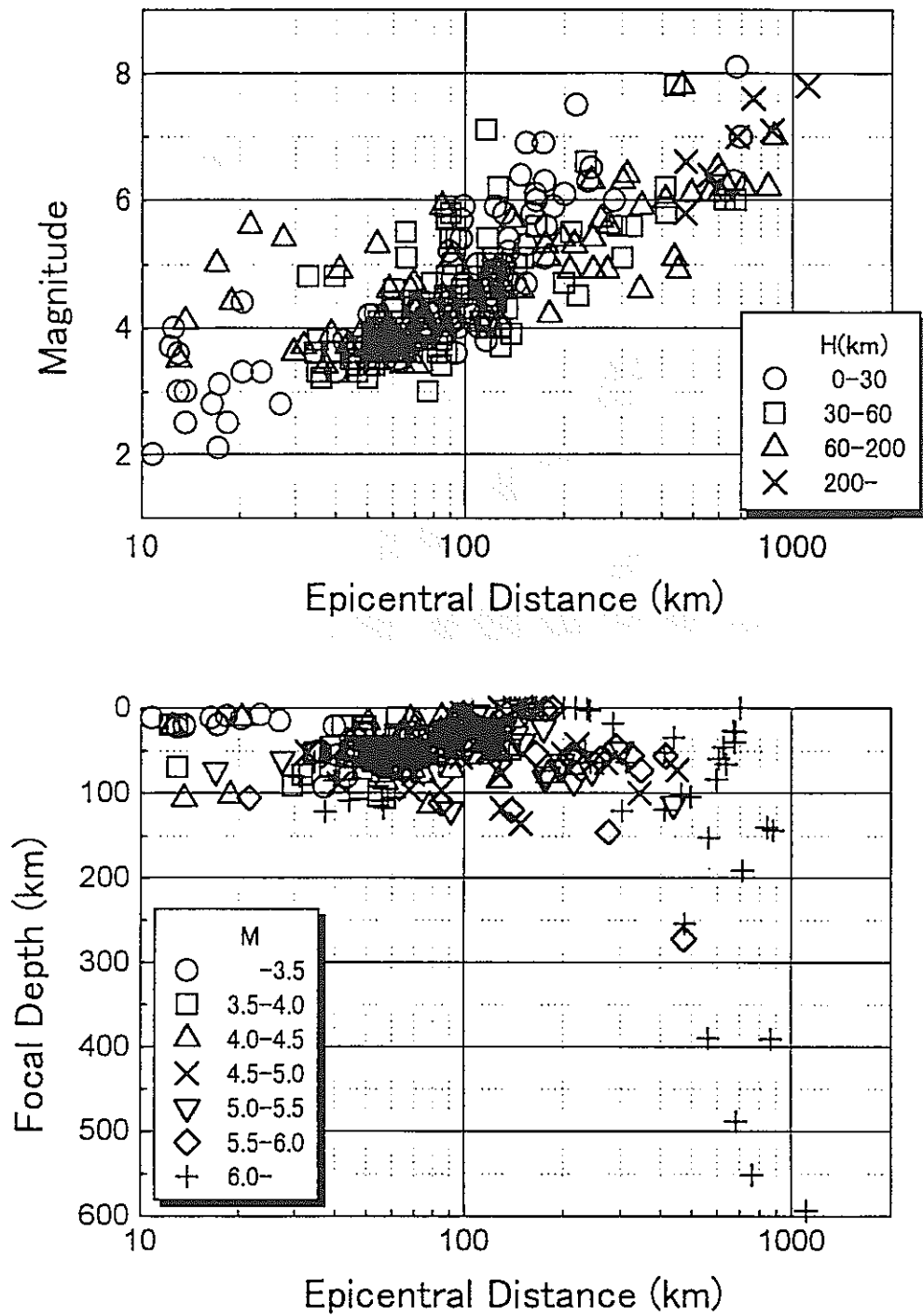


図 1.3.2-3 1990 年 2 月から 1998 年 3 月までに観測された地震の
 上図：M と震央距離、下図：M 別の震央距離と深さ(0~600km)の関係

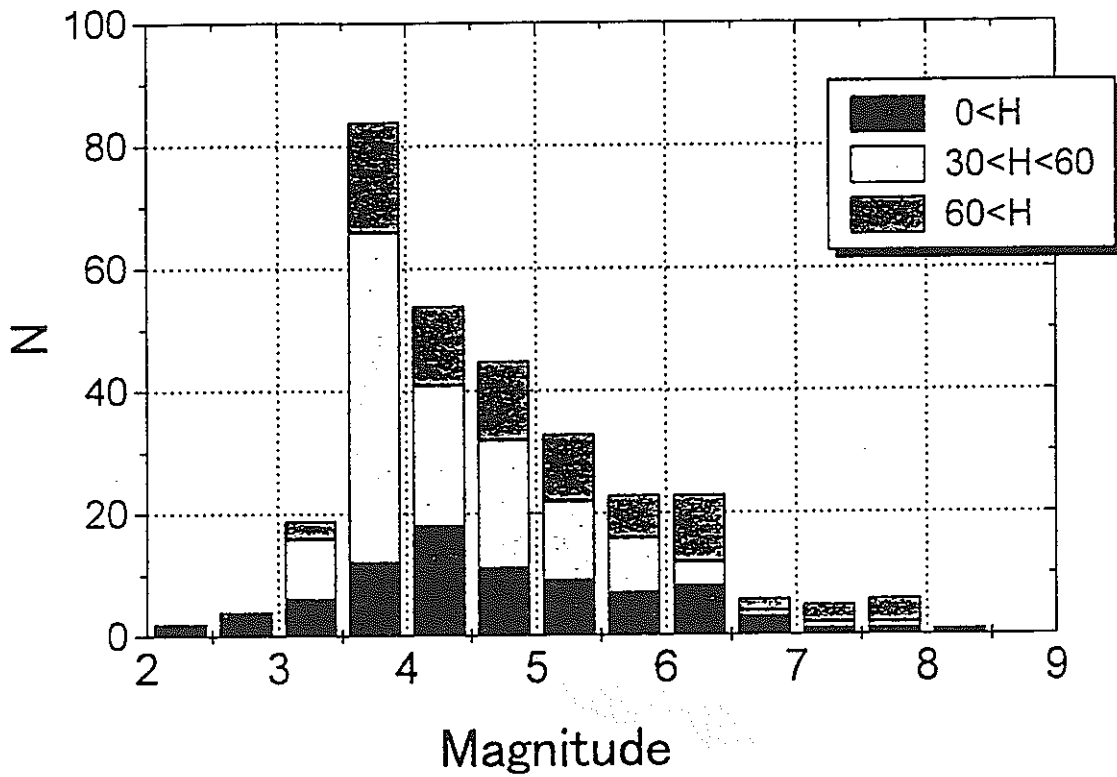


図 1.3.2-4 1990年2月から1998年3月までに観測された地震のMの頻度分布

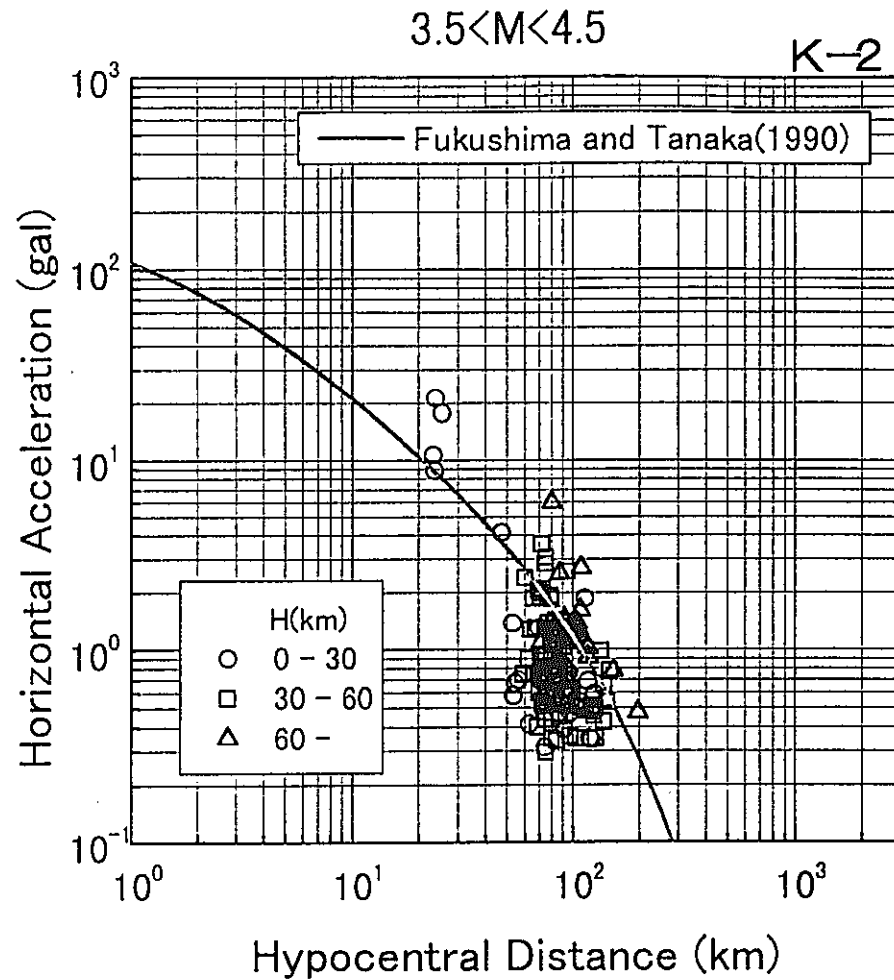


図 1.3.3-1 3.5<M<4.5 の地震の K-2 点での最大加速度 (水平 2 成分の平均) と震源距離の関係。図中の曲線は、Fukushima and Tanaka(1990) による岩盤上での最大加速度の距離減衰で、Mw=4 の場合。

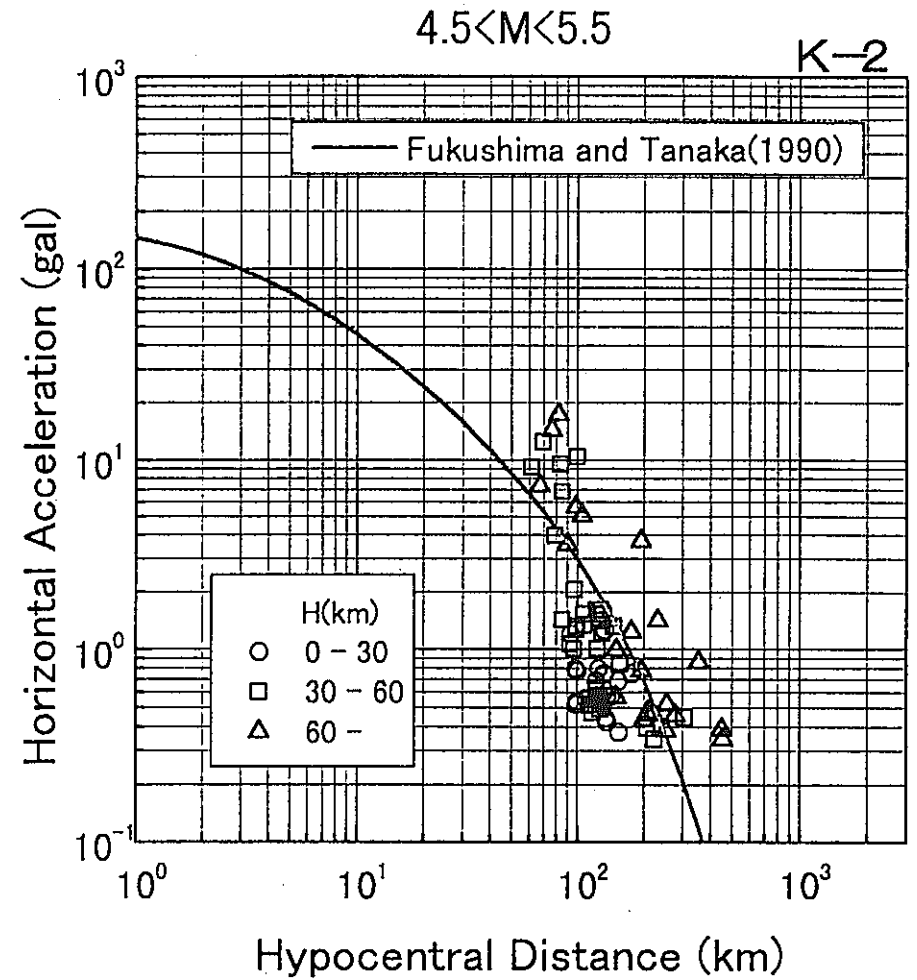


図 1.3.3-2 4.5<M<5.5 の地震の K-2 点での最大加速度 (水平 2 成分の平均) と震源距離の関係。図中の曲線は、Fukushima and Tanaka(1990) による岩盤上での最大加速度の距離減衰で、Mw=5 の場合。

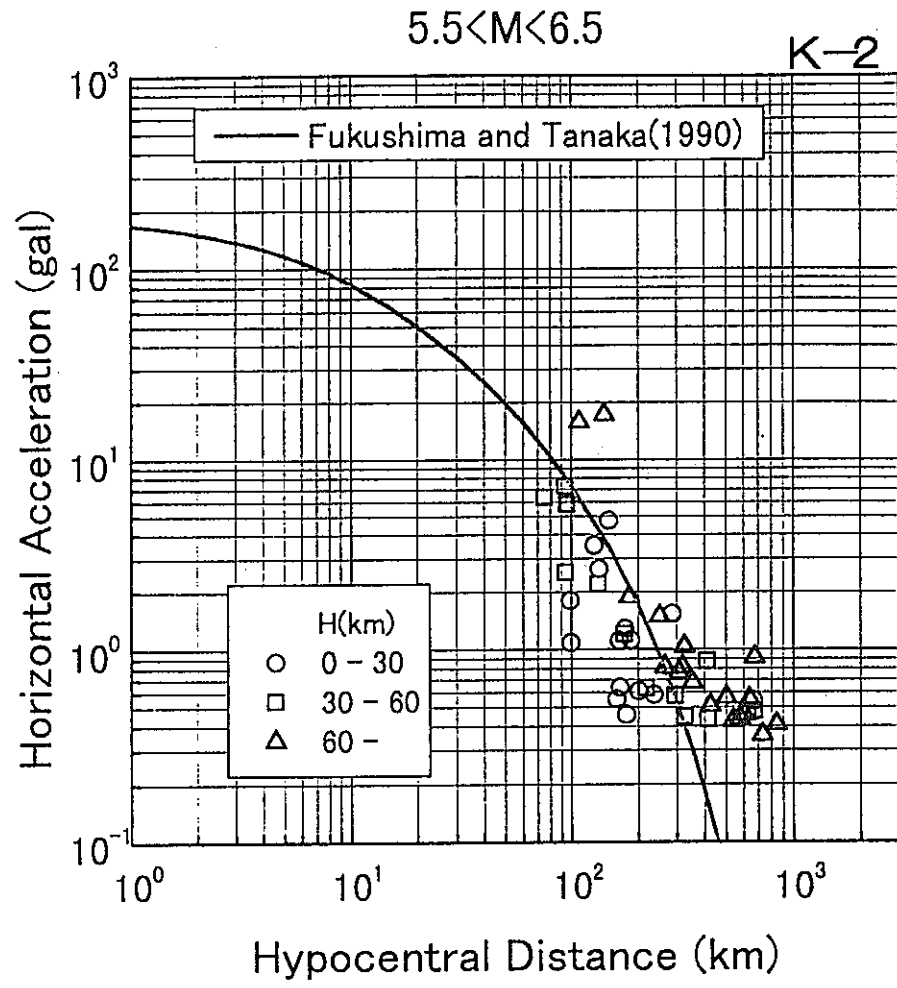


図 1.3.3-3 5.5<M<6.5 の地震の K-2 点での最大加速度 (水平 2 成分の平均) と震源距離の関係。図中の曲線は、Fukushima and Tanaka(1990) による岩盤上での最大加速度の距離減衰で、Mw=6 の場合。

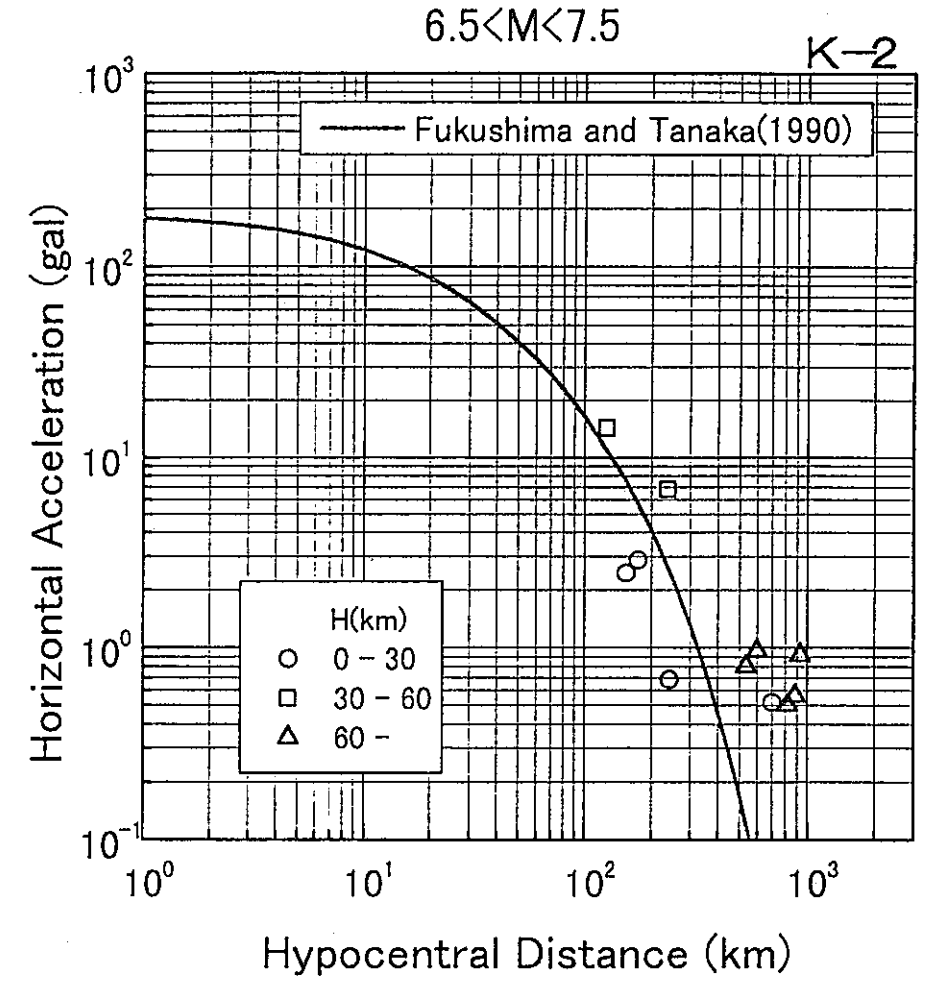


図 1.3.3-4 6.5<M<7.5 の地震の K-2 点での最大加速度 (水平 2 成分の平均) と震源距離の関係。図中の曲線は、Fukushima and Tanaka(1990) による岩盤上での最大加速度の距離減衰で、Mw=7 の場合。

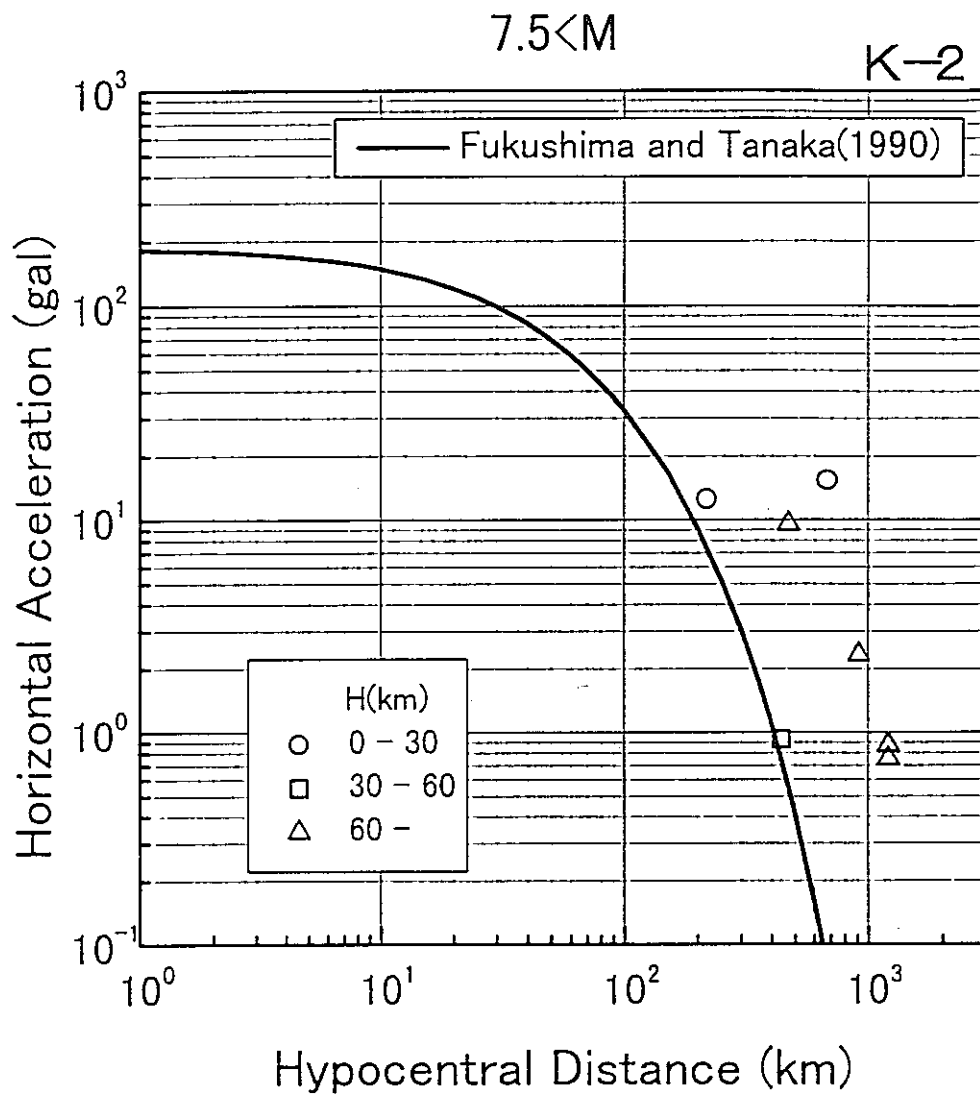


図 1.3.3-5 7.5<M の地震の K-2 点での最大加速度 (水平 2 成分の平均) と震源距離の関係。図中の曲線は、Fukushima and Tanaka(1990) による岩盤上での最大加速度の距離減衰で、Mw=8 の場合。

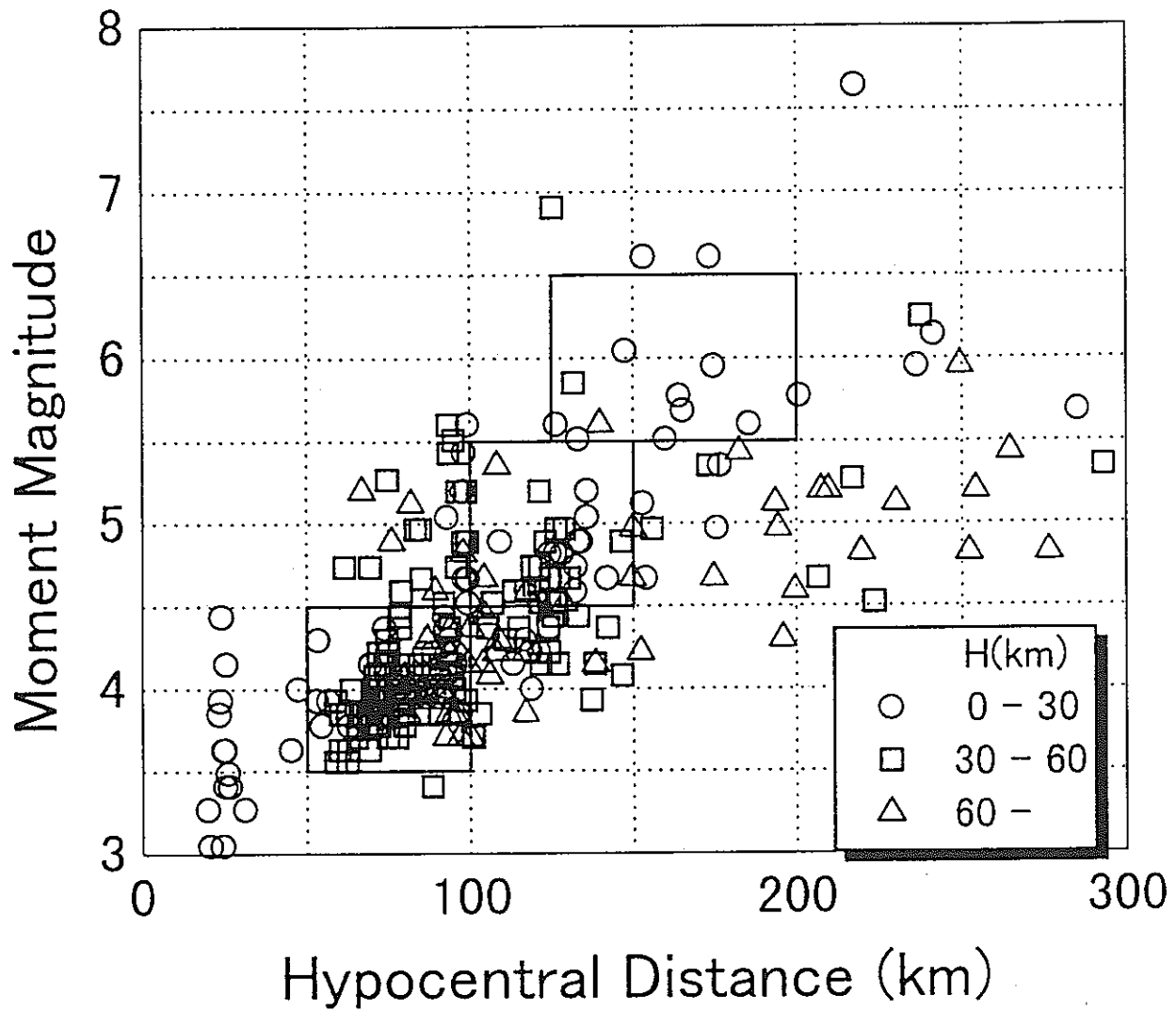


図 1.3.3-6 釜石鉦山で観測された地震のモーメントマグニチュードと震源距離の関係。
網掛けした部分の地震について応答スペクトル解析を実施。

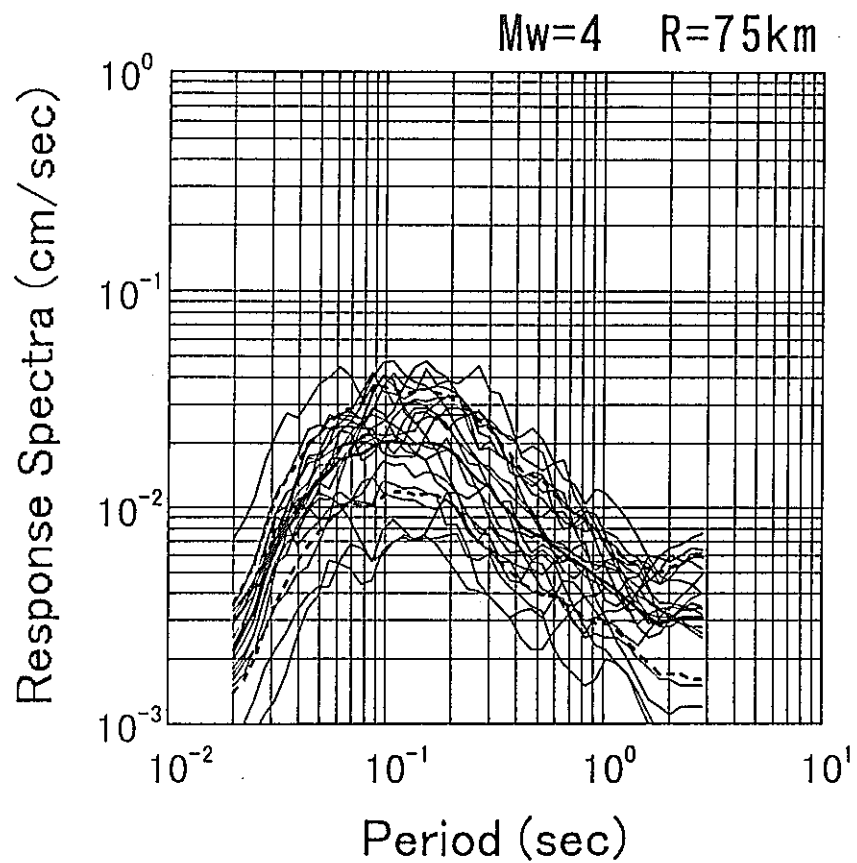


図 1.3.3-7(1) K-2 点で観測された $3.5 < M_w < 4.5$ 、 $50 < R < 100\text{km}$ 、 $0 < H < 30\text{km}$ に属する 21 個の地震を $M_w=4$ 、 $R=75\text{km}$ の規準点に変換して求めた速度応答スペクトルとその平均、および標準偏差。

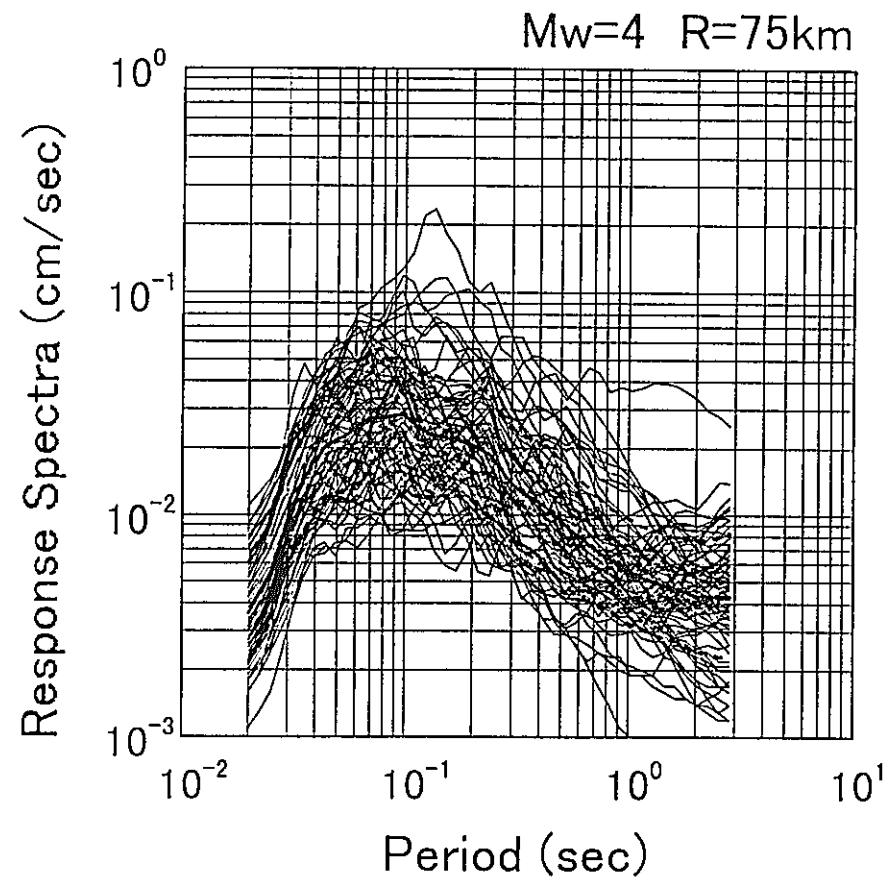


図 1.3.3-7(2) K-2 点で観測された $3.5 < M_w < 4.5$ 、 $50 < R < 100\text{km}$ 、 $30 < H < 60\text{km}$ に属する 73 個の地震を $M_w=4$ 、 $R=75\text{km}$ の規準点に変換して求めた速度応答スペクトルとその平均、および標準偏差。

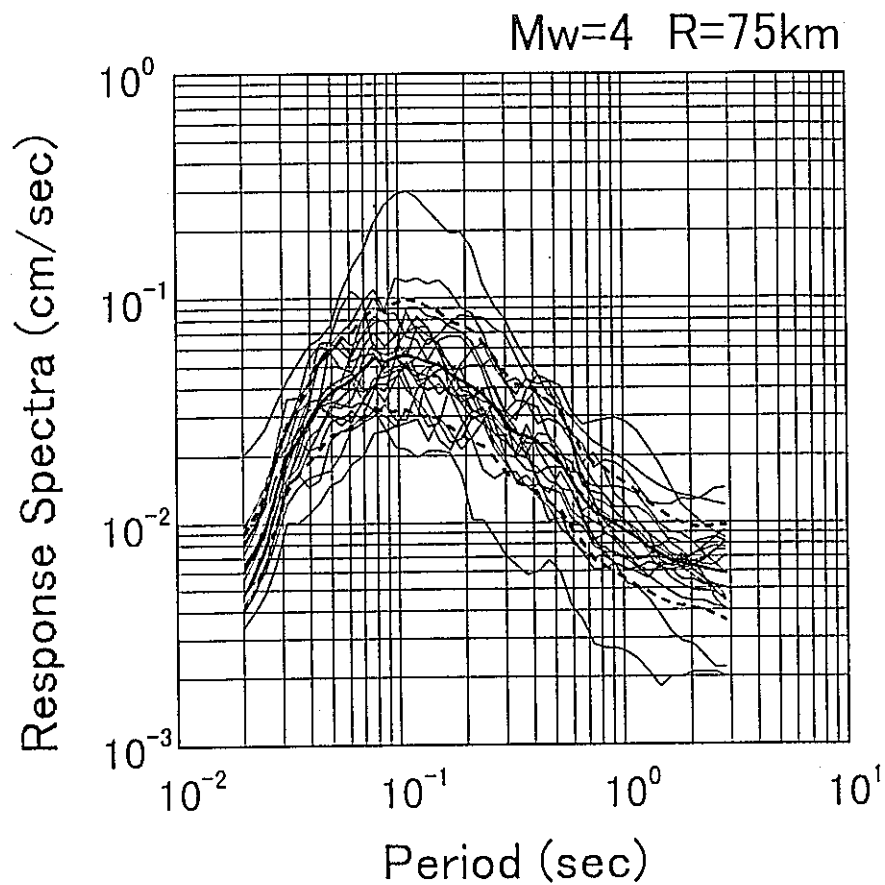


図 1.3.3-7(3) K-2 点で観測された $3.5 < M_w < 4.5$ 、 $50 < R < 100\text{km}$ 、 $60\text{km} < H$ に属する 20 個の地震を $M_w=4$ 、 $R=75\text{km}$ の規準点に変換して求めた速度応答スペクトルとその平均、および標準偏差。

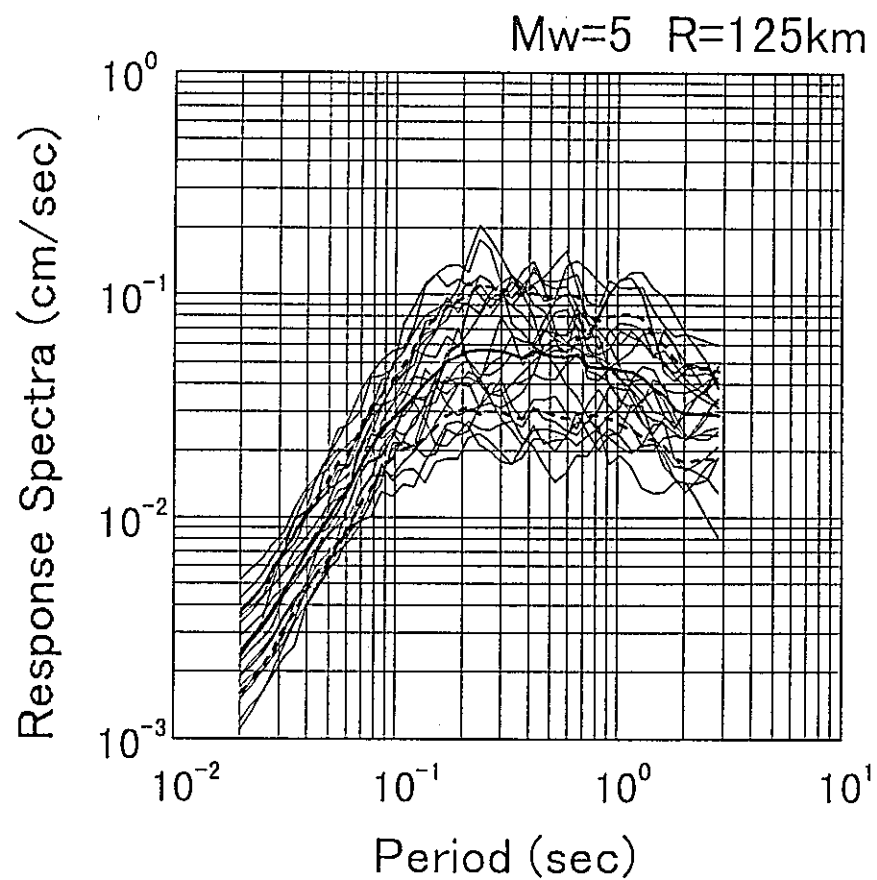


図 1.3.3-8(1) K-2 点で観測された $4.5 < M_w < 5.5$ 、 $100 < R < 150\text{km}$ 、 $0 < H < 30\text{km}$ に属する 21 個の地震を $M_w=5$ 、 $R=125\text{km}$ の規準点に変換して求めた速度応答スペクトルとその平均、および標準偏差。

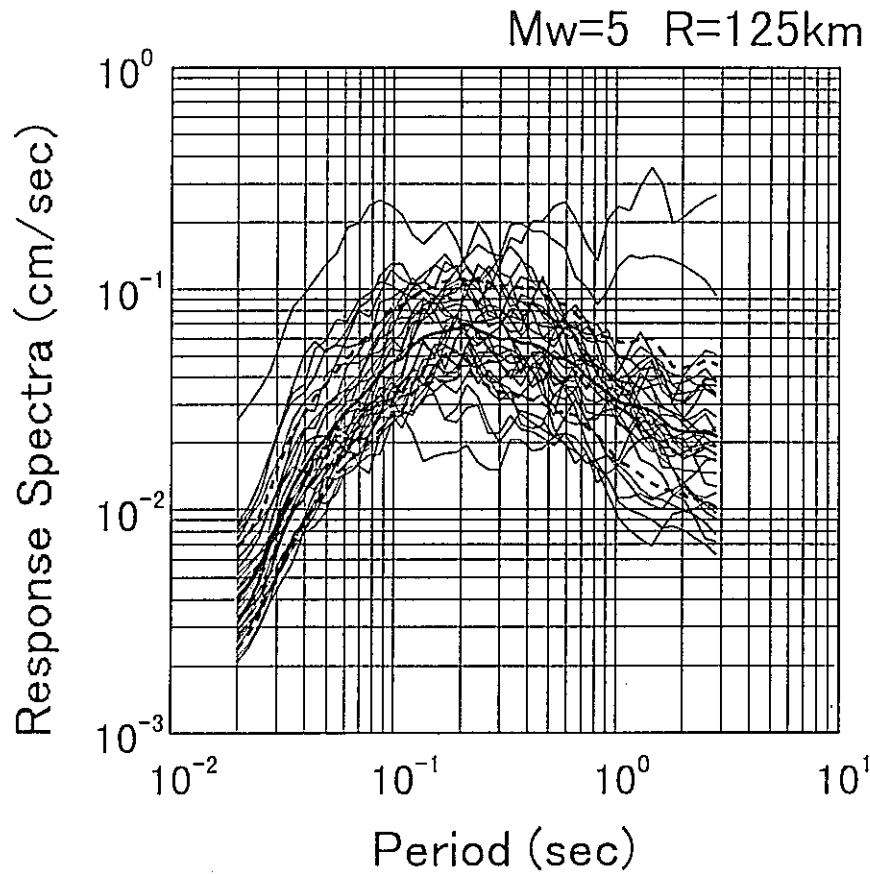


図 1.3.3-8(2) K-2 点で観測された $4.5 < M_w < 5.5$ 、 $100 < R < 150 \text{ km}$ 、 $30 < H < 60 \text{ km}$ に属する 32 個の地震を $M_w=5$ 、 $R=125 \text{ km}$ の規準点に変換して求めた速度応答スペクトルとその平均、および標準偏差。

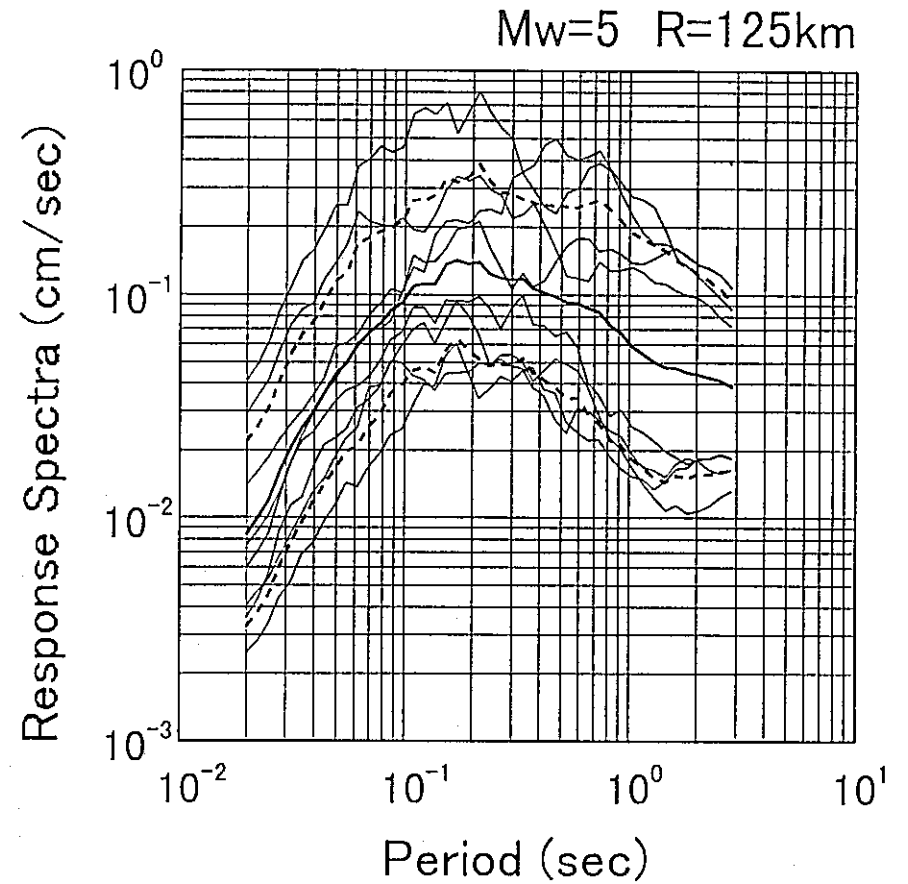


図 1.3.3-8(3) K-2 点で観測された $4.5 < M_w < 5.5$ 、 $100 < R < 150 \text{ km}$ 、 $60 \text{ km} < H$ に属する 8 個の地震を $M_w=5$ 、 $R=125 \text{ km}$ の規準点に変換して求めた速度応答スペクトルとその平均、および標準偏差。

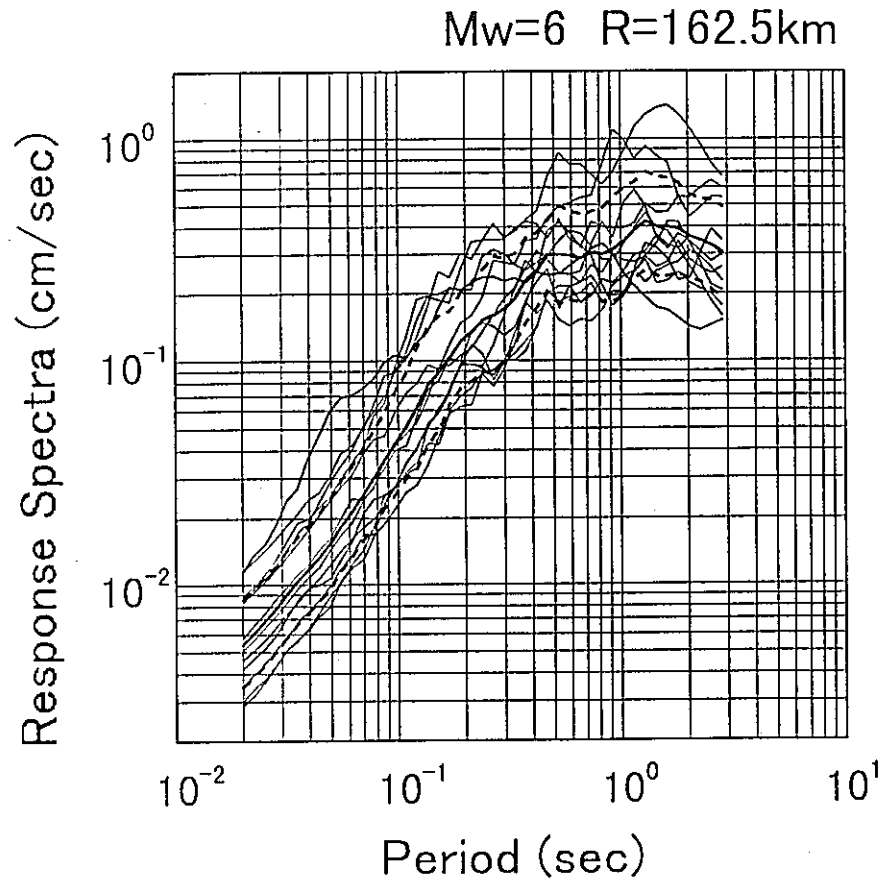


図 1.3.3-9 K-2 点で観測された $5.5 < M_w < 6.5$ 、 $125 < R < 200\text{km}$ 、 $0 < H < 30\text{km}$ に属する 11 個の地震を $M_w=6$ 、 $R=162.5\text{km}$ の規準点に変換して求めた速度応答スペクトルとその平均、および標準偏差。

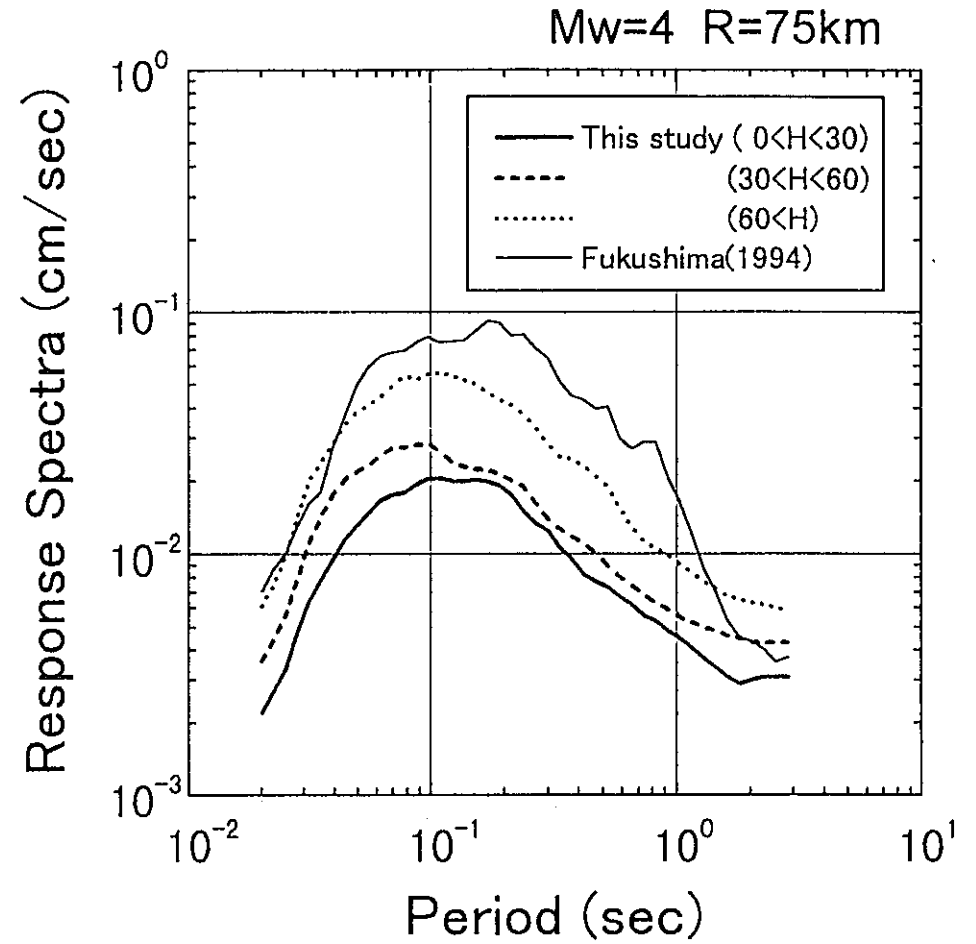


図 1.3.3-10 $M_w=4$ 、 $R=75\text{km}$ の規準点に変換した $0 < H < 30\text{km}$ 、 $30 < H < 60\text{km}$ および $60 < H$ に属する地震の速度応答スペクトルの平均と $M_w=4$ 、 $R=75\text{km}$ における福島 (1994) の速度応答スペクトル

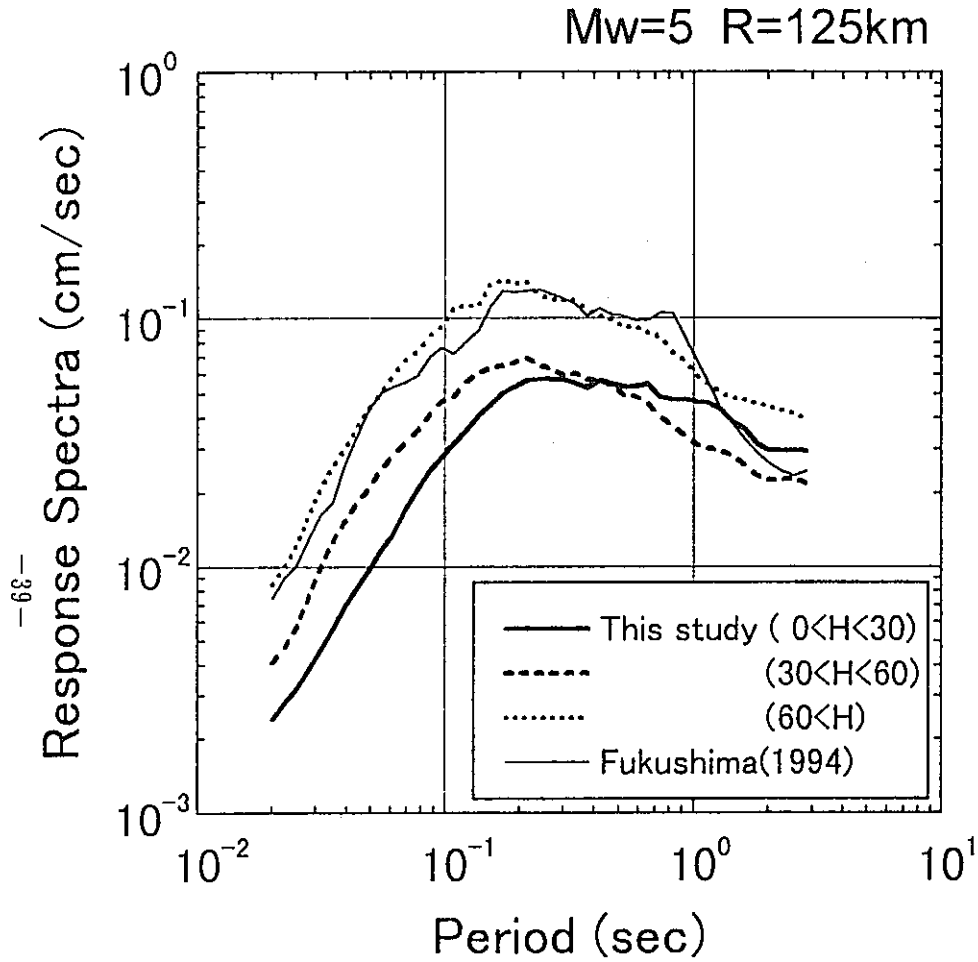


図 1.3.3-11 Mw=5、R=125km の規準点に変換した $0 < H < 30$ km、 $30 < H < 60$ km および $60 \text{km} < H$ に属する地震の速度応答スペクトルの平均と Mw=5、R=125km における福島 (1994) の速度応答スペクトル

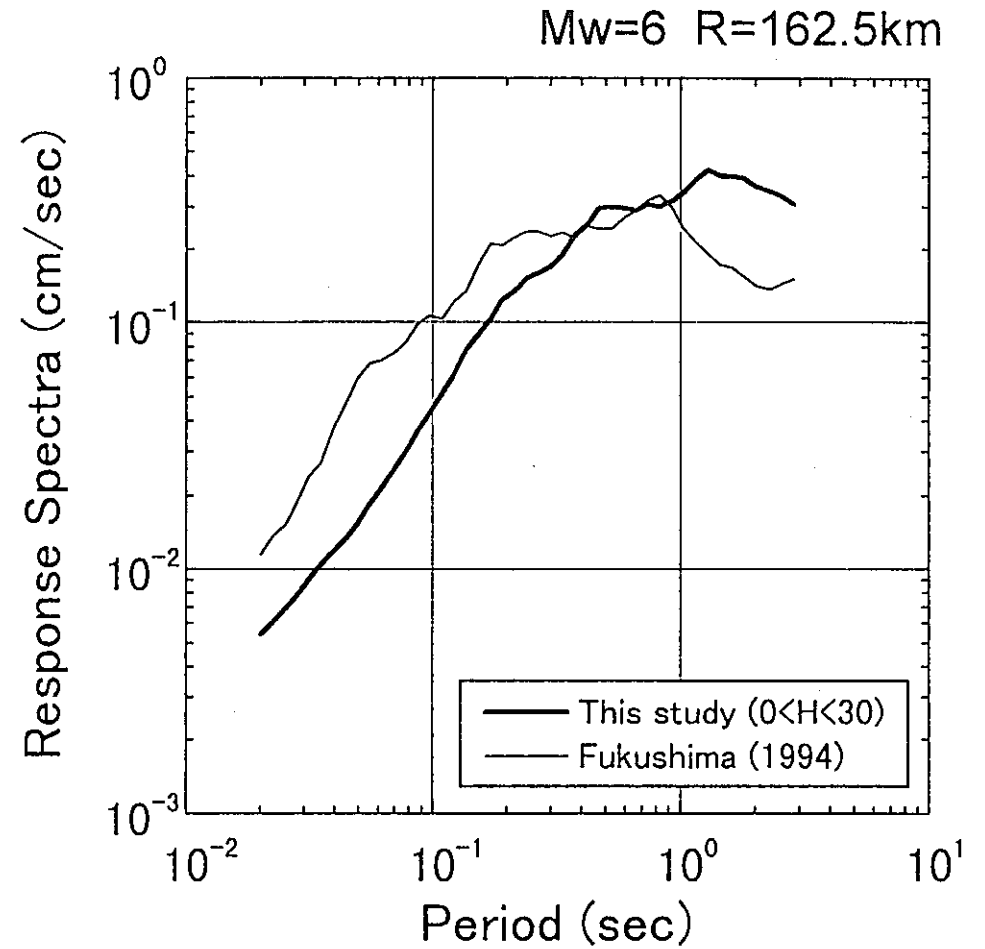


図 1.3.3-12 Mw=6、R=162.5km の規準点に変換した $0 < H < 30$ km に属する地震の速度応答スペクトルの平均と Mw=6、R=162.5km における福島 (1994) の速度応答スペクトル

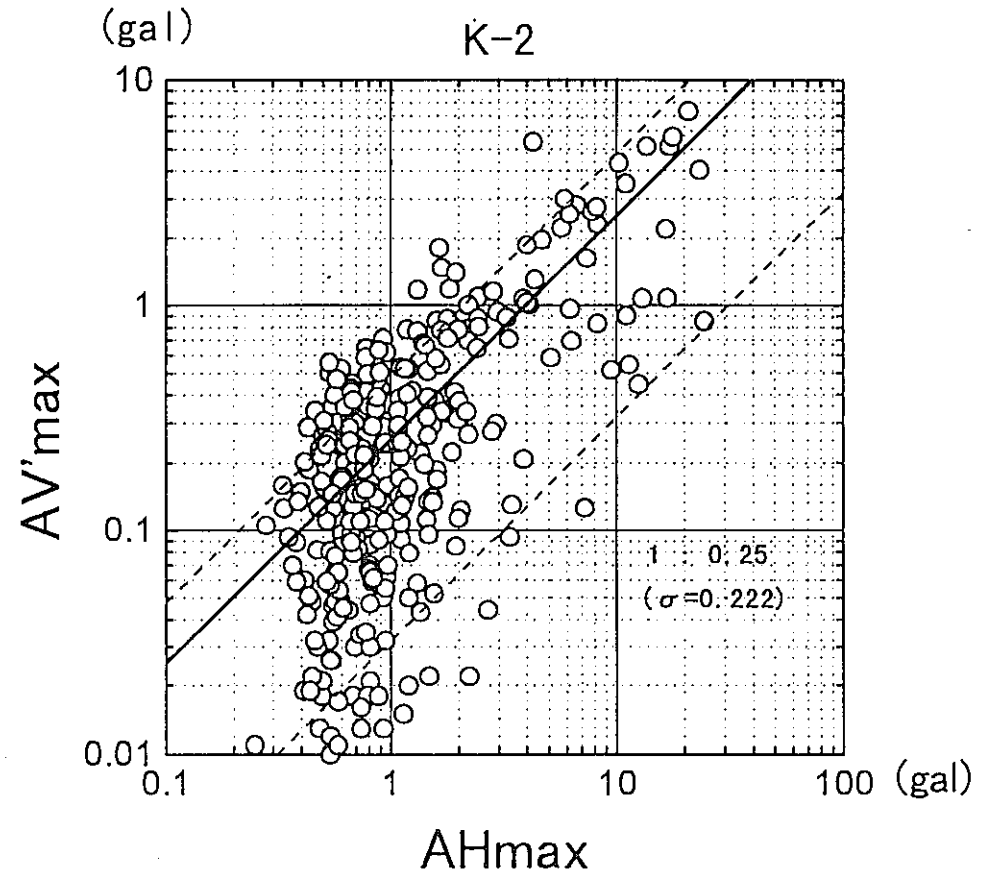
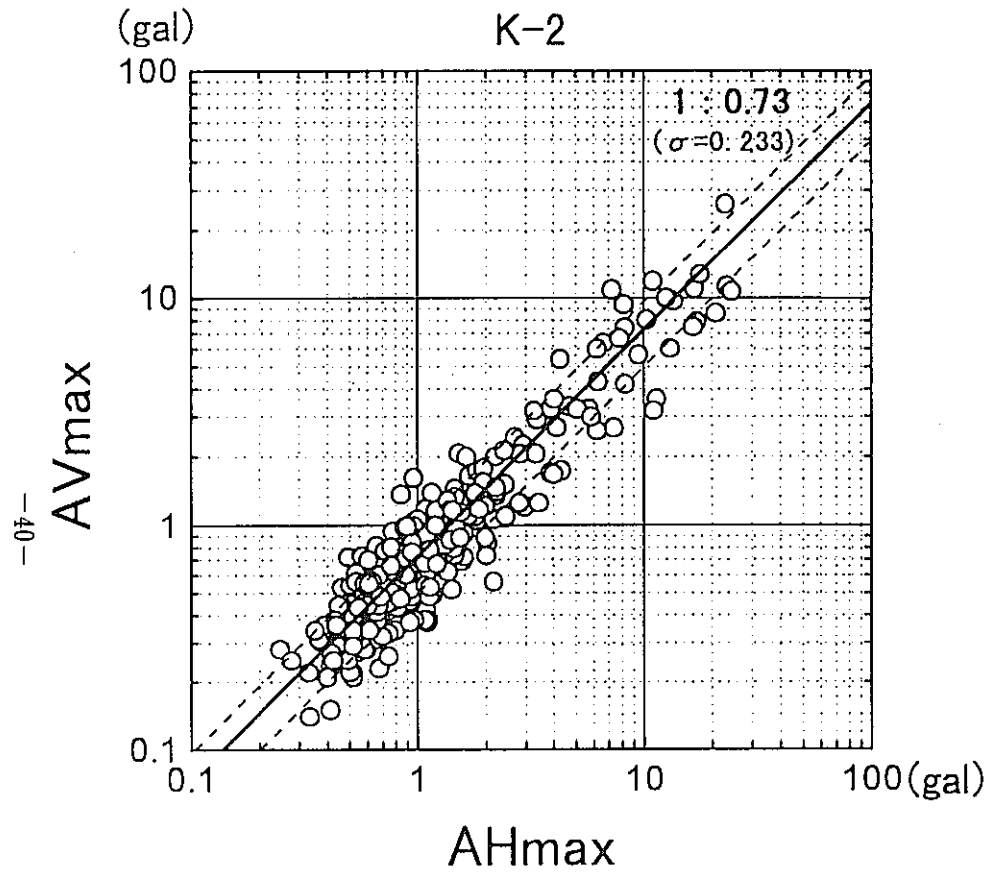


図 1.3.3-13 K-2 点での AHmax と AVmax との関係

AHmax : 水平動(2成分の合成値)成分の最大加速度振幅

AVmax : 上下動成分の最大加速度振幅

図中の点線は平均を表す

図 1.3.3-14 K-2 点での AHmax と AV'max との関係

AHmax : 水平動(2成分の合成値)成分の最大加速度振幅

AV'max : 水平動が最大となる時刻での上下動成分の最大加速度振幅

図中の点線は平均を表す

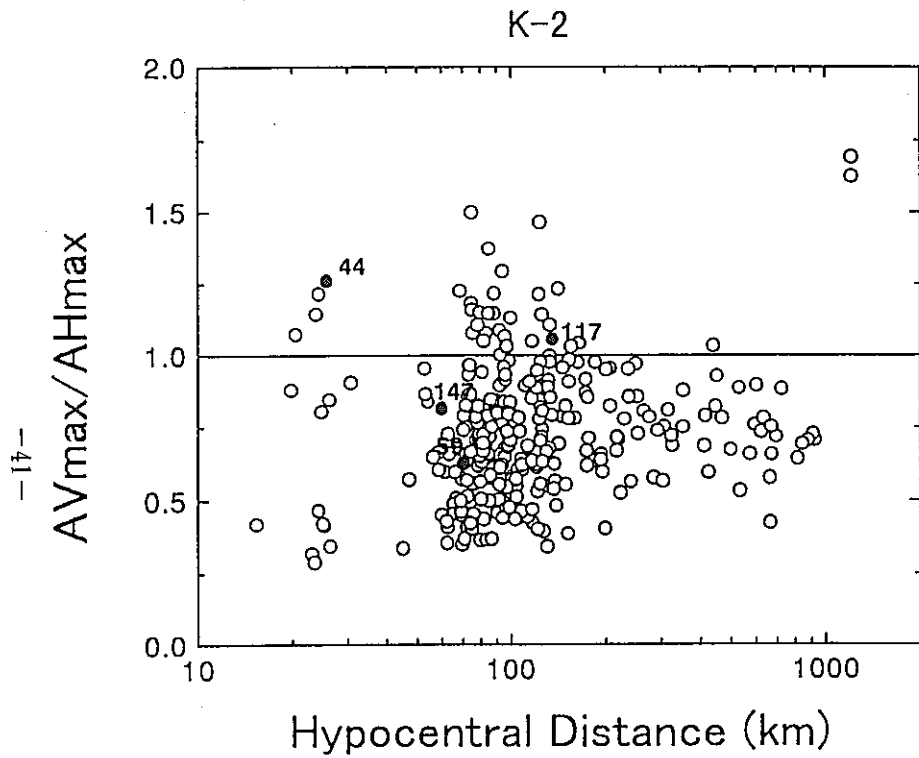


図 1.3.3-15 K-2 点での AV_{max}/AH_{max} と震央距離との関係
 AH_{max} : 水平動(2成分の合成値)成分の最大加速度振幅
 AV_{max} : 上下動成分の最大加速度振幅
 ● : 上下動成分の最大値は P 波である地震

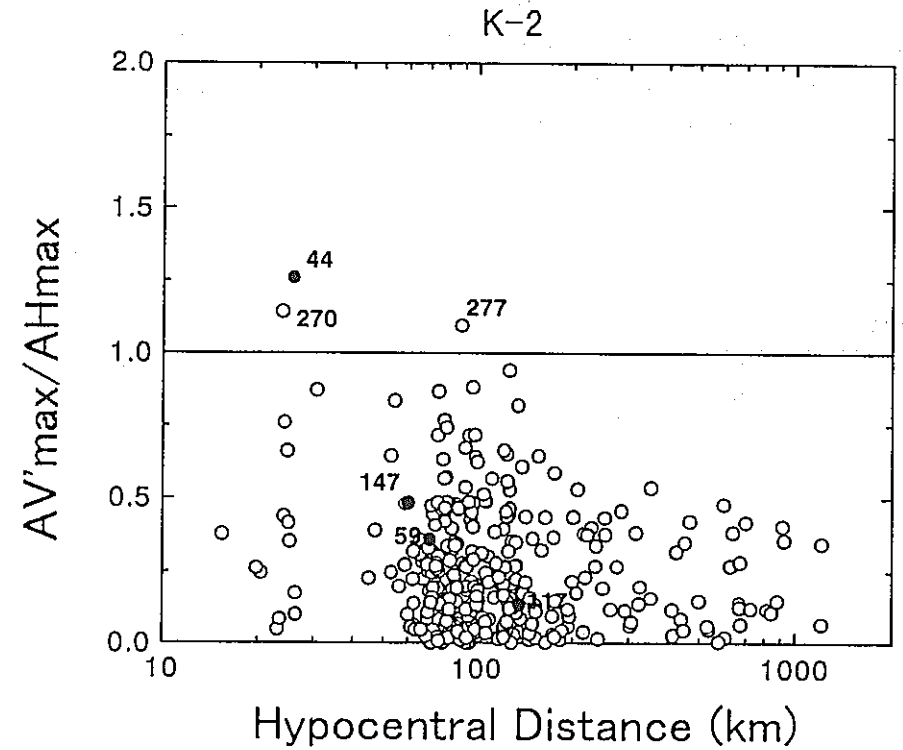


図 1.3.3-16 K-2 点での AV'_{max}/AH_{max} と震央距離の関係
 AH_{max} : 水平動(2成分の合成値)成分の最大加速度振幅
 AV'_{max} : 水平動が最大となる時刻での上下動成分の最大加速度振幅
 ● : 上下動成分の最大値は P 波である地震

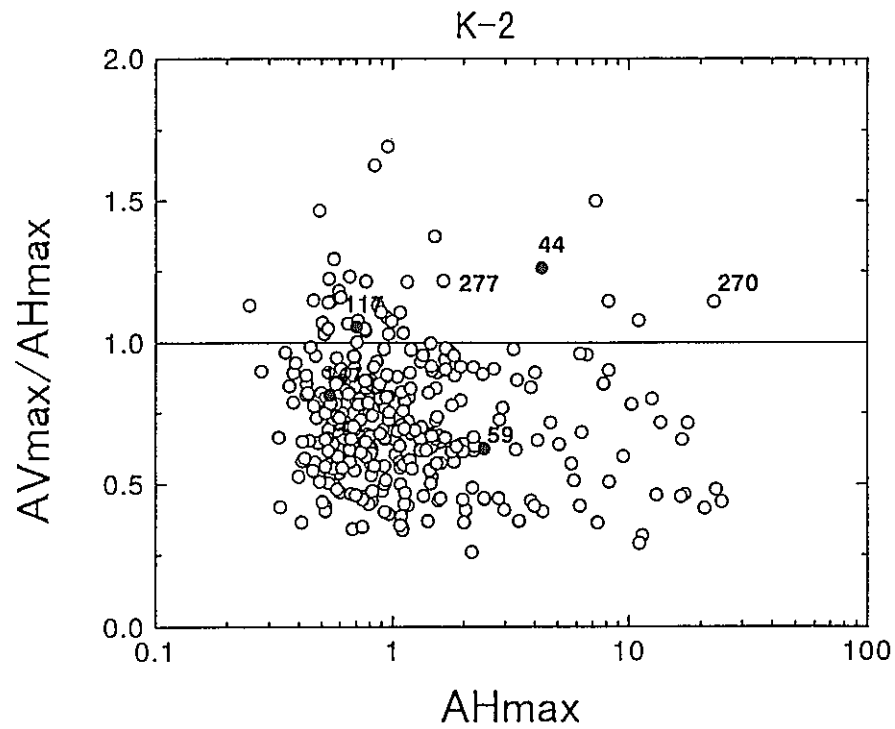


図 1.3.3-17 K-2 点での AV_{max}/AH_{max} と AH_{max} との関係
 AH_{max} : 水平動(2成分の合成値)成分の最大加速度振幅
 AV_{max} : 上下動成分の最大加速度振幅
● : 上下動成分の最大値は P 波である地震

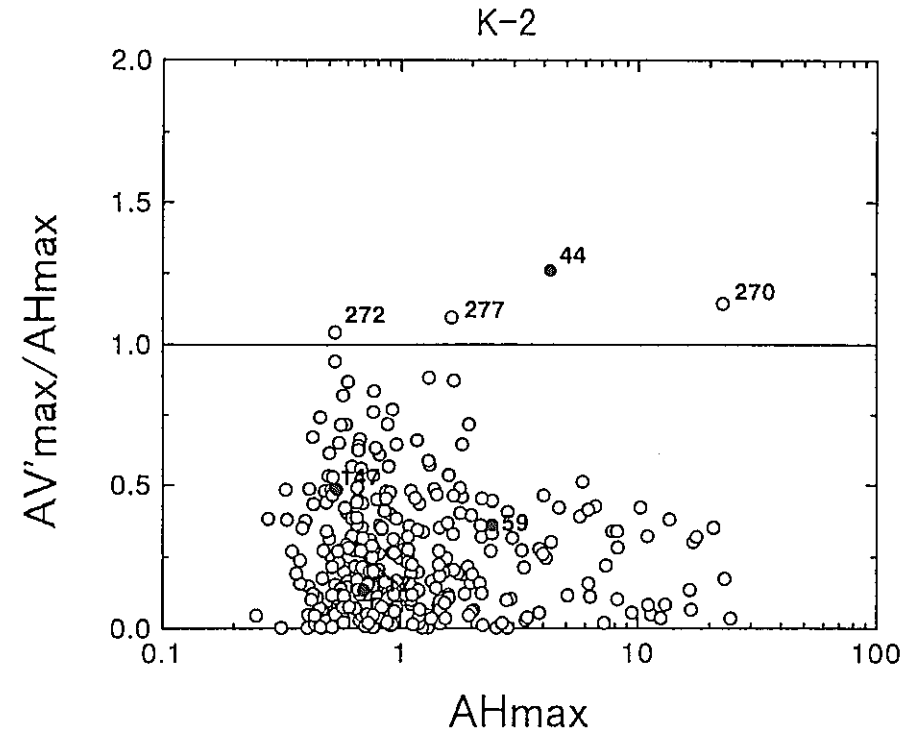


図 1.3.3-18 K-2 点での AV'_{max}/AH_{max} と AH_{max} との関係
 AH_{max} : 水平動(2成分の合成値)成分の最大加速度振幅
 AV'_{max} : 水平動が最大となる時刻での上下動成分の最大加速度振幅
● : 上下動成分の最大値は P 波である地震

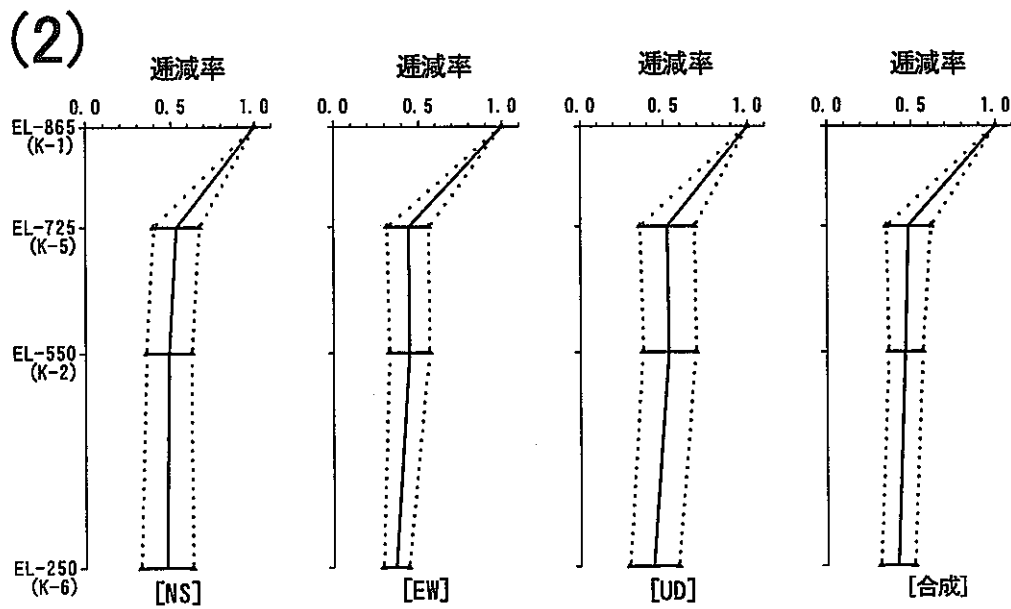
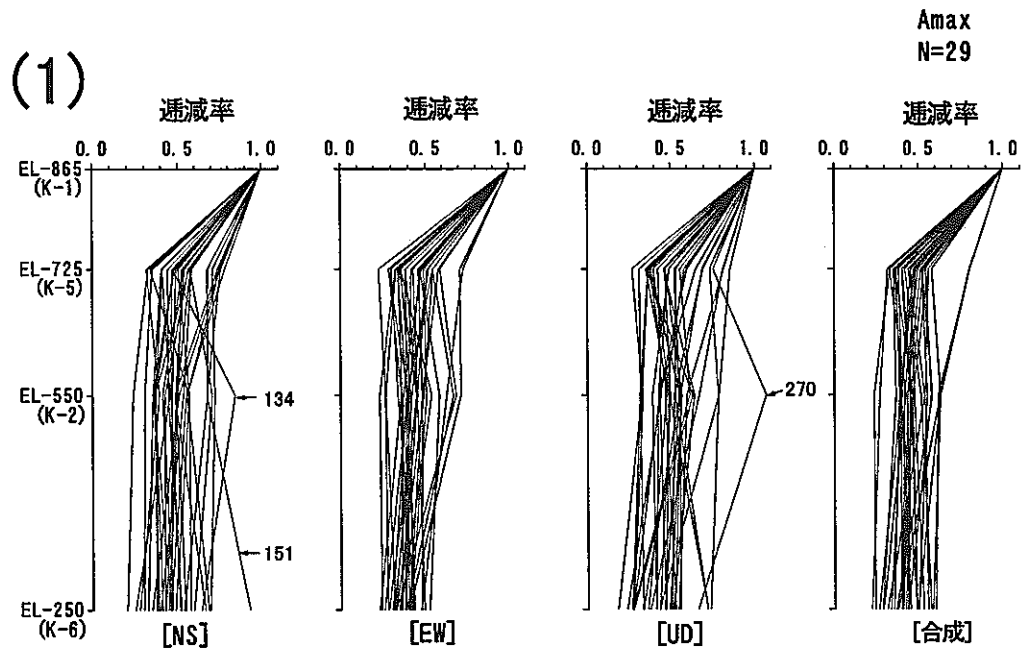


図 1.3.4-1 (1) K-1 点を基準とした場合の K-5、K-2、K-6 点での最大加速度振幅の透減率。
(2) 透減率の平均と標準偏差。K-6 点で 2gal 以上の 29 地震の場合。

震央分布図

JAN.1991 - JUN.1996

N = 10

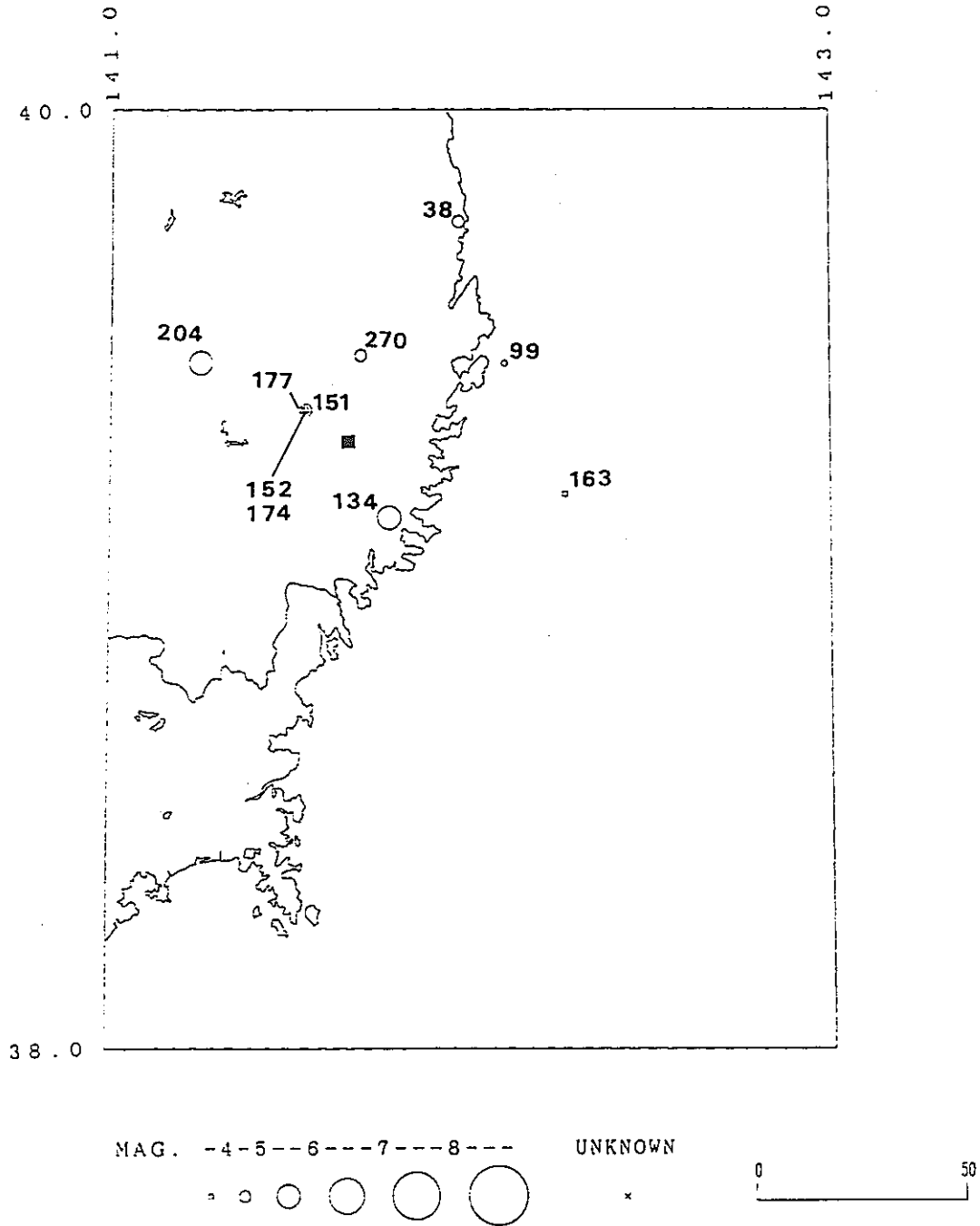


図 1.3.4-2 最大加速度振幅の透減特性が平均から大きくはずれる地震の震央分布

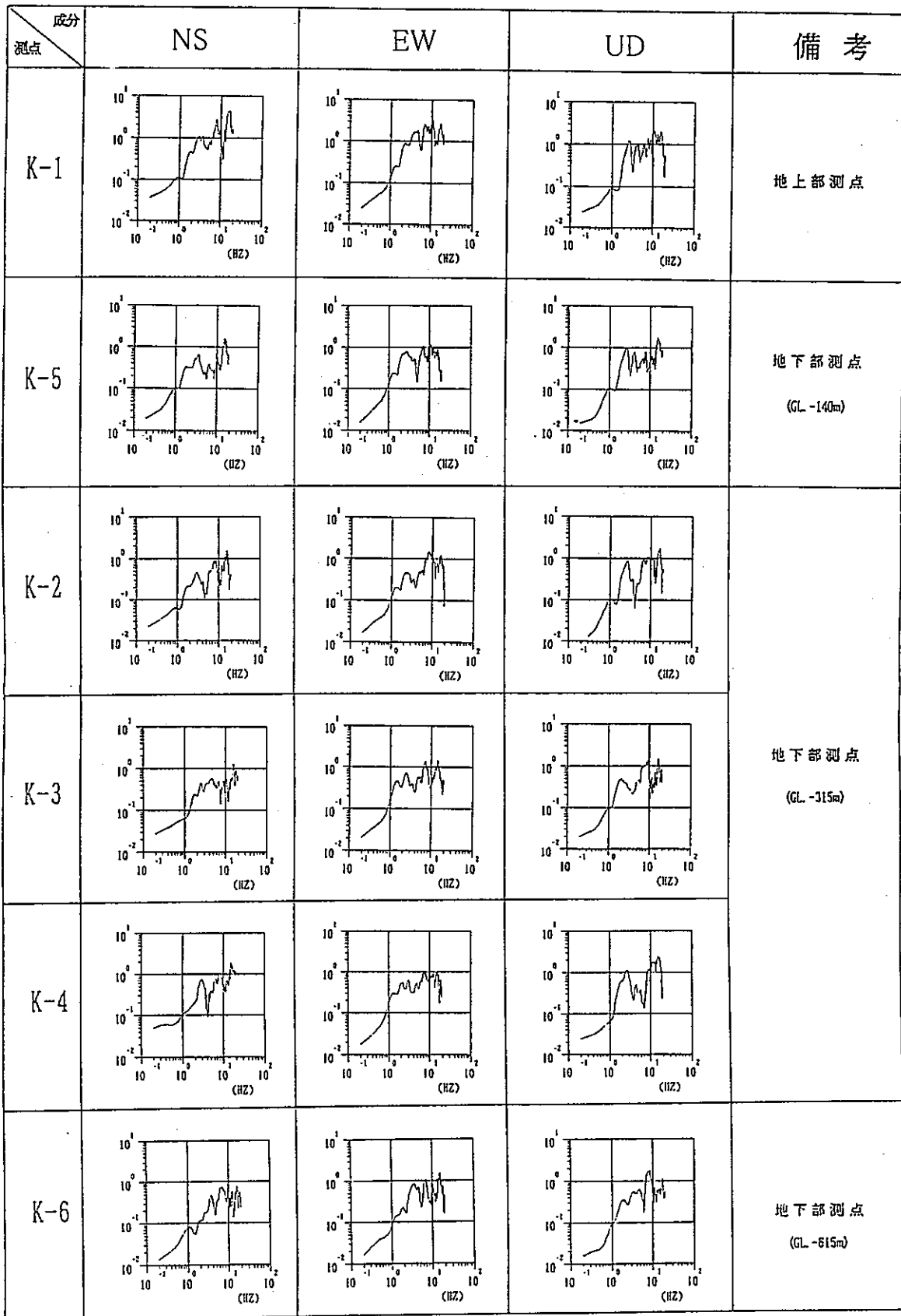


図 1.3.4-3 地震番号 270 (1996年6月5日9時37分 岩手県湾岸部で発生、M4.4)の地震の K-1 から K-6 の各観測点での記録のフーリエスペクトル。

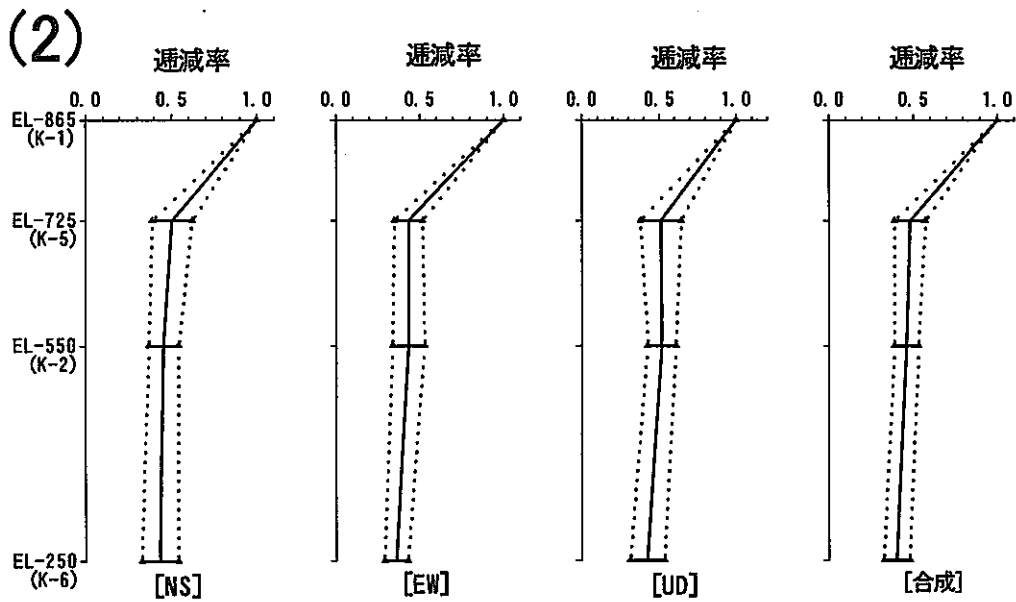
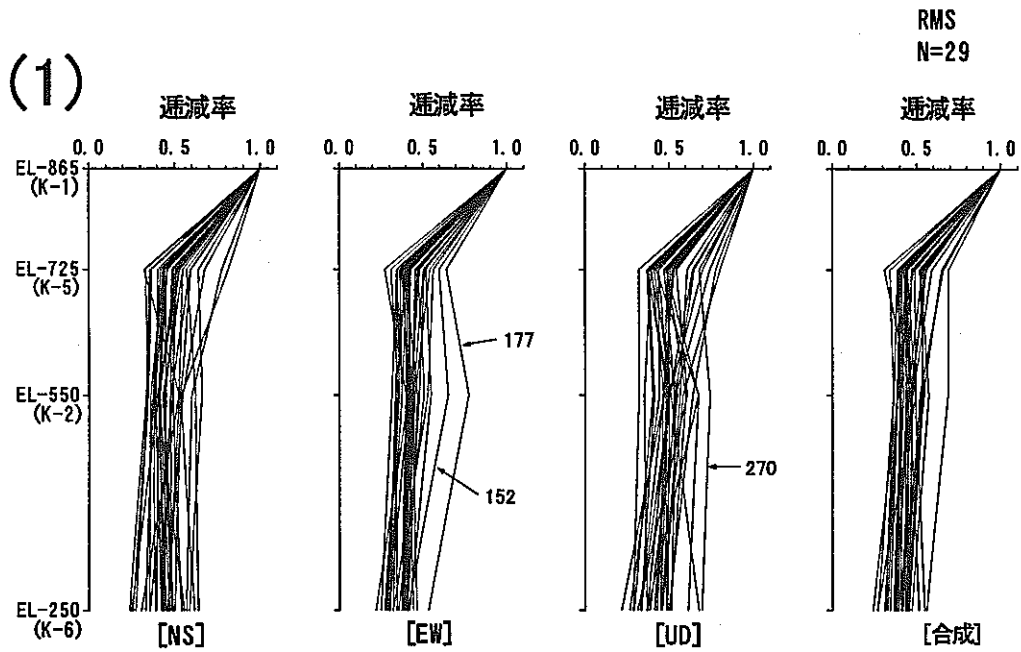


図 1.3.4-4 (1) K-1 点を基準とした場合の K-5、K-2、K-6 点での加速度振幅(実効値)の透減率。
(2)透減率の平均値と標準偏差。 K-6 点で 2gal 以上の 29 地震の場合。

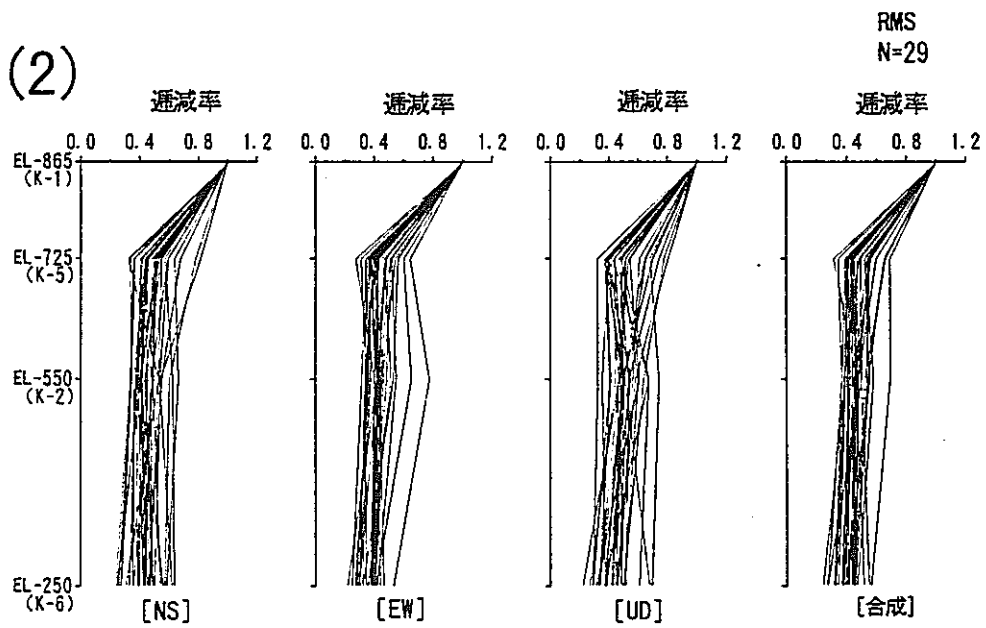
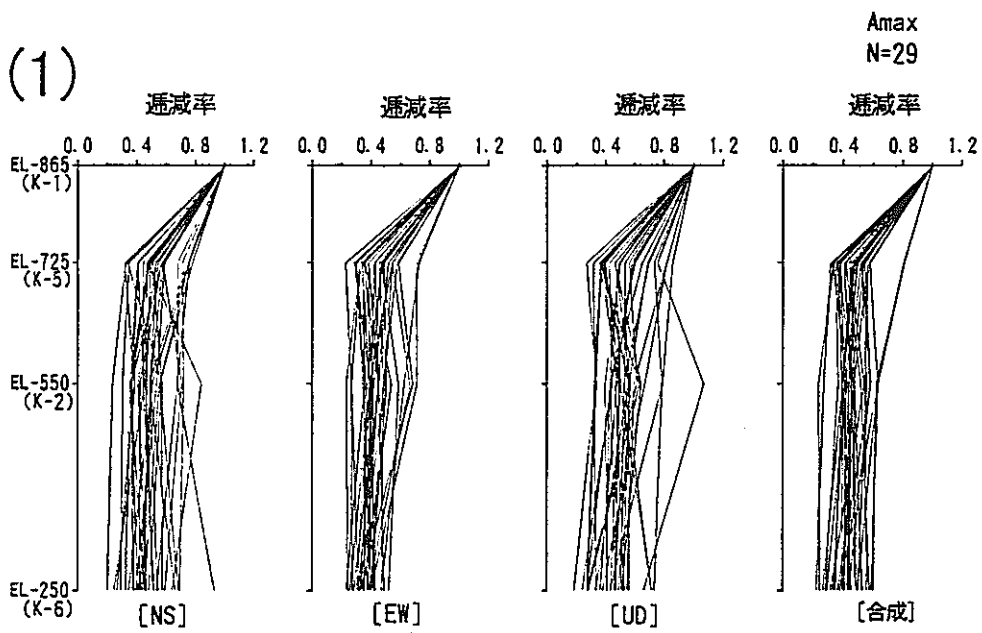


図 1.3.4-5 K-1 点を基準とした場合の K-5、K-2、K-6 点での加速度振幅の透減率。
(1) 最大加速度振幅、 (2) 下図 実効値

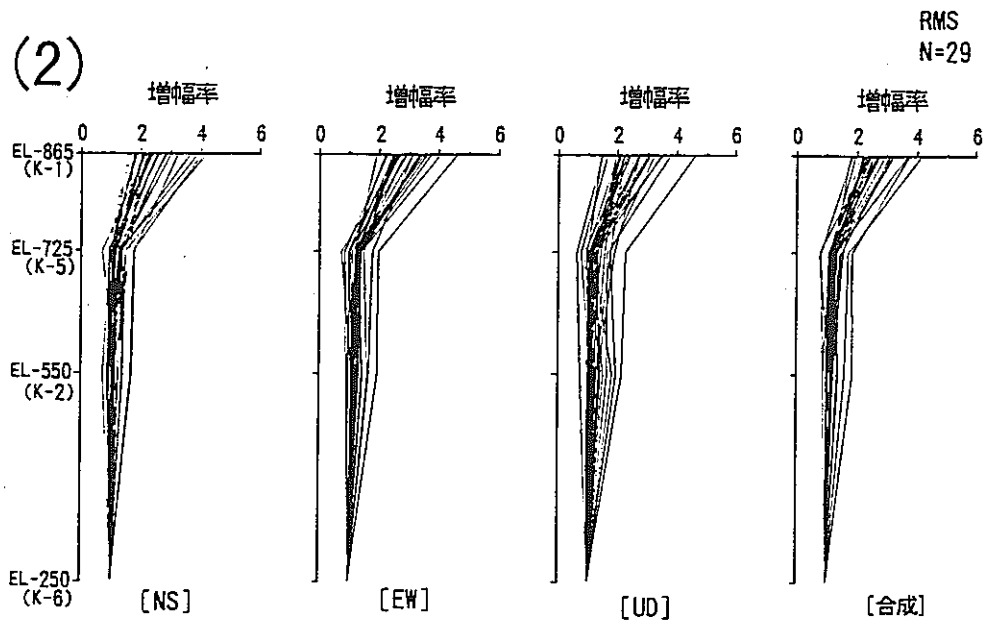
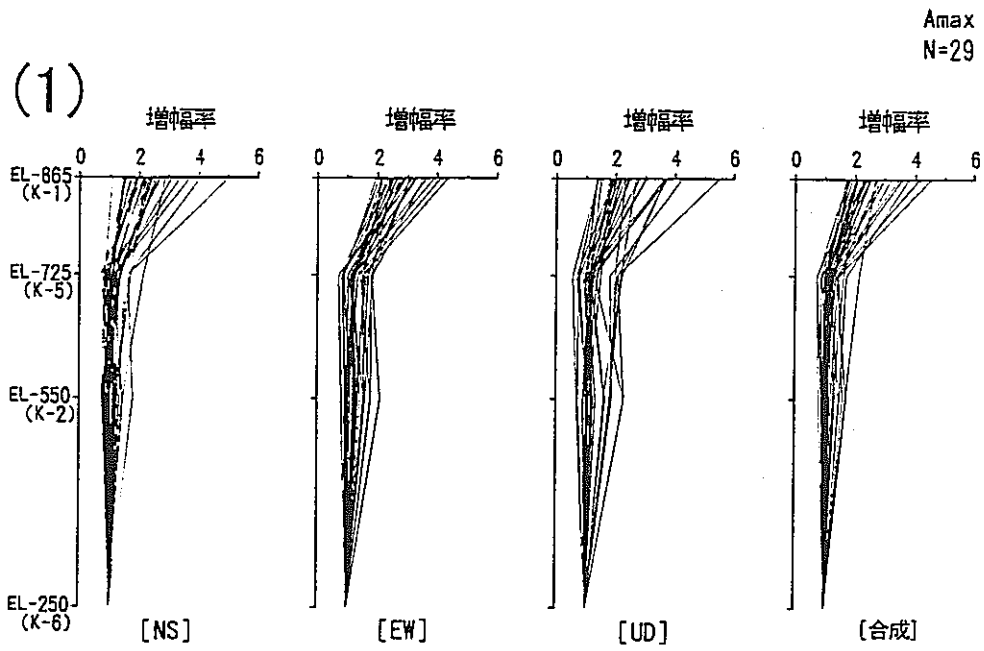


図 1.3.4-6 K-6 点を基準とした場合の K-2、K-5 および K-1 点での加速度振幅の増幅率。
(1) 最大加速度振幅、 (2) 下図 実効値

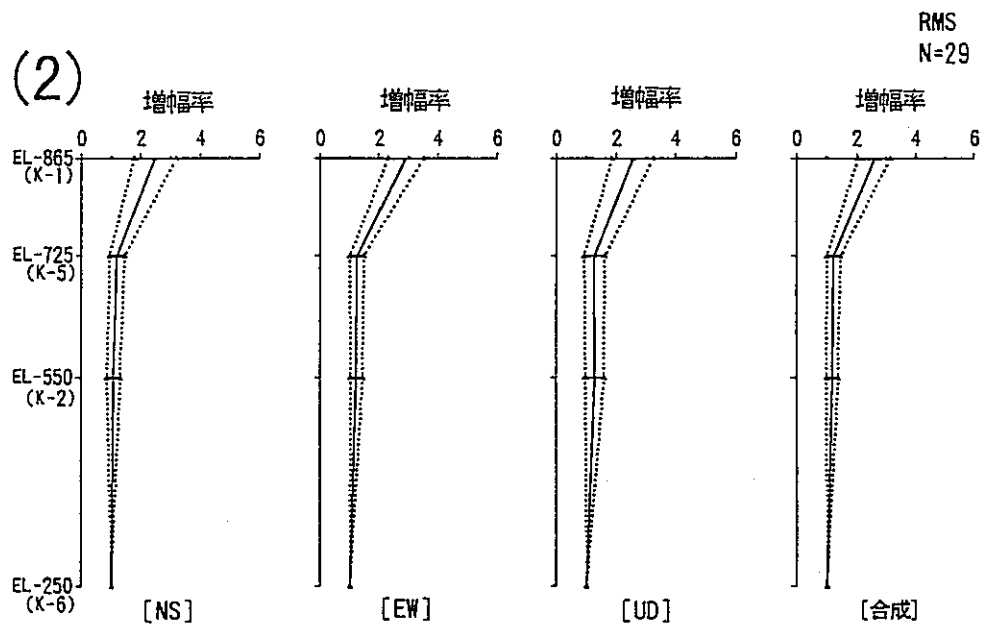
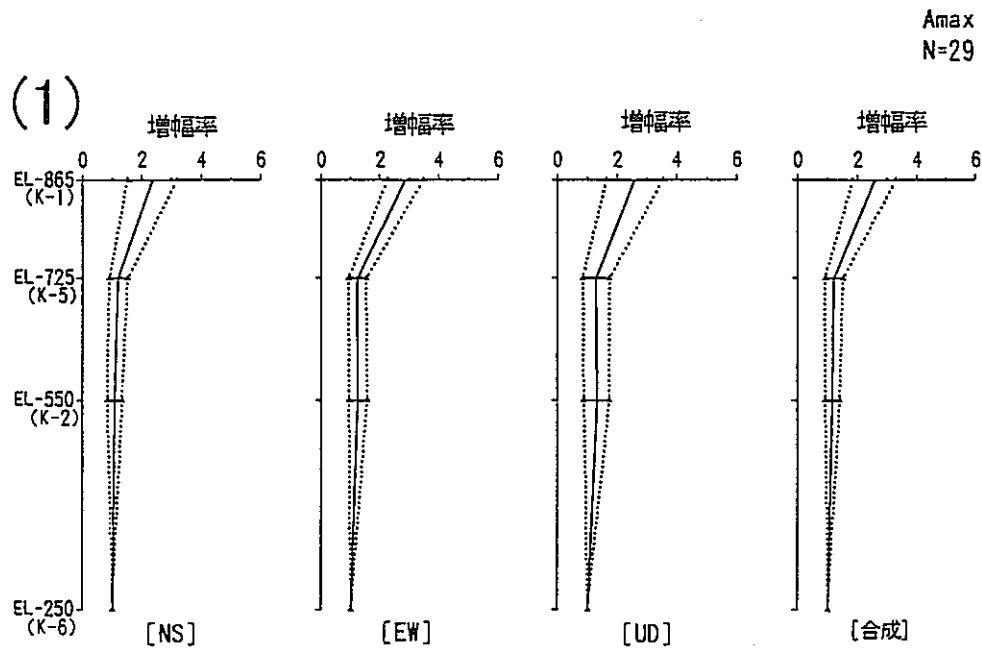


図 1.3.4-7 K-6 点を基準とした場合の K-2、K-5 および K-1 点における加速度振幅の増幅率の平均値と標準偏差。(1) 最大加速度振幅、(2) 実効値

2. 地下水理観測データの整理

2.1 まえがき

この章では、釜石鉱山で行っている地下水理観測データに基づいて、地下深部の地下水の水圧、水量、水質の変動について 1998 年度の結果を中心に観測、解析結果をとりまとめた。

まず 2.2 節では地下水理観測業務の概要について述べる。2.3 節においては、地下水理観測の結果について報告している。この中で、2.3.1 項では地下水観測結果の概要について報告し、2.3.2 項では各水圧測定孔の水圧の変化特性について、地球潮汐による変化、降雨に対する水圧応答について検討を行った。

2.2 地下水理観測の概要

今回報告する釜石鉱山における地下水理観測項目は以下に示す通りである。観測地点位置図を図 2.2.1-1 に示す。

表 2.2.1-1 地下水理観測項目

1. ボーリング孔における水圧の測定 (KWP-1 孔、KWP-2 孔、KWP-3 孔)
2. KO-10 地点における水量、水質、電気伝導度の測定 ・天盤からの湧水量 ・電気伝導度 ・pH

各項目の測定方法については以下の通り。

- ・ 水圧データについては KWP-1,2,3 孔の孔口に設置した圧力センサからの出力(電圧)を TEAC 製 DR-F1 型デジタル記録計を用いて 10 秒間隔で収録し、解析にあたってはそれを 128 個ずつ平均した値を用いた。なお、測定対象になった KWP-1,2,3 孔の水圧を代表する地下水の水位は、いずれも NW 坑道の排水面より上方に存在する。
- ・ KO-10 地点の電気伝導度については桜エンドレス(株)製マイコムー L/CLM121 型を用いて測定した。
- ・ KO-10 地点の湧水量については(財)電力中央研究所が開発したタンク貯留型の高精度流出量計を用いて計測している。
- ・ KO-10 地点の pH は桜エンドレス(株)製マイコムー P/CPM121 型を用いて計測を行った。

2.3 地下水理観測結果

2.3.1 観測結果の概要

2.3.1.1 ボーリング孔における水圧の測定結果

観測開始時以来の釜石鉱山周辺の月降水量を図 2.3.1-1 に示す。このデータは釜石土木事務所より提供されたものである。降水量データは 1995 年までが青の木地点のデータ、1996 年度以降は青の木地点廃止のため、1996,97 年は甲子町大橋のデータ、1998 年度は、試験場のデータを用いている。1998 年の降水量データを図 2.3.1-2 に示す。

観測開始時以来の KWP-1,2,3 孔の長期水圧変動を図 2.3.1-3 に示す。また 1998 年度の年間の KWP-1,2,3 孔の水圧の変動を図 2.3.1-4 に示す。なお、図中の▲は、地震の発生時を示している。

(1) KWP-1 孔の観測結果

例年、KWP-1 孔は明確な季節変動を見せている。毎年 3 月下旬には年間の最低水圧値を記録している。各年の年間最低値は、1994 年から年々に低下傾向を見せており、98 年度で、測定開始以来最低の 32.2kgf/cm^2 を記録している。この値は観測開始時からの最低値である。1998 年 1 月 6 日 10:20 から 1 月 23 日 12:40 まで KWP-2 孔の圧力を開放した。その期間のボーリング孔水圧変化を図 2.3.1-5 に示す。KWP-1 孔の水圧は、KWP-2 孔の圧力開放時に微少な低下を示している。

なお今年度は地震 (No.343、344) に伴う水圧の変化は観測されていない。

(2) KWP-2 孔の観測結果

KWP-2 孔については 1991 年の観測開始以来、年間の最低値が低くなっている(図 2.3.1-3)。また、1998 年 1 月 6 日 10:20 から 1 月 23 日 12:40 まで KWP-2 孔の圧力を開放したため、測定値が欠損している。圧力の測定を再開した後、圧力は最大 7.3kgf/cm^2 まで上昇し圧力解放前と比較して圧力は 0.6kgf/cm^2 上昇した(図 2.3.1-5)。

なお今年度は地震に伴う水圧の変化は観測されていない。

(3) KWP-3 孔の観測結果

KWP-3 孔については、季節的な変動は見られない(図 2.3.1-3)。98 年度は 2 月末から水圧が上昇しはじめ、測定終了時までその傾向は続いている。1998 年 1 月 6 日 10:20 から 1 月 23 日 12:40 まで KWP-2 孔の圧力を開放したとき、KWP-3 孔において圧力が 0.1kgf/cm^2 低下し、閉鎖後、低下した圧力 (0.1kgf/cm^2) は復帰した(図 2.3.1-5)。KWP-2 孔と KWP-3 孔の圧力変化のタイミングは、測定間隔 10 秒のデータでは同時刻であり、2 本のボーリング孔間で速やかな圧力伝播があったと考えられる。

2.3.1.2 KO-10地点における観測結果

(1) KO-10 地点における湧水量の測定結果

KO-10 地点における観測期間全体の湧水量変化を図 2.3.1-6 に示す。今年度の湧水量変化を図 2.3.1-7 に示す。図中▲は主な地震の発生時を意味している。今年度、1月～2月の湧水量は 90cc/min 程度で安定している。

(2) KO-10 地点における電気伝導度の測定結果

KO-10 地点における観測期間全体の電気伝導度変化を図 2.3.1-8 に示す。また、1998 年度の年間の電気伝導度変化を図 2.3.1-9 に示す。

電気伝導度は今年度、1月、2月は非常に安定しており、153 μ S/cm 程度であったが、3月8日 6:08 より急激に上昇し 165 μ S/cm となった。同時期に No.344 の地震が観測されているが、地震の発生時刻が 3月8日 6:54 であり、地震の発生より早い時点で電気伝導度の値が変化している（図 2.3.1-10）。この値は、観測期間中最大の値である。

(3) KO-10 地点における pH の測定結果

KO-10 地点における 1998 年度の年間の pH 変化を図 2.3.1-11 に示す。今年度の pH の測定は 2月初旬で終了している。図中黒三角は主な地震の発生時を意味している。

KO-10 地点の湧水の pH 値は 1992 年～ 1997 年の間は 9.5 ～ 10.0 の間で推移していたが、1997 年、1998 年の pH 値は、11 ～ 12 と非常に高い値を示した。

また、今年度も地震による影響は観測されていない。

2.3.2 各水圧観測孔の水圧変化特性の整理

(1) 地球潮汐による変化

地球潮汐による変化の検討には、1992年～1997年まで各年度別に平常時の水圧データ（10秒毎のデータを128個ずつ平均したもの）を使用した。地球潮汐成分の分波は、FFTを使用し、0.035～0.085(1/hr)のパスバンドフィルターにより行った。結果を図2.3.2-1～2.3.2-6に示す。図中のRMSは、標準偏差を示している。図中▲は、主な地震の発生時を示しているが、波形の乱れと地震との関係はみられない。また、周波数分析をおこなった結果を図2.3.2-7～2.3.2-12に示す。主な潮汐成分を表2.3.2-1に示す。また、表2.3.2-2に各潮汐成分のスペクトル強度を示す。

表 2.3.2-1 主要潮汐成分

分潮記号	分潮名称	周期(hr)	潮汐力の最大の大きさ(相対値)
M ₂	主太陰半日周潮	12.42	0.454
K ₁	日月合成日周潮	23.93	0.266
S ₂	主太陽半日周潮	12.00	0.212
O ₁	主太陰日周潮	25.82	0.189

KWP-1孔には、明らかに潮汐成分が認められる。ボーリング孔水圧の潮汐成分の影響は、大きい方からKWP-1孔、KWP-2孔、KWP-3孔の順になっている。

(2) 降雨に関する応答

総降雨量50mm以上の降雨時における各水圧観測孔の水圧変化を図2.3.2-13～2.3.2-24に示す。降雨量は、観測期間を通じて測定データのある甲子町大橋地点のデータを使用している。KWP-1孔においては、総降雨量50mm程度では水圧に変化が見られないが、60mm以上では、水圧の上昇が認められる。総降雨量が150mm以上になるとKWP-2孔にも水圧変化が生じる。降雨による水圧変化の開始までのタイムラグおよび水圧変動幅、ピークからの低減部の係数 α を表2.3.2-3に示す。低減部の係数 α は以下の式により算定した。

$$P(t) = P_p e^{-\alpha t}$$

ここに、 $P(t)$: t 時間後の水圧(kgf/cm²)、 P_p : ピーク時の水圧(kgf/cm²)、 t : 時間(hr)とする。

また、総降雨量と、KWP-1孔、KWP-2孔の最大水圧上昇幅の関係を図2.3.2-25に示す。降雨量と水位上昇幅の両者の相関から、KWP-1孔における地下水表面付近の帯水層の比産出率は、約0.05程度であることが想定される。

2.4 まとめと提言

(1) まとめ

地下水水理観測データを整理した結果、以下の知見を得た。

- 1) 1998年度1月から3月までの期間については地震による静的な水圧変化は観測されなかった。また、3月8日に電気伝導度が $12\ \mu\text{ S/cm}$ 程度の急激な上昇をしているが、この上昇は同日発生した No.344 地震発生時より前に発生しており、地震動による直接的な影響であるとは考えられない。
- 2) 1998年1月のKWP-2孔の圧力解放により、KWP-1,3孔の圧力に変動が観測され、これらのボーリング孔間で圧力が伝播することが確認された。
- 3) 1992年からの水圧変化の潮汐成分について検討したが、潮汐の影響は、いずれの年も大きい方からKWP-1,2,3孔の順となっており、従来知見と同様の結果となった。また、潮汐成分付近の短周期成分の乱れと地震の関連については、対応関係は見られない結果となった。
- 4) 降雨による水圧変化について整理した結果、KWP-1孔では、総降雨量が60mmを越えた場合に水圧の上昇が認められた。また、KWP-2孔に関しても総降雨量が150mm以上になると水圧の上昇が認められる傾向がある。また、水圧上昇幅と総降雨量の関係から、KWP-1孔の地下水面付近の帯水層の比産出率は0.05程度であることが予想される結果となった。

(2) 今後の提言

- 1) 水圧の観測データ解析では測定系のS/N比が悪く、水圧の微細な変動の把握が困難であった。長期水圧のモニタリングに関しては、電圧信号を長いケーブルで伝送する方法よりも、センサーの近くに野外測定用の小型データロガーを設置し、計測する方が良いデータが取得できる。また、停電による欠測を避けるため、ロガーはAC電源ではなくリチウム電池等で稼働するものが望ましい。
- 2) 雨量や気圧に関しては、長期の水圧変動を解釈する上で非常に重要であることから、観測項目に入れておく必要がある。また厳密には降雨の他、融雪による地下水涵養の影響もあるため、地表面の地下水位も観測することが望ましい。また、タンクモデルによる地下水位の再現を行う場合には、蒸発散量の推定も必要であり、推定には気温、風速、日照時間、湿度等の気象要素が必要である。
- 3) 地下水理モデルの設定においては、水位観測孔の地下水の水質と、違うレベルの坑道も含めた周辺の地下水の水質の分布との比較、検討を行い、その観測孔の地下水の空間的な分布を推定しておくことが望ましい。

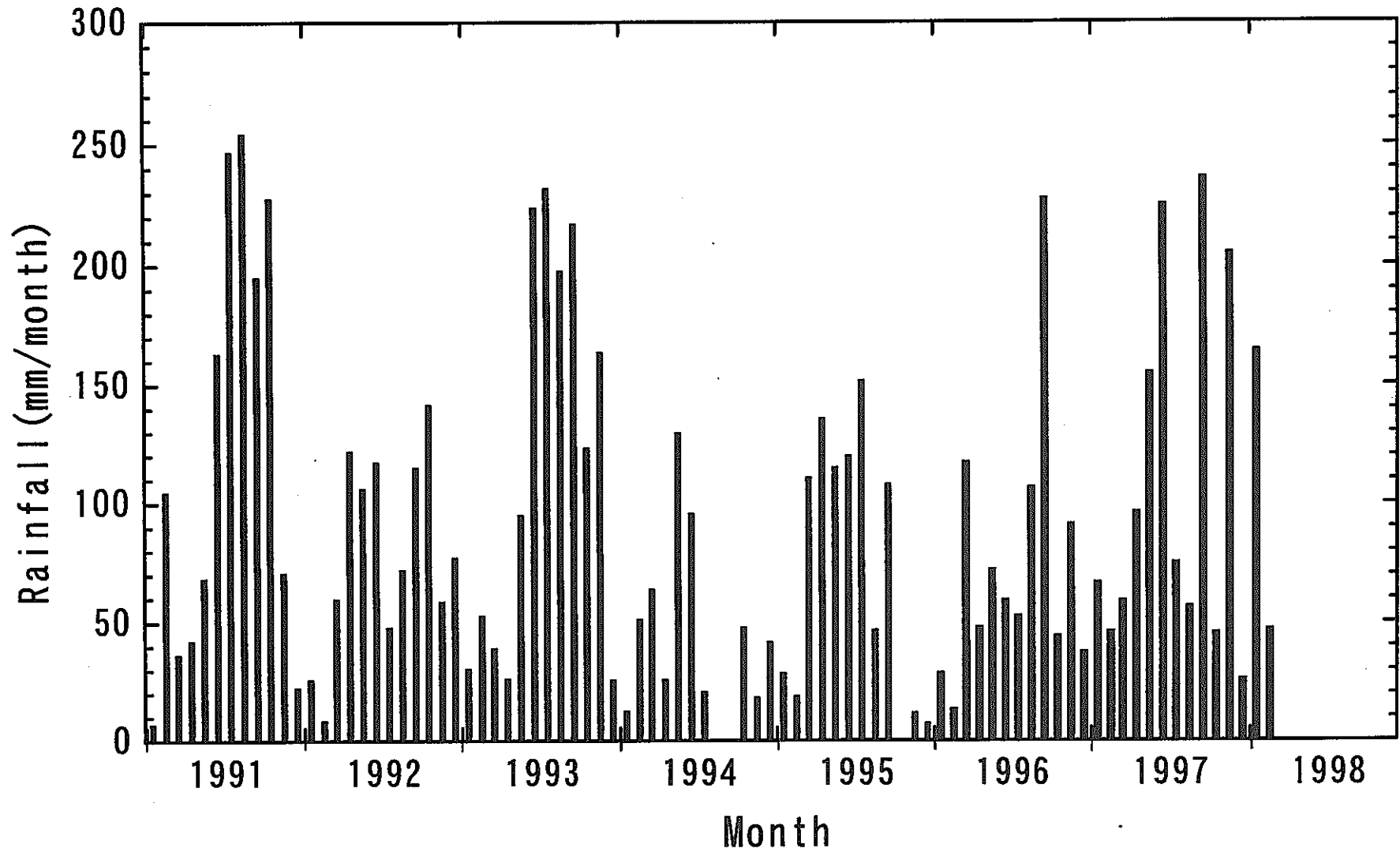
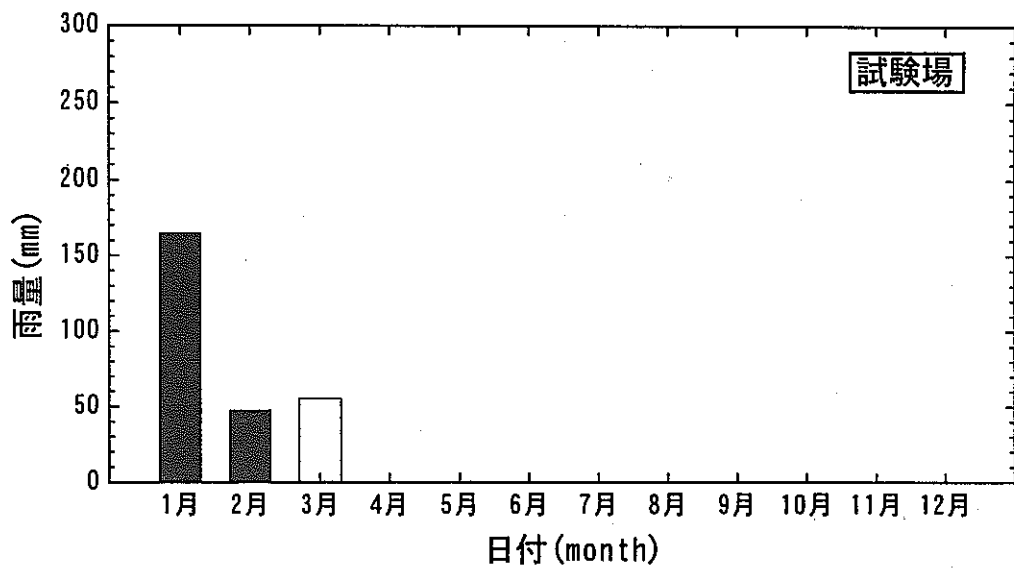


図 2.3.1-1 月降雨量変化(観測期間全体)
(1995年以前は青の木地点、1996、1997年は甲子町大橋地点のデータ、1998年は試験場)



3月の雨量データは(3月1日~17日)まで

図 2.3.1-2 月降雨量(1998年)

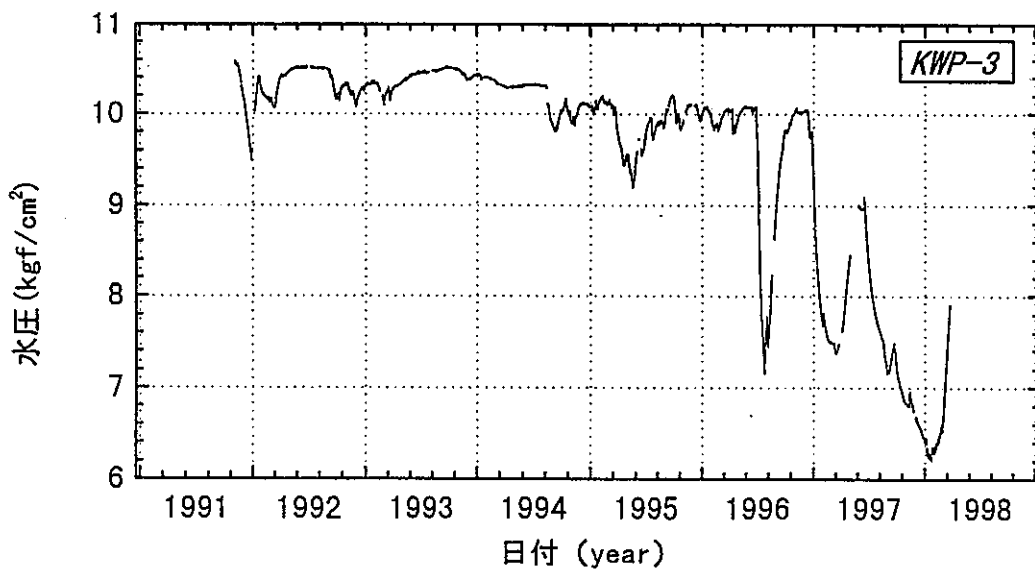
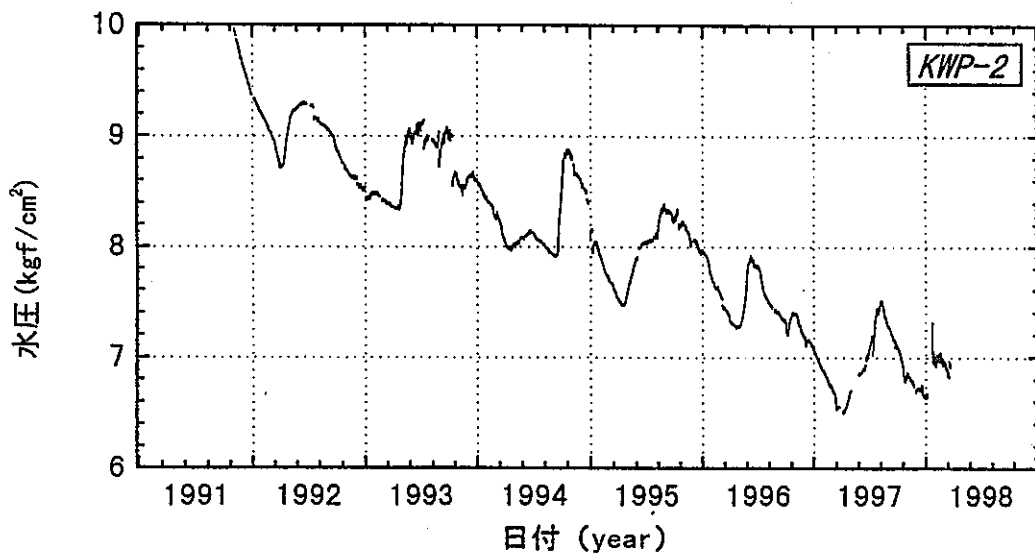
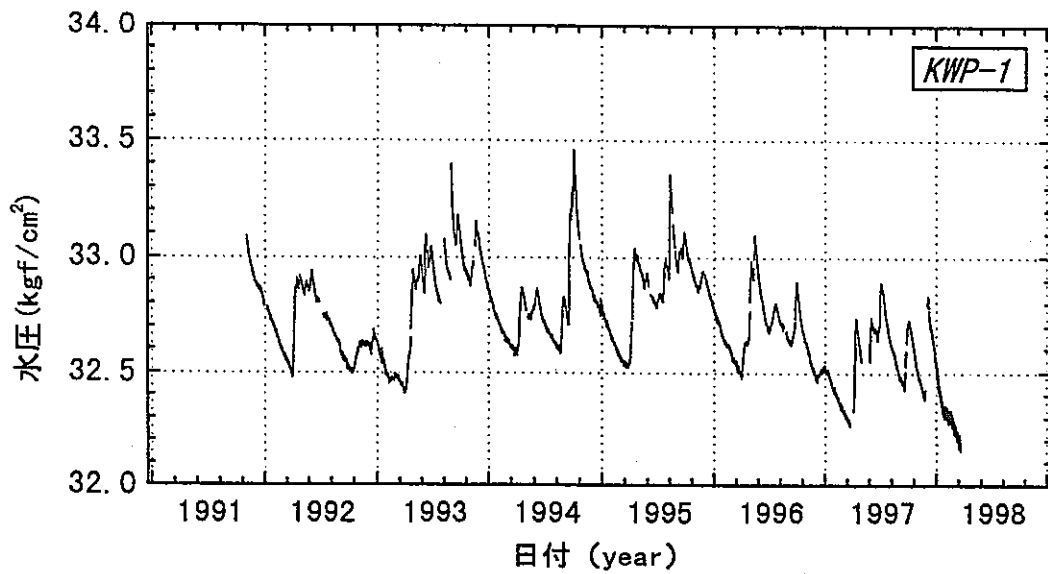
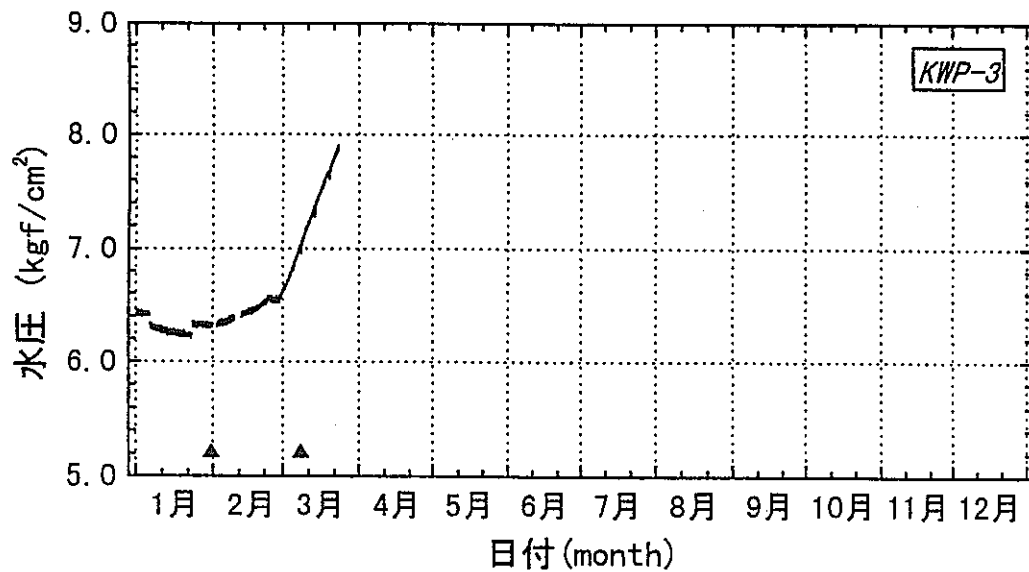
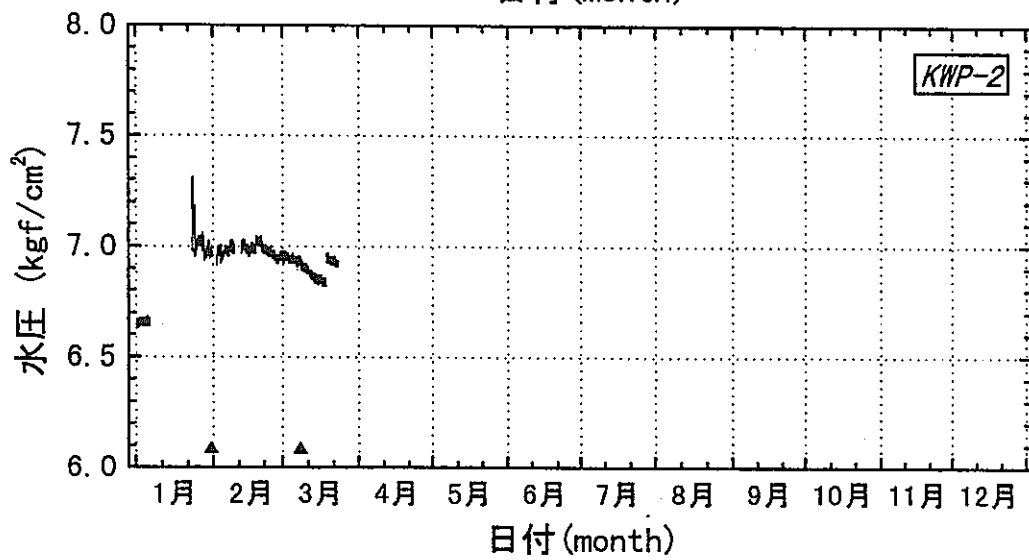
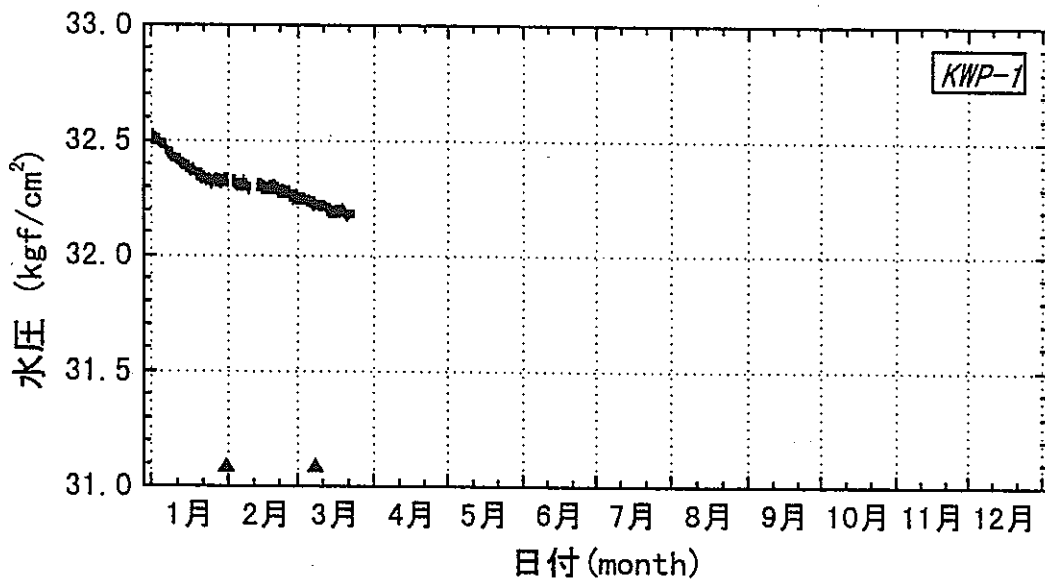
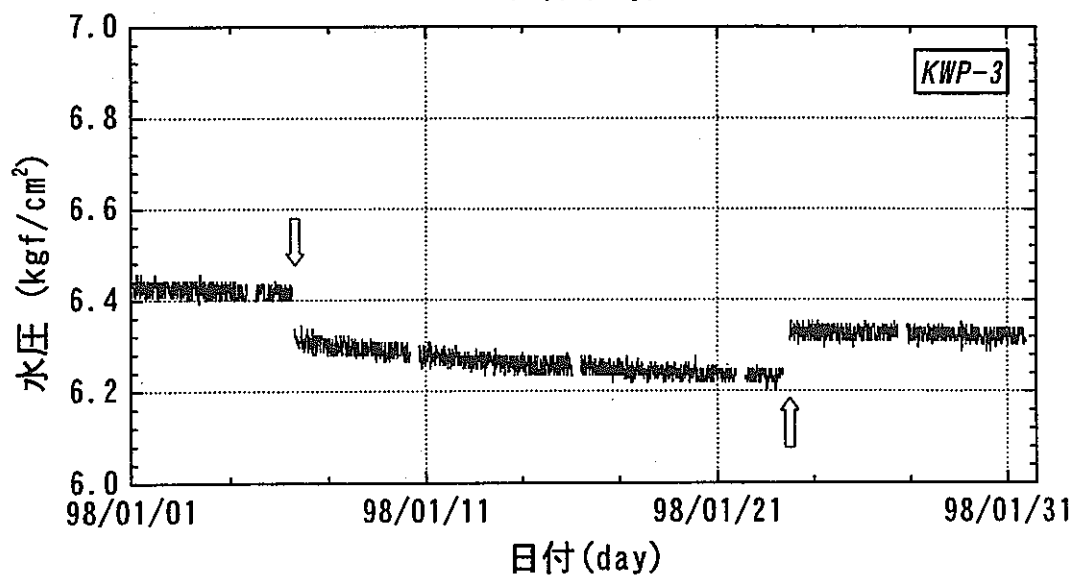
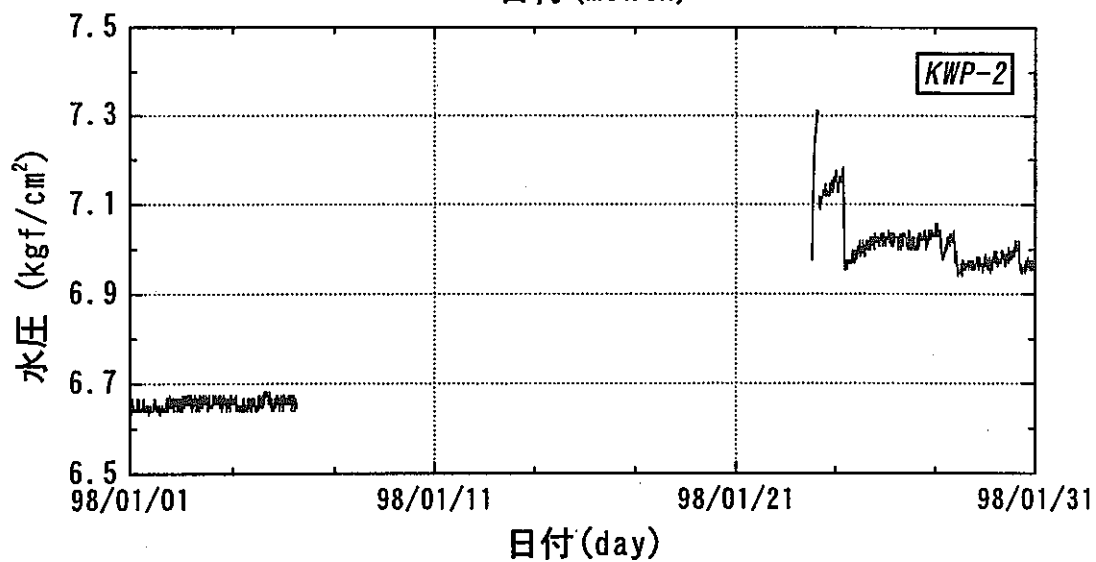
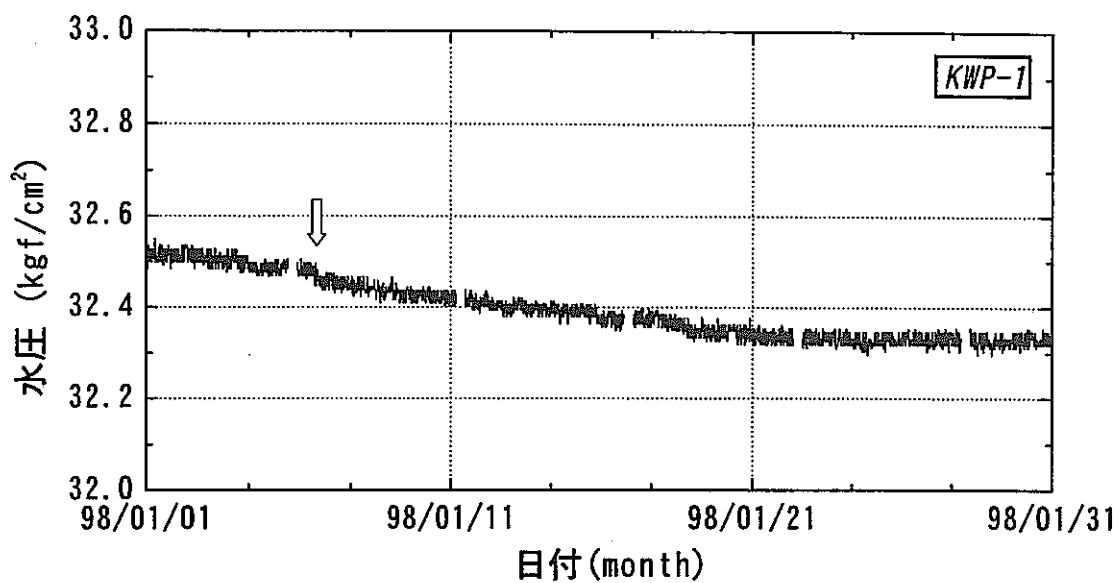


図 2.3.1-3 ボーリング孔水圧の長期変動 (観測期間全体)



▲ : 地震

図 2.3.1-4 ボーリング孔水圧の長期変動 (1998年)



98/01/06 10:12:43

図 2.3.1.-5 ボーリング孔水圧の長期変動 (1998年)

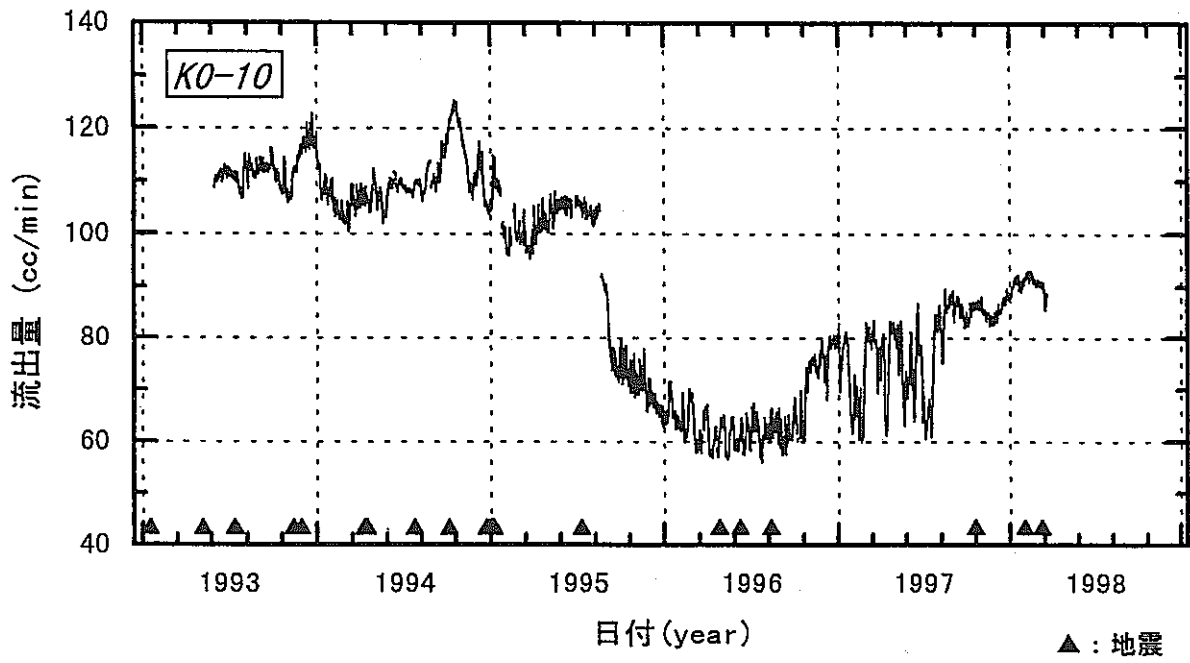


図 2.3.1-6 K0-10地点湧水量変化 (観測期間全体)

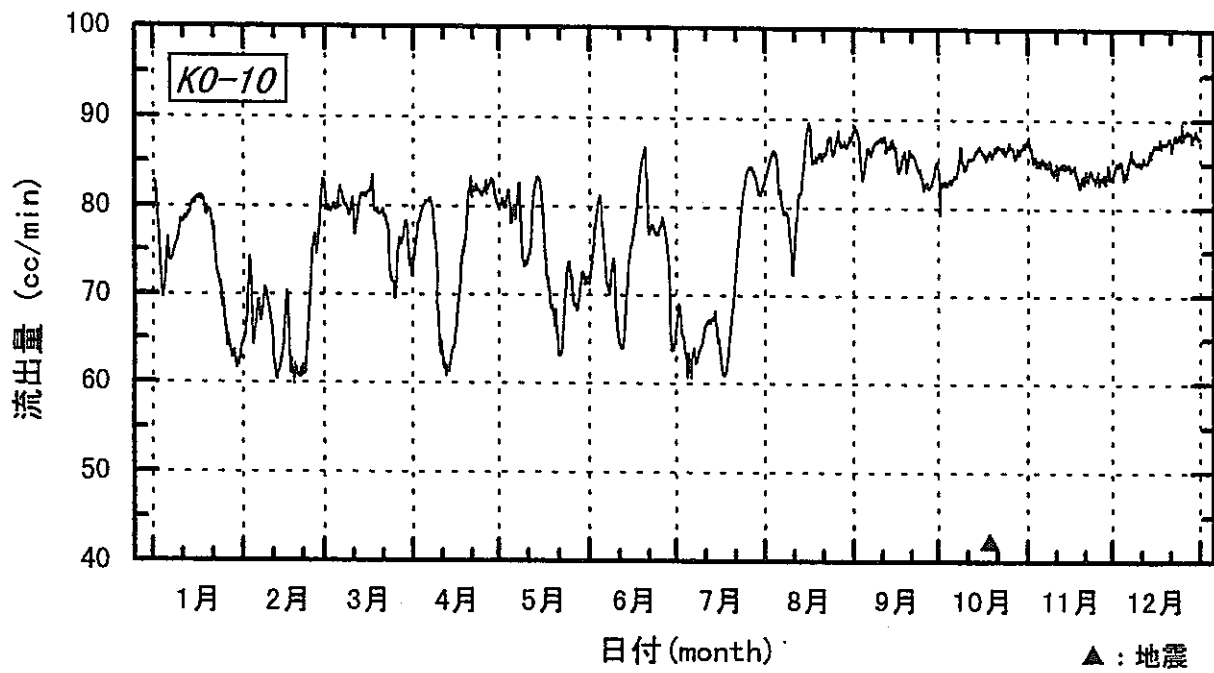


図 KO-10地点の湧水量変化(1997年)

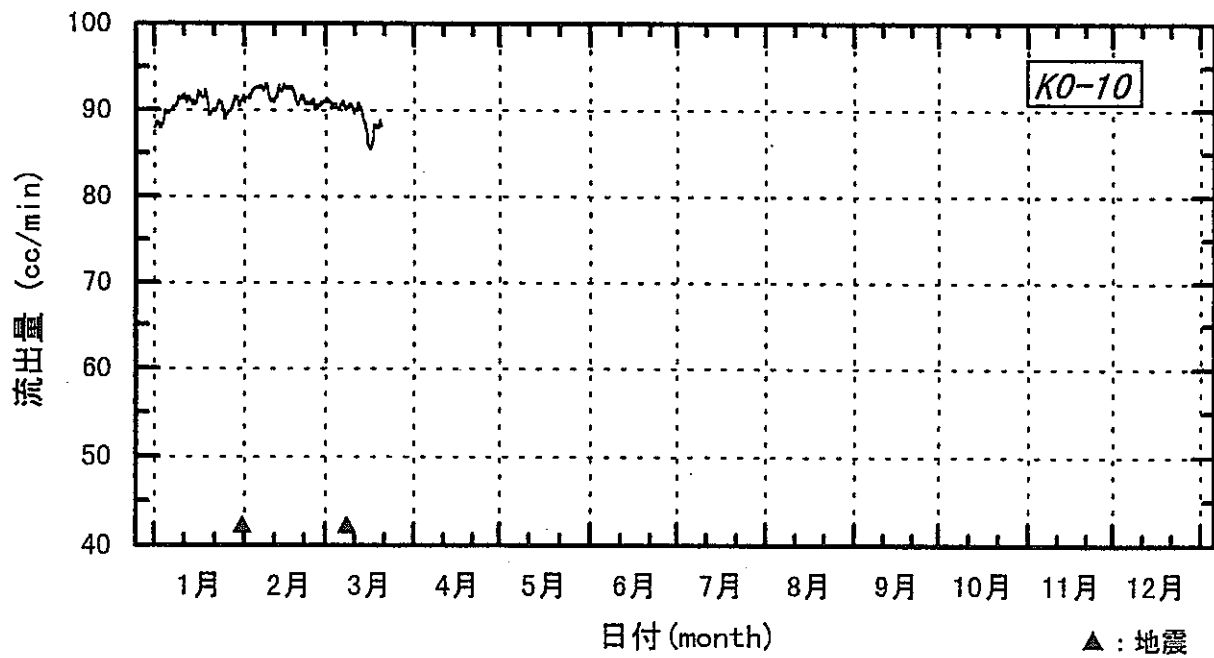


図 2.3.1-7 KO-10地点湧水変化(1998年)

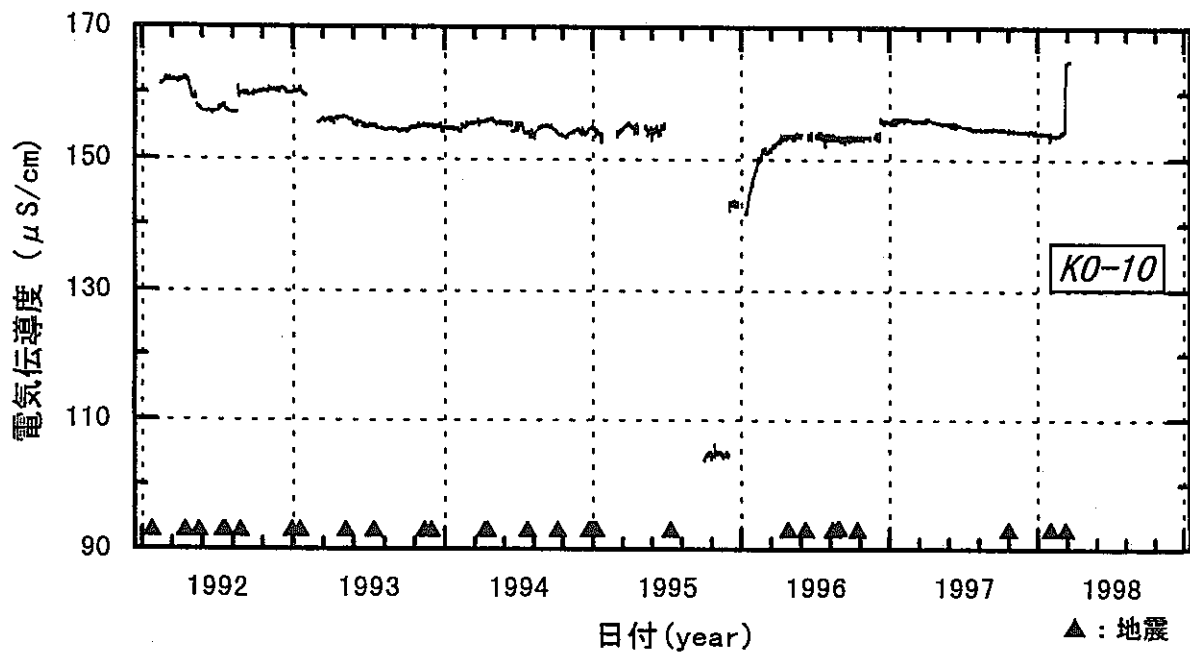


図 2.3.1-8 K0-10地点電気伝導度の長期変化 (観測期間全体)

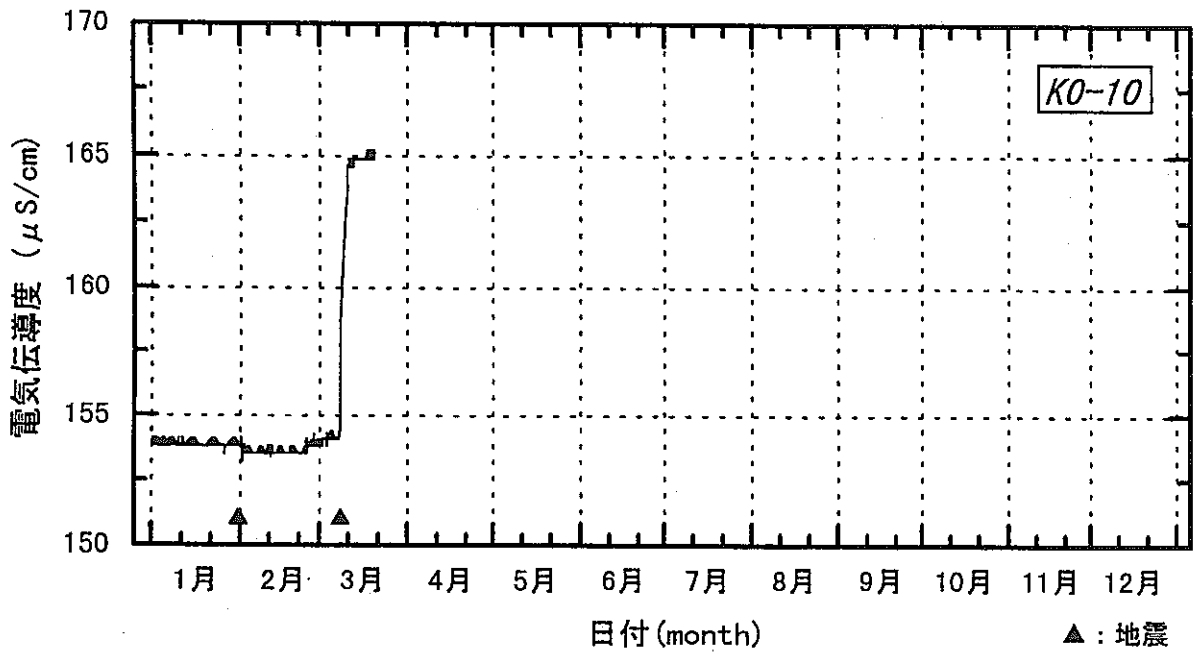


図 2.3.1-9 K0-10地点の電気伝導度の長期変化(1998年)

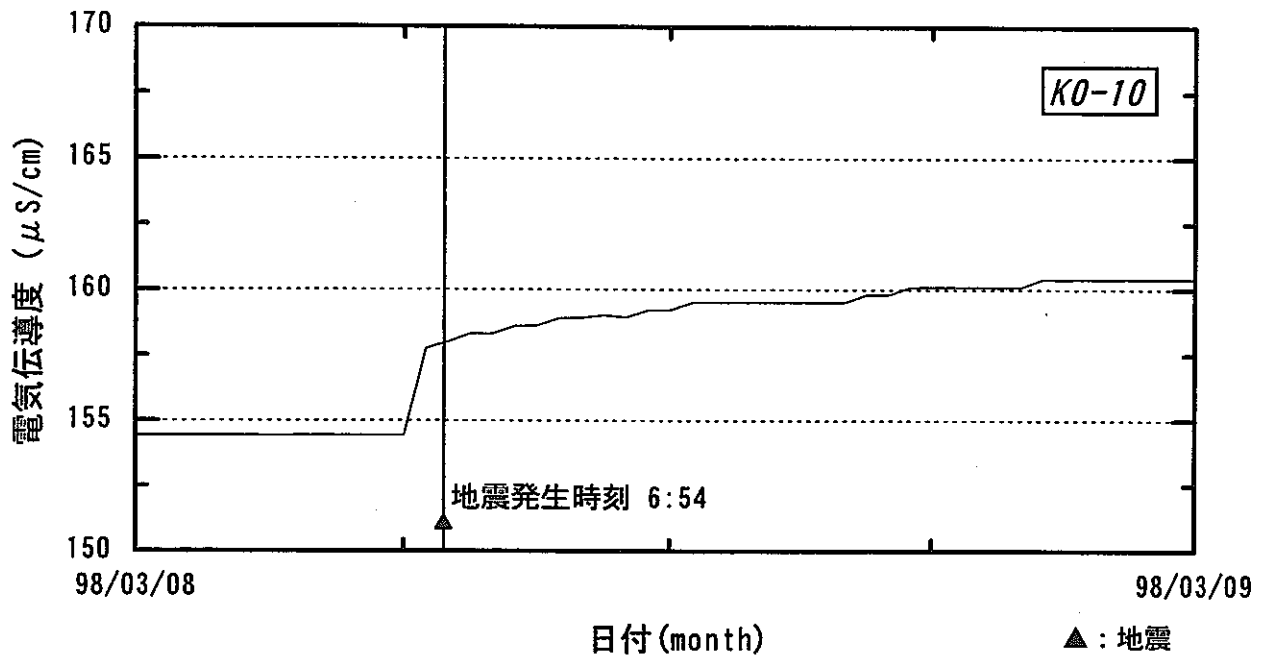


図 2.3.1-10 K0-10地点の電気伝導度(No. 344地震時)

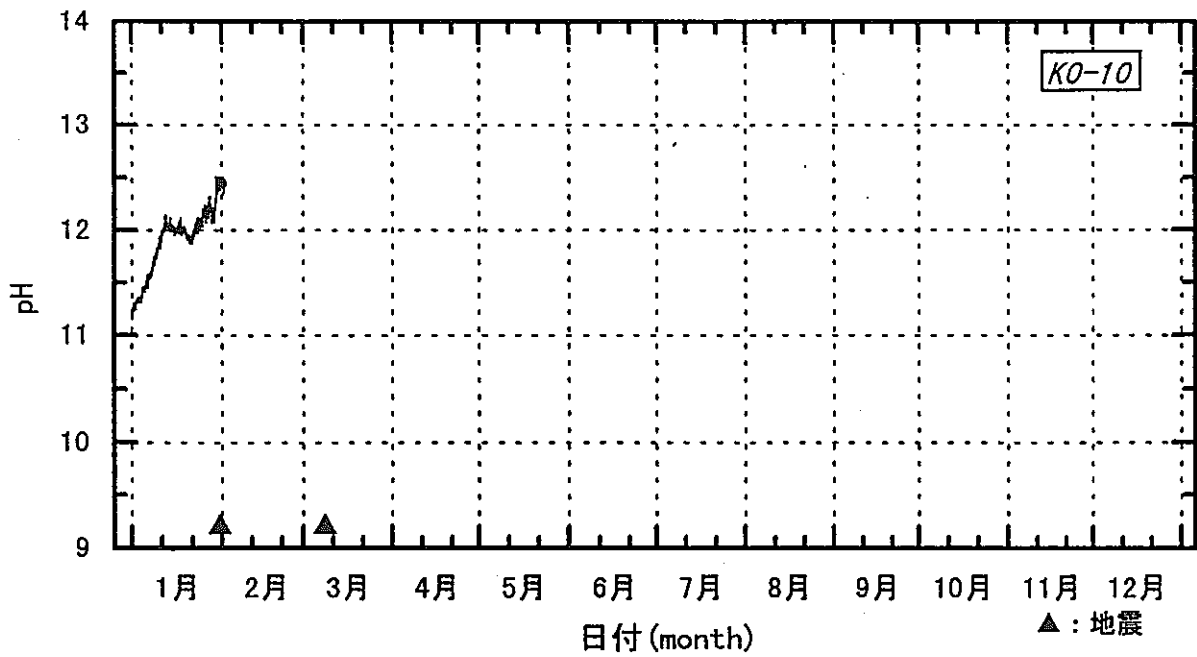


図 2.3.1-11 K0-10地点pHの長期変化(1998年)

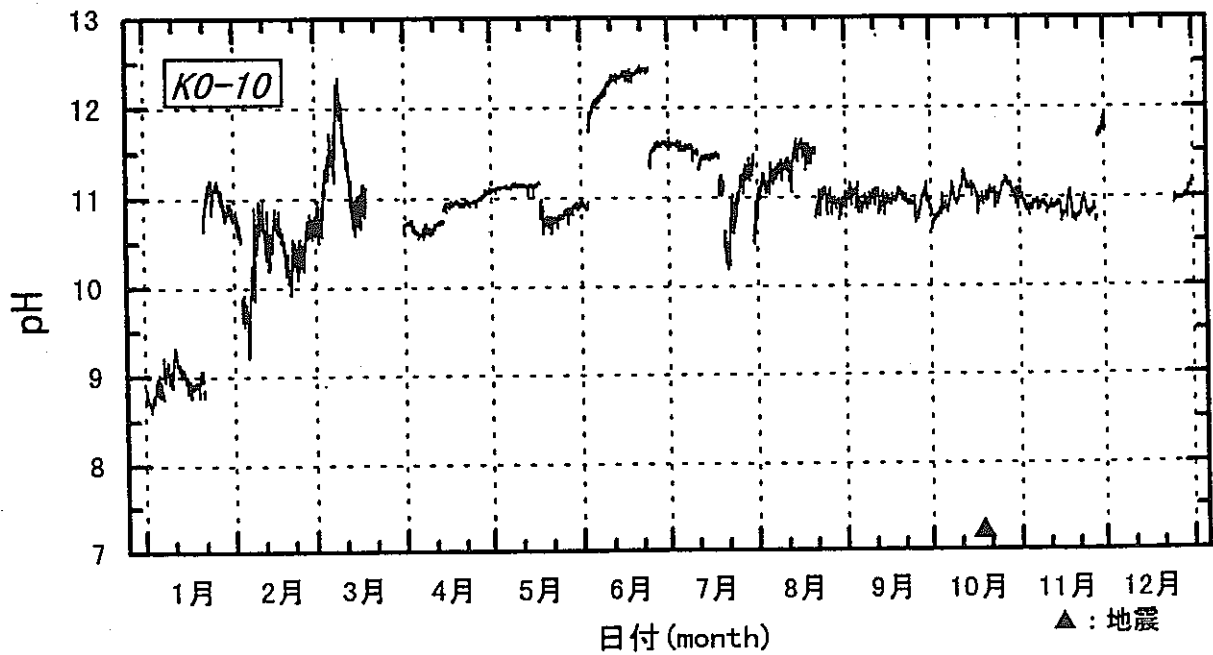


図 2.3.1-12 K0-10地点pHの長期変化(1997年)

表 2.3.2-2 年度別主要潮汐成分強度

92年度

	KWP-1			KWP-2			KWP-3	
	周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)		周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)		周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)
O ₁	0.0387	0.000557	O ₁	0.0387	0.000366	O ₁	—	—
K ₁	0.0418	0.000495	K ₁	0.0418	0.000412	K ₁	0.0417	0.000395
M ₂	0.0806	0.00102	M ₂	0.0806	0.000585	M ₂	0.0806	0.000169
S ₂	0.0833	0.000406	S ₂	0.0833	0.000265	S ₂	0.0833	0.000153

93年度

	KWP-1			KWP-2			KWP-3	
	周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)		周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)		周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)
O ₁	0.0387	0.000478	O ₁	—	—	O ₁	—	—
K ₁	0.0418	0.000567	K ₁	—	—	K ₁	0.0417	0.000216
M ₂	0.0806	0.00104	M ₂	0.0806	0.000649	M ₂	0.0806	0.000166
S ₂	0.0833	0.000408	S ₂	—	—	S ₂	0.0833	0.000117

94年度

	KWP-1			KWP-2			KWP-3	
	周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)		周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)		周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)
O ₁	0.0387	0.000497	O ₁	—	—	O ₁	—	—
K ₁	0.0418	0.000518	K ₁	0.0418	0.000429	K ₁	0.0417	0.000237
M ₂	0.0806	0.00109	M ₂	0.0806	0.000579	M ₂	0.0806	0.000136
S ₂	0.0833	0.000438	S ₂	0.0833	0.00026	S ₂	0.0833	0.000096

95年度

	KWP-1			KWP-2			KWP-3	
	周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)		周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)		周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)
O ₁	0.0387	0.000408	O ₁	—	—	O ₁	—	—
K ₁	0.0418	0.000546	K ₁	0.0418	0.000398	K ₁	0.0417	0.000626
M ₂	0.0806	0.00101	M ₂	0.0806	0.000558	M ₂	—	—
S ₂	0.0833	0.000448	S ₂	0.0833	0.000199	S ₂	—	—

96年度

	KWP-1			KWP-2			KWP-3	
	周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)		周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)		周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)
O ₁	0.0387	0.000466	O ₁	0.0387	0.000389	O ₁	—	—
K ₁	0.0418	0.000558	K ₁	0.0418	0.000438	K ₁	—	—
M ₂	0.0806	0.00111	M ₂	0.0806	0.000619	M ₂	—	—
S ₂	0.0833	0.000417	S ₂	0.0833	0.00022	S ₂	—	—

97年度

	KWP-1			KWP-2			KWP-3	
	周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)		周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)		周波数(1/hr)	振幅(kgf/cm ²)
O ₁	0.0387	0.000387	O ₁	—	—	O ₁	—	—
K ₁	0.0418	0.000457	K ₁	—	—	K ₁	—	—
M ₂	0.0806	0.000926	M ₂	0.0806	0.000484	M ₂	0.0806	0.000255
S ₂	0.0833	0.000328	S ₂	0.0833	0.000199	S ₂	—	—

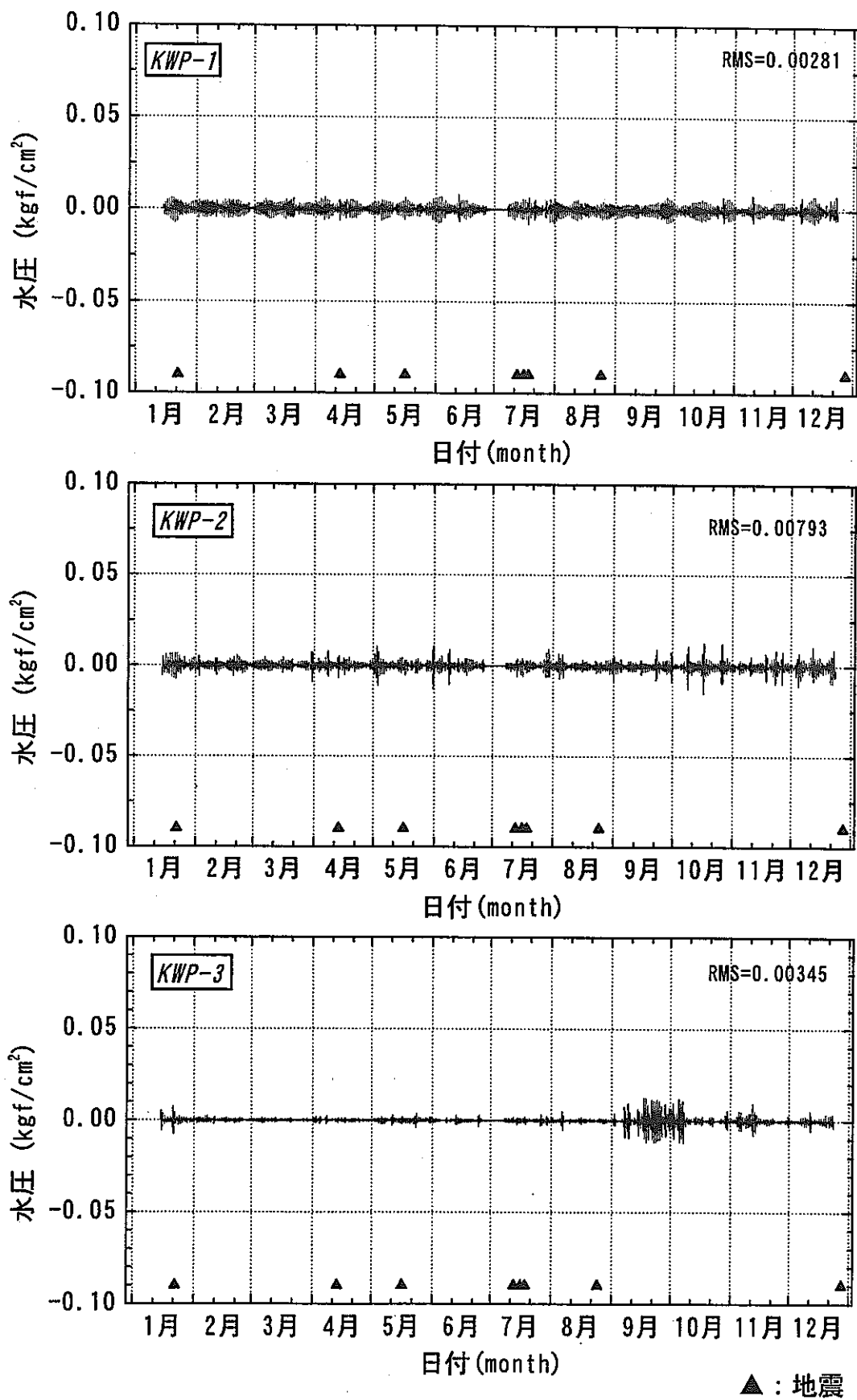


図 2.3.2-1 水圧の潮汐成分 (1992年)

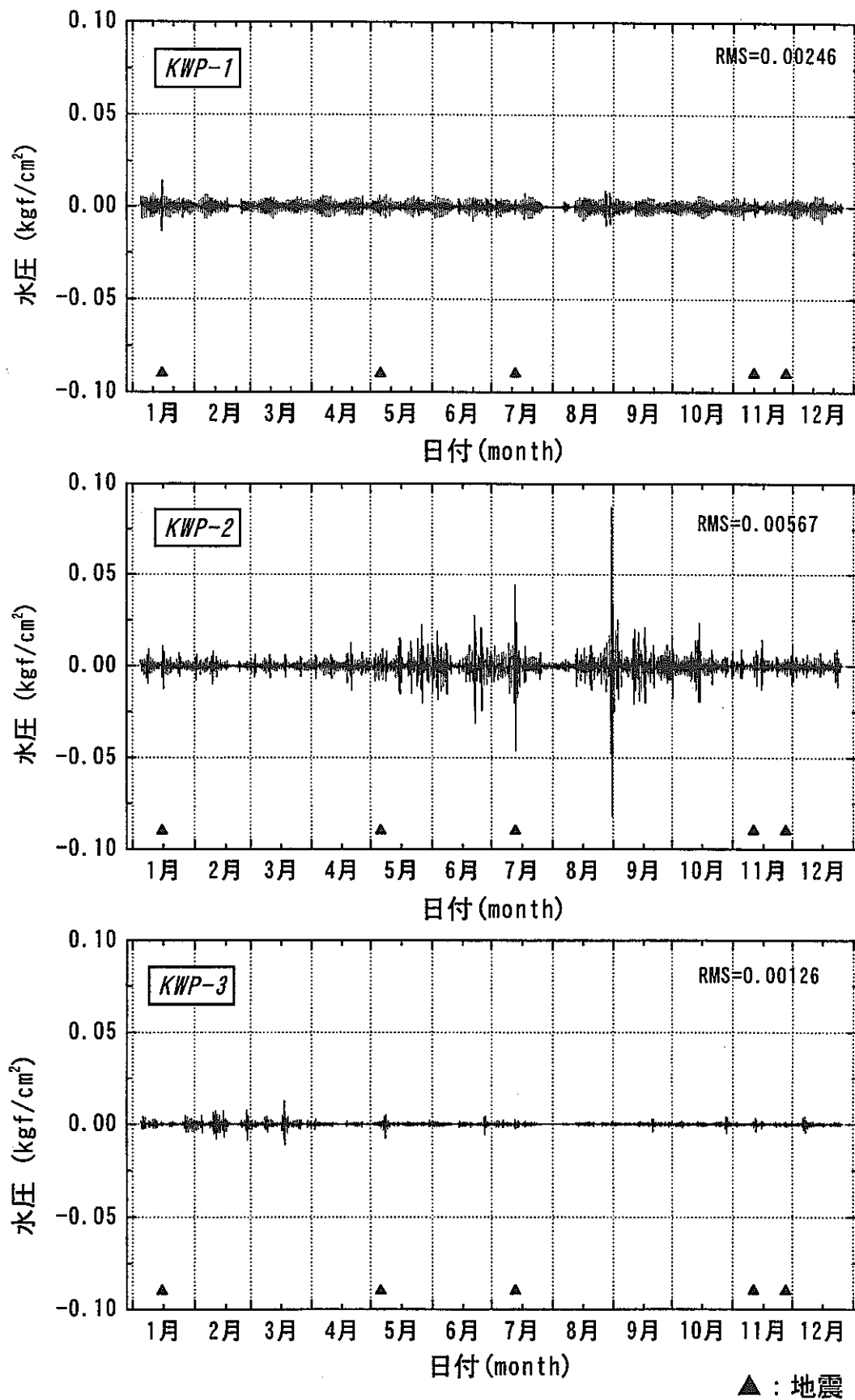


図 2.3.2-2 水圧の潮汐成分 (1993年)

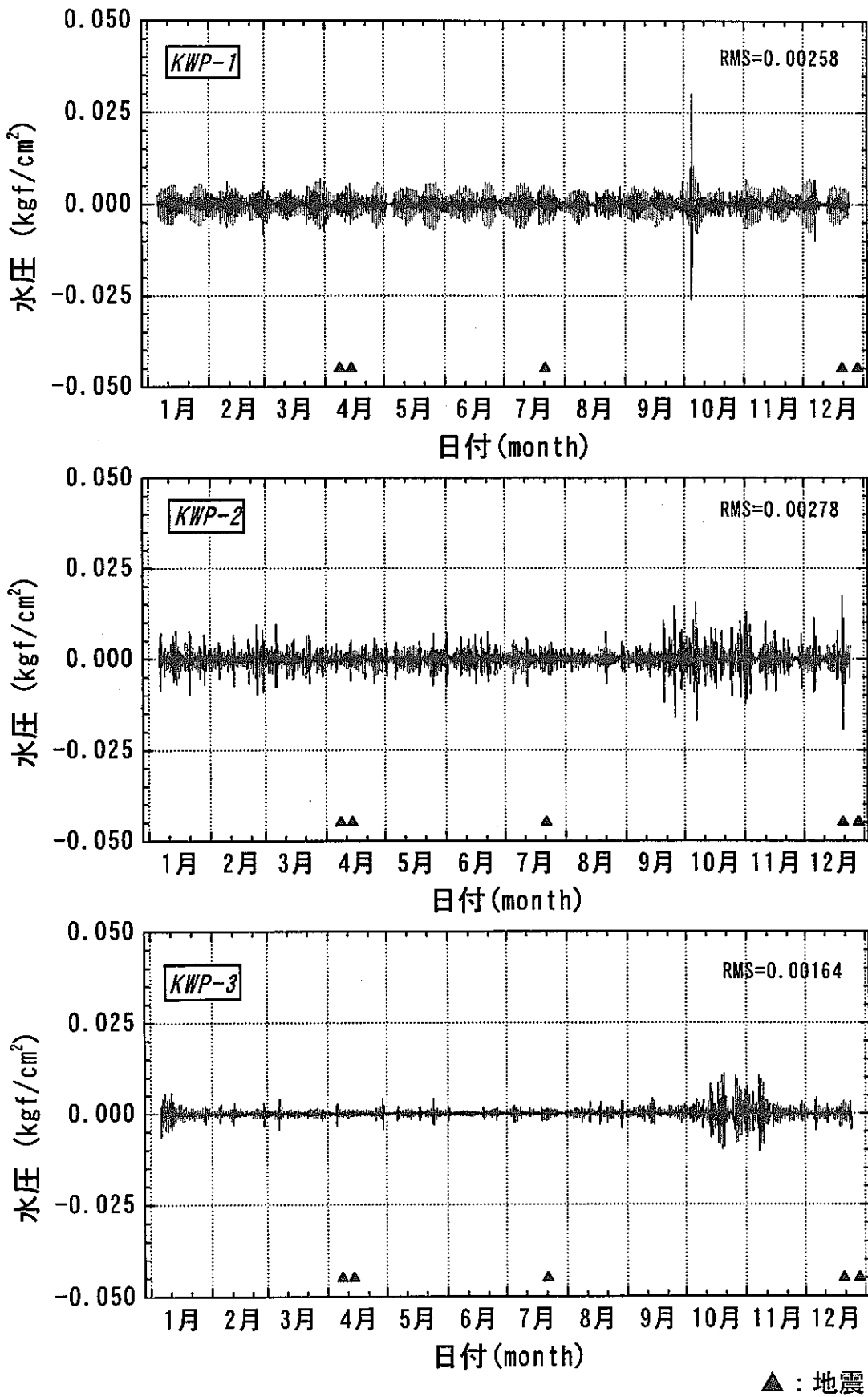


図 2.3.2-3 水圧の潮汐成分 (1994年)

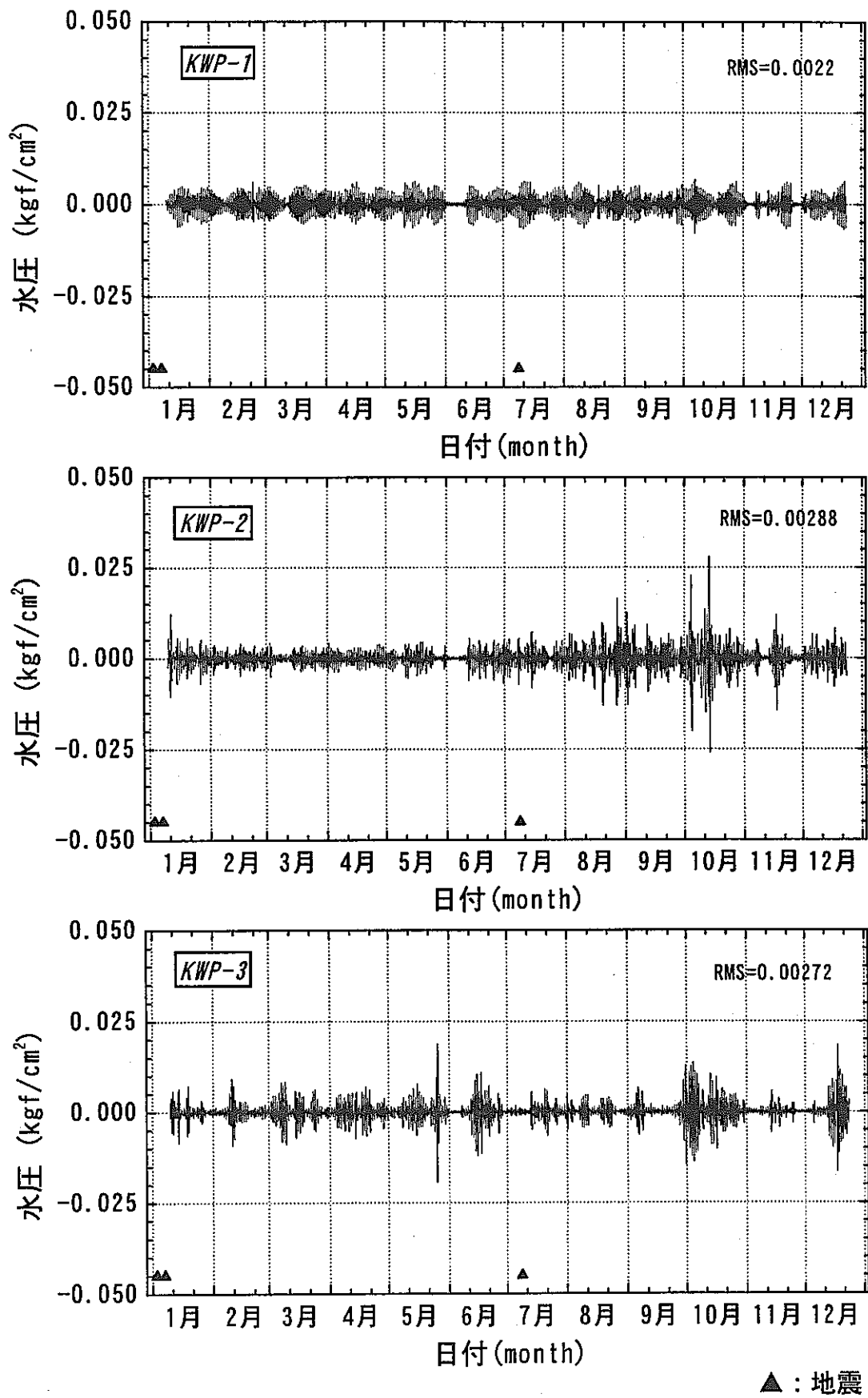


図 2.3.2-4 水圧の潮汐成分 (1995年)

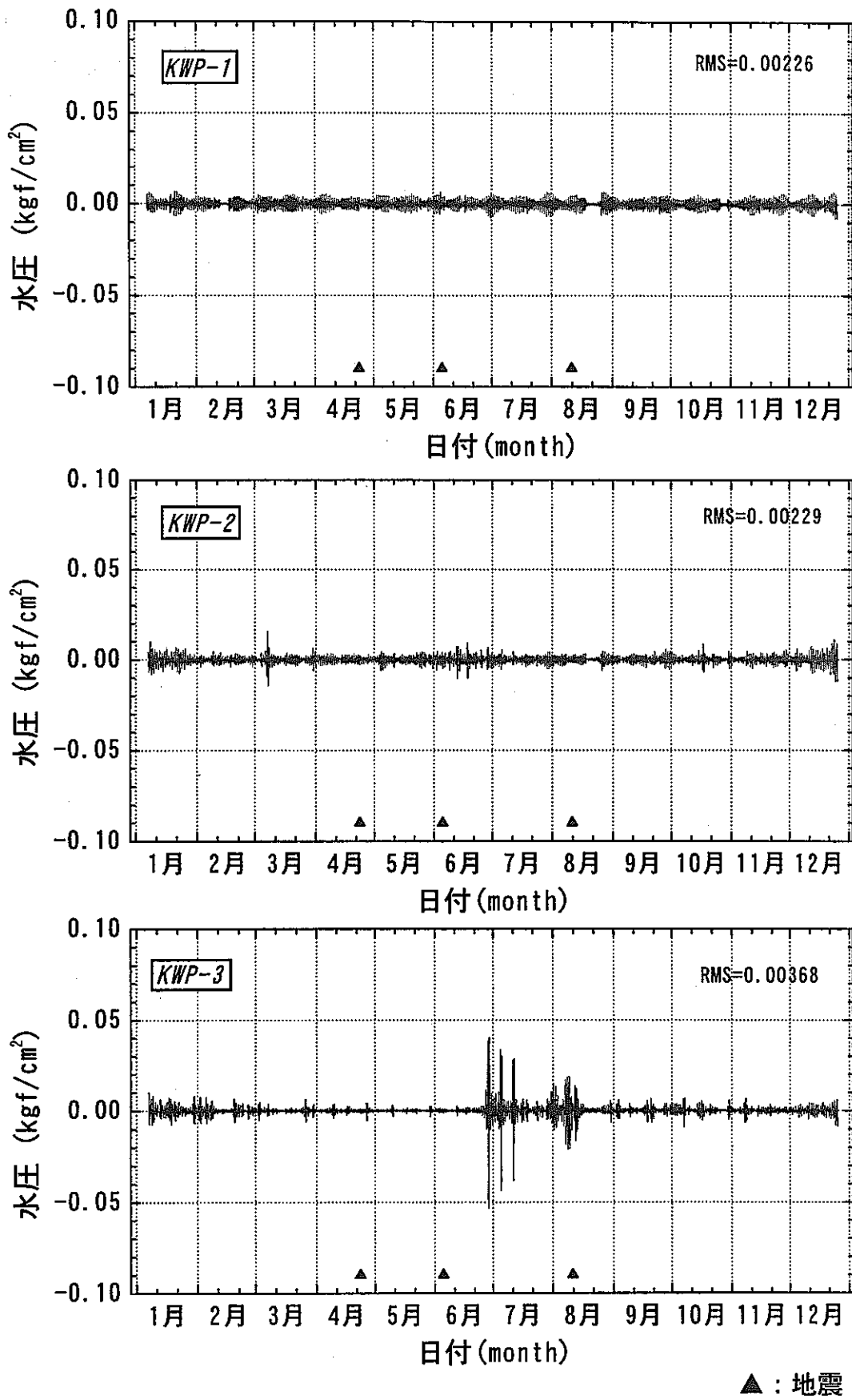


図 2.3.2-5 水圧の潮汐成分 (1996年)

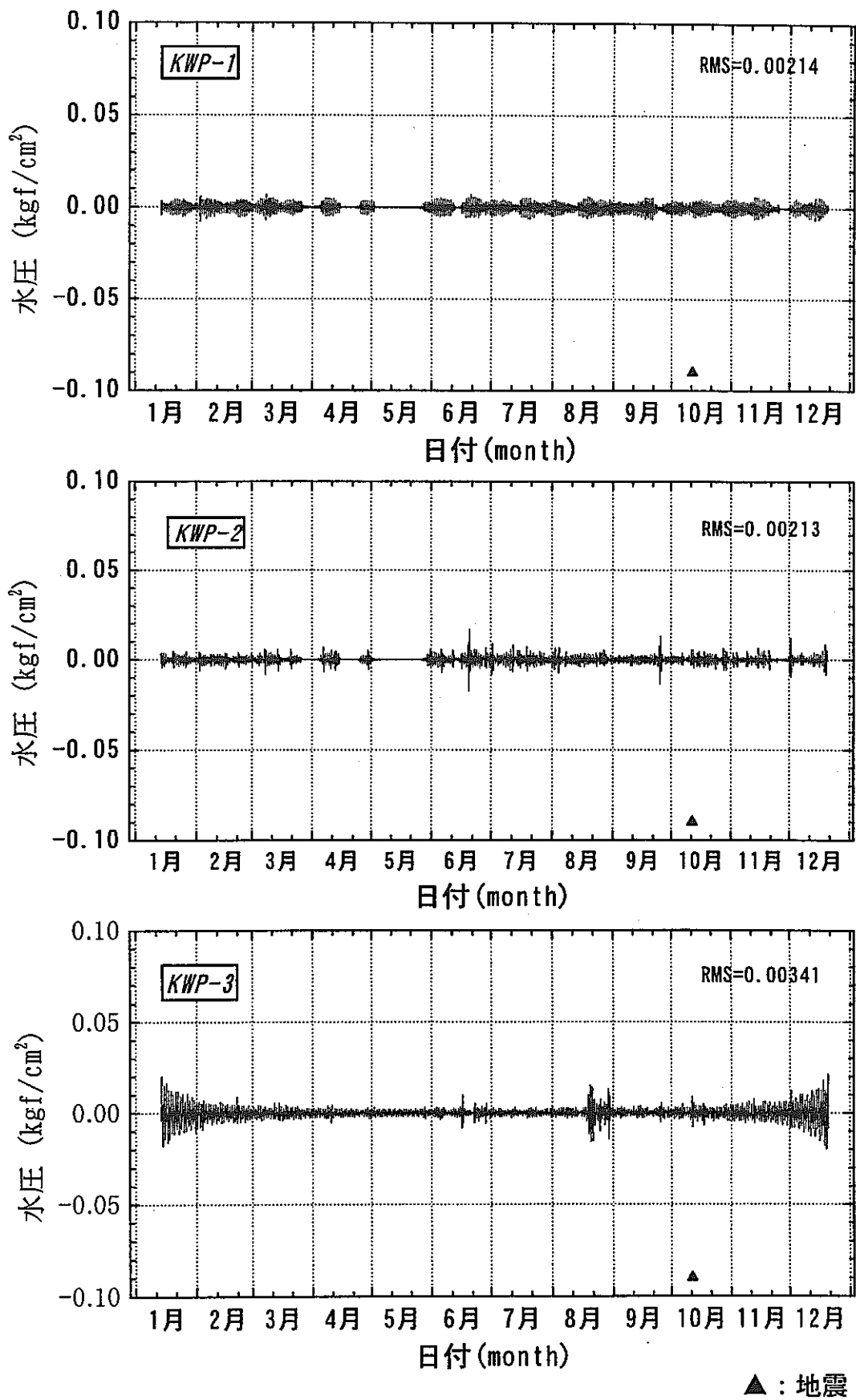


図 2.3.2-6 水圧の潮汐成分 (1997 年)

92年1月7日～92年12月31日

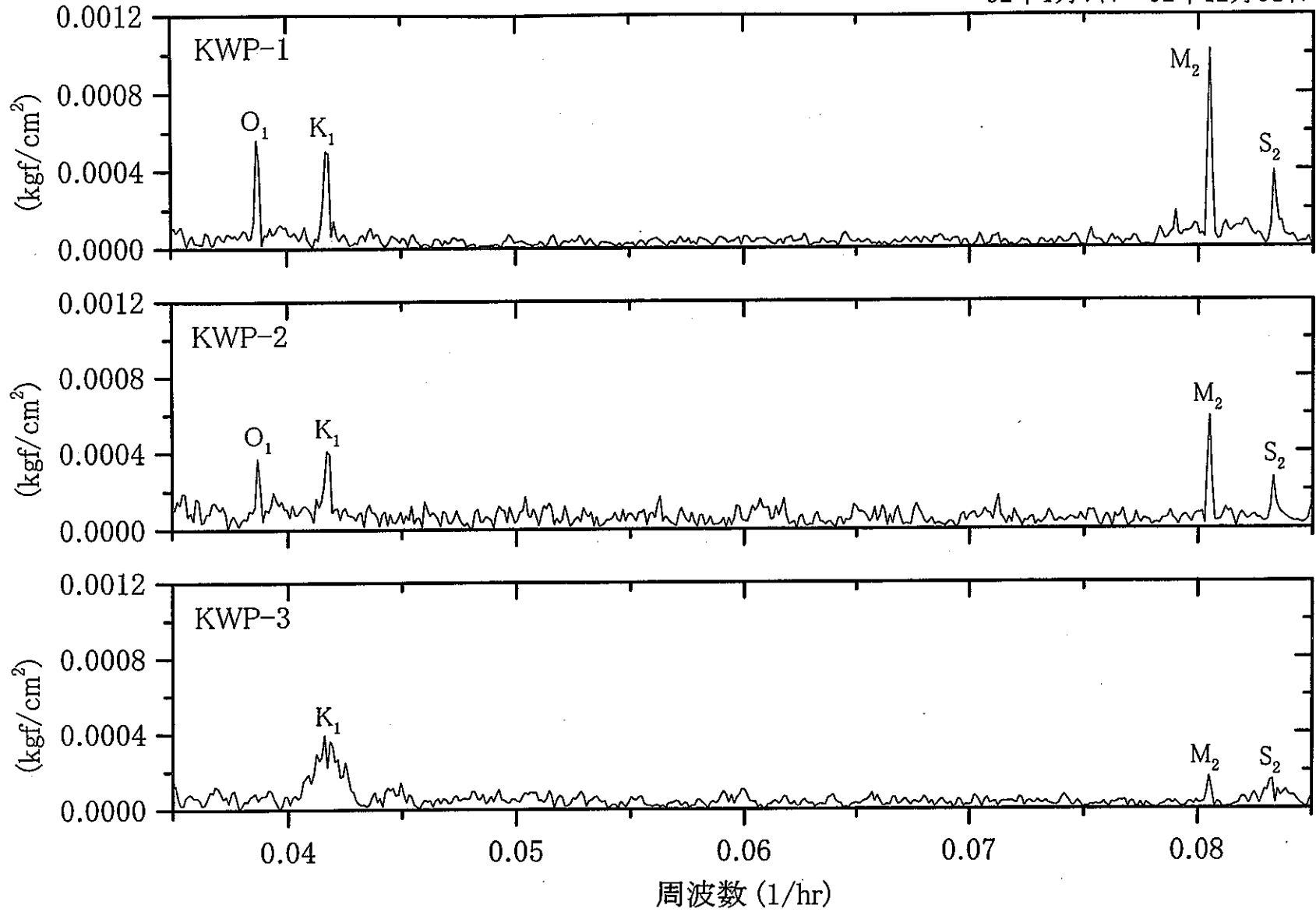


図 2.3.2-7 水圧の潮汐成分周波数分析結果 (1992 年)

93年1月1日～93年12月31日

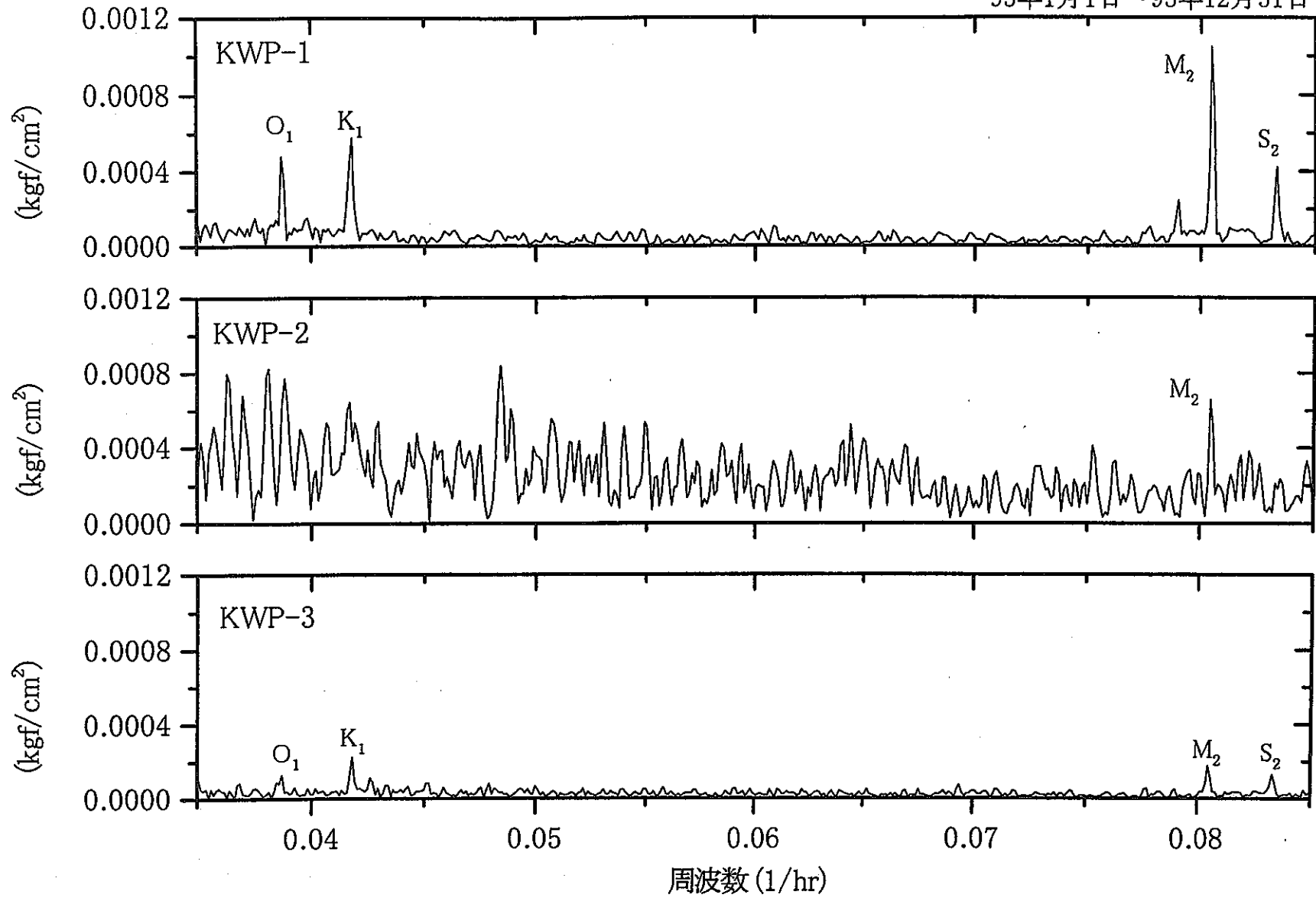


図 2.3.2-8 水圧の潮汐成分周波数分析結果 (1993 年)

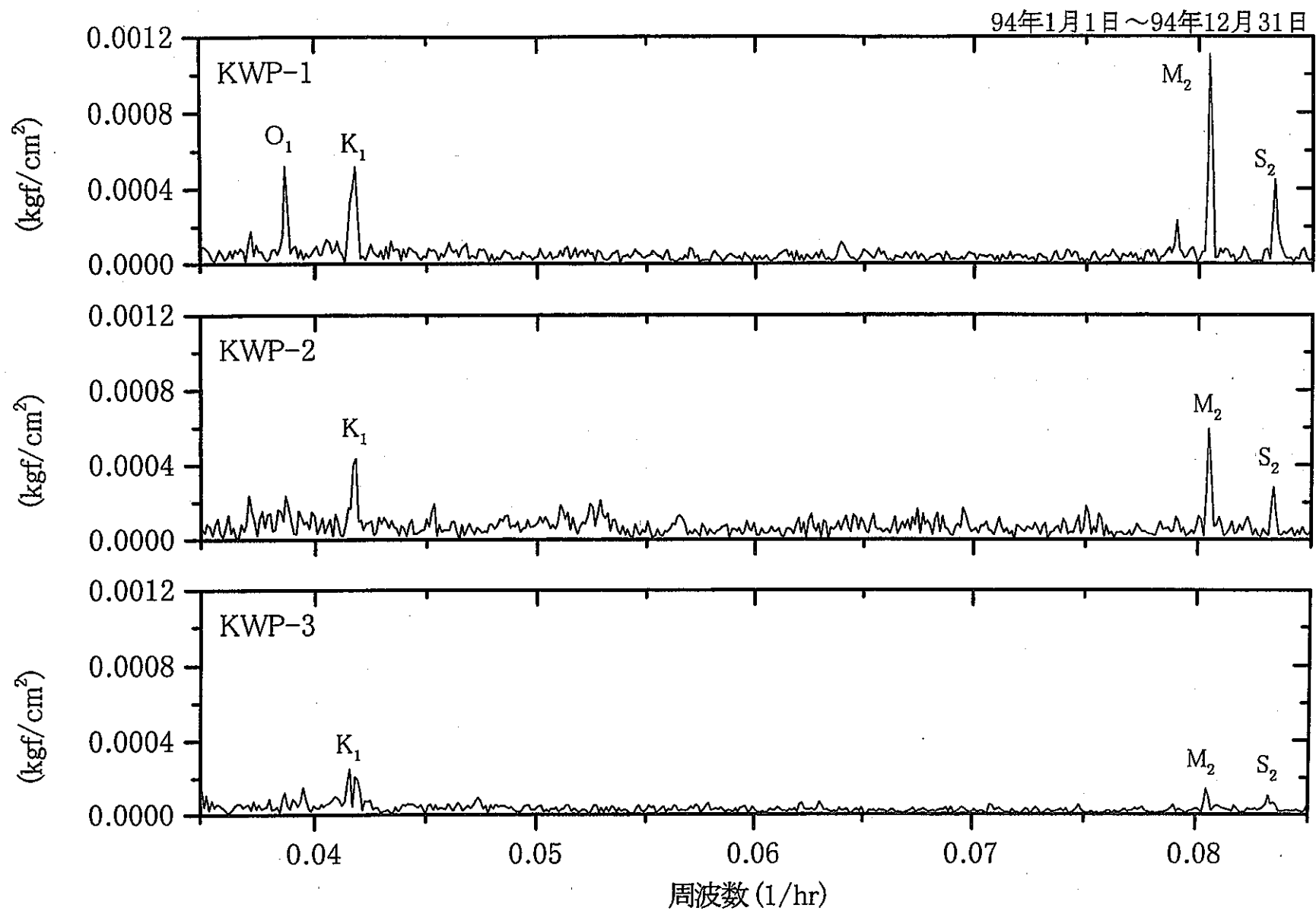


図 2.3.2-9 水圧の潮汐成分周波数分析結果 (1994年)

95年1月1日～95年12月31日

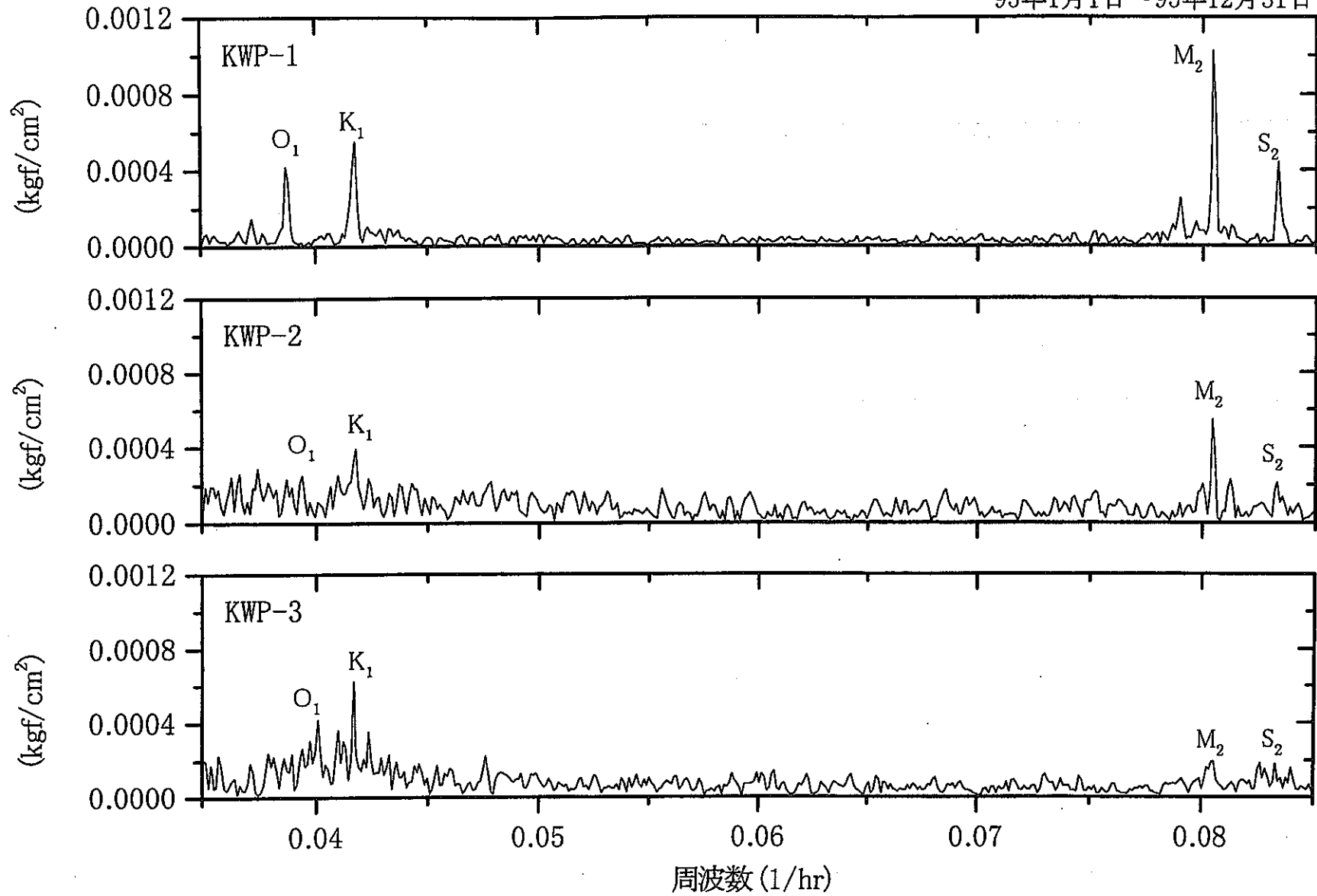


図 2.3.2-10 水圧の潮汐成分周波数分析結果 (1995 年)

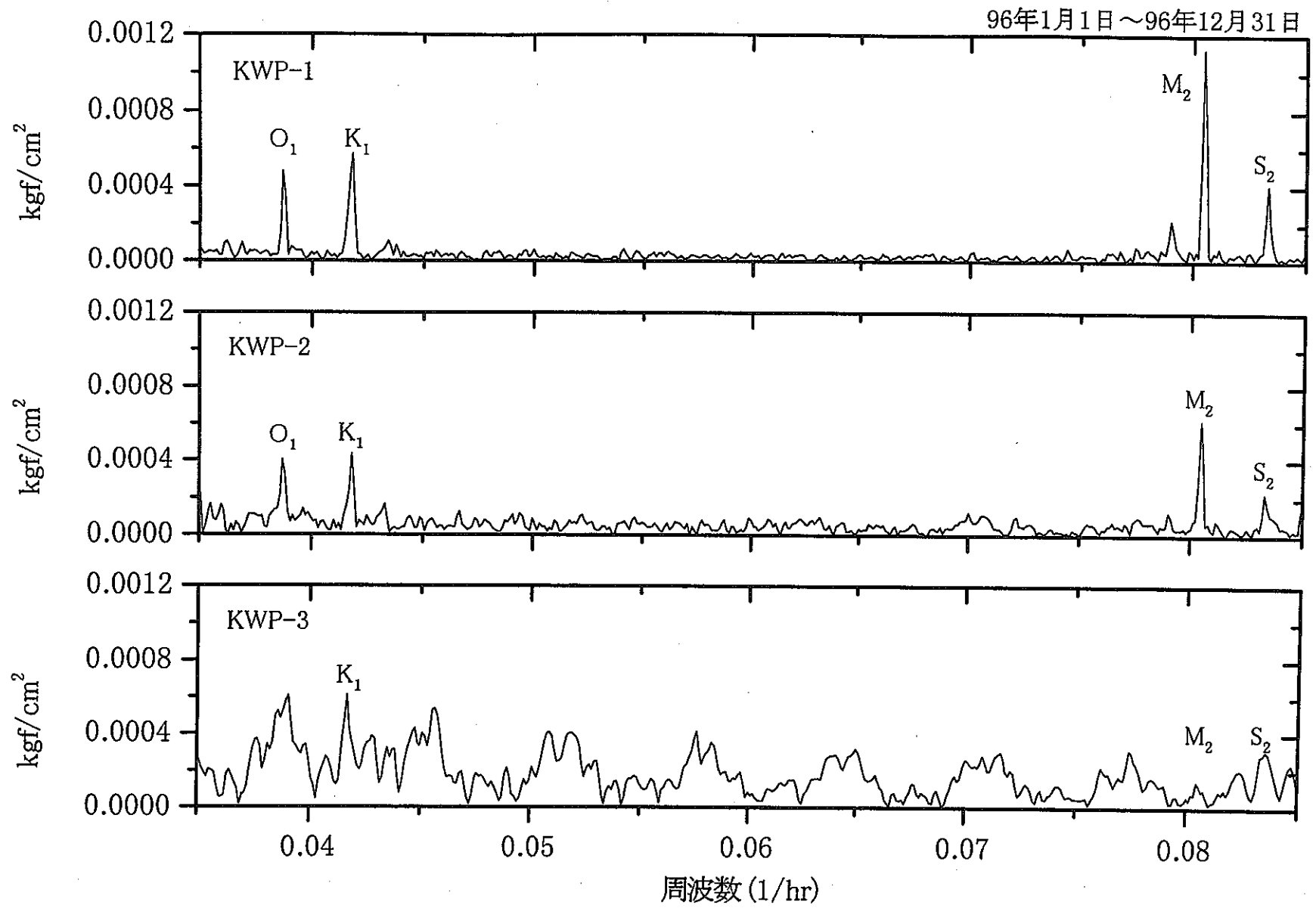


図 2.3.2-11 水圧の潮汐成分周波数分析結果 (1996年)

97年1月1日～97年12月31日

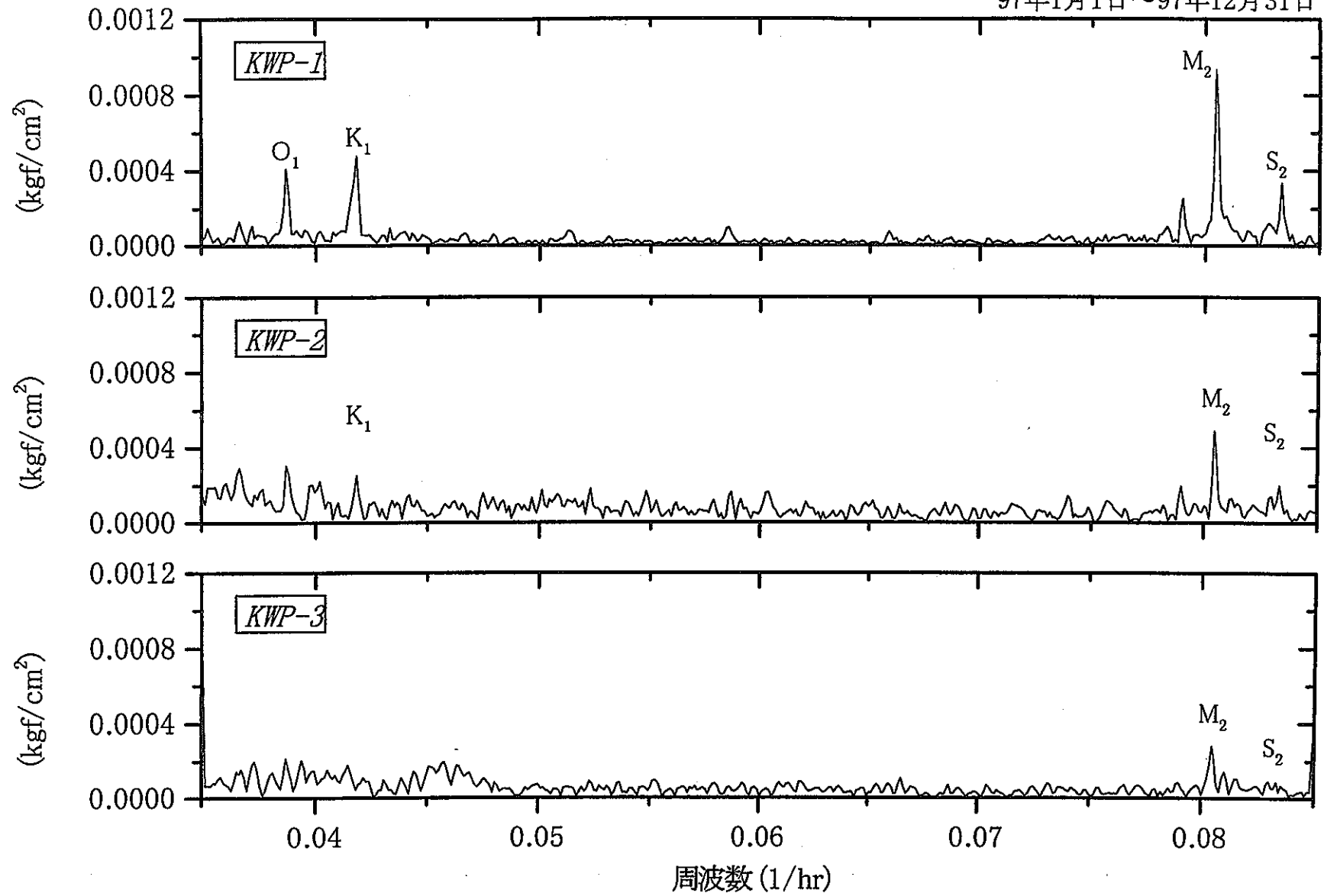


図 2.3.2-12 水圧の潮汐成分周波数分析結果 (1997 年)

表 2.3.2-3 各水圧観測孔降雨応答

日付	総降雨量 (mm)	KWP-1			KWP-2			KWP-3		
		タイムラグ (hr)	変動幅 (cmH ₂ O)	低減部の 係数	タイムラグ (hr)	変動幅 (cmH ₂ O)	低減部の 係数	タイムラグ (hr)	変動幅 (cmH ₂ O)	低減部の 係数
92/10/09	52	—	—	—	—	—	—	—	—	—
92/12/07	53	—	—	—	—	—	—	—	—	—
93/06/03	170	22.5	245	2.24E-05	—	—	—	—	—	—
93/08/27	155	17.5	489	3.43E-05	17.5	150	不明	—	—	—
93/11/13	113	24.0	170	1.53E-05	—	—	—	—	—	—
94/06/13	58	—	—	—	—	—	—	—	—	—
94/08/20	92	48.0	216	9.50E-06	—	—	—	—	—	—
94/09/15	250	18.5	489	2.10E-05	19.0	不明	—	—	—	—
95/08/06	160	18.0	446	3.10E-05	21.0	305	1.70E-05	—	—	—
96/09/22	96	17.5	200	1.40E-05	—	—	—	—	—	—
97/06/20	90	—	—	1.10E-05	—	—	—	—	—	—
97/09/17	130	54.0	296	1.00E-05	—	—	—	—	—	—

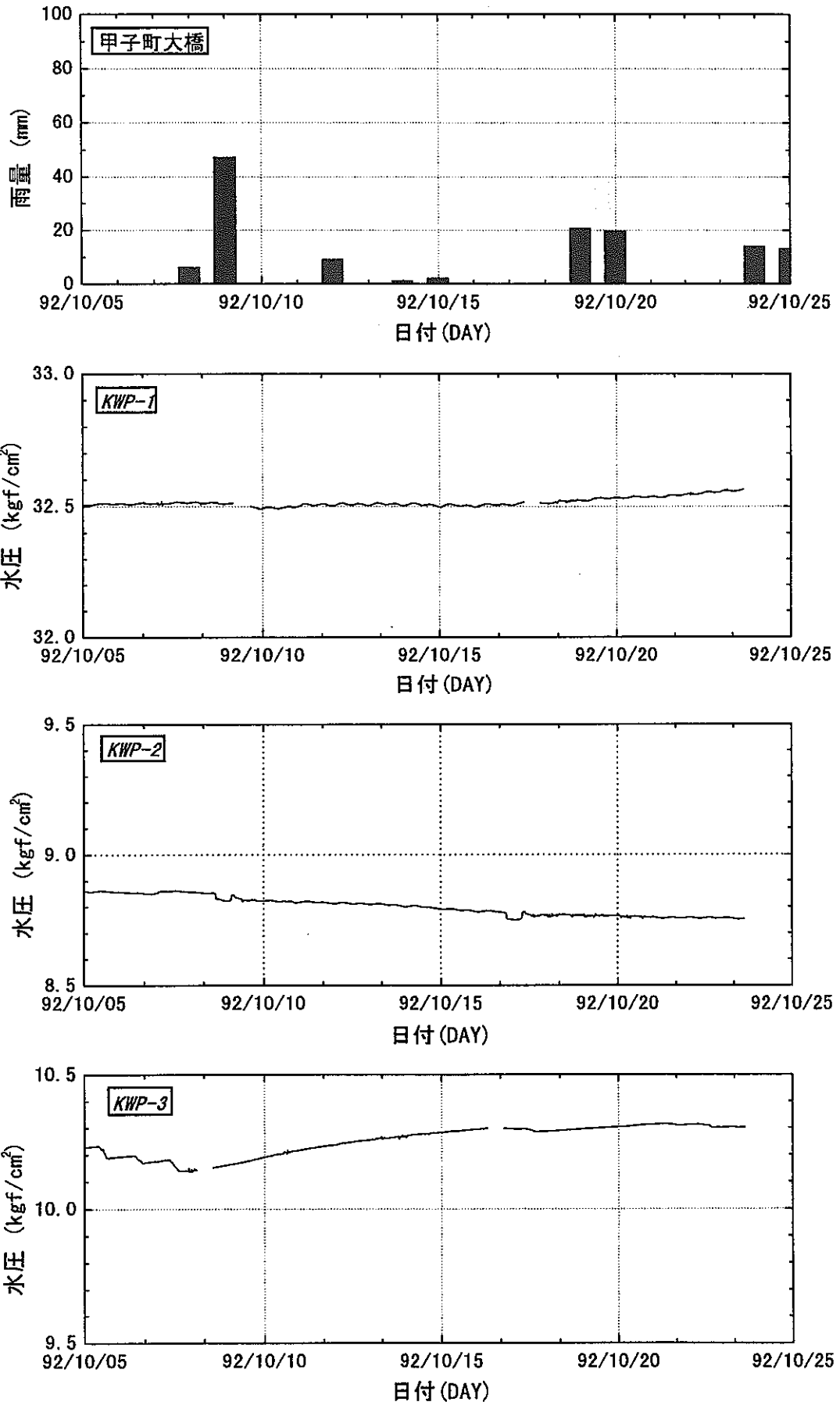


図 2.3.2-13 降雨時の水圧変化

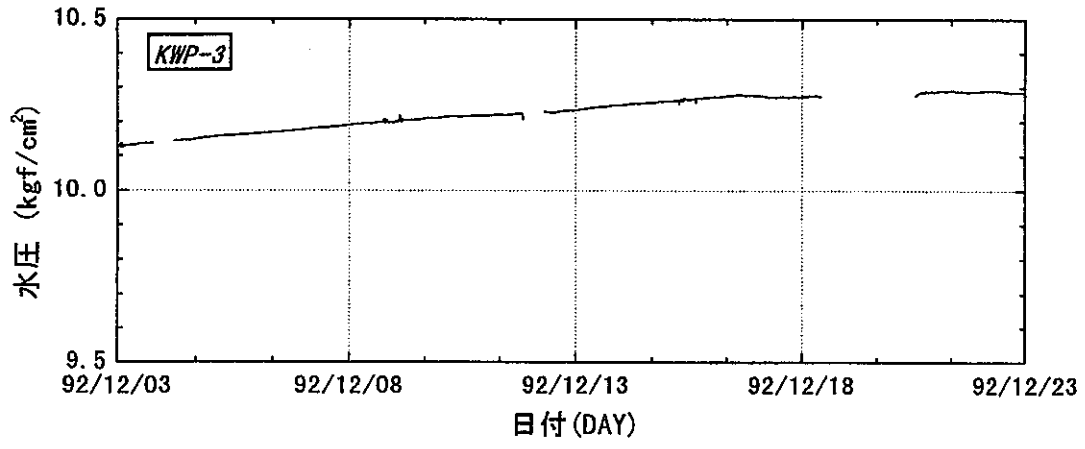
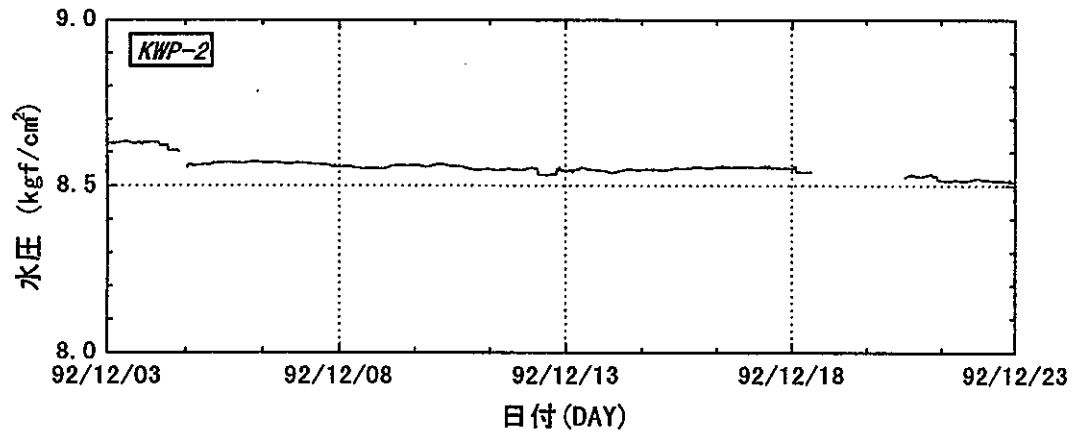
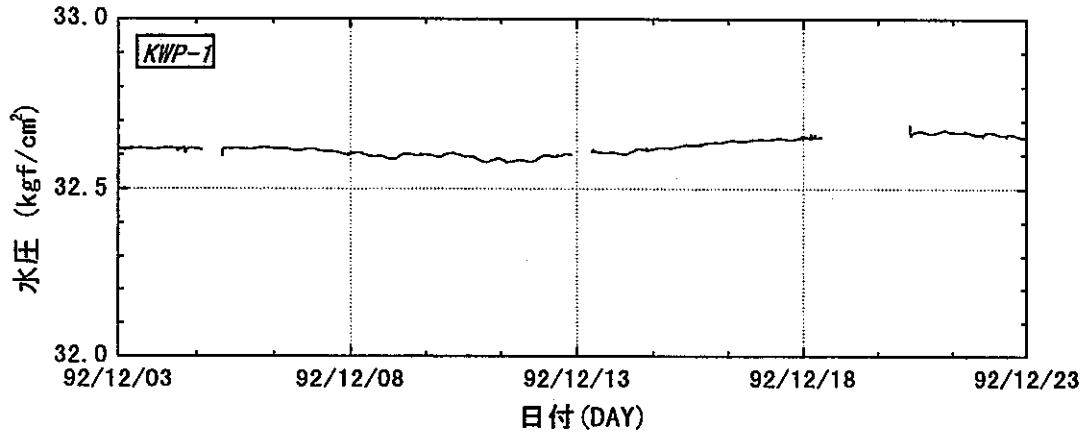
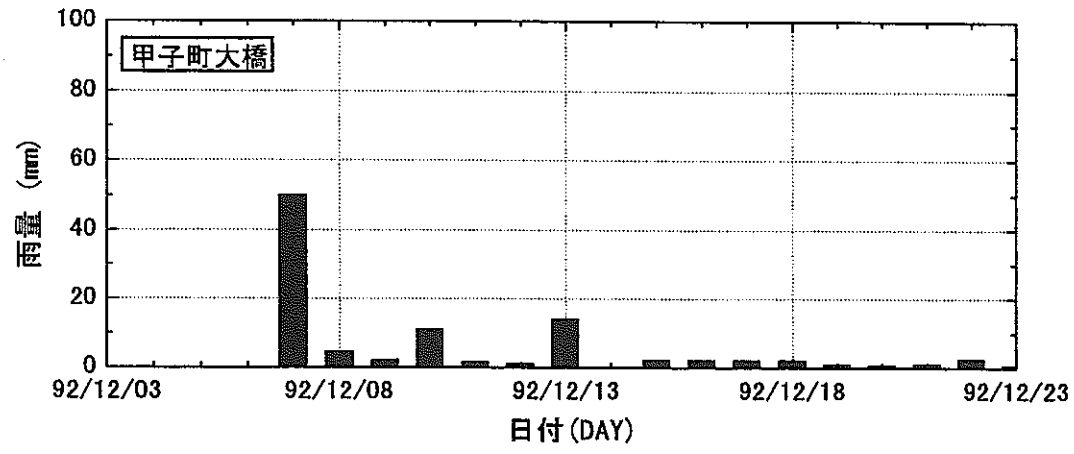


図 2.3.2-14 降雨時の水圧変化

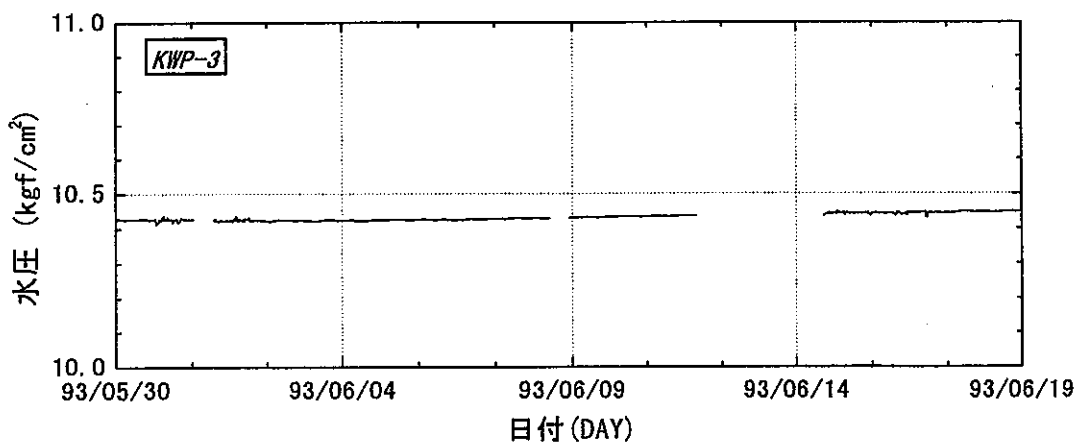
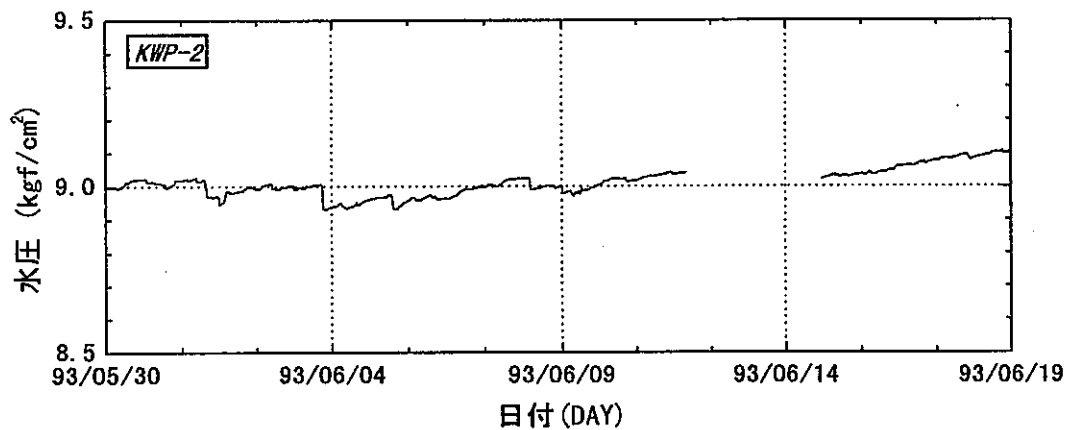
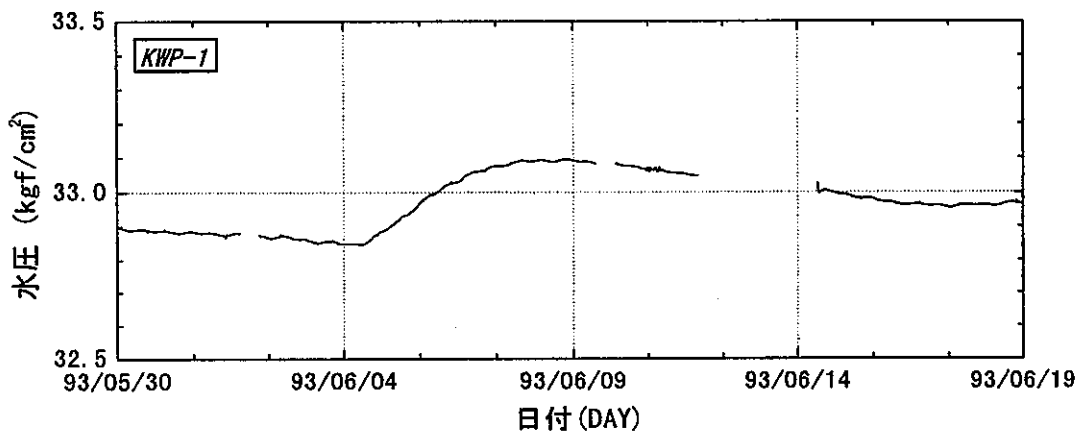
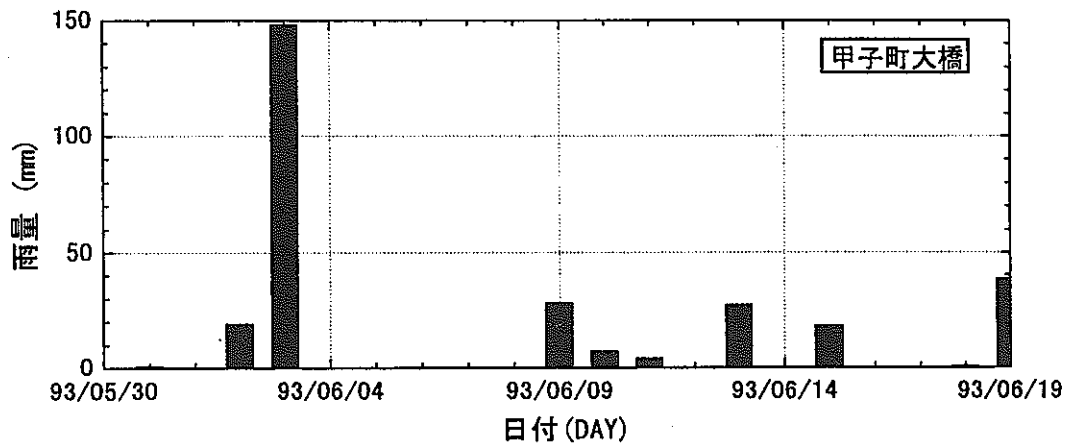


図 2.3.2-15 降雨時の水圧変化

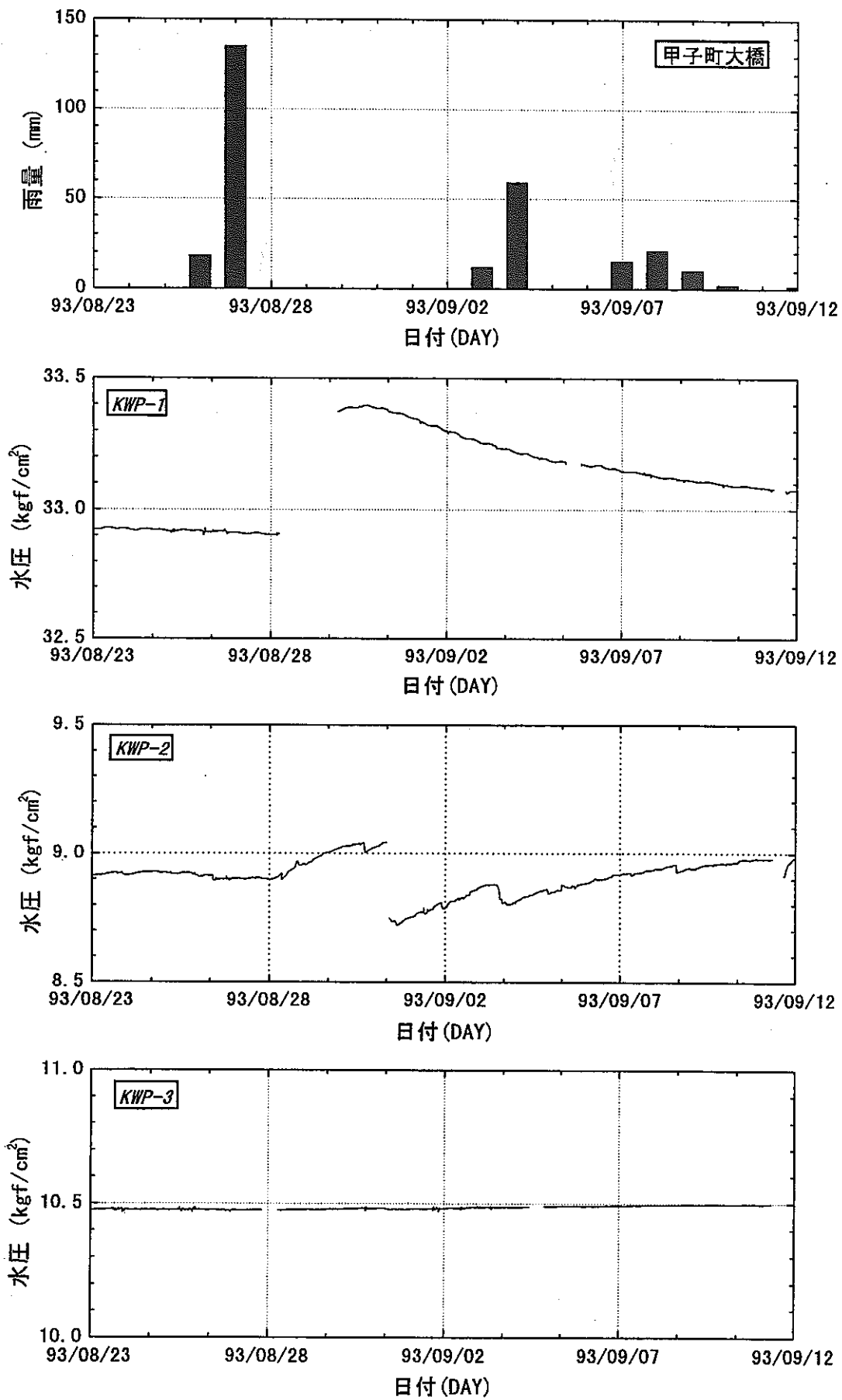


図 2.3.2-16 降雨時の水圧変化

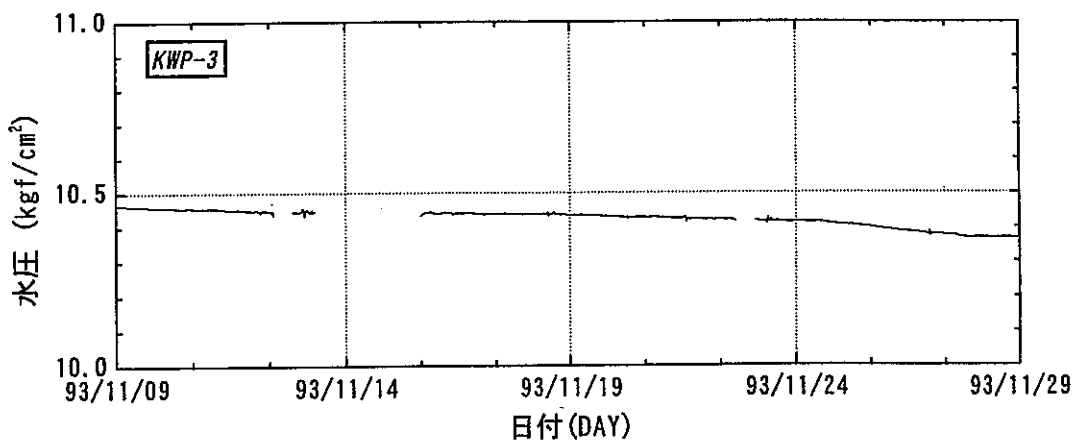
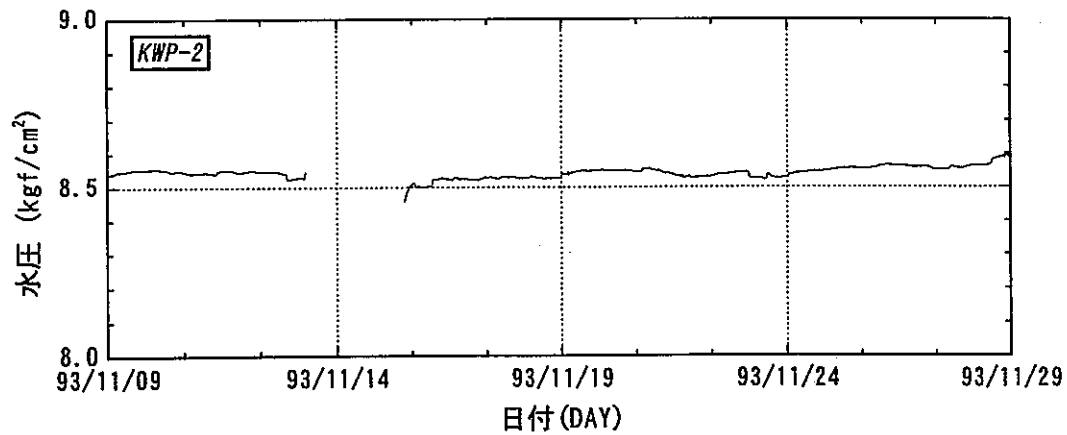
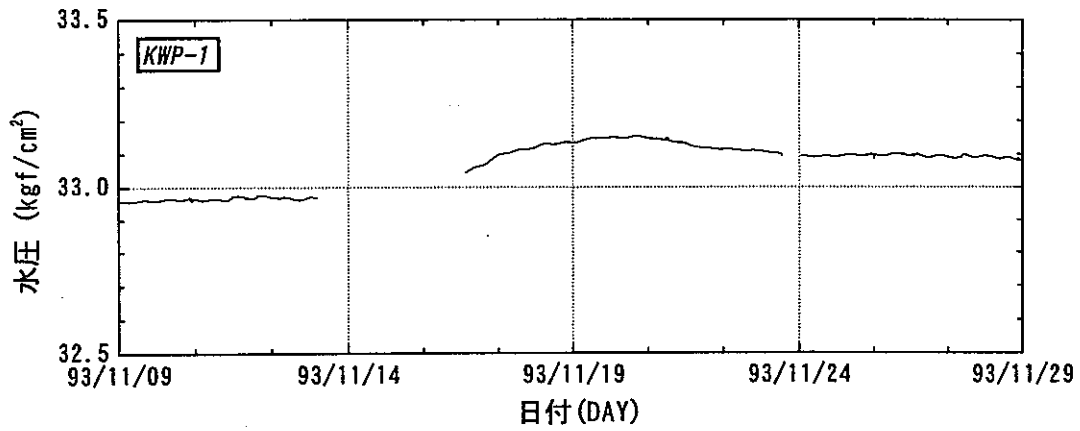
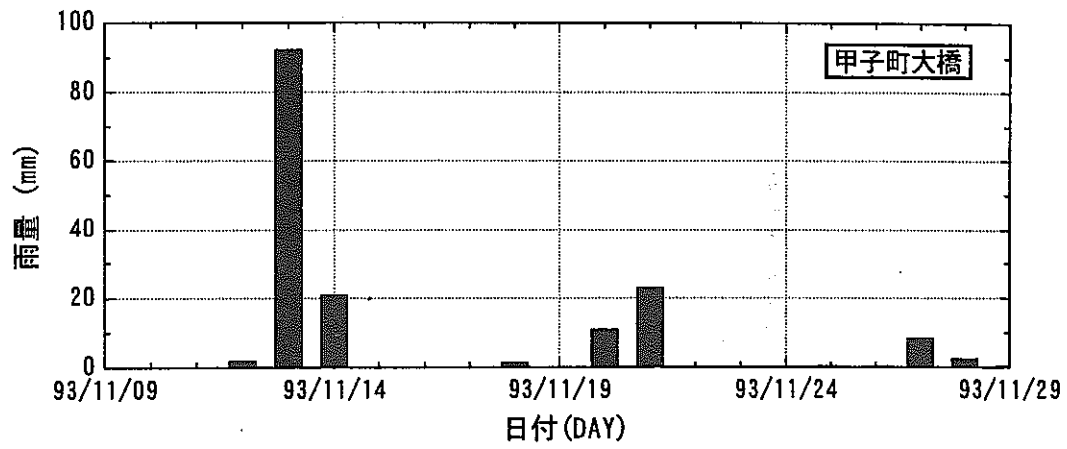


図 2.3.2-17 降雨時の水圧変化

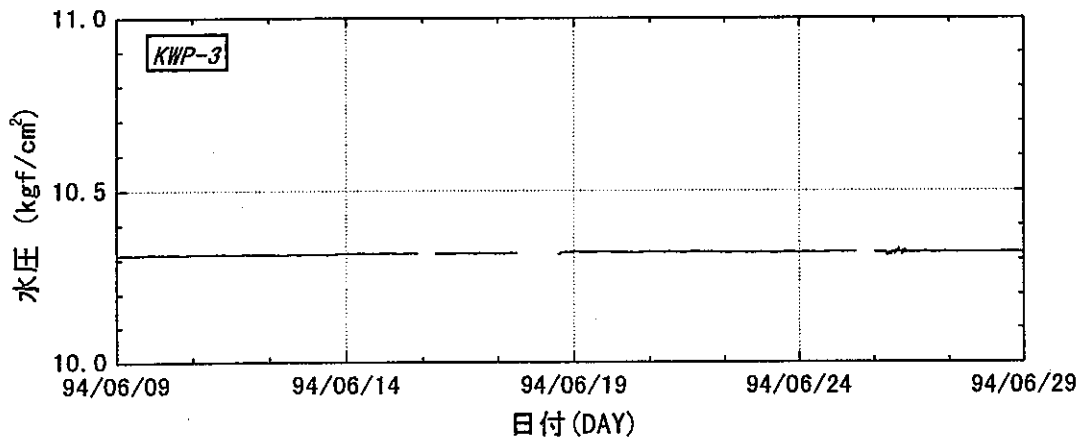
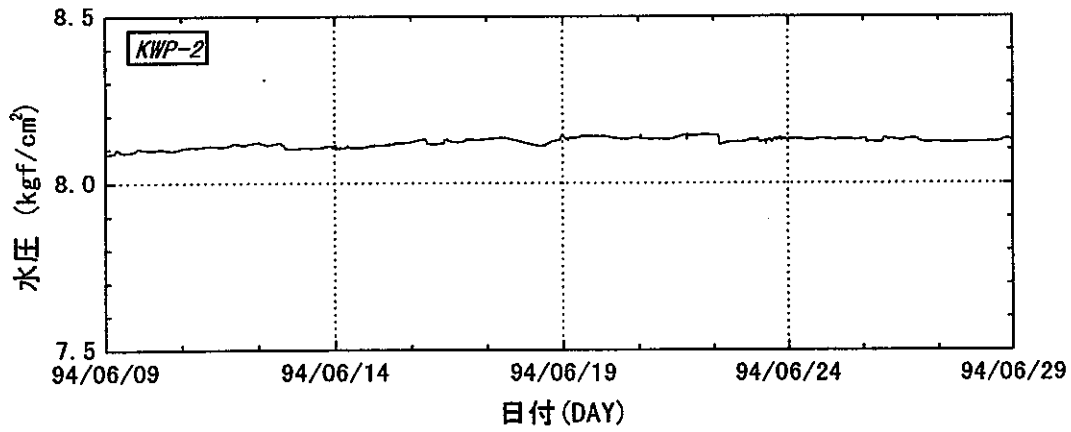
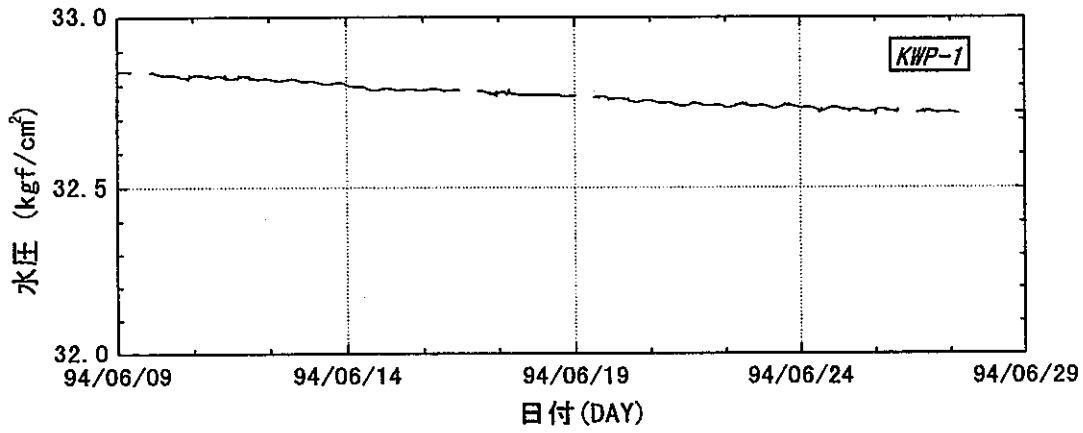
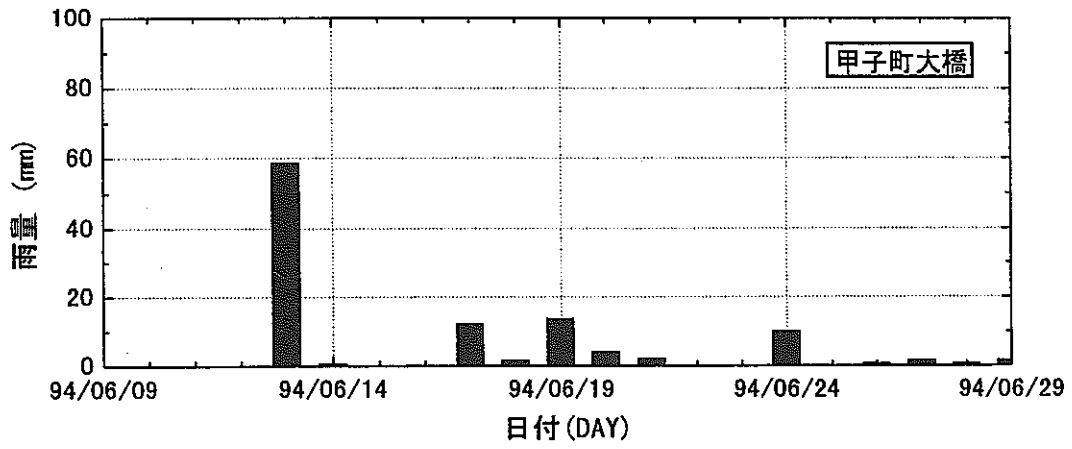


図 2.3.2-18 降雨時の水圧変化

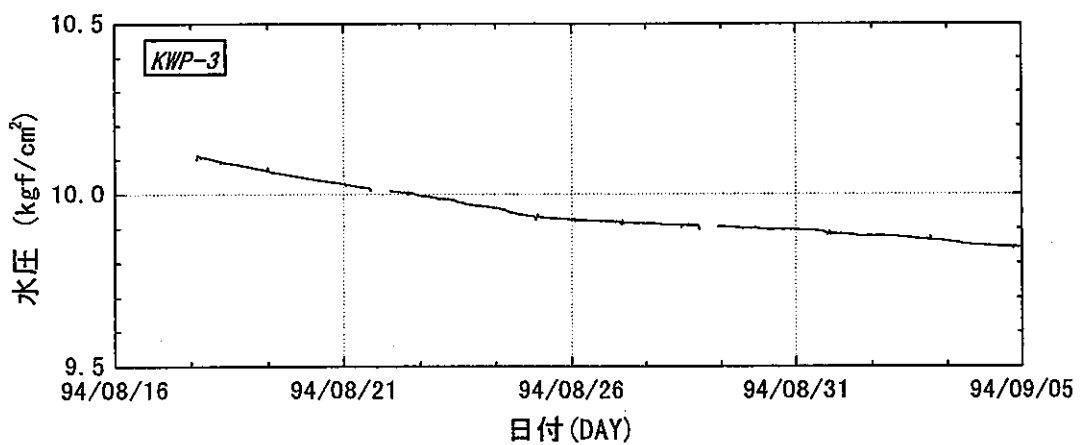
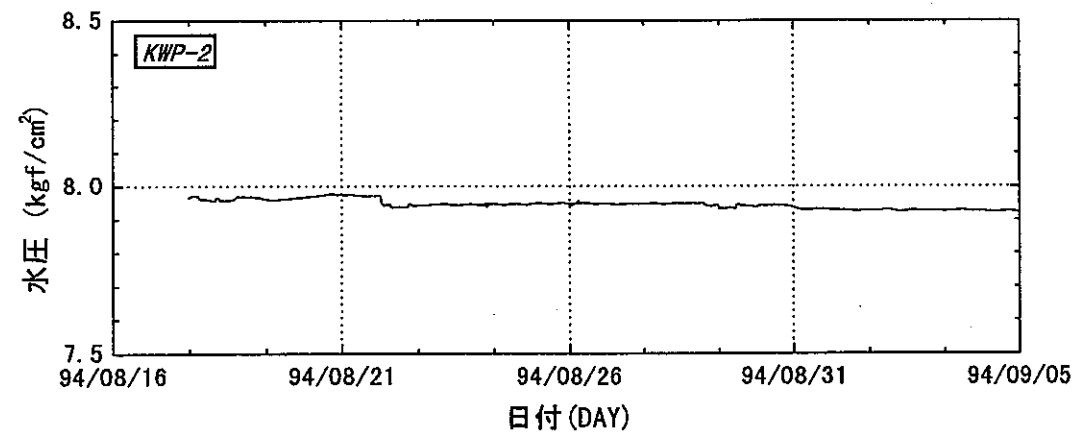
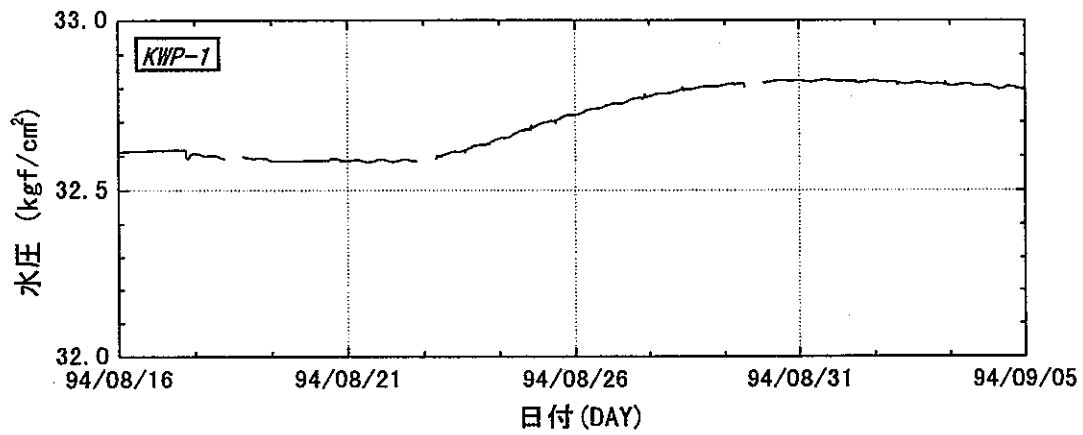
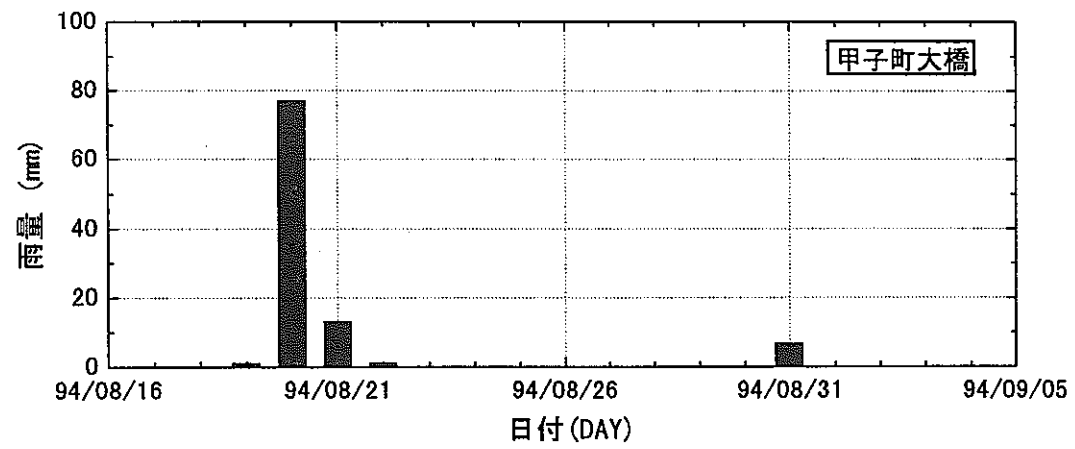


図 2.3.2-19 降雨時の水圧変化

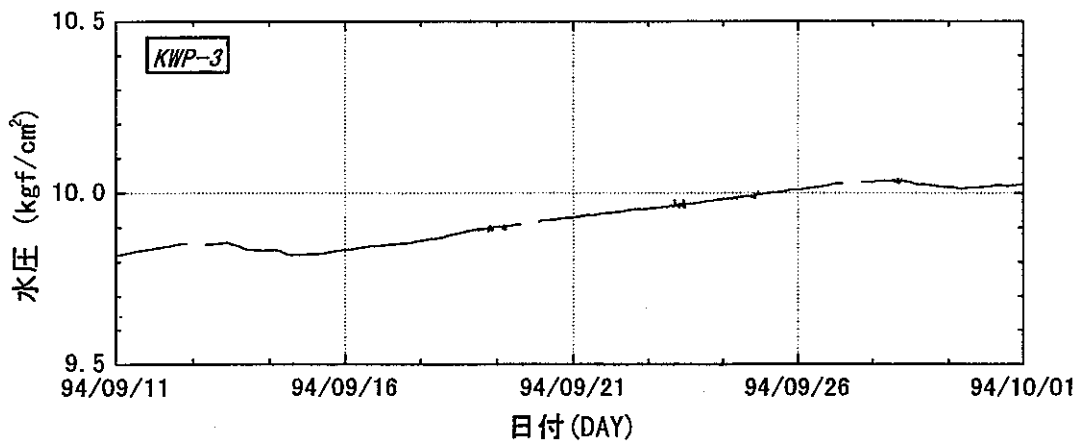
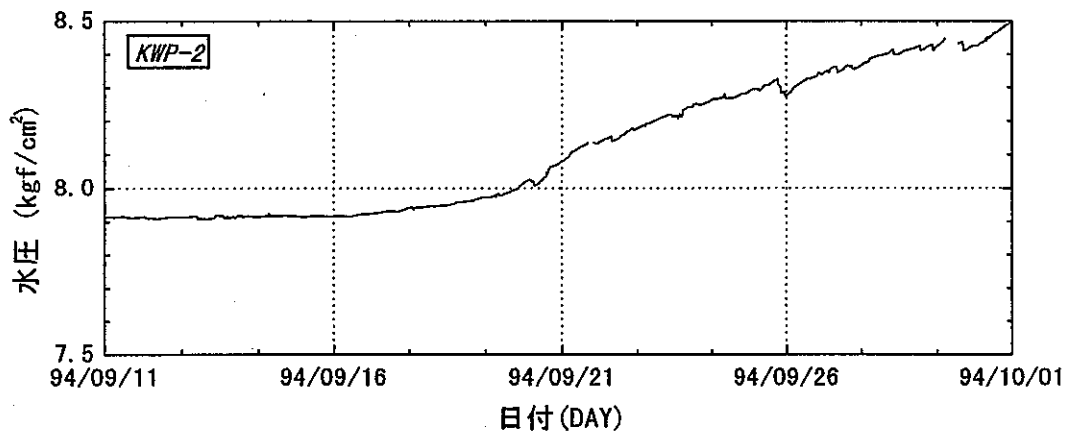
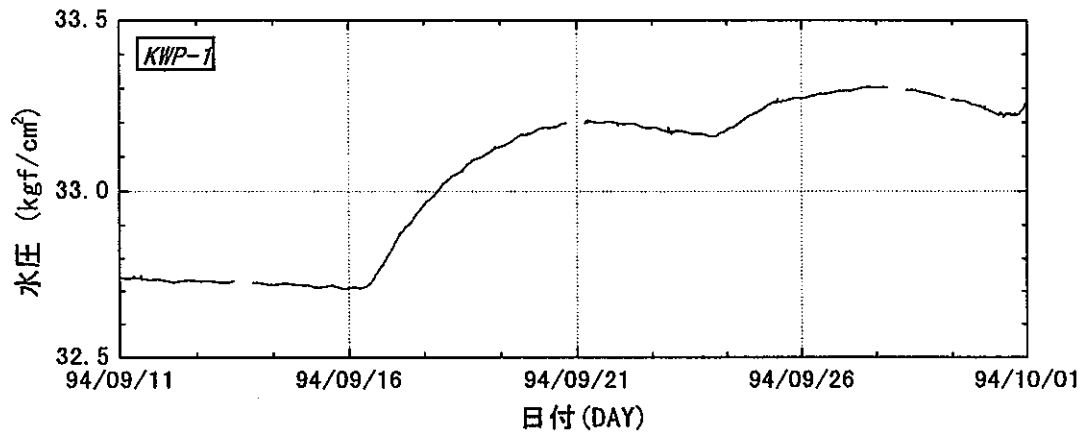
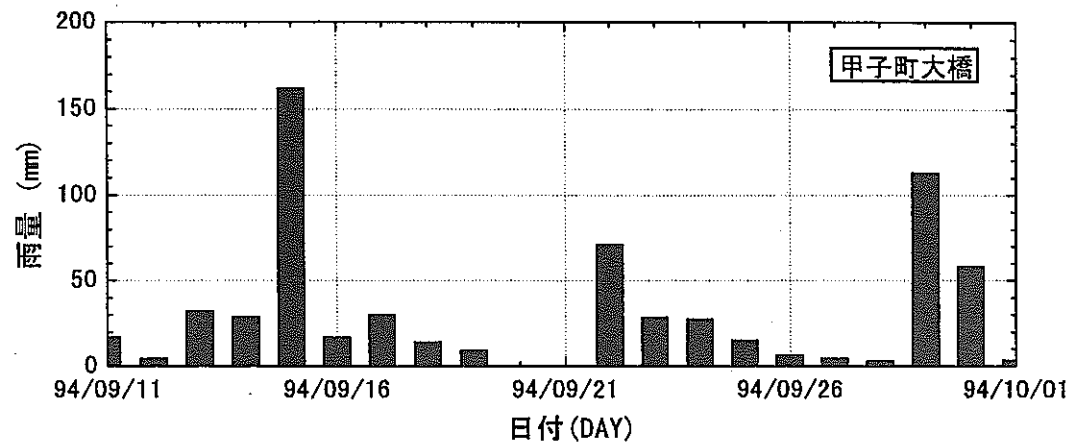


図 2.3.2-20 降雨時の水圧変化

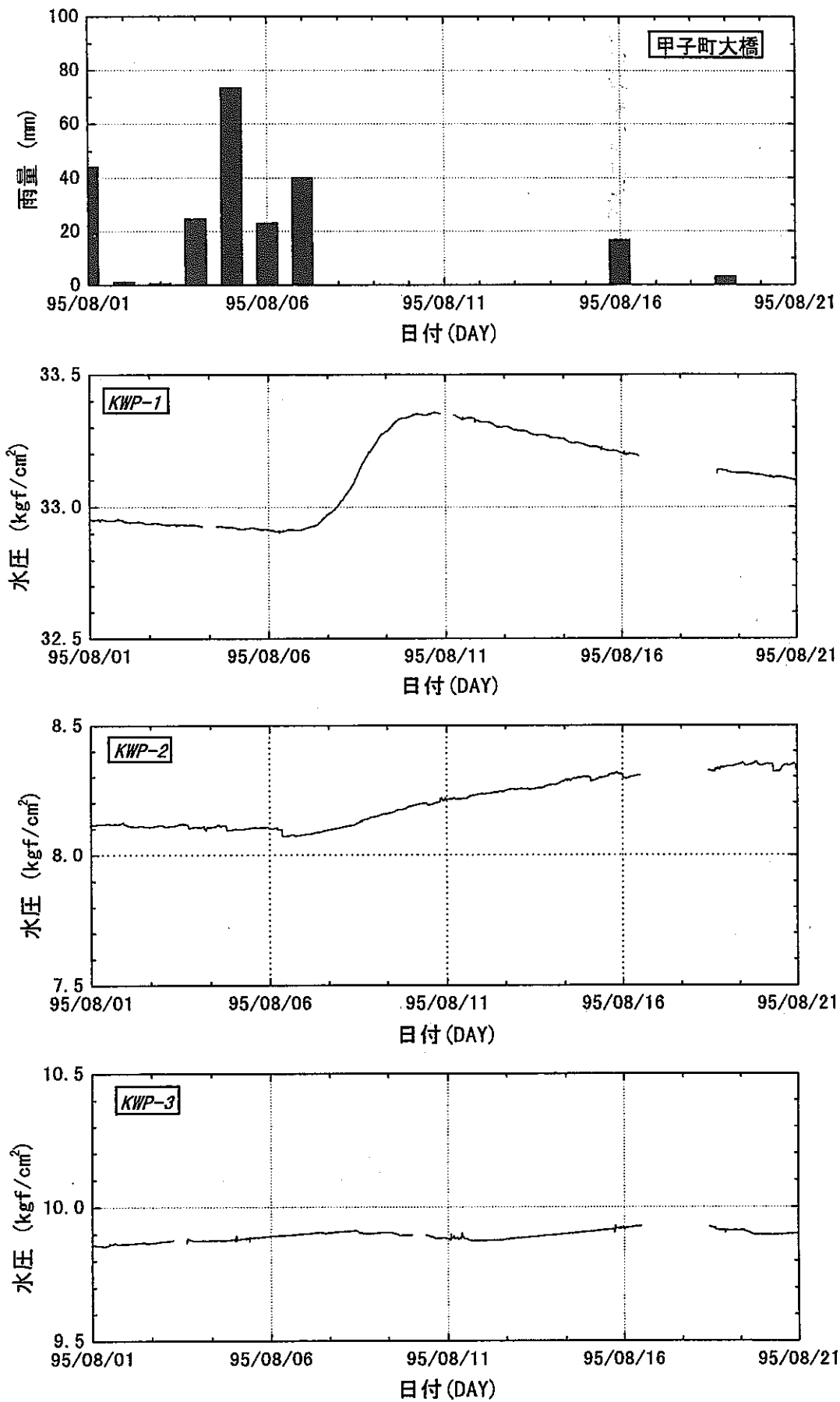


図 2.3.2-21 降雨時の水圧変化

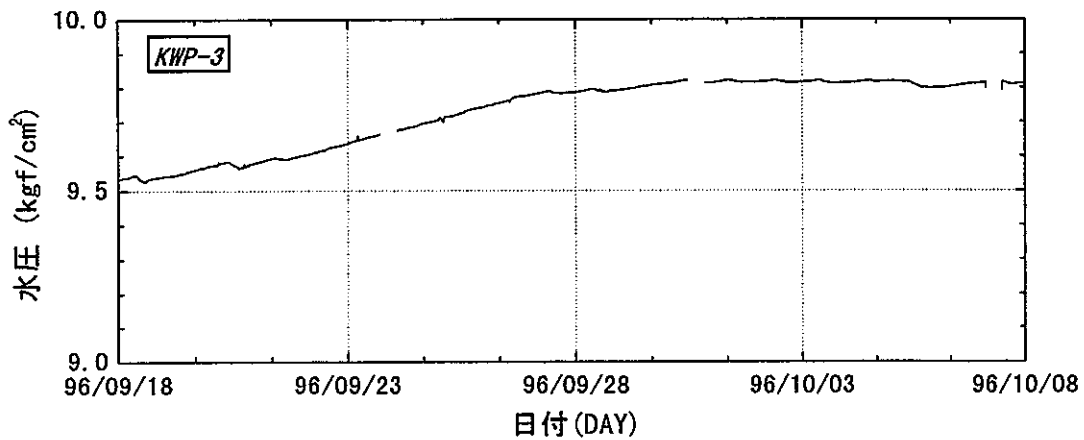
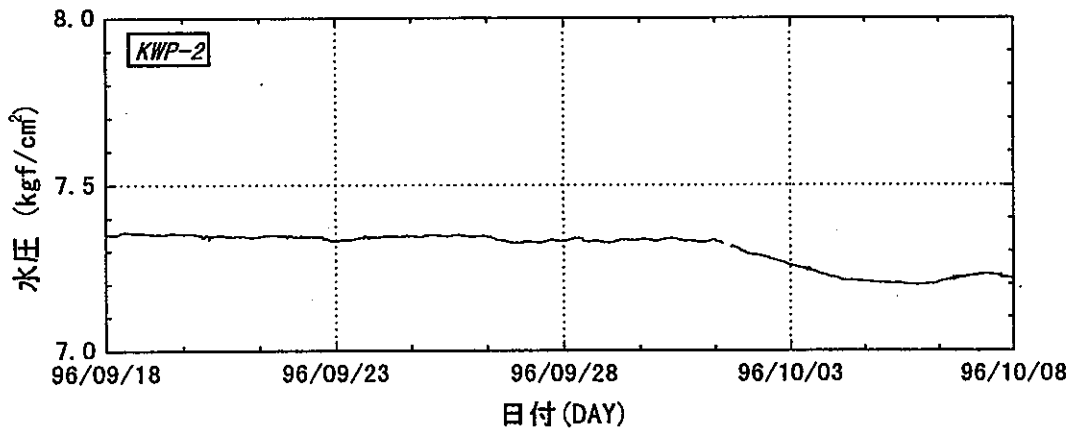
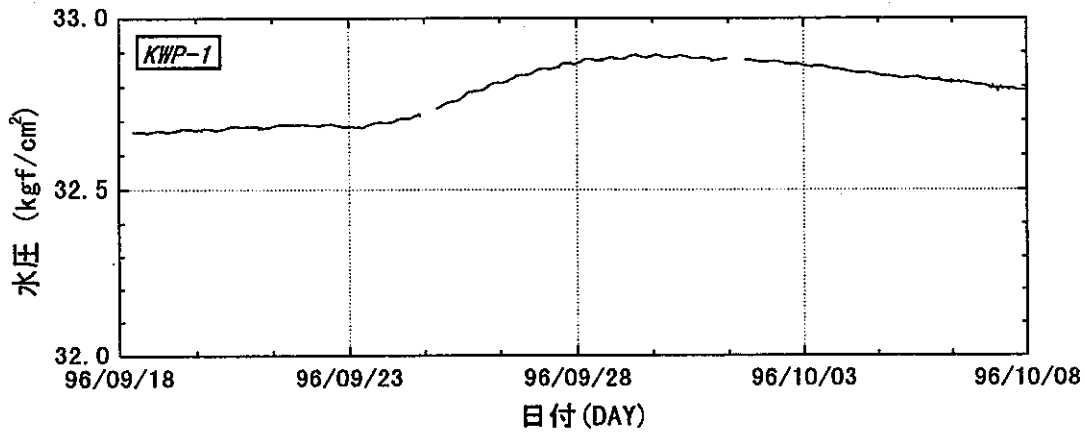
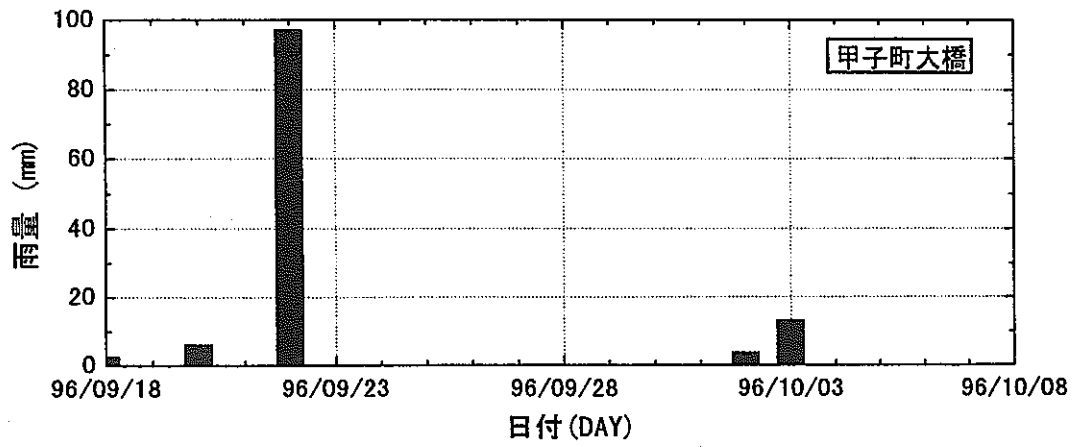


図 2.3.2-22 降雨時の水圧変化

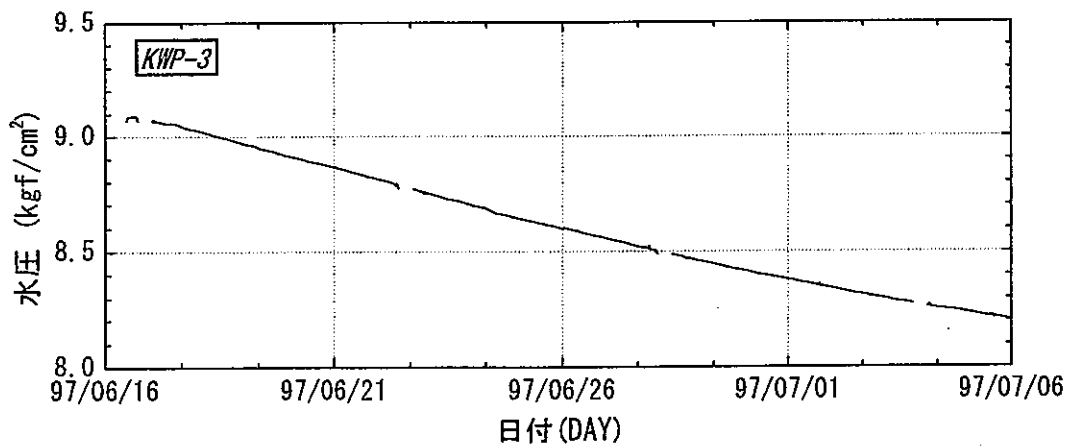
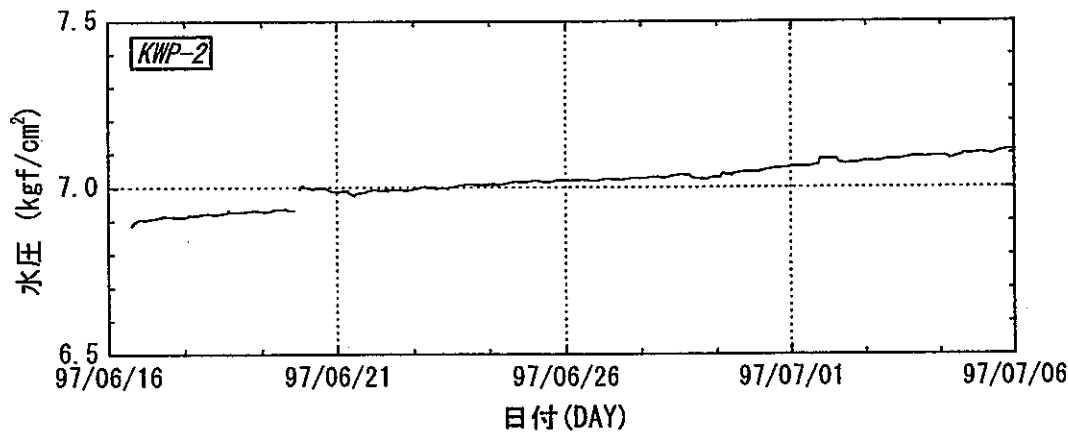
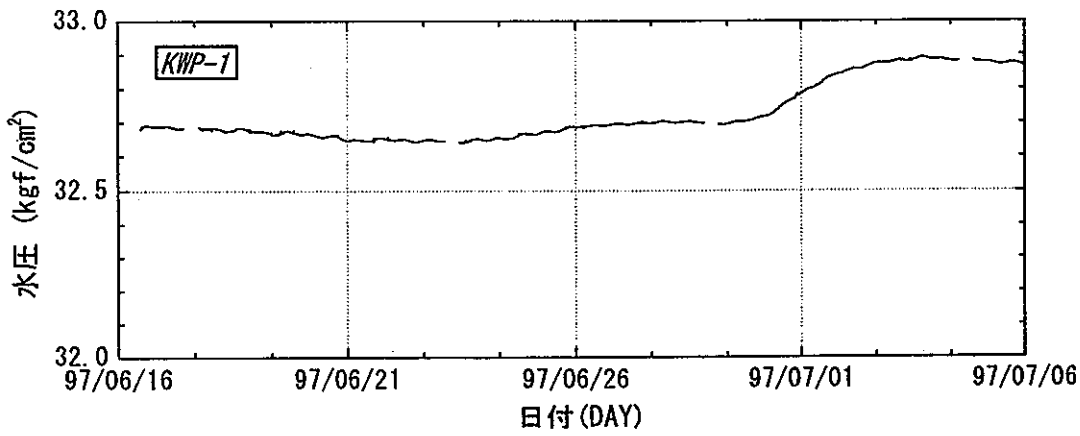
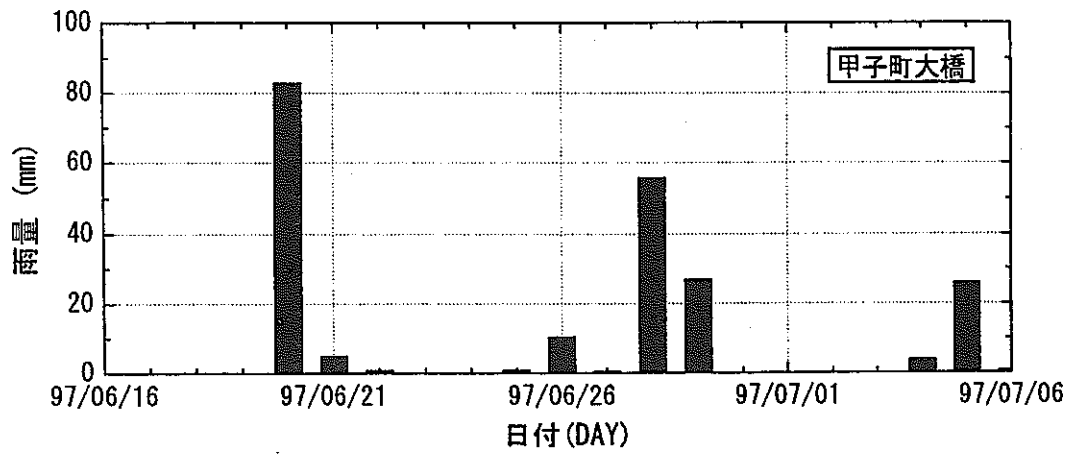


図 2.3.2-23 降雨時の水圧変化

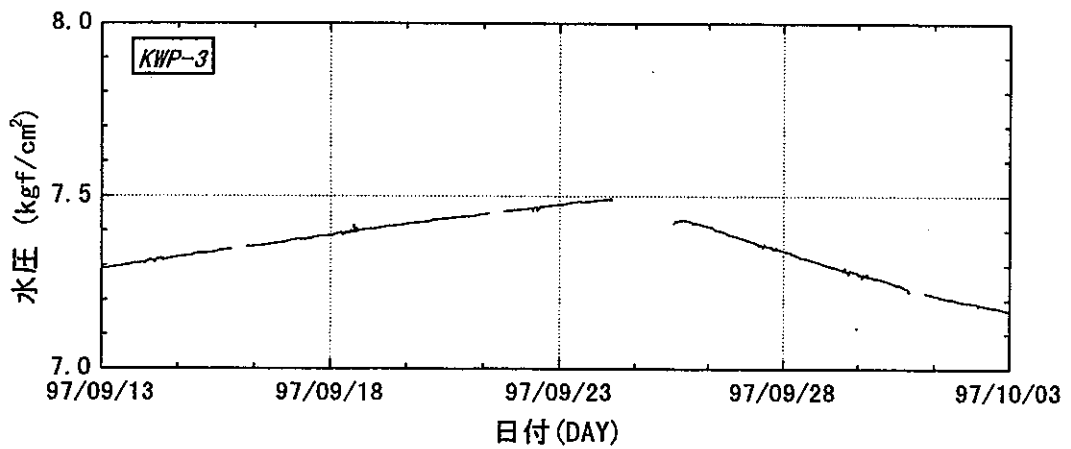
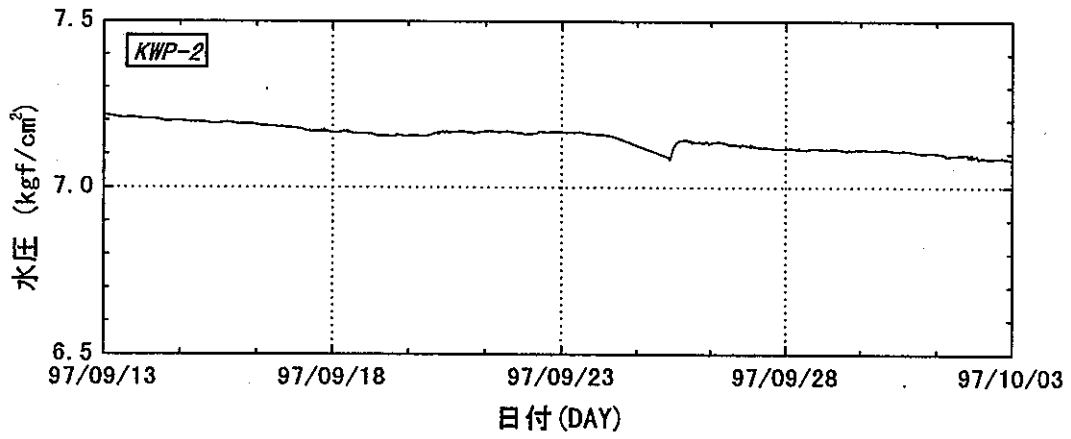
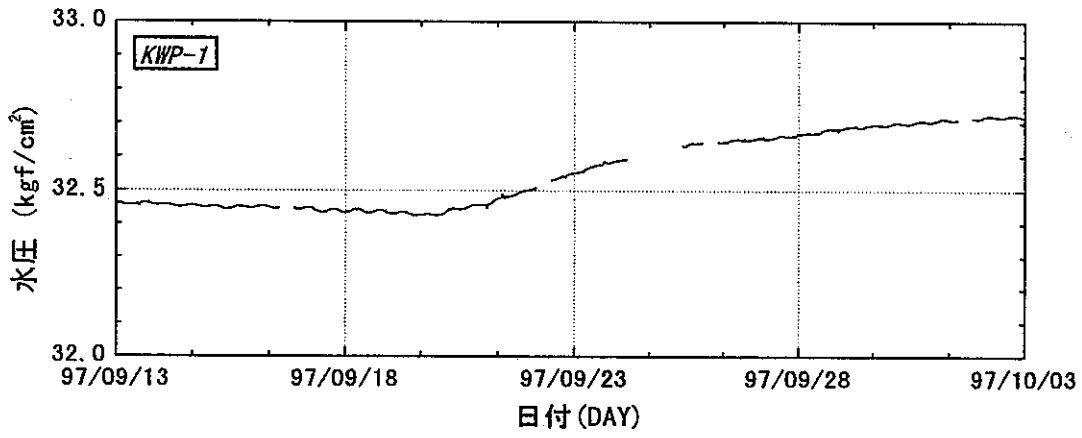
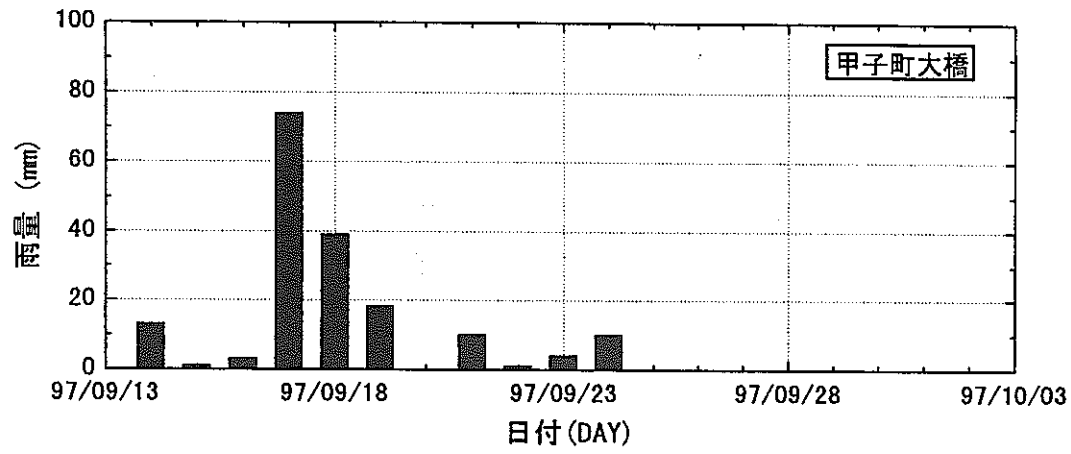


図 2.3.2-24 降雨時の水圧変化

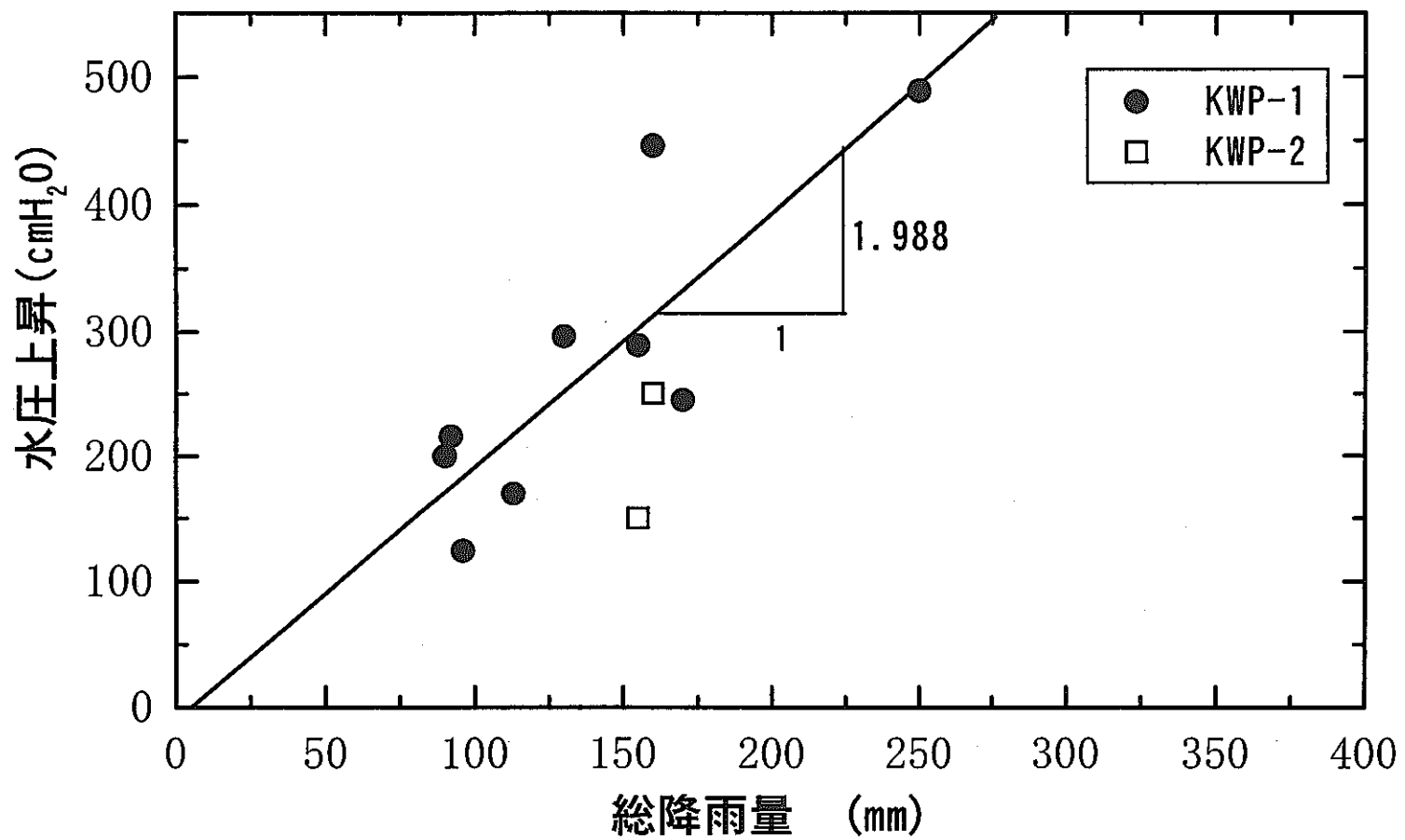


図 2.3.2-25 総降雨量と水圧測定孔水圧上昇

3. 岩盤歪みデータの整理

3.1 まえがき

1997年に引き続き20.5m石英管伸縮計による岩盤歪み観測を継続した。N65.4°W方向の岩盤の変動傾向は、傾向としては引き続き縮み方向に推移している。1998年1月1日から観測を停止した3月23日までの期間に、欠測期間(1/31～2/12)を除き、石英管伸縮計によって明瞭に検出した地震は15個であった。これらはいずれも2秒サンプリングで記録した差動トランスの出力である。データ集録装置はもともと長期間に渡る岩盤歪みの記録するのが役目で、地震の検出は本来の目的では無かったが、遠地地震の検出をも考慮して、2秒サンプリングのモードも追加している。このサンプリング間隔では、当然のことながら近地地震の正確な記録は無理であるが、参考のために示した。

3.2 1997年4月から1998年3月までの岩盤歪み観測結果

従来の11.8m長の真空筒内部にレーザー光を通す方式のレーザー伸縮計に替わって、石英管伸縮計の先端(自由端)にレーザー干渉計及び差動トランスをそれぞれセンサーとする、岩盤歪計を新たにNE坑道の奥に設置した。石英管伸縮計の設置工事は1997年3月21日に完成した。レーザー干渉システム自体は、従来のものをそのまま流用した。

測定する距離は20.5mで、方向はN65.4°W(方位角294.6°)である。変位センサーは、東京精密製の光ファイバー結合型レーザー干渉計および差動トランスの2種類である。石英管伸縮計の検出部に、原理的に異なる2種類の変位センサーを用いた例は、国内では最初で世界的にも少ないと思われる。レーザー干渉計の出力は波長安定化レーザーを使用しているため、原理的に変位計としてのキャリブレーションは必要なくなる。

実際の観測は、1997年4月10日から開始した。適切な基礎工事と安定した岩盤という環境が整い、観測開始当初から地球潮汐現象を記録することができた。温度条件も安定している。図3.2-1は測定開始直後の自由端(センサー側)周辺の温度変動をプロットしたものである。これから設置工事などによる温度上昇が、40日程度で100分の数℃までの変化幅に収まってくるのが分かる。

図3.2-2と図3.2-3は、差動トランスとレーザー干渉計のそれぞれの変位出力の例として、1998年1月8日から19日頃までの期間について示したものである。この図からレーザー干渉計と差動トランスの両センサーの出力は、全体として良い対応を示していることが分かる。しかし、明らかにレーザー出力のS/Nが差動トランスのそれに比べて悪い。この原因は、当初、レーザーの分解能不足のためと考えていたが、本計画終了後、東北大学理学部に移管替え後のオーバホールの際に、レーザーセンサー側に使用した絶縁増幅器の出力ノイズのためと判明した。

岩盤歪み観測の様に 10^9 レベルの極微小な変位量を測定するには、センサー信号のS/Nが重要なポイントとなる。一つのセンサー出力を複数の記録装置で記録しようとする場合、通常、お互いに干渉しないように絶縁増幅器を使用する。しかし絶縁増幅器では、入力、出力及び電源からの絶縁を主要目的に設計され、雑音が発生し易い回路構成を採用するも

のが多い。市販の一般的な絶縁増幅器モジュールでは、出力ノイズやリップルが数 10mV から数 100mV に及んでいる。絶縁増幅器を使用することで他の記録装置との干渉は回避されるが、肝心の検出感度がこのノイズによって制限を受けてしまう。結果的に今回選んだ絶縁増幅器（Action Instruments 社の Model G408）は出力ノイズが多く、微小信号用には不向きであることが判明した。絶縁増幅器の選定には事前にノイズレベルに十分に考慮する必要がある事が分かった。微小レベルの信号を S/N 良く記録するには、一つのセンサーに対しては一つの記録装置のみを対応させるという配慮も必要であろう。

データ集録にはヒューレットパッカード社のデータ集録装置 HP3497A と IBM 社のノートパソコン（ThinkPad230cs）を用いた。インターフェイスは HP-IB（GP-IB）で、使用言語は TransEra 社の HTBasic である。差動トランス、レーザー干渉計、温度、気圧の各出力は 1 分おきに順次リレースキャナーにより切り替えられ、デジタル電圧計（5 $\frac{1}{2}$ 桁、最大表示 $\pm 11.9999V$ ）で読み取られる。データは日付や時刻と共にテキストファイル（csv 形式）として、最終的に容量 100 メガバイトの Zip ディスケットに格納される。これとは別に地震時の伸縮計の振る舞いを見るため、差動トランス出力のみは常時 2 秒おきにサンプリングし、別ファイル名で同様に Zip ディスケットに格納している。Zip ディスケットの交換は平均して約 3 週間ごとに行った。

3.3 潮汐解析結果

歪みの約 1 年間の観測データに対して、まず潮汐解析プログラム BAYTAP-G により、潮汐解析を行った。今回は、S/N の良かった差動トランスのデータを解析に用いている。観測値から潮汐成分を差し引き、また跳びの量の推定を行った結果を図 3.3-1 に示す。この解析では、気圧変化や坑内温度の変化といった測定環境の変化の影響の推定は行っていない。図 3.3-1 の上から順に、観測値、潮汐成分を差し引き跳びの推定を行った結果（長周期の変化、ドリフト成分）、推定された潮汐成分、残差成分（不規則成分）を示している。なお残差成分については、縦軸のスケールを 20 倍している。

主要分潮について、ファクタと位相遅れ、振幅を決定した結果を表 3.3-1 に示す。ここでファクタとは、地球を弾性体と考えた場合に予測される理論振幅に対する観測された振幅の比率を表す。また位相遅れとは、同じく理論的に予測される位相に対する観測値の遅れの角度を度の単位（遅れを正の値）で表したものである。振幅は絶対的な大きさを表しており、ここではナノ・ストレイン(10^{-9})単位の振幅を表している。

表 3.3-1 1997 年 4 月から約 1 年間の観測により求めた主要分潮の潮汐解析結果

分潮名	ファクタ (誤差)	位相遅れ(誤差) (度)	振幅 (10^9)
Q ₁	0.7203 ± 0.1043	-4.60 ± 8.31	0.901
O ₁	0.7175 ± 0.0186	1.78 ± 1.48	4.689
P ₁	0.7114 ± 0.0285	-2.88 ± 2.29	2.163
K ₁	0.5853 ± 0.0106	6.17 ± 1.04	5.379
N ₂	0.7609 ± 0.0223	29.39 ± 1.68	0.880
M ₂	0.6666 ± 0.0041	39.24 ± 0.36	4.027
S ₂	0.6581 ± 0.0089	42.02 ± 0.78	1.850
K ₂	0.3982 ± 0.0432	27.83 ± 6.22	0.304

ファクターと位相遅れの値は、地球が弾性モデルのとおりに変形し、観測が地域的・局地的な影響を受けずに、理想的な観測が行われている場合、ファクタは 1.0、位相遅れは 0.0 となる。潮汐の理論的な振幅は、地球の緯度の関数になっているので、たとえ観測されたファクタが 1.0 であっても、絶対的な振幅は観測点の緯度によって異なってくる。

観測された位相や振幅を定量的に議論するには、海洋潮汐荷重の見積もりを必要とする。海洋潮汐荷重とは、海洋潮汐により海水のグローバルな質量分布が周期的に変化することにより、地殻にのしかかる荷重が時間的に変化する現象のことをいう。この荷重の変化により地殻歪みの周期的な変化が生じている。歪み潮汐の場合は、海岸に近い観測点では、本来の地球潮汐の大きさに対して、海洋潮汐荷重の影響がそれと同等以上の大きさになることもまれではない。問題になるのは、海洋潮汐の周期が地球潮汐の周期と全く同じであり、地球潮汐の観測からだけでは、海洋潮汐荷重の影響をまったく分離できないことにある。釜石鉾山の観測点は、太平洋沿岸まで約 20 km の距離に位置しているが、それでも海洋潮汐荷重の影響は、本来の地球潮汐の大きさの数 10 % に達している。この海洋潮汐荷重の影響については、海洋潮汐のモデルと、地球モデル（弾性定数を深さの関数で与えられたモデル）を組み合わせることにより見積もることができる。海洋潮汐荷重の影響を含めて理論的な振幅と位相を予測した結果を、表 3.3-2 に示す。

表 3.3-2 海洋潮汐荷重の影響を考慮した場合に理論的に予測される位相遅れと振幅

分潮名	位相遅れ(度)	振幅(10^9)
Q ₁	2.39	1.352
O ₁	0.97	7.114
P ₁	3.03	2.998
K ₁	2.70	7.969
N ₂	24.57	1.112
M ₂	29.00	5.263
S ₂	19.29	1.912
K ₂	16.49	0.552

表 3.3-1 の観測結果と表 3.3-2 の理論的な値を比べると、日周成分の振幅が系統的に小

さいことが目につく。半日周については、観測値の位相遅れが 20 ~ 30 度と大きかったが、これらの原因のほとんどは、海洋潮汐の荷重の影響で説明される。

潮汐観測の結果について、さらに定量的な議論を行うには、地形効果（たとえば谷付近での観測ならば応力の集中が生じる）の見積もりや、坑道を掘削したことによる応力集中（空洞効果）などを考慮する必要がある。地下深部での歪み変化（潮汐による地球規模の変形）に対して、坑道内で観測される歪み変化は、これらの効果によりバイアスを持ったものになっている。単に振幅にバイアスを持つだけでなく、主応力の向きも地形効果などによって変わってくるので、詳細な議論を行うには、地殻歪みの 3 成分観測が必要である。

釜石における地殻歪み観測は、現在のところ 1 成分のみであるが、経験的に言うと、むしろ観測値全体が理論値と良く合っている部類に入る。つまり、歪み変化の観測は、坑道内の高々数 10m の範囲で観測を行っているものの、（数日の時間スケールの変動ならば、）広域の（地球規模の、地下深部までの）応力変化を良く代表していると結論づけることができる。なお、歪みの観測値から地球潮汐成分を単に取り除く目的の場合や、潮汐の予報値を作成するといった目的の場合には、ここで述べた海洋潮汐荷重の影響を見積もらなくても、データ処理は可能である。

気圧データを使用しない図 3.3-1 の上段から 2 番目の曲線は、観測値から潮汐成分を差し引いた長周期の歪み変化（ドリフト）を表している。これをよく見ると、数日周期の不規則な変動成分がまだ残っていることが分かる。気圧変化の並行観測を始めた 1997 年の 8 月以降のデータに対して、気圧変化に対する応答成分を見積もって潮汐解析を行ったのが、図 3.3-2 である。この図から、気圧データなしのグラフより滑らかなひずみ変化の結果が得られていることが分かる。図 3.3-2 の下から 2 番目の曲線が、推定された気圧変化に対する応答成分を表している（縦のスケールは見やすくするために 2 倍してある）。微細なひずみ変化を議論するには、このように気圧変化の観測といった並行観測データの収集も重要なことである。

地殻変動の検出を目的とした地殻歪みの観測点では、しばしば観測値から降水の影響を除去することが問題になることがある。釜石の観測データを見るかぎり、顕著な降水の影響は見あたらない。観測点が鉾山の跡地という特異な地質のところに位置するものの、かぶりが 250m 以上と深いこと、周辺の山体が風化していない花崗岩帯であることなど、観測条件が良かったといえよう。

ドリフト傾向を求めてみると、1 年間で約 600 ナノストレイン（20.5m の測定長で約 12 μm の変位）の岩盤の縮みを示している。伸縮計は 1 成分であるため、これを広域の地殻応力の変化（例えば、東北地方の特徴的なプレートの沈み込みに伴う東西方向の圧縮）と直接結論づけることはできないものの、国土地理院による全国 GPS 連続観測結果によると、釜石周辺 22km 程度の基線では、ほぼ東西方向で西向きで 22mm/year の速度で、ユーラシアプレートの安定部に対して水平変動していることが観測されている。この割合から 20m 間の岩盤は 1 年間で 20 μm 縮むことになる。石英管伸縮計による今回の結果は、GPS での観測結果と調和的と言える。

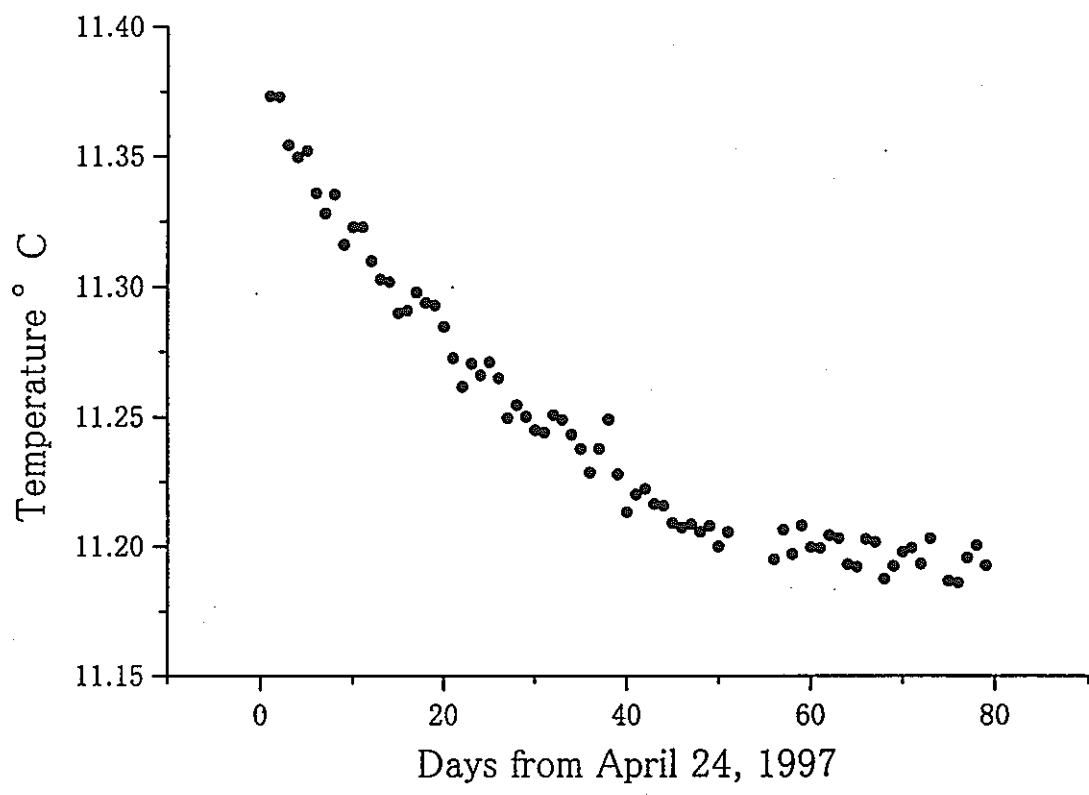


図 3.2-1 測定開始直後のセンサー側周辺の温度変動

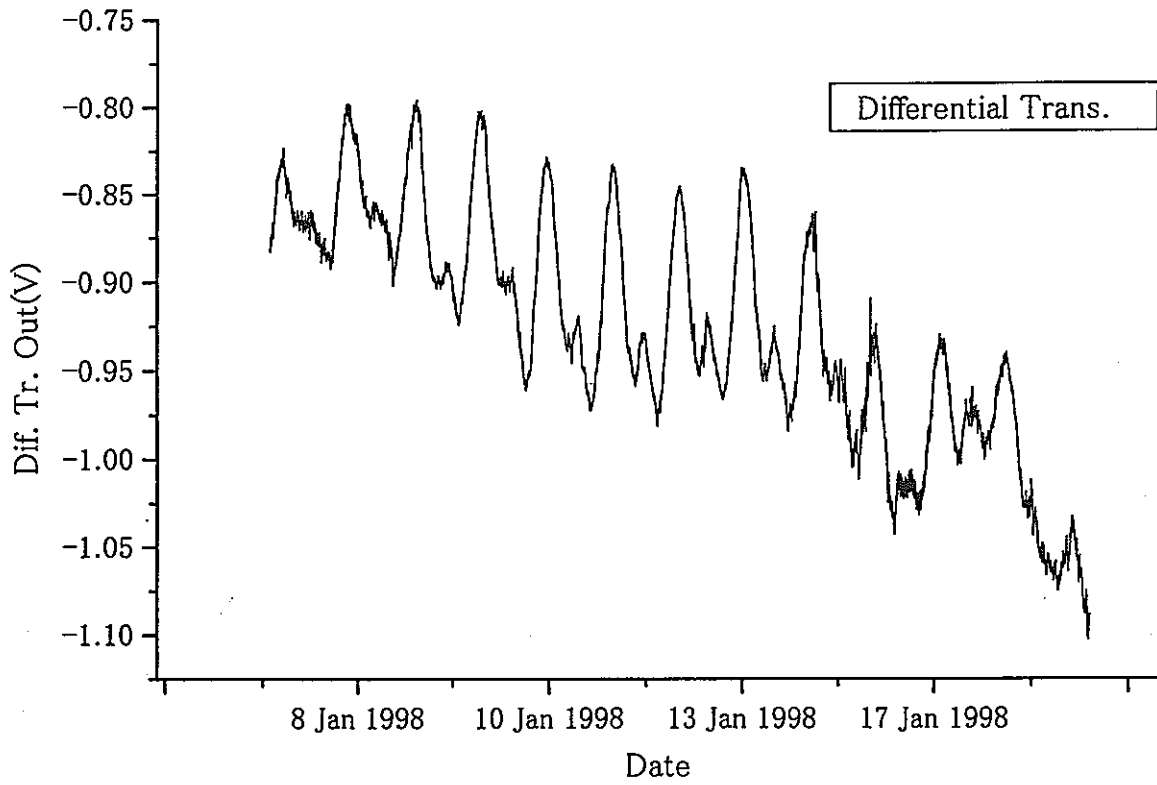


図 3. 2-2 差動トランスの変位出力の例

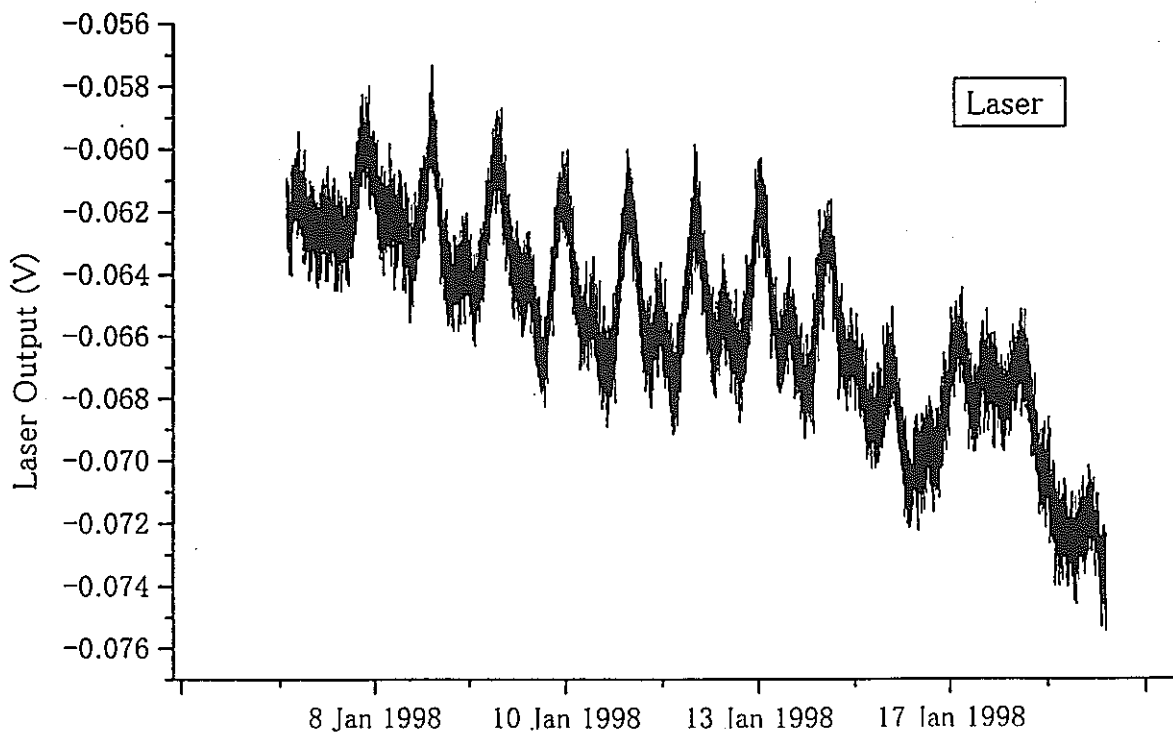


図 3. 2-3 レーザー干渉計の変位出力の例

Kamaishi

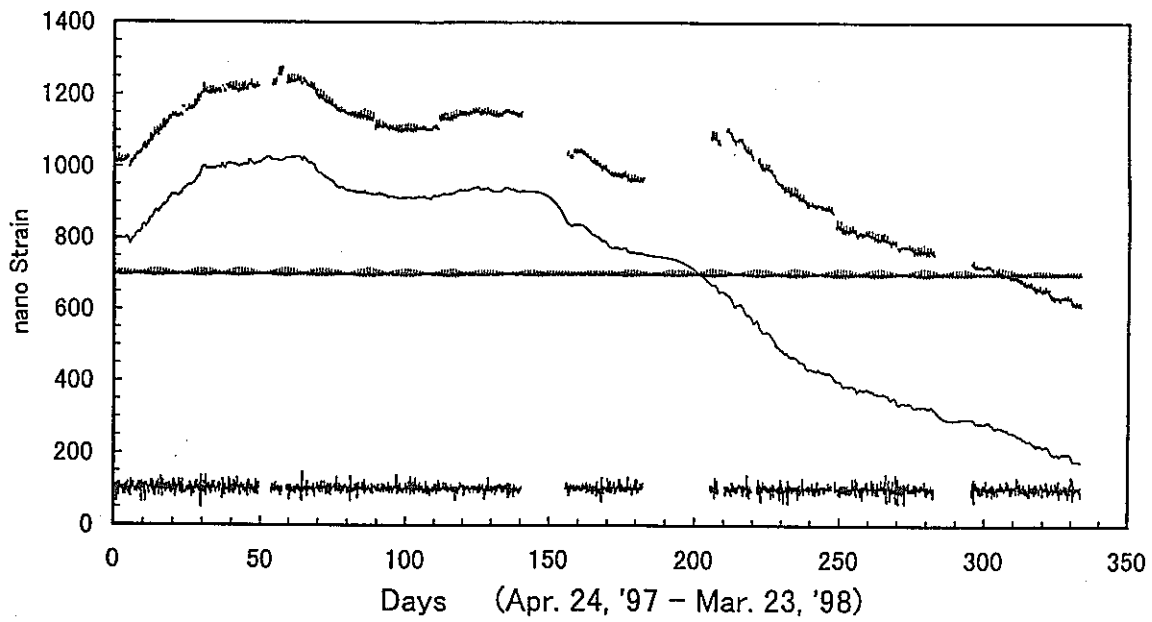


図 3.3-1 観測値から潮汐成分を差し引いた長周期の歪み変化
(気圧データで補正しない場合)

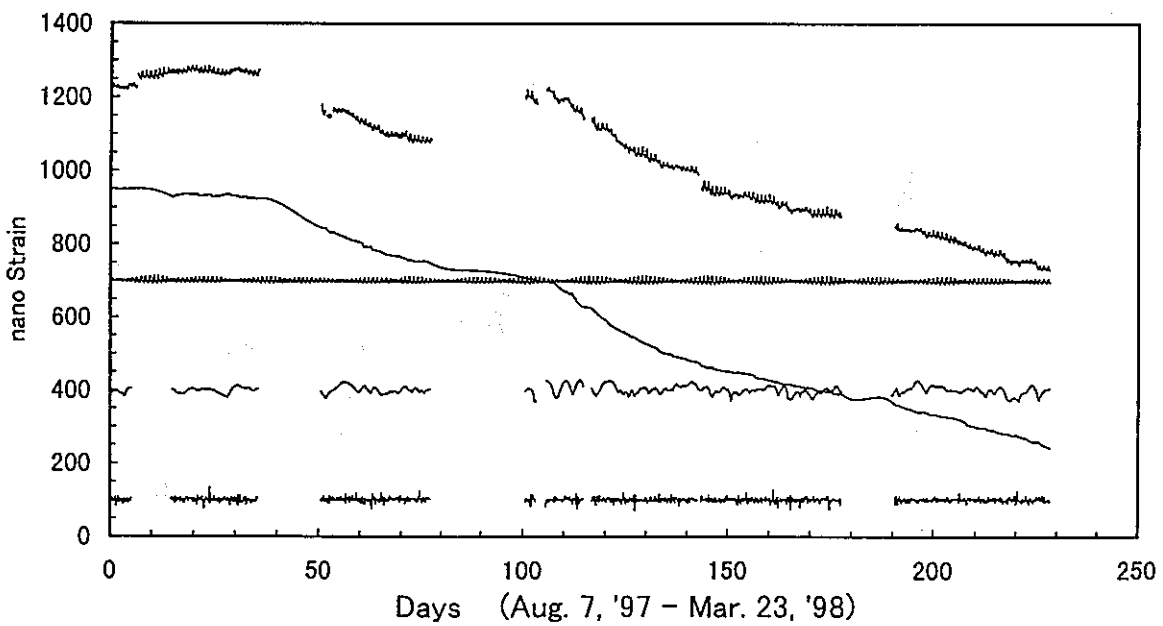


図 3.3-2 観測値から潮汐成分を差し引いた長周期の歪み変化
(気圧データで補正した場合)

3.4 まとめと提言

岩盤の歪を含め地殻の挙動の全体像をモニターするには、可能な限り広帯域で観測を行う必要がある。例えば超音波の帯域から 10 年以上に及ぶ地殻変動現象の帯域までをカバーすれば理想的であろう。観測機器にはある特定の帯域に照準を合わせて設計されているのが普通で、当然、一つの計器でこれらの全域をカバーすることは不可能である。地下空洞の特性や安定性を重点に調査する場合の岩盤歪の観測では、少なくとも人間の数世代に渡る時間スケールを考慮する必要がある。観測機器はそれぞれ帯域のできるだけ広く、かつ、互いにオーバーラップできるようなものを何種類か選択し、全体的に広帯域化することが望ましい。予算的な制約からこれが実現できない場合は、少なくとも予定した機器の中では広帯域のものを選ぶことが望ましい。岩盤歪み観測を目的とする機器には長期の安定度が重要で、かつ、変位量や積分量が要求されることが多い。これらの検出目的のためには possible の限り裸特性の良いもの、感度に差が無い場合は構造の単純なものが望ましい。例えば地震計の場合、加速度計タイプより速度計タイプの方が、変位信号を取り出す際に積分器が 1 段で済むことから、安定度の点で有利である。岩盤歪みの観測では温度的に安定した地点で測定することが多いため（と言うより、温度的に安定していなければ岩盤歪み自体の観測ができない）、固有周期をある程度長くても大きな障害にはならない。これからは地下空洞の特性試験には、加速度計より長周期地震計の導入を検討した方が良いのではないだろうか。

一般に限られた領域での地殻変動観測に標準的な観測装置として、石英管伸縮計と水管傾斜計が上げられる。これらの装置は原理的にも機械的にも単純であり、長期間の観測に適している。従来これらの観測機器は、測定感度を上げるためには長いスパンの横坑に設置されてきた。しかし、横坑の建築コストの問題から、これらの観測機器は最近、ボアホール型の歪計や傾斜計に置き換えられる傾向がある。しかしながら計測技術の進歩により、各種微小変位センサーの感度が以前に比べ 1 桁程度上がってきたため、石英管伸縮計や水管傾斜計に関しても、感度の向上が図れるようになった。このことは、従来、感度を上げるために数 10m 程度必要だった物理的な腕の長さを、センサー側の感度を上げることで数 m 程度に短くできることを意味している。現在では、石英管伸縮計や水管傾斜計も腕の長さを短くすることで、小規模な地下空洞でも設置可能となってきた。一方、変位センサーの感度向上の他に、石英管伸縮計や水管傾斜計自体の改良にも目を向けるべきであろう。今まで古典的な機器とだけ認識されていて、発展の余地がないものと思われ勝ちだが、検討によってはまだまだ可能性を秘めている。例えば水管傾斜計では、温度変化や気圧変化にも影響を受けない、ハーフフィールド型を採用するのも一つの方法であろう。伸縮計に関しても、鉛直方向への設置や石英管以外の材質の検討、機構自体の改良なども考えられる。水管傾斜計や伸縮計は、地殻変動のみならず、岩盤振動（脈動や雑微動）のモニターに非常に有効である。伸縮計の場合、サンプリング周波数を 10Hz 程度まで上げれば、広帯域の変位型地震計として機能させることもできる。

3 成分の伸縮計と傾斜計（いずれも数 m のスパン）及び 3 成分の長周期地震計を地下空洞内に設置して、高感度、高ダイナミックレンジ、かつ高密度時間サンプリング（伸縮計と傾斜計は 1 秒以内、地震計は 0.1 秒以内）で記録して、長期間のデータを蓄積すれば岩

盤歪みに関する基礎資料を得ることができよう。

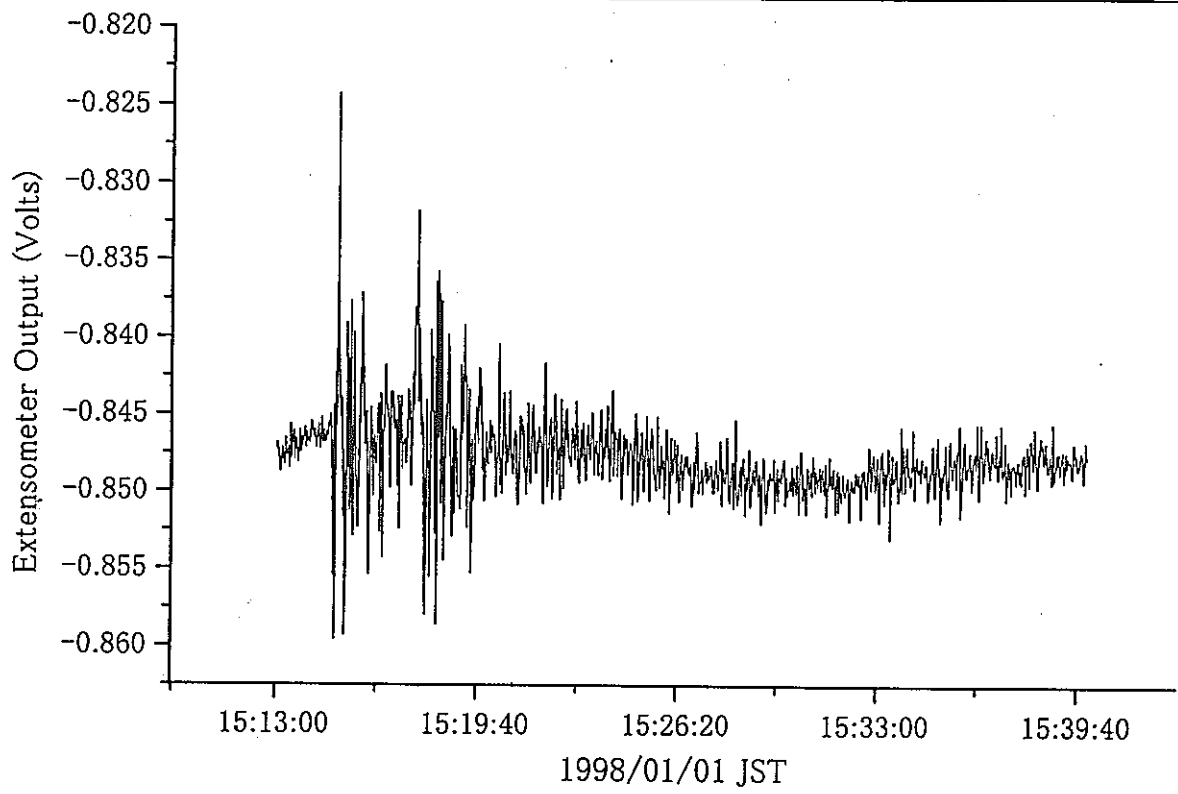
岩盤歪み観測で環境条件の測定も非常に重要である。温度、気圧、雨量、湧水量、地下水温など可能な限り集録すべきである。一般的にこれらの観測場所は距離的に分散している。観測時刻が、各測定値をタイムシリーズにつなぐための、唯一の拠り所となる。これには、可能な限り正確な時刻で観測することが必須の条件となる。最近では GPS 時計を用いて、データ集録装置の同期を取るのが一般的である。他に JJY の信号を受ける方法、地下空洞内でこれらの電波が受信できない場合はルビジウム原子時計の使用も考えられる。いずれにしろ、時刻の積算誤差が生じない方法で観測していれば、他機関のデータとの比較が容易になり、広域地殻歪みの考察の上で有利である。

潮汐の周期帯での観測から、釜石鉾山が広域の応力変化の観測を行うのに適した観測環境であることが分かった。将来、地殻変動観測点として施設を拡張するには、さらに観測の 3 成分化を測る必要がある。本計画の終了後、観測機器は東北大学に移管替えされ、観測は継続される予定である。釜石鉾山の地下空洞は総延長 140km にも達しており、全般に岩盤の状態が良いため、将来の各種観測の場として、有効利用していきたいものである。

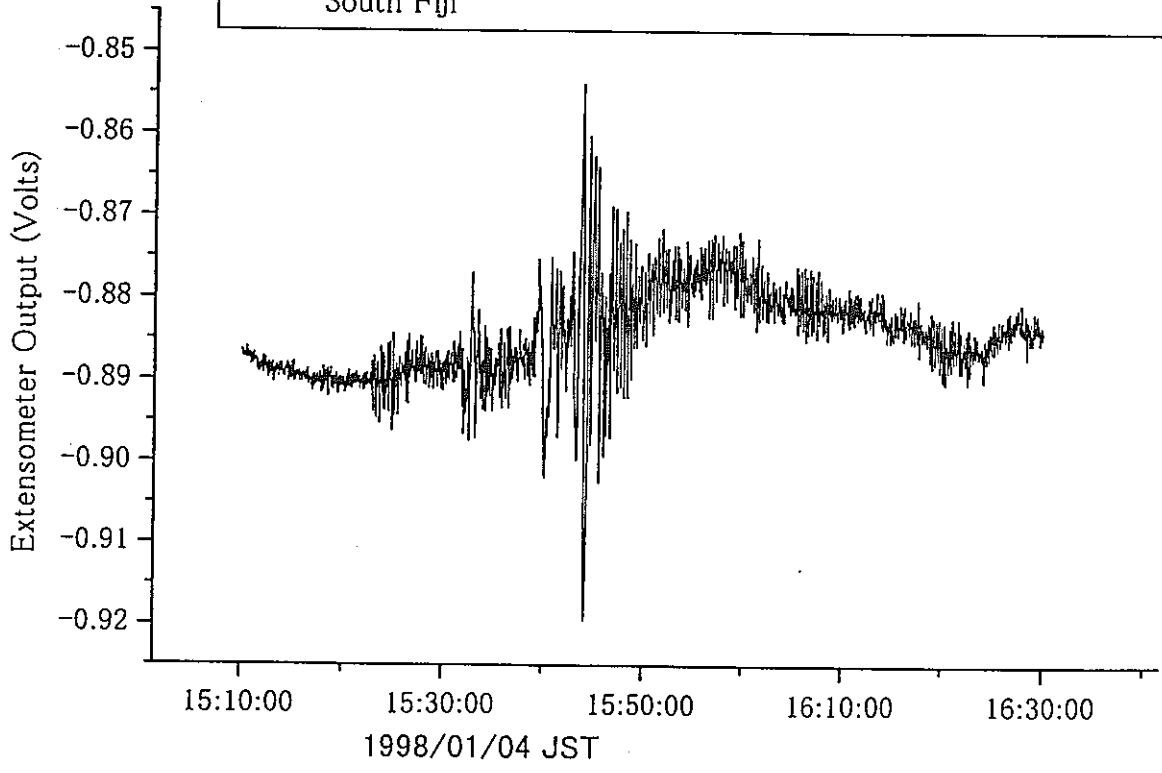
岩盤歪み計で捉えられた地震記録例（2 秒間隔データ）を次ページより示す。

石英管伸縮計により観測された地震例(1)～(15)

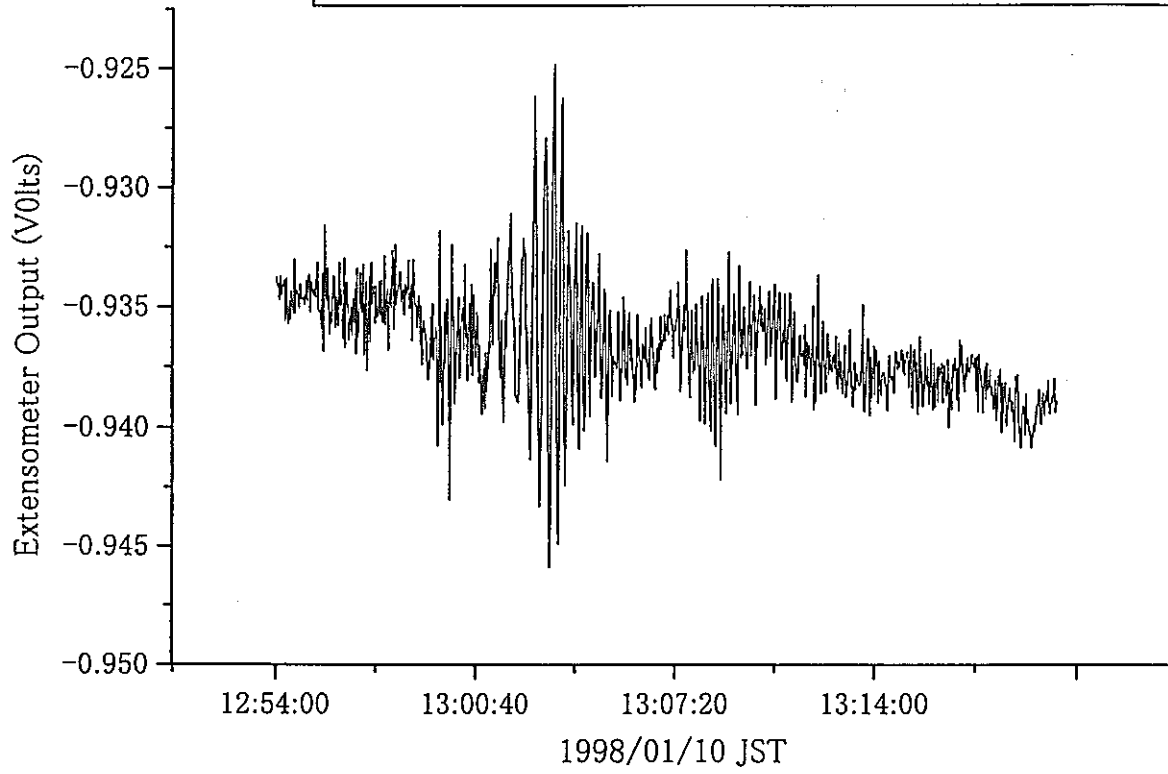
(1) 1998/01/01 15:11 JST, 24.3N, 142.6E, 父島近海, M6.6



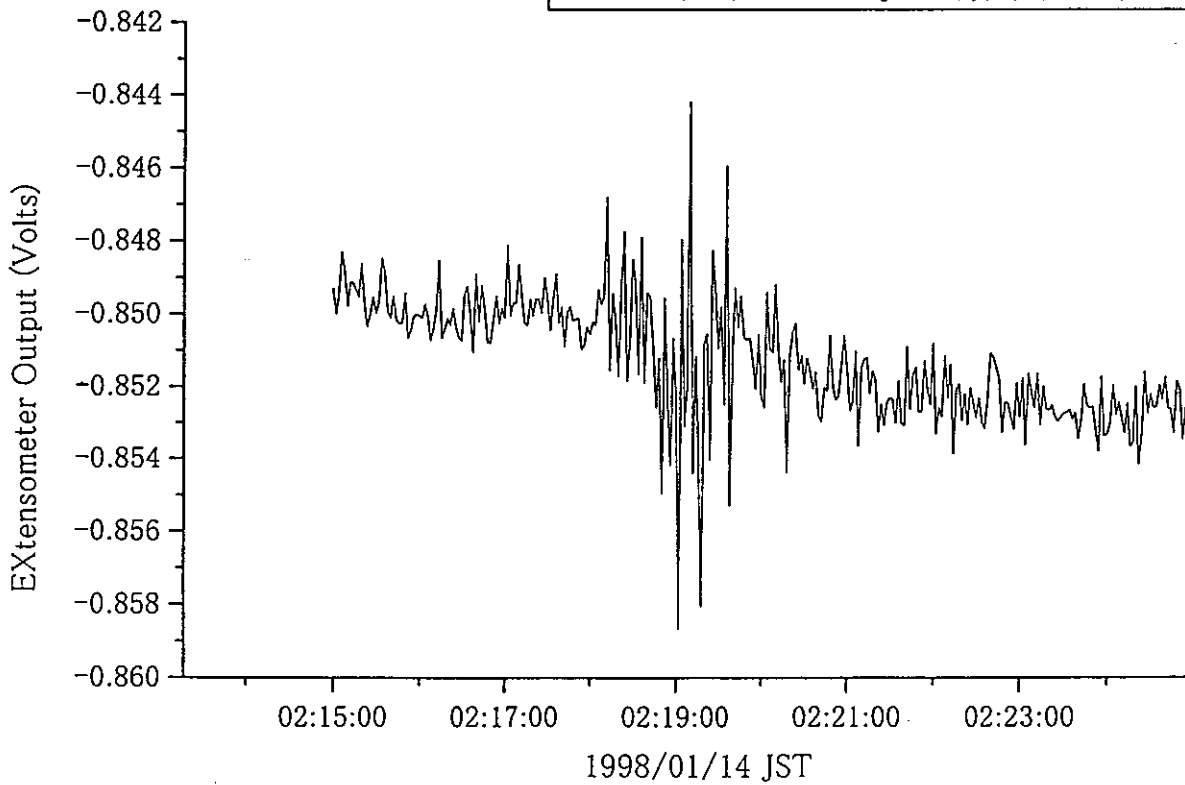
(2) 1998/01/04 06:11:58 UTC, 22.30S, 170.91E, 100km, M7.4
South Fiji



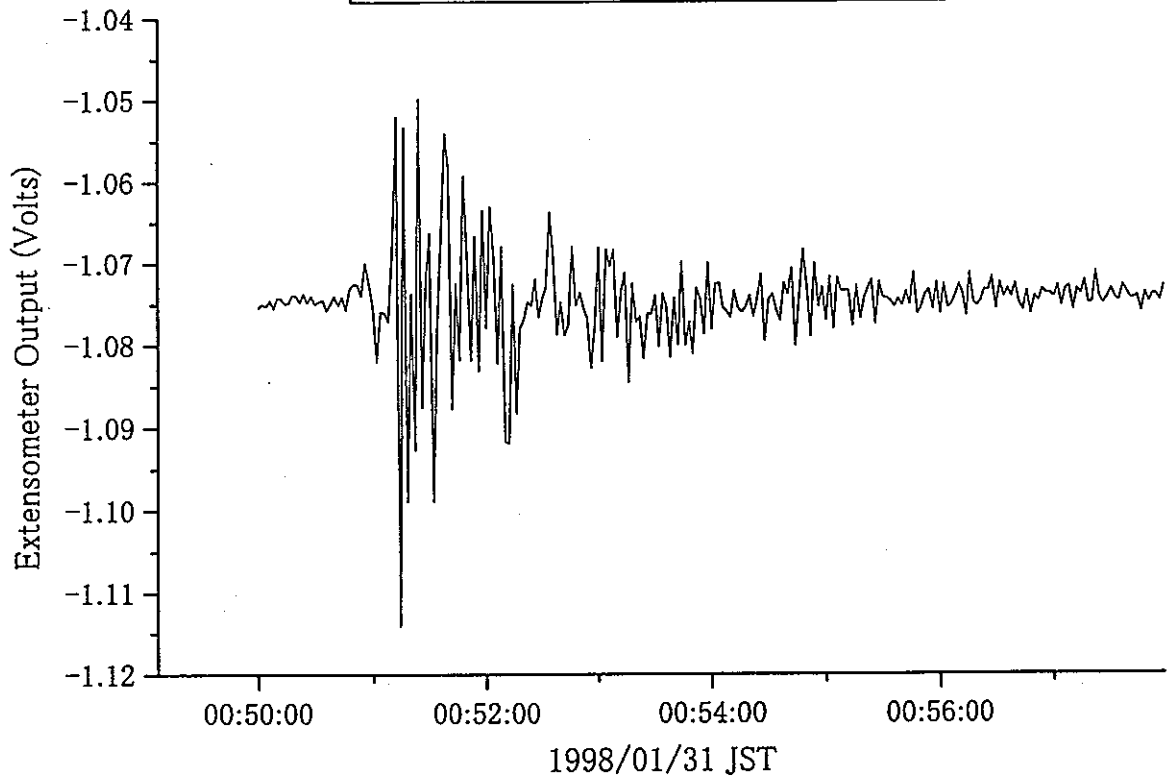
(3) 1998/01/10 03:50:41 UTC, 41.08N, 114.50E, 30km, M5.9
中国、張家口付近



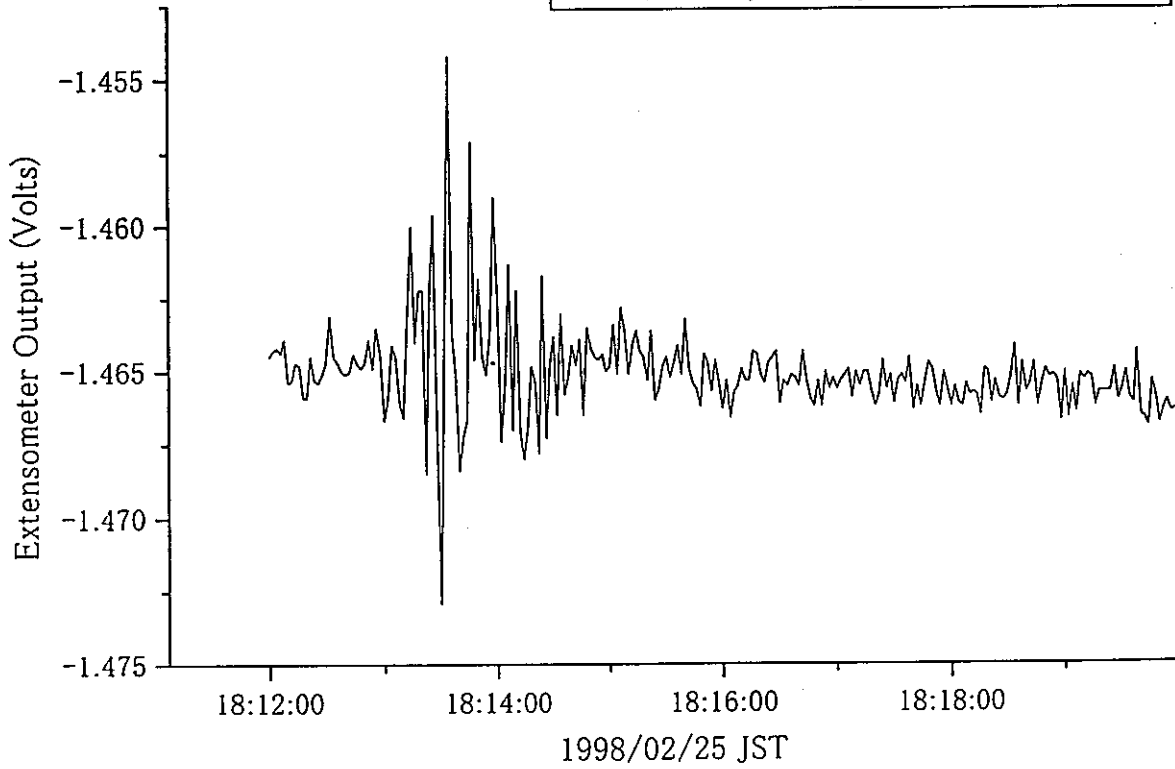
(4) 1998/01/14 02:17 JST 千葉県北西部



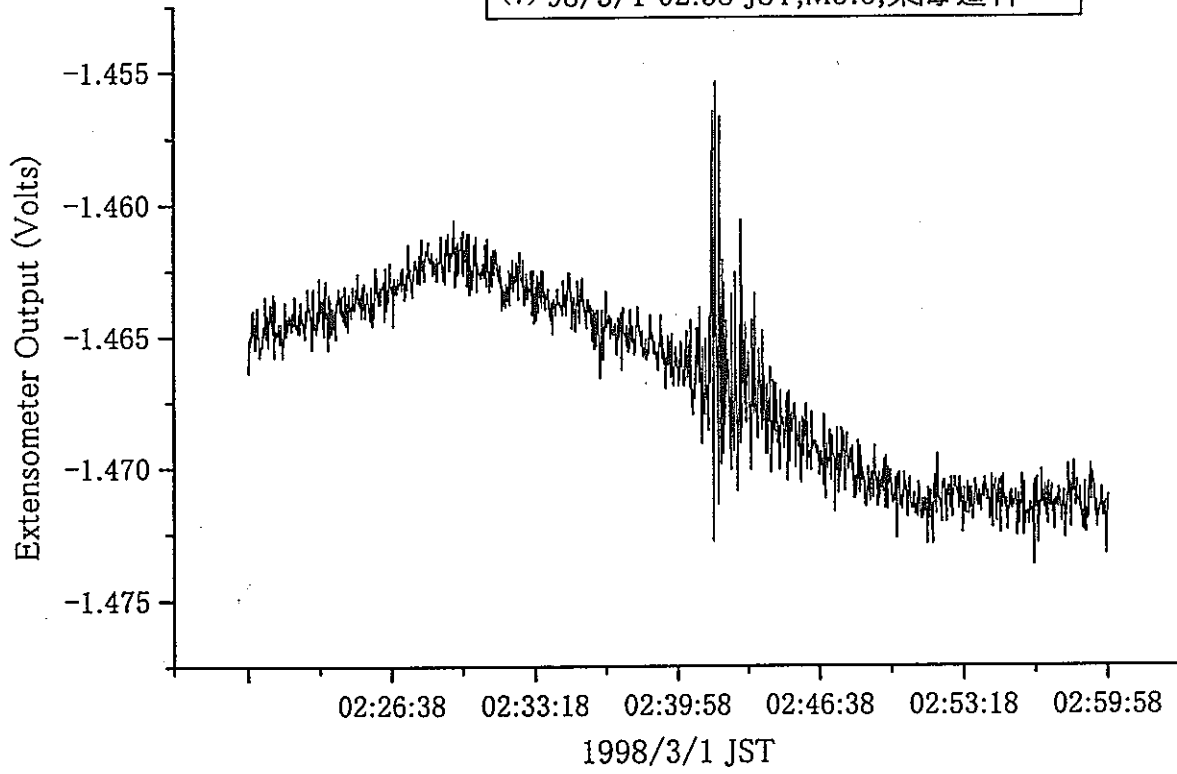
(5) 98/01/31 00:50 JST, M5.1, 青森県東方沖



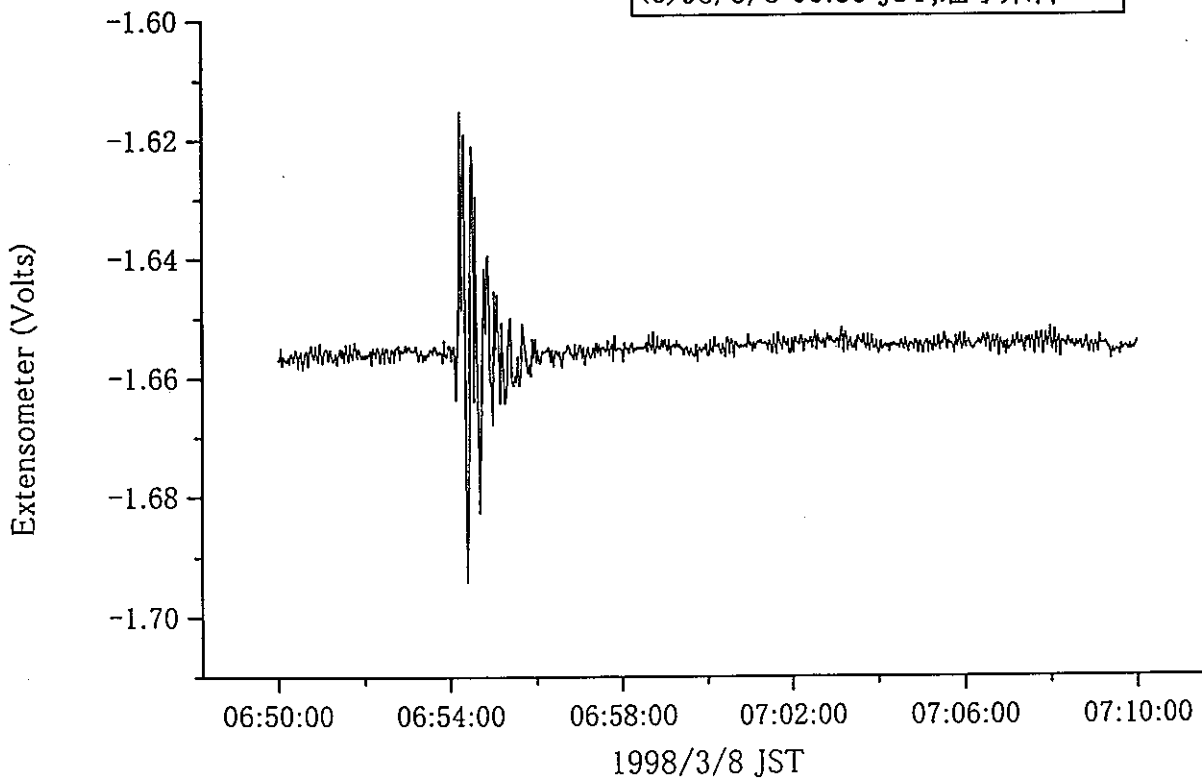
(6) 98/02/25, 18:12 JST, M4.4, 三陸沖



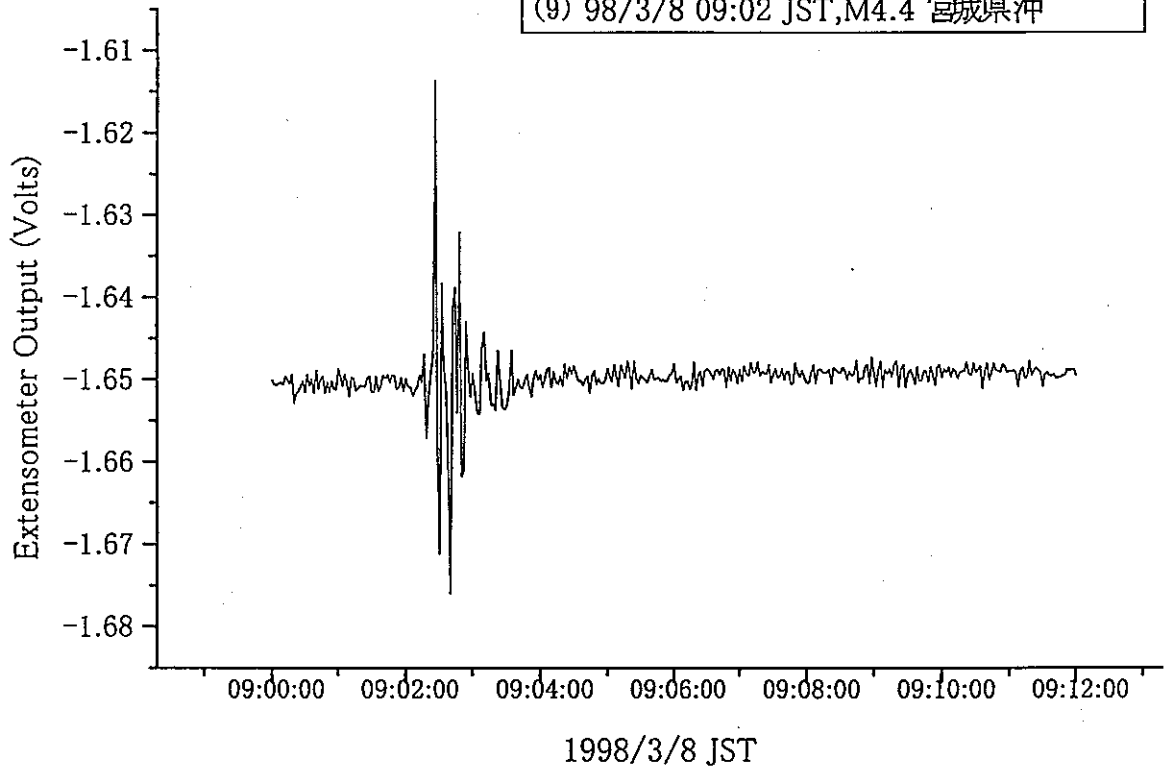
(7) 98/3/1 02:38 JST, M5.6, 東海道沖



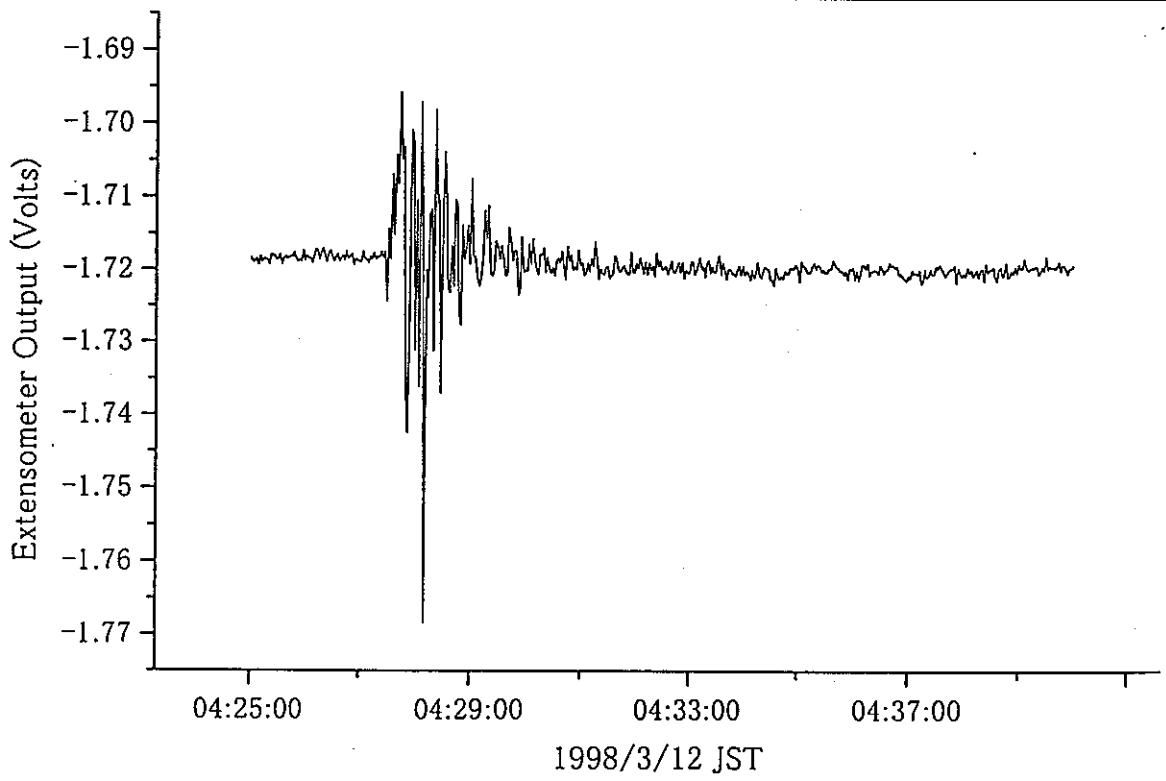
(8) 98/3/8 06:53 JST, 岩手県沖

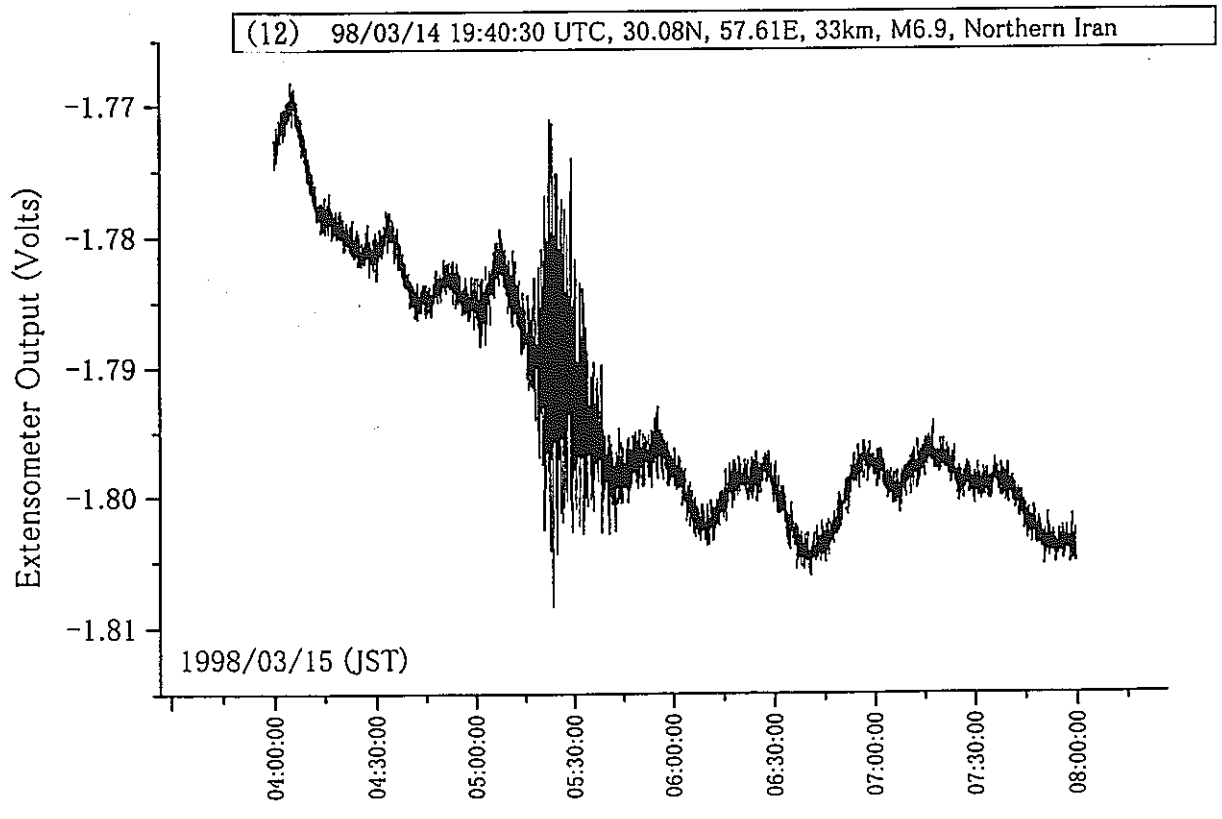
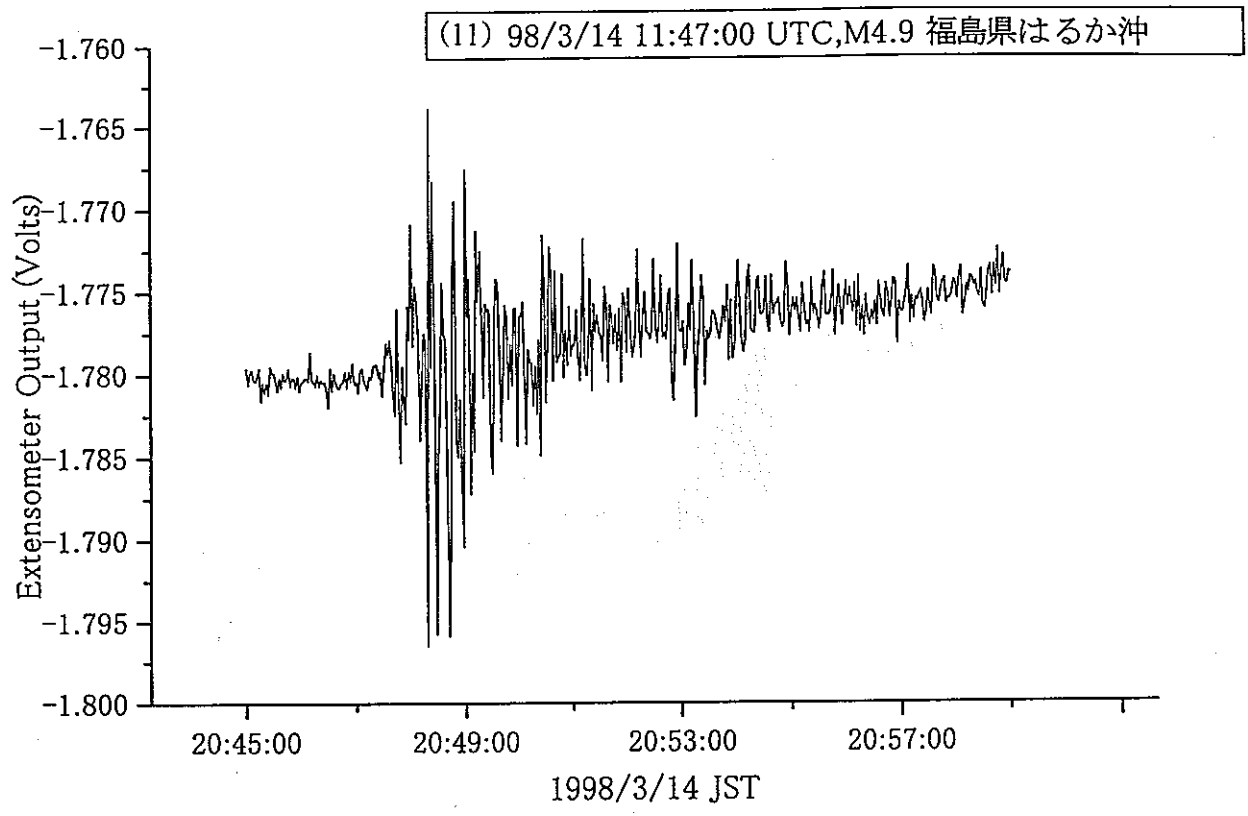


(9) 98/3/8 09:02 JST, M4.4 宮城県沖

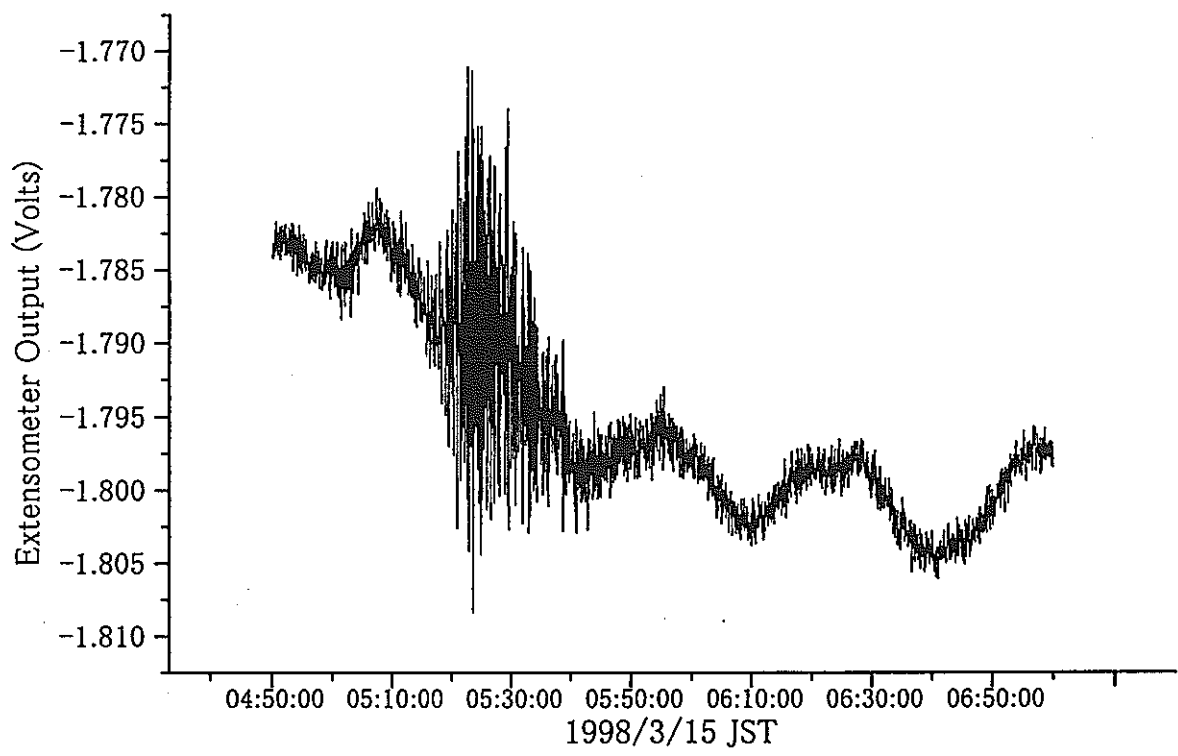


(10) 98/3/12 04:27 M4.5, 福島県沖

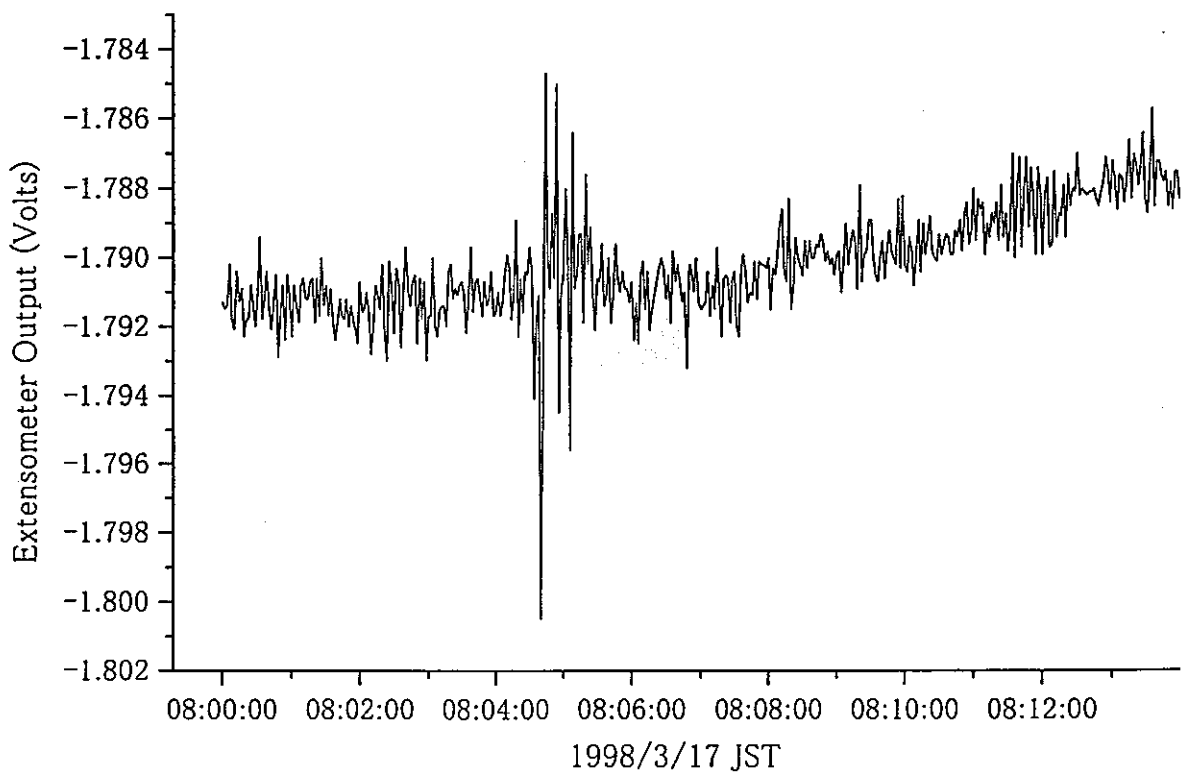




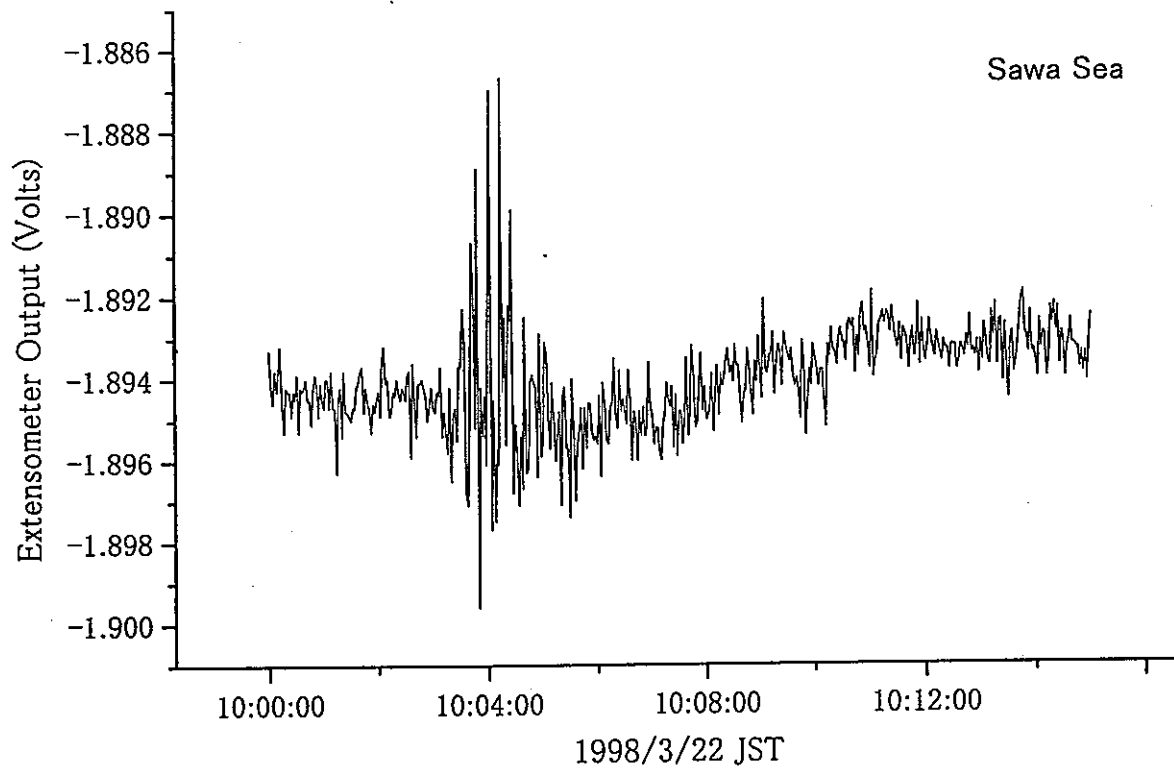
(13) 98/3/14 19:40:30 UTC, 6.9Ms, Northern Iran



(14) 98/3/17 08:03JST, M4.5, 福島県沖



(15) 1998/3/22 00:59 UTC, -9.52, 123.79, M5.0



Ⅱ. 地震・地下水理・岩盤歪みデータを用いた総合的解析

1. 水理モデルの検討	115
1.1 地球潮汐と水圧変動	115
1.1.1 潮汐について	115
1.1.2 水圧変動の様相	118
1.1.3 潮汐解析	119
1.1.4 結果と解釈	120
1.2 KWP-2 孔における孔内検層結果と割れ目系について	129
1.2.1 パッカー法による孔内流量検層結果と湧水破碎帯の存在	129
1.2.2 BTV による岩盤亀裂結果から見た湧水破碎帯の特徴	129
1.2.3 湧水破碎帯の走向・傾斜と破碎帯間隙水圧の地球潮汐応答の関連性	130
1.3 地震後水圧変化の変化後の同行の検討	139
1.4 地震後の水圧変化の要因	144
1.4.1 地震時の水圧変化	144
1.4.2 地震のメカニズム解と水圧変化	144
1.4.3 理論的な岩盤歪み値と水圧変化の関連性の検討	145
1.4.4 地震による水圧の最大振幅量と静的な変化量の関連性の検討	146
1.4.5 地震時における水圧変化と釜石での地震の初動方向との相関の検討	206
1.5 まとめと提言	209
1.5.1 まとめ	209
1.5.2 提言	210
2. 波形の比較	211
2.1 データと処理方法	211
2.1.1 データ	211
2.1.2 データ処理	211
2.1.3 観測波形	211
2.2 地震波形と水圧記録の比較・検討	213
2.2.1 地震波と水圧変化の最大振幅発生時間の関係	213
2.2.2 地震波と水圧変化の最大振幅との関係	213
2.2.3 地震波と水圧波形の比較	214
2.2.4 地震動により動的水圧の発生する機構について	214
2.3 地震波形と岩盤歪み記録との比較・検討	216
2.3.1 地震波と岩盤歪み変化の最大振幅発生時間の関係	216
2.3.2 地震波と岩盤歪み変化の最大振幅の関係	216
2.3.3 地震波と岩盤歪み波形との比較	216

2.4	まとめと提言	218
2.4.1	まとめ	218
2.4.2	提言	219
3.	想定される最大地震時の水圧変化の検討	283
3.1	地震の断層パラメーターによる静的変形場の計算手法と水圧変化の推定	283
3.2	ケーススタディ：東北日本の巨大地震静的変形場と 釜石地域の地下水位への影響評価	288
3.2.1	解析に使用される地震について	288
3.2.2	計算	290
3.3	評価：三陸はるか沖地震（94/12/28）による 釜石鉱山における孔内水圧変化を例にして	301
3.4	まとめと提言	303

1. 水理モデルの検討

1.1 地球潮汐と水圧変動

1.1.1 潮汐について

地球潮汐と水圧変動を論ずる前に、以後の議論で使用する潮汐用語について説明する。なお、地球潮汐の簡単な解説と潮汐解析については、国立天文台水沢観測センターの田村氏に特に執筆していただいた「潮汐現象とその解析方法について」を本報告書の巻末に添付したので、参照されたい。

(1) 起潮汐ポテンシャル

地球に対する潮汐力は、月や太陽による引力が、地球の中心と地表でその大きさが異なるために生じる力である。潮汐力は、天体による引力の場所による違い、つまり、引力を天体からの距離 R で微分したものになっている。すなわち、潮汐力は、天体（月や太陽）の質量に比例し、天体までの距離の 3 乗に反比例し、また、地球の大きさに比例した大きさになっている。

この潮汐力は、加速度の形のまま取り扱うこともできるが、その理論的な取り扱いの容易さから、ポテンシャルの形で取り扱うことも多い。これを起潮力ポテンシャルと呼んでいる。ある地点で潮汐力による加速度が必要になった場合は、このポテンシャルを適当な座標系で表現し、それを空間微分して求められる。

潮汐現象としては、海洋の潮汐がなじみの深いものであるが、地表での重力加速度や地殻ひずみの、周期的な変化としても観測されている。これらの現象は、海洋潮汐に対して、地球潮汐（Earth Tides）と呼ばれている。地球潮汐による重力加速度の変化は $2 \times 10^{-6} \text{ m/s}^2$ 、地殻ひずみは 5×10^{-8} 程度の大きさの現象である。

これらの現象は、理論的に予測可能である。予測値は、地球の弾性定数の深さ構造によって決まるある定数（ラブ数、志田数と呼ばれるもの）と、起潮力ポテンシャルとその空間微分値の、線形結合で表される（詳しくは、例えば「現代測地学」日本測地学会 pp239-262、ないしは、巻末の解説文を参照のこと）。一般に地球潮汐の研究では、理論値と観測値の比較から、グローバルな問題としては、地球の弾性定数の周波数依存性が議論されたり、ローカルな問題としては、地殻の弾性定数や起潮力に対する応答の局所性などが議論されている。

(2) 理論値

本報告書で議論している地下水圧、地下水位（あるいは湧水量）といった現象には、残念ながら潮汐の理論値といったものが存在しない。そこで、便宜上、「起潮力ポテンシャル／重力加速度／地球半径」という無次元量を仮の理論値に採用し、潮汐解析を行っている。この仮の理論値というものは、潮汐現象を引き起こす元になっている「起潮力ポテンシャル」にそもそも比例した値になっていること、また、地殻の面積ひずみ、ないしは体積歪みの理論値が、この値の定数倍（先に触れたラブ数、志田数で決まる定数倍）になっ

ていることから、理論値というものが存在しないが潮汐が含まれている現象一般に、仮の理論値として適応することができる。

(3) 分潮とは

潮汐の理論値の計算は、天体（月と太陽）の位置から直接計算することもできるが、多数の正弦波の和として表すこともできる。また、このような正弦波の和で表すことを調和展開と呼んでいる。このひとつひとつの正弦波のことを、分潮と呼んでいる。

これらの分潮のうち、主要なものについては表の様に名前が付けられている。各分潮の周期、相対的な振幅比、あるいは位相といったものは、天体の運動から決まってくるものであり、十分な精度で理論値が計算されている。月と太陽によるもっとも基本的な分潮（月と太陽が円軌道を取っているときに現れる分潮）が M_2 と S_2 である。月の公転軌道が赤道上ではないことによって生じる分潮が O_1 （太陽の場合は P_1 ）、また、楕円運動によって生じるものとして、 Q_1 、 N_2 分潮がある。実際の月や太陽の運動は、ケプラー運動のような単純な運動ではなく、かなり複雑な運動をしている。小さな分潮まで含めると、千個から数千個の分潮が知られている。

表 1.1.1-1 の周期の欄で分かるとおり、周期が日周の分潮については名前の添字が 1、半日周期の分潮には同じく 2、1/3 日周期の分潮には同じく 3 が付けられている。これらの主要分潮を分離するには、基本的には 1 ヶ月以上の観測期間を必要とする。周期の近い P_1 と K_1 、 S_2 と K_2 は、半年以上の観測期間を必要とする。

なお、いわゆる大潮、小潮というものは、これらの分潮（主として M_2 と S_2 ）の位相が揃ったときに大潮になり、逆位相になった場合に小潮になる。海洋潮汐と同様に、地球潮汐も大潮から大潮の間隔は、約 2 週間である。

表1.1.1-1 主要分潮表

分潮名	起源	周期(時間)	相対的な振幅
Q_1	月	26.868	0.072136
O_1	月	25.819	0.376763
P_1	太陽	24.066	0.175307
K_1	月および太陽	23.934	-0.529876
N_2	月	12.658	0.173881
M_2	月	12.421	0.908184
S_2	太陽	12.000	0.422535
K_2	月および太陽	11.967	0.114860
M_3	月	8.280	-0.011881

(4) 潮汐定数（ファクター、位相、振幅）

潮汐研究の主たる目的は、起潮力という既知の外力に対する地球の応答を調べることにある。ここで、ファクターというものは、分潮の理論的な振幅に対して、観測された振幅が何倍の大きさであったかを示す定数である。今回解析した地下水位というものには理論値というものが存在しないので、ファクターの数値そのものにはあまり意味は無いが、分潮間の相対的な大きさを比べることには意味がある。例えば、ファクターが全分潮で揃っているか否かとか、日周潮のファクターが半日周潮と比べて系統的に大きいとか小さいと

いった議論が可能である。

位相とは、天体の運動から決まる分潮の理論的な位相と比べ、観測値の位相がどれだけ遅れているかを示すものである。なお、表では観測値の遅れを正になるように統一している。（解析プログラムによっては、遅れを負に取っていることもあるので、定義に注意すること。）

振幅というものは、入力データで与えられたとおりの単位での振幅を表す。水圧データは、もともと kgf/cm^2 で与えられていたが、解析では適当な数値を引き、1 万倍してから解析したので、 0.1gf/cm^2 単位の振幅になっている。圧力を水位変化に換算すれば、1mm 単位の振幅に相当する。観測孔 1 を例にとると、各分潮間ではファクターには 2～3 割の違いしか無いが、振幅はかなり違ったものになっている。これは分潮表の相対的な振幅の欄にあるとおり、もともと M_2 や K_1 の振幅が大きいので、ファクターが同じならこれらの分潮の振幅が大きく求められて当然である。

なお、誤差について少し触れておく。まず、振幅の誤差は、分潮間であまり違いがない。半日周の分潮は、観測期間中の「山と谷」の数が多くなるので、日周潮よりは誤差が小さくなっている。一方、ファクターや位相の誤差は、絶対的な振幅の大きい分潮 (M_2 や K_2) で誤差が小さく、絶対的な振幅の小さい分潮 (Q_1) では大きくなっている。

(5) 海洋潮汐荷重

海洋潮汐は、グローバルな視点でと見ると、地球表面の質量分布の周期的な変化としてとらえることができる。地球は弾性体であるために、表面の質量分布（荷重分布）が変化すると、わずかながらであるが変形を生じる。また、質量分布の変化は、海水の持つ直接的な引力分布の変化も引き起こす。

このような海洋潮汐荷重の効果は、地球潮汐に対して副次的な潮汐変化を引き起こす。重力加速度の場合は地球潮汐の数%程度、地殻歪みでは、この効果が地球潮汐と同等以上の大きさになることもまれではない。やっかいなことは、海洋潮汐も地球潮汐も、まったく周期が同じ現象であり、観測からは直接分離することができないことにある。地球潮汐の観測からグローバルな現象を議論するには、この海洋潮汐の影響を見積もる必要がある。この見積もりを行うには、海洋潮汐のグローバル・モデルと、地球の荷重応答を表す関数（グリーン関数）を用いて地球上で積分を行う必要がある（詳しくは Sato and Hanada, 1984 を参照）。

面積歪みについての潮汐荷重計算の結果は表 1.1.1-2 に示したとおりである。半無限弾性体に点荷重を与えた場合の歪み変化は、歪みの各成分が大きくても、面積歪みは 0 になるという性質がある。地球は半無限弾性体ではないが、このような理由で、面積歪みに対する潮汐荷重の影響はさほど大きくなっていない。ただし、歪みの水平 3 成分を別々にみると、その影響が地球潮汐の振幅の 10% から数十% に及んでいる。

1.1.2 水圧変動の様相

潮汐解析を行う前に、水圧観測孔 KWP-1, 2, 3 で観測された水圧変化の様相をさぐるために、スペクトル等をまず調べておく。

図 1.1.2-1 上は、1996 年 1 月 1 日から同年 1 月 24 日までの観測された 3 つの観測孔の水圧変化の図である。横軸は日付、縦軸は 0.1gf/cm^2 単位で、圧力の変化を地下水位の変化に換算すると、 mm 単位に相当する。水圧観測孔 KWP-1, 2, 3 には、それぞれ約 32kgf/cm^2 、 8kgf/cm^2 、 10kgf/cm^2 の圧力がかかっているが、図にするにあたり適当な数値を差し引いている。KWP-1 孔と KWP-2 の水圧変化には、相関が見られる。また、両者には潮汐変化が認められ、特に KWP-1 孔で明瞭である。一方、KWP-3 孔では、他の観測孔とは相関が認められず、潮汐変化も不明瞭である。また、ステップ的な変動も幾つか見られる。

図 1.1.2-1 下は、1997 年 8 月 14 日から同年 9 月 6 日までの観測された水圧変化と、釜石鉾山内に設置されている 1 成分の歪み計で観測された歪み変化の図である。横軸は、同年 1 月 1 日からの通日、縦軸は、左側の目盛りが水圧(0.1gf/cm^2 単位)、右側の目盛りが歪み(10^9 単位)である。KWP-1 孔と KWP-2 孔の長期の変動には相関がみられるが、KWP-3 孔は変動が大きく、他の観測孔との相関はあまり見られない。

つぎに、各観測孔での観測されたデータの、ノイズレベルを調べたり、潮汐が観測にかかっていることを確認するために、スペクトル解析を行った。解析には、フーリエ・スペクトルを用いた。この手法は簡便ではあるが、データの欠測が無いことが前提になっている。話の順序が逆になるが、観測に含まれる短時間の欠測は、後述する潮汐解析プログラム BAYTAP-G により、補間を行ってからフーリエ・スペクトルを計算した。

図 1.1.2-2 は、KWP-1 孔で観測された水圧変化のフーリエ・スペクトル図である。上は 1996 年の 1 年間、下は 1997 年 6 月 1 日から 1998 年 3 月 22 日までデータのスペクトルである。後者の期間は、観測期間が 1 年に満たないので分潮の分離がやや悪いものの、KWP-1 孔では、両期間とも潮汐が明瞭に観測されている。主要分潮の S_2 と K_2 は、図ではくっついてしまっているが、観測期間が半年以上あるので、実際には分離されている。

図 1.1.2-3 は、KWP-2 孔で観測された水圧変化のフーリエ・スペクトル図である。上は 1996 年の 1 年間、下は 1997 年 6 月 1 日から 1998 年 3 月 22 日までデータのスペクトルである。KWP-1 孔と比べると、全体にノイズレベルが高い。潮汐の振幅は、KWP-1 孔と比べると、日周潮は約 8 割、半日周は約 5 割の振幅になっている。

図 1.1.2-4 は、KWP-3 孔で観測された水圧変化のフーリエ・スペクトル図で、上図、下図のデータ期間は、図 1.1.2-2、図 1.1.2-3 と同じである。前者の期間では、日周の擾乱成分である S_1 と、その高調波である S_2 のピークが目立っている。潮汐成分は、かろうじて M_2 分潮が見いだせるが、他の分潮を議論するのは困難であろう。後者の期間では様相が変わっており、日周の S_1 のピークが見えなくなっている。ただし、ノイズレベルは全般的に他の観測孔と比べると高い。 M_2 の振幅は、前者の期間と比べて約 2 倍になっている。 S_2 の振幅は M_2 の振幅の約半分になっており、これは潮汐ポテンシャルから期待される振幅比に近い。 S_1 のピークが無いことから、 S_2 は日周の擾乱の高調波ではなく、潮汐による変動であると言える。

1.1.3 潮汐解析

水圧や地下水水位の変化（あるいは湧水量の変化）といった現象の潮汐解析を行おうとする場合、まずこれらの現象の理論値といったものが無いことが問題になる。比較すべき基準が無いと、たとえ振幅が決定できても、位相の定義に任意性が残ってしまう。このようなデータを解析する場合、しばしば、「潮汐ポテンシャル／重力加速度／地球半径」という無次元量を、便宜上の理論値として採用することがある。この無次元量は、そもそも潮汐現象を引き起こす起潮力ポテンシャルに比例した時系列であり、潮汐現象一般の参照理論値として使うことができる。また、この量に、ラブ数と呼ばれるある定数を掛けてやると、面積歪み、ないしは、体積歪みの理論値に変換することができる。

本水圧データの解析も、この「潮汐ポテンシャル／重力加速度／地球半径」を便宜上の理論値として解析を行った。地下水圧（地下水水位）の潮汐変化は、まわりの岩盤の歪み変化で、「水が絞り出されてくる現象」と解釈できることもあり、面積歪みと関連するこの理論値を使うことに、あながち根拠の無いことではない。符号は、ポテンシャルの増加、歪みの伸びに相当する場合を採っている。

具体的には、潮汐解析には BAYTAP-G と呼ばれる解析プログラムを使用した。この解析手法については、Tamura *et al.* (1991)や、赤池・北川編(1995)を参照されたい。

表 1.1.3-1a に、1996 年の 1 年間のデータの潮汐解析結果を、表 1.1.3-1b に 1997 年 6 月 1 日から 1998 年 3 月 23 日までの潮汐解析結果を示す。解析にあたっては、やや大きな残差を持つ観測値は、入力データから取り除いている。取り除いたデータ数は、全体のデータ数の 0.5 % 程度である。解析結果の表の中には、誤差から判断して有意でない分潮の結果も含まれているが、KWP-1 および 2 孔については主要 9 分潮の結果を示した。KWP-3 孔は誤差が大きいので、4 分潮の結果のみとした。

潮汐解析の結果を解釈する上で、比較のために釜石鉱山における地殻歪みのうち、面積歪みの理論値を表 1.1.3-2 に示しておく。理論値は、起潮力による弾性体である地球の変形による部分（潮汐力による直接的な効果）と、海洋潮汐の変化で地殻にのしかかる荷重の時間変化として生じる「海洋潮汐荷重」（間接的な効果）の、ふたつを足し合わせたものである。この両者は周期がまったく同じ現象であり、観測からは分離することができない。地殻歪みの観測の場合、海岸に近い（数 km 程度の）観測点の場合、海洋潮汐荷重の効果が直接的な効果と同等以上になることもあり、観測結果の解釈で海洋潮汐荷重の見積が不可欠になる。

面積歪みの理論値を挙げたのは、先に触れたとおり、岩盤の歪み変化で「水が絞り出されてくる現象」、言い直せば、間隙水圧の変化が生じると考えられるためである。ここで、面積歪みと水圧変化の振幅の絶対値の比較は意味がないが、位相関係については何らかの関係があると期待される。潮汐の分潮について、あまり馴染みの無い方は、表 1.1.3-2 より、各分潮の相対的な振幅の大小を理解し、それから表 1.1.3-1a, b の振幅や誤差の大小を見ていただきたい。

1.1.4 結果と解釈

(1) 1996年と1997～1998年との比較

KWP-1, 2孔は、スペクトル解析でも潮汐解析でも、1996年と1997年～1998年の結果が良く一致しており、安定した観測が行われている。KWP-3孔の結果は、後の期間の方が日周の擾乱がかなり少なくなっており、機器の劣化とは逆のセンスの変化である。KWP-3孔は、ノイズレベルの高さや、ステップ的な変化が見られることから、地表からの水（熱）の浸透が多いと観測孔と考えられる。後の期間の方が質が良くなったとしたら、地表付近の水流の変化か、降雨の影響の変化があったものと考えられる。

(2) KWP-1孔とKWP-2孔の比較

ノイズレベルについては、KWP-1孔が数倍低い。平均的な水圧を比べると、KWP-1孔が 32kgf/cm^2 、KWP-2孔が 7kgf/cm^2 と、前者が4倍以上もある。それだけKWP-1孔の「かぶり」が深く、地表からの浸透の影響が小さいと言える。ただし、1ヶ月ぐらいの時間スケールの変動を比べると、KWP-1孔とKWP-2孔は非常によく似た変化を記録しており、単純にかぶりの深さの違いでは説明できないかもしれない。

潮汐の振幅は、KWP-1孔と比べると、KWP-2孔が日周潮は約8割、半日周は約5割の振幅になっている。日周潮と半日周潮が、かならずしも比例して小さくなっていない。これは、KWP-2孔の日周潮の方が相対的に振幅が大きくなっているということであるから、日周のゆっくりとした変化ならば「水がより多く絞り出されてくる」、半日周の速い変化には応答が小さい、というように定性的な解釈ができる。振幅の差に比べると位相の差は小さい。

(3) 歪み計との比較

坑道内の歪み計は1成分ではあるが、歪み計の解析からは、この歪み計が潮汐や広域な地殻応力の変化を捕らえていることが明らかにされている。このことから、ローカルな歪み計測と水圧変化を直接比較しなくても、広域な応力変化である歪み潮汐と水圧変化を比べることが、合理的である。

(4) 水位変化と面積歪みとの定性的な関係

水位変化の位相が180度に近いということは、面積歪み（体積歪み）が収縮時に水圧が上がる（水位が上昇する）ことを意味している。これは、何度も触れたが、地殻が縮む→間隙水圧が上がる（地下水位が上昇、場合によっては湧水が増える）というように、定性的に理解することができる。位相について詳しくみると、 M_2 については、表1.1.3-2より理論値はポテンシャルに対して11度弱の遅れ、KWP-1孔およびKWP-2孔の M_2 は10度程度の進みが観測されており（170度の遅れになっているが、符号を逆に考えると10度の進みに相当）、必ずしも良くは一致していない（定性的な議論の割には合っているとも言える）。数百mの距離の違いで4～5倍の水圧差、2倍程度の潮汐振幅の差を説明するには、普遍的なモデルでは解釈困難で、ごくローカルなモデルの構築も必要となろう。

参考文献

赤池弘次・北川源四郎編(1995) : 時系列解析の実際 II. 朝倉書店,151-165.

Tamura, Y., Sato, T., Ooe, M., and Ishiguro, M.(1991) : A Procedure for Tidal Analysis with a Bayesian Information Criterion., *Geophys. J. Int.*,**104**, 507-516.

Sato, T., and Hanada, H.(1984) : A Program for the Computation of Oceanic Tidal Loading Effects 'GOTIC'. , *Publ. Int. Latit. Obs. Mizusawa*, **18**, 29-47.

Water Pressure

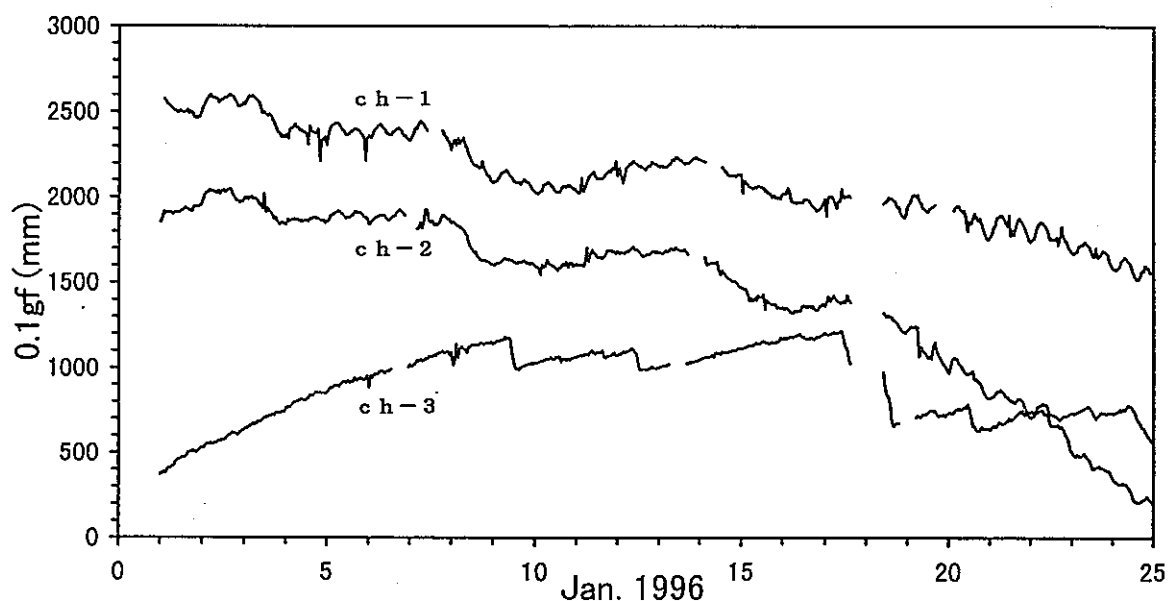


図1.1.2-1上

1996年1月1日から同年1月24日までの観測された水圧変化の図。横軸は日付、縦軸は0.1gf/cm²単位で、圧力の変化を地下水位の変化に換算すると、mm単位に相当する。

Water Pressure

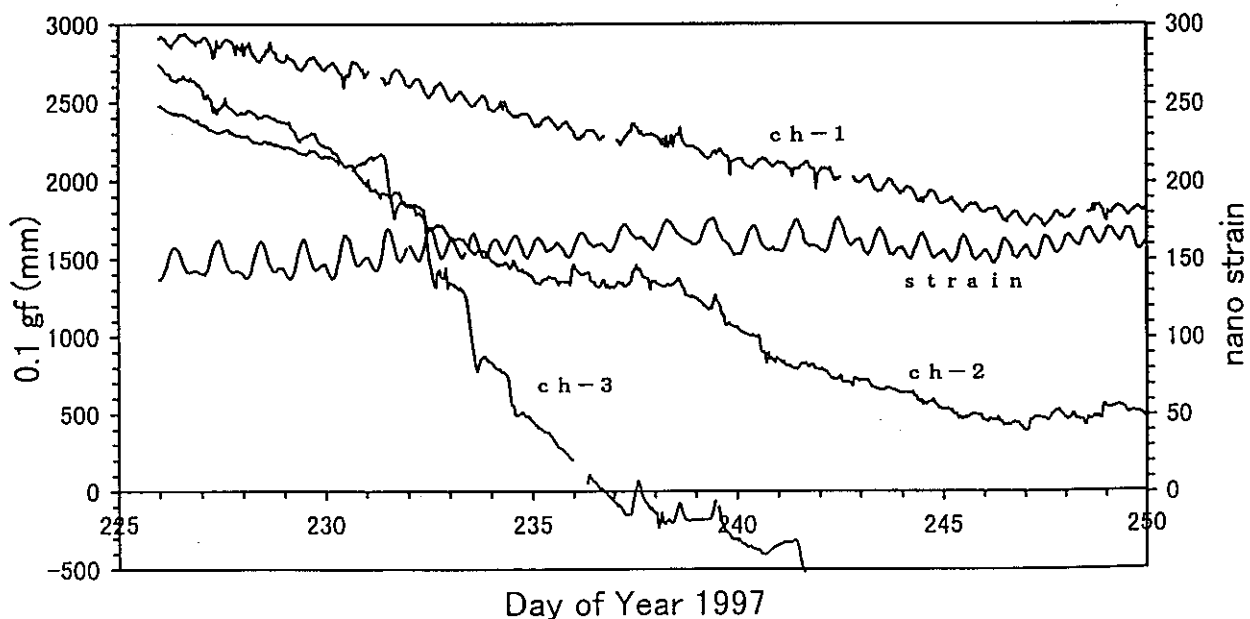
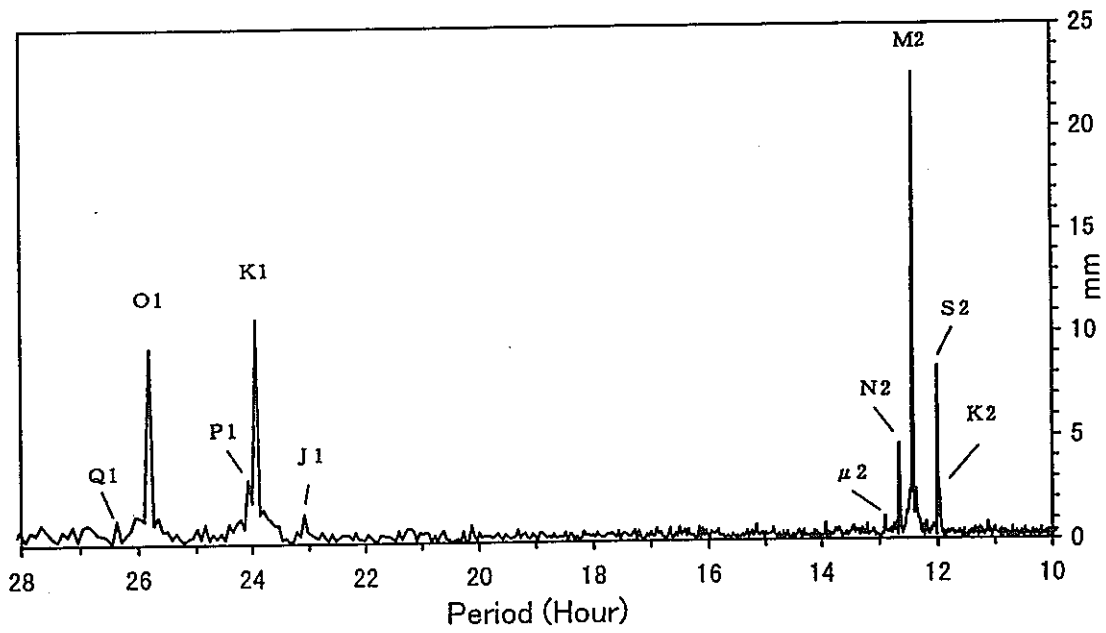


図1.1.2-1下

1997年8月14日から同年9月6日までの観測された水圧変化と、歪み変化の図。横軸は、同年1月1日からの通日、縦軸は、左側の目盛りが水圧(0.1gf/cm²単位)、右側の目盛りが歪み(10⁻⁹単位)である。

CH-1 (1996)



CH-1 ('97 Jun - '98 Mar)

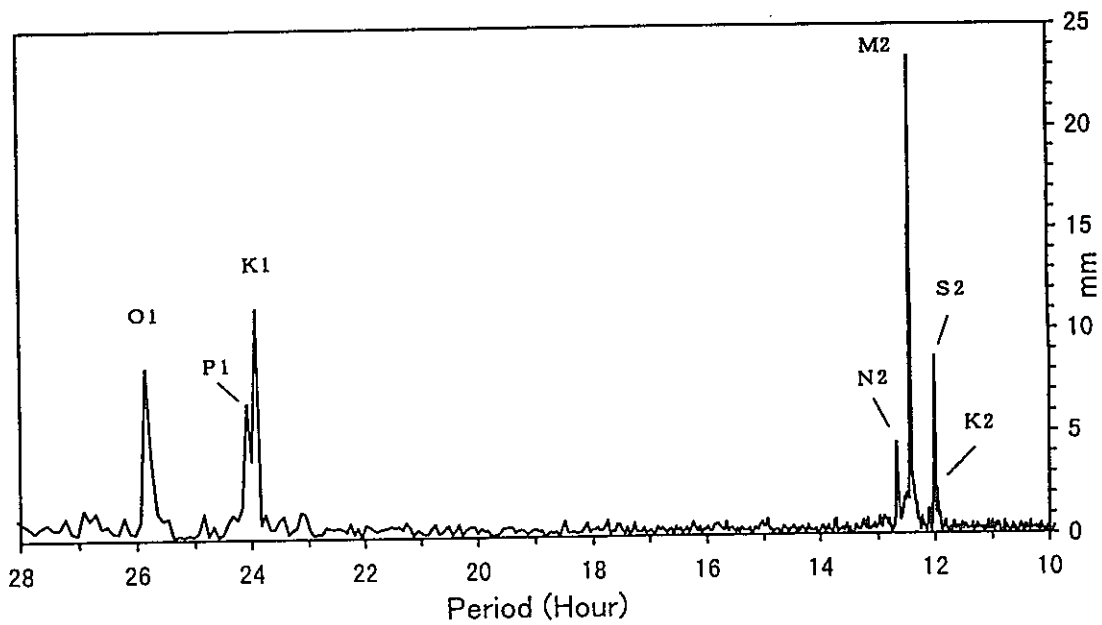
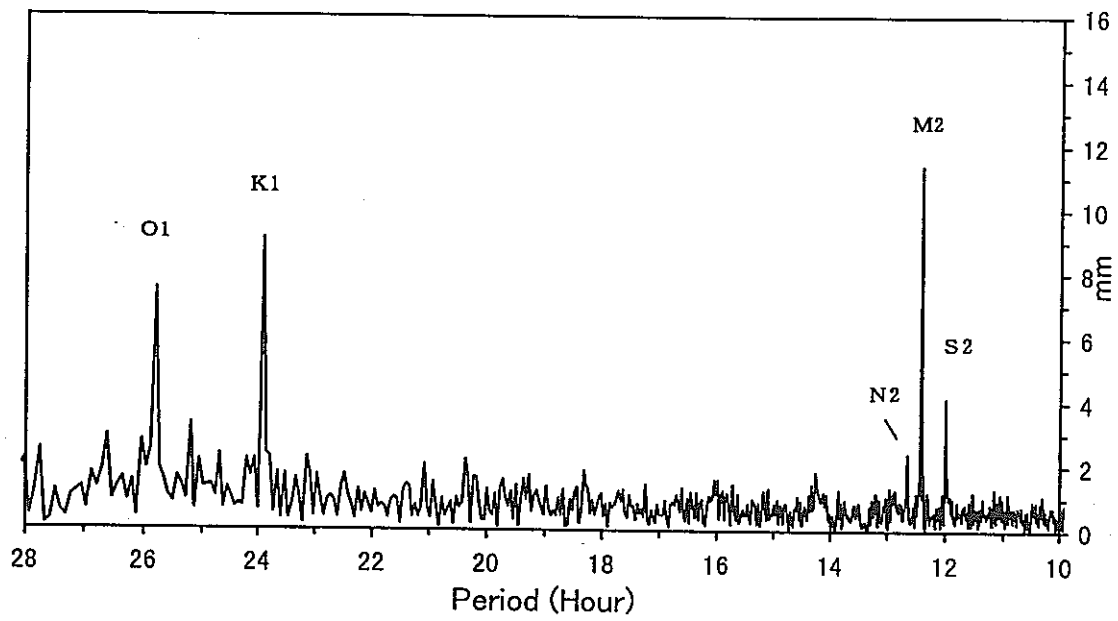


図1.1.2-2

KWP-1 孔で観測された水圧変化のフーリエ・スペクトル。上は 1996 年の 1 年間、下は 1997 年 6 月 1 日から 1998 年 3 月 22 日までデータのスペクトル。後者の期間は、観測期間が 1 年に満たないので分潮の分離がやや悪いものの、両期間とも潮汐が明瞭に観測されている。

CH-2 (1996)



CH-2 ('97 Jun - '98 Mar)

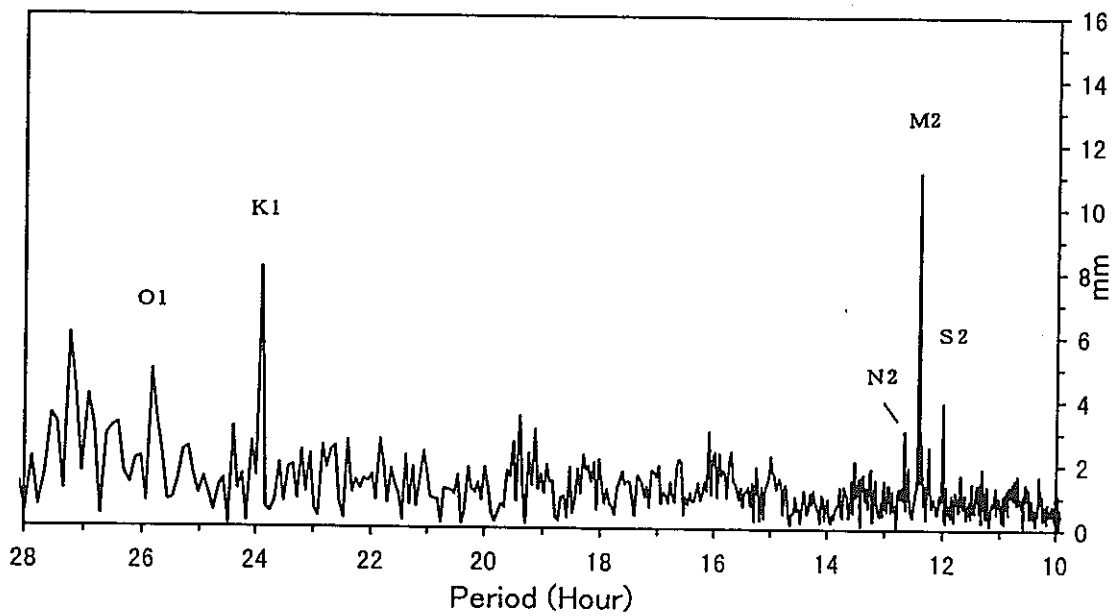
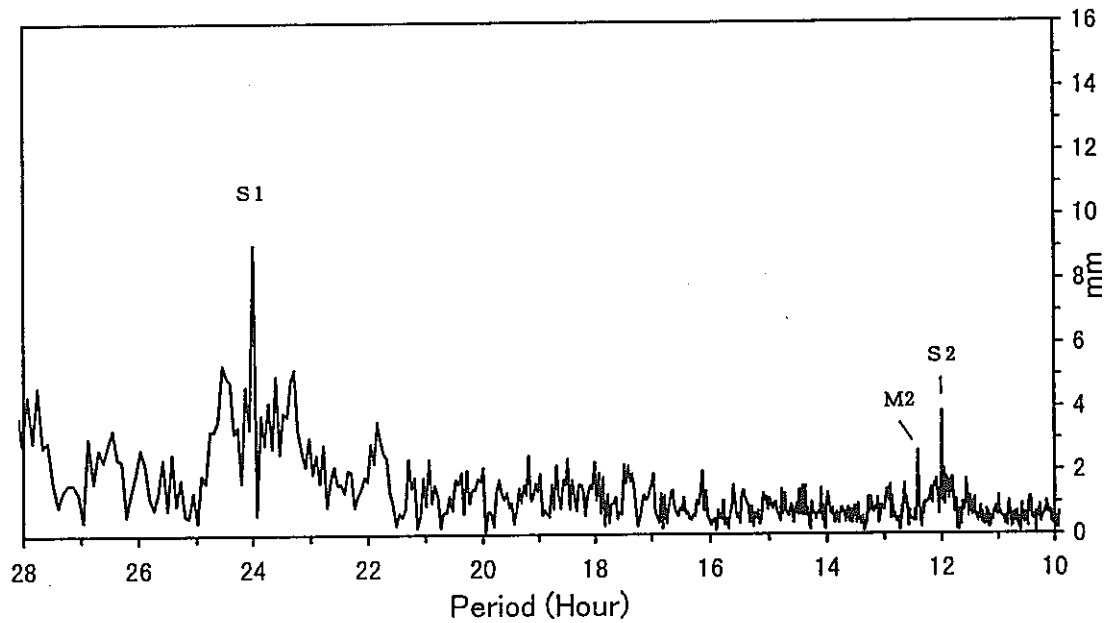


図1.1.2-3

KWP-2 孔で観測された水圧変化のフーリエ・スペクトル。上は 1996 年の 1 年間、下は 1997 年 6 月 1 日から 1998 年 3 月 22 日までデータのスペクトル。

CH-3 (1996)



CH-3 ('97 Jun - '98 Mar)

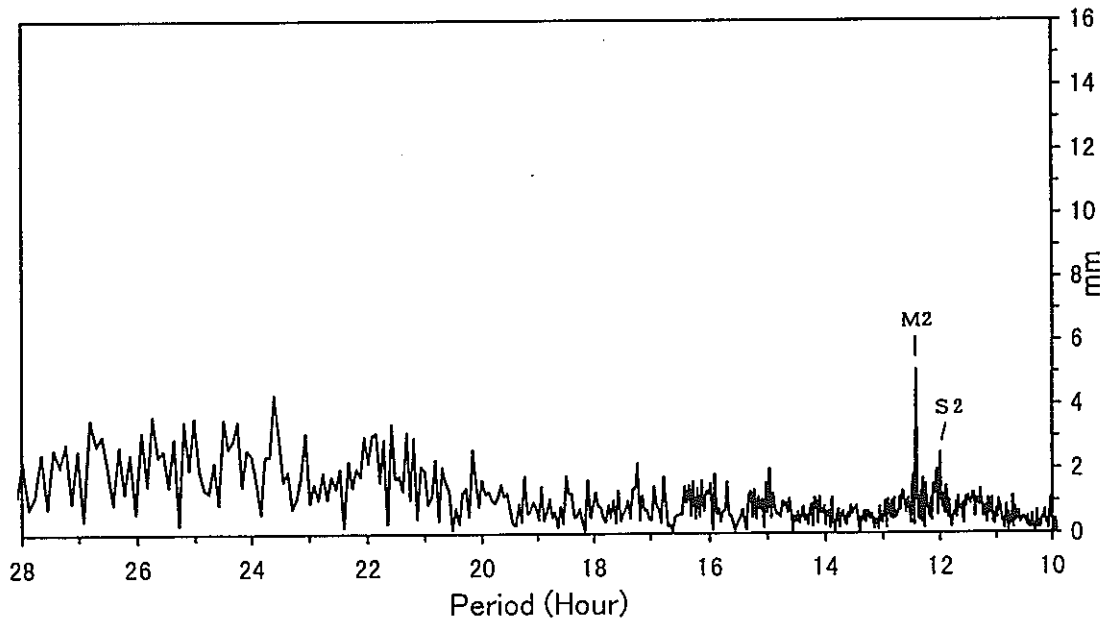


図1.1.2-4

KWP-3 孔で観測された水圧変化のフーリエ・スペクトル。上は 1996 年の 1 年間、下は 1997 年 6 月 1 日から 1998 年 3 月 22 日までデータのスペクトル。潮汐成分は M2 分潮が見いだせるが、他の分潮を議論するのは困難である。

表1.1.3-1a

各観測孔の潮汐定数。解析期間は、1996年の一年間。理論値として、潮汐ポテンシャル/重力加速度/地球半径を使用。詳しくは本文参照。位相の符号は、潮汐ポテンシャルの位相に対して、遅れを正に取っている。

観測孔 1

分潮	ファクター	位相	振幅
Q1	0.6150 ± 0.1456	126.62 ± 13.56	1.82 ± 0.43
O1	0.8261 ± 0.0267	134.09 ± 1.85	12.79 ± 0.41
P1	0.7018 ± 0.0420	136.78 ± 3.43	5.06 ± 0.30
K1	0.6504 ± 0.0158	136.32 ± 1.39	14.16 ± 0.34
N2	1.1875 ± 0.0444	165.99 ± 2.14	5.22 ± 0.20
M2	1.0636 ± 0.0083	170.73 ± 0.45	24.42 ± 0.19
S2	0.8758 ± 0.0184	-177.95 ± 1.21	9.35 ± 0.20
K2	0.7407 ± 0.0896	164.37 ± 6.93	2.15 ± 0.26
M3	0.6562 ± 0.7419	-144.16 ± 64.77	0.15 ± 0.17

観測孔 2

分潮	ファクター	位相	振幅
Q1	0.9324 ± 0.5267	129.09 ± 32.37	2.76 ± 1.56
O1	0.6428 ± 0.0945	155.29 ± 8.42	9.95 ± 1.46
P1	0.4288 ± 0.1427	169.56 ± 19.06	3.09 ± 1.03
K1	0.5110 ± 0.0535	146.62 ± 6.00	11.13 ± 1.16
N2	0.6391 ± 0.0776	176.86 ± 6.96	2.81 ± 0.34
M2	0.5365 ± 0.0143	172.93 ± 1.53	12.32 ± 0.33
S2	0.4282 ± 0.0305	-140.81 ± 4.08	4.57 ± 0.32
K2	0.6341 ± 0.1476	160.51 ± 13.33	1.84 ± 0.42
M3	1.9812 ± 0.9160	94.36 ± 26.48	0.46 ± 0.21

観測孔 3

分潮	ファクター	位相	振幅
O1	0.1206 ± 0.1302	103.36 ± 61.86	1.87 ± 2.02
K1	0.0813 ± 0.0735	175.28 ± 51.80	1.77 ± 1.60
M2	0.1176 ± 0.0181	164.79 ± 8.81	2.70 ± 0.42
S2	0.3792 ± 0.0382	-87.77 ± 5.77	4.05 ± 0.41

表1.1.3-1b

各観測孔の潮汐定数。解析期間は、1997年 6月 1日から1998年 3月23日。理論値として、潮汐ポテンシャル/重力加速度/地球半径を使用。詳しくは本文参照。位相の符号は、潮汐ポテンシャルの位相に対して、遅れを正に取っている。

観測孔 1

分潮	ファクター	位相	振幅
Q1	0.7165 ± 0.1725	130.13 ± 13.80	2.13 ± 0.51
O1	0.8148 ± 0.0324	136.78 ± 2.28	12.65 ± 0.50
P1	0.8730 ± 0.0535	126.45 ± 3.51	6.30 ± 0.39
K1	0.6434 ± 0.0202	129.54 ± 1.80	14.04 ± 0.44
N2	1.2018 ± 0.0530	172.70 ± 2.53	5.29 ± 0.23
M2	1.0959 ± 0.0102	169.69 ± 0.53	25.19 ± 0.24
S2	0.9077 ± 0.0229	-178.06 ± 1.45	9.71 ± 0.24
K2	1.1186 ± 0.1110	159.26 ± 5.68	3.25 ± 0.32
M3	0.9497 ± 0.8962	-117.39 ± 54.11	0.22 ± 0.21

観測孔 2

分潮	ファクター	位相	振幅
Q1	1.5537 ± 0.9359	-11.26 ± 34.53	4.62 ± 2.78
O1	0.5661 ± 0.1737	153.94 ± 17.58	8.78 ± 2.70
P1	0.3221 ± 0.2650	-151.32 ± 47.09	2.33 ± 1.91
K1	0.5634 ± 0.0992	138.10 ± 10.08	12.30 ± 2.16
N2	0.6433 ± 0.1259	-176.91 ± 11.22	2.83 ± 0.55
M2	0.5444 ± 0.0239	175.04 ± 2.52	12.51 ± 0.55
S2	0.4315 ± 0.0510	-152.20 ± 6.77	4.61 ± 0.54
K2	0.0482 ± 0.2461	-3.52 ± 292.20	0.14 ± 0.72
M3	1.3549 ± 1.3406	92.72 ± 56.71	0.32 ± 0.31

観測孔 3

分潮	ファクター	位相	振幅
O1	0.2601 ± 0.1438	125.07 ± 31.66	4.04 ± 2.23
K1	0.1436 ± 0.0830	148.47 ± 33.16	3.13 ± 1.81
M2	0.2332 ± 0.0204	174.92 ± 4.99	5.36 ± 0.47
S2	0.2918 ± 0.0437	-160.75 ± 8.60	3.12 ± 0.47

表1.1.3-2

海洋潮汐の荷重計算プログラム GOTICで計算した、釜石における面積ひずみの振幅と位相。振幅は $10^{**(-9)}$ 単位。位相の符号は、潮汐ポテンシャルに対する遅れを正にとっている

分潮	弾性地球		海洋潮汐荷重		足し合わせた理論値	
	振幅	位相	振幅	位相	振幅	位相
Q1	2.099	0.00	0.121	120.24	2.041	2.94
O1	10.933	0.00	0.461	106.68	10.809	2.34
P1	4.725	0.00	0.255	128.27	4.589	2.21
K1	11.342	0.00	0.597	117.74	11.077	2.74
N2	3.109	0.00	0.530	90.59	3.148	9.69
M2	16.236	0.00	3.076	105.76	15.682	10.88
S2	7.554	0.00	1.208	139.45	6.682	6.75
K2	2.054	0.00	0.334	132.92	1.843	7.63

1.2 KWP-2孔における坑内検層結果と割れ目系について

1.2.1 パッカー法による孔内流量検層結果と湧水破碎帯の存在

KWP-2 孔に於ては、深度 67 ～ 333m にわたる No.1 ～ 16 の区間において、パッカー法による孔内流量検層が実施されている（平成 9 年度総合報告書 § 4.5.2）。この結果によれば、KWP-2 孔における最大湧水区間は No.9（深度 228.76 ～ 240.26m）にある。この区間における湧水量は 16.05 l/min であり、他の 15 区間における湧水量がいずれも 0.0 ～ 3.2 l/min の範囲にあることと比べれば、著しく大きな湧水量であることが判る。この No.9 の区間湧水量 16.05 l/min は、KWP-2 孔における全湧水量 44.44 l/min の約 36 % に相当している。従って、この湧水破碎帯の特性が KWP-2 孔に於ける水圧変動とかがわっている可能性が考えられる。

1.2.2 BTVによるの岩盤亀裂解析結果から見た湧水破碎帯の特徴

BTV による KWP-2 孔の岩盤亀裂解析結果によれば（平成 9 年度総合報告書 § 4.5.1）、最大区間湧水量を示す孔内流量検層区間 No.9（深度 228.76 ～ 240.26m）には、開口量 1mm 以上の開口亀裂が 4 本、開口量 1mm 未満の明瞭亀裂が 19 本存在する。興味深いのは、開口量 1mm 以上の 4 本の開口亀裂が、ほぼ同一の走向・傾斜（N7° W, 48° E；N2° W, 66° E；N5° W, 48° E；N6° E, 63° E）を示すことである。これらの開口亀裂は、ほぼ南北の走向・東傾斜（N2° W, 58° E）を有している。さらに、19 本の明瞭亀裂のうち、12 本も、やはり、開口亀裂と類似する走向・傾斜を示している。

KWP-2 孔全体では、開口亀裂は、統計的集中を示さないとの結論が得られているが、この最大湧水区間では、開口亀裂の走向・傾斜の集中は著しい。BTV による KWP-2 孔の岩盤亀裂解析結果は岩盤緩み状態図としてもまとめられており、深度により、a 区間(0.0 ～ 98.0m)、b 区間(98 ～ 156.4m)、c 区間(156.4 ～ 200.0m)、d 区間(200.0 ～ 237.0m)、e 区間(237.0 ～ 311.0m)、f 区間(311.0 ～ 357.0m)の区間毎に、その特徴が記述されている。孔内流量検層区間 No.9(深度 228.76 ～ 240.26m)に対応するのは、d 区間(200.0 ～ 237.0m)である。この区間での亀裂系は、N11° W, 50° E に最大集中を示す。孔内流量検層区間 No.9(深度 228.76 ～ 240.26m)の開口亀裂の走向・傾斜(N2° W, 58° E)にほぼ対応していることが判る。

亀裂系のステレオ投影図において、この南北走向・東傾斜の亀裂系が最大集中を示すのは d 区間のみであるが、副集中点としては、b 区間(98 ～ 156.4m)、c 区間(156.4 ～ 200.0m)、e 区間(237.0 ～ 311.0m)にも認めらる。しかし、最浅部の a 区間(0.0 ～ 98.0m)と最深部の f 区間(311.0 ～ 357.0m)においては、副集中点としても認められない。即ち、湧水部を特徴付ける南北走向・東傾斜の亀裂系は、d 区間(200.0 ～ 237.0m)で最も良く発達しており、これに隣接或るいは近い b 区間(98 ～ 156.4m)、c 区間(156.4 ～ 200.0m)、e 区間(237.0 ～ 311.0m)にも或る程度存在する。しかし、d 区間から 100m 以上離れた最浅部の a 区間(0.0 ～ 98.0m)と最深部の f 区間(311.0 ～ 357.0m)の亀裂系には、湧水部の亀裂系との類似性が認められない。

KWP-2 孔を通じて、最も開口亀裂が集中するのは b 区間(98 ～ 156.4m)であり、岩盤緩

みの度合は、d 区間(200.0 ~ 237.0m)よりさらに著しいとされている。しかし、孔内流量検層結果によれば、この岩盤緩みの著しい b 区間(98 ~ 156.4m)における区間湧水量は、1.2 ~ 3.2 l/min であり、最大湧水区間(深度 228.76 ~ 240.26m)での値 16.05 l/min よりはるかに小さい。これは、最大湧水区間(深度 228.76 ~ 240.26m)を特徴付ける南北走向・東傾斜の亀裂系が、b 区間(98 ~ 156.4m)では副次的亀裂系であることによると考えられる。

このように、KWP-2 孔の孔内流量検層結果と BTV よる岩盤亀裂解析結果を総合すると

- ・ KWP-2 孔において高い透水性を示す開口亀裂系はほぼ南北の走向・傾斜 50 ~ 60° E を持つ
- ・ この開口亀裂系の分布は、深度は 230 ~ 240m 付近に集中しており、最大の区間湧水量と対応する
- ・ 深度 100 ~ 200m のやや小さな区間湧水量も、この開口亀裂系の副次的分布に支配されている

との推論が得られる。

1.2.3 湧水破碎帯の走向・傾斜と破碎帯間隙水圧の地球潮汐応答の関連性

KWP-2 孔における水圧観測値には、地球潮汐による水圧変化が検出されている。即ち、1996 年一年間の水圧観測値（一時間毎の平均値）のフーリエ・スペクトルには半日潮 (M_2 , S_2 , N_2) および 1 日潮 (K_1 , O_1 , J_1) の分潮が認められる。 M_2 と K_1 分潮の振幅は、各々、 1.2gf/kg^2 (1.2mbar)、 0.9gf/kg^2 (0.9mbar) である。面構造で特徴づけられる破碎帯の間隙水圧変化に地球潮汐応答が認められる場合、その水圧応答は、破碎帯の面構造パラメーター（走向角、傾斜角）にも依存することが考えられる。KWP-2 孔における高透水性破碎帯の走向・傾斜は、上記の通り、ほぼ南北の走向・傾斜 50 ~ 60° E であると考えられるので、この観点から、間隙水圧変化の地球潮汐応答を考察する。

(1) 破碎帯の円形亀裂モデル

準静的な外的応力変化の下におかれた破碎帯の地下水水圧応答変化を考えるために、遠方で弾性体岩盤に作用する応力を仮定し、その岩盤中に円形亀裂が存在し、この円形亀裂を流体が満たしている状態を考える。そして、円形亀裂に対する垂直応力変化(σ_n)と円形亀裂内の流体圧力変化(P_f)の関係を、非排水条件で考えることにする。Eshelby(1957)やWalsh(1969)によれば、円形亀裂内の流体圧力変化(P_f)は、垂直応力変化(σ_n)と次の関係にある。

$$P_f = - \frac{(K_f / K)}{\frac{3\pi(1-2\nu)}{4(1-\nu^2)} \alpha + (K_f / K)} \cdot \sigma_n \quad (1)$$

ここで、垂直応力変化(σ_n)は引張を正にとり、圧縮を負に取っている。 α は円形亀裂の扁平さを表すアスペクト比で($\alpha = c/a < 1$)、 ν は岩盤のポアソン比、 K は岩盤の非圧縮率、 K_f は流体の非圧縮率を表す。

岩盤のポアソン比は $\nu = 1/4$ として良いので、(1)は、

$$P_f = - \frac{(K_f / K)}{2 \pi \alpha / 5 + (K_f / K)} \cdot \sigma_n \quad (2)$$

と簡単に書くことが出来る。水と岩石との非圧縮率の比は 5×10^2 程度と考えられる。即ち、 $K_f / K = 5 \times 10^2$ であるから、アスペクト比が次ぎの条件を満たす時、

$$\alpha \ll (5 / 2 \pi) \cdot (K_f / K) = 4.0 \times 10^2 \quad (3)$$

流体圧変化と垂直応力変化の関連性は、次ぎのような極めて単純な関係式で与えられる。

$$P_f = - \sigma_n \quad (4)$$

即ち、流体圧変化と垂直応力変化の絶対値は等しく、圧縮応力変化に対し流体圧は増加し、引張応力変化に対して流体圧は減少する。

以上のように、破砕帯を円形亀裂で置き換え、非排水条件下でその流体圧変化を考える限り、破砕帯の間隙水圧変化は、その面に対する垂直応力変化に対応することになる。地下水水圧の潮汐応答も、潮汐によるその破砕帯面に対する垂直応力変化と対応することが考えられる。

(2) 潮汐歪み成分で表現した破砕帯に対する垂直応力

自由表面としての地表における潮汐歪みは、次ぎの3成分によって与えられる。

$$(e_{\theta\theta}, e_{\lambda\lambda}, e_{\theta\lambda}) \quad (5)$$

極座標系(r, θ, λ)に対応して、 r は天頂方向、 θ は南、 λ は東方向を意味する。他の歪み成分は、自由表面の仮定により、

$$\begin{aligned} e_{rr} &= [-\lambda' / (\lambda' + 2\mu')] \cdot (e_{\theta\theta} + e_{\lambda\lambda}), \\ e_{\lambda r} &= e_{r\theta} = 0 \end{aligned} \quad (6)$$

である。 μ' は地球表層部に対するラメの弾性定数であり、プライム(')は、座標系の λ との混同を避けるために付けてある。

いま、地球表層部に存在する破砕帯を考え、その走向角は β （北より時計廻りの角度で表す）、その傾斜角は δ であるとする、この破砕帯に対する潮汐変形による垂直応力 $(\sigma_n)_{\beta, \delta}$ は、潮汐歪みの3成分 $(e_{\theta\theta}, e_{\lambda\lambda}, e_{\theta\lambda})$ を用いて次のように表現出来る。

$$(\sigma_n)_{\beta, \delta} = 2\mu' \sin^2 \delta \left\{ \sin^2 \beta \cdot e_{\theta\theta} + \cos^2 \beta \cdot e_{\lambda\lambda} + \sin \beta \cos \beta \cdot e_{\theta\lambda} + [\lambda' / (\lambda' + 2\mu')] \cdot (e_{\theta\theta} + e_{\lambda\lambda}) \right\} \quad (7)$$

通常は、 $\mu' = \lambda'$ とすることが出来るので、

$$(\sigma_n)_{\beta, \delta} = 2\mu \sin^2 \delta \left\{ \sin^2 \beta \cdot e_{\theta\theta} + \cos^2 \beta \cdot e_{\lambda\lambda} + \sin \beta \cos \beta \cdot e_{\theta\lambda} + (1/3) \cdot (e_{\theta\theta} + e_{\lambda\lambda}) \right\} \quad (8)$$

となる。ここでは、 λ' は現れないので、 $\mu' = \mu$ として記している。 μ は地球表層部の剛性率に対応する。

一方、 $\mu' = \lambda'$ と仮定したの時の体積歪み(Δ)は、

$$\Delta \equiv e_{rr} + e_{\theta\theta} + e_{\lambda\lambda} = (2/3) \cdot (e_{\theta\theta} + e_{\lambda\lambda}) \quad (9)$$

である。

$(\sigma_n)_{\beta,\delta}$ には、破碎帯の走向角(β)とその傾斜角(δ)のみならず、潮汐歪みの三成分($e_{\theta\theta}, e_{\lambda\lambda}, e_{\theta\lambda}$)全てが関与する。破碎帯の傾斜角(δ)は、 $(\sigma_n)_{\beta,\delta}$ の振幅にのみに寄与し、走向角(β)は $(\sigma_n)_{\beta,\delta}$ の波形を規定する。即ち、傾斜角(δ)が異なっても、走向角(β)が同じであれば、 $(\sigma_n)_{\beta,\delta}$ の波形は振幅係数を除き一致する。一方、体積歪み(Δ)は、 $(e_{\theta\theta} + e_{\lambda\lambda})$ のみに比例し、ずり歪み成分($e_{\theta\lambda}$)が関与しない。もちろん、破碎帯の方位性とも無関係である。従って、体積歪み(Δ)と破碎帯に対する垂直応力 $(\sigma_n)_{\beta,\delta}$ の波形は、一般には、一致しない。

しばしば、潮汐による体積歪みが間隙水圧の地球潮汐応答の直接的原因として想定されている。砂岩などのように多孔質媒体として考えることが出来る場合ならば、このような考え方はそれなりの合理性がある。しかし、KWP-2 孔内における高透水性破碎帯のように、明確な走向・傾斜を持つ破碎帯の間隙水圧の潮汐応答変化は、 $(\sigma_n)_{\beta,\delta}$ に準拠して解析する方がより適切であろう。

(3) KWP-2 孔水圧変化の地球潮汐応答変化の解析

伸縮計による観測によって潮汐歪みの3成分($e_{\theta\theta}, e_{\lambda\lambda}, e_{\theta\lambda}$)が、全て求められているのは、3成分の伸縮計が完備されている場所に限定される。釜石鉱山内のKO-10地点では、岩盤歪みが水晶管伸縮計によって計測されているが、N65.4° W 方向の線歪のみが測定されている。従って、釜石鉱山内での観測から潮汐歪みの3成分は得られない。しかし、固体地球に対する月・太陽による起潮力ポテンシャルから、地球表層の任意の地点での潮汐歪みの3成分($e_{\theta\theta}, e_{\lambda\lambda}, e_{\theta\lambda}$)を比較的簡単な計算によって求めることが出来る(Kawabe *et al.*, 1987)。計算により求めた潮汐歪みは、振幅係数は2倍程度異なることもあるが、波形は観測波形と通常良く対応する。このような潮汐歪みの3成分($e_{\theta\theta}, e_{\lambda\lambda}, e_{\theta\lambda}$)から、 $(\sigma_n)_{\beta,\delta}$ を求め、KWP-2 孔での水圧観測に認められる潮汐応答変化を比較することによって、孔内流量検層結果とBTVによる岩盤亀裂解析結果から推定される南北走向の高透水性亀裂系の影響が水圧観測データにも認められるかどうかを検討した。

1996年の1年間におけるKWP-2 孔水圧観測値(1時間毎の水圧平均値)を基に、比較的安定した水圧値が記録されている1カ月の期間を選び、解析対象とするデータセットを作成した。具体的には、1996年3月29日16:00から727時間、即ち、30日分のデータを選んだ。この期間の原データは2カ所が欠測となっているので、欠測値は、両隣の観測値の平均値で置き換えた。

この期間においては、残念ながら、釜石鉱山での気象要素の観測がなされていない為、解析に必要な気圧データが利用出来ない。取り敢えず、気圧補正を行わない場合の解析を試みた。この水圧観測データから平均水圧値を除去した後、Pertzев フィルターにより滑

らかなバックグラウンド変動を求め、これを分離し、残存する水圧変動をフーリエ変換し、バンドパス・フィルターで半日～1日周期以外の変動を除き、“水圧の潮汐応答変化観測値”を抽出した。Pertzev フィルターは、ある観測値の前後各々 18 時間内の観測値に対する平均値で、この種の移動平均を取ることによって半日および1日周期の変動を取り除き、仮定した滑らかなバックグラウンド変動を求めることが出来る。同一期間における釜石での地球潮汐による体積歪み、KWP-2 孔内で確認された

高透水性岩盤破碎帯面(N2° W, 58° E)に対する地球潮汐による垂直応力変化、を理論計算から求め、同様の演算操作の後、各々“水圧の潮汐応答変化観測値”と比較した。ただし、垂直応力は $[(\sigma_n)_{\beta, \theta} / 2 \mu]$ として歪み次元量として求めている。Pertzev フィルターは前後各々 18 時間内の観測値の平均値からバックグラウンド変動を推定するので、使用したデータのはじめと終わりの 18 時間分のデータは、図 1.2.3.-1a,b には示されない。時間原点は、18 時間だけ増加する。

計算により求めた体積歪みと垂直応力の変化パターンには、相違が認められる。一番明瞭なのは、波形全体に対する包絡線の形状である。正值側の包絡線は、垂直応力変化にあつては、ほぼ水平的であるのに対し、体積歪み変化では $t = 240 \sim 320$ あたりで下方にくびれている。また、体積歪み変化では、垂直応力変化に比べ、(半日潮振幅 / 1日潮振幅)の比がやや大きい。これらの特徴を基に、“水圧の潮汐応答変化観測値”が、高透水性岩盤破碎帯面(N2° W, 58° E)に対する垂直応力変化に類似するのか、それとも、体積歪み変化に類似するかを判定すれば良い。しかし、図 1.2.3.-1a,b に示すように得られた“水圧の潮汐応答変化観測値”は、各理論波形と比べるとやや不規則であり、今回のデータでは、この種の細かな判定は出来ないことが判った。この不規則な観測波形の原因は、測定値に含まれるスパイクやステップ状の短周期のノイズによる。滑らかではない変動は、Pertzev フィルターで取り除くことは出来ない。

不規則波形の原因は、ノイズ以外にも考えることはできる。図 1.2.3.-1a,b の“水圧の潮汐応答変化観測値”は、気圧補正を行っていない為、大気潮汐を含む半日～1日周期の気圧変動も含んでいる可能性も考えられる。そこで、宮古測候所で記録されている気圧記録に基づき、水圧観測値に対する気圧補正を試みた。これには、気圧記録と水圧記録を比べ、適当な気圧補正係数を定める必要がある。試錐孔における水位・自噴量記録の解析では、通常、気圧上昇に対して水位の低下・自噴量の低下が起ることが良く知られている。これは、水圧観測孔水面に直接作用する大気圧変動と周囲の表層岩盤全体に作用する大気圧変動が同じであっても、結果的には、地下水は岩盤内部の貯留部に押し込まれることを意味している。流体圧と固体圧に対する地下水応答の差異を表わしている。通常は、補正すべき間隙水圧変化 dPW は、大気圧変化を dPA 、気圧補正係数を BC として、 $dPW = BCdPA$ から求める。気圧と間隙水圧の記録を比較し、両者の相関関係から BC を推定し、この補正により、水位(自噴量)の正常な潮汐応答が得られるかどうかによって気圧補正係数 BC 値の妥当性を最終的に判断する。水圧観測孔における水位・自噴量記録の場合は、 $0 < BC < 1$ である。岩盤中の密閉間隙水の場合、これが成り立つかどうかは、必ずしも自明ではないが、 $BC = 0, 0.25, 0.5, 0.75$ として気圧補正を試みた。 $BC = 0$ の場合は、図 1.2.3.-1a,b に示したように、水圧潮汐応答変化はやや不規則な波形である。しかし、これは、 BC を $0.25, 0.5, 0.75$ とし解消出来ないことが判った。 $BC = 0.25$ とした場合の結

果を図 1.2.3.-2a,b に示す。適当な BC を定めるのは、今回の場合容易ではないが、気圧と水圧の相関は極めて悪いことから、 $BC \approx 0$ と判断される。不規則波形の原因は、やはり、観測記録自体にスパイクやステップ状のノイズが含まれていることによる。

今回の KWP-2 孔水圧観測値からは、潮汐応答が、破碎帯に対する垂直応力に支配されているのかどうかは、明瞭に判定出来ないことが判ったが、計算波形では、垂直応力と体積歪みとの相違はかなり明瞭である。従って、S/N 比のもう少し良い観測データであれば、両者の識別は可能であり、BTV での観察結果から測定される破碎帯の方位性と水圧の潮汐応答とを結び付けて考察することは重要である。

参考文献

- Eshelby, J.D.(1957) : The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems., *Proc. Roy. Soc. London, A*, **241**, 376-3396.
- Kawabe, I., Ohno, I. and Utsunomia, T.(1987) : Tidal fluctuation of groundwater flow and seisogeocchemical importance of the earth tides., *Mem. Ehime Univ. Sci. Ser. D*, **X**, 45-58.
- Walsh, J. B.(1969) : New analysis of attenuation in partially melted rock., *J. Geophys. Res.*, **74**, 4333-4337.

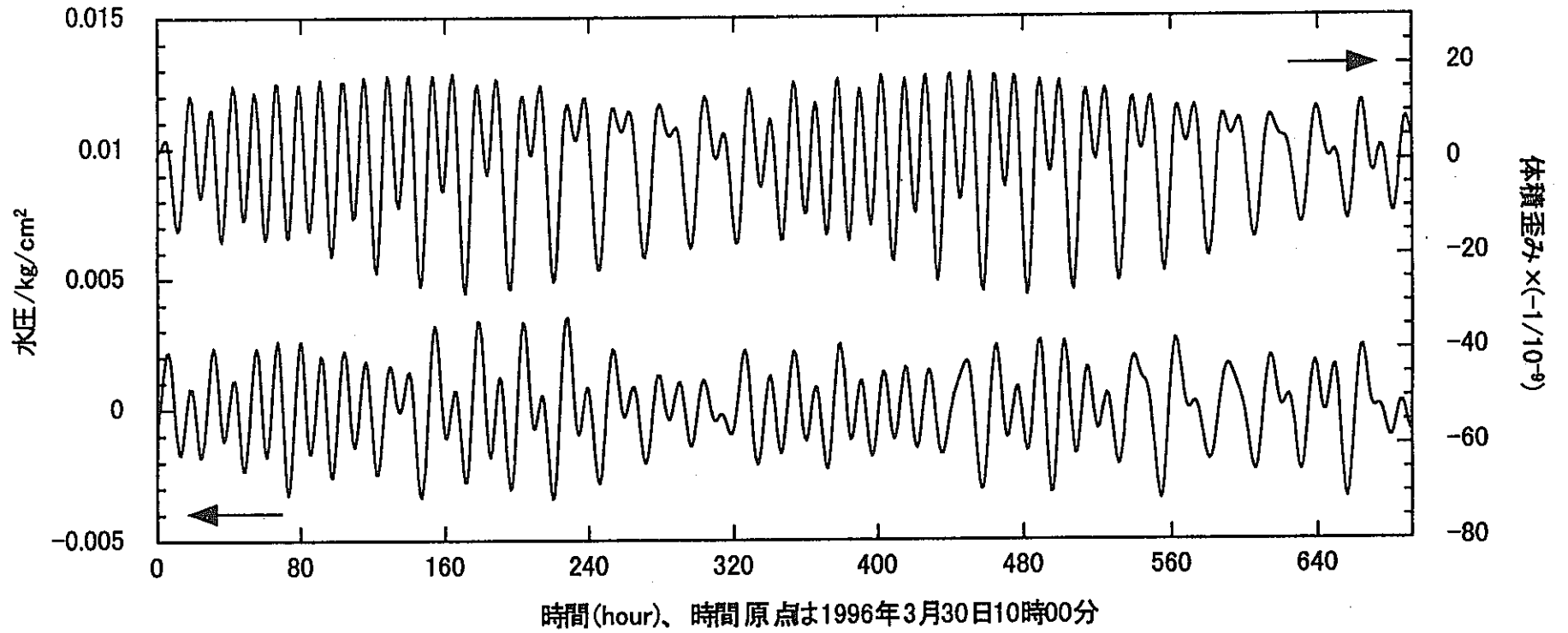


図1.2.3-1 a KWP-2孔間隙水圧変化の地球潮汐応答と地球潮汐による体積歪み計算値との比較. 水圧変化の地球潮汐応答の求め方は本文参照のこと. 水圧変化観測値に対する気圧補正はなされていない.

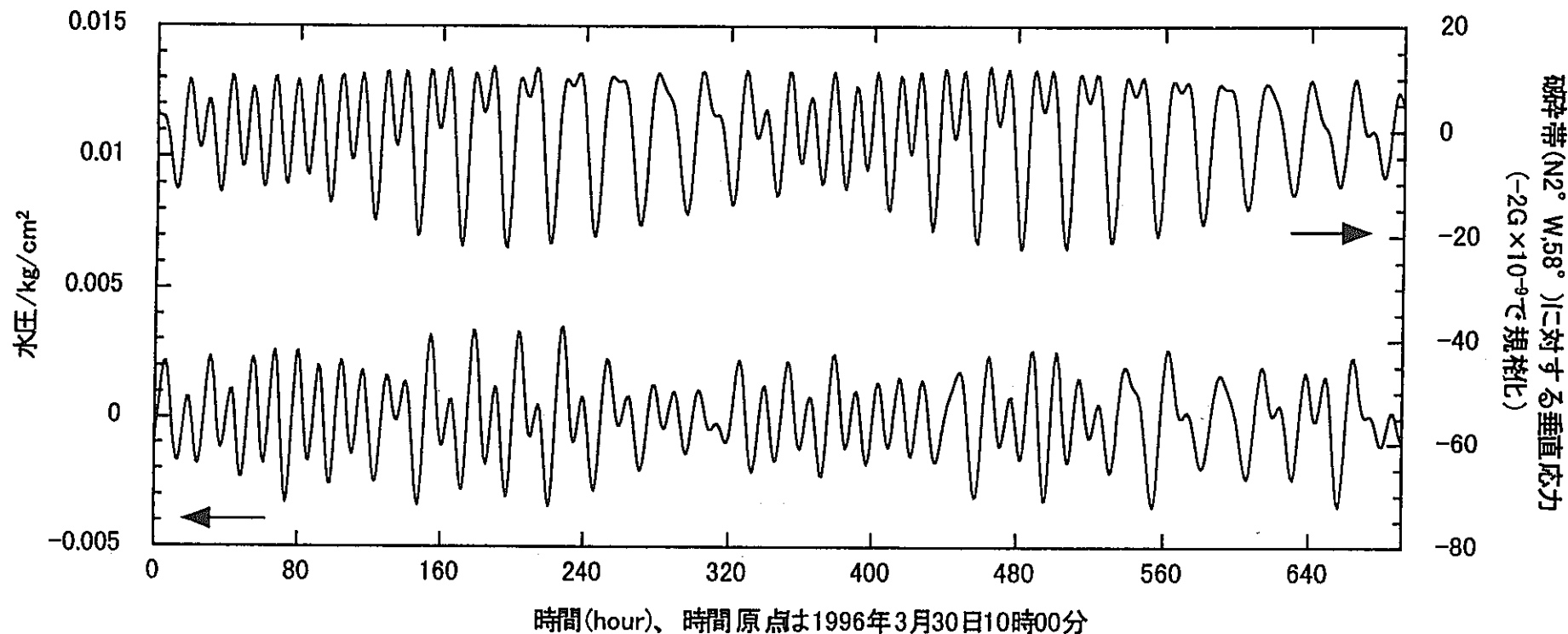


図1.2.3-1 b KWP-2孔間隙水圧変化の地球潮汐応答と地球潮汐によるKWP-2破砕帯に対する垂直応力変化の計算値との比較。ただし、垂直応力は剛性率の2倍で規格化した歪み量で表現されている。水圧変化の地球潮汐応答の求め方は本文参照のこと。水圧変化観測値に対する気圧補正はなされていない。

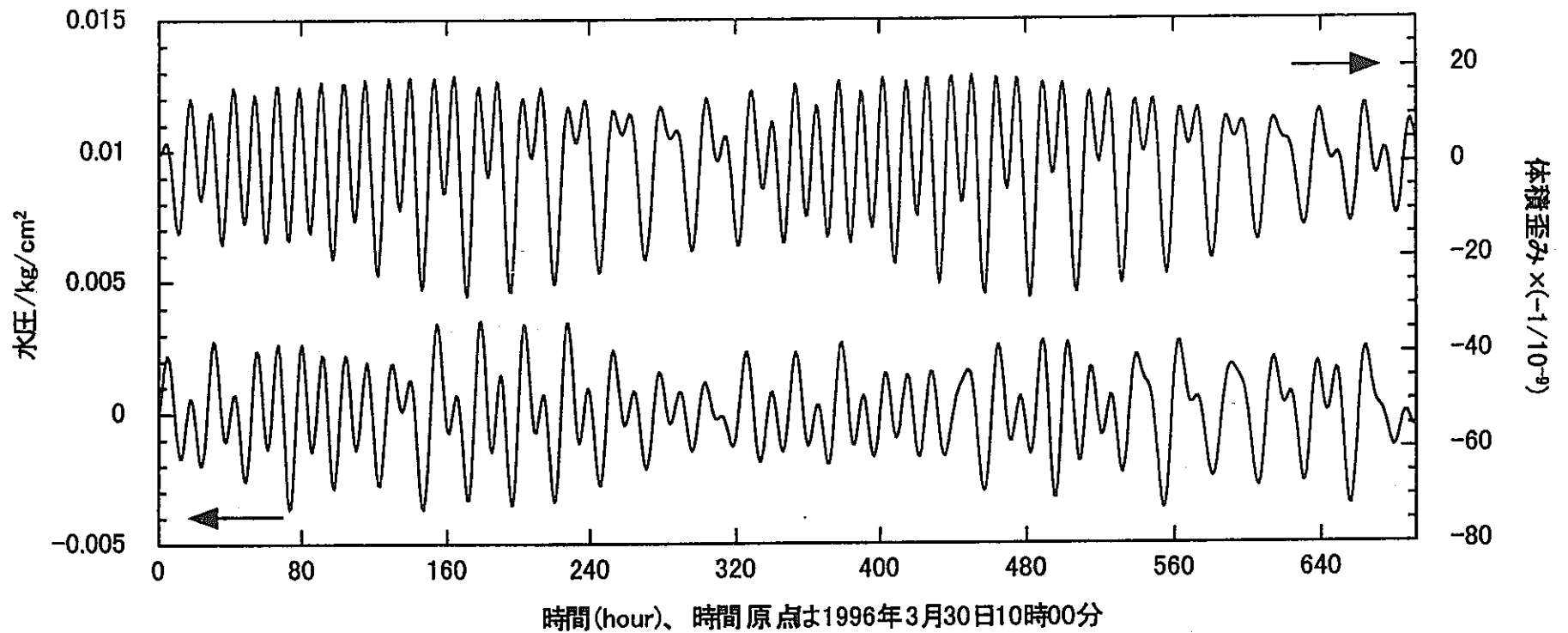


図1.2.3-2 a KWP-2孔間隙水圧変化の地球潮汐応答と地球潮汐による体積歪み計算値との比較。間隙水圧観測値に対し、宮古測候所での気圧データを基に、(水圧変化) = -0.25 × (気圧変化) と仮定して気圧補正を行った。水圧変化の地球潮汐応答の求め方は本文参照のこと。

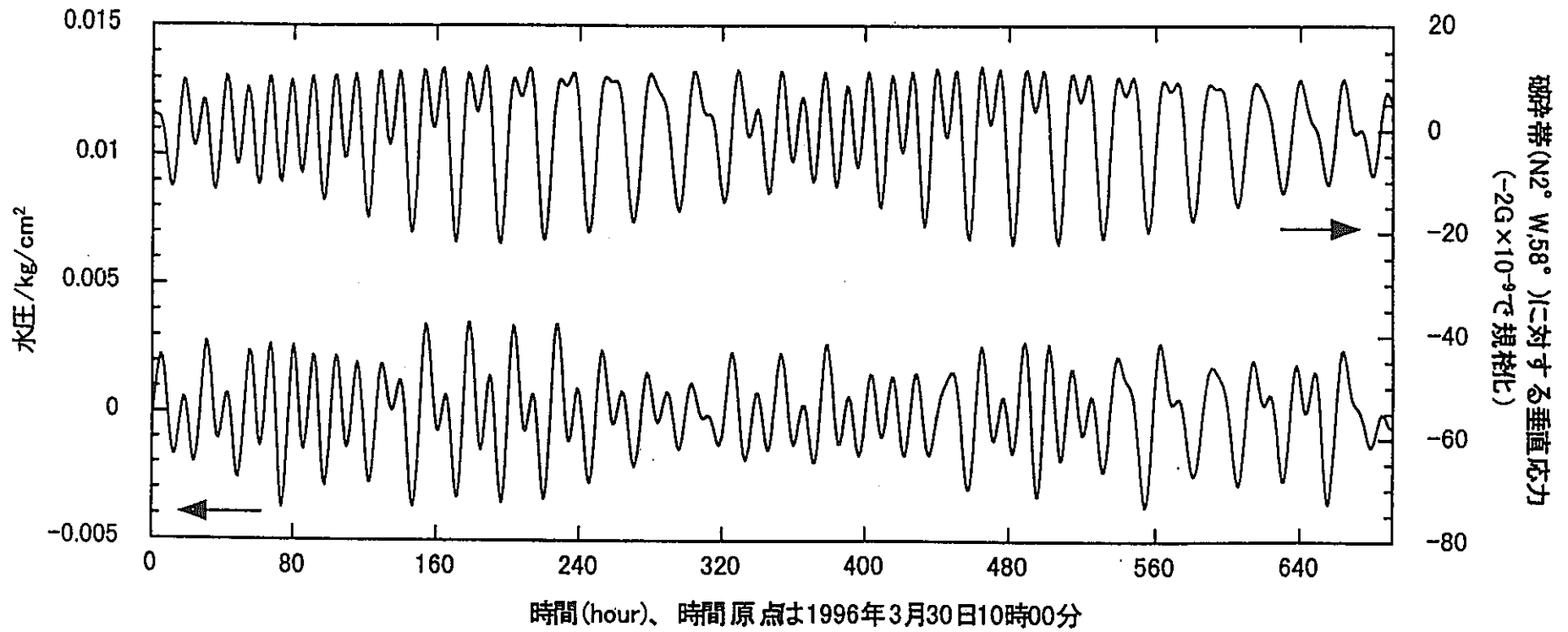


図1.2.3-2 b KWP-2孔間隙水圧変化の地球潮汐応答と地球潮汐によるKWP-2破碎帯に対する垂直応力変化計算値との比較。ただし、垂直応力は剛性率の2倍で規格化した歪み量で表現されている。間隙水圧観測値に対し、宮古測候所での気圧データを基に、(水圧変化) = $-0.25 \times$ (気圧変化) と仮定して気圧補正を行った。水圧変化の地球潮汐応答の求め方は本文参照のこと。

1.3 地震後水圧変化の変化後の動向の検討

地震発生時に水圧変化を生じた地震の地震後の KWP-1 孔および KWP-2 孔の水圧変化の動向について、検討を行った。検討を行った地震は No.86、88、206、215 である（表 1.3-1）。地震による水圧の変化幅は KWP-1 孔で最大 0.1kgf/cm^2 、KWP-2 孔で最大 0.35kgf/cm^2 である。

図 1.3-1 は、No.206 地震（三陸はるか沖地震：1994 年 12 月 28 日 21 時 19 分発生 M：7.5）の発生前約 1 ヶ月、地震の発生後約 3 ヶ月の KWP-1 孔の水圧変化を表した図である。KWP-1 孔における平時の降雨等による水圧は年間約 1.0kgf/cm^2 の幅で変動している。KWP-1 孔での最大の水圧変化は、三陸はるか沖地震発生時の約 0.1kgf/cm^2 であり、年間の水圧変動幅（約 1.0kgf/cm^2 ）の 1/10 以下程度である。このことから地震時の水圧変化は年間の変動幅に比べると十分に小さいと言える。また、地震発生後、数週間程度で水圧はもとのトレンドレベルへ回復する傾向が見られる。ほかの地震についても同様の検討を行った結果、地震による水圧の変化量は平時の降雨による年間の変動幅に比べて十分に小さい。また、変化した後、数週間でもとのトレンドレベルに戻る傾向が見られる。

KWP-2 孔における平時の降雨等による水圧は年間約 1.0kgf/cm^2 の幅で変動しており、長期的には年間平均で約 0.36kgf/cm^2 減少する傾向にある。KWP-2 孔における潮汐による水圧変動は、約 0.01kgf/cm^2 である。図 1.3-2 は No.86（三陸はるか沖地震：1992 年 7 月 16 日 09 時 00 分発生 M：6.1）、88 地震（三陸はるか沖地震：1992 年 7 月 18 日 17 時 36 分発生 M：6.9）前後の水圧変化を表している。このときの水圧変化量はそれぞれ、約 0.02kgf/cm^2 、 0.05kgf/cm^2 である。これは年間の水圧変動幅（約 1.0kgf/cm^2 ）の 1/20 以下程度である。このことから KWP-1 孔と同様に、地震時の水圧変化は年間の変動幅に比べると十分に小さいと言える。その他の水圧変化を引き起こした地震についても同様の傾向が見られる。図 1.3-3 は、No.206 地震（三陸はるか沖地震）の発生前約 1 ヶ月～地震の発生後約 3 ヶ月の KWP-2 孔の水圧変化を表した図であり、地震発生時に、水圧は 0.35kgf/cm^2 減少した。この変化は、観測された水圧変化の中で最大の変化量である。10 日後の No.215 地震（岩手県東方沖地震：1995 年 1 月 7 日 07 時 37 分発生）発生時には、水圧は 0.22kgf/cm^2 減少した。これにより、以降の水圧変化のトレンドは、地震発生前の水圧変化のトレンドとは不連続となり、もとのレベルからステップ状に約 0.2kgf/cm^2 減少している。三陸はるか沖地震では KWP-2 孔の水圧変化量は年間の水圧変化量とほぼ同程度であり、例外的に大きいため、不可逆的な変化が発生したものと推察される。ただし、そのステップ状の変化幅は、年間の変動幅に比べて十分に小さいといえる。

以上をまとめると、今回観測された地震後水圧変化の変化後の動向について、ほとんどの地震においては、その変化量は降雨等の平時の変化に比べて、十分に小さい。また、変化後、数週間でもとのトレンドレベルに戻るといえる。しかしながら、三陸はるか沖地震後の KWP-2 孔の水圧変化のように、例外的に平時の変化と同程度の変化量を示し、その後の変化が地震発生以前とはトレンドに差が生じるような例も見られるが、その差は長期的なトレンドと比較すれば、十分に小さい。

表 1.3-1 検討に用いた地震一覧

地震番号	地震域名	地震発生日時	M	水圧変化量	
				KWP-1	KWP-2
86	三陸はるか沖	92年07月16日09時00分	6.1	0.006	0.02
88	三陸はるか沖	92年07月18日17時36分	6.9	0.02	0.05
206	三陸はるか沖	94年12月28日21時19分	7.5	0.07	0.35
215	岩手県東方沖	95年01月07日07時37分	7.0	0.015	0.22

水圧変化量の単位：kgf/cm²

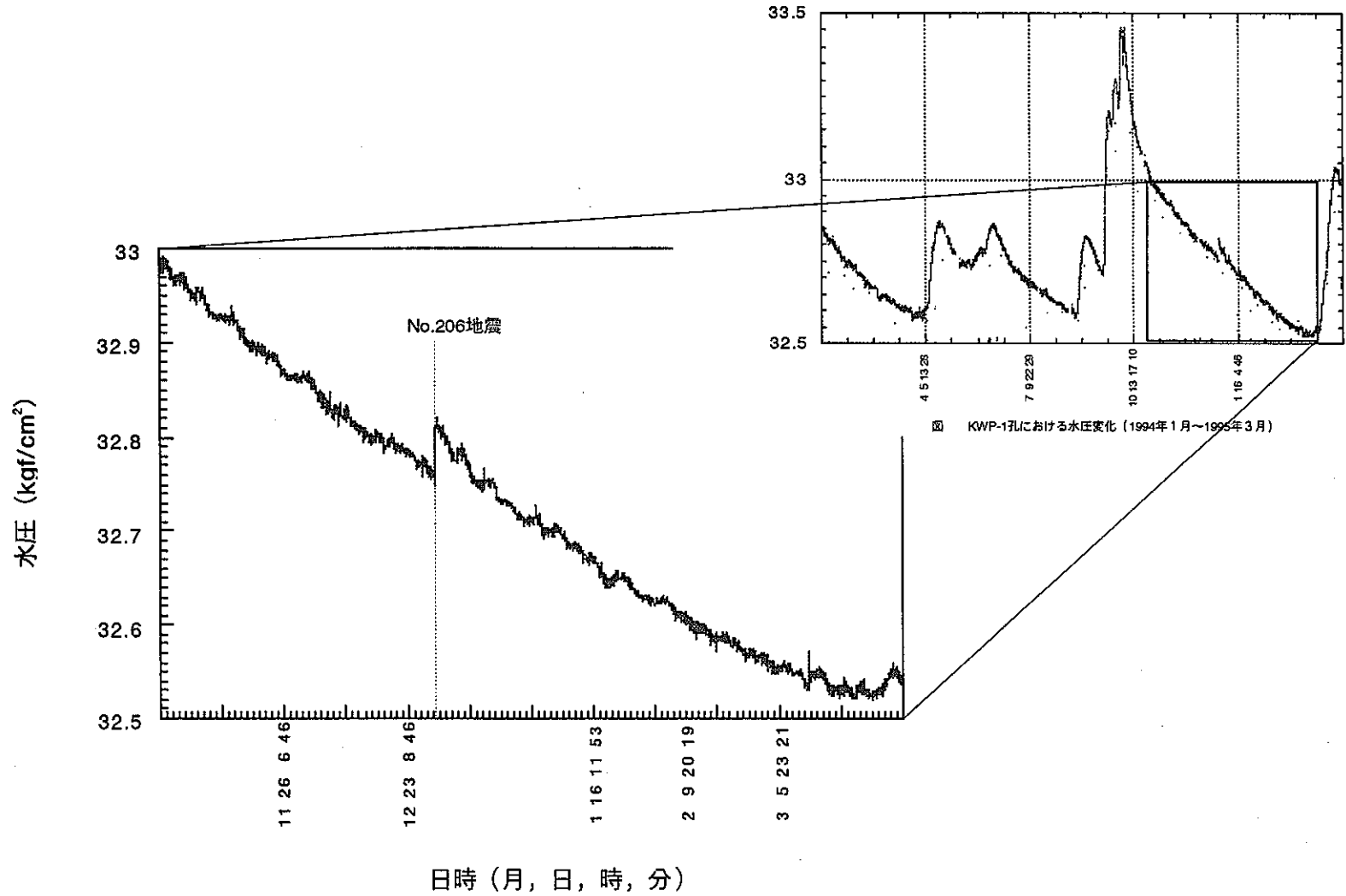


図1.3-1 地震後の水圧変化の動向 (1994年11月～1995年3月 KWP-1孔)

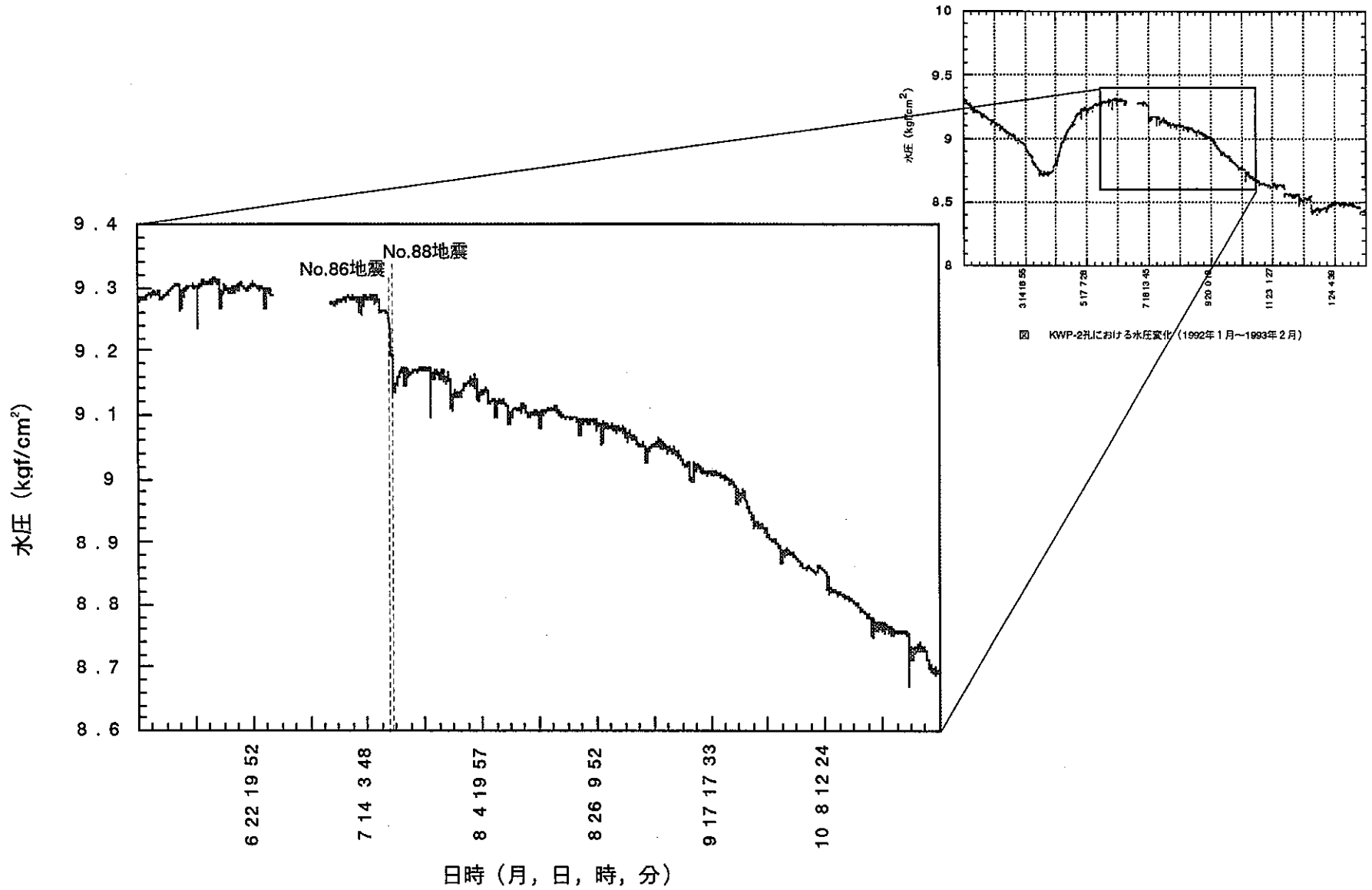


図1.3-2 地震後の水圧変化の動向 (1992年6月～1992年10月 KWP-2孔)

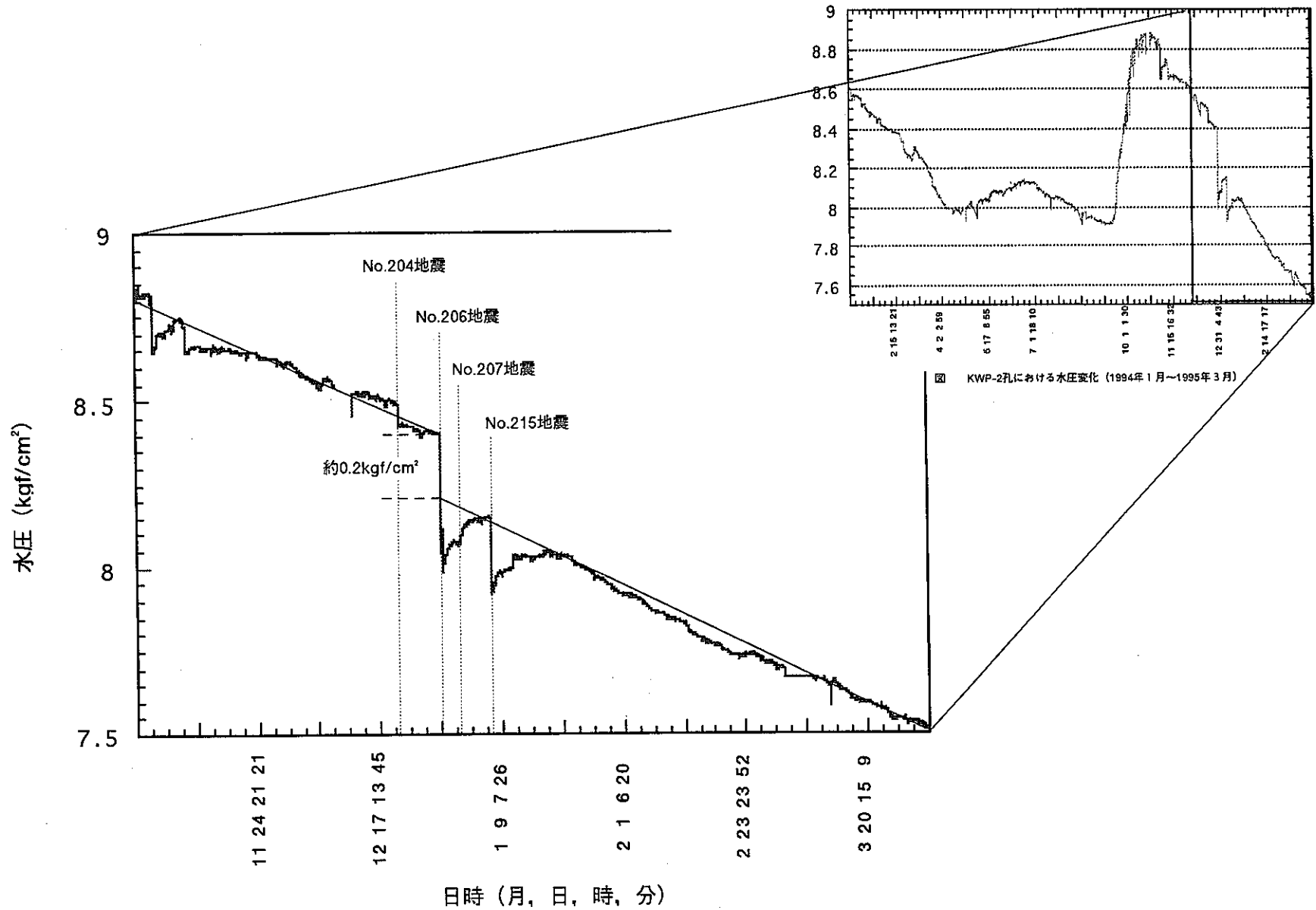


図1.3-3 地震後の水圧変化の動向 (1994年11月~1995年3月 KWP-2孔)

1.4 地震後の水圧変化の要因

1.4.1 地震時の水圧変化

観測全期間において水圧変動を生じた地震について、地震前1時間～地震後4時間までの水圧変動の詳細を図1.4.1-1～27に示す。平常時の水圧データの値は10秒毎のデータを128個ずつ平均したものを使用しているが、この図のデータは地震時の水圧の変動を見るために、10秒毎のオリジナルデータの値をそのままプロットしている。1998年度発生したNo.343、No.344の地震における水圧変動の詳細を図1.4.1-28、29に示す。ただし、これらの地震を含め、1998年に観測された地震において水圧の変動は生じていない。

水圧の変化を伴う地震は全観測期間において27例ある。これらの地震による水圧の変動幅を図1.4.1-30に示す。KWP-1孔は地震後水圧が上昇する例が多く、KWP-2孔とKWP-3孔は水圧が下降する例が多いことがわかる。

地震の諸元、理論歪み量および各観測孔の水圧変動状況を表1.4.1-1に示す。今回の調査では、水圧の静的な変動が、地震波到達時より10分以内に生じた地震をコサイスマックと分類した。

1.4.2 地震のメカニズム解と水圧変化

No.66～No.333までの地震のうち、震源が確定しているものについてマグニチュード別に分布をプロットしたのが図1.4.2-1である。図中の赤丸が水圧の変動した地震、図中黒丸が水圧の変動しなかった地震である。また、Dobrovolsky *et. al*(1979)のモデルによる歪みの値により分類した地震の分布図を図1.4.2-2に示す。

地震の発震機構と水圧の変動との関係を調査するため地震のメカニズム解を調査した。調査の対象となった地震は、水圧が大きく変動した地震と、規模が大きかったにも関わらず水圧の変動が見られなかった地震である。調査の結果得られたのはNo.75, 113, 114, 120, 145, 151, 161, 163, 189, 206, 215, 216, 249, 260, 285, 286, 287の17例に関するメカニズム解である(東北大学理学部,1992,1993,1994,1995,1996,1997のデータを使用)。

地震のメカニズム解を図1.4.2-3～19に示す。メカニズム解の図中白の部分はひき領域で、灰色の部分は押し領域である。また白丸は釜石鉾山の位置を示しているが、地震により水圧の変動が発生した地震については同一図面上にKWP-1,2,3の水圧変化の棒グラフを載せている。

これらの地震の中では押し領域に位置する地震が5個、引き領域に位置する地震が12個あった。水圧の変化した地震に関してはKWP-2孔の水圧の変化との関係に着目すると以下の結果になる。

水圧の変化した地震について

・押し領域にあるもの： ()内は震央距離

No.120 (455.7km) KWP-2孔水圧が22 cmH₂O 下降

No.206 (212.6km) 350 cmH₂O 下降

No. 215 (120.7km) 220 cmH₂O 下降

・引き領域にあるもの： () 内は震央距離

No. 75 (67.9km) KWP-2 孔水圧が 30 cmH₂O 上昇

No. 145 (438.9km) 260 cmH₂O 下降

No. 161 (84.7km) 6 cmH₂O 上昇

No. 189 (675.1km) 210 cmH₂O 下降

No. 260 (17.0km) 10 cmH₂O 下降

No. 285 (99.0km) 4 cmH₂O 下降

この中で KWP-2 孔の水圧が上昇するのは引き領域にある No. 75 と No. 161 だけでいずれも鉾山から比較的近い距離で発生した地震である。その他の地震については押し領域・引き領域いずれも KWP-2 孔の水圧は下降している事から、発震機構と水圧変化の上昇・下降の方向性の間の関係は薄いと考えられる。

一方、大きな歪みを伴う考えられる地震でありながら水圧の変化しなかった地震について着目すると、以下の関係になる。

水圧の変化しなかった地震

・押し領域にあるもの： () 内は震央距離

No. 151 (12.4km)

No. 249 (236.1km)

・引き領域にあるもの： () 内は震央距離

No. 113 (87.9km)

No. 114 (90.4km)

No. 163 (53.5km)

No. 216 (130.5km)

No. 286 (97.2km)

No. 287 (90.7km)

これらの多くは釜石鉾山に比較的に近い場所で発生した地震である。

1.4.3 理論的な岩盤歪み値と水圧変化の関連性の検討

観測全期間に発生した地震について、震央距離とマグニチュードのグラフ平面を図 1.4.3-1 に示す。図中には Dobrovolsky *et. al*(1979)によるモデル計算の結果による歪みと、竹本・高田(1969)の strain step の実測値から導きだした 10^8 乗歪みの線を示してある。また、震源距離とマグニチュードのグラフ平面を図 1.4.3-5 に示す。図中には、Okada(1995)による等歪み線を示してある。Dobrovolsky *et. al*(1979)の理論歪みとの関係においては 10^8 以上の歪み、Okada(1995)の理論歪み値との関係においては 10^9 以上の歪みが想定される地震において、水圧変化が観測される傾向がある。

次に各水圧観測孔における水圧変化の絶対量と Dobrovolsky *et. al*(1979)、Okada(1995)による歪み量を比較したものを図 1.4.3-3、1.4.3-4 に示す。理論歪み値が大きい領域に水圧

変動の大きい地震が多く分布する傾向がみられる。また、理論歪みが大きい地震のほうがコサイスミックに水圧が変動する事例が多いことがわかる。

1.4.4 地震による水圧の最大振幅量と静的な変化量の関連性の検討

水圧変化を生じた地震時の各観測孔の最大水圧変動振幅と水圧変化の絶対量を比較したものを図 1.4.4-1 に示す。また、最大振幅と水圧変化量の設定模式図を図 1.4.4-2 に示す。最大水圧変動振幅は、地震記録計の水圧データから求めた。図からも明らかなように、KWP-1,2 孔については振幅幅が大きいほど水圧変化量が大きくなる相関性が認められる。また、水圧変化生じた地震 27 例と水圧変化を生じなかった地震のうち Dobrovolsky *et. al*(1979)の理論歪みの大きかった地震 20 例について、Dobrovolsky *et. al*(1979)の理論歪みと最大水圧変動振幅の関係を表 1.4.4-1、図 1.4.4-3 に示す。「理論歪みが大きいにも関わらず静的に水圧が変化していない地震」が多く分布する $-6 \geq \log(\varepsilon) \geq -7.5$ の範囲において比較した場合、静的な水圧変化の観測された地震のほうが、観測されない地震よりも、図中において若干ではあるが水圧振幅幅の大きい領域に分布する傾向がある。しかしながら両者の分布は、横軸 50cmH₂O ~ 800cmH₂O 付近で重なっており、その境界が明確でないことから、水圧の最大振幅が静的な水圧の変化の発生を直接決定する因子であると結論づけることはできない。

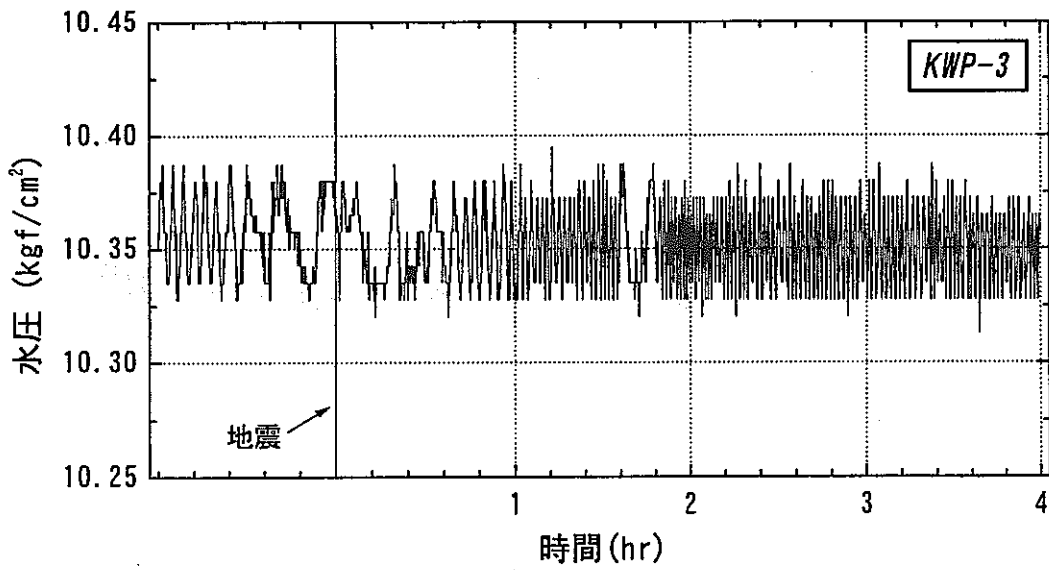
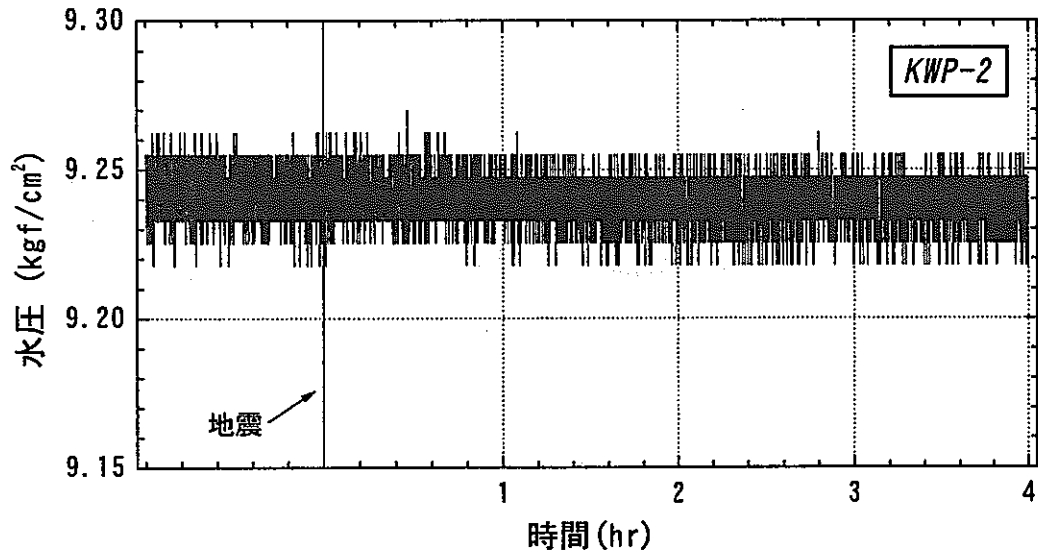
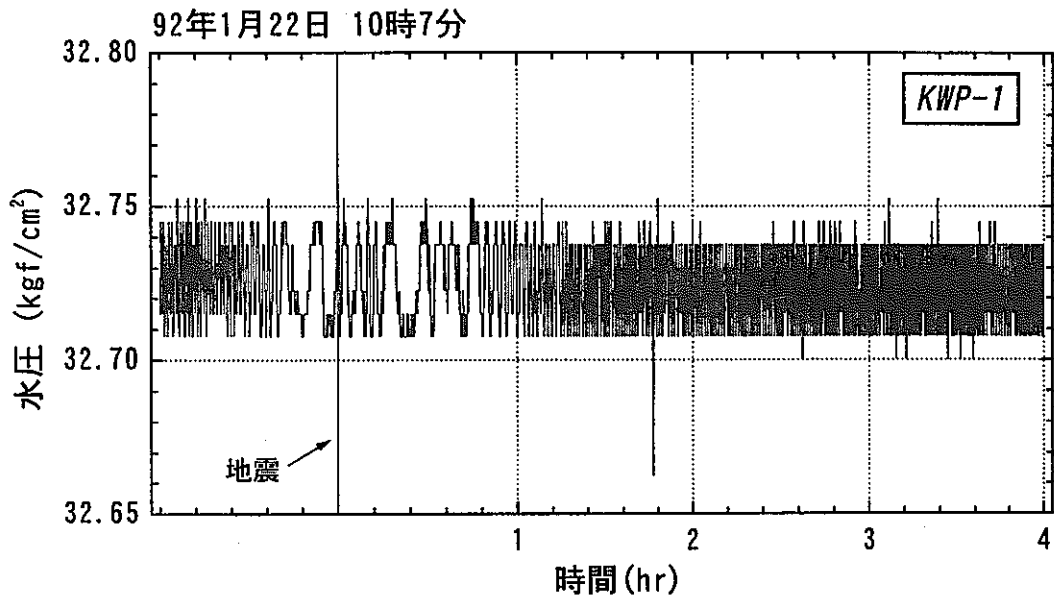


図 1.4.1-1No.66地震時における水圧変化

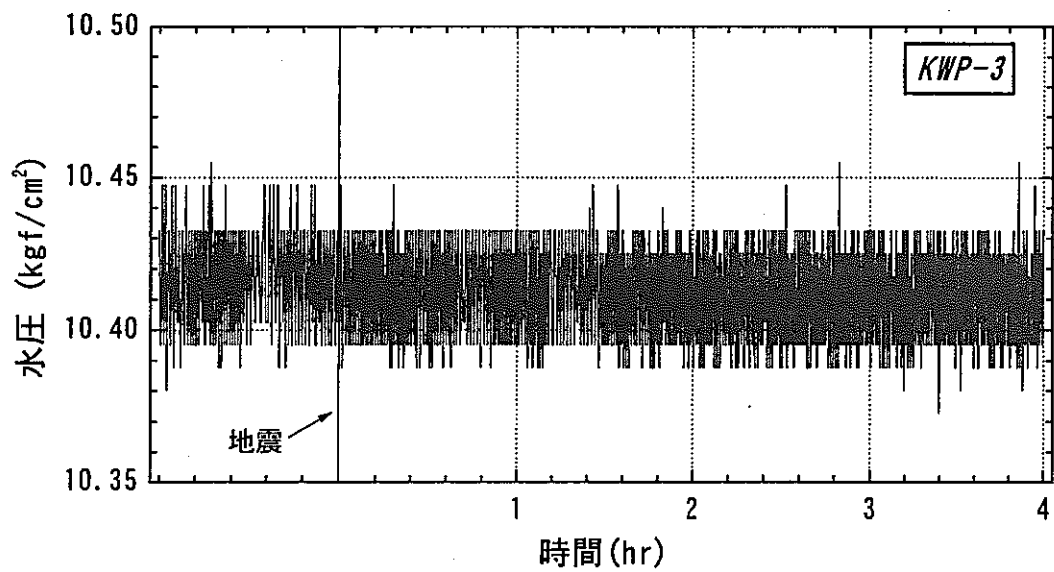
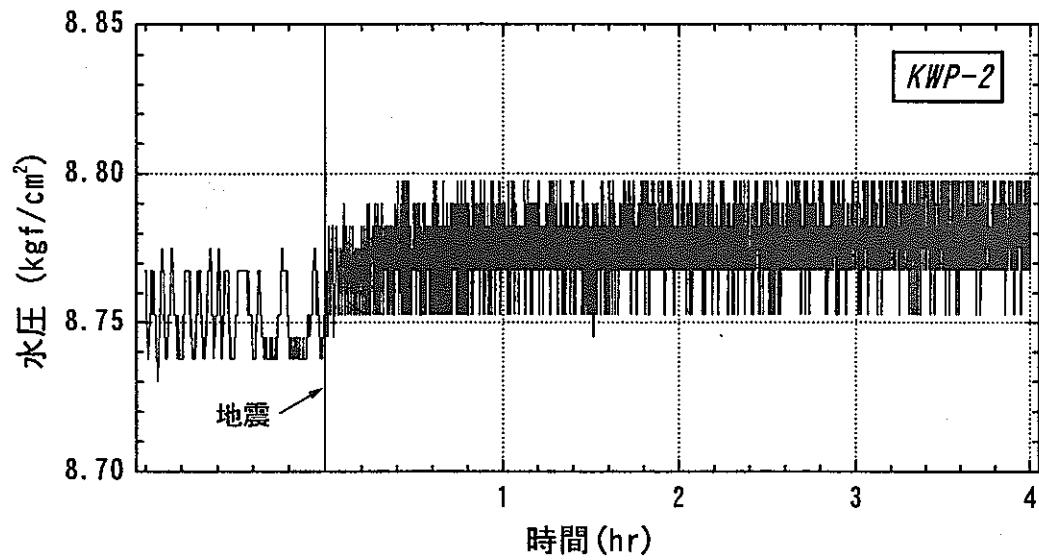
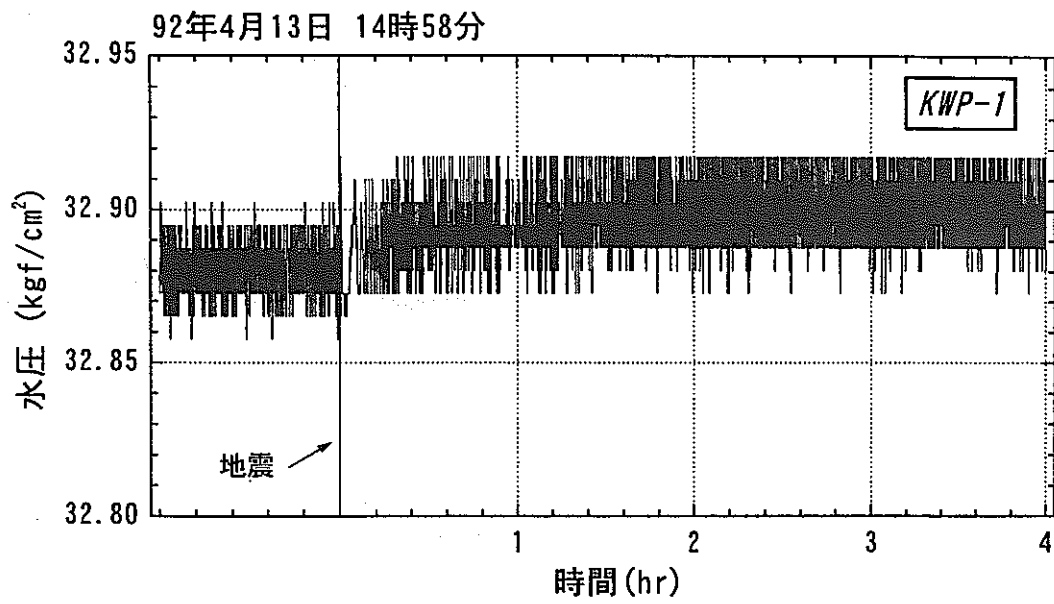


図 1.4.1-2No. 75地震時における水圧変化

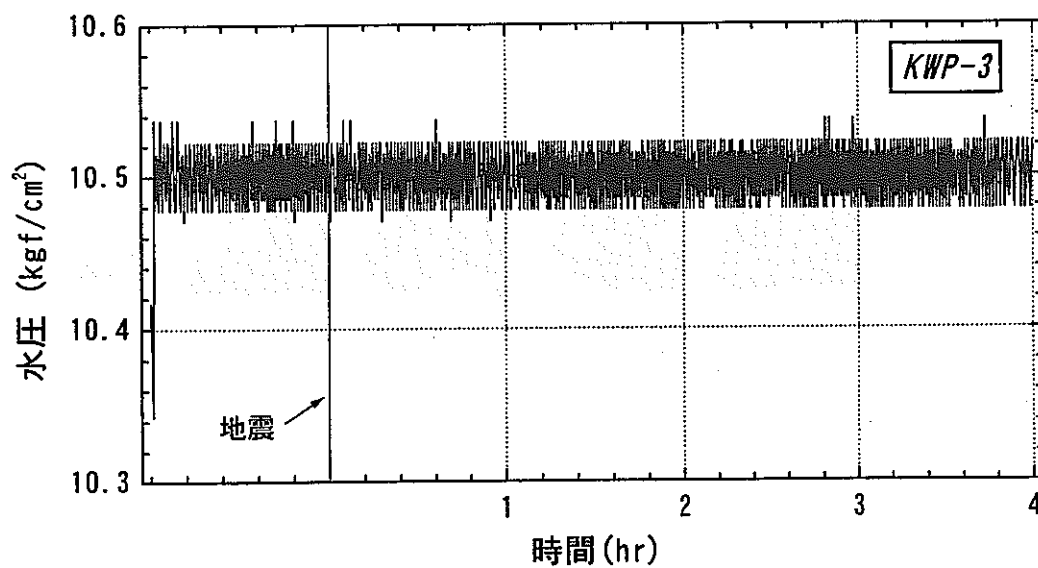
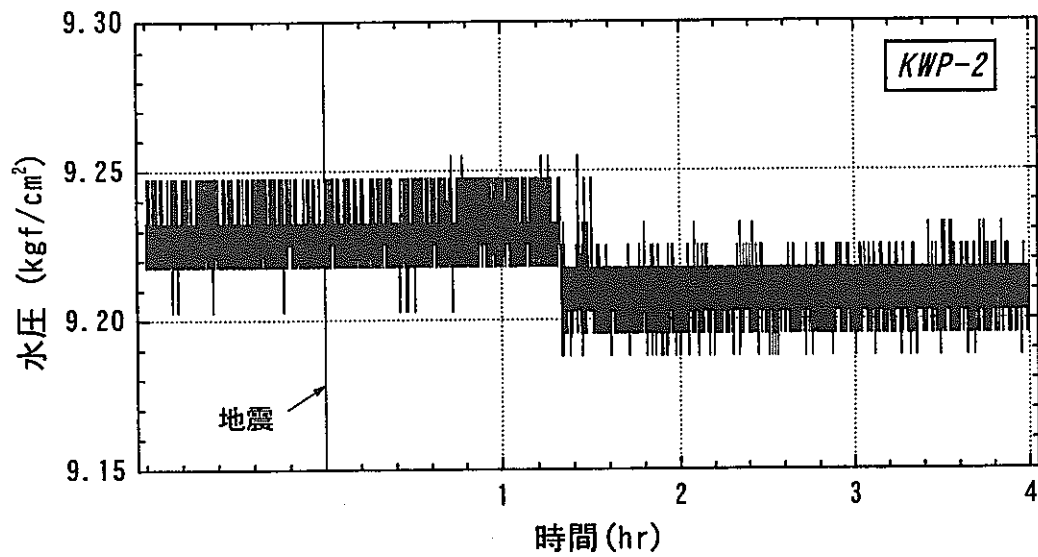
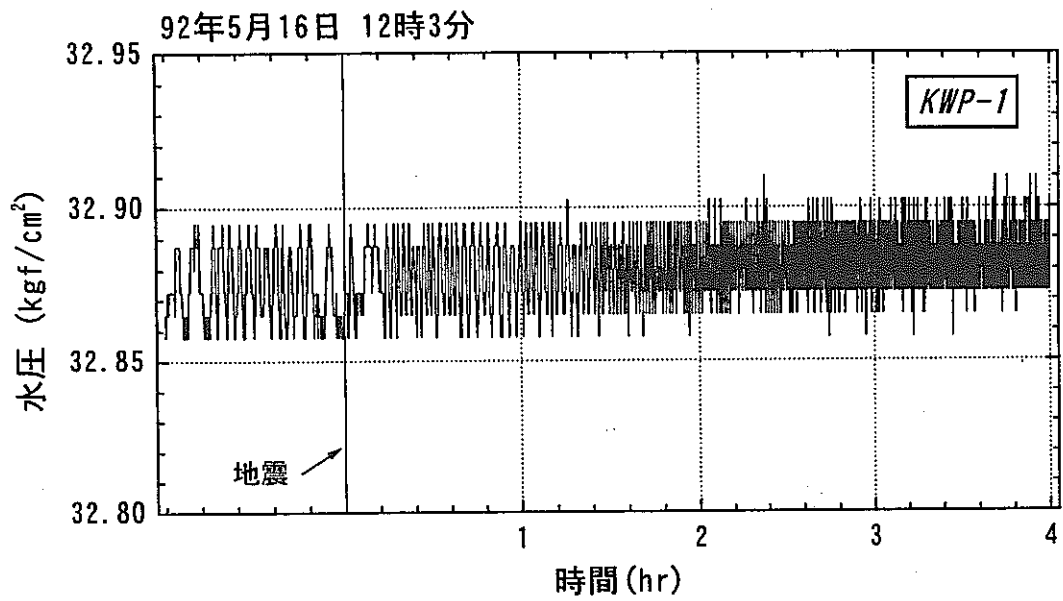


図 1.4.1-3No. 83地震時における水圧変化

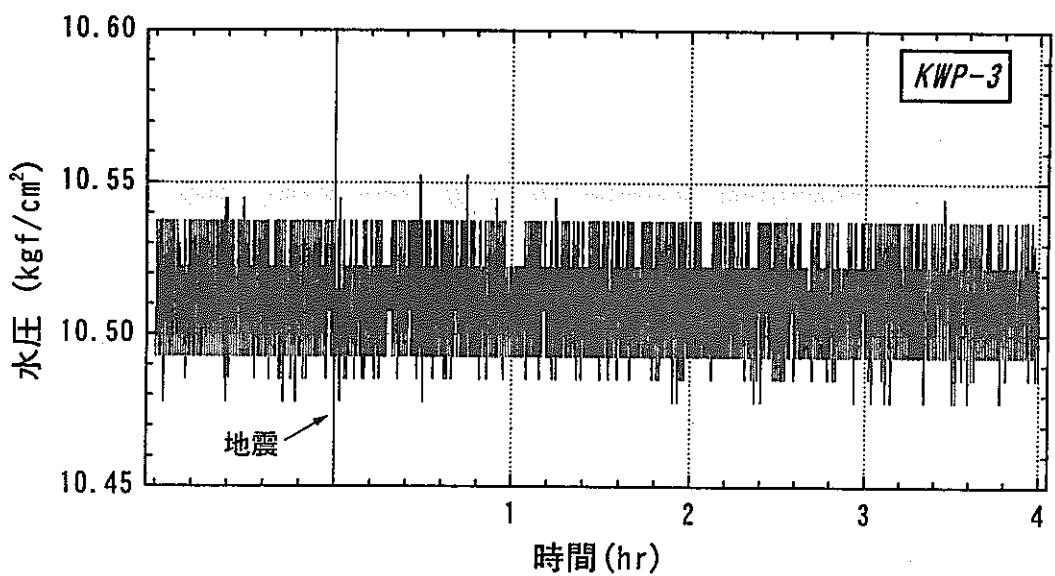
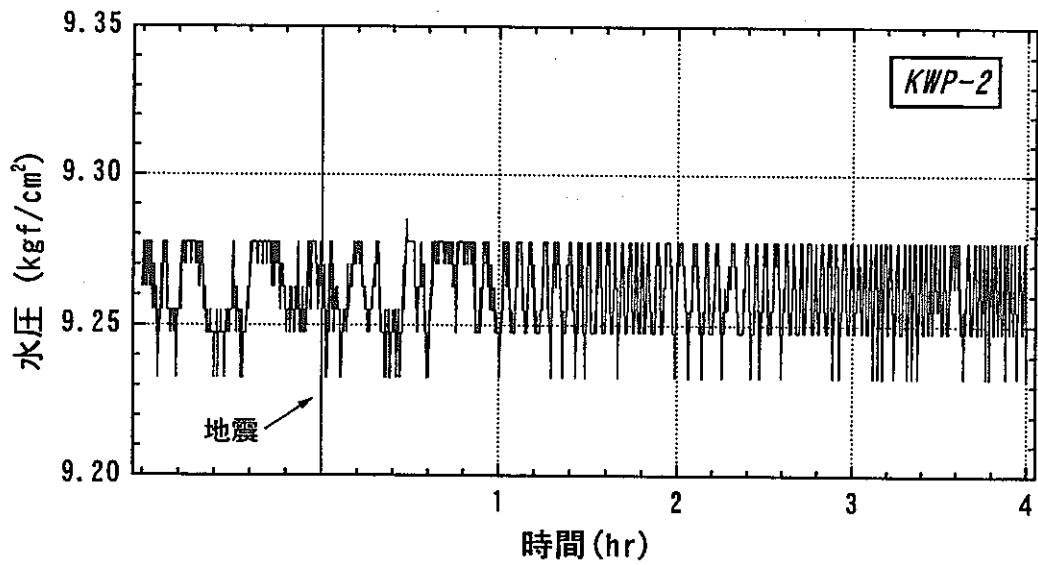
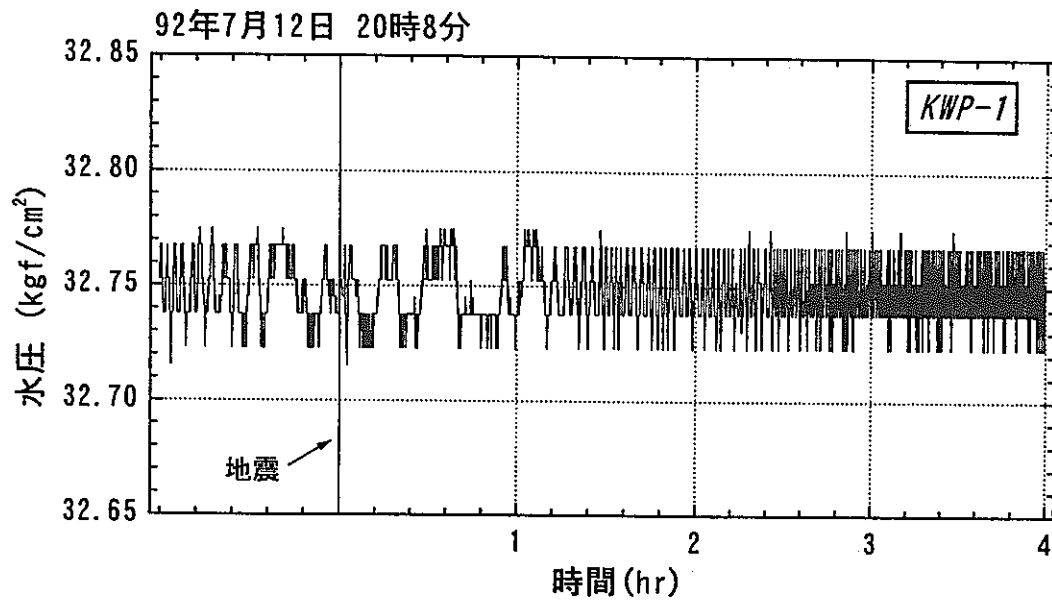


図-1.4.1-4No. 85地震時における水圧変化

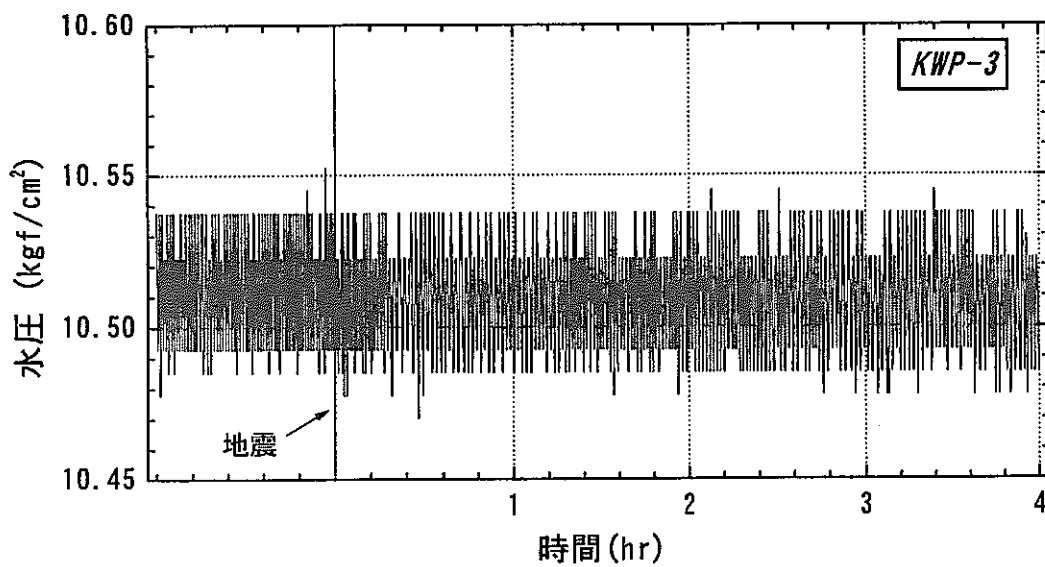
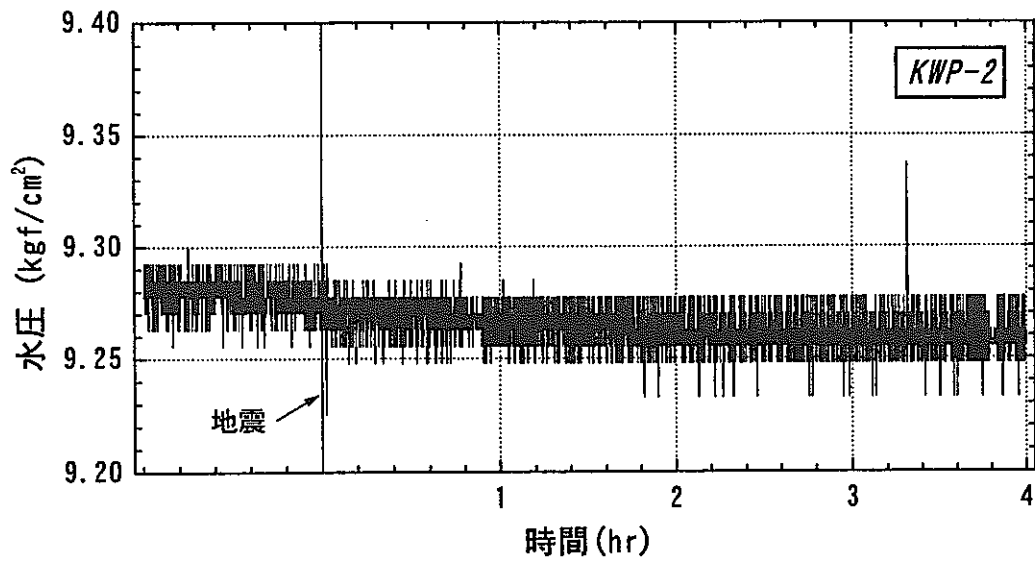
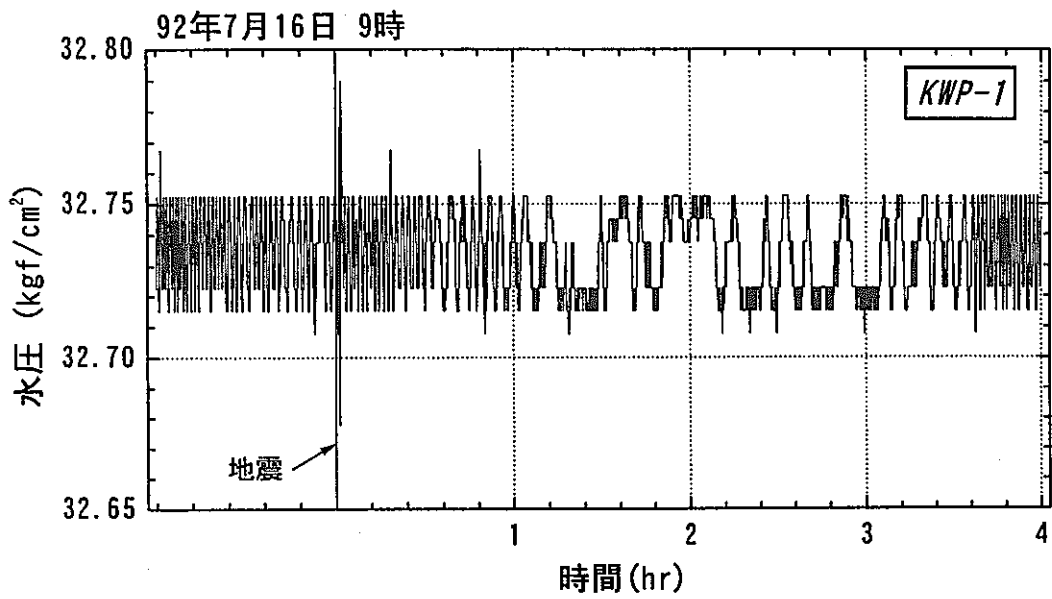


図-1.4.1-5No. 86地震時における水圧変化

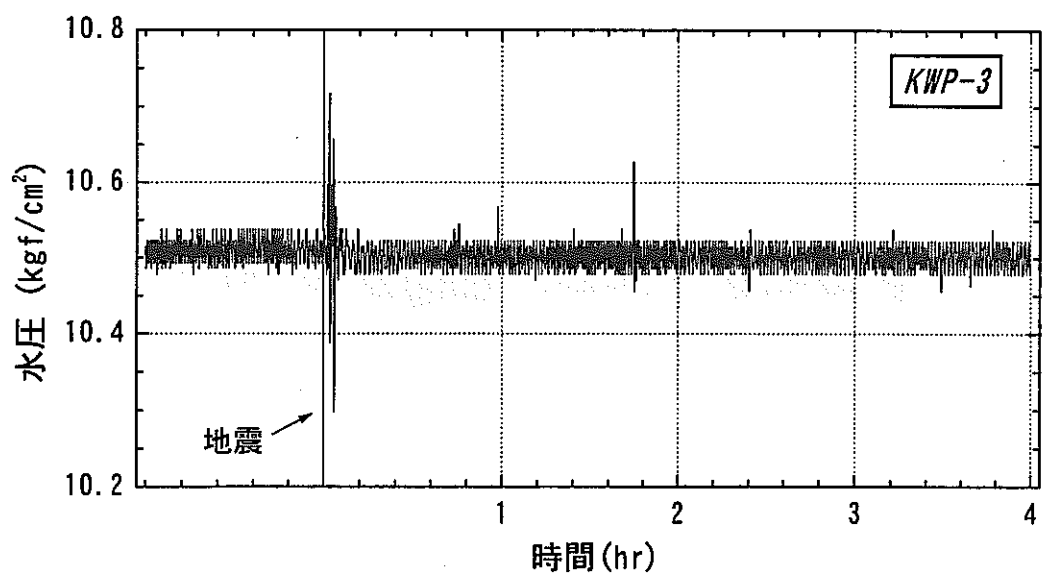
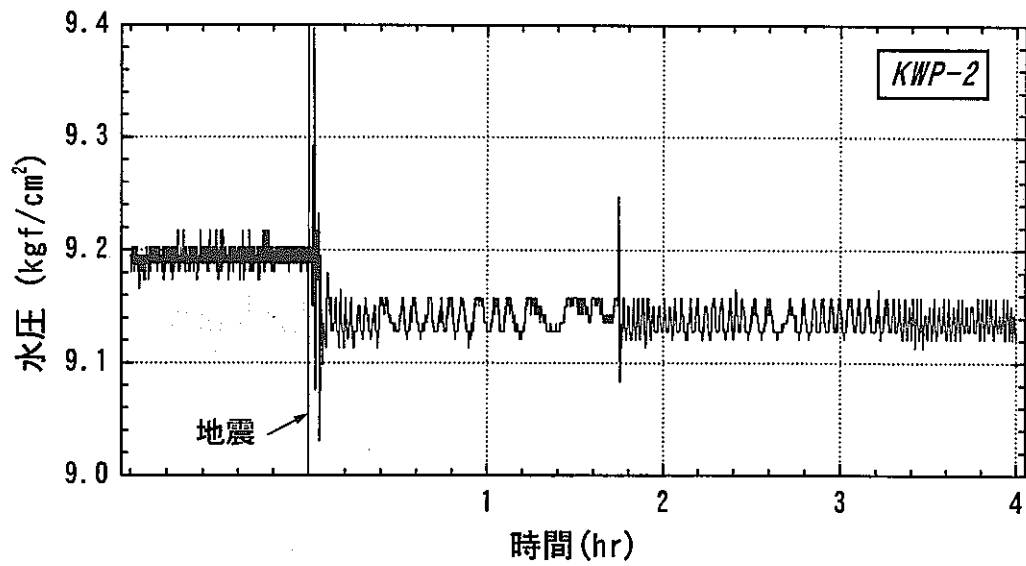
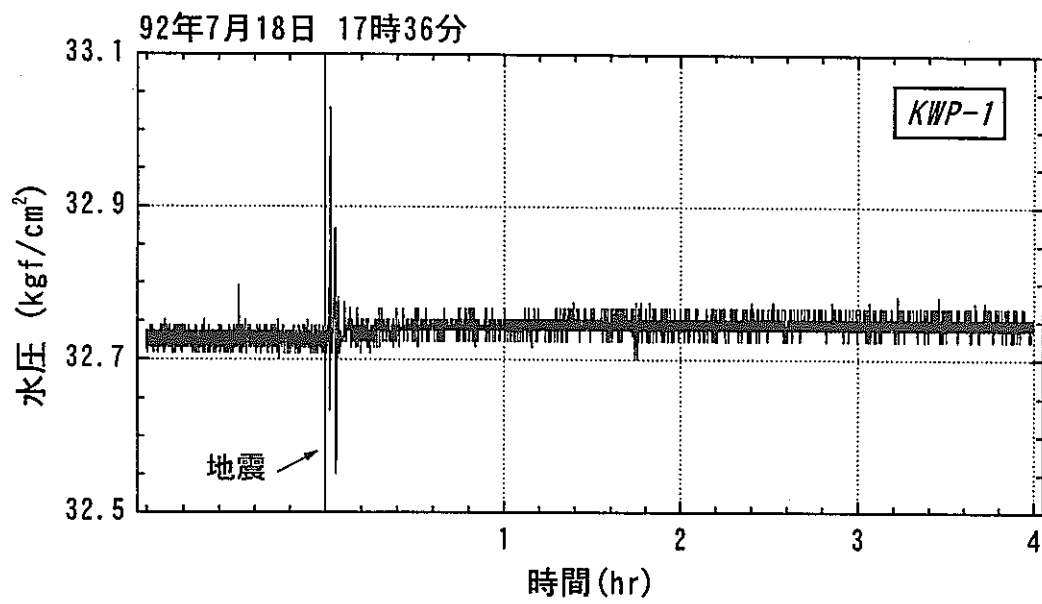


図-1.4.1-6No. 88地震時における水圧変化

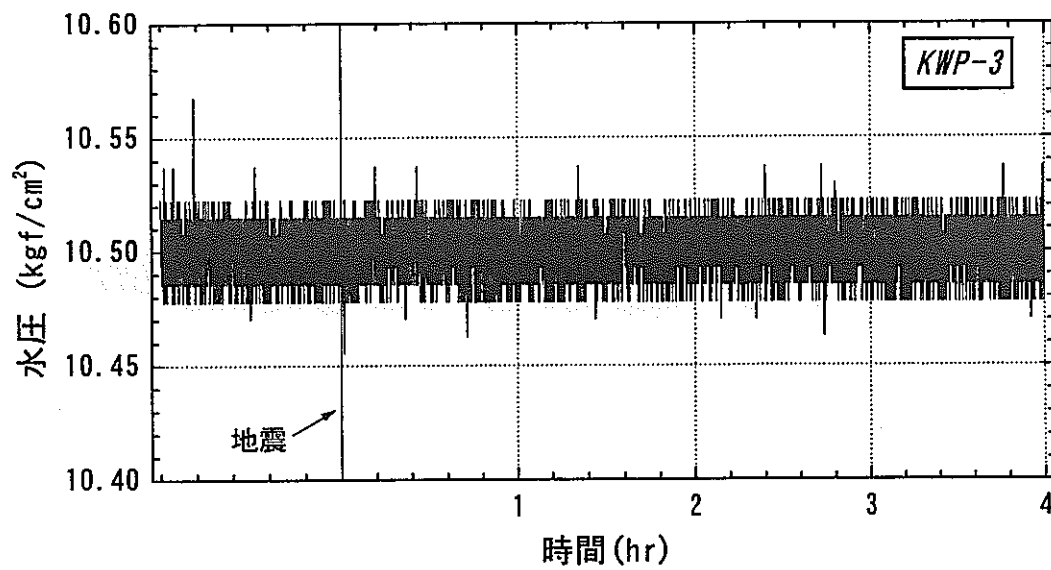
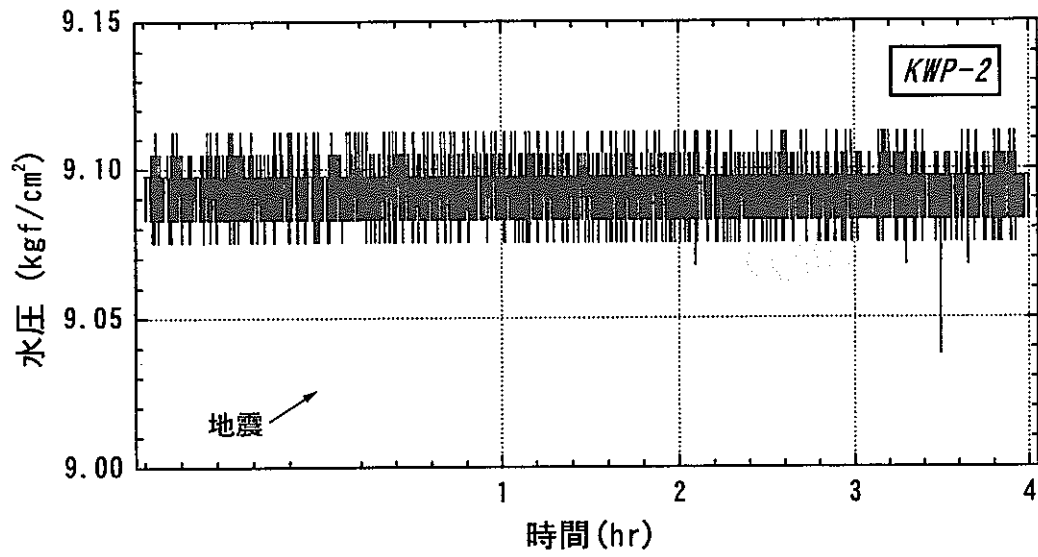
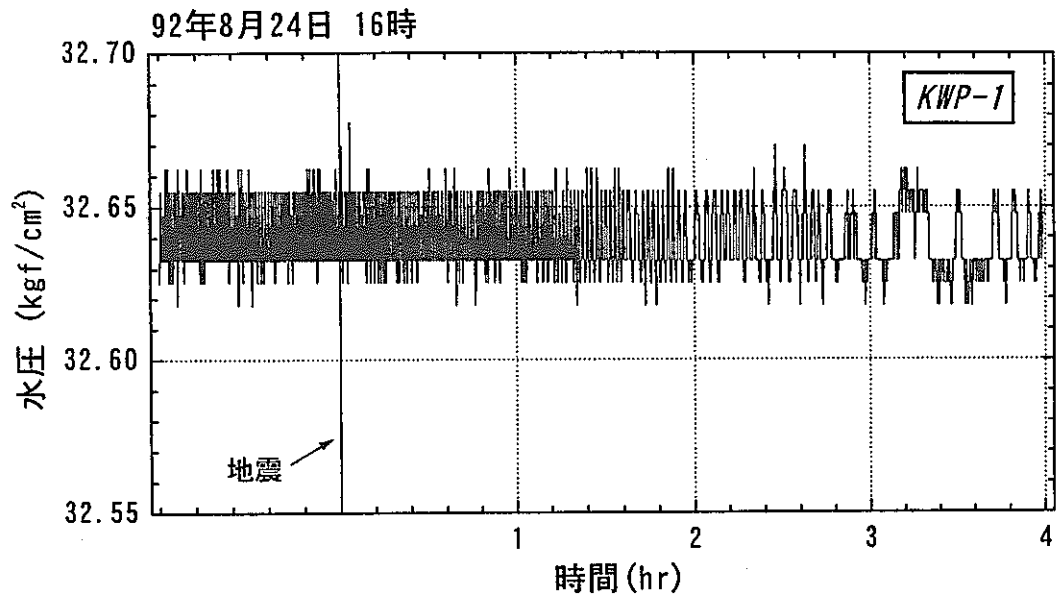


図-1.4.1-7No. 93地震時における水圧変化

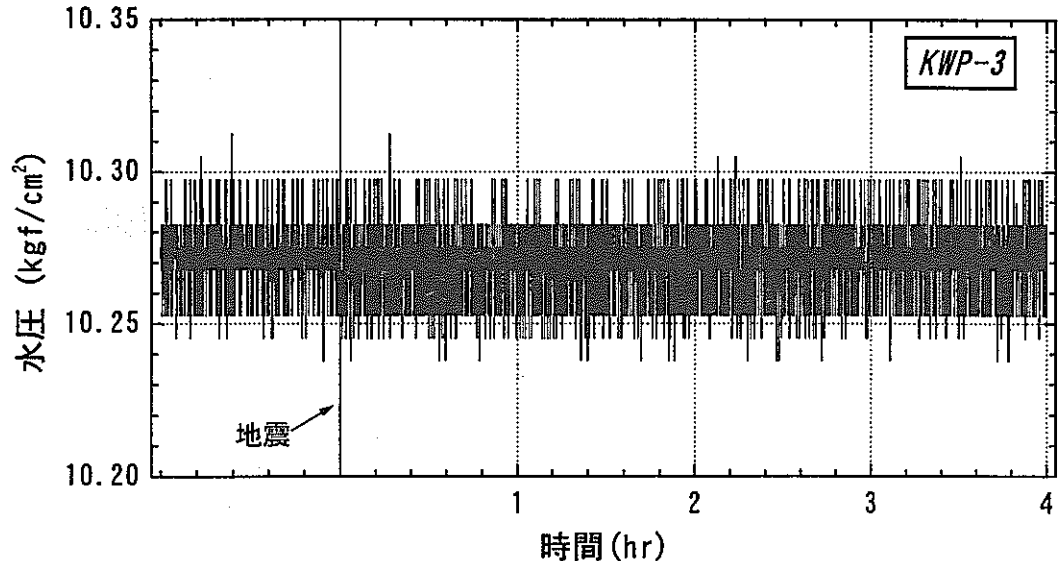
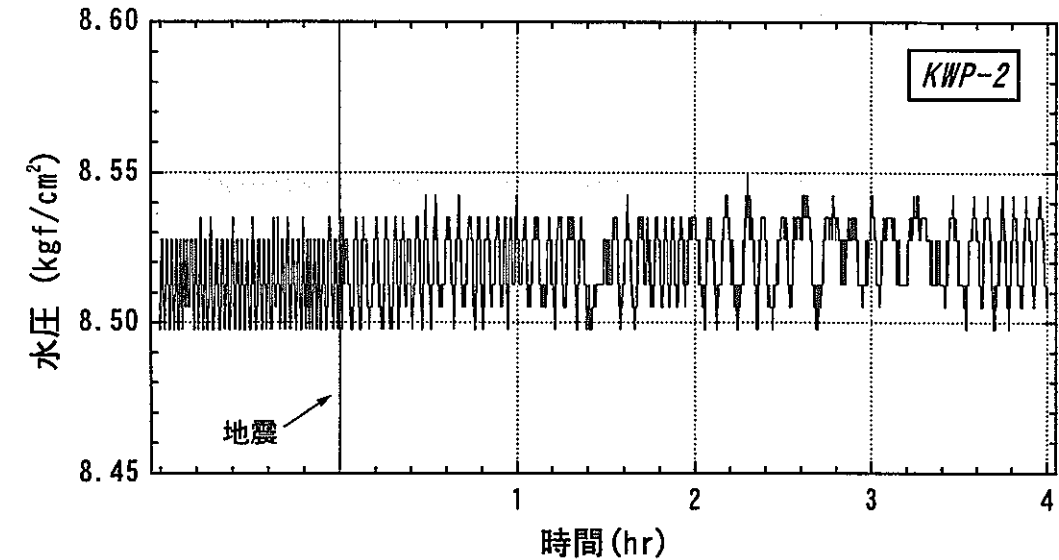
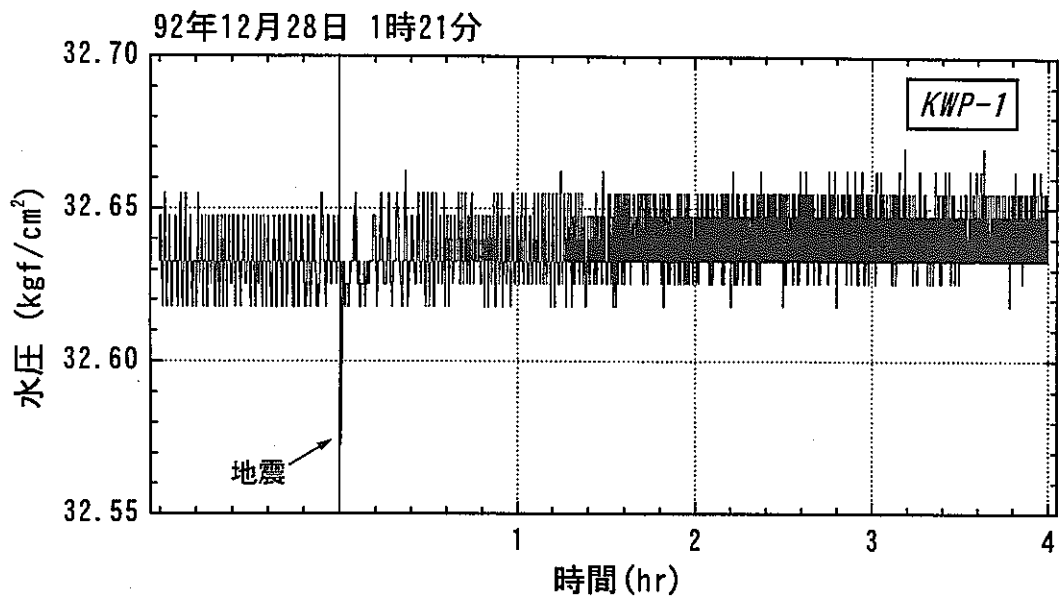


図-1.4.1-8No. 104地震時における水圧変化

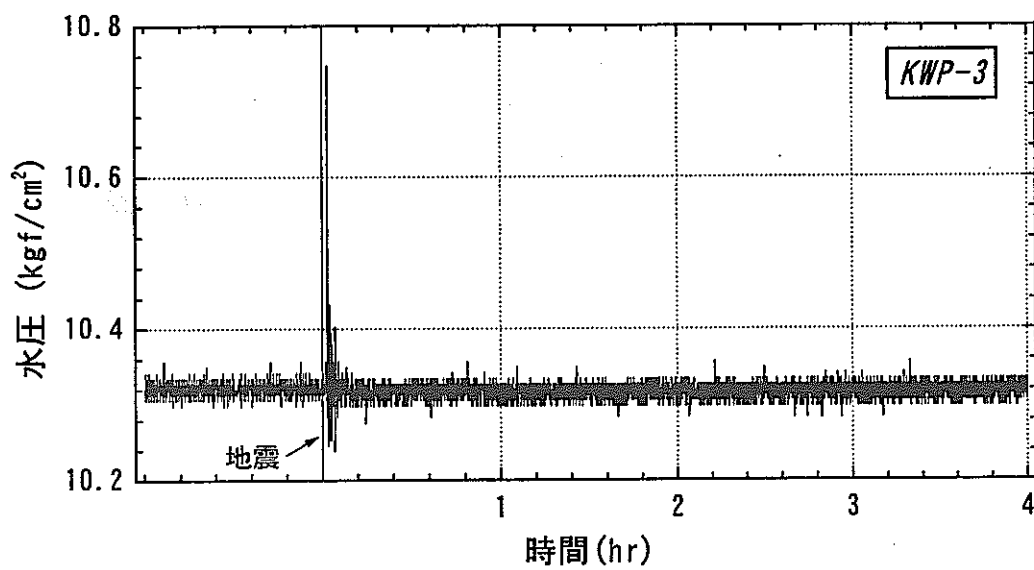
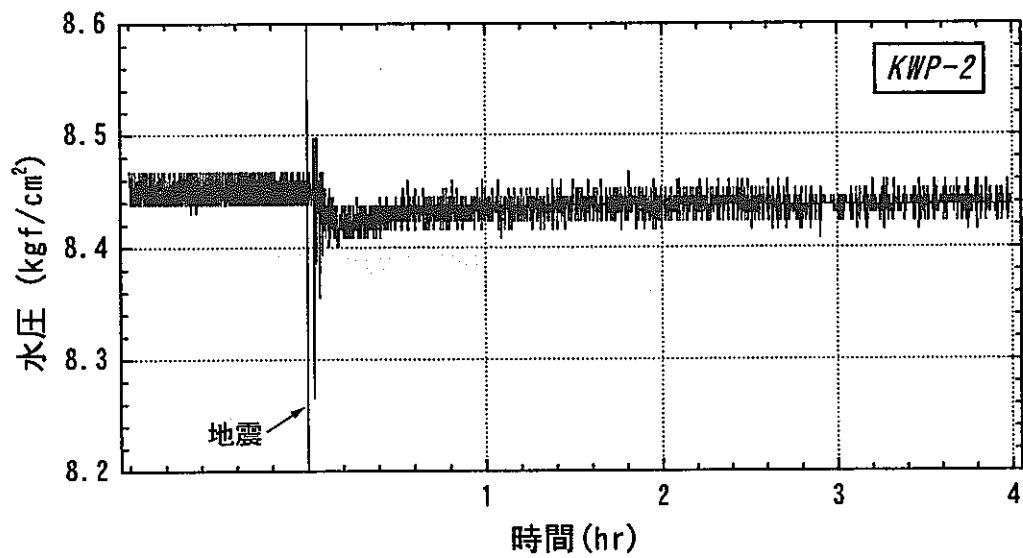
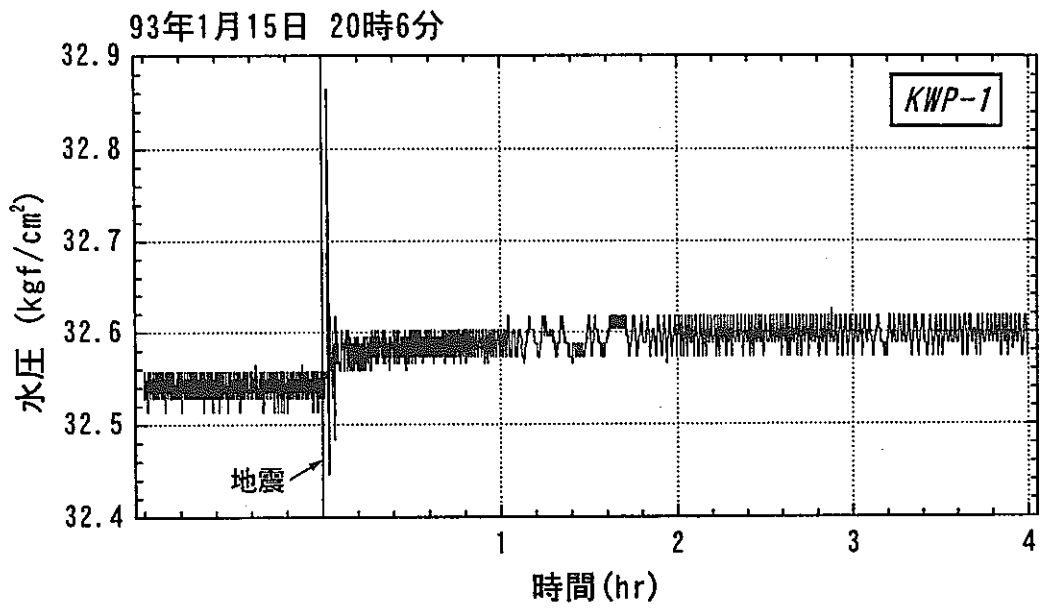


図-1.4.1-9No.120地震時における水圧変化

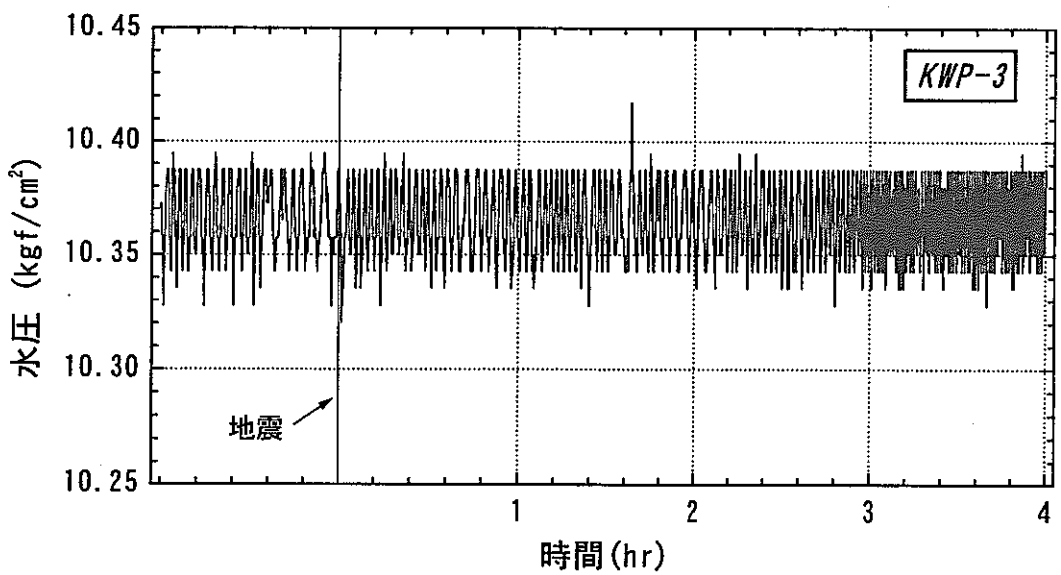
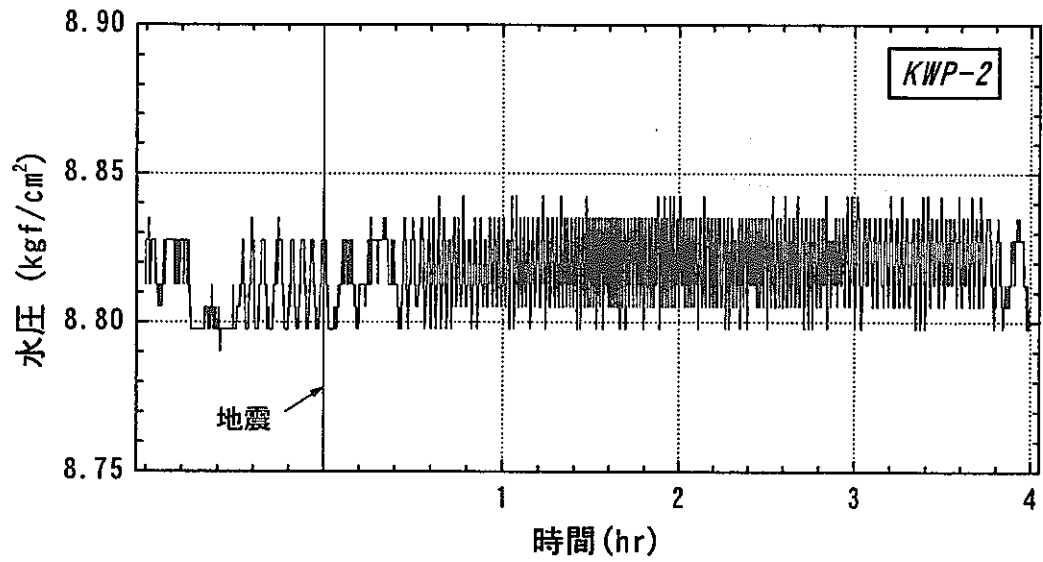
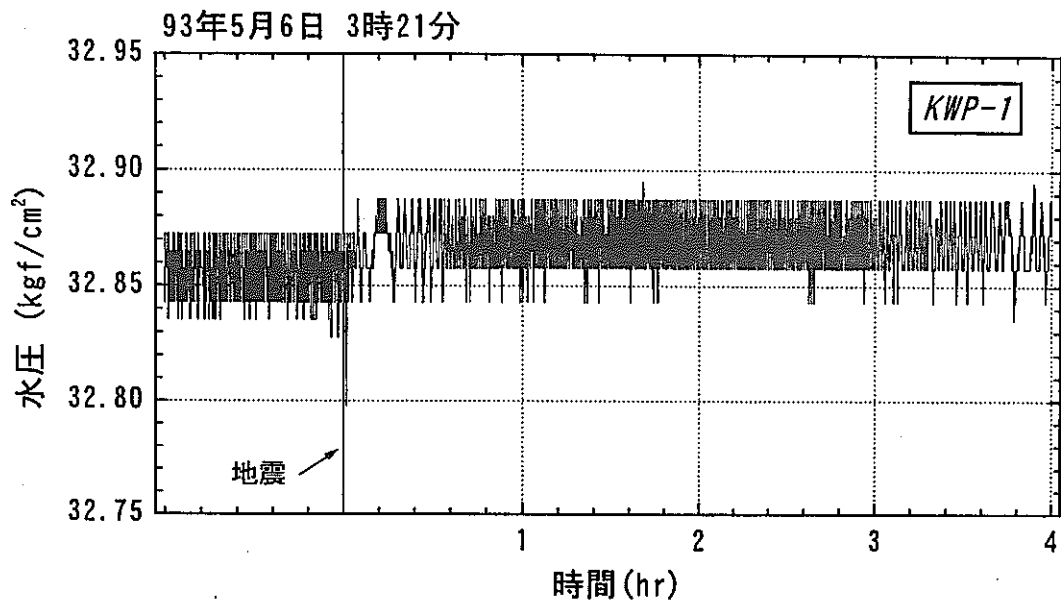


図-1.4.1-10 No.134地震時における水圧変化

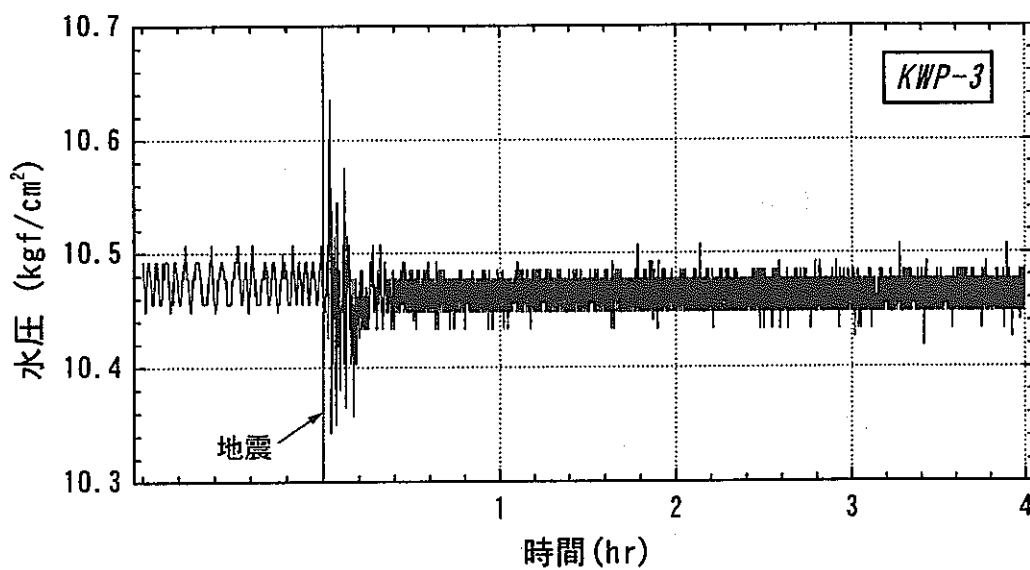
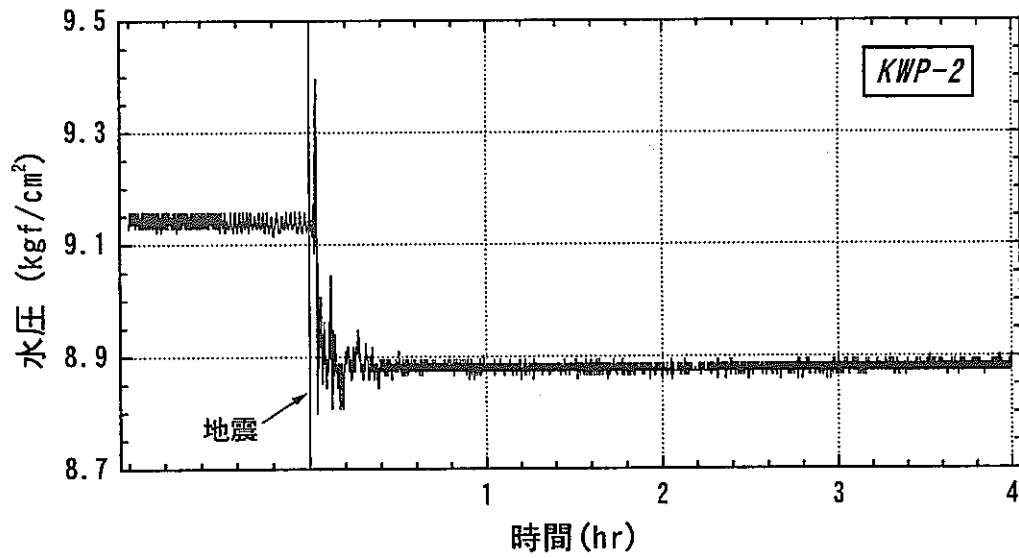
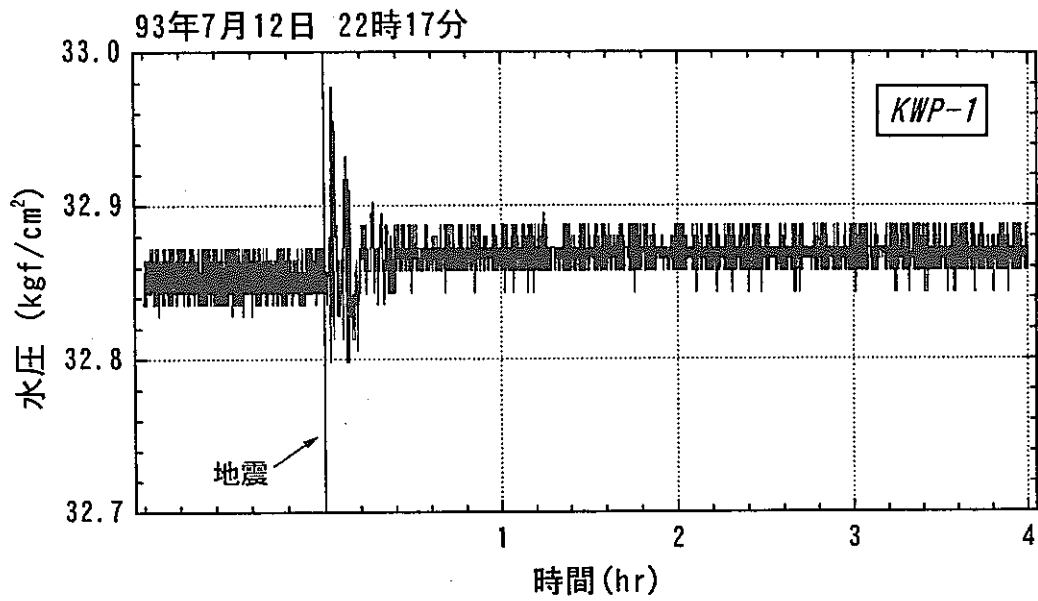


図-1.4.1-11 No. 145地震時における水圧変化

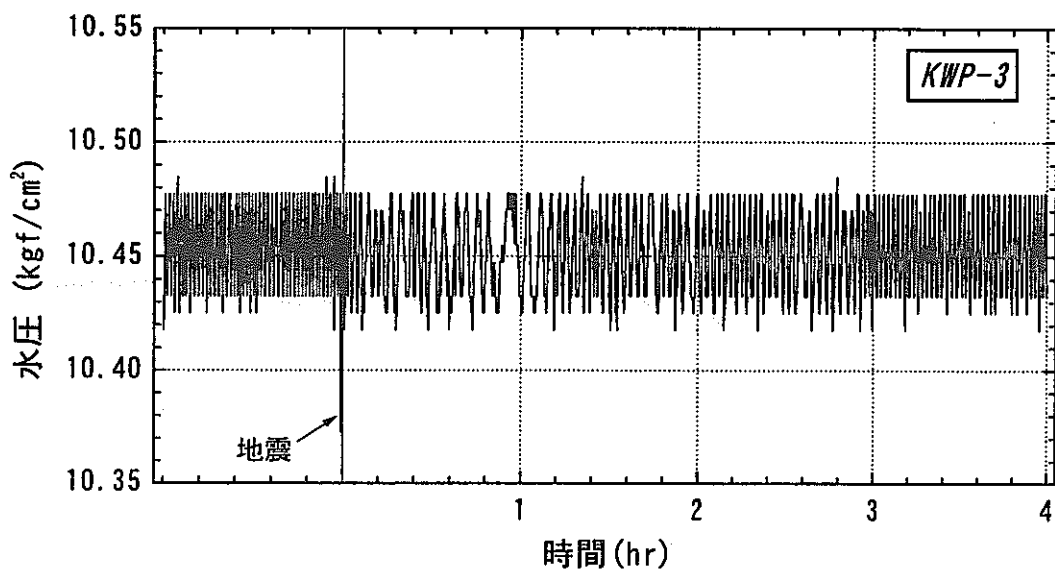
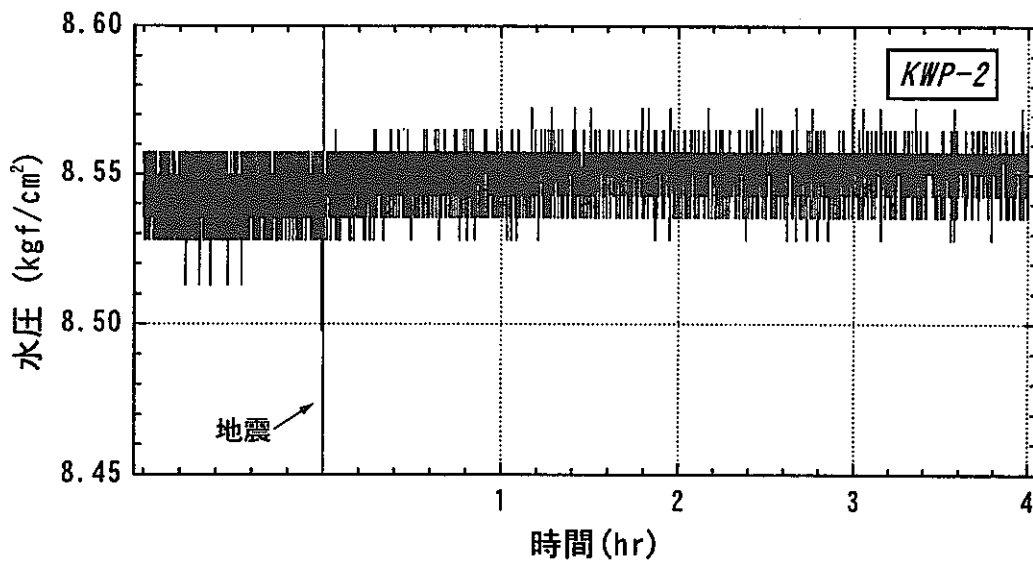
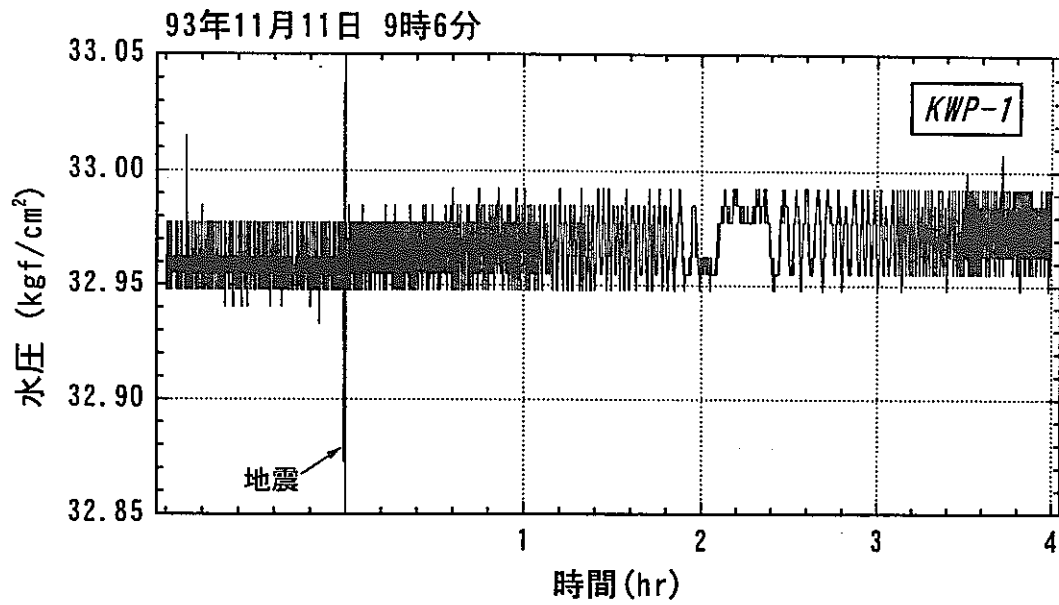


図-1.4.1-12 No. 158地震時における水圧変化

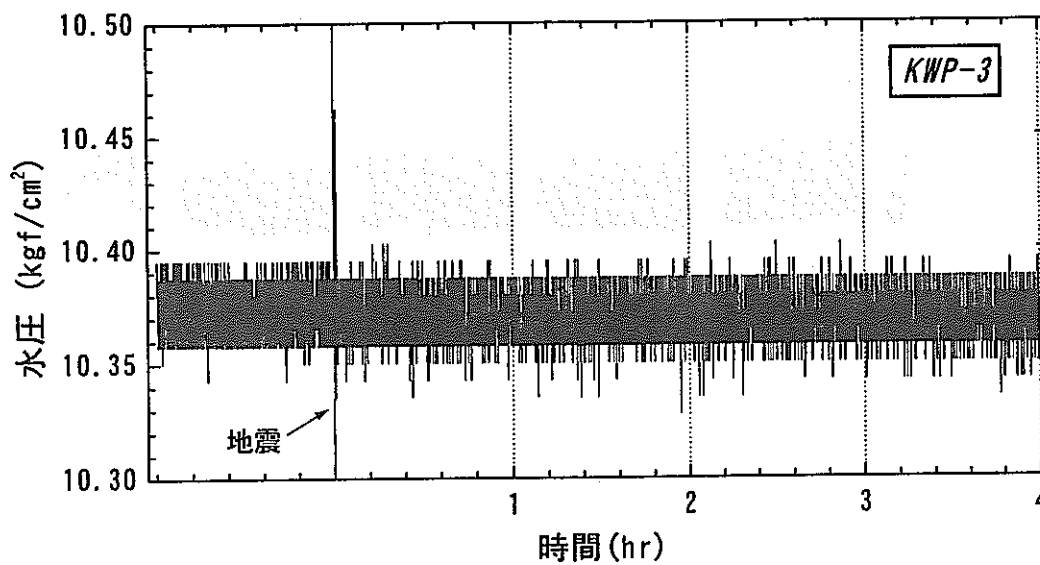
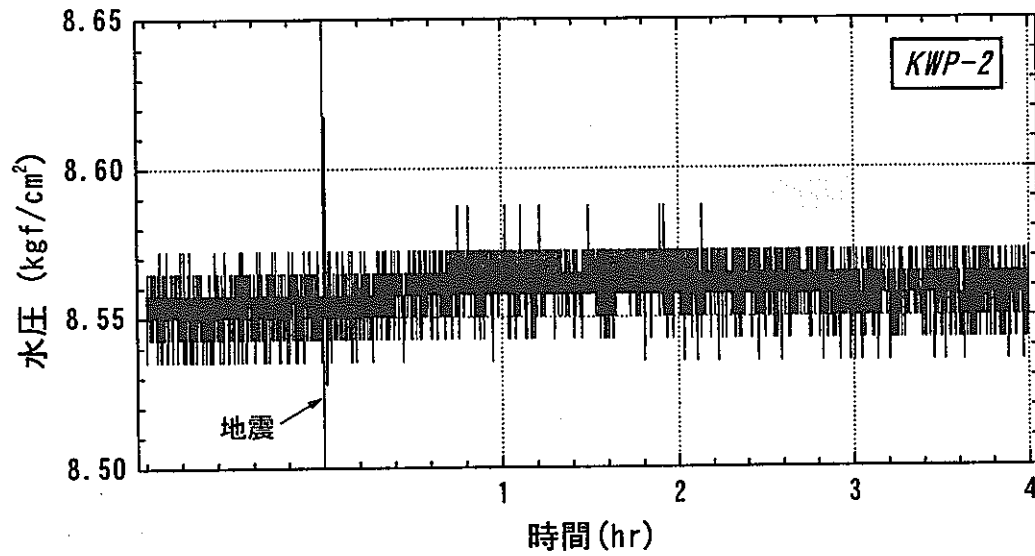
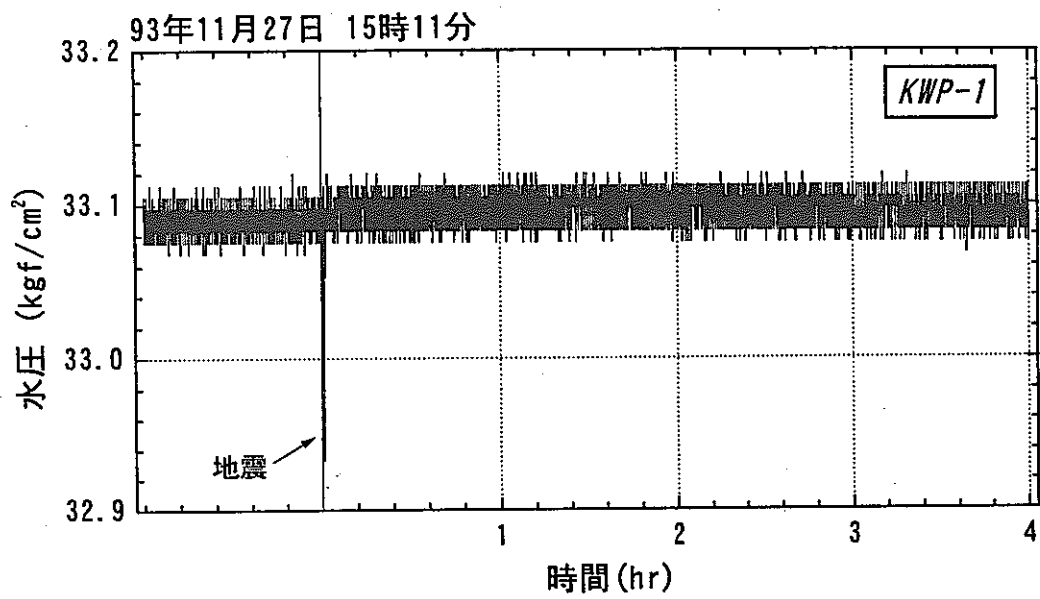


図-1.4.1-13 No.161地震時における水圧変化

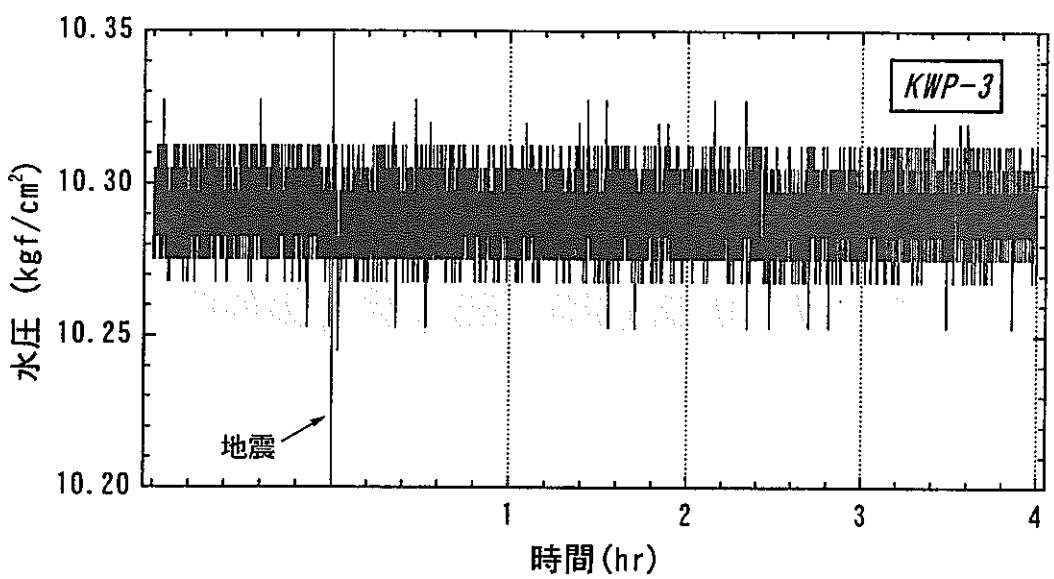
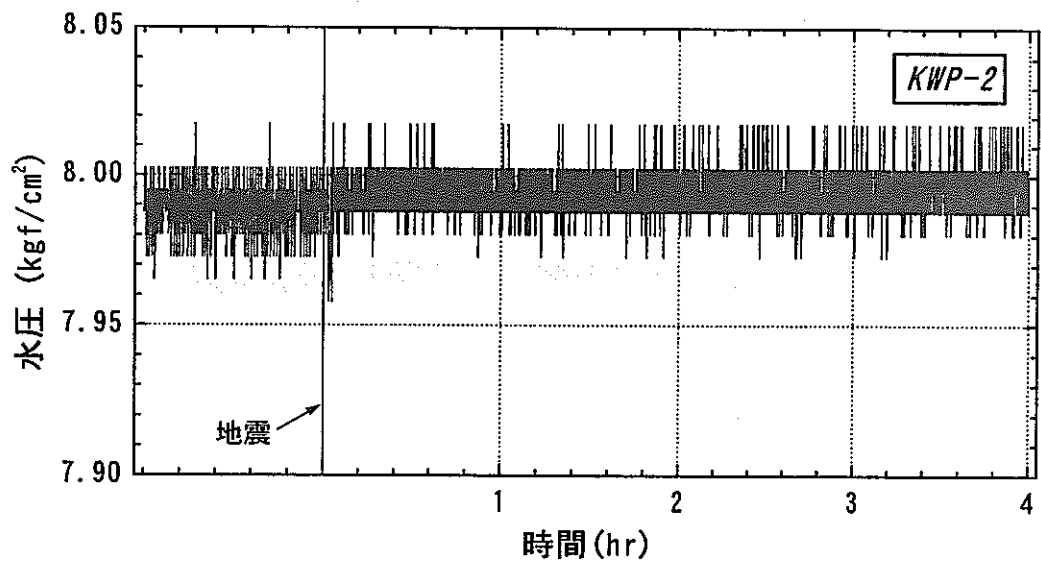
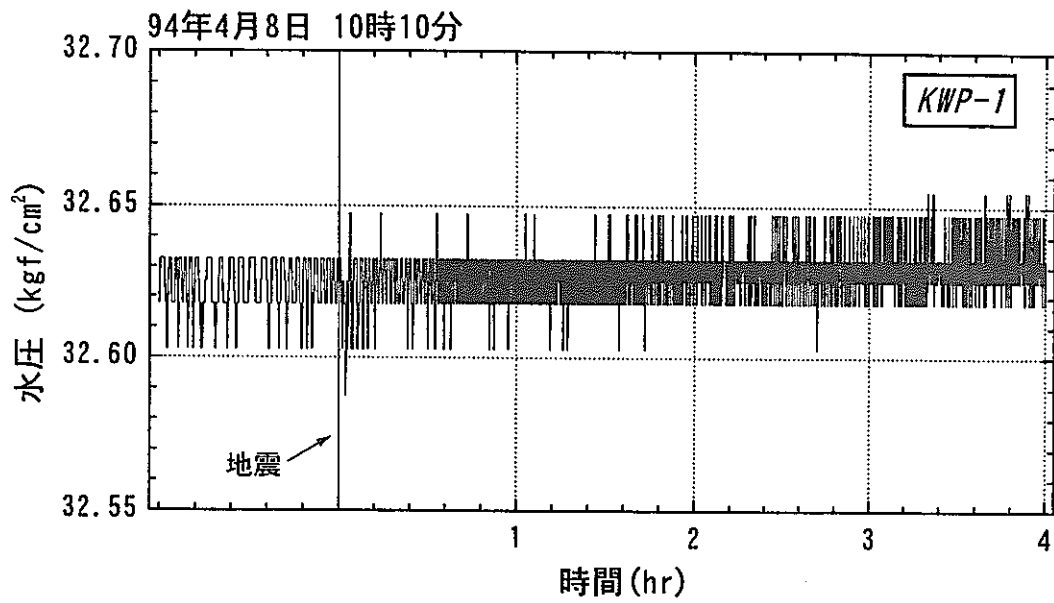


図-1.4.1-14 No.173地震時における水圧変化

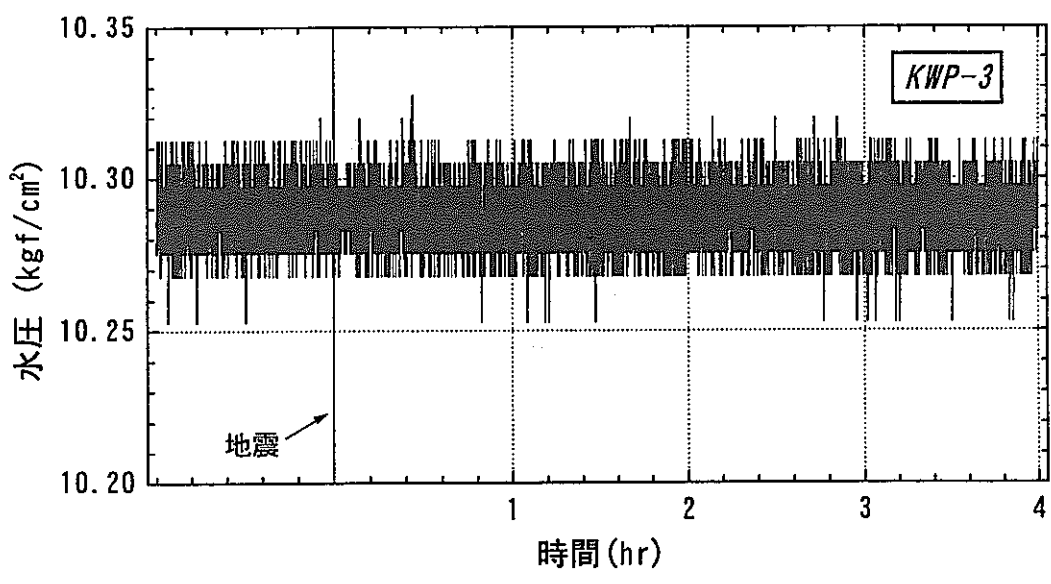
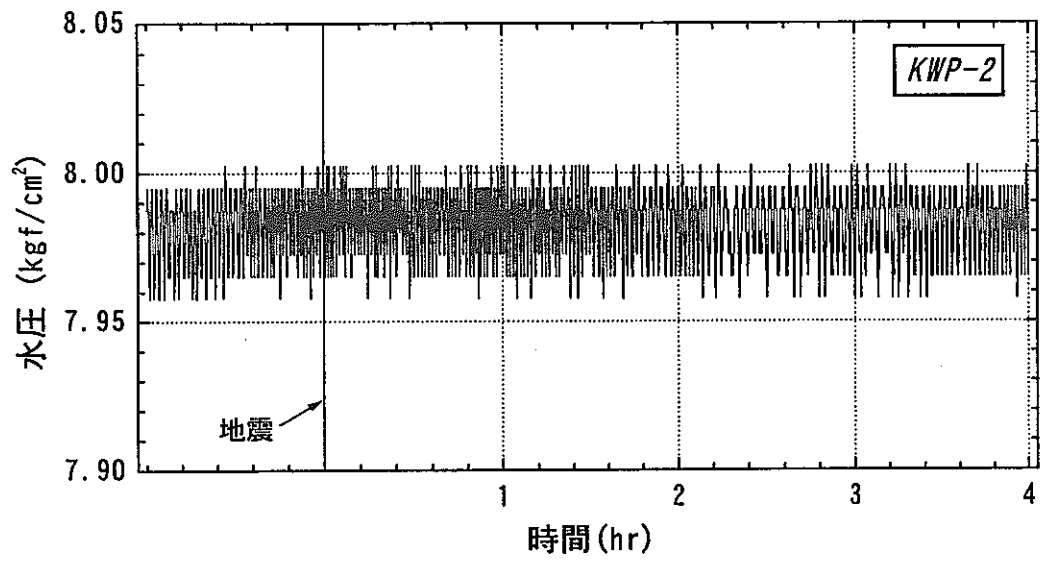
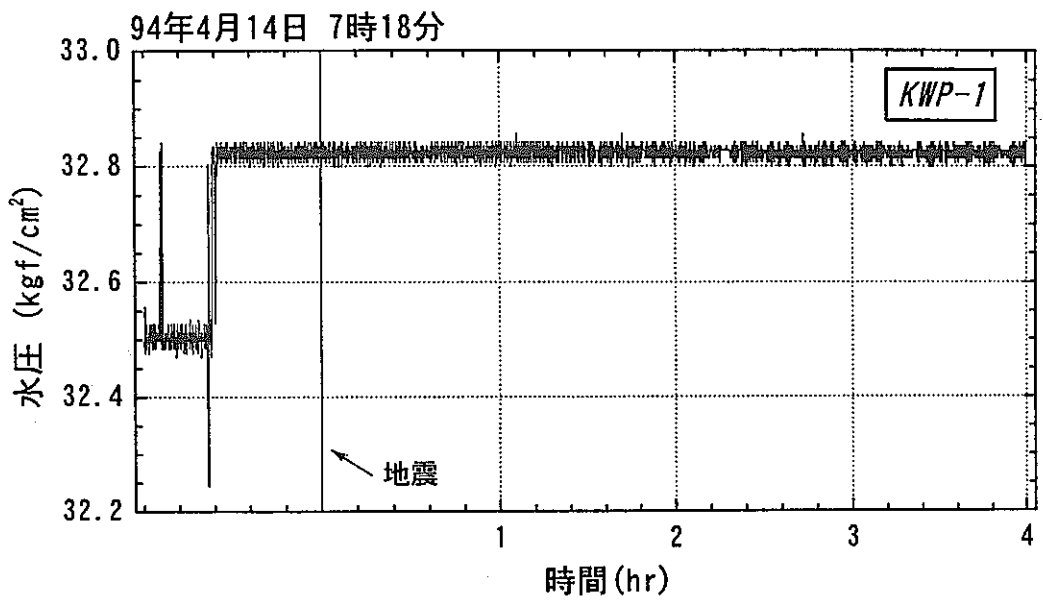


図-1.4.1-15 No.174地震時における水圧変化

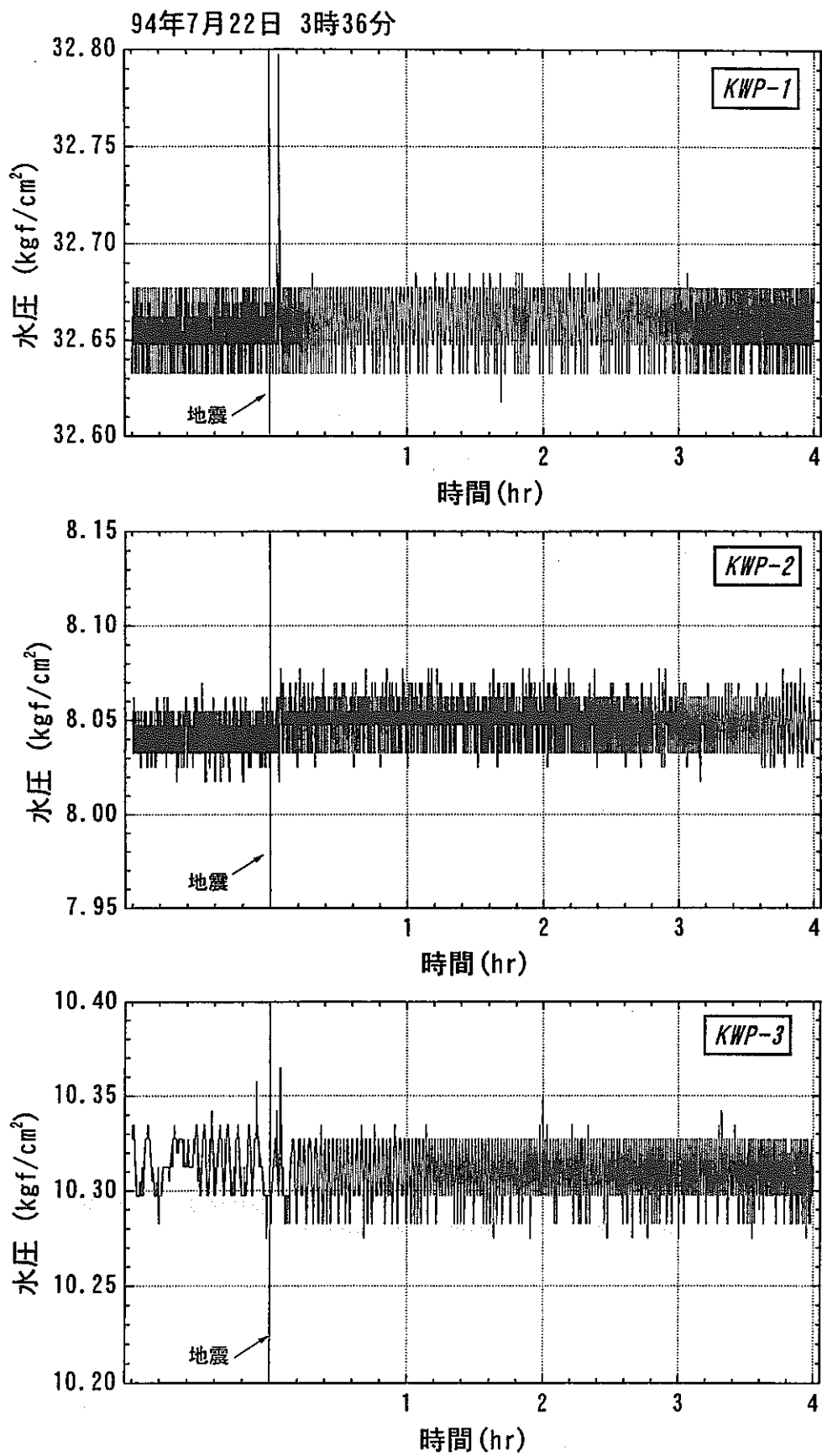


図 1.4.1-16 No. 178地震時における水圧変化

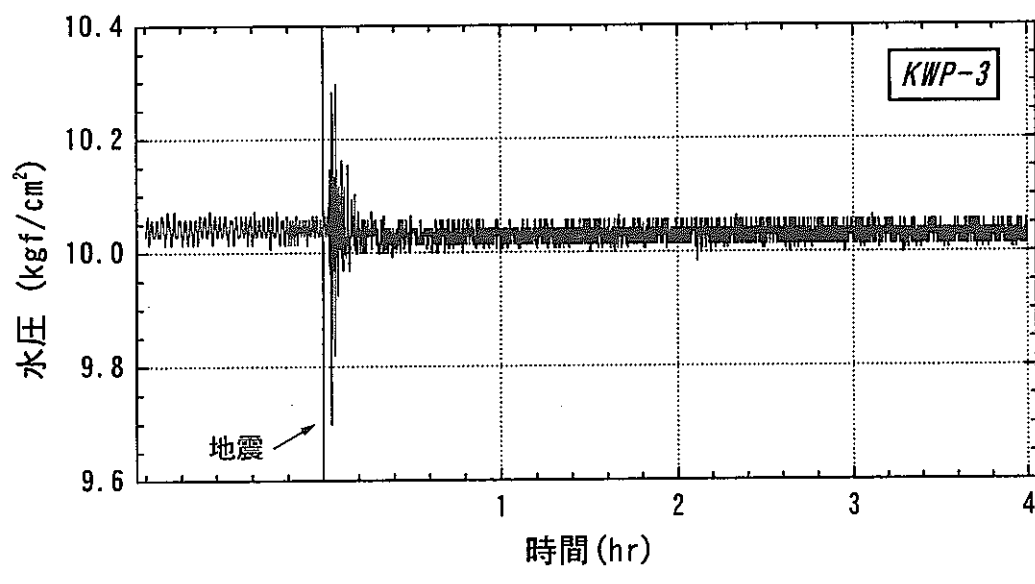
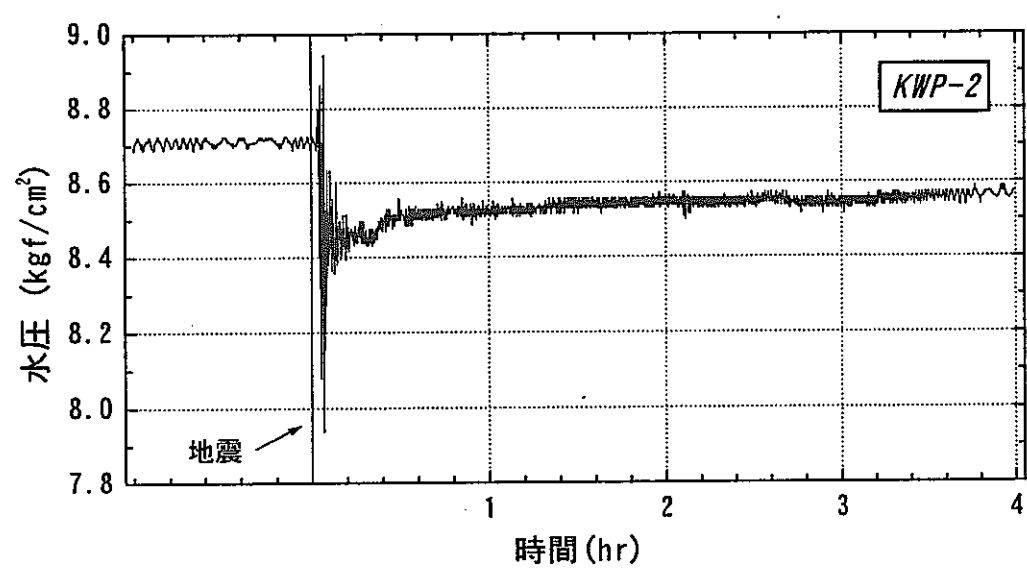
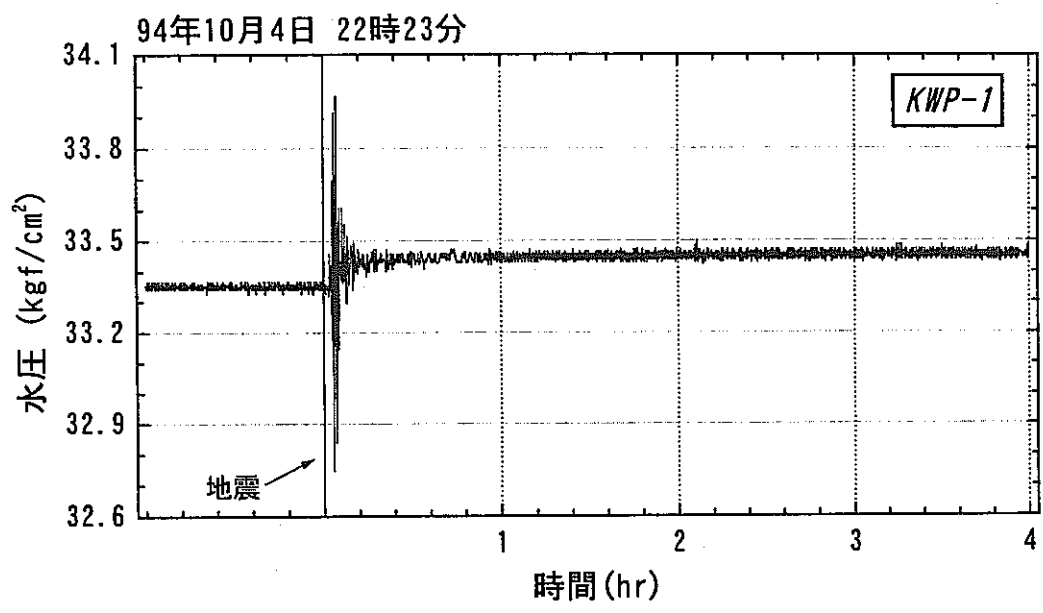


図 1.4.1-17 No.189地震時における水圧変化

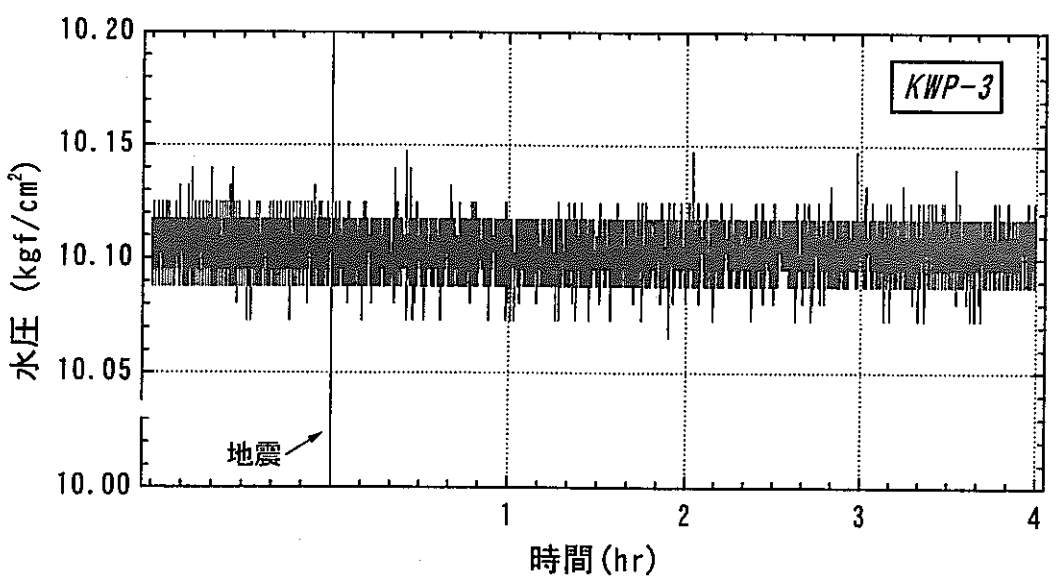
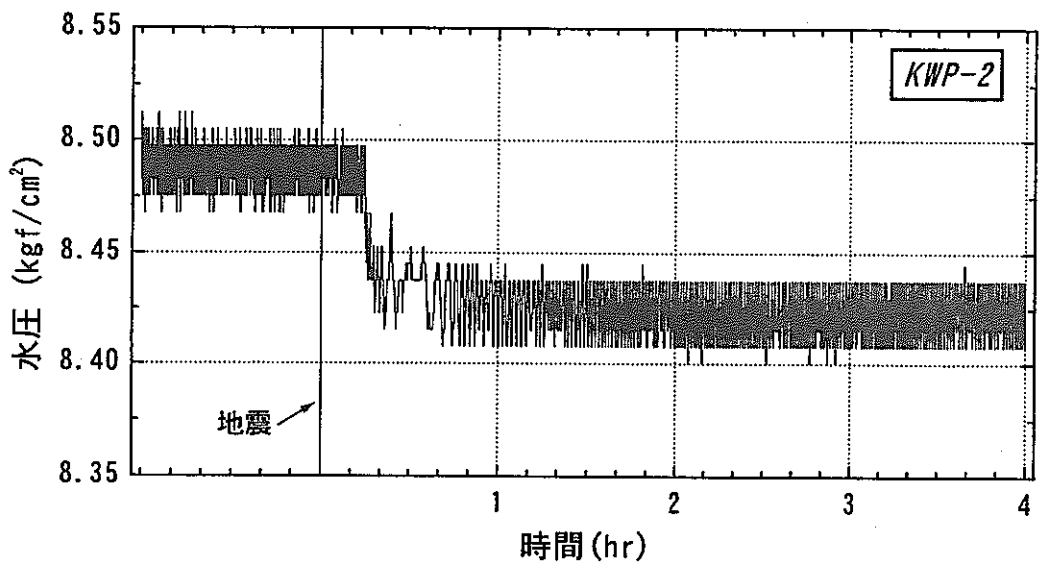
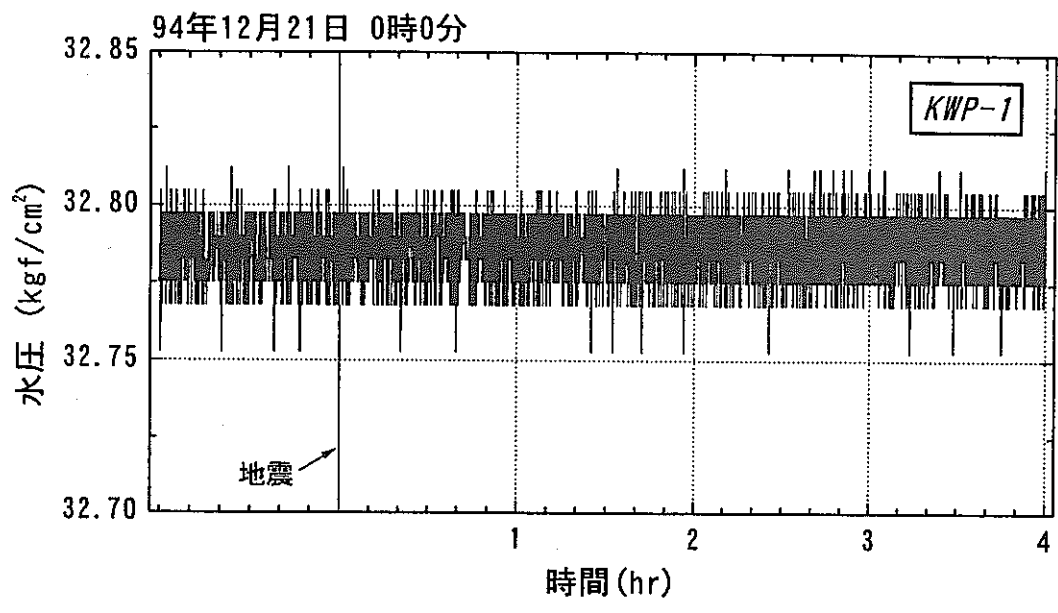


図 1.4.1-18 No. 204地震時における水圧変化

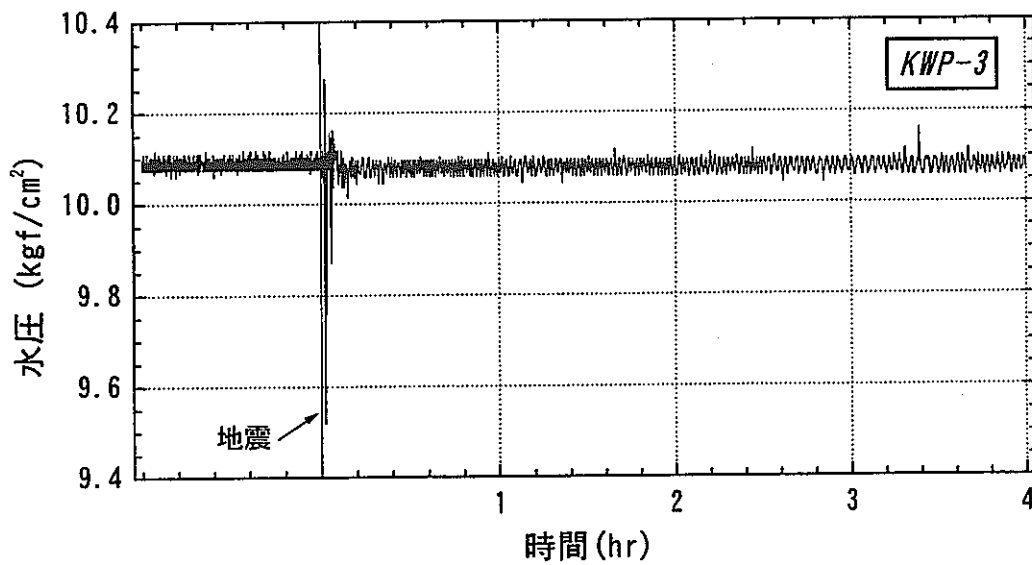
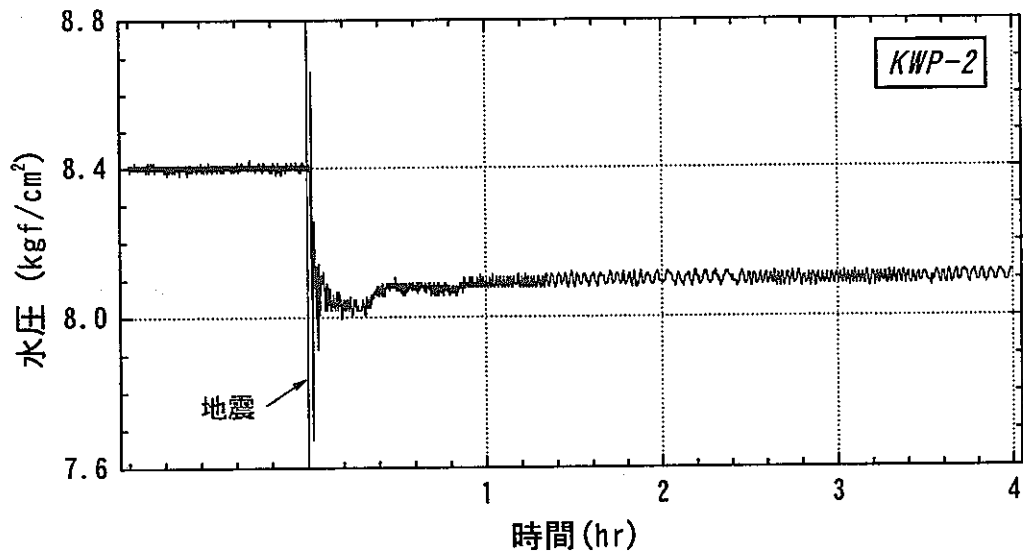
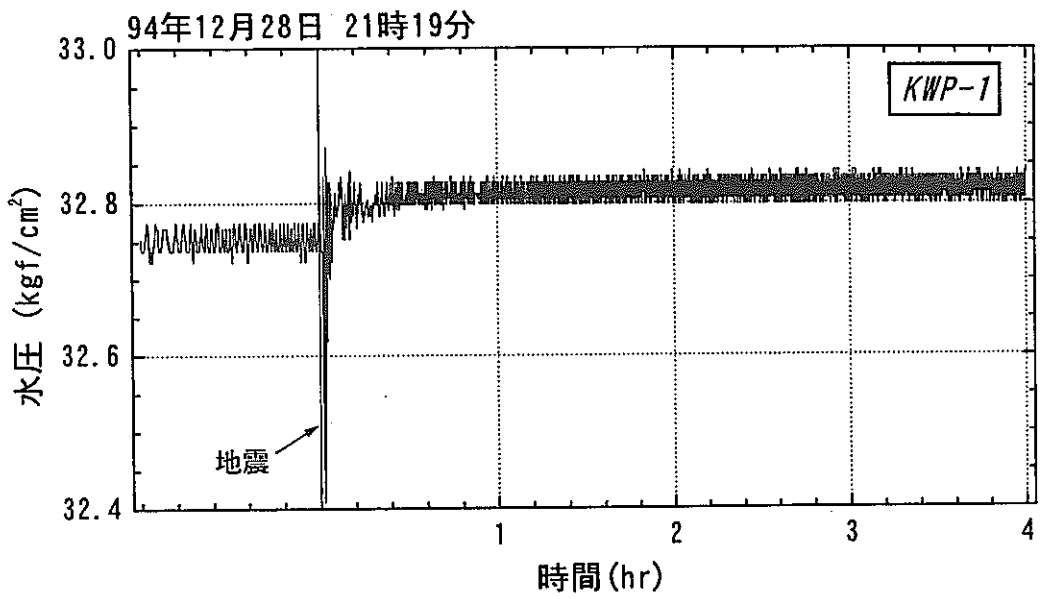


図 1.4.1-19 No. 206地震時における水圧変化

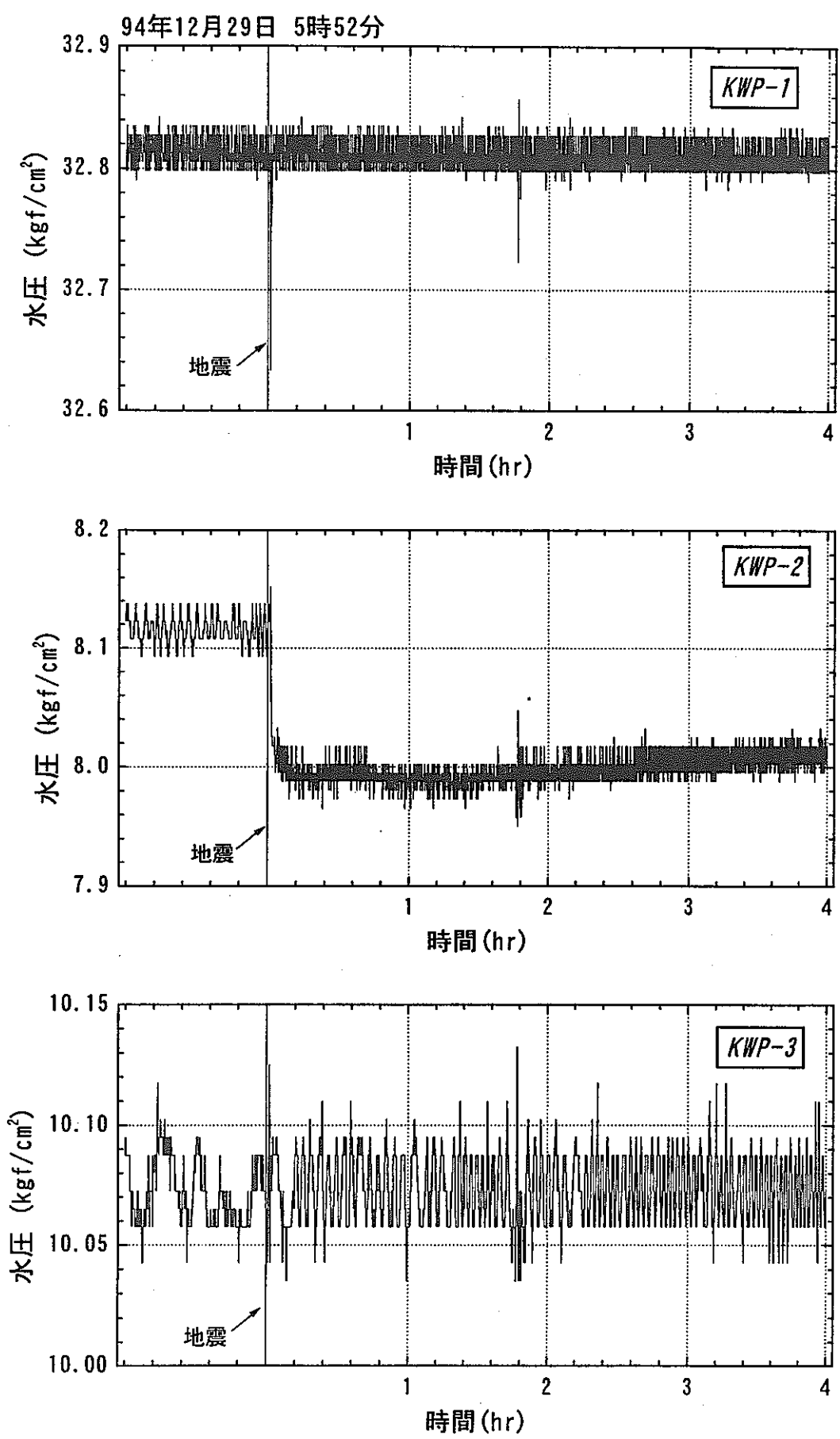


図 1.4.1-20 No. 207地震時における水圧変化

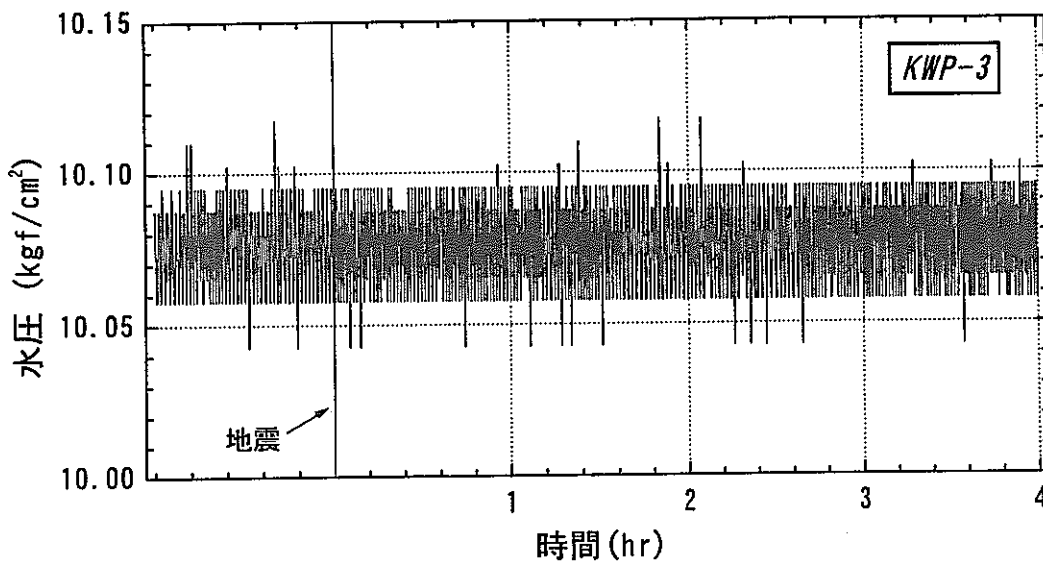
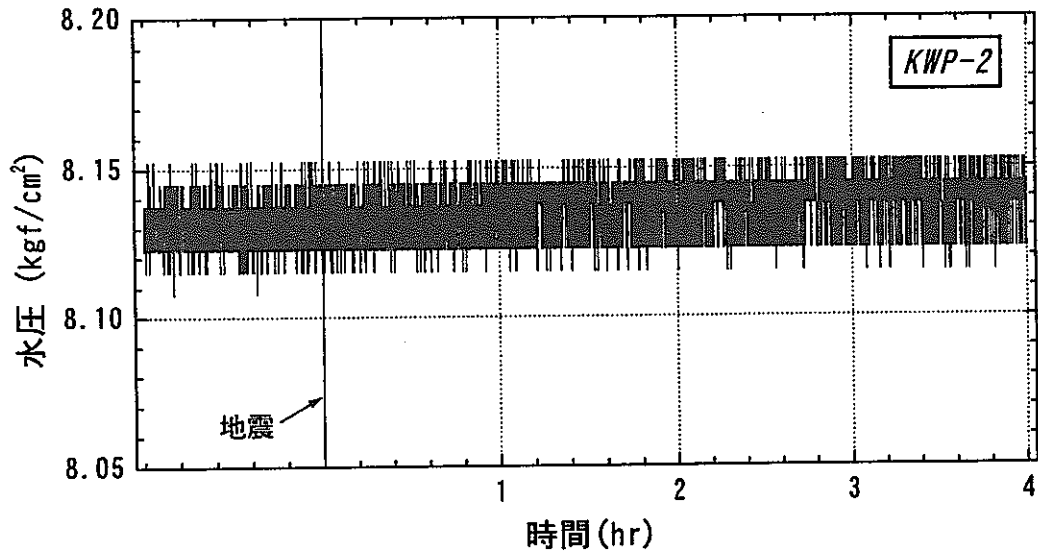
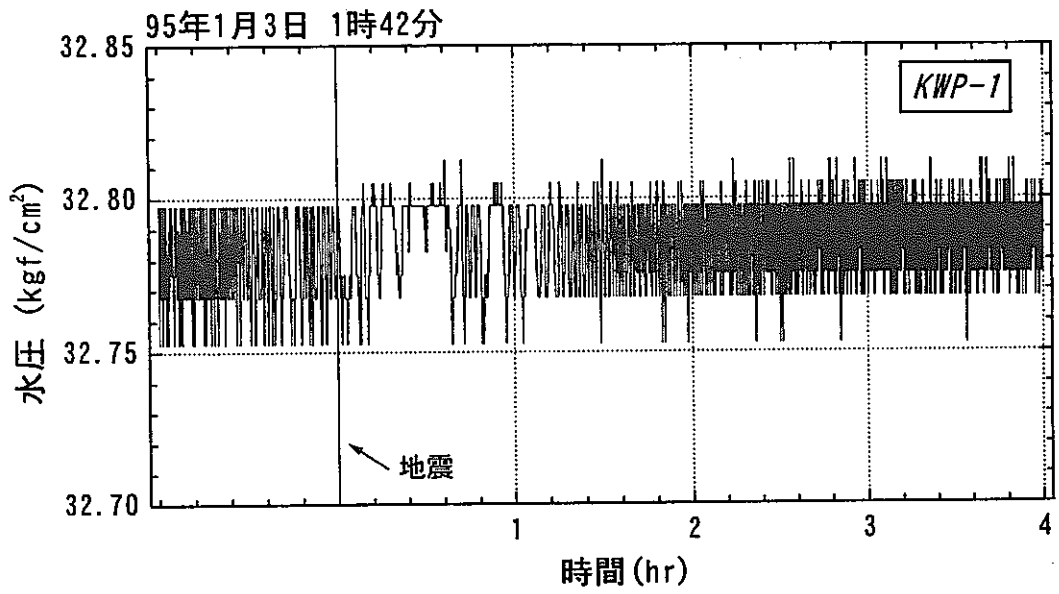


図 1.4.1-21 No. 213地震時における水圧変化

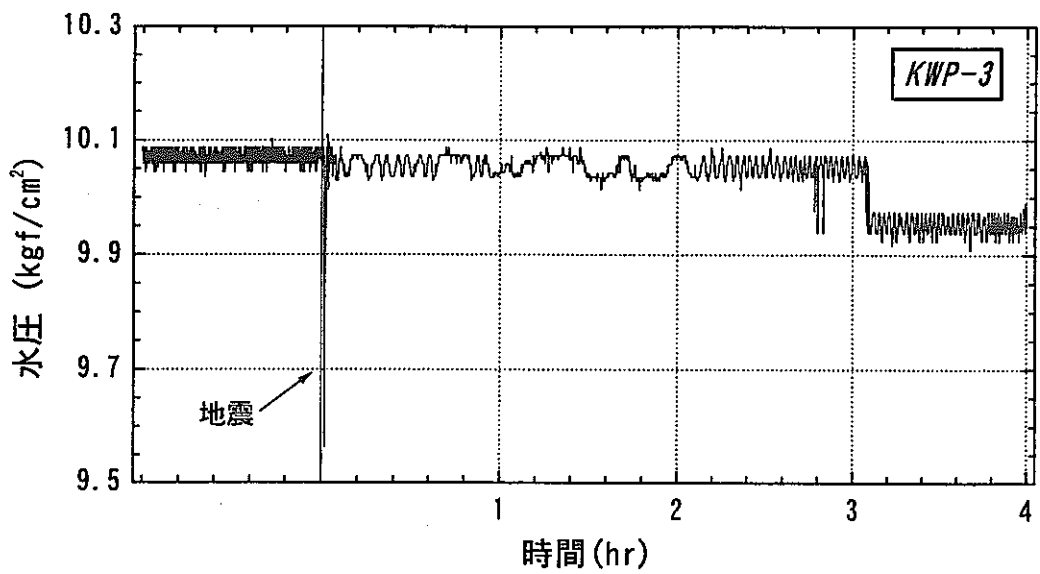
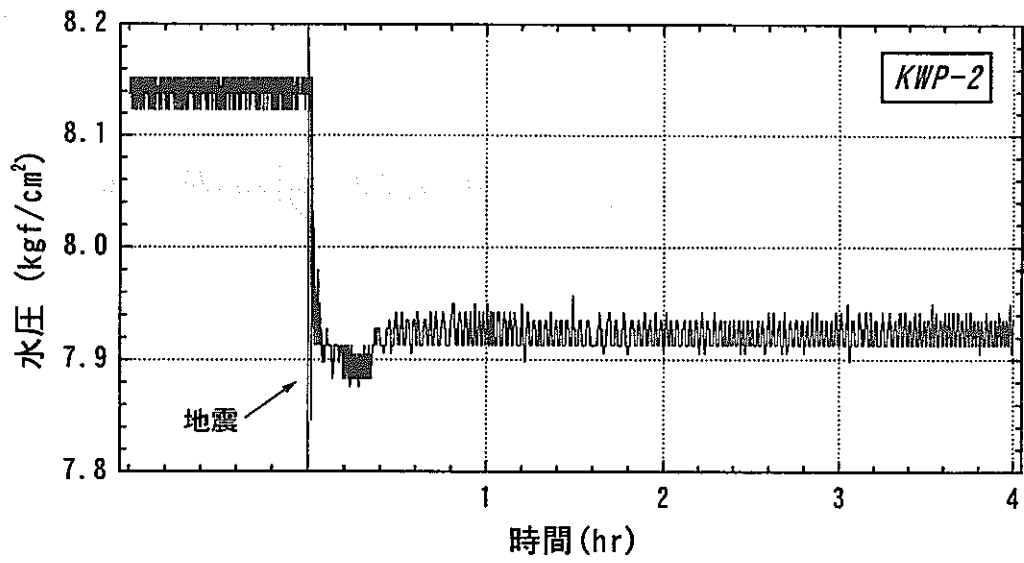
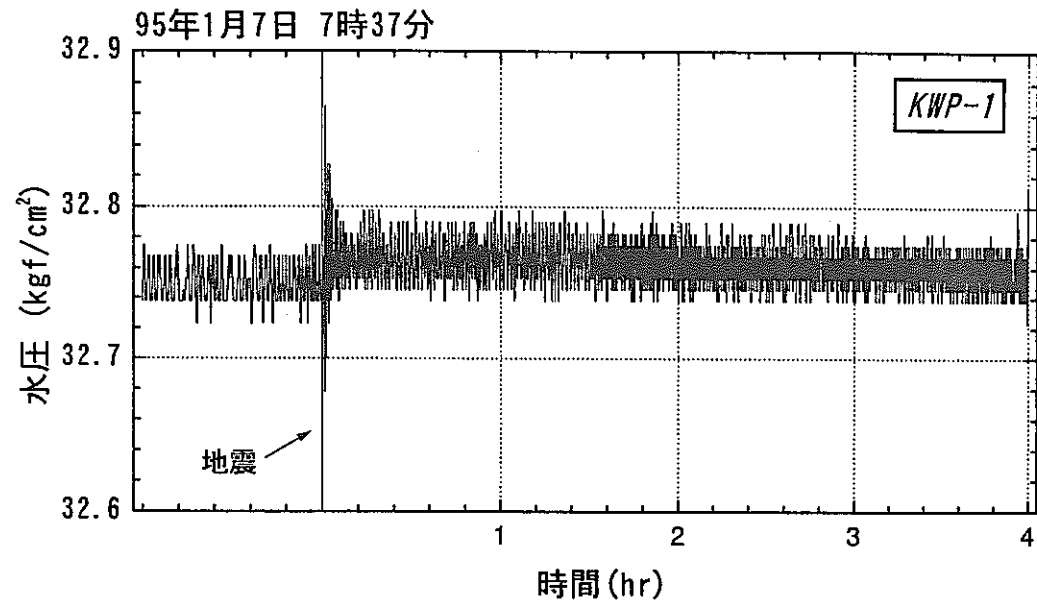


図 1.4.1-22 No. 215地震時における水圧変化

95年7月8日 14時42分

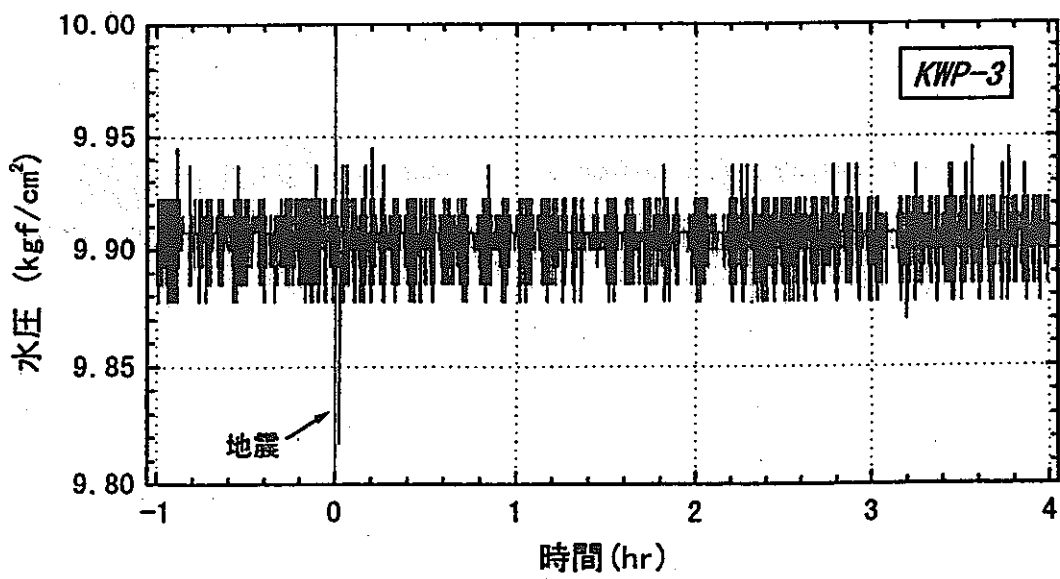
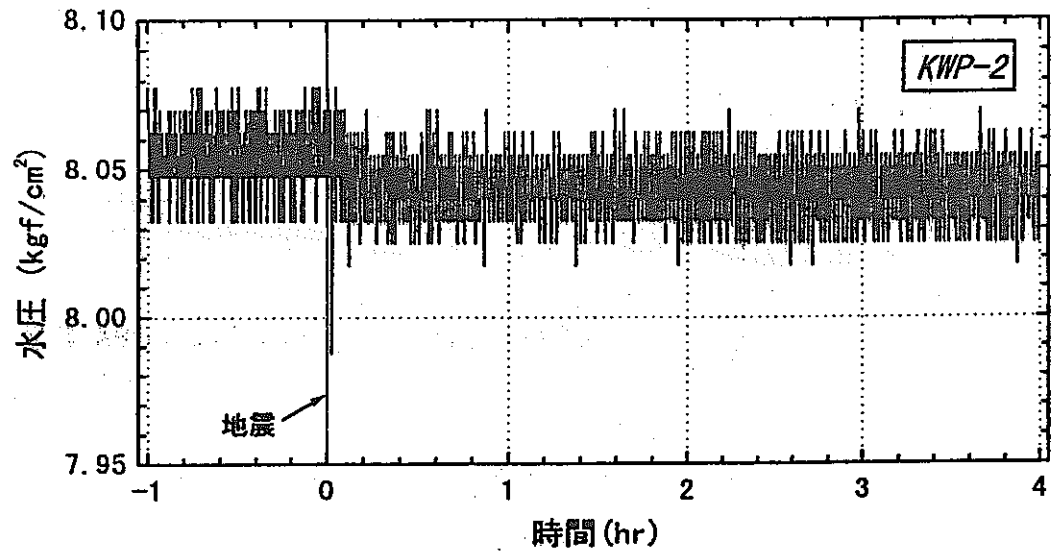


図 1.4.1-23 No. 243 地震時における水圧変化

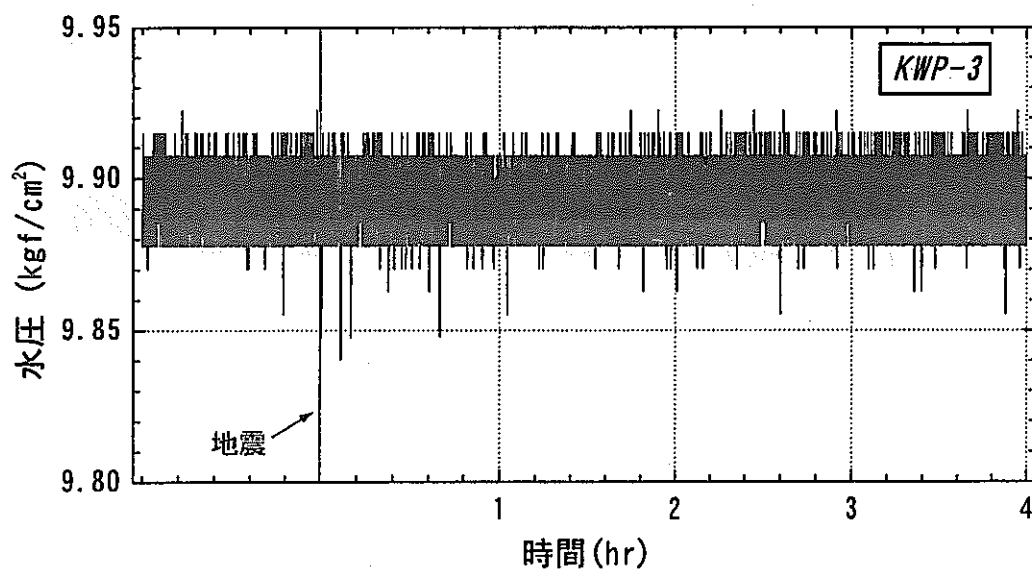
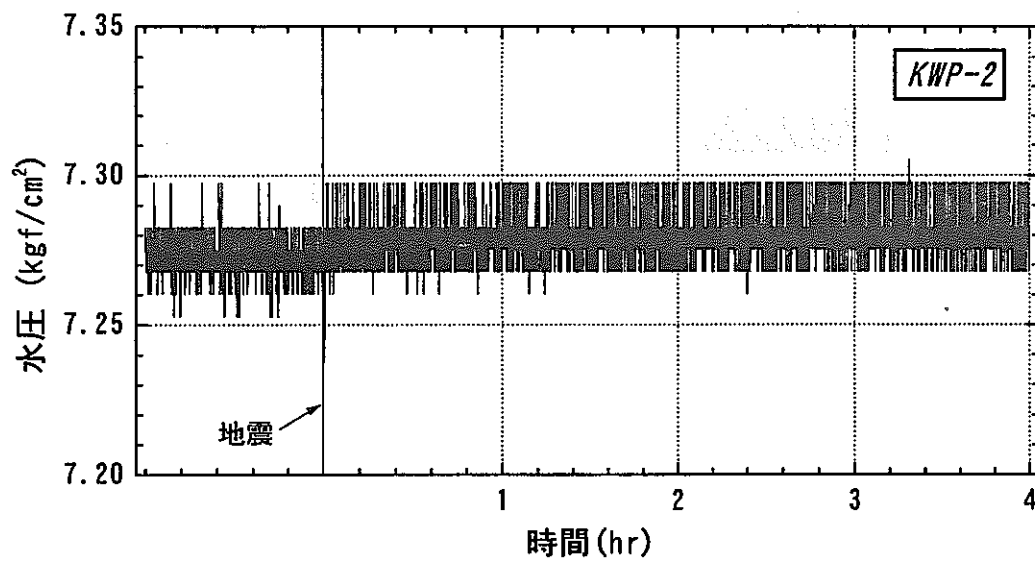
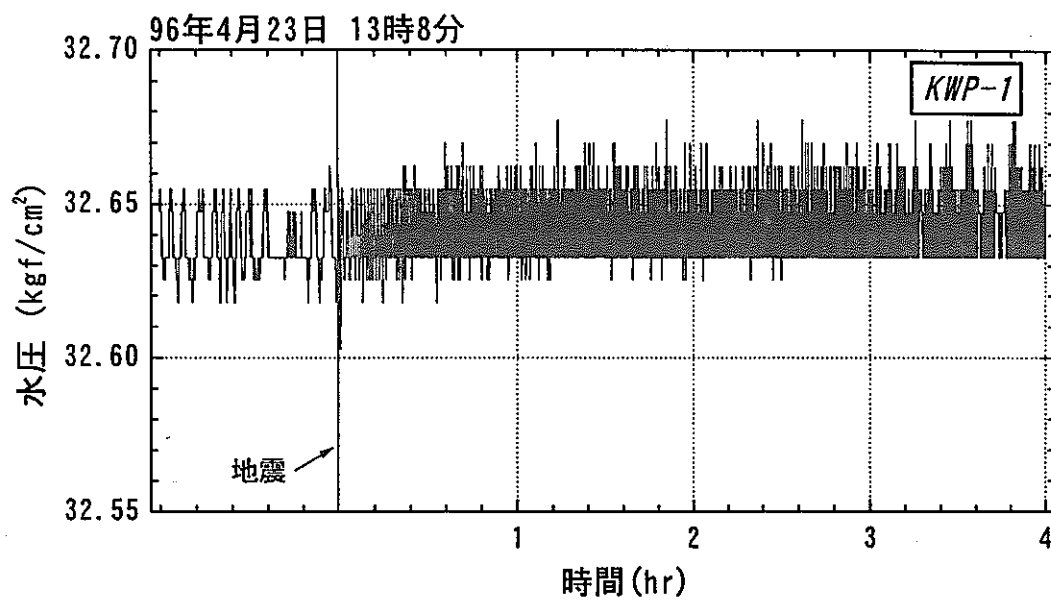


図 1.4.1-24 No. 260地震時における水圧変化

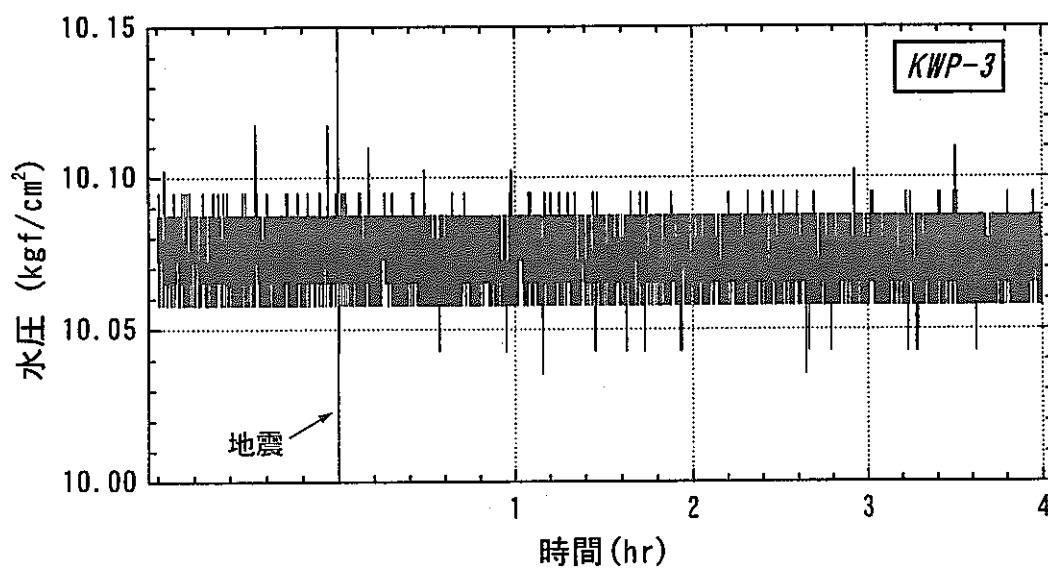
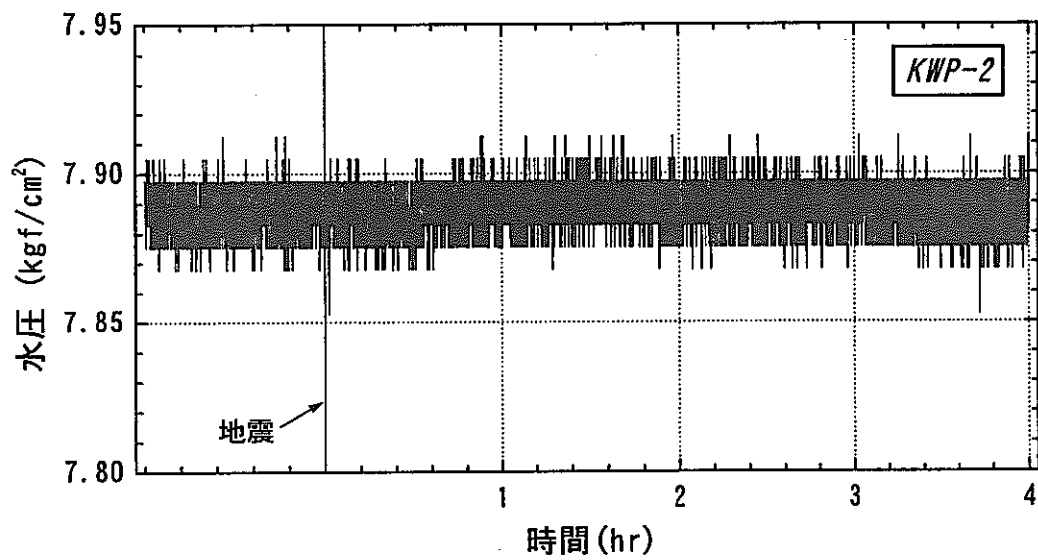
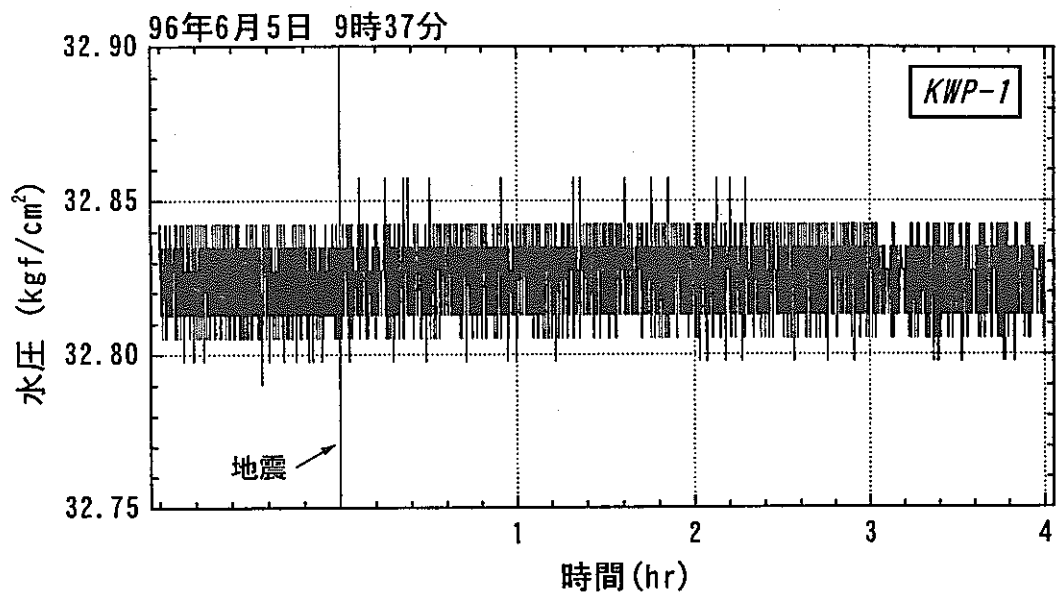


図 1.4.1-25 No. 270地震時における水圧変化

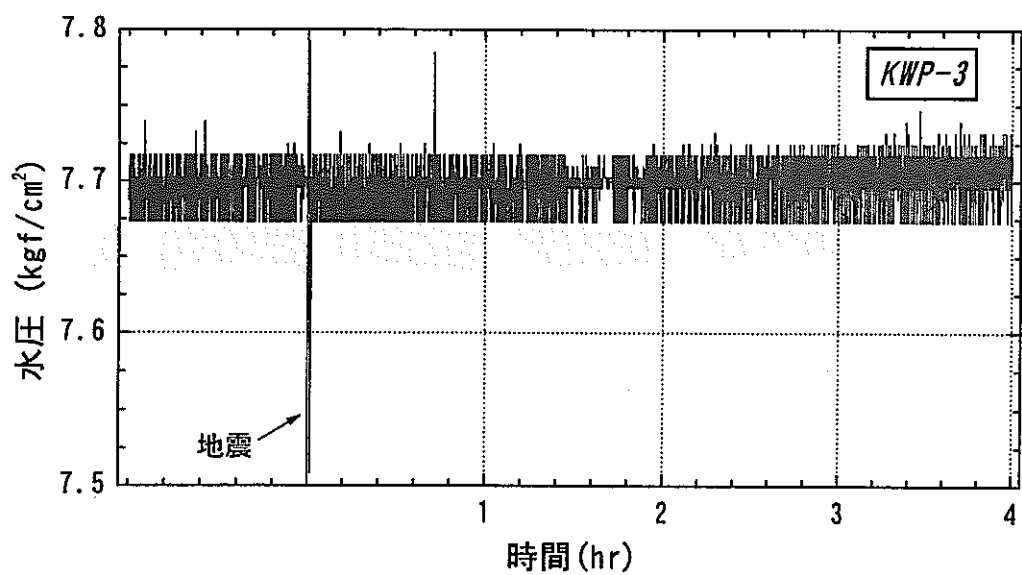
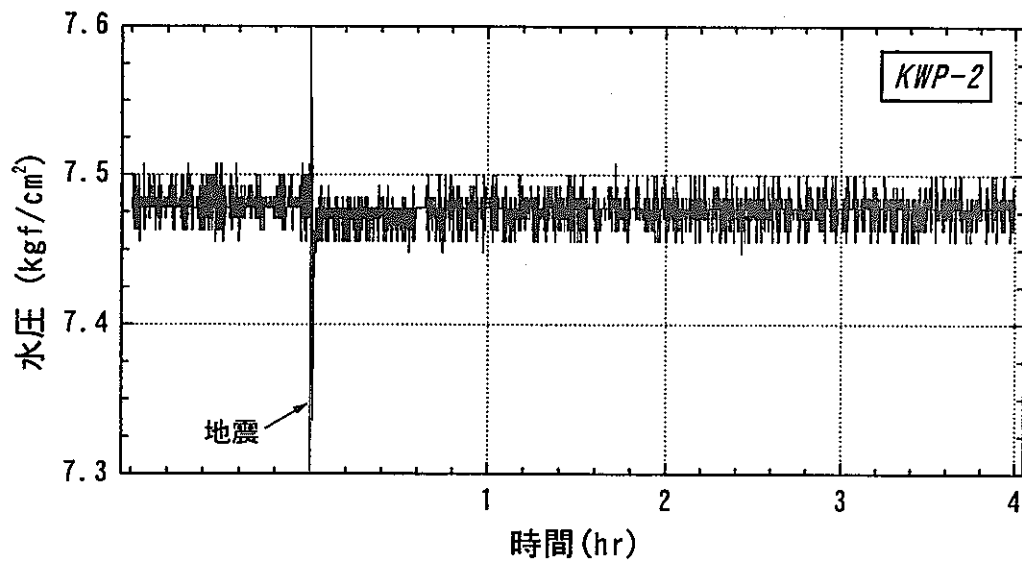
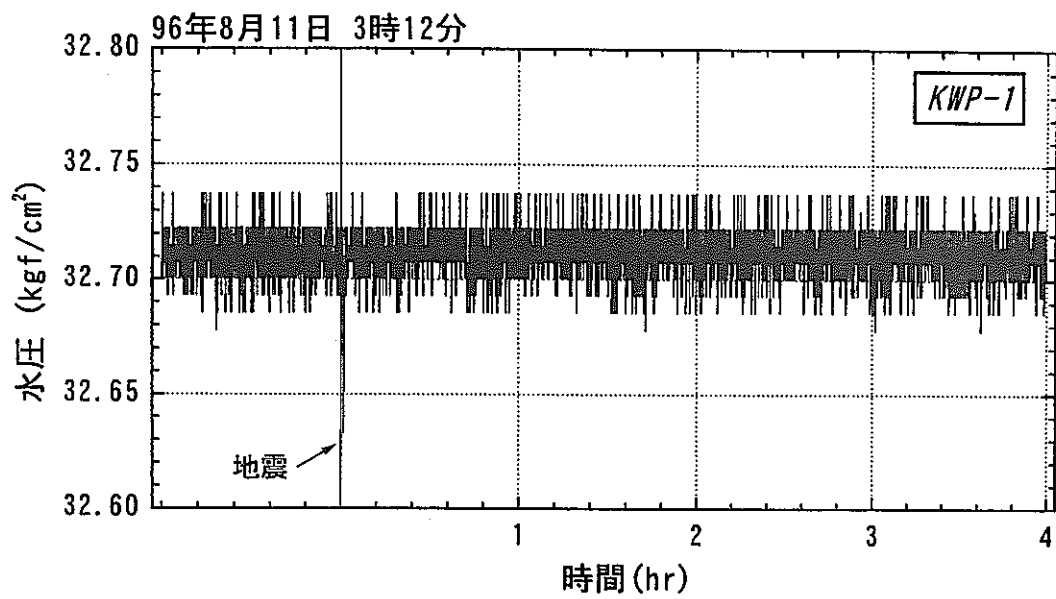


図 1.4.1-26 No. 285地震時における水圧変化

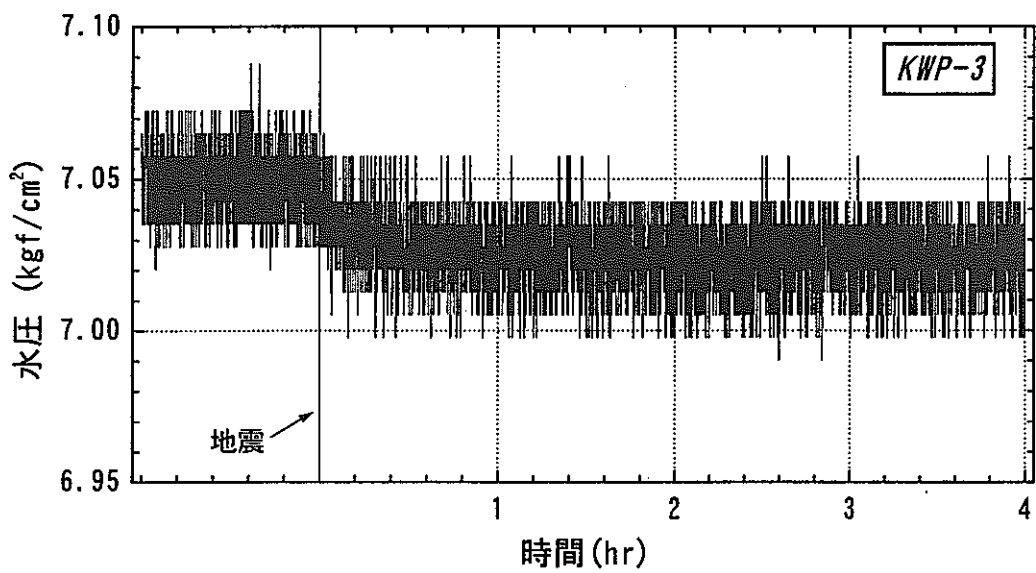
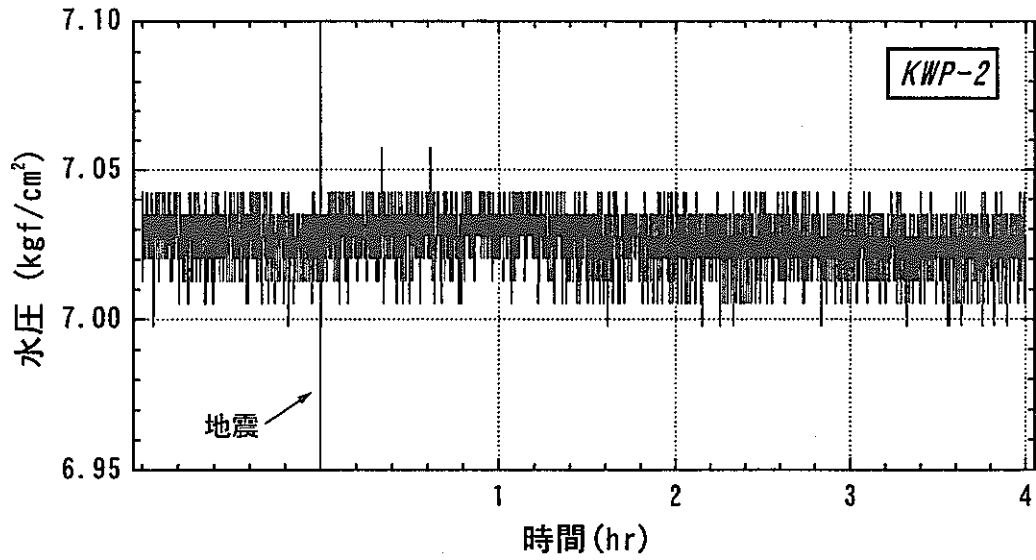
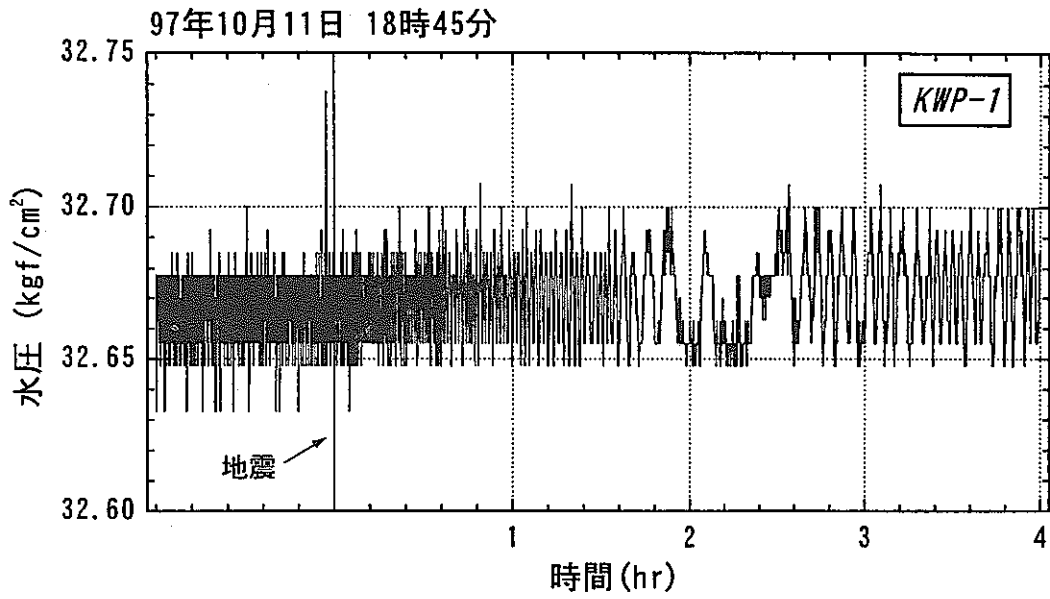


図 1.4.1-27 No. 331地震時における水圧変化

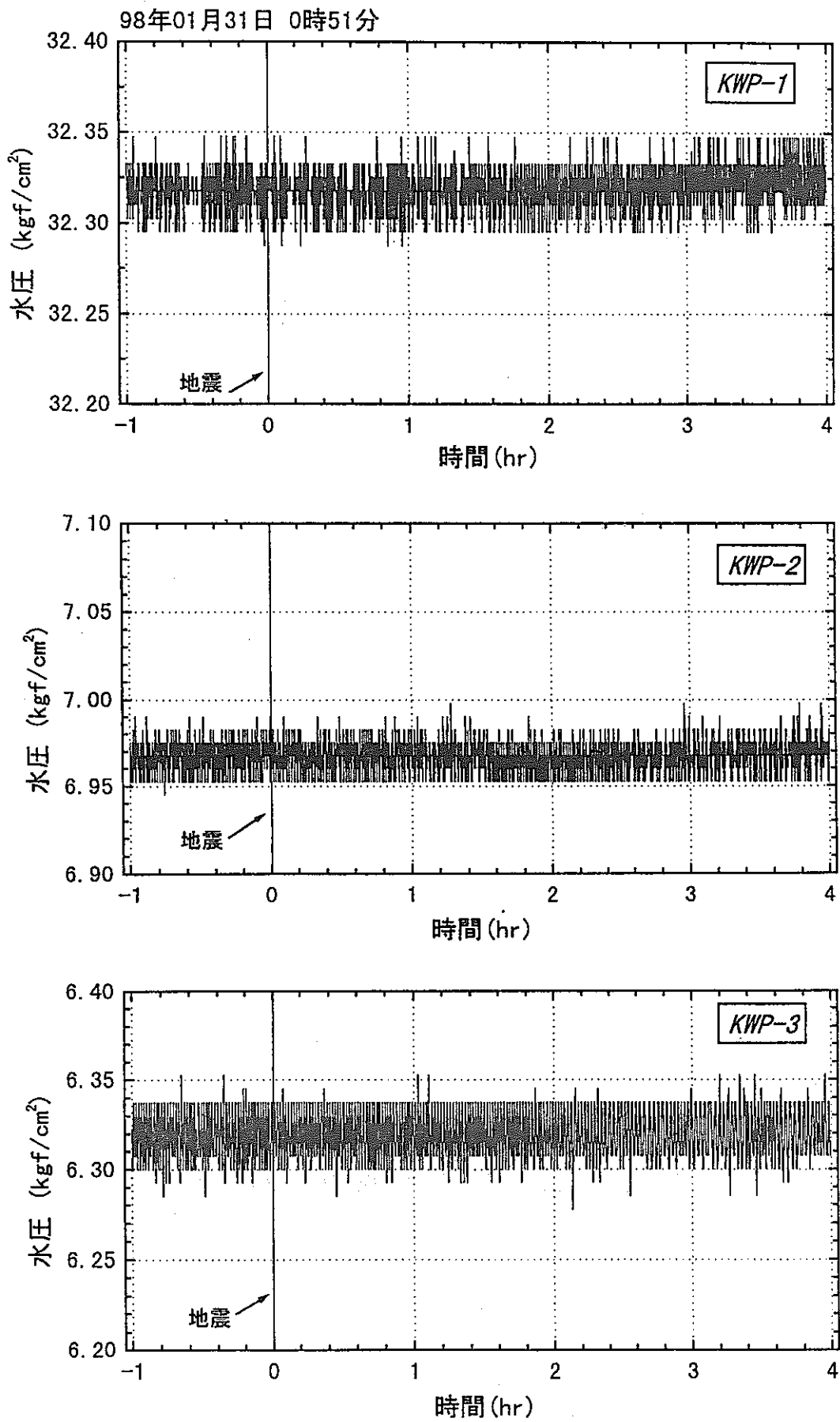


図 1.4.1-28 地震前後の水圧変動 (No. 343)

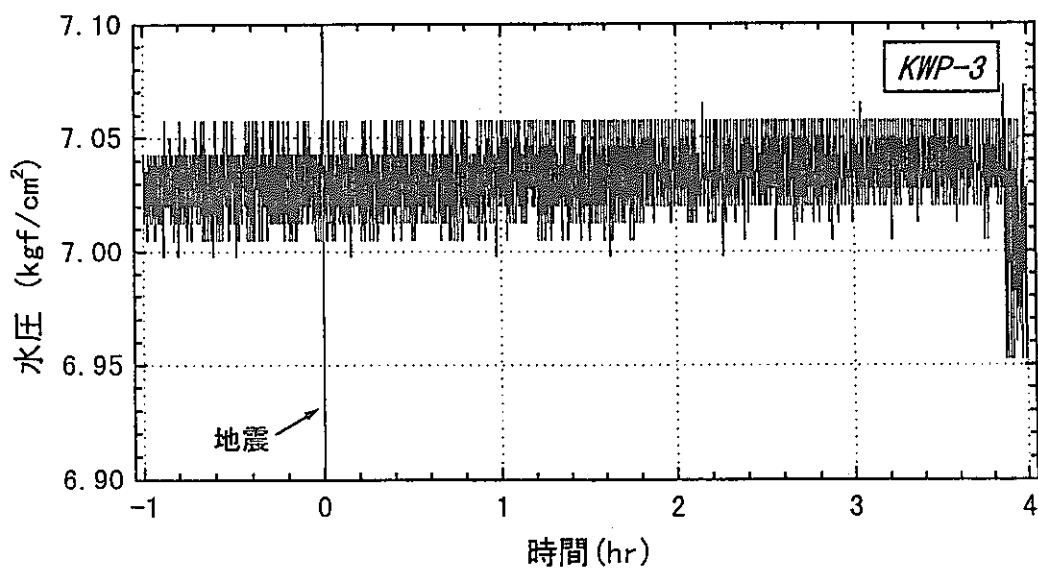
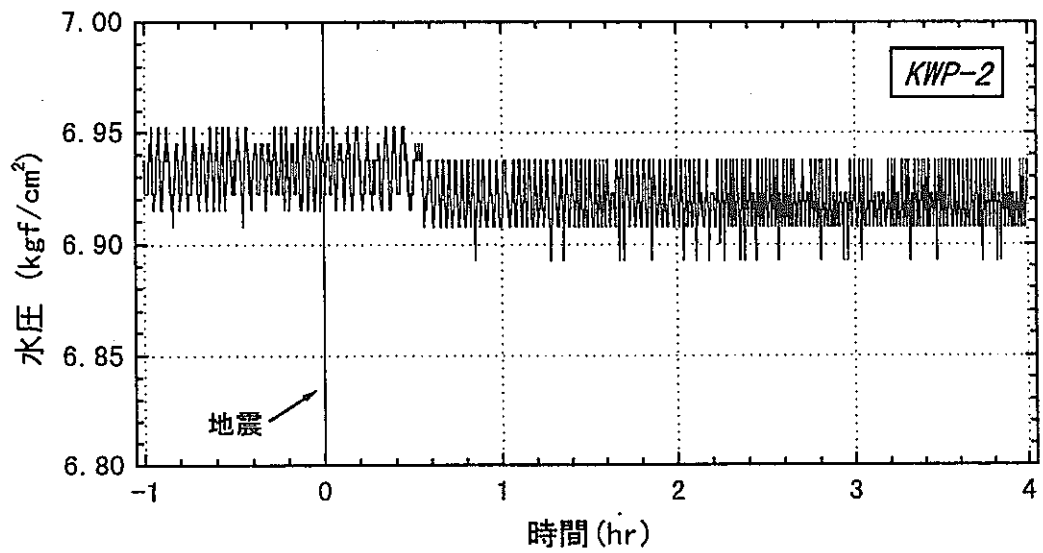
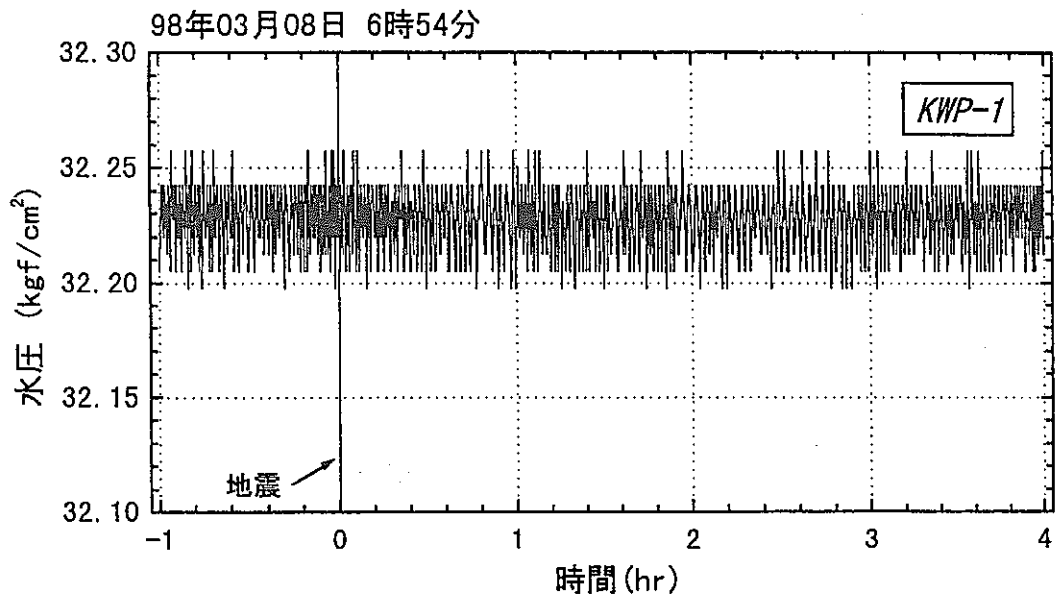


図 1.4.1-29 地震前後の水圧変動 (No. 344)

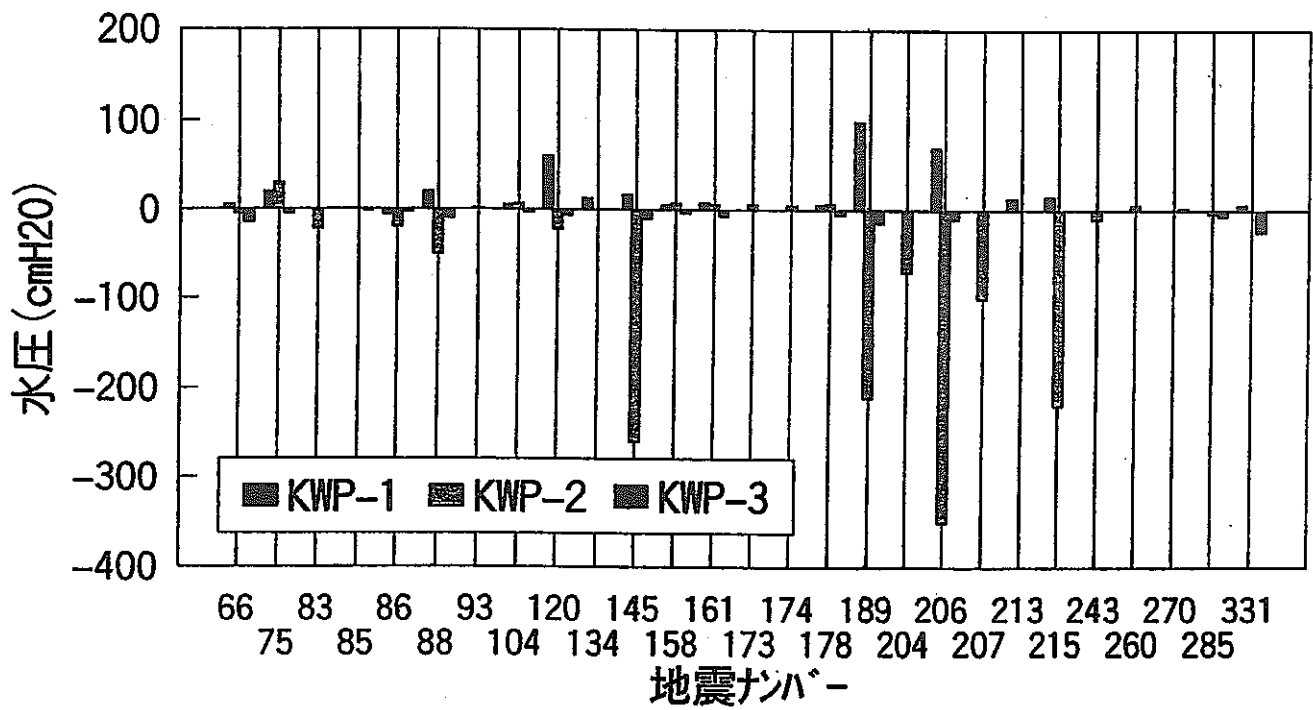


図 1.4.1-30 地震による水圧の変化量の比較

表 1.4.1-1 地震の諸元・理論歪み量および水圧変動状況

地震 No.	マグニチュード (M)	震央距離 (km)	震源距離 (km)	理論歪み量		K-3 最大加速度			KWP-1			KWP-2			KWP-3		
				dov	okada	x gal	y gal	z gal	コサイミック	安定するまで 時間 (min)	水圧変化 (cmH ₂ O)	コサイミック	安定するまで 時間 (min)	水圧変化 (cmH ₂ O)	コサイミック	安定するまで 時間 (min)	水圧変化 (cmH ₂ O)
66	5.7	138.9	184.2	-7.043	-8.946	1.84	2.09	1.48	○	-	5	×	-	-5	×	-	-15
75	5.1	67.9	86.2	-6.908	-8.857	12.22	6.85	9.81	○	20	20	○	25	30	×	-	-5
83	4.6	59.6	78.4	-7.402	-9.483	6.5	3.96	2.41	-	-	0	×	-	-22	-	-	0
85	6.3	242.9	251.4	-6.974	-8.451	2.13	2.09	1.85	-	-	0	欠	欠	欠	×	-	-2
86	6.1	165.4	165.4	-6.739	-8.206	1.58	0.99	1.13	○	-	-6	○	5	-20	×	-	-3
88	6.9	171.3	171.3	-5.721	-7.051	3.03	2.68	2.33	○	10	20	○	10	-50	○	10	-10
93	6.3	301.9	325.3	-7.257	-8.787	1.25	1.41	1.03	-	-	0	×	-	2	×	-	0
104	5.9	86.6	93	-6.161	-7.755	7.05	5.75	5.46	×	-	5	×	-	7	×	-	-3
120	7.8	455.7	468.1	-5.800	-7.011	10.6	9.6	11.11	○	20	60	○	20	-22	○	15	-7
134	5.6	21.1	109	-4.720	-8.412	16.51	11.26	5.9	○	-	13	-	-	0	-	-	0
145	7.8	438.9	439.1	-5.751	-6.928	0.88	1.31	1.08	○	20	17	○	25	-260	○	20	-10
158	5.5	65.8	74.8	-6.335	-8.072	6.41	6.53	6.65	×	-	5	×	-	7	×	-	-4
161	5.9	84.7	139.7	-6.133	-8.286	14.79	13.17	10.55	○	-	8	○	-	6	×	-	-7
173	6.6	239.6	239.6	-6.557	-7.938	0.85	0.93	0.57	-	-	0	○	5	6	-	-	0
174	3.7	12.4	23.6	-6.553	-9.269	11.87	9.32	4.37	-	-	0	×	-	5	-	-	0
178	7.6	760.5	912.4	-6.733	-8.181	3.32	2.12	1.59	○	-	6	×	-	7	×	-	-5
189	8.1	675.1	674	-5.913	-7.036	15.19		11.44	○	15	100	○	30	-210	○	20	-14
204	5	40.4	97.7	-6.364	-9.170	5.47	5.16	3.23	-	-	0	×	40	-70	-	-	0
206	7.5	212.6	212.6	-5.205	-6.433	11.74	17.18	14.98	○	25	70	○	30	-350	○	20	-10
207	6.3	145	145	-6.301	-7.734	6.36	5.12	6.39	○	-	0	×	15	-100	-	-	0
213	4.5	123.9	128.5	-8.489	-10.277	0.85	0.55	0.54	×	-	13	-	-	0	-	-	0
215	7	120.7	130.2	-5.132	-6.544	16.92	15.92	14.7	○	15	15	○	30	-220	-	-	0
243	5.9	234.6	234.6	-7.460	-8.961	1.18	1.19	1.12	欠	欠	欠	○	5	-10	-	-	0
260	5	17	75.9	-5.236	-8.841	18.56	16.1	7.32	×	-	0	×	-	5	-	-	0
270	4.4	20.4	23.7	-6.271	-8.224	17.36	20.28	19.65	×	-	0	-	-	0	×	-	2
285	5.9	99	99.2	-6.336	-7.840	欠	欠	欠	○	-	0	○	5	-4	×	-	-6
331	5.1	65.7	84.7	-6.865	-8.834	8.54	5.37	5.2	×	-	6	-	-	0	○	10	-24

(欠は欠測、-は判別不可能を意味する)

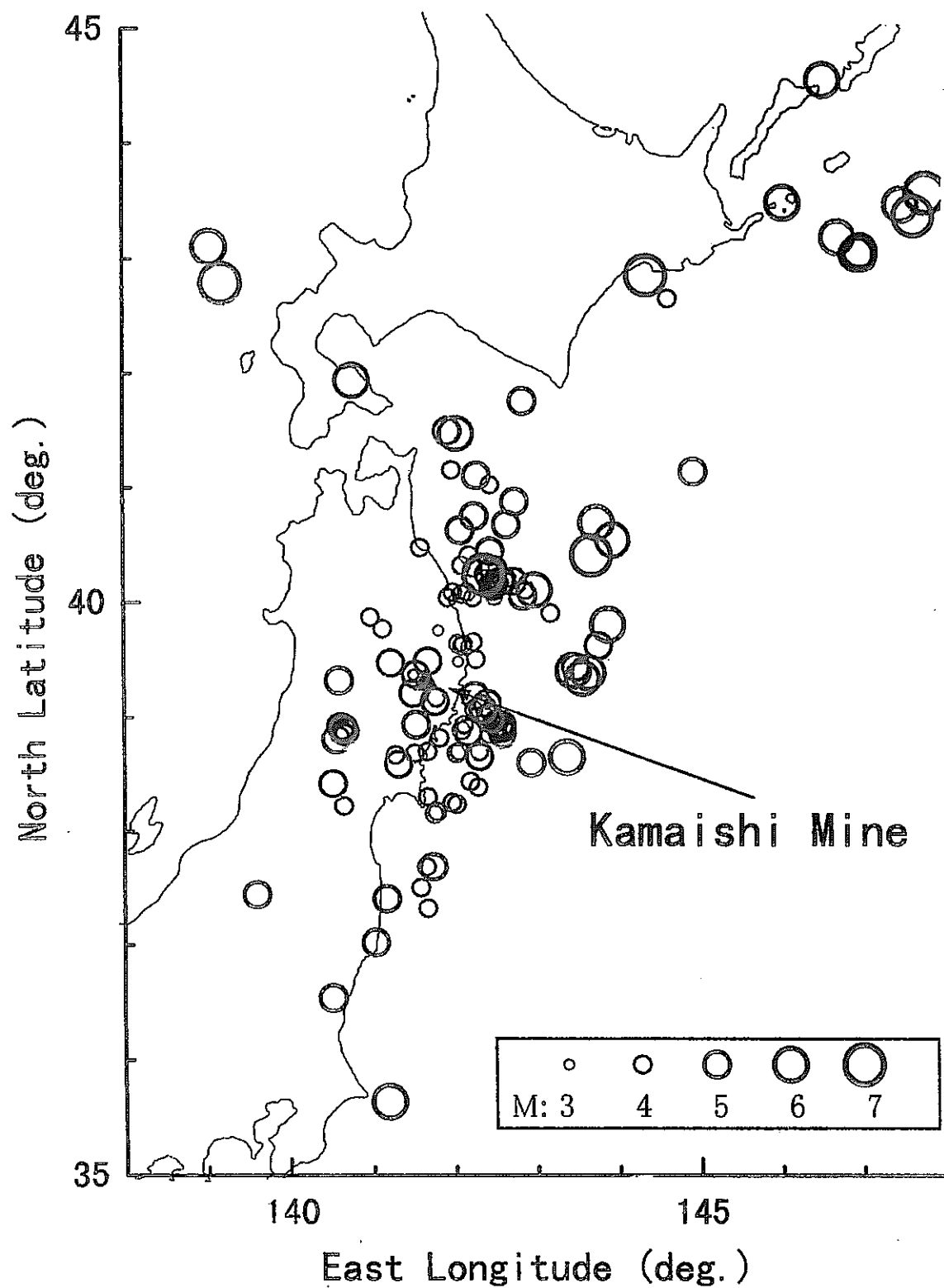


図 1.4.2-1 釜石鉱山で観測された地震の分布 (マグニチュードとの関係)
 (図中赤丸の点が水圧の変化が観測された地震)

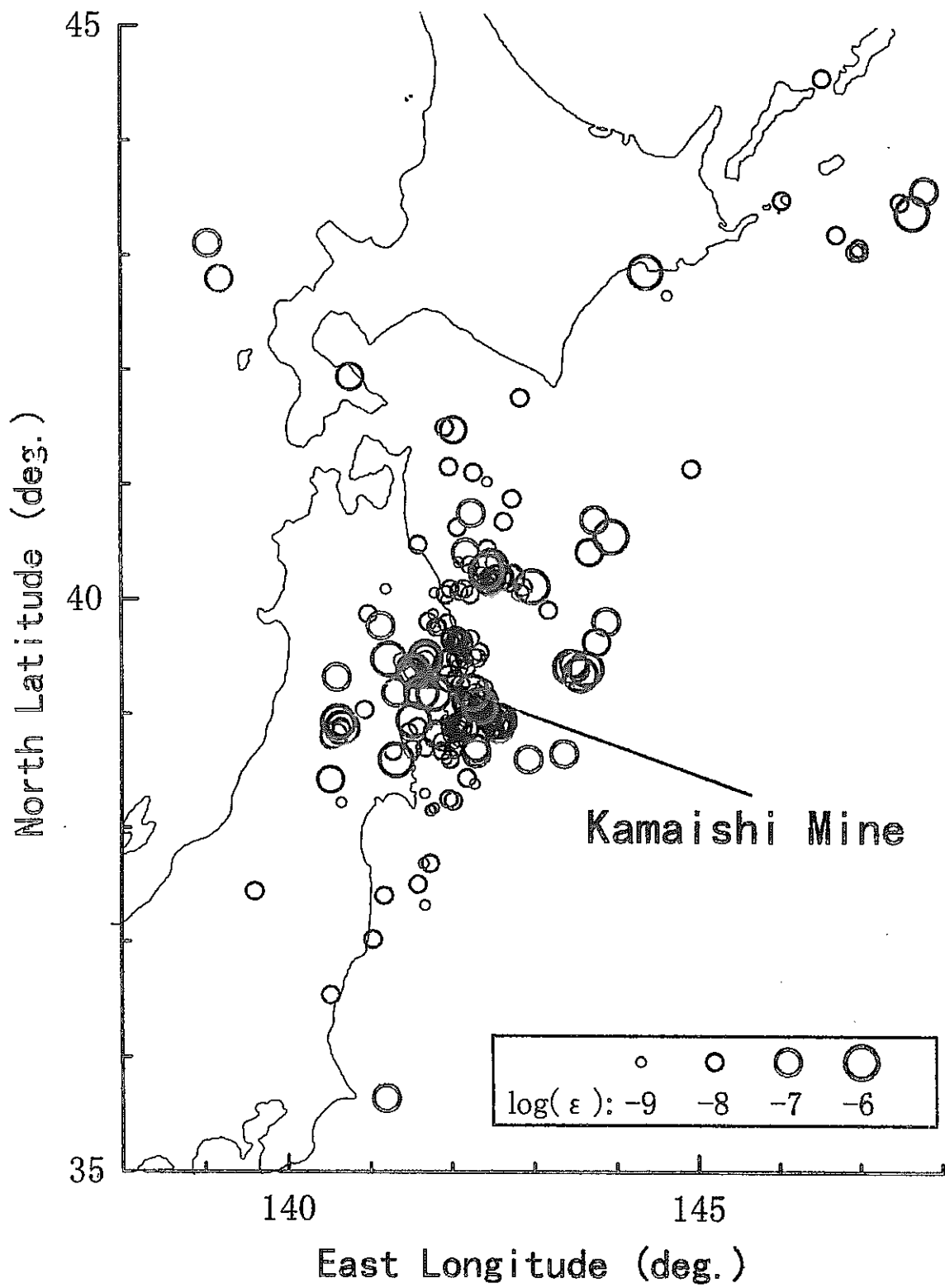


図 1.4.2-2 釜石鉱山で観測された地震の分布 (歪みとの関係)
 (図中赤丸の点が水圧の変化が観測された地震)

KAMAISHI EQ NO. 75

<節面の走向・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	32.0	67.0
PLANE-B	58.0	238.0

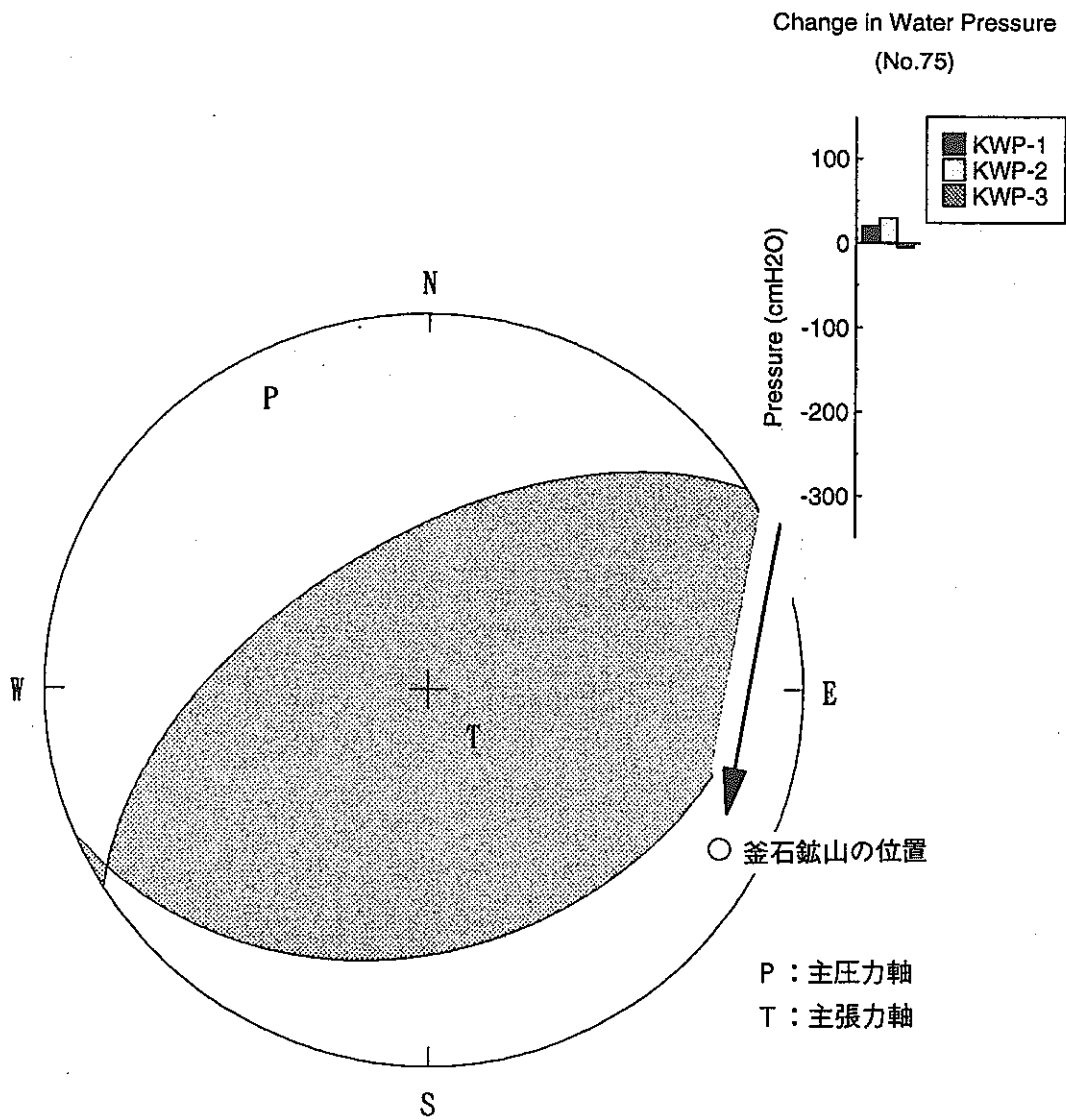


図 1.4.2-3 No75地震のメカニズム解と釜石鉱山の位置

KAMAISHI EQ NO. 113

<節面の走向・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	43.0	40.0
PLANE-B	47.0	220.0

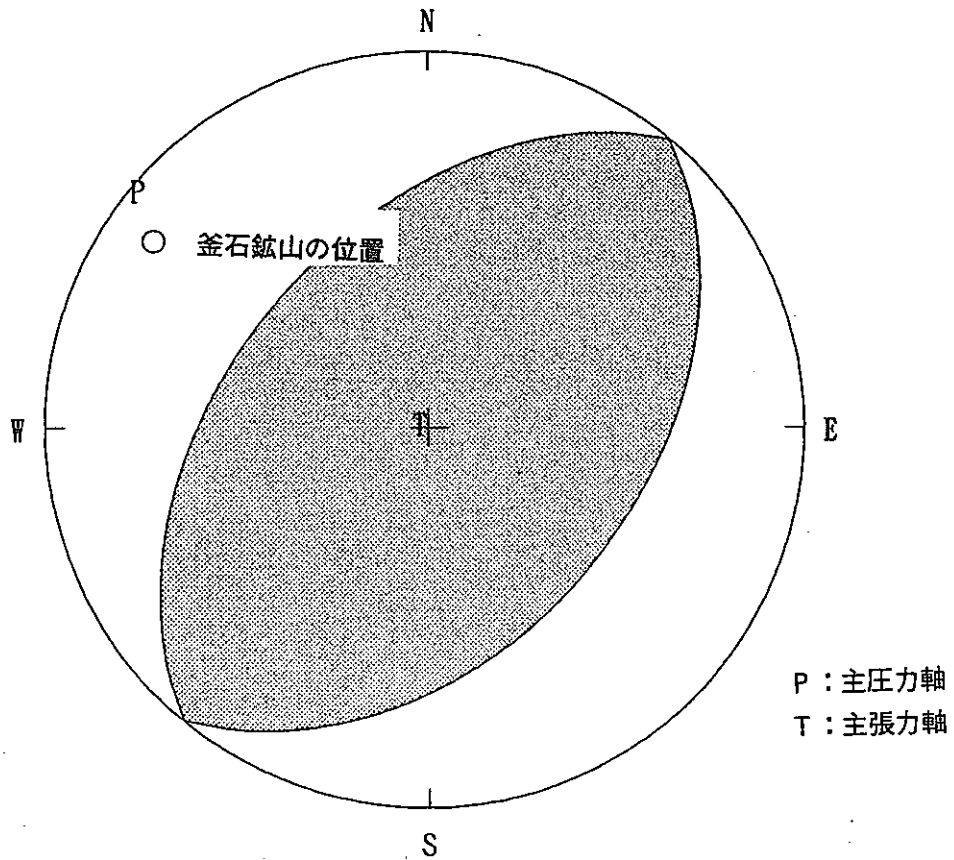


図 1.4.2-4 No113地震のメカニズム解と釜石鉾山の位置

KAMAISHI EQ NO. 114

<節面の走向・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	49.0	216.0
PLANE-B	41.0	35.0

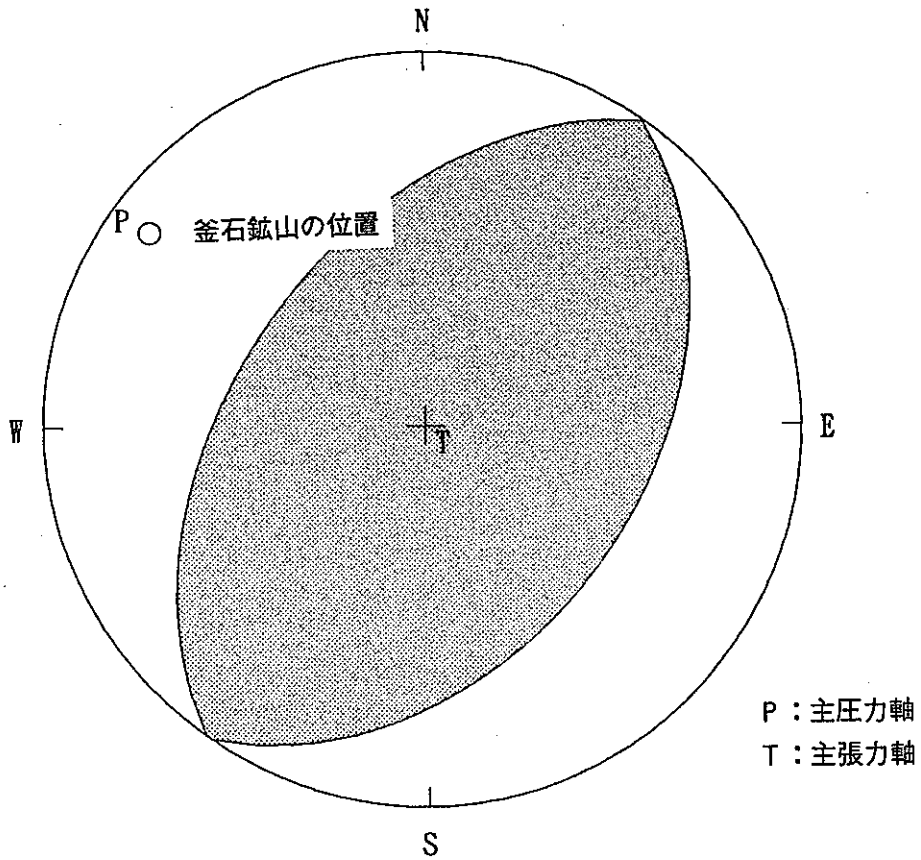


図 1.4.2-5 No114地震のメカニズム解と釜石鉱山の位置

KAMAISHI EQ NO. 120

<節面の走向・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	19.0	193.0
PLANE-B	79.0	69.0

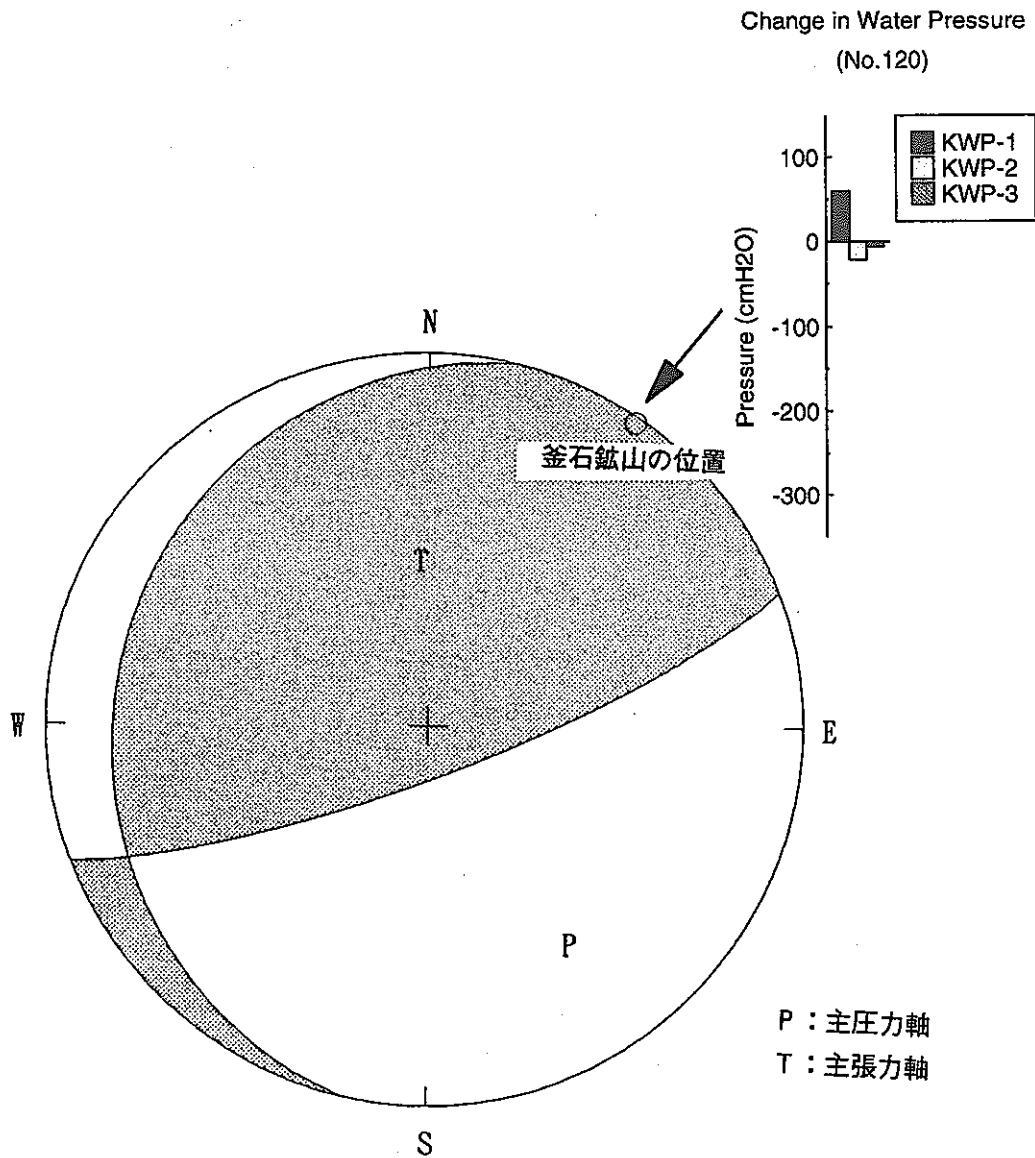


図 1.4.2-6 No120地震のメカニズム解と釜石鉱山の位置

KAMAISHI EQ NO. 145

<節面の走向・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	31.0	201.0
PLANE-B	60.0	11.0

Change in Water Pressure
(No.145)

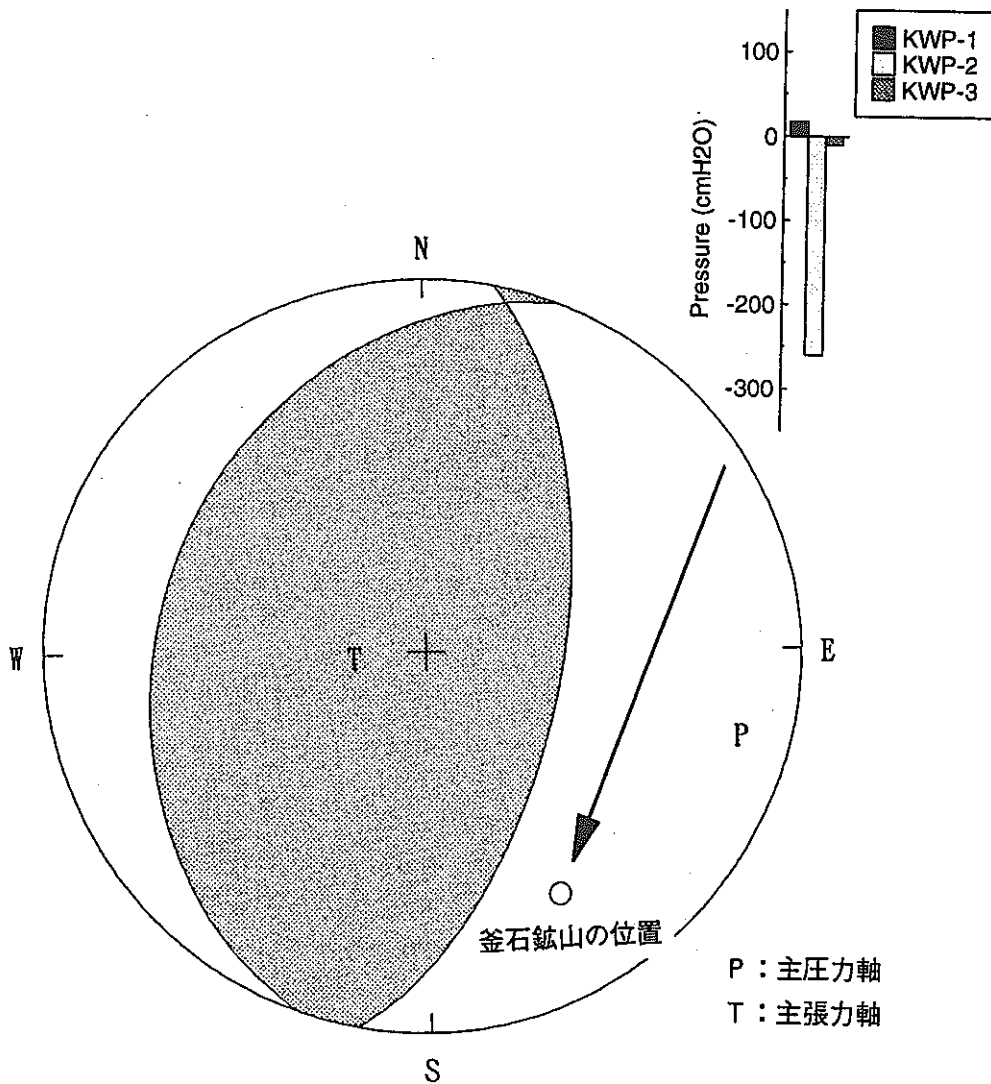


図 1.4.2-7 No145地震のメカニズム解と釜石鉱山の位置

KAMAISHI EQ NO. 151

<節面の走向・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	52.7	260.4
PLANE-B	44.1	42.3

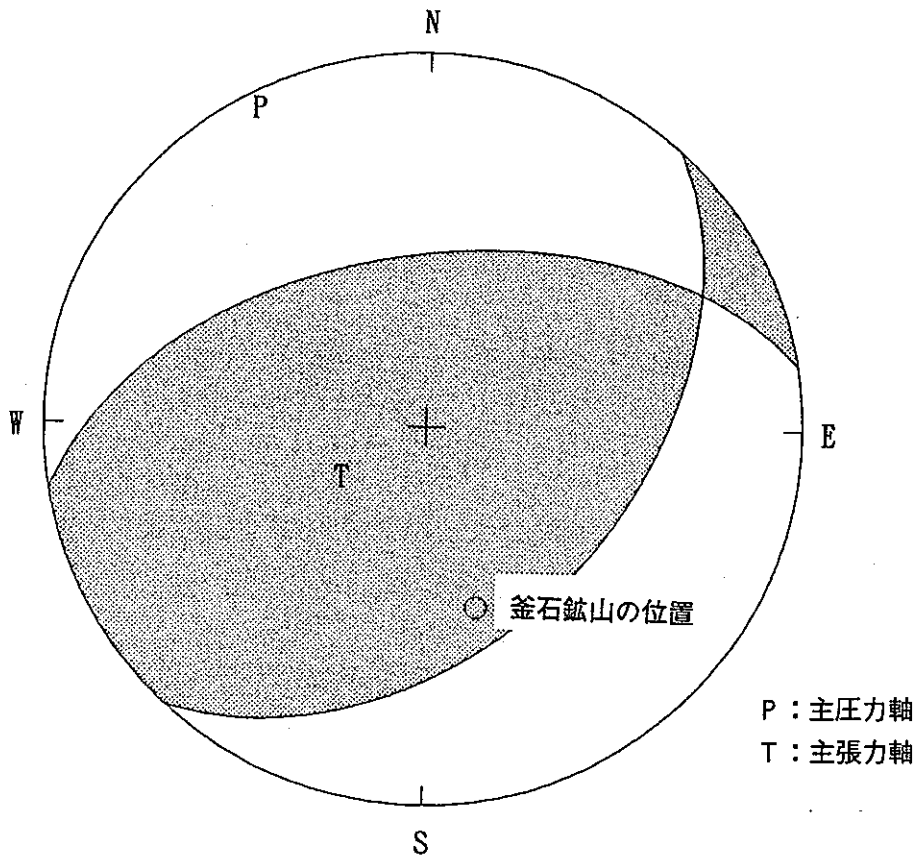


図 1.4.2-8 No151地震のメカニズム解と釜石鉱山の位置

KAMAISHI EQ NO. 161

<節面の走向・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	40.2	4.3
PLANE-B	51.0	164.6

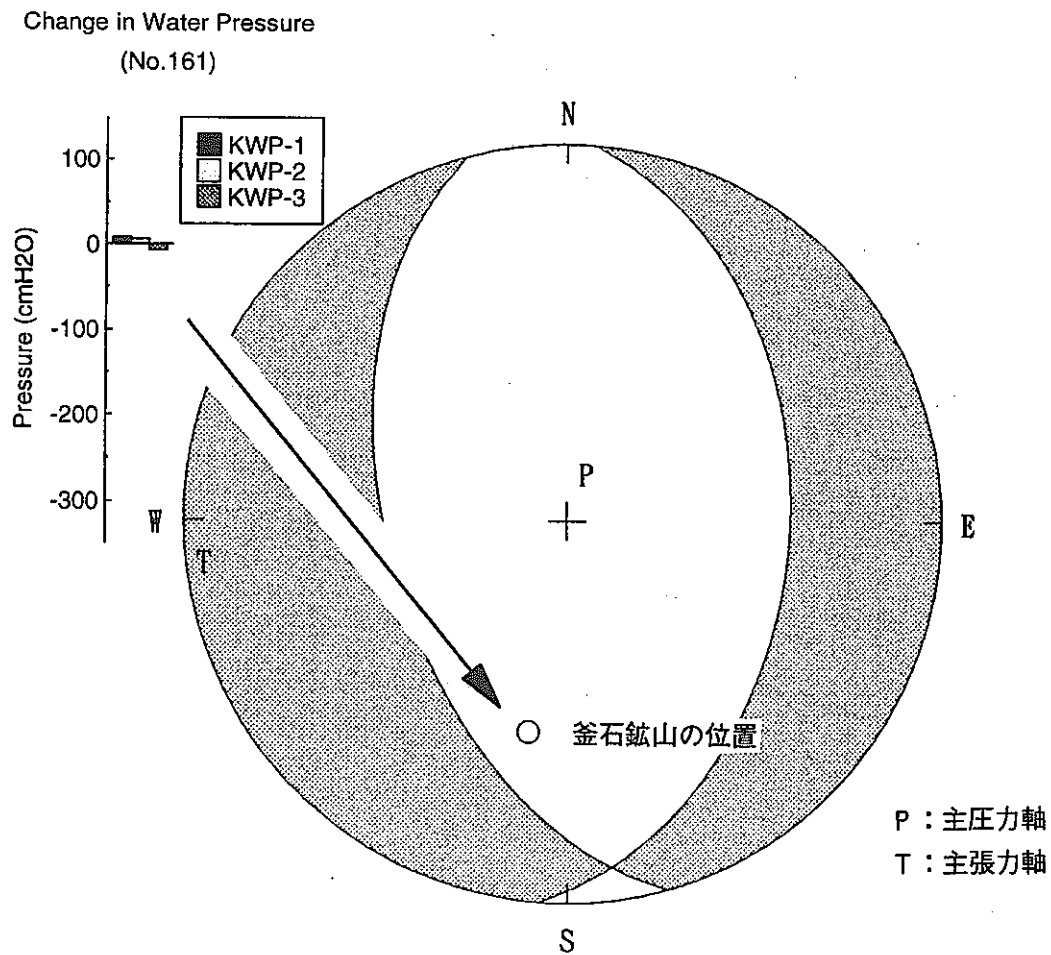


図 1.4.2-9 No161地震のメカニズム解と釜石鉱山の位置

KAMAISHI EQ NO. 163

<節面の走向・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	51.8	24.8
PLANE-B	39.7	186.2

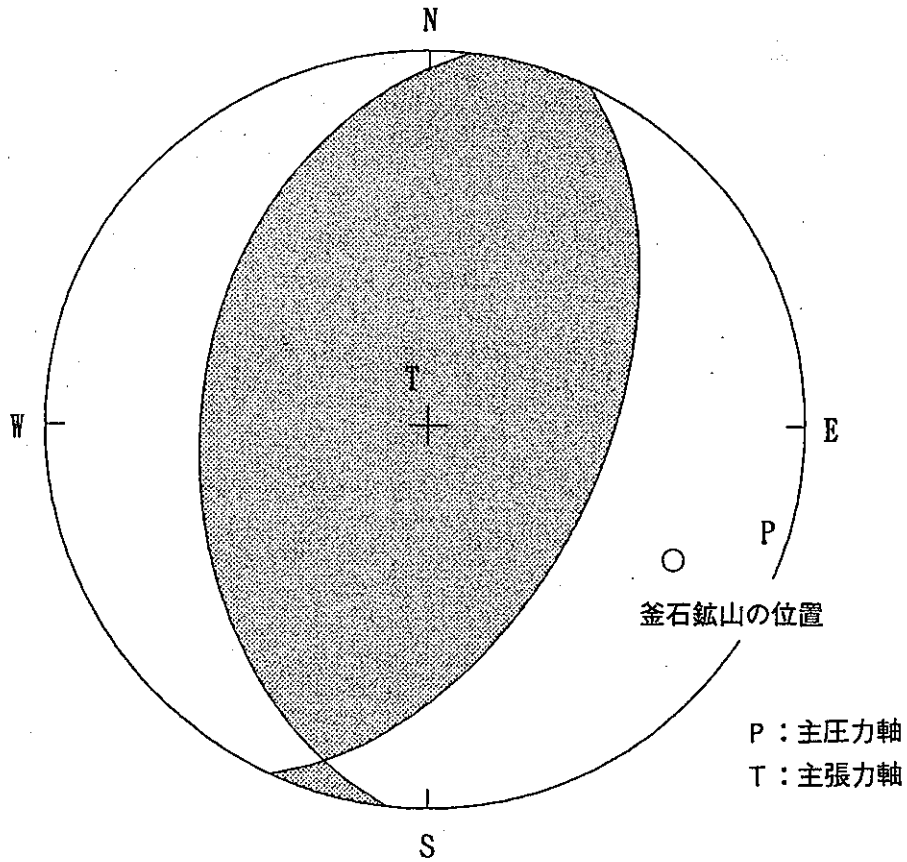


図 1.4.2-10 No163地震のメカニズム解と釜石鉾山の位置

KAMAISHI EQ NO. 189

<節面の走向・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	80.0	40.0
PLANE-B	28.0	149.0

Change in Water Pressure
(No.189)

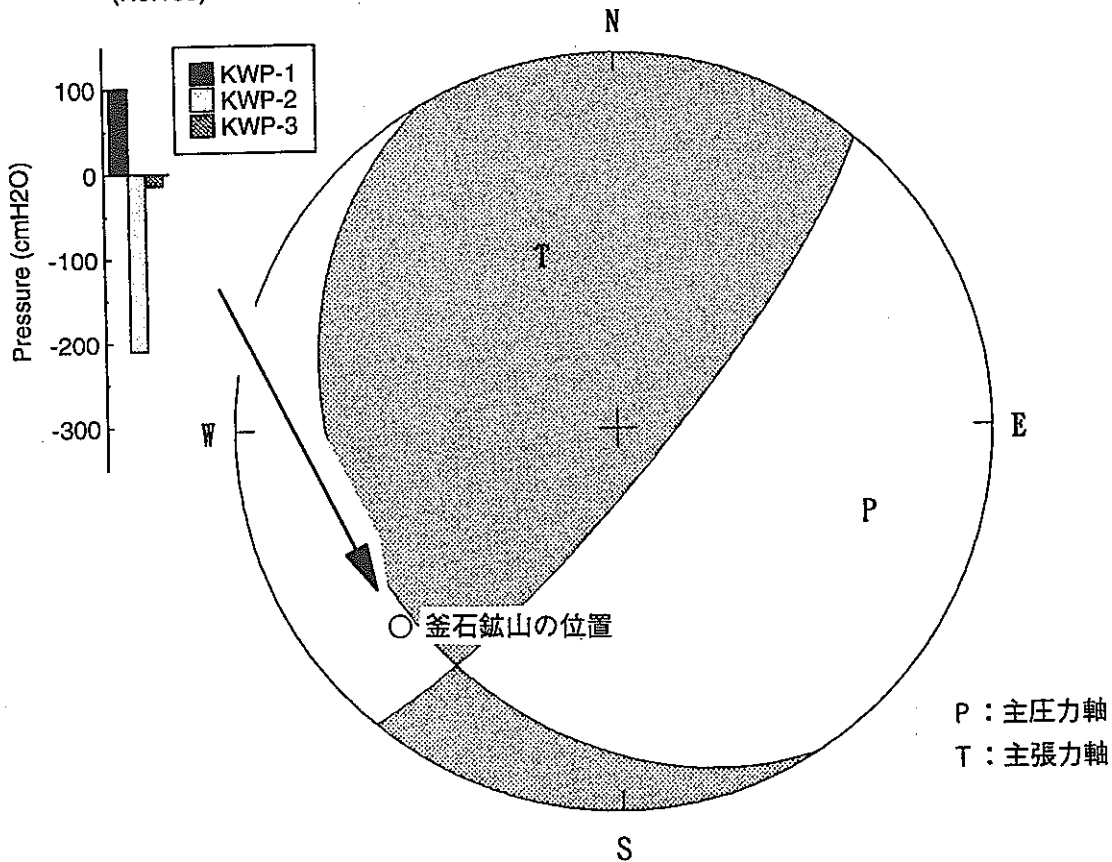


図 1.4.2-11 No189地震のメカニズム解と釜石鉱山の位置

KAMAIISHI EQ NO. 206

<節面の走向・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	11.0	174.0
PLANE-B	81.0	27.0

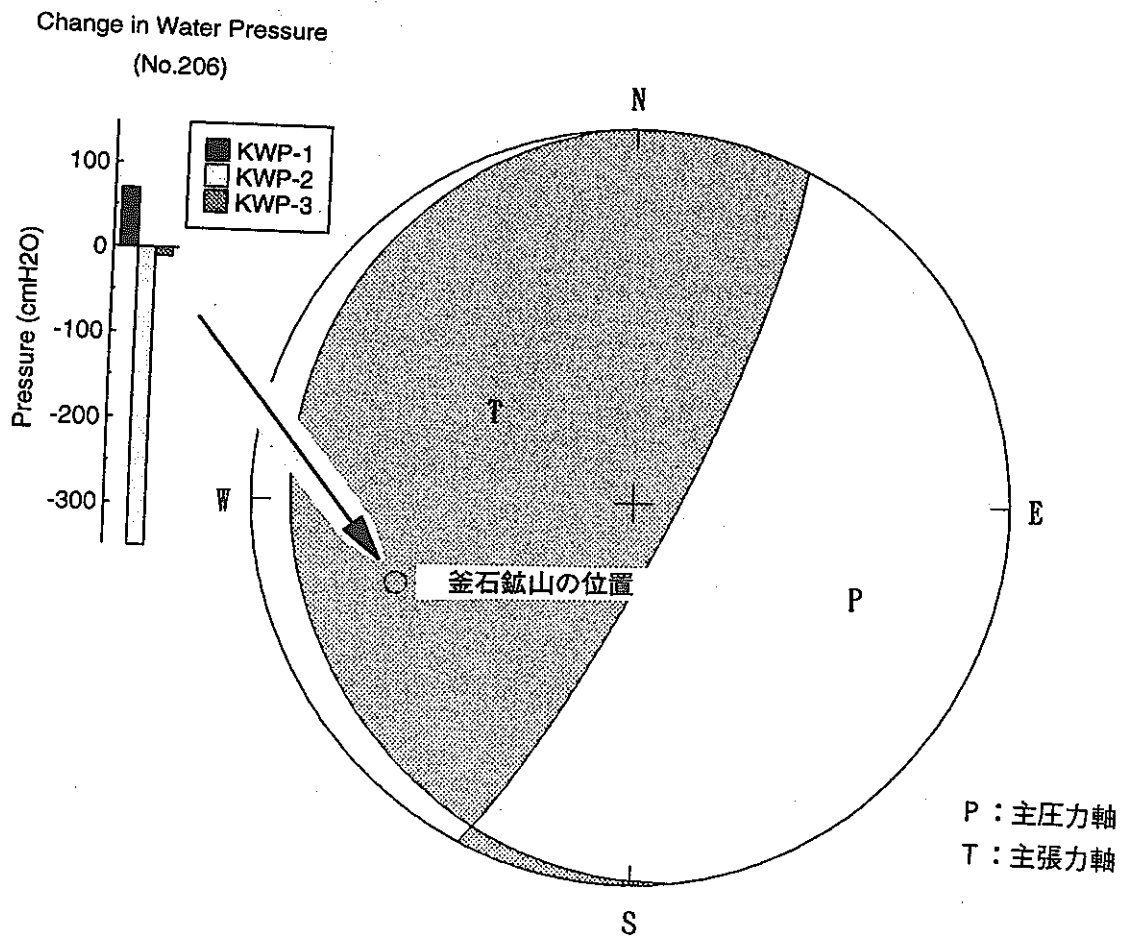


図 1.4.2-12 Na206地震のメカニズム解と釜石鉱山の位置

KAMAISHI EQ NO. 215

<節面の走向・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	23.0	179.0
PLANE-B	69.0	24.0

Change in Water Pressure
(No.215)

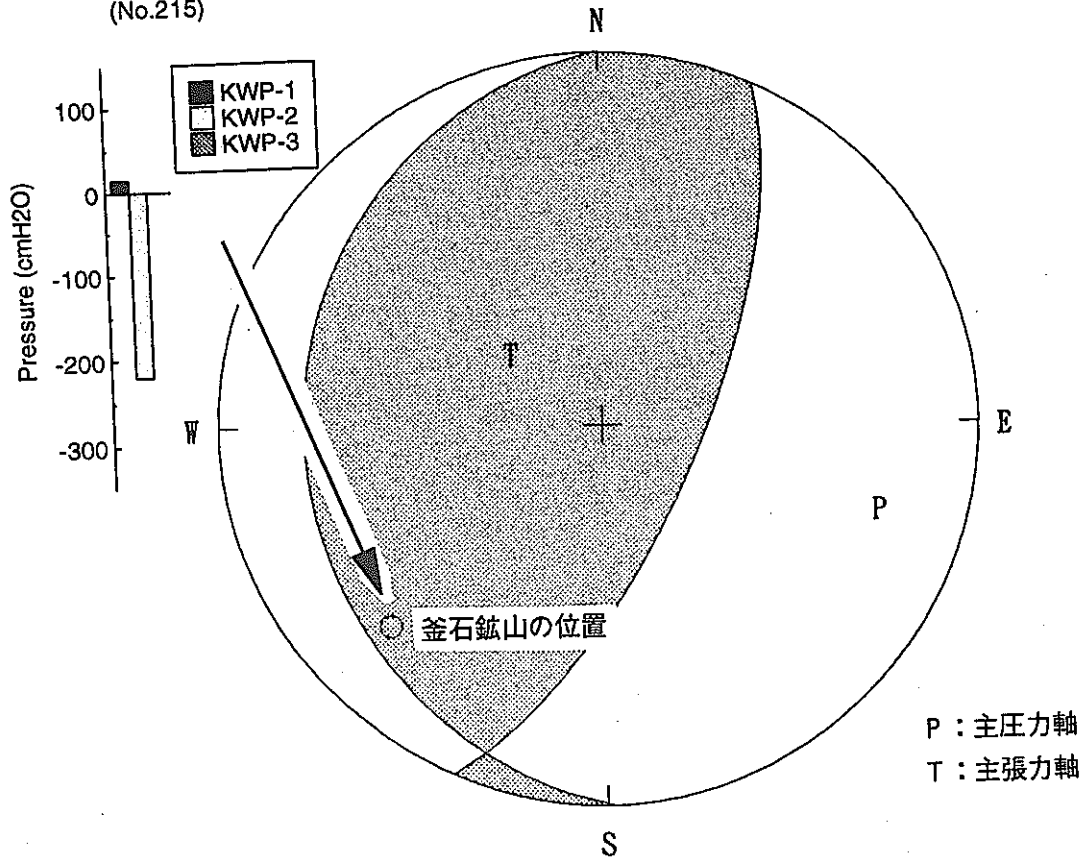


図 1.4.2-13 No215地震のメカニズム解と釜石鉱山の位置

KAMAISHI EQ No.216

<節面の走行・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	48.6	34.5
PLANE-B	43.4	182.0

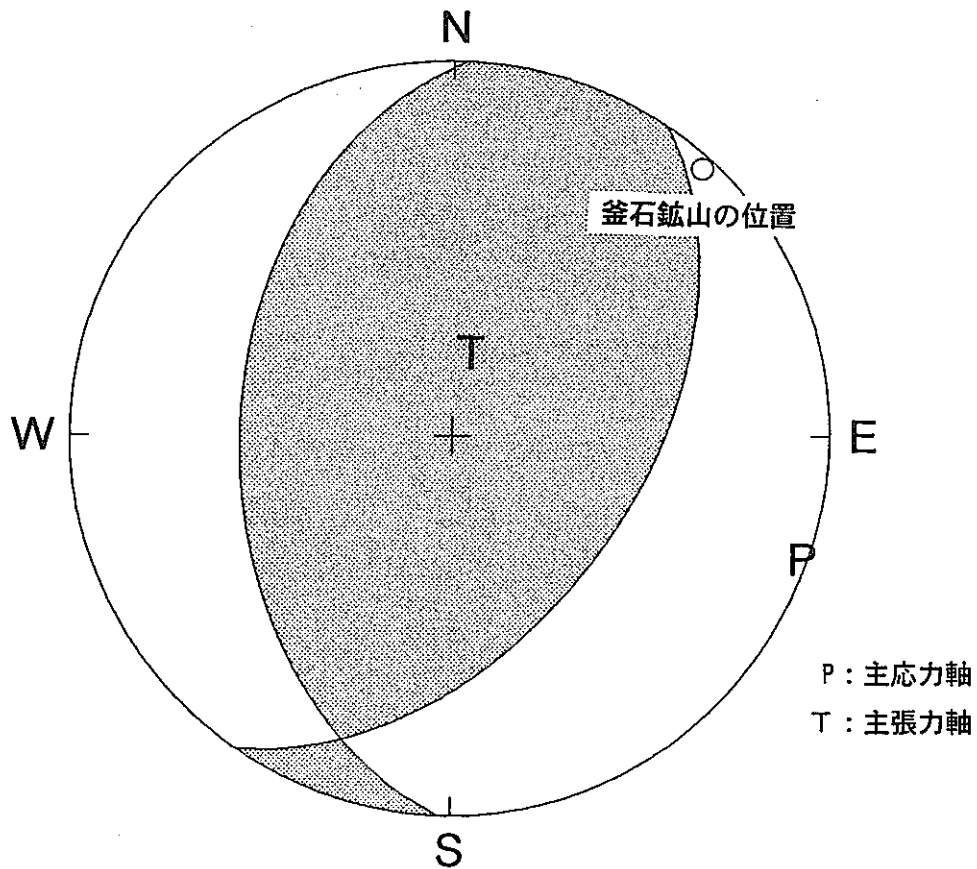


図 1.4.2-14 No. 216 地震のメカニズム解と釜石鉾山の位置

KAMAISHI EQ No.249

<節面の走行・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	87.4	23.0
PLANE-B	11.3	127.2

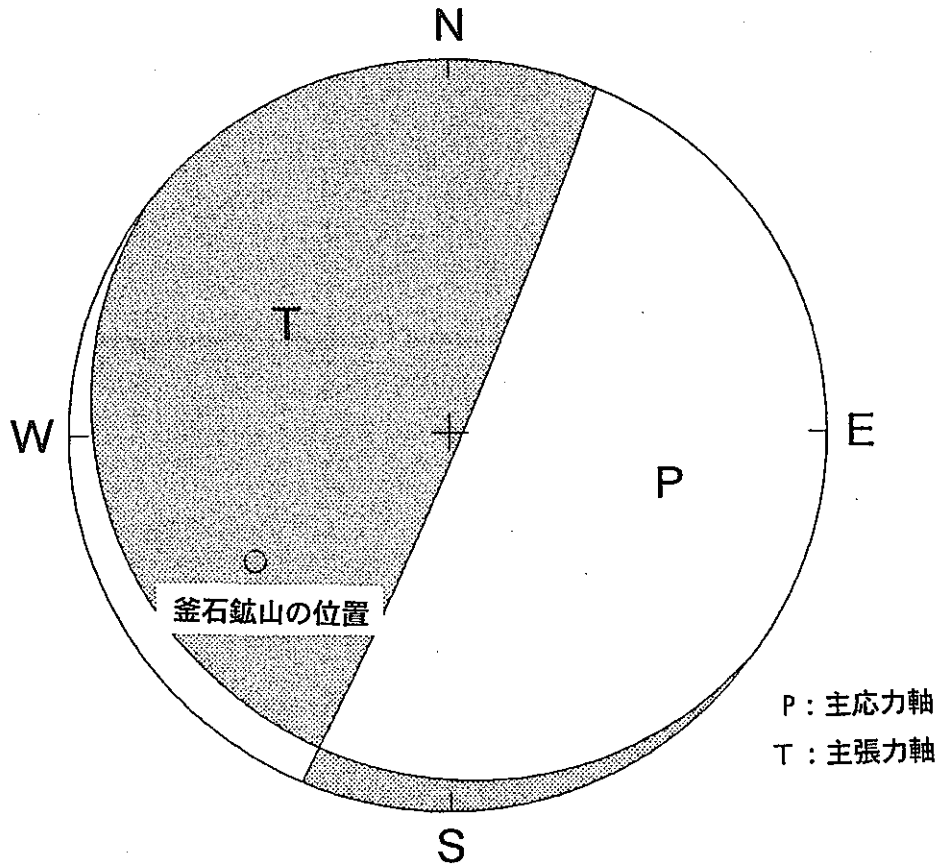


図 1.4.2-15 No.249 地震のメカニズム解と釜石鉱山の位置

<節面の走行・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	53.7	48.6
PLANE-B	83.6	313.9

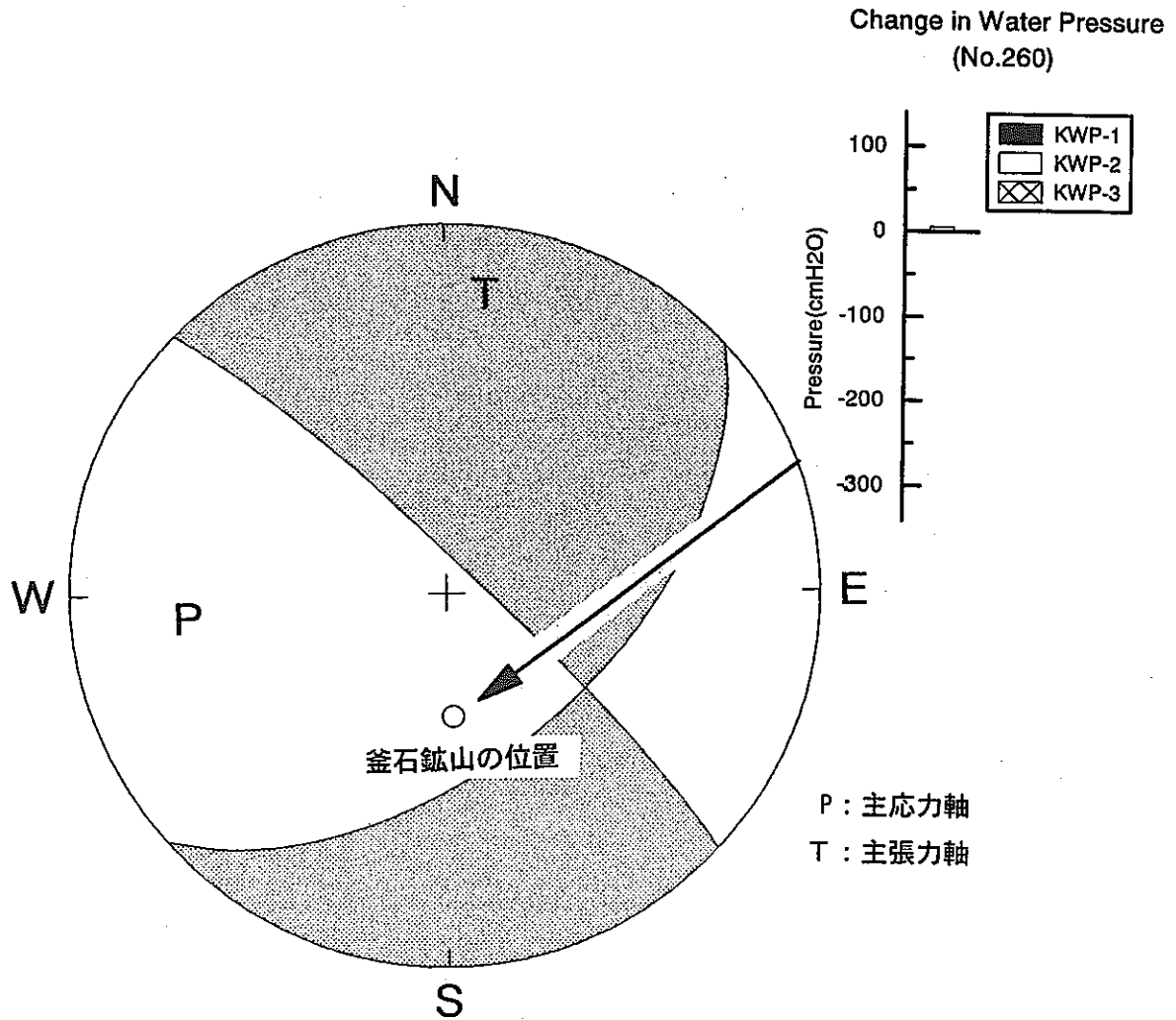


図 1.4.2-16 No. 260 地震のメカニズム解と釜石鉱山の位置

<節面の走行・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	53.1	208.1
PLANE-B	42.7	349.7

Change in Water Pressure
(No.285)

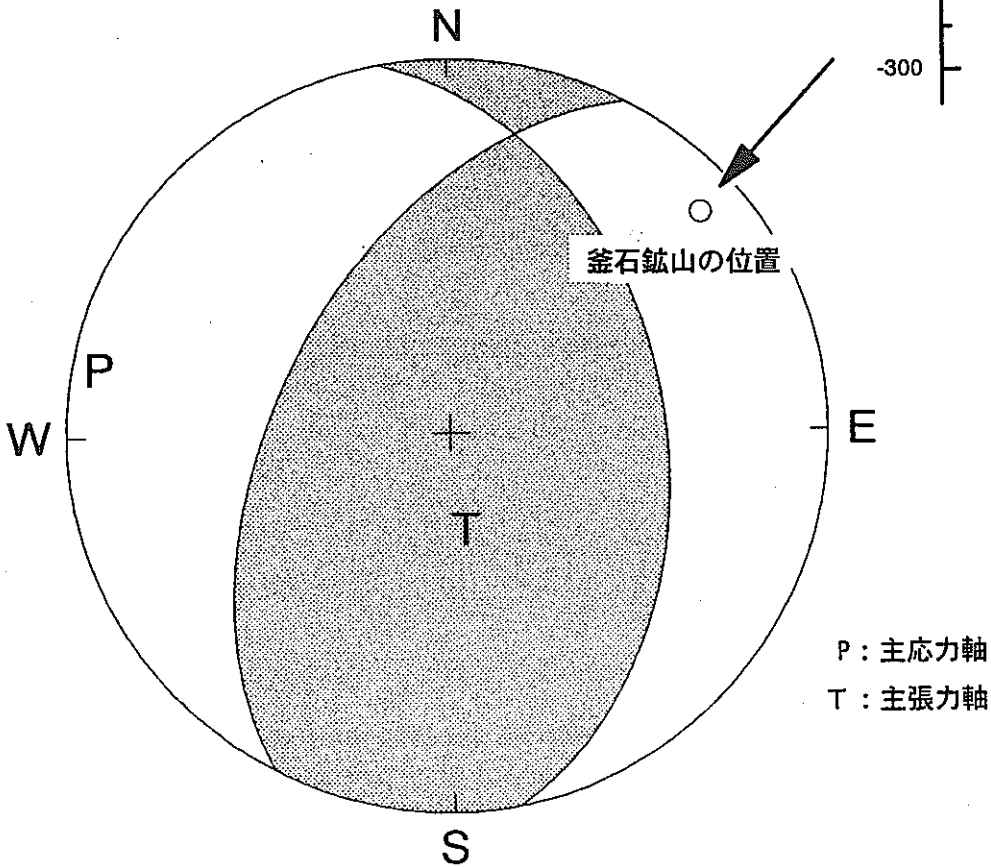
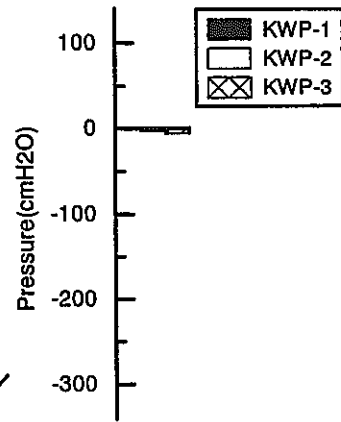


図 1.4.2-17 No. 285 地震のメカニズム解と釜石鉱山の位置

KAMAISHI EQ No.286

<節面の走行・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	57.1	201.9
PLANE-B	47.6	328.1

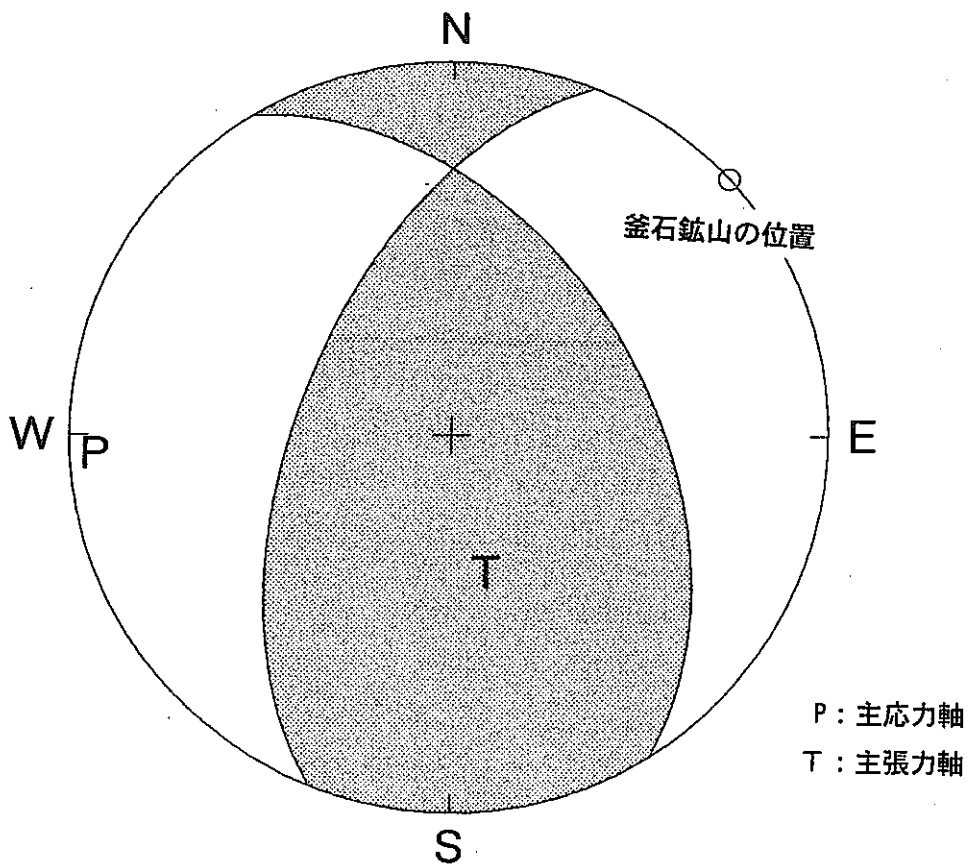


図 1.4.2-18 No. 286 地震のメカニズム解と釜石鉱山の位置

KAMAISHI EQ No.287

<節面の走行・傾斜>

	DIP ANGLE	STRIK DIR.
PLANE-A	90.0	219.2
PLANE-B	90.0	309.2

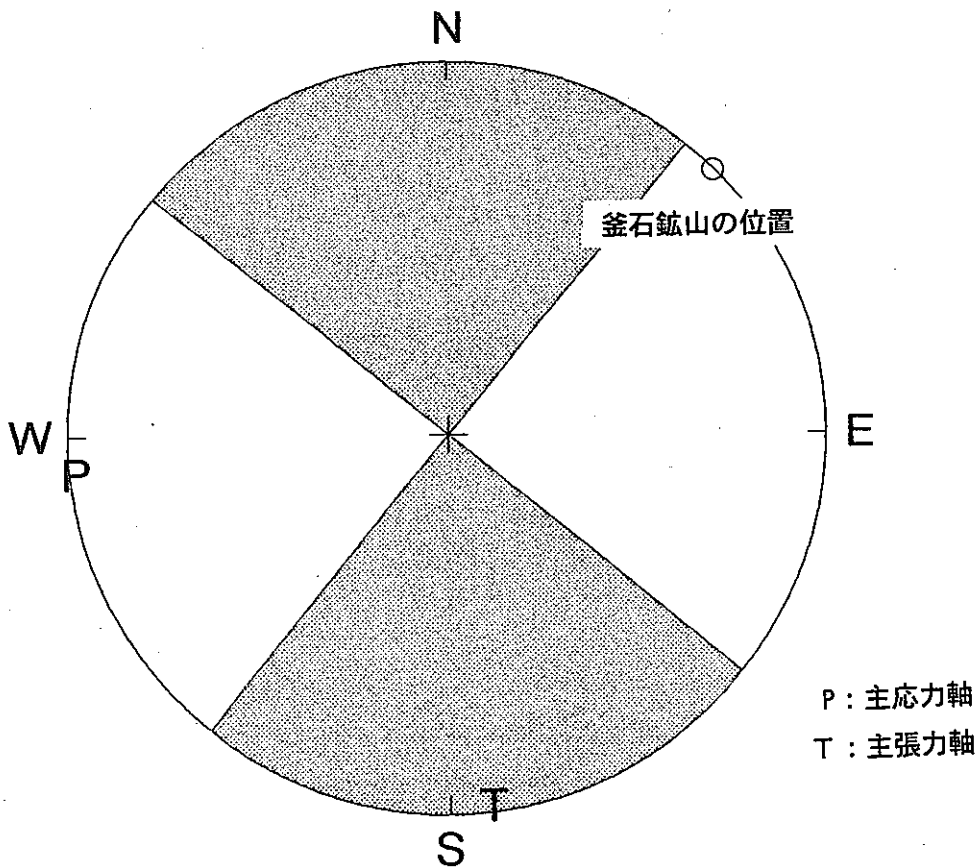


図 1.4.2-19 No.287 地震のメカニズム解と釜石鉱山の位置

マグニチュード

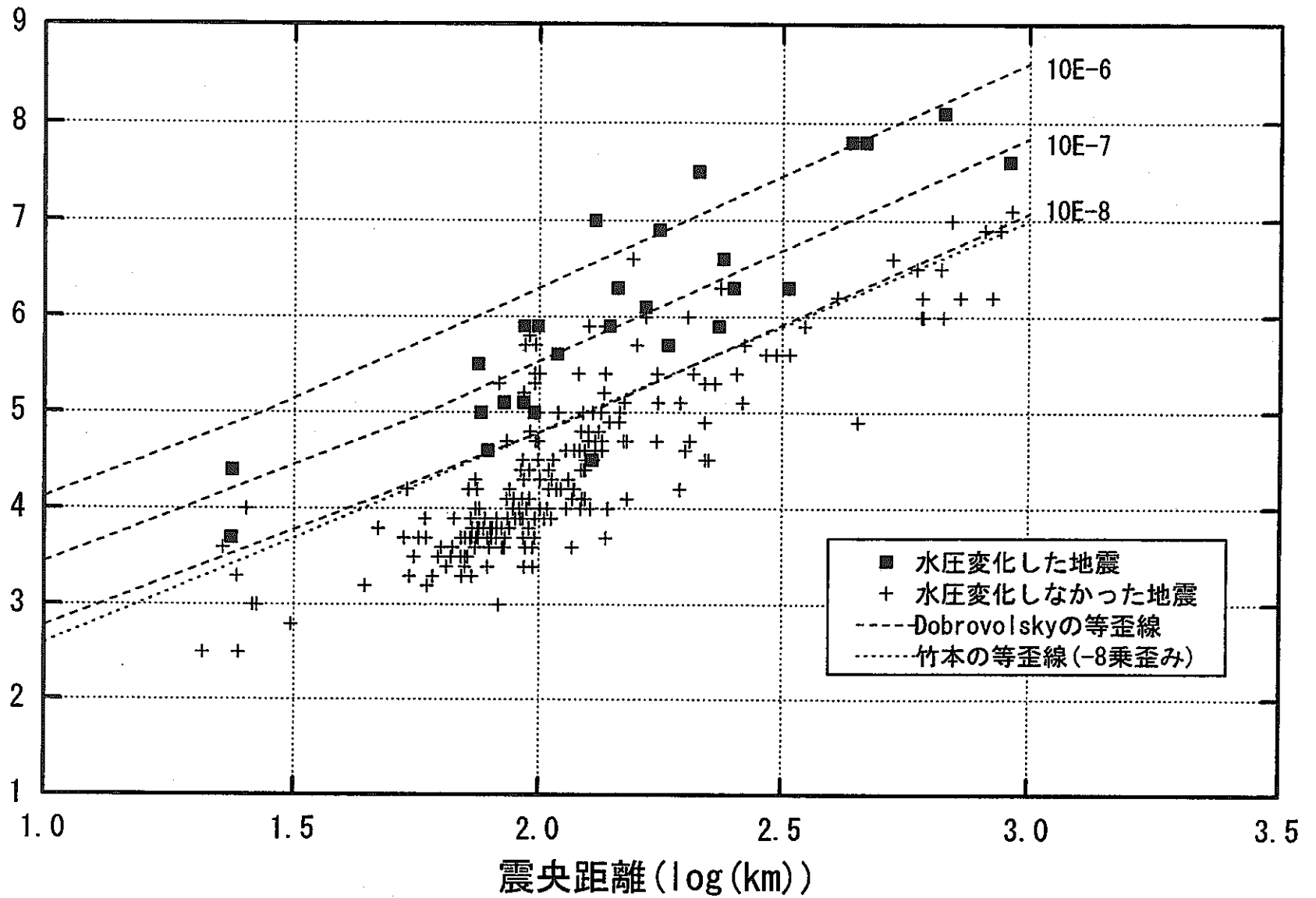


図 1.4.3-1 : 水圧変化とマグニチュード・震央距離の関係

マグニチュード

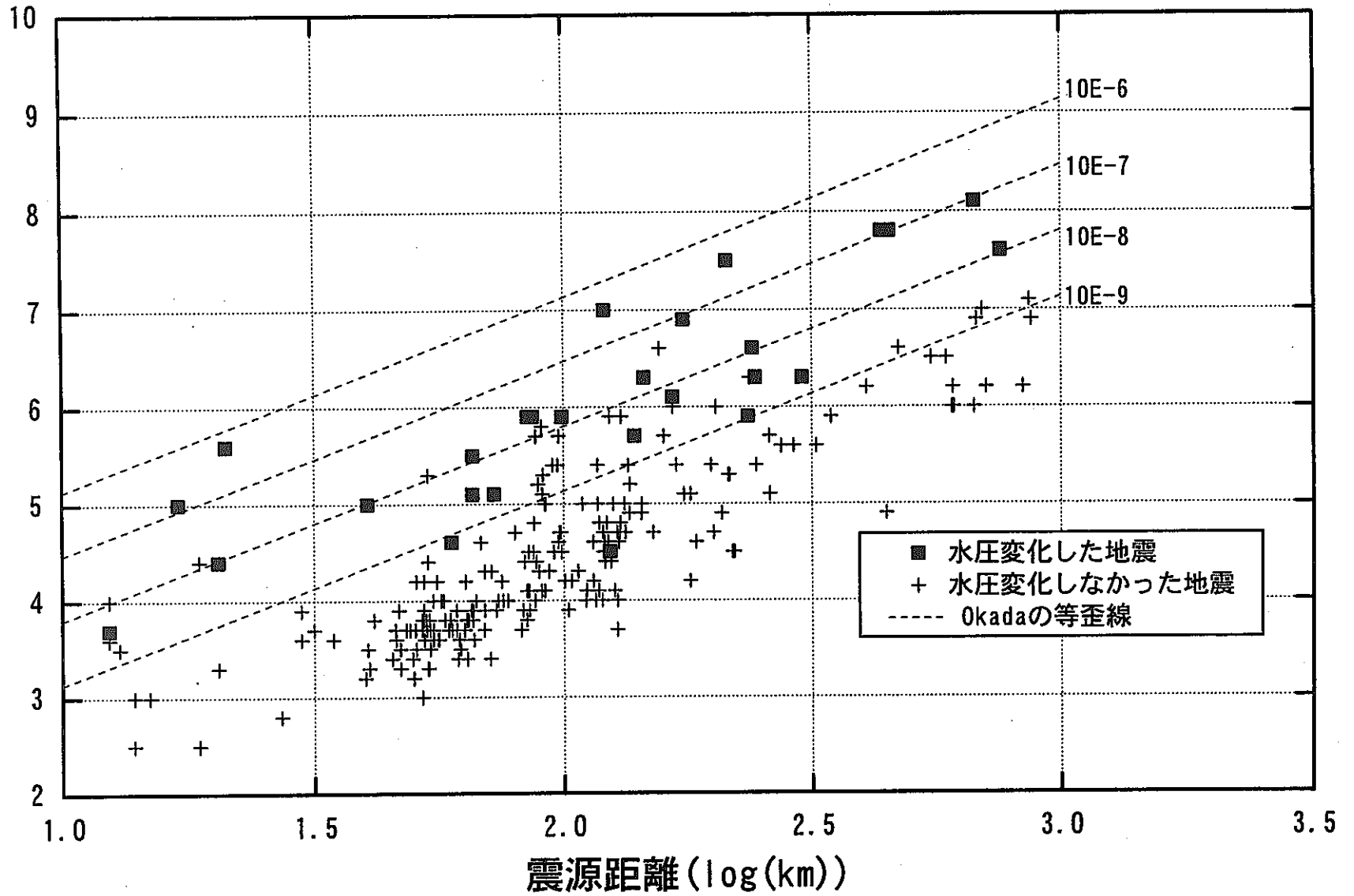


図 1.4.3-2 水圧変化とマグニチュード・震源距離の関係

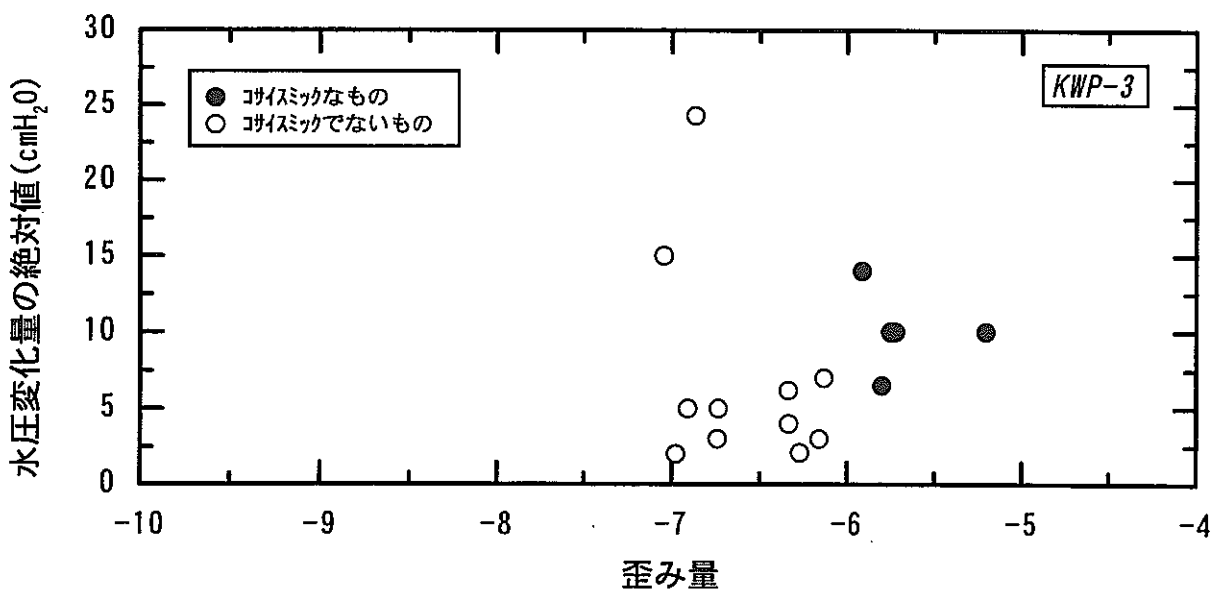
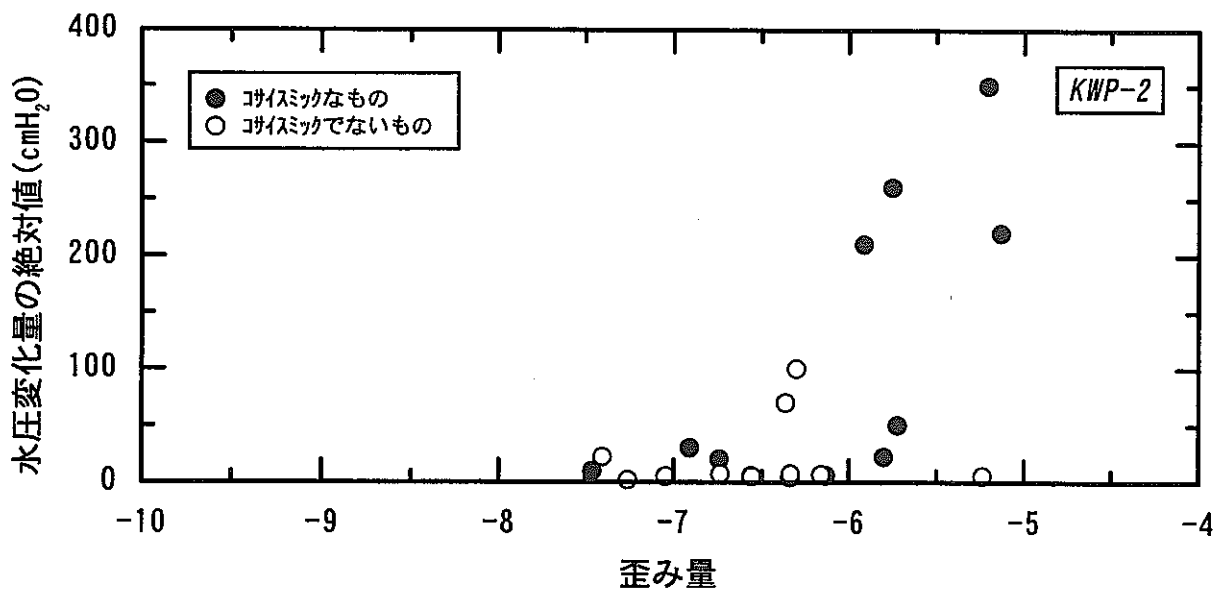
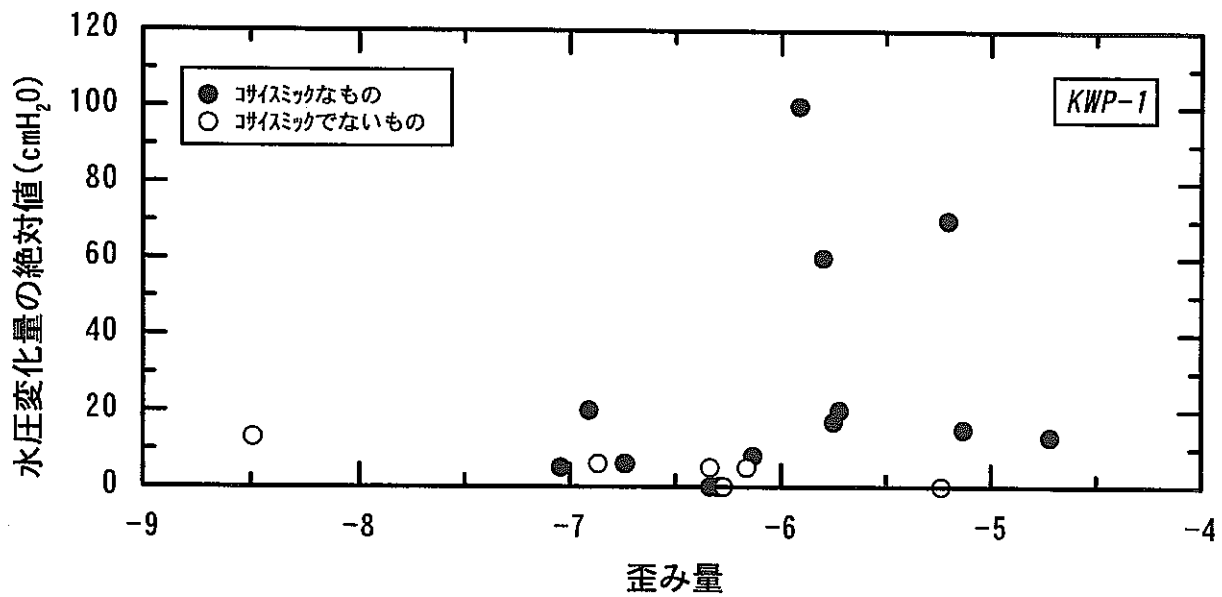


図 1.4.3-3 歪み量 (Dobrovolsky et al.) と水圧変化量の関係

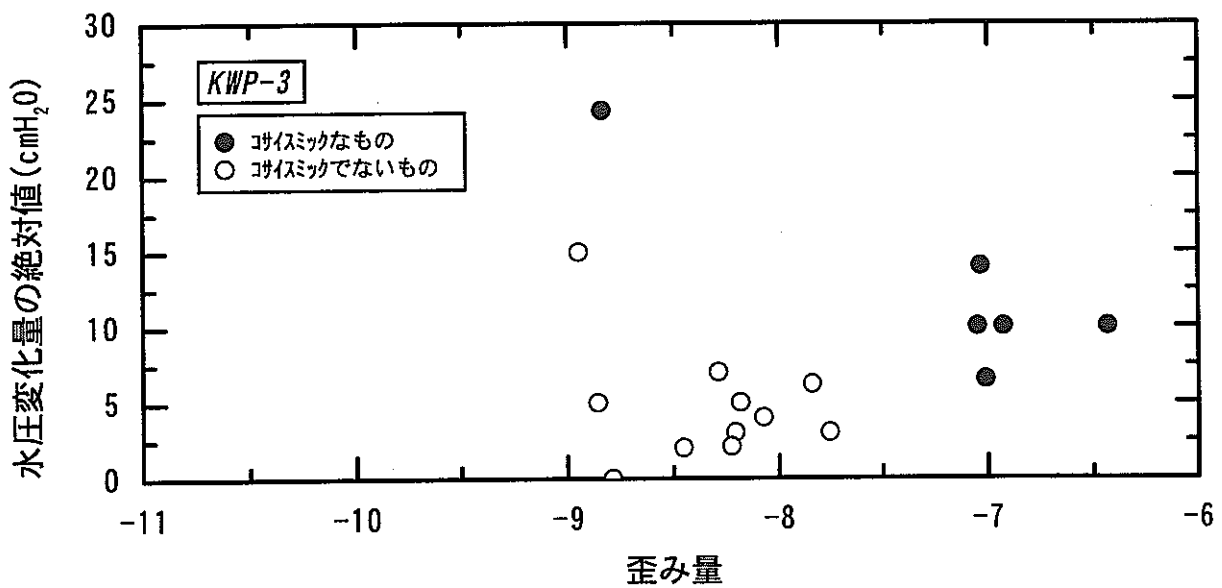
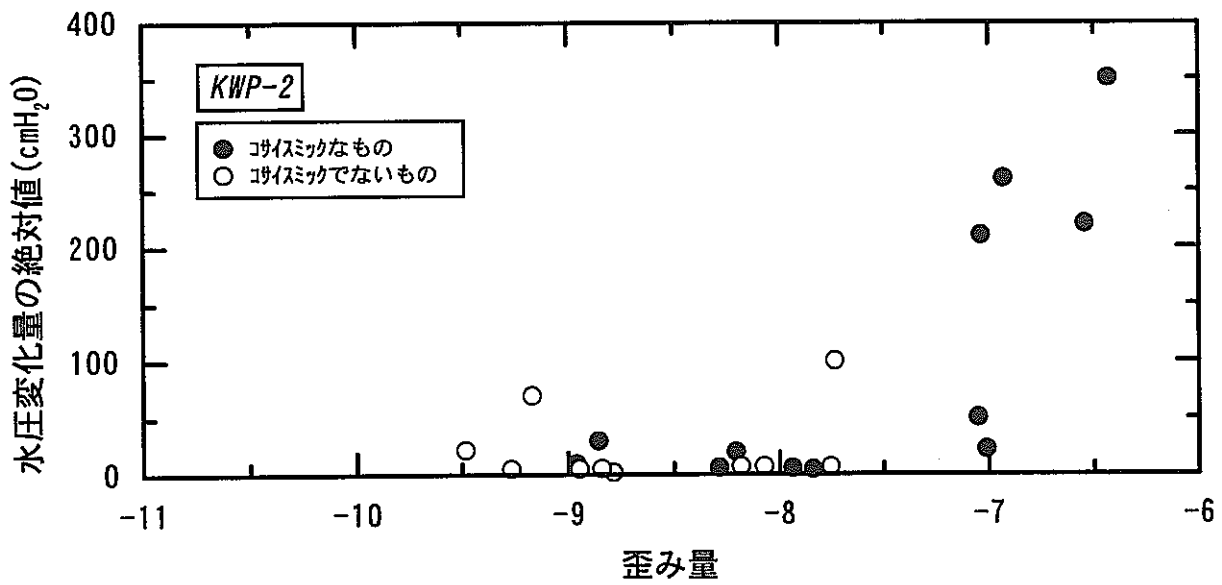
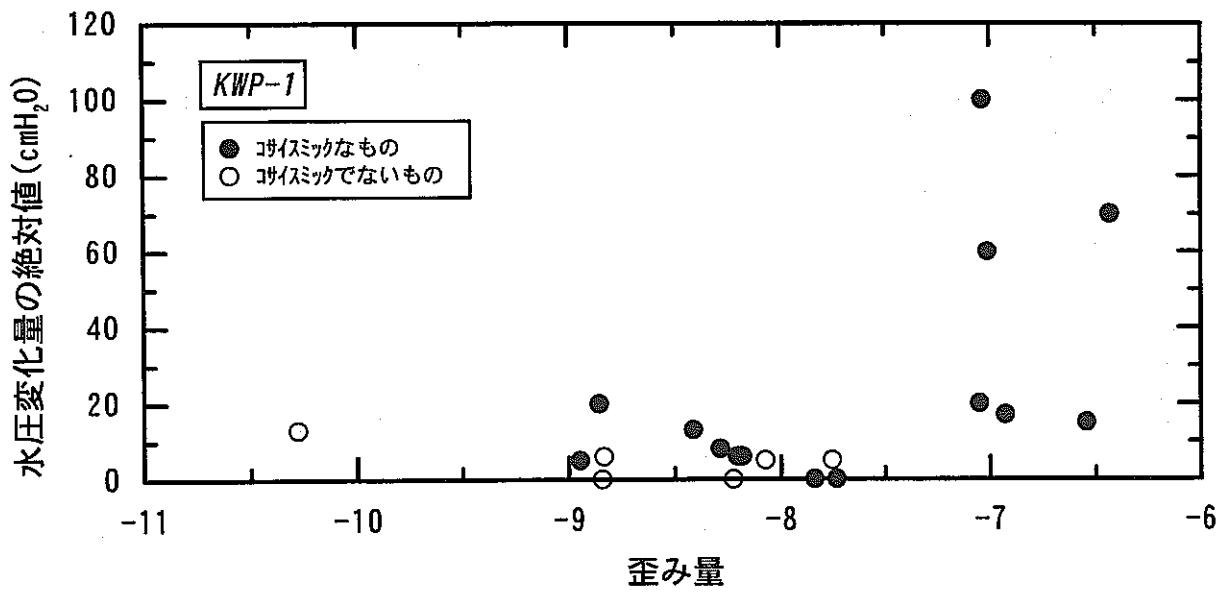


図 1.4.3-4 歪み量 (Okada) と水圧変化量の関係

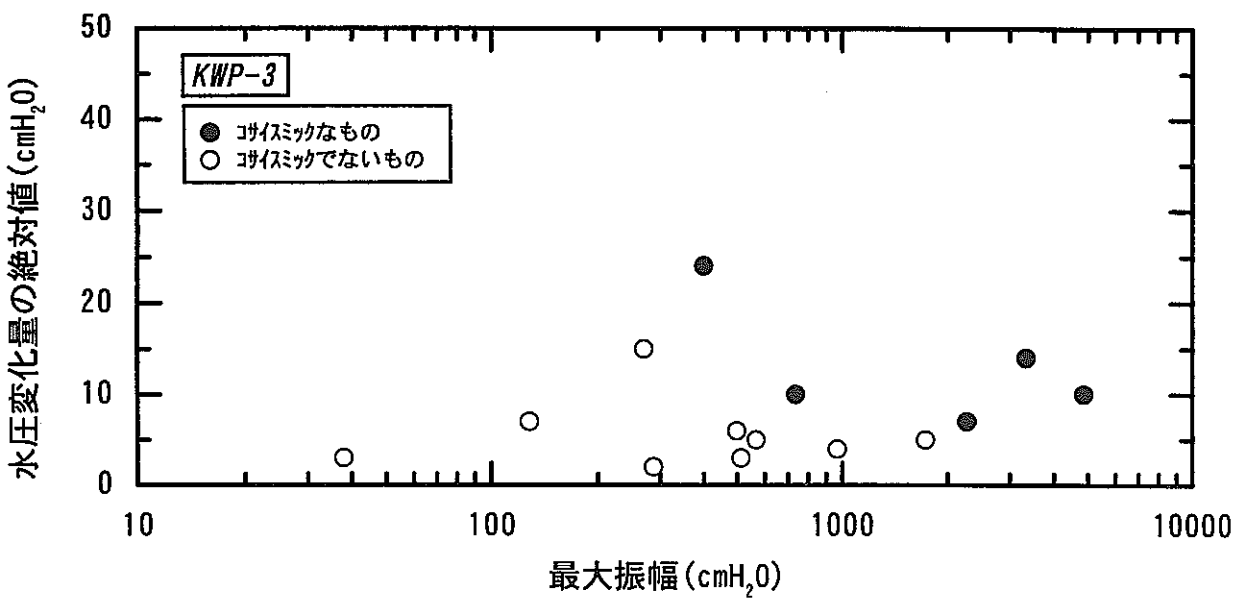
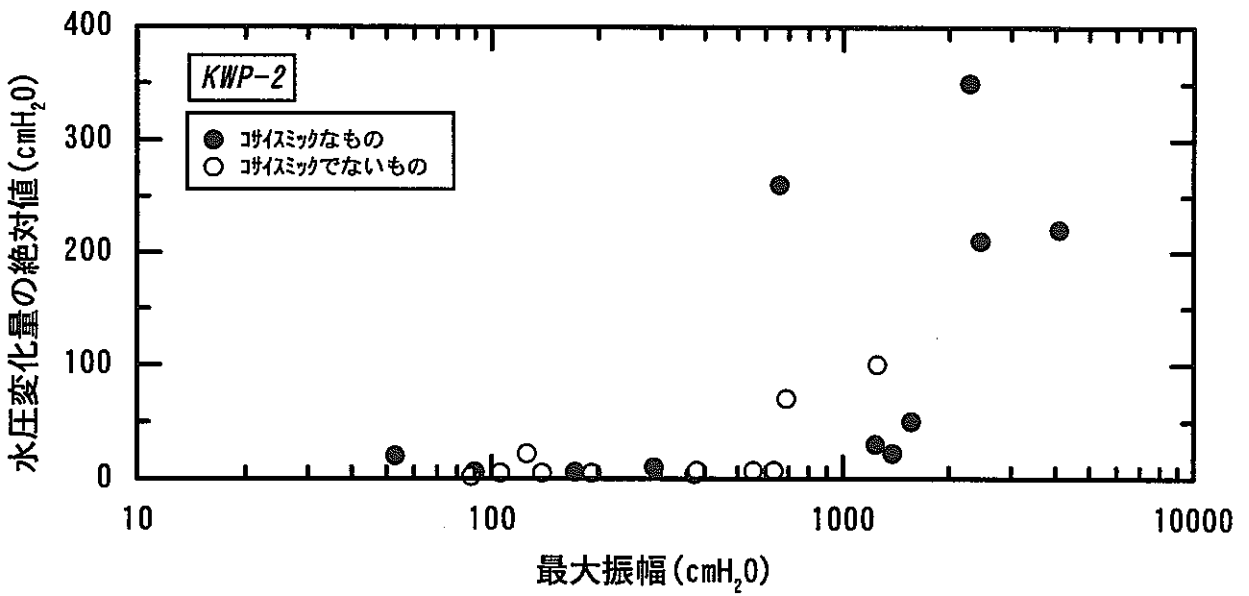
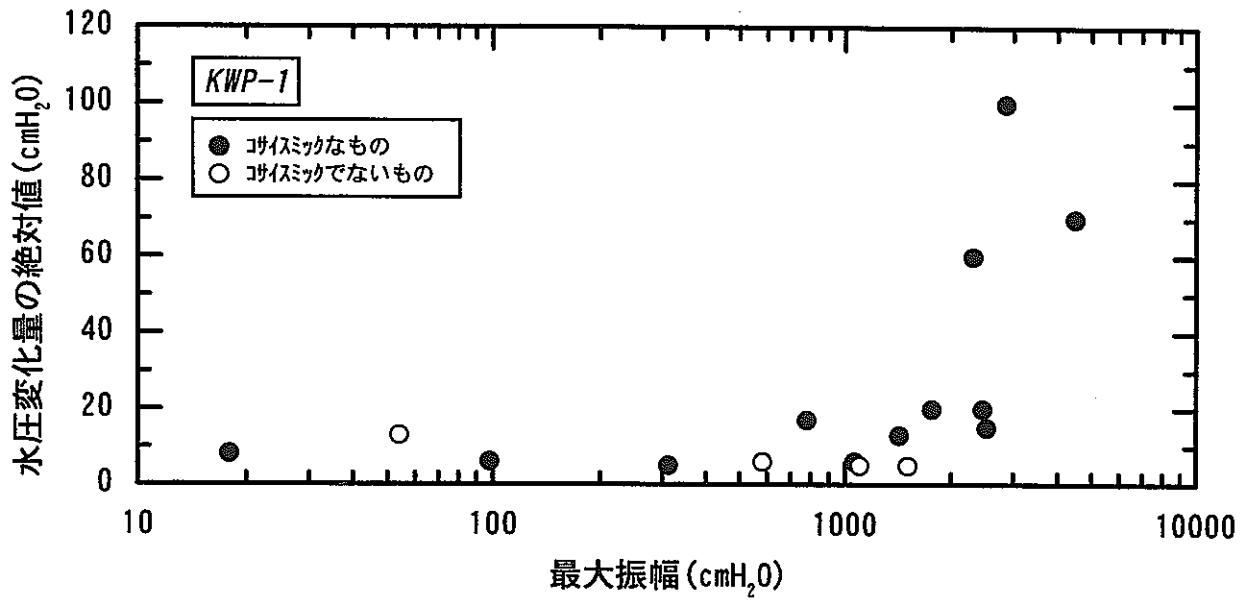


図 1.4.4-1 地震時の最大水圧変動振幅と水圧変化の絶対値の関係

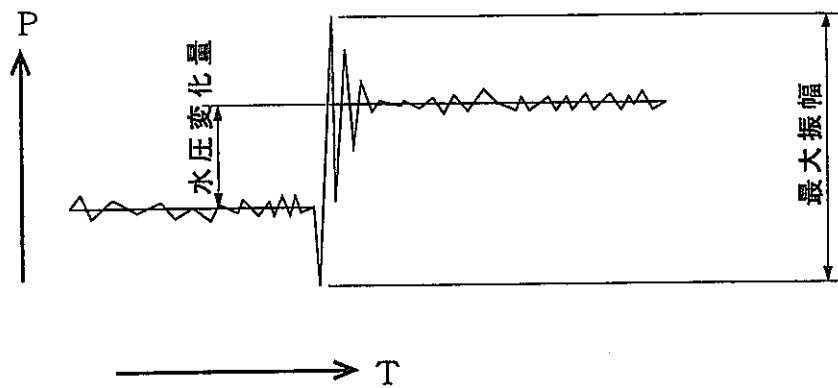


図 1.4.4-2 最大振幅と水圧変化量の模式図

表 1.4.4-1 理論歪み量(Dobrovolsky)と地震時水圧振幅

地震 No.	理論歪み量 $\log(\varepsilon)$	地震時水圧振幅 (cmH ₂ O)		
		KWP-1	KWP-2	KWP-3
134	-4.7204	1428	505	696
215	-5.1321	2520	4109	6008
206	-5.2052	4497	2290	4865
260	-5.2363	412	192	326
88	-5.7212	1768	1564	2665
145	-5.7509	779	659	736
120	-5.7998	2311	1387	2268
189	-5.9132	2859	2458	3331
161	-6.1326	18	90	128
104	-6.1615	1103	381	513
89	-6.1926	480	368	420
270	-6.2713	487	222	288
151	-6.2743	568	213	493
162	-6.2899	45	38	60
207	-6.3014	2701	1256	2108
158	-6.3352	1510	555	969
285	-6.3358	179	375	499
204	-6.3641	941	690	640
163	-6.4879	45	38	60
114	-6.5243	969	404	602
174	-6.5530	226	106	170
173	-6.5571	283	172	292
113	-6.6177	640	216	343
178	-6.7329	1064	637	567
86	-6.7387	98	53	38
287	-6.7554	165	97	112
152	-6.7939	294	87	237
124	-6.8009	509	294	490
331	-6.8648	583	142	400
216	-6.8727	515	380	722
75	-6.9077	2458	1240	1729
85	-6.9736	390	(217)	288
330	-6.9853	38	53	53
66	-7.0428	312	139	270
90	-7.0516	332	273	279
109	-7.1086	124	75	102
249	-7.1256	138	119	89
286	-7.1384	79	176	243
119	-7.1810	259	134	184
93	-7.2569	239	88	189
108	-7.2804	167	75	68
227	-7.3127	351	159	308
139	-7.3788	195	71	143
87	-7.3874	480	368	420
83	-7.4023	387	126	259
243	-7.4599	(552)	288	546
213	-8.4887	54	28	49

表中の網掛けが、水圧変化した地震
()は、平常時水圧が欠損している為

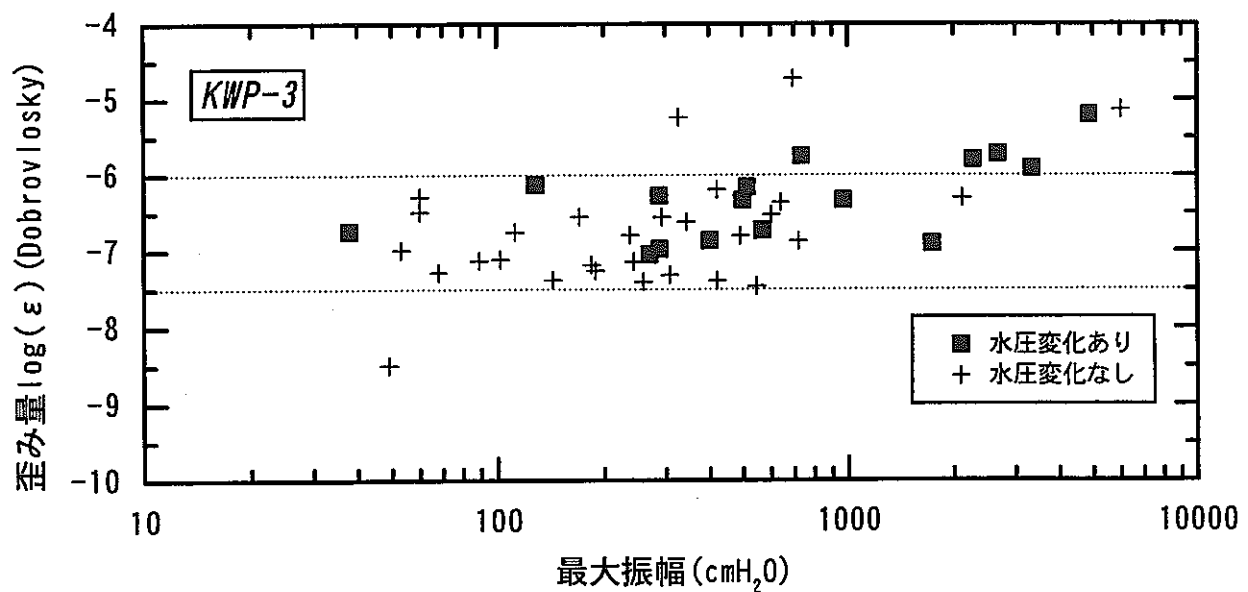
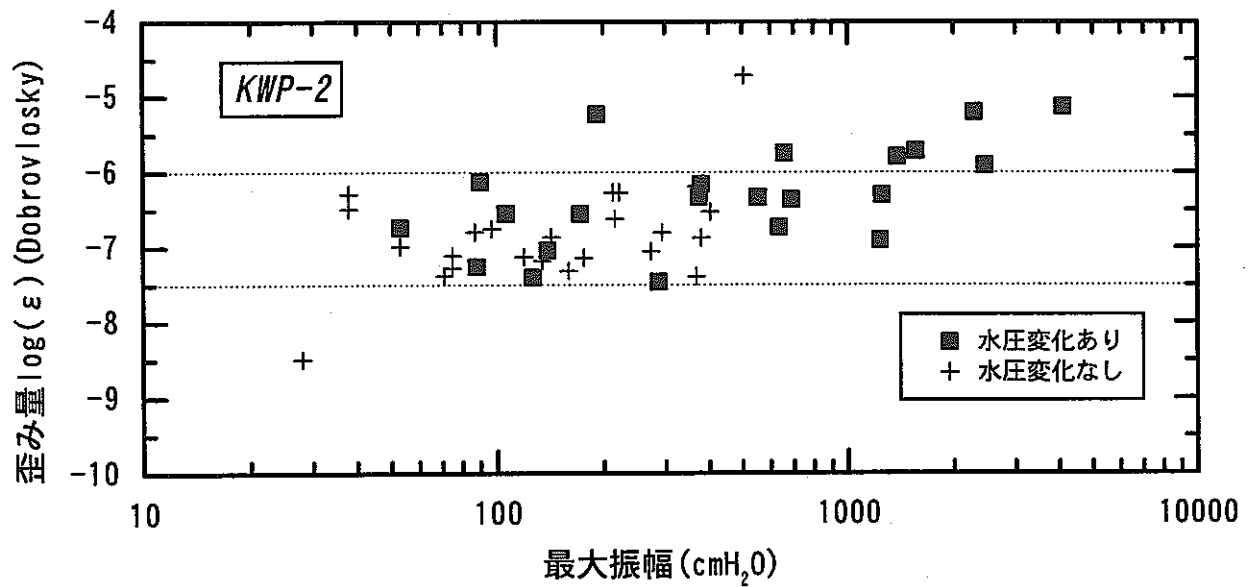
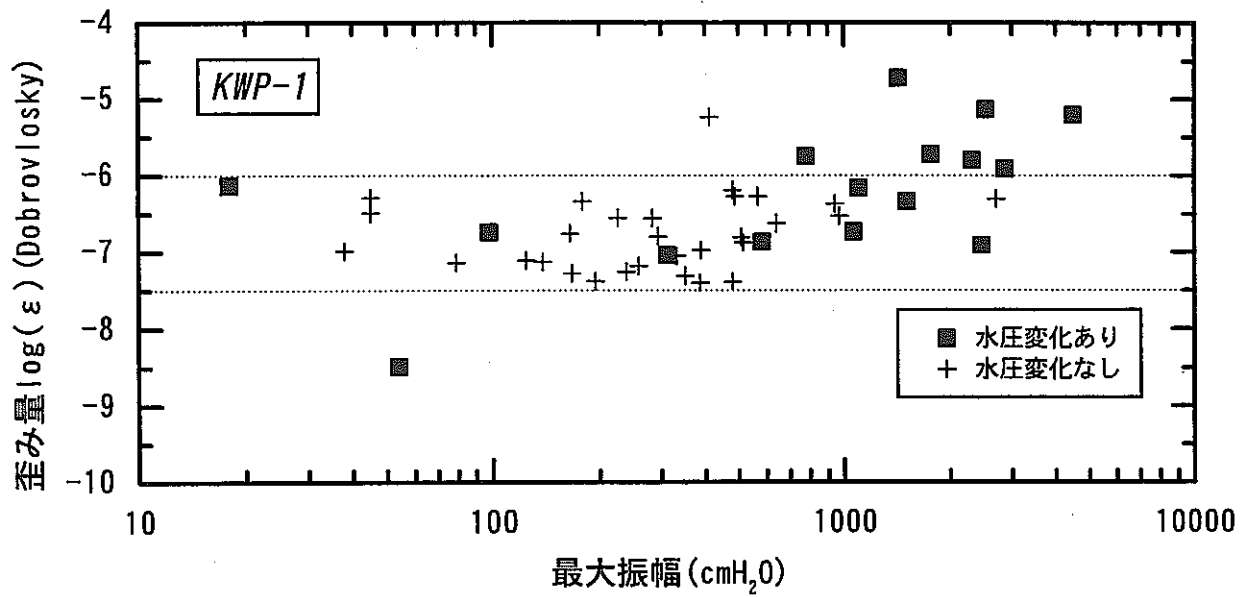


図 1.4.4-3 歪み量(Dobrovolsky et al.)と地震時最大振幅幅の関係

1.4.5 地震時における水圧変化と釜石での地震の初動方向との相関の検討

釜石鉾山に設置した3本の水圧観測孔（KWP-1, KWP-2, KWP-3）のうち地震後の水圧変化量が一番大きい KWP-2 孔の変化の極性（増圧か減圧か）と P 波の初動部分の上下成分（up か down か）との相関関係について検討した。

釜石鉾山に設置してある地震計は加速度計であり、0.3（K-1～K-4）乃至 0.5gal（K-5～K-7）のトリガーが掛けてあり 5 秒の遅延時間を設定していたが、地震規模が小さい場合は、地震波の初動が欠けるケースが発生した。また、地震記録にノイズが乗っていたり、P-S 時間が長いなどの原因により、初動が判断できない地震もあった。そこで、釜石、宮古、大船渡および遠野の相互の距離は図 1.4.5-1 に示すように、震央距離に比べて非常に近距離であるので、地震時におけるこれら4つの観測点における初動の方向は一致すると考えることができる。そこで釜石を除く3つの観測点に設置してあり、常時記録を継続している速度型地震計の地震記録の検測結果を調べ釜石の初動方向を把握する事にした。なお、気象庁観測点である宮古および大船渡は地震月報を調査した。また、東北大学の観測点については直接観測点に赴き記録を閲覧させて頂いた。

図 1.4.5-1 に示す水圧変化の大きい 10 個の地震を解析対象としてこれらの地震における大船渡、宮古および遠野における P 波初動部分の方向を記入した。初動方向のうち水平方向（N-S, E-W）が不明なものがあるが、上下方向は全て判明している。

地震の震央方向と震源方向は P 波の初動部分（N-S, E-W）および P 波の初動部分の上下成分（up, down）の up は P 波初動部分で地盤は上向きに動き、down は下向きに動く。表 1.4.5-1 に地震の初動部分の動きと KWP-2 孔の水圧変化との相関を示した。

表1.4.5-1 地震の初動部分の動きと水圧変化との相関

地震番号	初動方向	水圧変化	M	震 央	メカニズム解
75	S, W, U	up	5.1	岩手県沖	引き
86	S, W, U	down	6.1	三陸はるか沖	—
88	S, W, U	down	6.9	三陸はるか沖	—
120	S, W, U	down	7.8	十勝南東沖	押し
145	N, W, U	down	7.8	北海道南西沖	引き
189	S, W, U	down	8.1	北海道東方沖	引き
204		D	4.9	岩手県南部	—
206		U	7.5	三陸はるか沖	押し
207		D	6.3	岩手県北東沖	—
215	N,	D	7.1	岩手県北東沖	押し

メカニズム解は多くの観測点の P 波部分の押し（up）引き（down）の分布により計算して境界線（節線）を決める。従って節線の近傍に位置する観測点での押し、引きには誤差が含まれる可能性がある。

地震時における KWP-2 孔の水圧変化の要因については、これまで色々な角度から検討されている。本文は P 波初動部分の地盤の動きと水圧変化の up, down との相関について検討した。結果としては検討に用いた 10 例中、水圧が down した例が 9 例であった。こ

の 9 例のうち P 波初動が up のものは 6 例（地震番号 86, 88, 120, 145, 189, 206）、down のものは 3 例（地震番号 204, 207, 215）である。また、水圧が up の例は地震番号 75 の 1 例であるが、この場合は P 波初動も up となっている。

今回の検討では、KWP-2 孔の地震に伴う変化動向と P 波初動部分の地盤の up, down との相関は明らかには出来なかった。

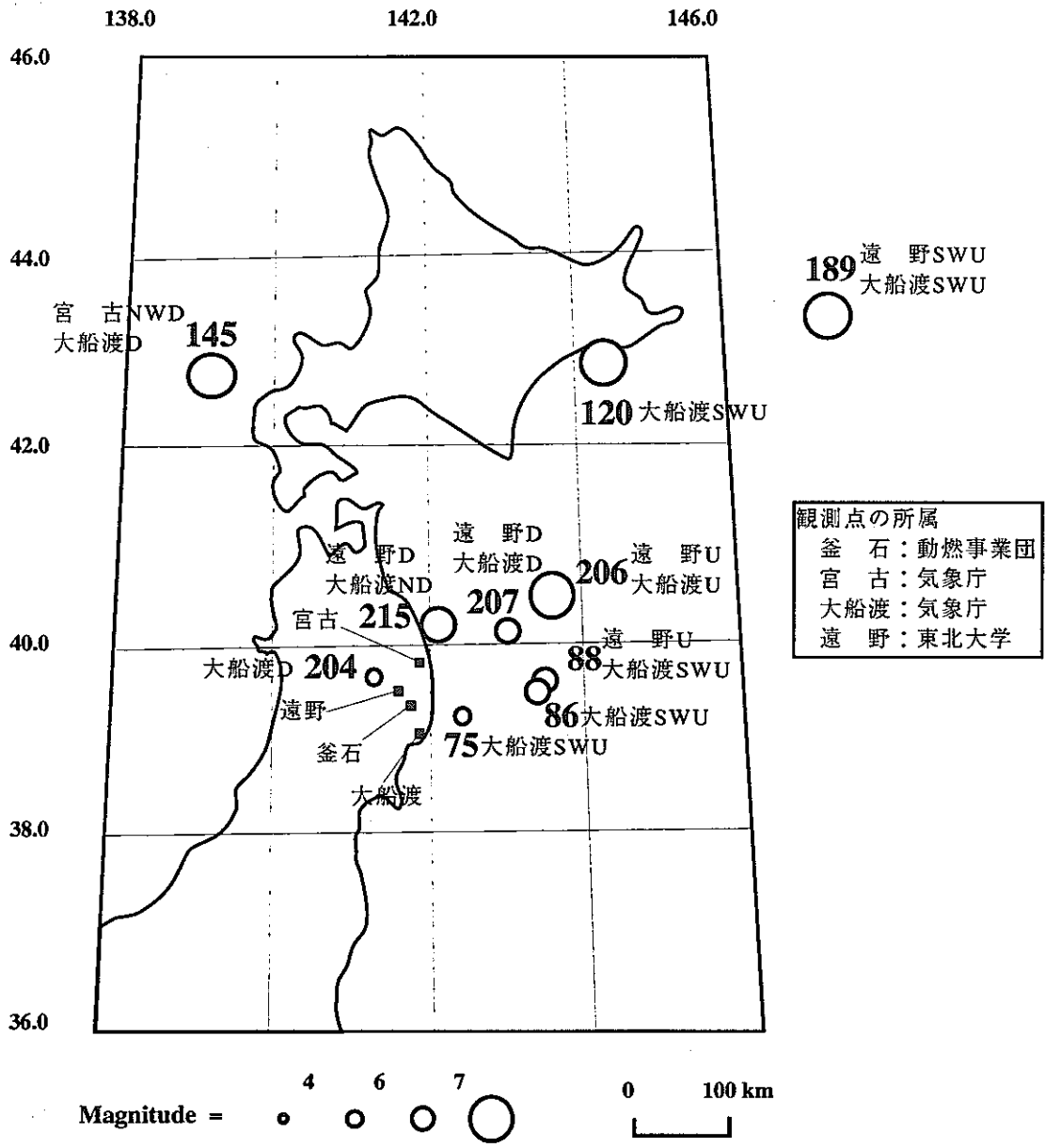
参考文献

Dobrovolsky, I. P., Zubkov, S. I., and Miachkin, V. I.(1979) : Estimation of the size of earthquake preparation zones., *Pageoph.*, **117**, 1025-1044.

Okada, Y.(1995) : Simulated empirical law of coseismic crustal deformation., *J. Phys. Earth*, **43**, 697-713.

竹本修三・高田理夫(1969) : 地震に伴う Strain Setp について. , *測地学会誌*, **15-2**, 68-74.

東北大学理学部(1992 ~ 1997) : 地震予知連絡会会報.



水圧変化が認められた地震と大船渡，宮古，遠野の初動の方向

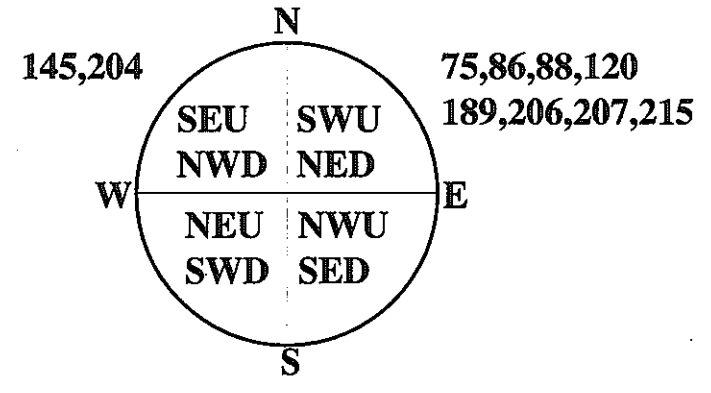


図 1.4.5-1 震源域と観測点でのP波初動部分の水平成分と上下成分の関係

1.5 まとめと提言

1.5.1 まとめ

(1) 3本の水圧観測孔の結果について潮汐解析を実施した。約1ヶ月間の時間スケールの変動を比べると、KWP-1孔とKWP-2孔は非常によく似た変化を記録している。潮汐の振幅はKWP-1孔と比べると、KWP-2孔が日周潮は約8割、半日周は約5割の振幅になっており日周潮と半日周潮がかならずしも比例していない。これは、KWP-2孔の日周潮の方が相対的に振幅が大きくなっているということであるから、定性的には日周のゆっくりとした変化に比べて半日周の速い変化には応答が小さいと解釈ができる。振幅の差に比べると位相の差は小さい。

(2) 平成9年度にBTVと流量検層を実施したKWP-2孔を対象に地球潮汐応答変化の解析を試みた。その結果、KWP-2孔はS/Nが良くないため、潮汐応答が破碎帯に対する垂直応力に支配されているのかどうかは明瞭には判定できないことが判った。但し、計算波形では垂直応力と堆積歪みとの相違はかなり明瞭であることが判った。

(3) 観測された地震後水圧変化の変化後の動向について、ほとんどの地震においては、その変化量は降雨等の平時の変化に比べて十分に小さい。また、変化後、数週間でもとのトレンドレベルに戻るといえる。しかしながら、三陸はるか沖地震後のKWP-2孔の水圧変化のように、例外的に平時の変化と同程度の変化量を示し、その後の変化が地震発生以前とはトレンドに差が生じるような例も見られるが、その差は長期的なトレンドと比較すれば、十分に小さい。

(4) 地震メカニズム解と水圧変化の動向についてデータを収集して検討を加えたが、発震機構と水圧変化の上昇・下降の方向性との関係は薄いと考えられる。また、釜石周辺の他の観測点の地震データを用いて、地震初動の方向と水圧変化の動向も検討したが、地震に伴う水圧の変化動向とP波初動部分の地盤のup, downとの相関は明らかには出来なかった。

(5) Dobrovolsky *et. al*(1979)の理論歪みとの関係においては 10^8 以上の歪み、Okada(1995)の理論歪み値との関係においては 10^9 以上の歪みが想定される地震において、水圧変化が観測される傾向がある。次に各水圧観測孔における水圧変化の絶対量とDobrovolsky *et. al*(1979)、Okada(1995)による歪み量を比較した。理論歪み値が大きい領域に水圧変動の大きい地震が多く分布する傾向がみられる。また、理論歪みが大きい地震のほうがコサイスマックに水圧が変動する事例が多いことがわかった。

(6) 水圧変化を生じた地震時の各観測孔の最大水圧変動振幅と水圧変化の絶対量を比較した。KWP-1,2孔については振幅幅が大きいほど水圧変化量が大きくなる相関性が認められた。また、水圧変化生じた地震27例と水圧変化を生じなかった地震のうちDobrovolsky *et.*

al(1979)の理論歪みの大きかった地震 20 例について、Dobrovolsky *et. al*(1979)の理論歪みと最大水圧変動振幅の関係を検討した。水圧変化が観測された地震のほうが、観測されない地震よりも、若干ではあるが水圧振幅の大きい傾向があるが、両者の分布は重なる部分が多く、その境界が明確でないことから、水圧の最大振幅が静的な水圧の変化の発生を直接決定する因子であると結論づけることはできなかった。

1.5.2 提言

(1) 坑道内の歪み計は 1 成分ではあるが、歪み計の解析からは、この歪み計が潮汐や広域な地殻応力の変化を捕らえていることが明らかにされている。このことから、ローカルな歪み計測と水圧変化を直接比較しなくても、広域な応力変化である歪み潮汐と水圧変化を比べることが合理的である。

(2) 水圧観測孔の水圧変化の位相が 180 度に近いということは、面積歪み（体積歪み）が収縮時に水圧が上がる（水位が上昇する）ことを意味している。位相については、 M_2 については、ポテンシャルに対して 11 度弱の遅れ、KWP-1 孔および KWP-2 孔の M_2 は 10 度程度の進みが観測されており必ずしも良くは一致していない。数百 m の距離の違いで 4 ~ 5 倍の水圧差、2 倍程度の潮汐振幅の差を説明するには、普遍的なモデルでは解釈困難で、ごくローカルなモデルの構築も必要である。

(3) 水圧観測孔データを用いて潮汐応答解析を実施する場合は気圧データが不可欠である。また、S/N 比が良好なデータ取得できれば垂直応力と堆積歪みの識別が可能であり、BTV での観察結果から測定される破碎帯の方位性と水圧の潮汐応答とを結びつけて考察することができる。

2. 波形の比較

この章では、これまでの観測で得られた地震波形（加速度および速度）と水圧変化および岩盤歪み変化とについて、最大振幅値、位相差などの基本的な関係について検討した結果について述べる。

なお、ここで述べる水圧変化や岩盤歪み変化は、地震による岩盤の動的変形に伴う水圧や岩盤歪みの変化のことである。実際の水圧変化や岩盤歪みの変化は、動的変形ほかに静的歪みによる変化もある。しかし、全ての記録は DC 成分を除去した後にデジタル収録しているため、静的な変動に伴う水圧や岩盤歪みの変化については今回の観測システムでは不明である。

2.1 データと処理方法

2.1.1 データ

地震波と水圧のデータは、観測を開始した 1990 年 2 月から 1998 年 3 月までの約 8 年間にわたり得られている。これに対し、岩盤歪みの観測は、1997 年 5 月から 1998 年 3 月までのごく短期間であり、得られたデータもわずかである。地震波形（加速度および速度）と水圧変化および岩盤歪みの変化に関する比較は、この期間に得られたデータを用いて行った。

観測システムの分解能から、信頼できる観測値の下限は、加速度で 1gal 程度、水圧で 0.03kgf/cm² 程度、また、岩盤歪みで 4×10^6 程度である。このため、地震波と水圧変化の比較は、地震観測点のうち K-3 点とその近傍に位置する KWP-1 ~ KWP-3 孔の水圧観測孔で得られた地震番号 1 から 344 までの全データのうち、上に示した値よりも大きい計 92 データに基づいて行った。同様に、地震波と岩盤歪み変化の比較は、K-4 点とその近傍に位置する岩盤歪み計で得られた地震番号 317 から 344 までの記録のうち、上に示した値よりも大きい 7 データに基づいて行った。

2.1.2 データ処理

これまでに得られた観測データの中から K-3 および K-4 の加速度、KWP-1 ~ KWP-3 孔の水圧および岩盤歪みのデータを抽出し、波形を作成した。地震波形に関しては、加速度波形のほかに速度波形もプロットした。速度波形は、フーリエ変換した加速度波形を周波数領域において角周波数 ω で割った後、再びフーリエ逆変換することにより求めた。具体的には、大崎順彦(1994)の計算ソフト「INFR」を用いて計算を行った。

2.1.3 観測波形

観測波形の一例として、地震番号 322 の観測波形を図 2.1.3-1(1)に示す。同図は、上から順に K-3 点での加速度波形（NS, EW, UD の 3 成分）、KWP-1 ~ KWP-3 孔での水圧

変化、K-4 点での加速度波形 (NS, EW, UD の 3 成分) および岩盤歪みを示したものである。次に、地震番号 322 の速度波形を図 2.1.3-1(2)に示す。この地震の K-3 での最大加速度は 0.5gal 程度で、観測された地震の中では最大加速度が小さいものである。

このように最大加速度振幅が小さい地震の場合でも、地震に伴い水圧と岩盤歪みは変化している。同様にして観測された地震を調べると、程度の差はあるにせよ、全ての地震で岩盤歪みと水圧は変化している。ただし、先に述べたように、分解能を考慮すると解析に使用できるデータは、加速度 1gal 程度、水圧 0.03kgf/cm² 程度、また岩盤歪み 4×10^6 (以下では、 10^6 を $\mu\epsilon$ と略記する) 程度より大きいデータである。このため、以下の解析ではこの条件を満たすデータについて行った。

また、観測期間中に信号ケーブルの一部分に損傷が生じたため、地震波形のうち K-3 UD 成分にはノイズが混入している。このため、観測された地震のうち振幅が小さい地震の加速度波形と、これを積分して求めた速度波形はノイズの影響を受けている。例えば、図 2.1.3-13、図 2.1.3-14 に示す地震番号 331 の速度波形の P 波初動部分と S 波の後続部に見られる波形の揺らぎは、ノイズの影響によるものである。

観測期間中に得られた代表的な地震として、地震番号 75 (1992.04.13 岩手県沖 M5.1)、120 (1993.01.15 釧路沖 M7.8)、206 (1994.12.28 三陸はるか沖 M7.5)、215 (1995.01.07 岩手県北東沖 M7.1)、331 (1997.10.11 宮城県沖 M5.1)、337 (1997.12.07 福島県沖 M5.3) および 338 (1997.12.13 岩手県沖 M4.7) の観測波形を以下に示す。これらの地震のうち、地震番号 75、120、206、215 の地震は、水圧の変化が最も大きなものであるが、岩盤歪み計の設置前に発生したため、岩盤歪みデータは得られていない。また、地震番号 331、337 および 338 の地震は、比較的良好な岩盤歪み記録が観測された地震である。

これらの地震の加速度、水圧および岩盤歪み波形を図 2.1.3-2(1)～図 2.1.3-8(1)に、また、加速度波形の S 波部分を拡大した波形を図 2.1.3-2(2)～図 2.1.3-8(2)にそれぞれ示す。次に、これらの地震の速度、水圧および岩盤歪み波形を図 2.1.3-9(1)～図 2.1.3-15(1)に、また、速度波形の S 波部分を拡大した波形を図 2.1.3-9(2)～図 2.1.3-15(2)にそれぞれ示す。

2.2 地震波形と水圧記録の比較・検討

2.2.1 地震波と水圧変化の最大振幅発生時間の関係

はじめに、地震波と水圧のデータを比較し、水圧変化が最も大きくなる時間と地震波との関係について述べる。先に示した図 2.1.3-2 ～図 2.1.3-8、および図 2.1.3-9 ～図 2.1.3-15 から明らかなように、地震動による岩盤変形に伴い P 波初動部分でも、水圧は変化している。しかし、水圧変化が最大を示すのは、地震波の振幅が最も大きい S 波主要動部分においてである。この点を確認するため、地震波の振幅が最大となる時間と水圧変化が最大となる時間の差について調べた。ここで、地震波の振幅が最大となる時間は、K-3 点での水平 2 成分 (NS, EW) のうち振幅が大きい方の時間とした。加速度振幅が最大となる時間と KWP-1 ～ KWP-3 の水圧変化が最大となる時間との差に関する頻度分布を図 2.2.1-1(1)～(3)に、また、速度波形の場合の頻度分布を図 2.2.1-2(1)～(3)にそれぞれ示す。図 2.2.1-1 と図 2.2.1-2 によれば、加速度波形が最大となる時間と水圧変化が最大となる時間の差は、孔井により多少の相違はあるものの 0 秒を中心に ± 1 秒の範囲に分布する。これに対し、速度波形の場合は、速度波形が最大となった後、1 秒以内に水圧変化が最大となる傾向が見られる。

以上の結果によれば、水圧変化が最大となるのは、地震波の S 波主要動部分であると言える。しかし、地震波が最大を示す時間よりも 20 秒以上も後に水圧の変化が最大となる例が、解析に用いた全データ 93 個の中で 3 例ほど見られた。これらは、① P 波初動部の最大振幅が S 波のものより大きい場合、②水圧の変化が S 波部分よりも後続波の部分で大きい場合である。

2.2.2 地震波と水圧変化の最大振幅の関係

次に、地震波の最大振幅と水圧変化の最大振幅との関係について述べる。

KWP-1 ～ KWP-3 孔の水圧変化の最大値と K-3 点の最大加速度との関係を図 2.2.2-1(1)～(4)に、また、水圧変化の最大値と最大速度との関係を図 2.2.2-2(1)～(4)にそれぞれ示す。ここで、速度や加速度の最大値は水平 2 成分の平均を用いた。最大値としては、このほかに水平 2 成分の相乗平均や、2 成分のうち大きい方を取る方法もある。今回の解析では、これらの 3 通りの中で中間の値を示す水平 2 成分の平均を地震波の最大値として採用した。なお、最大値として他の方法を用いた場合でも、以下に示す結果と同様の結果が得られている。

これらの図によれば、地震波の最大値と水圧変化の最大値との間には正の相関が認められる。加速度の場合、KWP-1 孔での水圧変化の最大値と最大加速度との相関は比較的明瞭であるが、ほかの 2 孔井での水圧変化の最大値との相関ははばらつきが大きい。これに対し、速度の場合、KWP-1 ～ KWP-3 のいずれにおいても、加速度の場合に比べ遙かに明瞭な相関関係が見られる (図 2.2.2-2(2)～(4)参照)。また、3 孔井のなかで最大速度に対する水圧変化の応答は、KWP-1 孔と KWP-3 孔とはほぼ同程度であるが、KWP-2 孔はこれよりは低い傾向にある。

2.2.3 地震波と水圧波形の比較

次に、岩盤歪みデータが得られている地震番号 317 から 344 の地震の中で、歪み波形が比較的明瞭な地震番号 331、337 および 338 の 3 地震について、地震波形と水圧波形とを重ね合わせ、位相のズレなどについて検討を行った。

(1) KWP-1 ～ KWP-3 における水圧波形の比較

はじめに、これら 3 地震に伴う KWP-1 ～ KWP-3 孔における水圧波形を比較した結果を図 2.2.3-1(1)～(3)に示す。同図は、KWP-1 孔と KWP-2 孔のように、2 つの水圧波形を重ねてプロットしたものである。図によれば、KWP-1 孔と KWP-3 孔とは振幅、位相ともによく似通っている。これに対し、KWP-2 孔の水圧波形は、他の 2 波形に比べて、振幅が小さく、また、位相も異なるようである。この傾向は、水圧変化が大きい地震番号 331 の場合、特に顕著である。

(2) 地震波形と水圧波形の比較

先に § 2.2.2 において、最大速度と最大水圧の相関の方が、最大加速度と最大水圧の相関よりもはるかに明瞭であることを示した。ここでは波形を比較した結果を示す。なお、地震波は 10Hz 以上の短周期成分が卓越しているため、加速度波形、速度波形ともに 10Hz のハイカットフィルターを施したものを比較に用いた。

はじめに、K-3 における加速度波形と KWP-1 ～ KWP-3 における水圧波形の比較の一例として、地震番号 331 の場合の結果を図 2.2.3-2(1)～(3)に示す。比較に用いた加速度波形は 10Hz のハイカットフィルターを施しているが、この場合でも水圧波形に比べ短周期成分が卓越しており、二つの波形は相似とは言い難い。ここでは地震番号 331 の例を示したが、他の場合もここに示した結果と同様である。

次に、地震番号 331 の速度波形と水圧波形を比較した結果を図 2.2.3-3(1)～(3)に示す。速度波形の場合も、水圧波形と相似とは言えないが、主要な相やピーク位置などは加速度波形に比べて水圧波形と似通っている。

2.2.4 地震動により動的水圧の発生する機構について

以上のことから、動的水圧変化は S 波主要動に比例して起こっていると推定される。水圧変化は、①岩盤に体積変化が起こるか、②地震動によりポアホールの中に計測可能な音波が生じなければ起こらない。

はじめに、①岩盤に体積変化が起こるかどうかにについて検討してみよう。従来、S 波は体積変化を伴わないと考えられており、S 波に伴って水圧変化が生ずることは予想されていなかった。そこで、S 波に伴って岩盤に体積変化が起こるような機構が存在しうるかどうか考えてみる。可能性としては、次の 3 つが考えられる。

(1) S 波が不連続面で P 波に変換する

(2) S 波に伴うせん断変形により岩盤に負のダイラタンシー(dilatancy)が起こる

(3) 岩盤内の亀裂系が特定方向に（たとえばエシェロン状に）卓越しており、S 波に伴うセ

ン断によってその亀裂群が開閉して全体として体積変化が生ずる。

(1)に関しては、Mavko *et. al*(1984)は、この機構で地震に伴う湖岸の浅い地下の水圧変動を説明したが、この場合は地表面（自由面）における SP 変換波の効果であり、岩盤内に自由面に匹敵するような強いコントラストがあるとは考えにくく、また対象となる波長は km のオーダーで、相当規模の大きい不連続面でなければならないと考えられることから、不連続面の候補としては地表面以外には考えにくい。

(2)は、Skempton(1954)により唱えられた間隙水圧係数 A、B のうち、セン断変形に対する係数 A により生ずるが、もともとこの効果は、土の破壊時の粒子の再配分に伴う体積変化が原因であり、弾性波である S 波でそのような体積変化が起こることは考えにくい。弾性体に純粋セン断(simple shear)を加えたとき、セン断に対して $+45^\circ$ 、 -45° の方向に圧縮、伸張が生ずる。しかし、弾性論の範囲内では圧縮と伸張とが相殺し合って、全体として体積変化は起こらない。

(3)はこの現象に似ているが、岩盤内のある方向に卓越した亀裂群があると、セン断の向きによって、亀裂が開いて体積が増大するが、それと 90 度の方向では開口と同程度の収縮は起こらず、この機構によって S 波により体積変化が起こるかも知れない。

次に、②地震動によってボアホールの中計測可能な音波が生じうるかどうかを簡単に検討してみると、地震動によるボアホール中に誘起される音波の波長がボアホール長と同程度であるとかかなりの水圧が生ずることが推測される。

以上は、考え得る機構を網羅したもので、それぞれの可能性の程度は現時点ではよくわからない。

参考文献

Mavko, G.M and E.Harp(1984) : Analysis of wave-induced pore pressure changes recorded during the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence., *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 1395-1407.

Skempton, A.W.(1954) : The pore-pressure coefficients A and B., *Geotechnique*, 4, 143.

2.3 地震波形と岩盤歪み記録の比較・検討

2.3.1 地震波と岩盤歪み変化の最大振幅発生時間の関係

先に述べたように、解析に使用する条件、最大加速度 1gal 以上、岩盤歪み $4 \mu\epsilon$ 以上の地震は 7 個である。このうち岩盤歪みが比較的明瞭な地震は、地震番号 331、337 および 338 の 3 地震である。

はじめに、地震波と岩盤歪みのデータを比較し、岩盤歪みの変化が最も大きくなる時間と地震波との関係について述べる。水圧変化と同様に、岩盤歪みは P 波初動部分でも変化している。しかし、地震波の振幅が最も大きい S 波主要動部分で、岩盤歪みの変化は最大となる。この点を確認するため、K-4 点で観測された地震波の振幅が最大となる時間と岩盤歪みの変化が最大となる時間の差について調べた。ここで、地震波の振幅が最大となる時間は、K-4 点での水平 2 成分 (NS, EW) のうち振幅が大きい方の時間とした。加速度振幅が最大となる時間と岩盤歪みの変化が最大となる時間との差に関する頻度分布を図 2.3.1-1 に、また、速度波形の場合の頻度分布を図 2.3.1-2 にそれぞれ示す。これらの図によれば、加速度、速度ともに地震波の振幅が最大となる時間を中心に ± 1 秒以内で岩盤歪みの変化が最大となる傾向が見られる。

2.3.2 地震波と岩盤歪み変化の最大振幅の関係

次に、地震波の最大振幅と岩盤歪み変化の最大振幅との関係について述べる。岩盤歪みの変化の最大値と K-4 点の最大加速度および最大速度との関係を図 2.3.2-1、図 2.3.2-2 にそれぞれ示す。ここで、速度や加速度の最大値は水平 2 成分の平均を用いた。これらの図によれば、加速度、速度いずれの場合も、地震波の最大値と岩盤歪み変化の最大値との間には明瞭な相関が認められる。この関係は水圧変化の場合よりもより明瞭である。

2.3.3 地震波と岩盤歪み波形の比較

岩盤歪みデータが得られた地震番号 317 から 344 の地震の中で、歪み波形が比較的明瞭な地震番号 331、337 および 338 の 3 地震について、K-4 における地震波形と岩盤歪み波形とを重ね合わせ、波形の形状や位相差などについて検討を行った。

岩盤歪みが最も大きい地震番号 331 の場合の歪み波形と加速度波形とを図 2.3.3-1 に、また、岩盤歪み波形と速度波形とを図 2.3.3-2 にそれぞれ示す。地震波は 10Hz 以上の短周期成分が卓越するため、比較に用いた加速度と速度の波形には 10Hz のハイカットフィルターを施している。岩盤歪みは、S 波の部分でパルス状に揺れた後、1 秒程度の揺れを繰り返しながら次第に減衰している。一方、加速度波形はハイカットフィルター処理を施してもなお、歪み波形に比べ短周期成分が卓越している。しかし、加速度波形と岩盤歪み波形との対応は、加速度波形と水圧波形のとの対応よりも良好である。この傾向は、速度波形と歪み波形を比較するとより明瞭である。図 2.3.3-2 から明らかなように、岩盤歪み波形の後続波に見られる短周期成分を除くと、岩盤歪み波形と速度波形、特に EW 成分と

は大変よく似ている。波形の対応が最もよい速度波形の EW 成分と岩盤波形の歪み波形のクロススペクトルを図 2.3.3-3(1)、(2)に示す。図 2.3.3-3(1)は、速度波形と歪み波形に 10Hz のハイカットフィルターをかけた場合、また、図 2.3.3-3(2)は、5Hz のハイカットフィルターをかけた場合である。いずれの場合でも、波形の相似の程度を示すコヒーレンス（図 2.3.3-3 左下図）は解析周波数の区間で 1 に近い値を示す。

このように、岩盤歪み波形と地震波形とはよく一致する。波形の相似は、3 成分の中では EW 成分が最もよく、また、加速度波形と速度波形では、速度波形の方がいい。3 成分の中で特に EW 成分の波形と岩盤歪み波形の対応がいいのは、地震計の EW 成分の方向が岩盤歪み計の設置方向に近いためと思われる。また、岩盤歪み波形が加速度波形よりも速度波形と相似となる理由は、速度波形は変位波形を時間で 1 回微分したもの、また、歪み波形は変位波形を空間で 1 回微分したもので、いずれも変位波形の微分に比例することに対応すると思われる。

以上は、岩盤歪みの最大値が 38×10^6 と最も大きい地震番号 331 の場合の結果である。地震による最大岩盤歪みが $7 \sim 8 \times 10^6$ である残りの地震の場合、ここで述べて傾向は見られなかった。

2.4 まとめと提言

2.4.1 まとめ

釜石鉱山において観測された地震波形（加速度および速度）と、地震による岩盤の動的変形に伴う水圧や岩盤歪みの変化の最大振幅値、位相差などの基本的な関係について検討した。その結果は以下のとおりである。

- (1) 地震による岩盤変形に伴い P 波初動部分でも水圧は変化している。しかし、水圧の変化が最も大きくなるのは、地震波の振幅が最も大きい S 波主要動部分である。加速度波形が最大となる時間と水圧変化が最大となる時間の差は、孔井により多少の相違はあるものの、加速度波形の振幅が最大となる時間を中心に±1秒の範囲に分布する。これに対し、速度波形の場合は、速度波形が最大となった後、1秒以内に水圧変化が最大となる傾向が見られる。
- (2) 地震波の最大値と水圧変化の最大値の間には正の相関が認められる。両者の関係は、速度の場合に特に顕著で、加速度の場合に比べはるかに明瞭な相関関係が見られる。また、最大速度に対する水圧変化の応答は、3孔のうち KWP-1 と KWP-3 とはほぼ同程度であるが、KWP-2 はこれよりは低い。
- (3) 岩盤歪みの変化が最も大きくなる場所は、地震波の振幅が最も大きい S 波主要動部分である。また、地震波の振幅が最大となる時間と岩盤歪みの変化が最大となる時間の差は、加速度、速度ともに地震波形の振幅が最大となる時間を中心に±1秒以内に岩盤歪みの変化が最大となっている。この結果は、水圧変化と地震波との間で見られる結果と同様である。
- (4) 加速度、速度いずれの場合も、地震波の最大値と岩盤歪み変化の最大値の間には明瞭な相関が認められる。この結果は、水圧変化と地震波の場合よりも明瞭である。
- (5) 岩盤歪みが最も大きい地震番号 331 の場合、岩盤歪み波形は、地震波形、特に速度波形の EW 成分と形状がよく一致する。岩盤歪み波形と速度波形の EW 成分とのクロススペクトルを求めると、波形の相似の程度を表すコヒーレンスは、解析周波数の区間で 1 に近い値を示す。このように、検討に用いた 3 個の地震の中で岩盤歪みの最大値が 38×10^6 と最も大きい地震番号 331 の場合、地震波形と岩盤歪み波形とはよく一致する。しかし、ほかの 2 つの地震（最大岩盤歪みは $7 \sim 8 \times 10^6$ ）の場合、この傾向は見られなかった。
- (6) 地震動により動的な水圧の発生する機構をあげて考察した。現段階では、どのような機構がもっとも可能性が高いかは判断できない。

2.4.2 提言

岩盤の変形により水圧変動が起こっている機構を明らかにするため、今後行う観測や解析は、以下の点に留意して実施する必要がある。

- (1) ボアホールはどこから水圧が発生しているかを解明するため、ボアホール中の主な亀裂の前後にダブル・パッカーを施して、その箇所における水圧変動の観測を試みることに望ましい。
- (2) 地表面における地震波の変換の効果を検討することが望ましい。
- (3) ボアホール中の水圧に対する地震動の効果を理論的・実験的に検討することが望ましい。
- (4) 水圧変動は、地震波、特に速度波形と密接に関係することを明らかにするため、水圧変動と速度波形との同時観測を実施する必要がある。その際、水圧の変化に関しては、動的变化のほか静的変化も同時に収録可能な高ダイナミックレンジのシステムを用いて観測を行う必要がある。また、地震計としては、広帯域の速度型地震計を用いることが望ましい。

参考文献

大崎順彦(1994)：新・地震動のスペクトル解析入門。鹿島出版会。

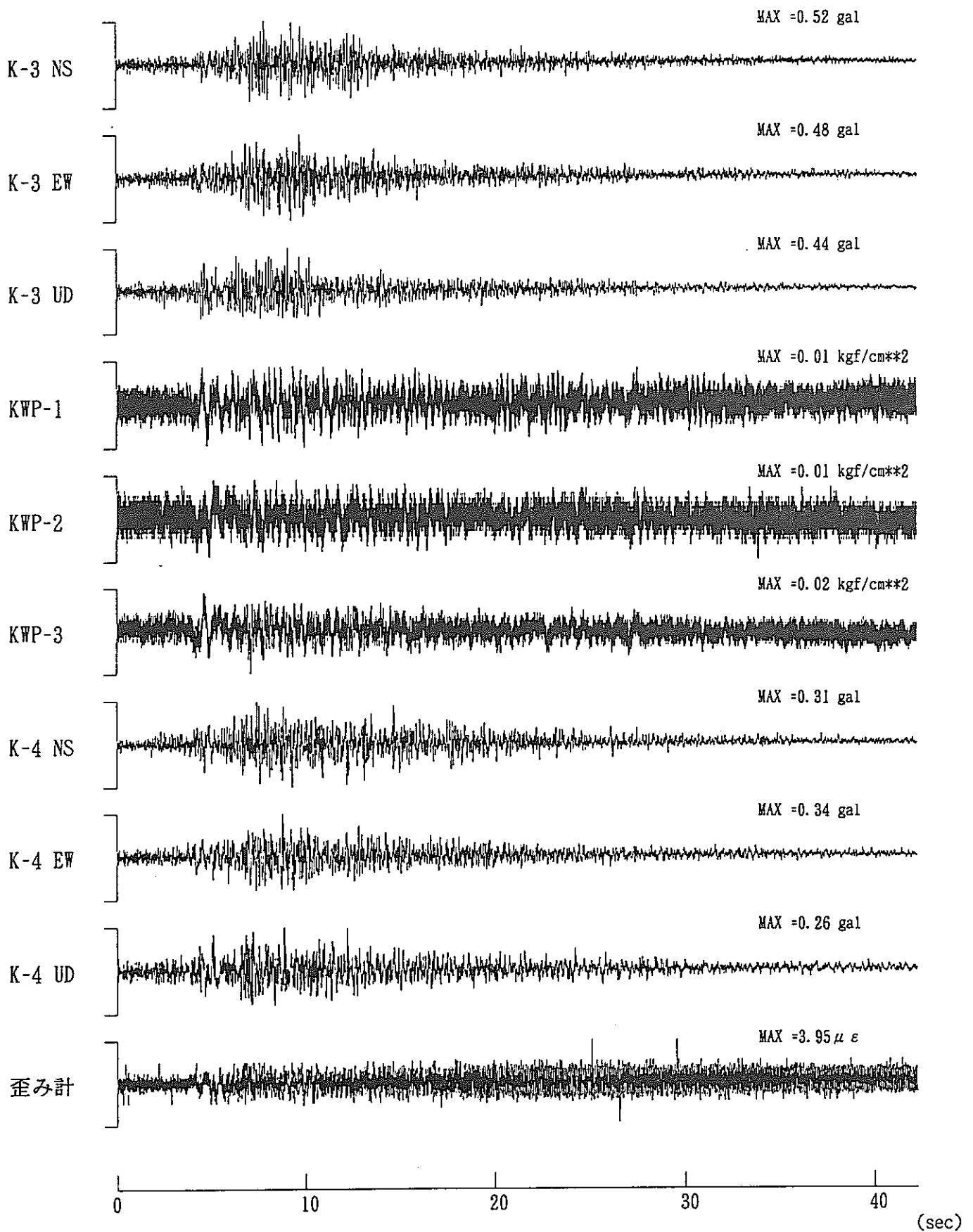


図 2.1.3-1(1) 地震番号 322 (97.07.03 岩手県沖 M4.5) の観測波形. 上から順に K-3 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化.

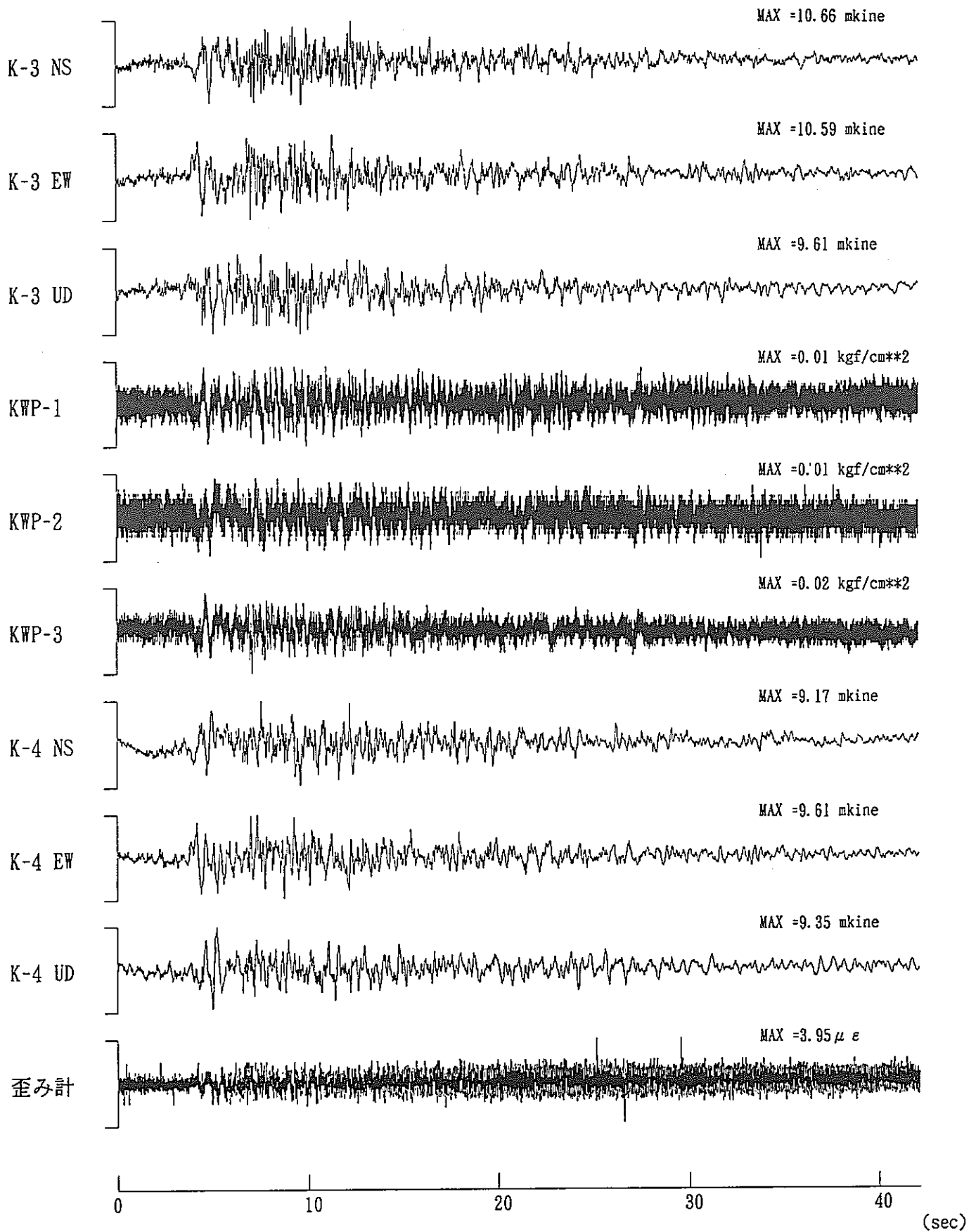


図 2.1.3-1(2) 地震番号 322 (97.07.03 岩手県沖 M4.5) の観測波形. 上から順に K-3 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化.

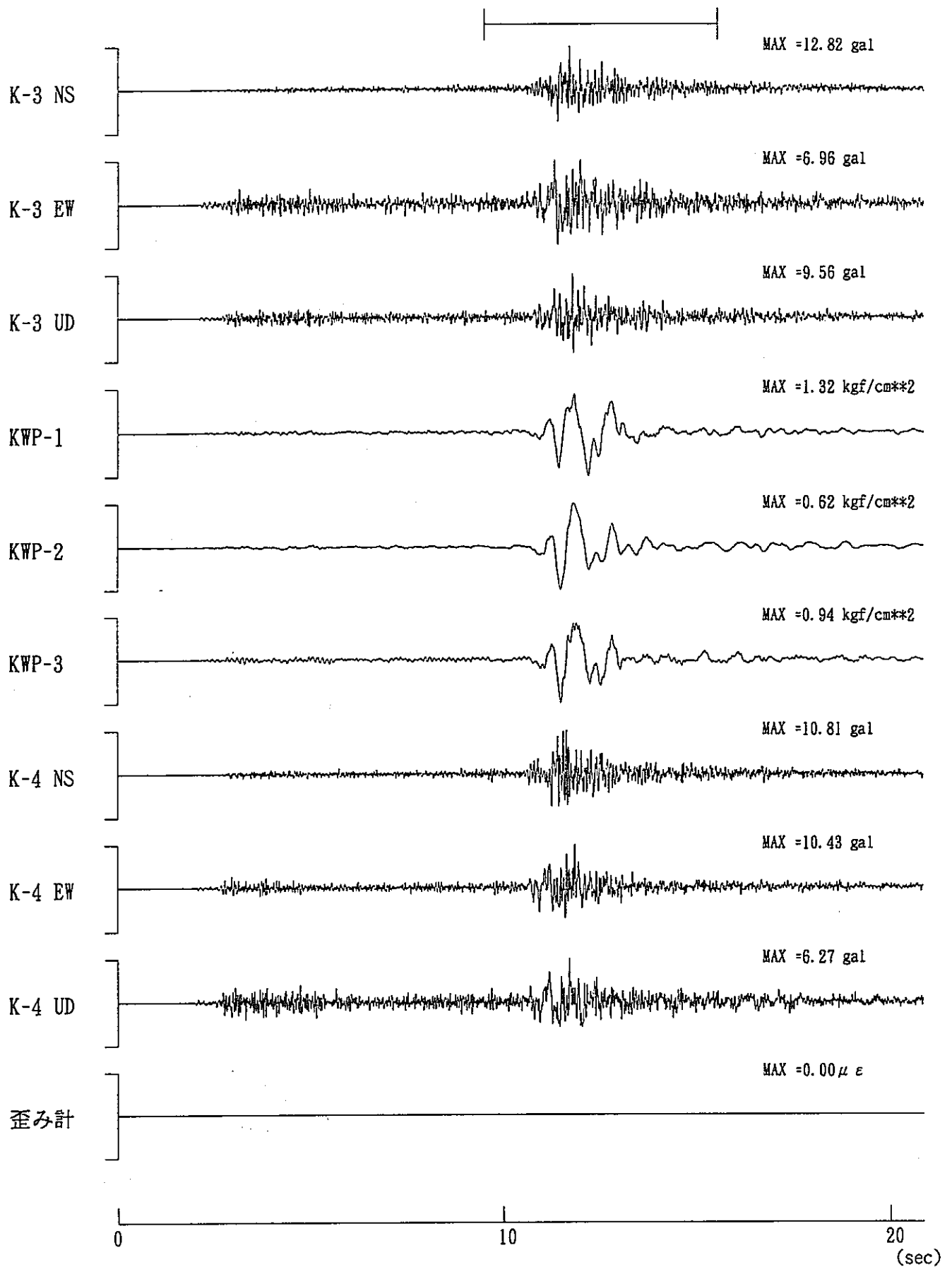


図 2.1.3-2(1) 地震番号 75 の観測波形 (92.04.13 岩手県沖 M5.1)。上から順に K-3 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化。

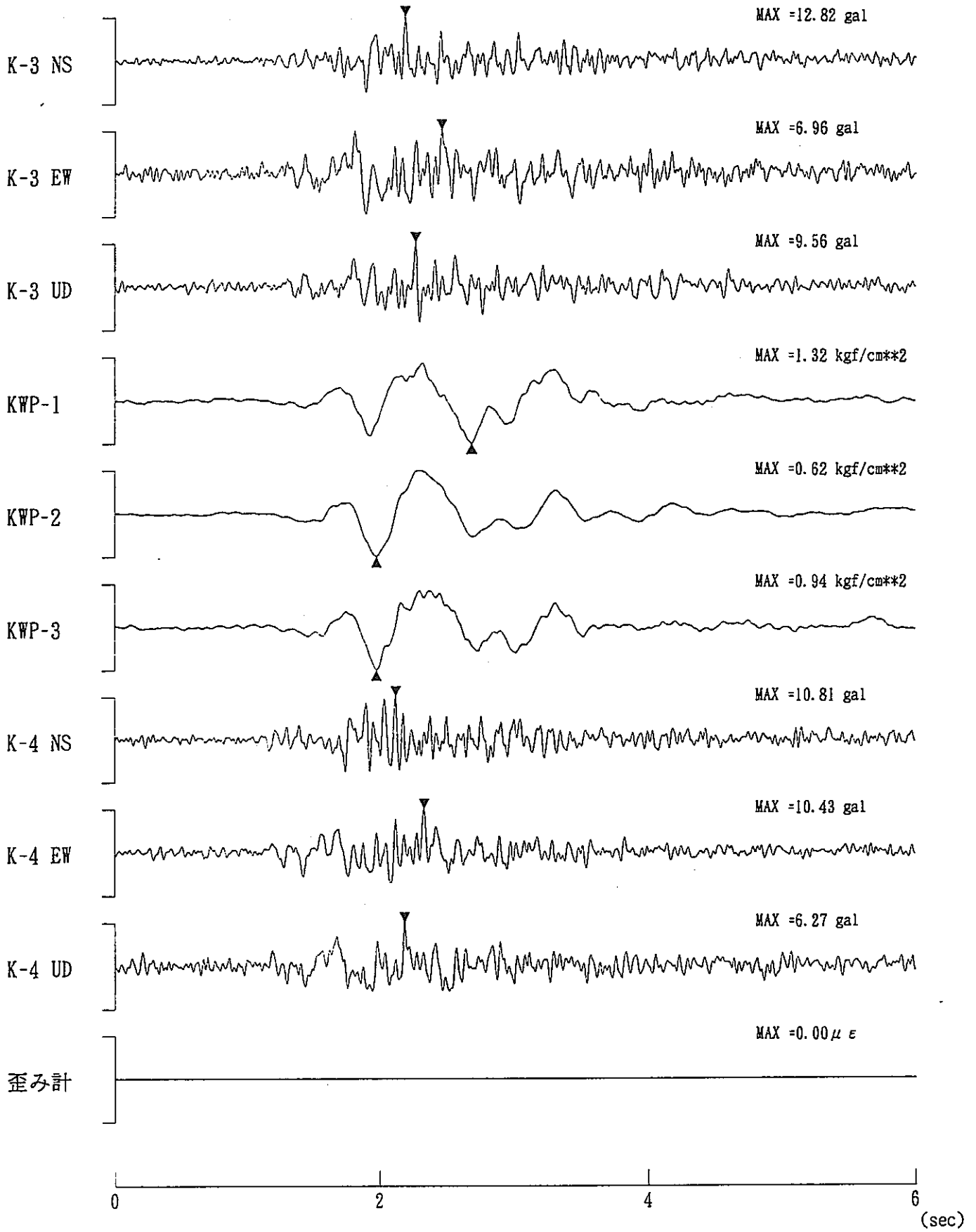


図 2.1.3-2(2) 地震番号 75 の観測波形. 図 2.1.3-2(1)に示した矢印の S 波部分を拡大したもので、▼、▲は、各波形の最大振幅の位置を表す.

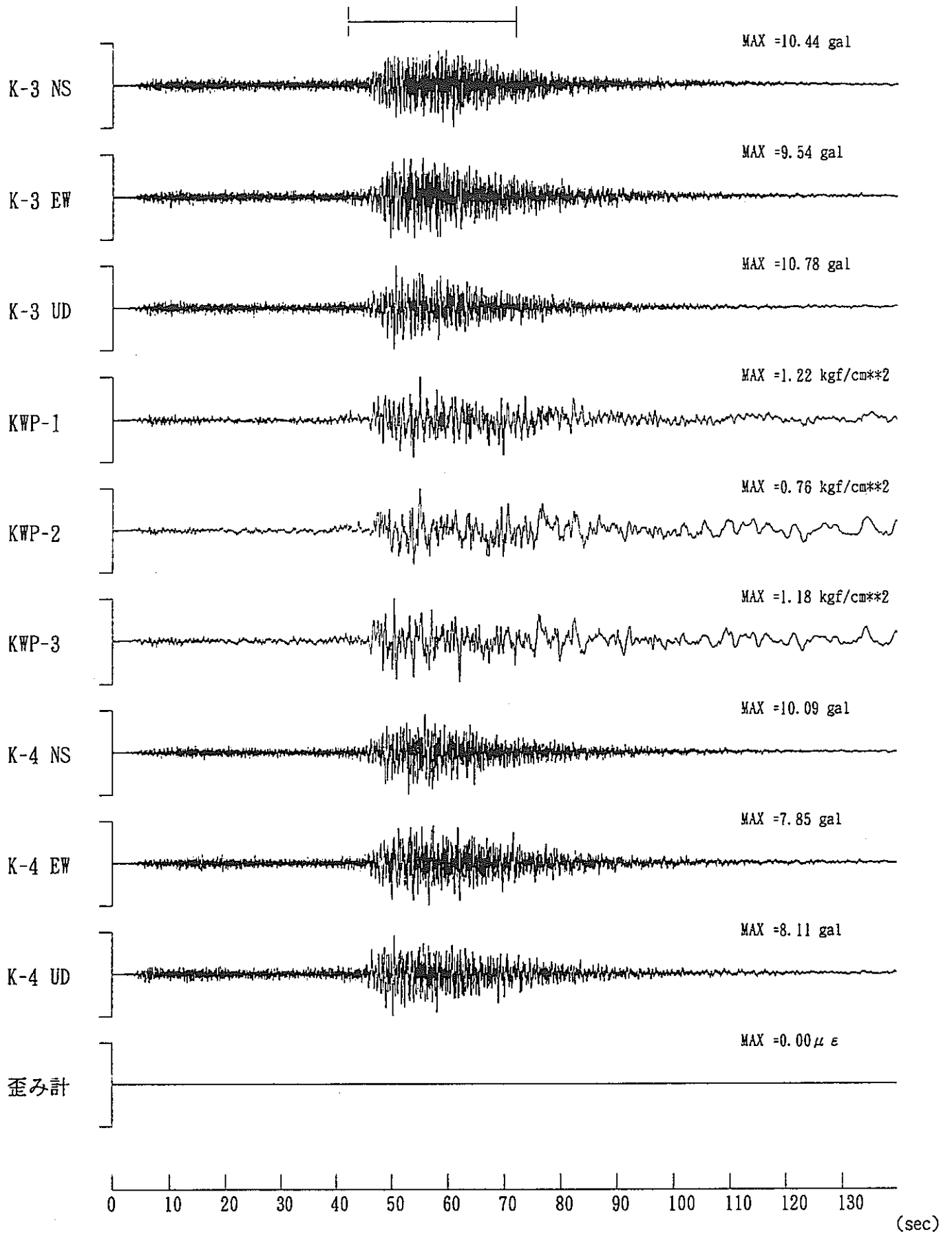


図 2.1.3-3(1) 地震番号 120 の観測波形 (93.01.15 釧路沖 M7.8)。上から順に K-3 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化。

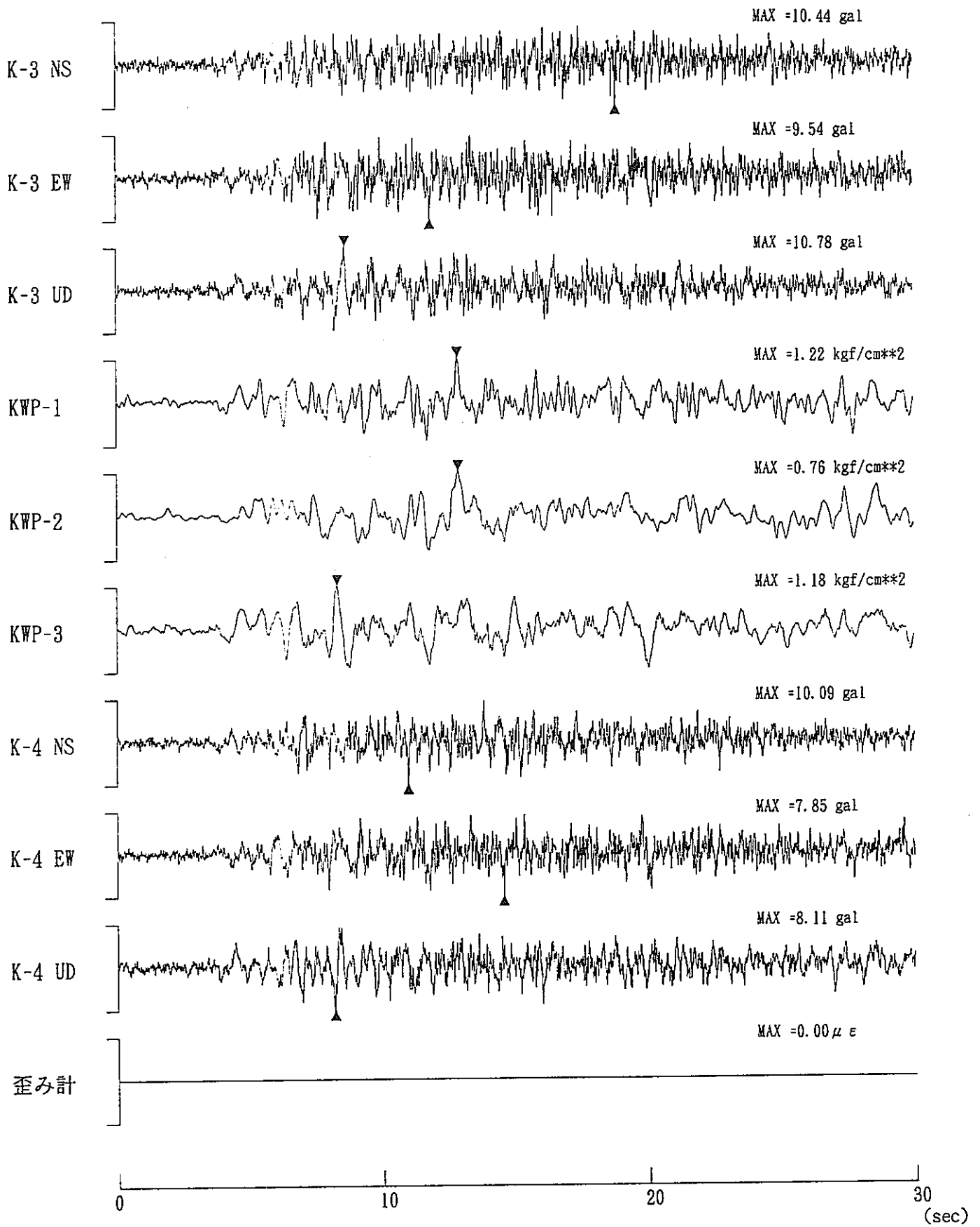


図 2.1.3-3(2) 地震番号 120 の観測波形. 図 2.1.3-3(1)に示した矢印の S 波部分を拡大したもので、▼、▲は、各波形の最大振幅の位置を表す.

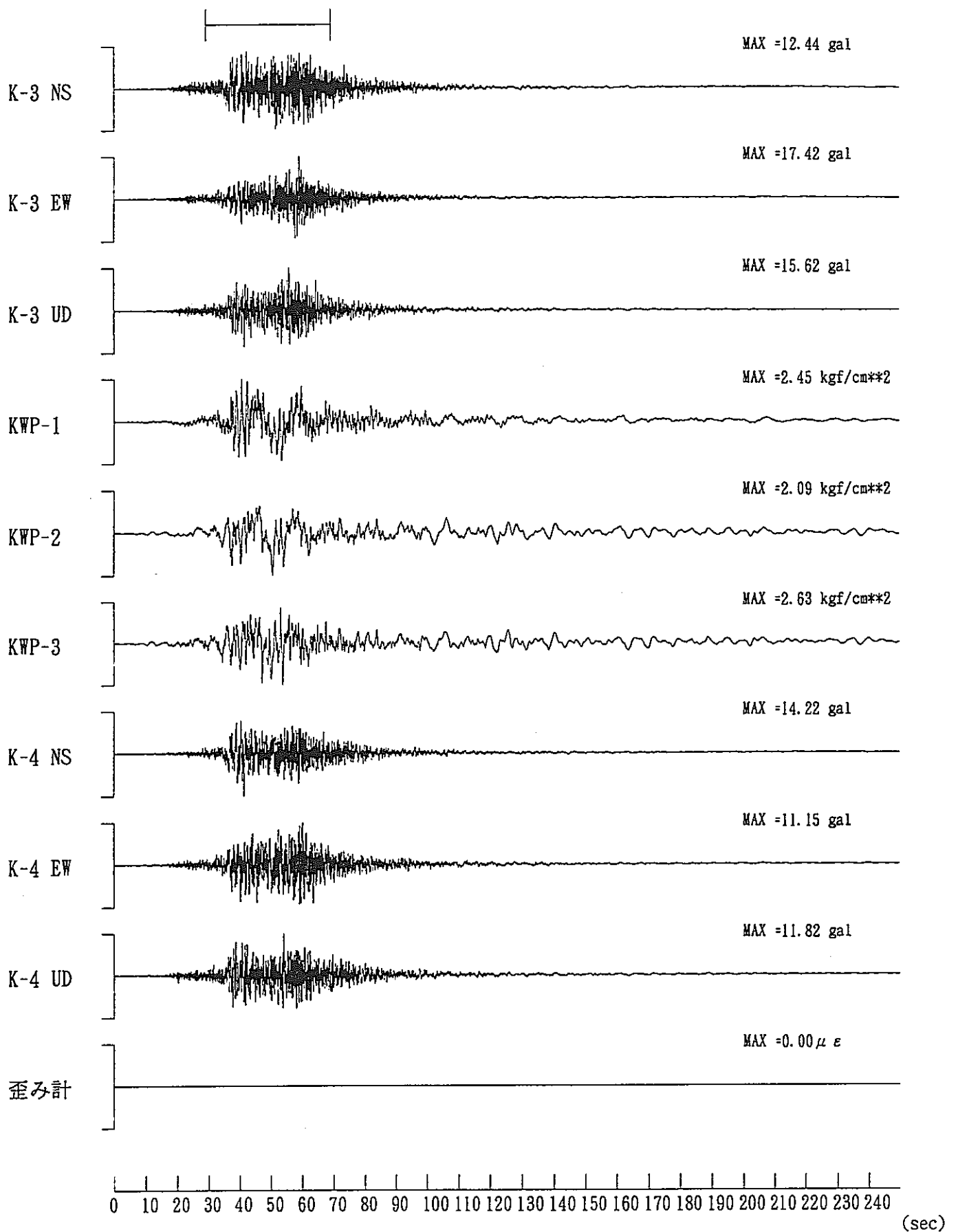


図 2.1.3-4(1) 地震番号 206 の観測波形 (94.12.28 三陸はるか沖 M7.5)。上から順に K-3 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化。

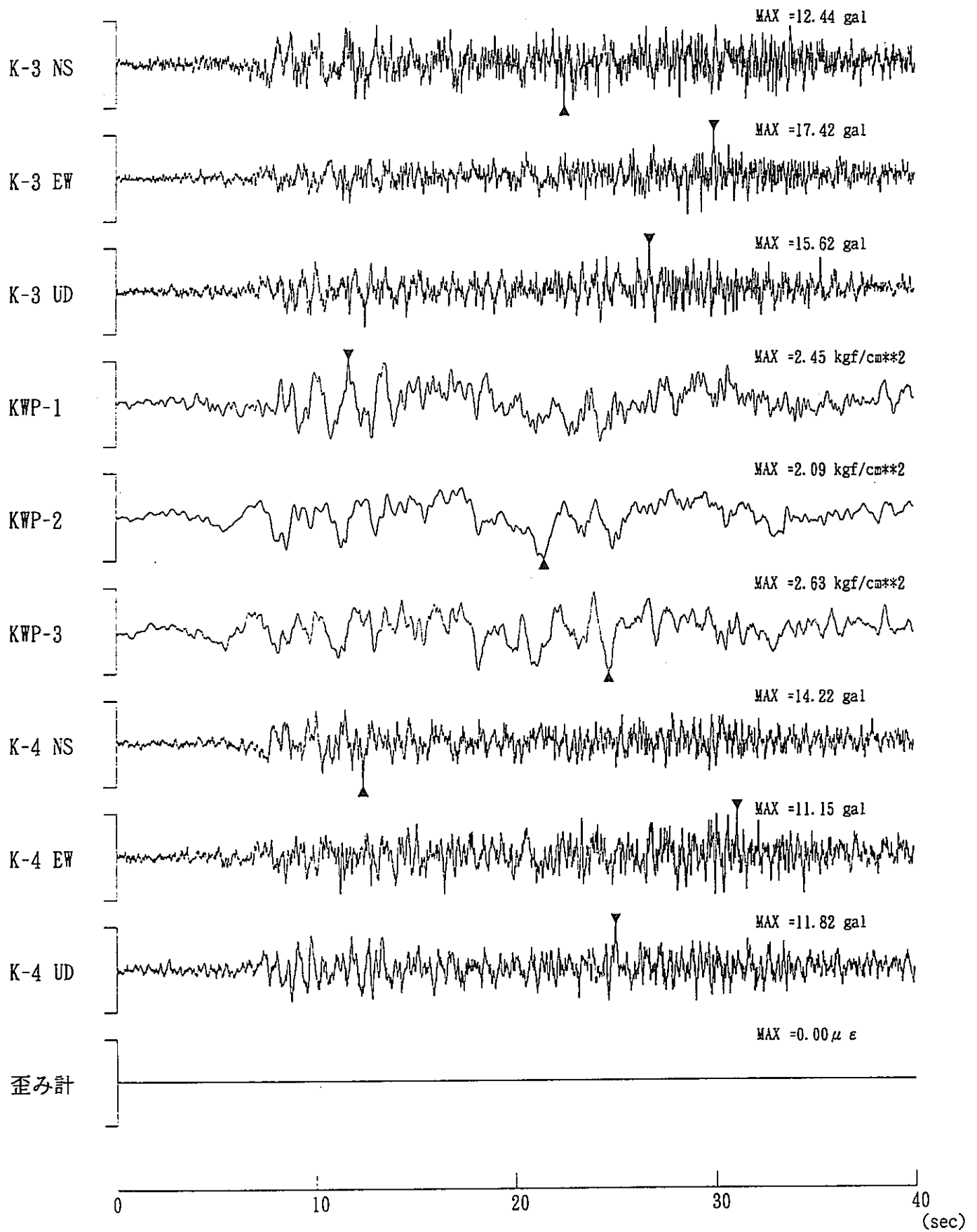


図 2.1.3-4(2) 地震番号 206 の観測波形. 図 2.1.3-4(1)に示した矢印の S 波部分を拡大したもので、▼、▲は、各波形の最大振幅の位置を表す.

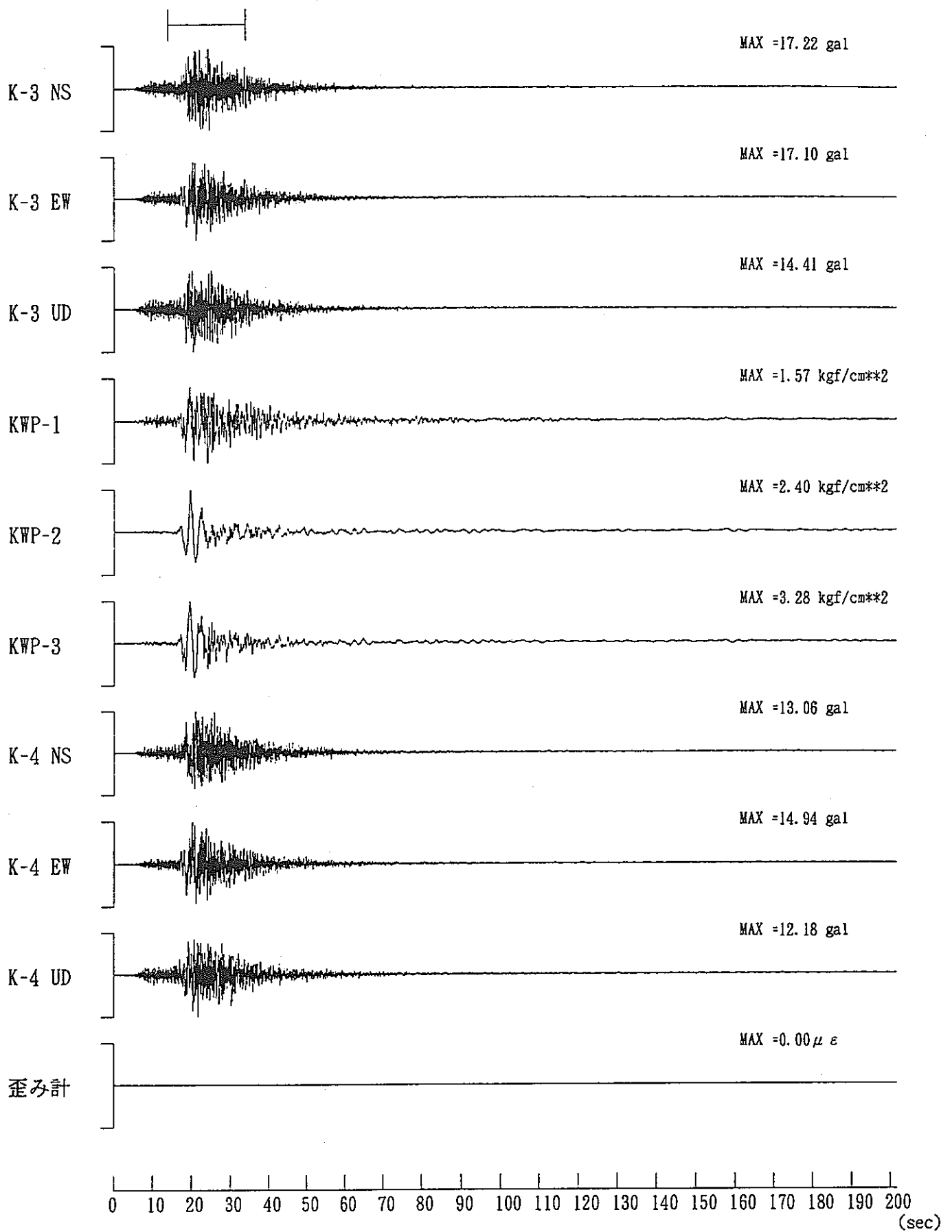


図 2.1.3-5(1) 地震番号 215 の観測波形 (95.01.07 岩手県北東沖 M7.1)。上から順に K-3 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化。

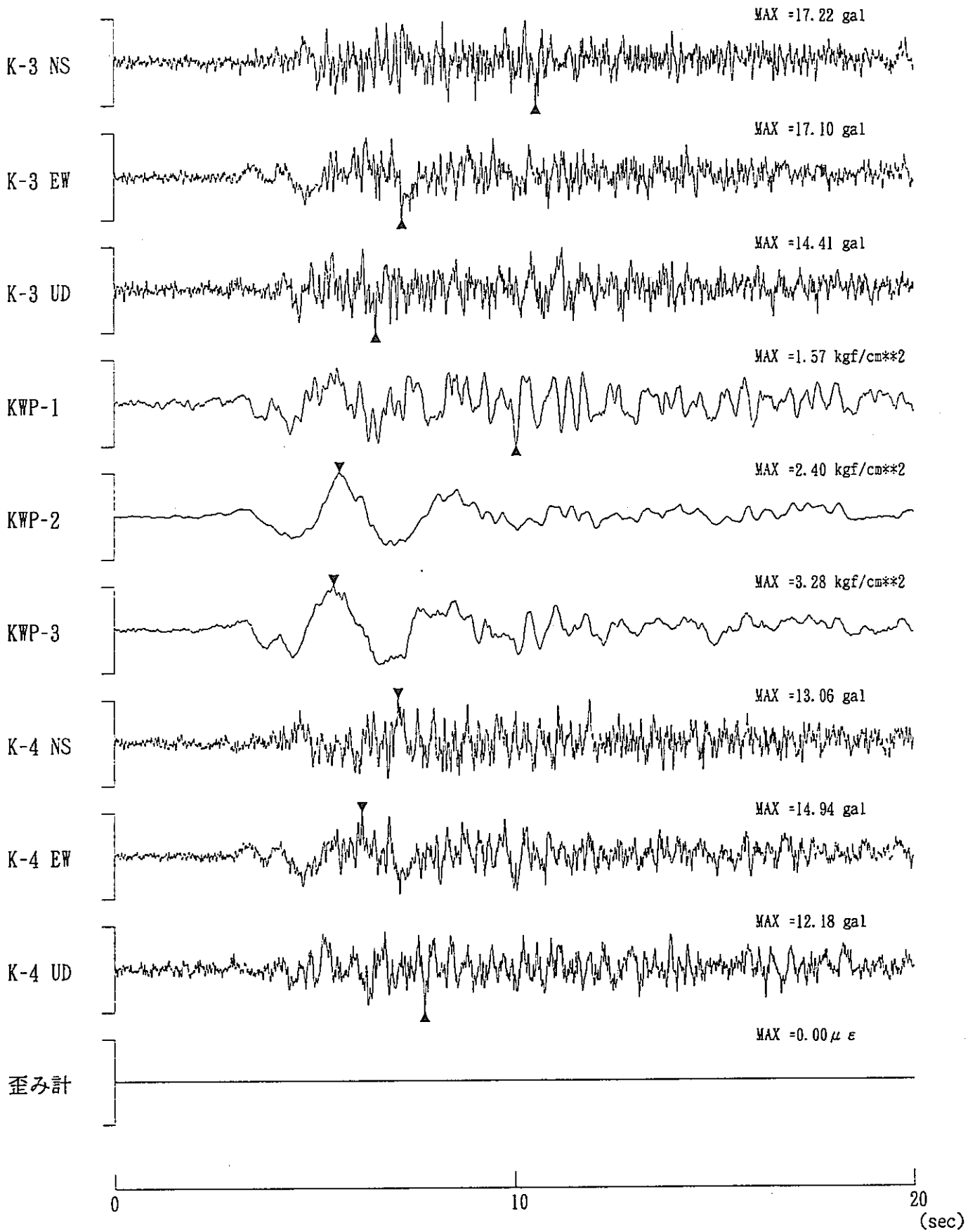


図 2.1.3-5(2) 地震番号 215 の観測波形. 図 2.1.3-5(1)に示した矢印の S 波部分を拡大したもので、▼、▲は、各波形の最大振幅の位置を表す.

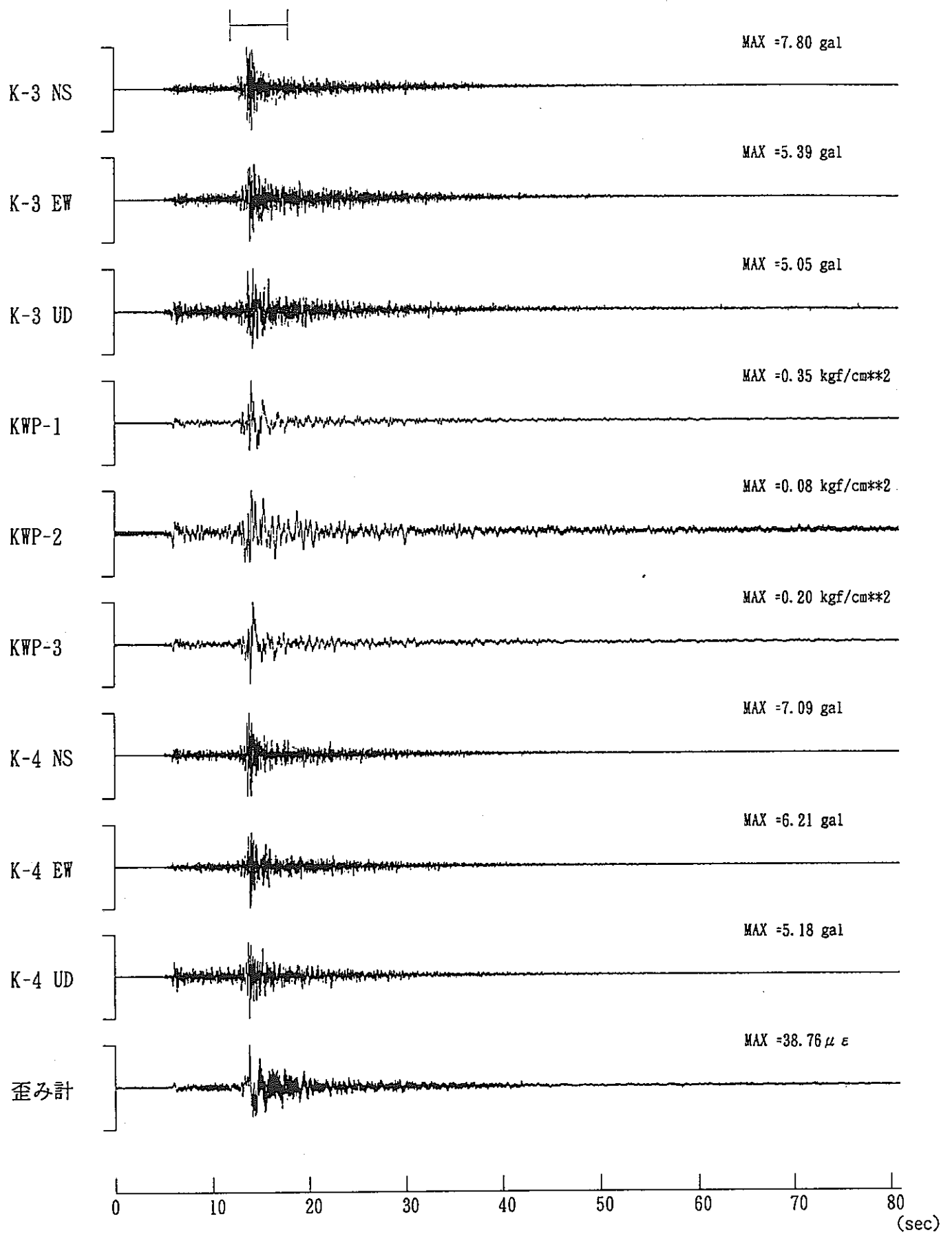


図 2.1.3-6(1) 地震番号 331 の観測波形 (97.10.11 宮城県沖 M5.1)。上から順に K-3 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化。

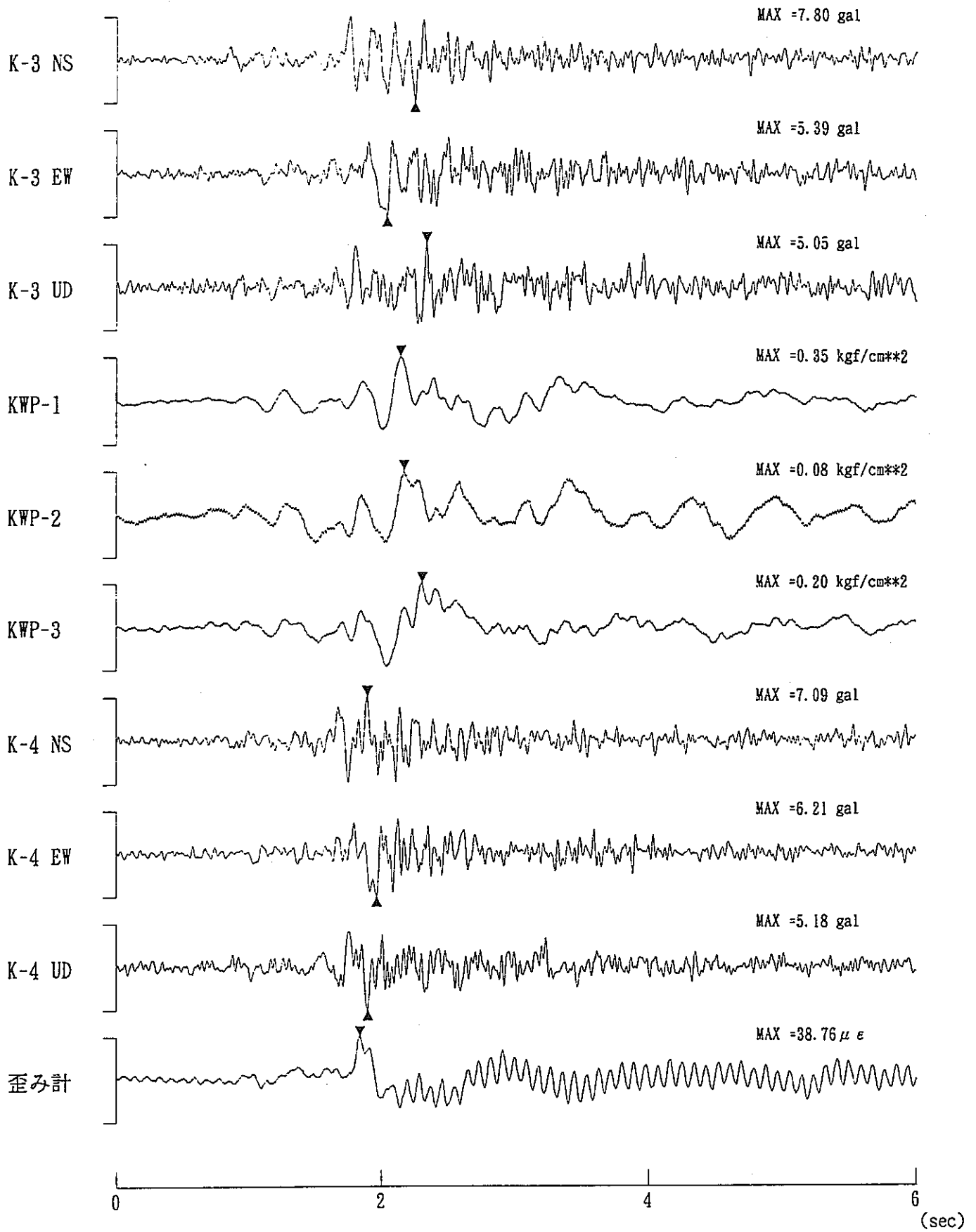


図 2.1.3-6(2) 地震番号 331 の観測波形. 図 2.1.3-6(1)に示した矢印の S 波部分を拡大したもので、▼、▲は、各波形の最大振幅の位置を表す.

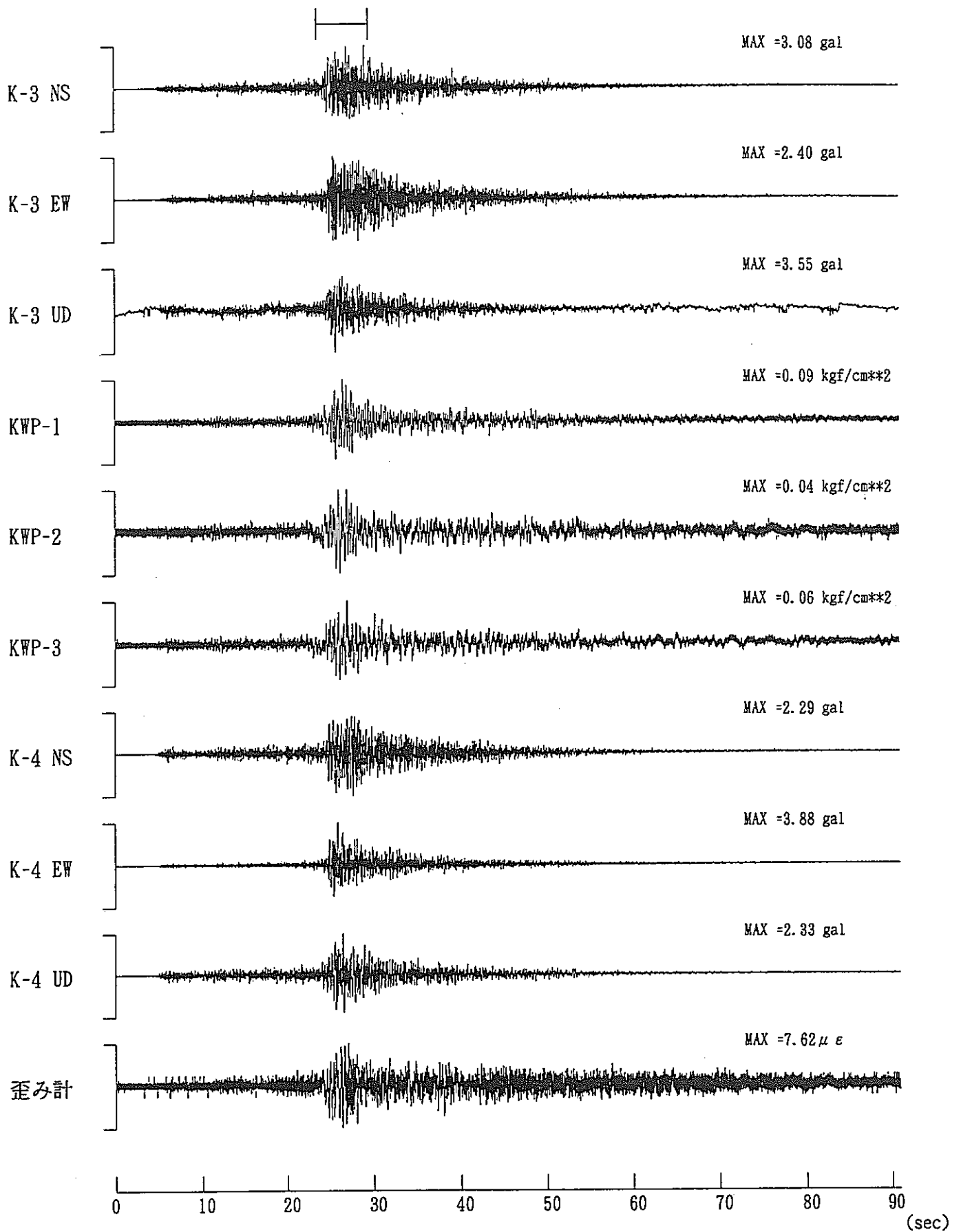


図 2.1.3-7(1) 地震番号 337 の観測波形 (97.12.07 福島県沖 M5.3)。上から順に K-3 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化。

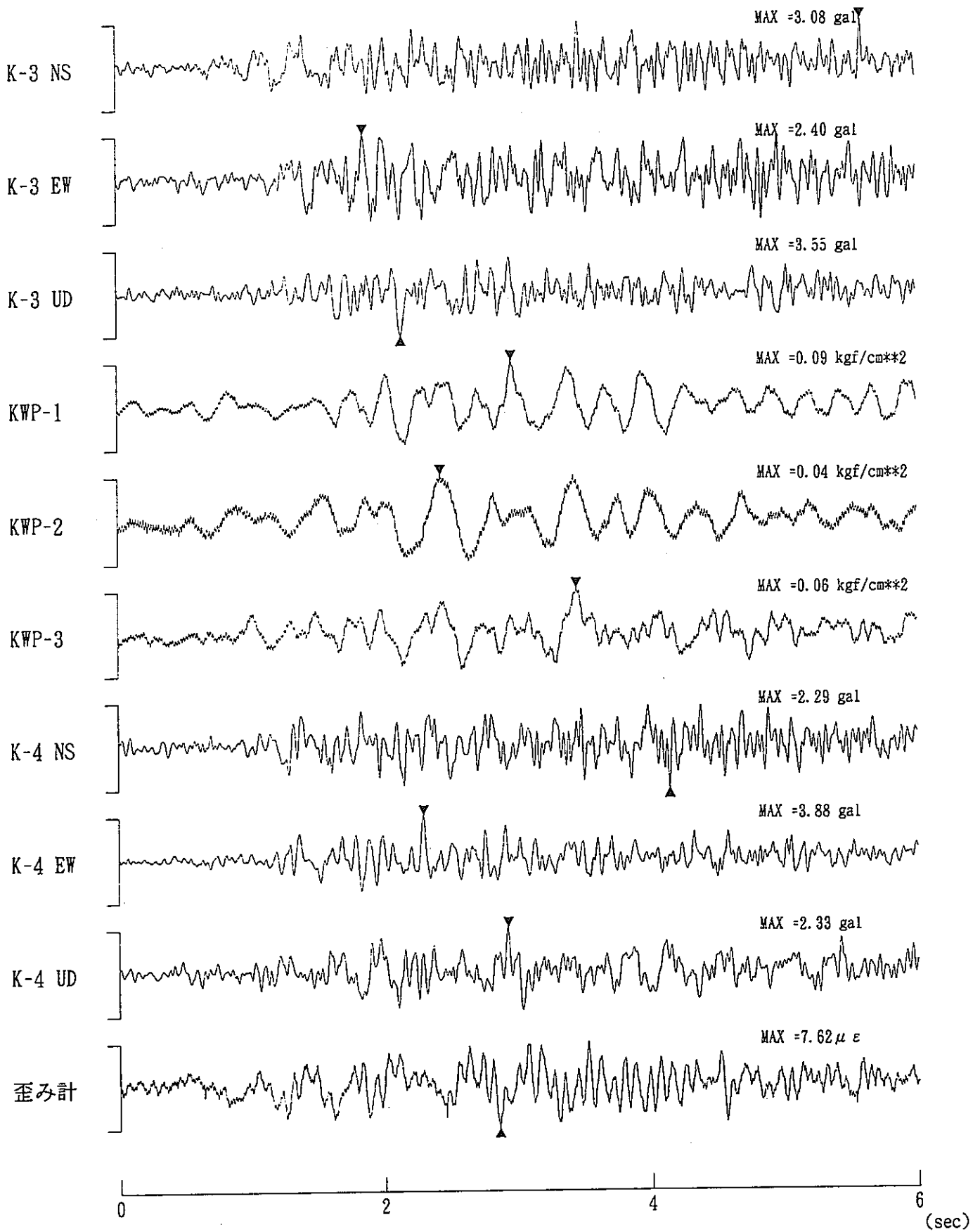


図 2.1.3-7(2) 地震番号 337 の観測波形. 図 2.1.3-7(1)に示した矢印の S 波部分を拡大したもので、▼、▲は、各波形の最大振幅の位置を表す.

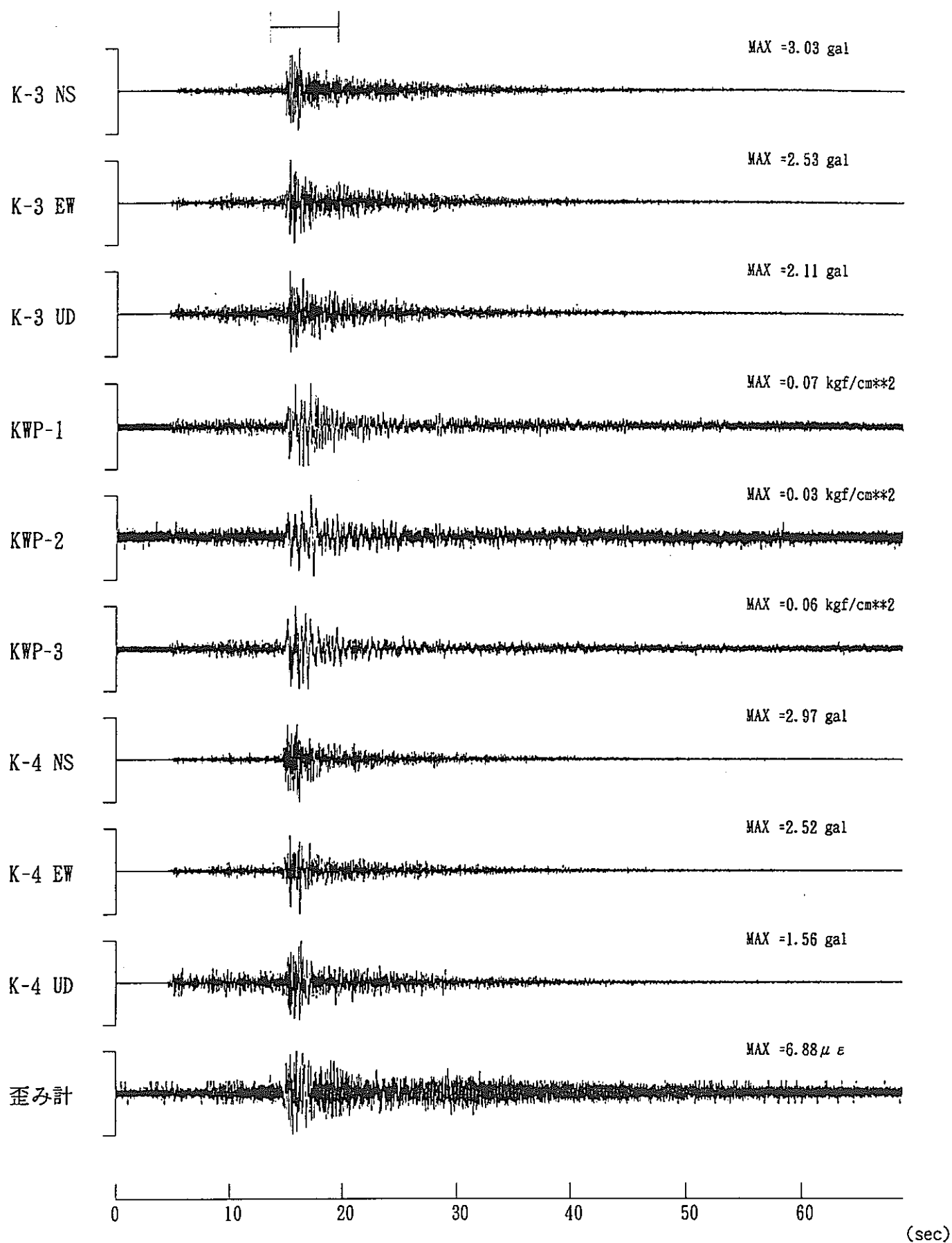


図 2.1.3-8(1) 地震番号 338 の観測波形 (97.12.13 岩手県沖 M4.7)。上から順に K-3 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での加速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化。

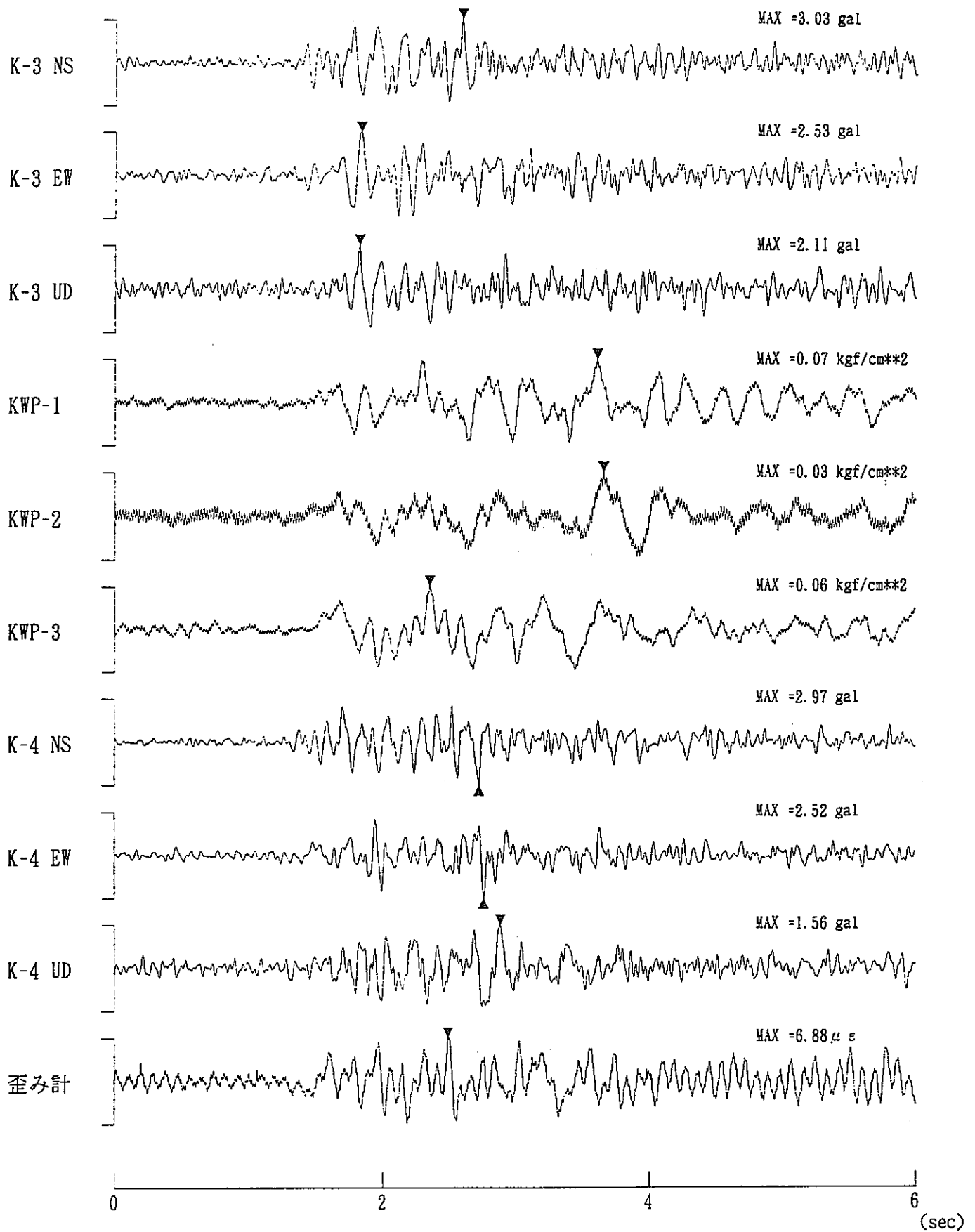


図 2.1.3-8(2) 地震番号 338 の観測波形. 図 2.1.3-8(1)に示した矢印の S 波部分を拡大したもので、▼、▲は、各波形の最大振幅の位置を表す.

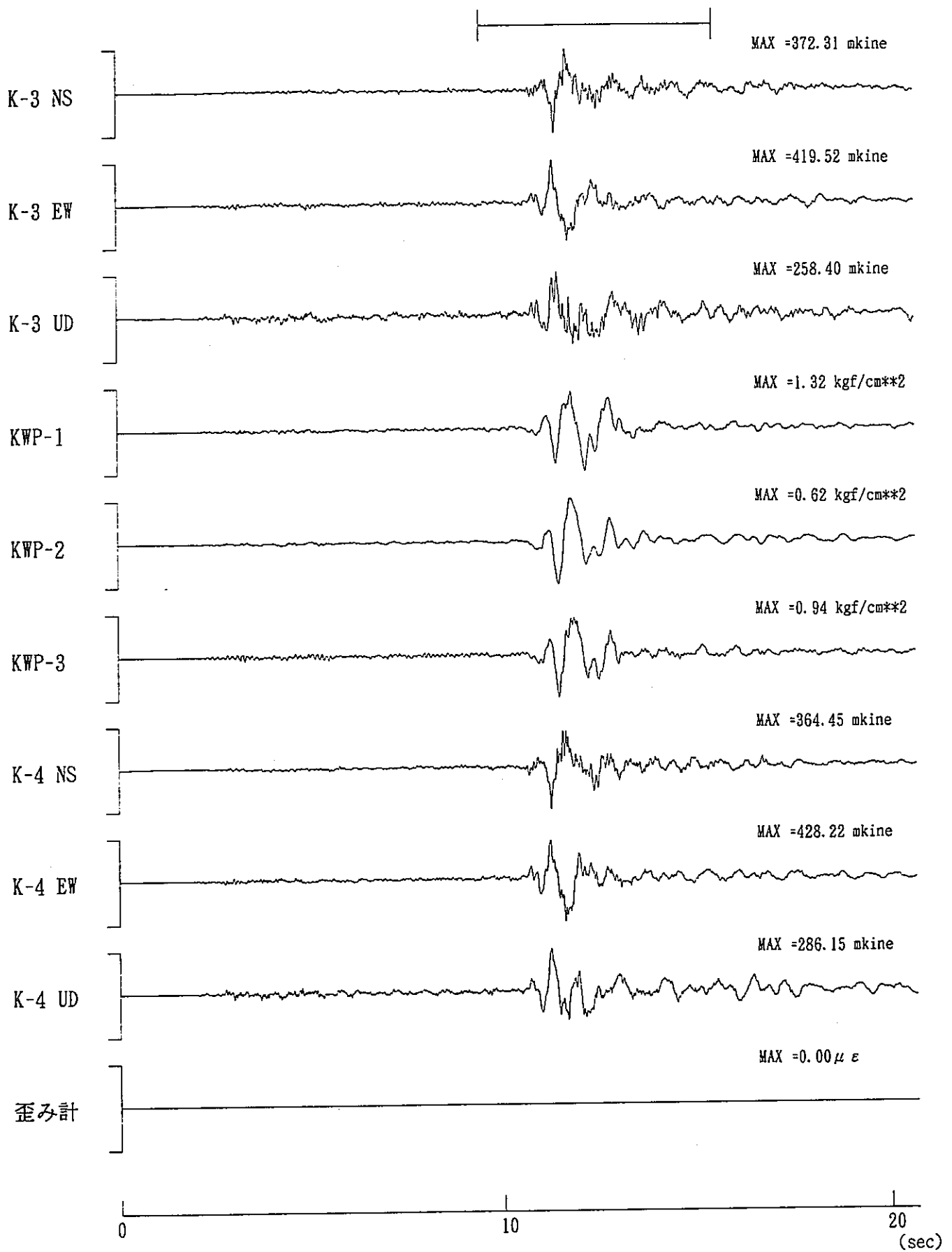


図 2.1.3-9(1) 地震番号 75 の観測波形 (92.04.13 岩手県沖 M5.1)。上から順に K-3 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化。

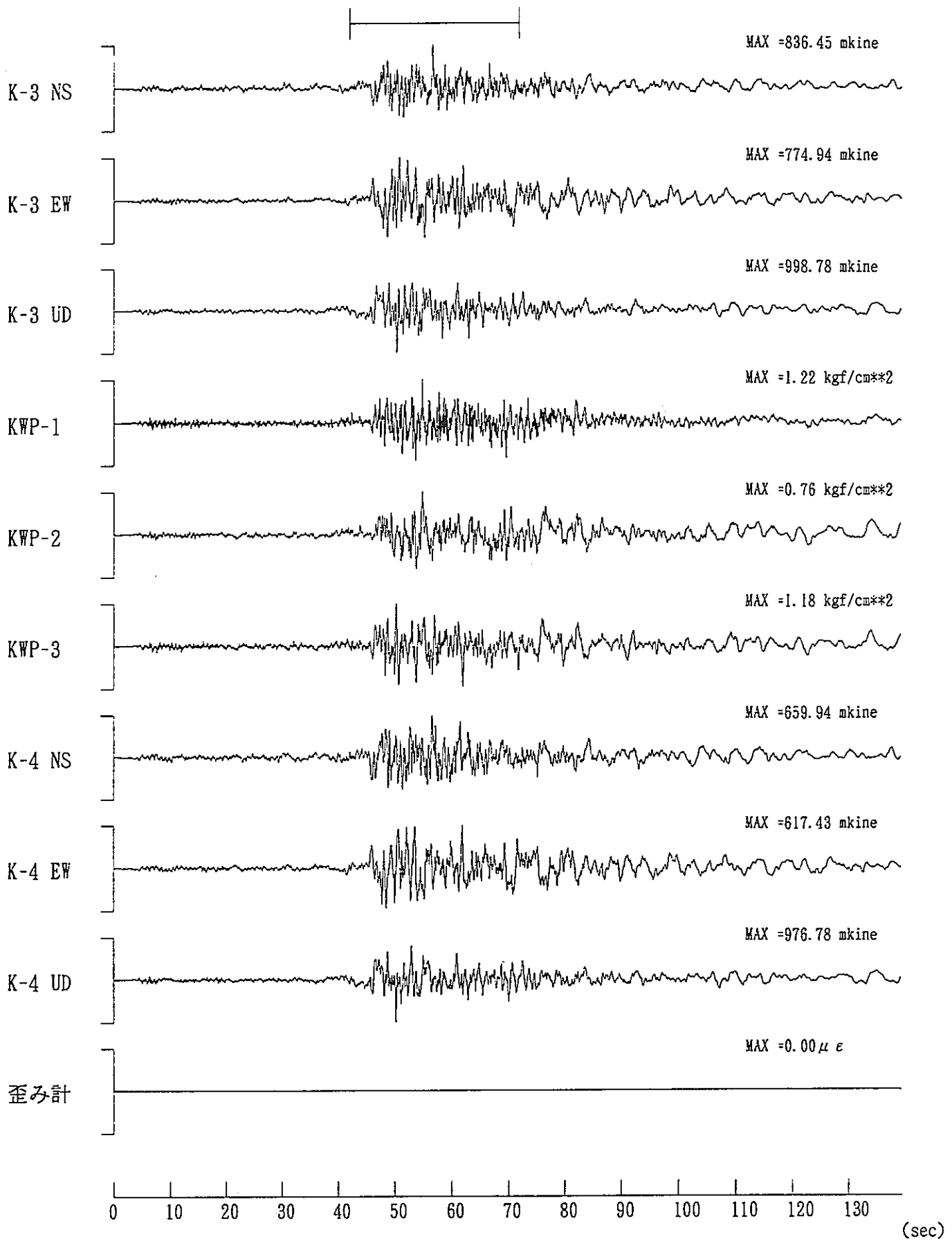


図 2.1.3-10(1) 地震番号 120 の観測波形 (93.01.15 釧路沖 M7.8)。上から順に K-3 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化。

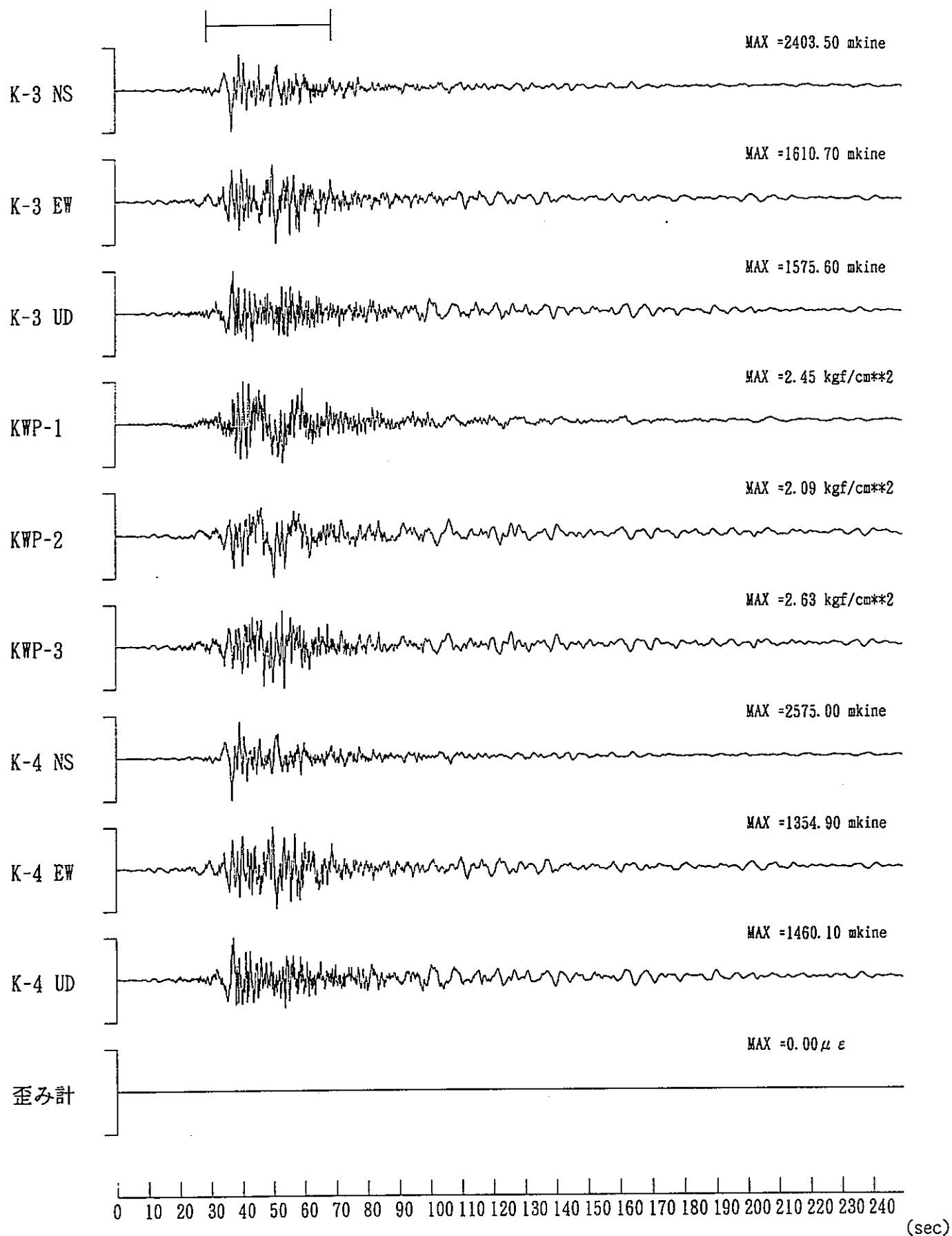


図 2.1.3-11(1) 地震番号 206 の観測波形 (94.12.28 三陸はるか沖 M7.5)。上から順に K-3 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化。

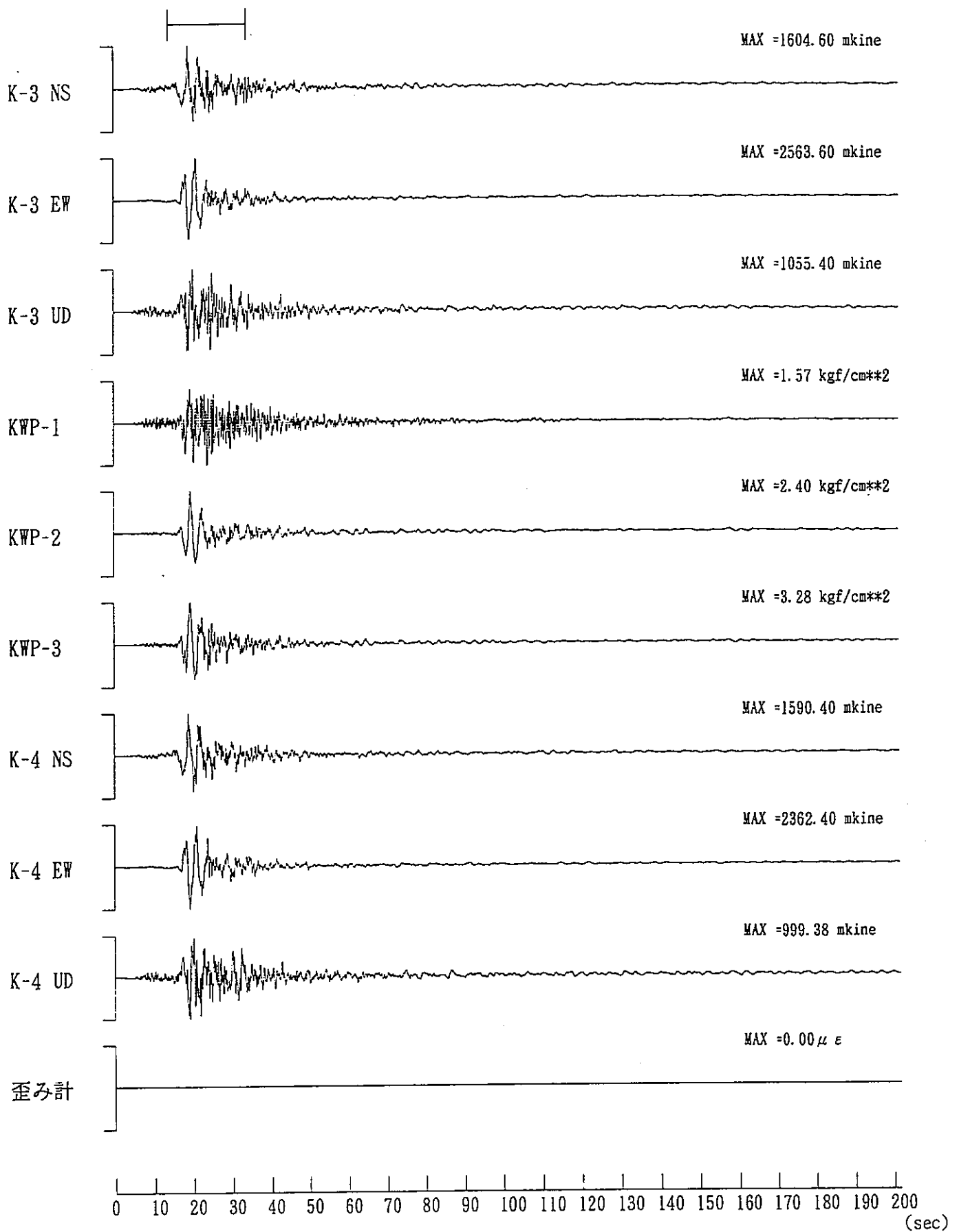


図 2.1.3-12(1) 地震番号 215 の観測波形 (95.01.07 岩手県北東沖 M7.1)。上から順に K-3 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化。

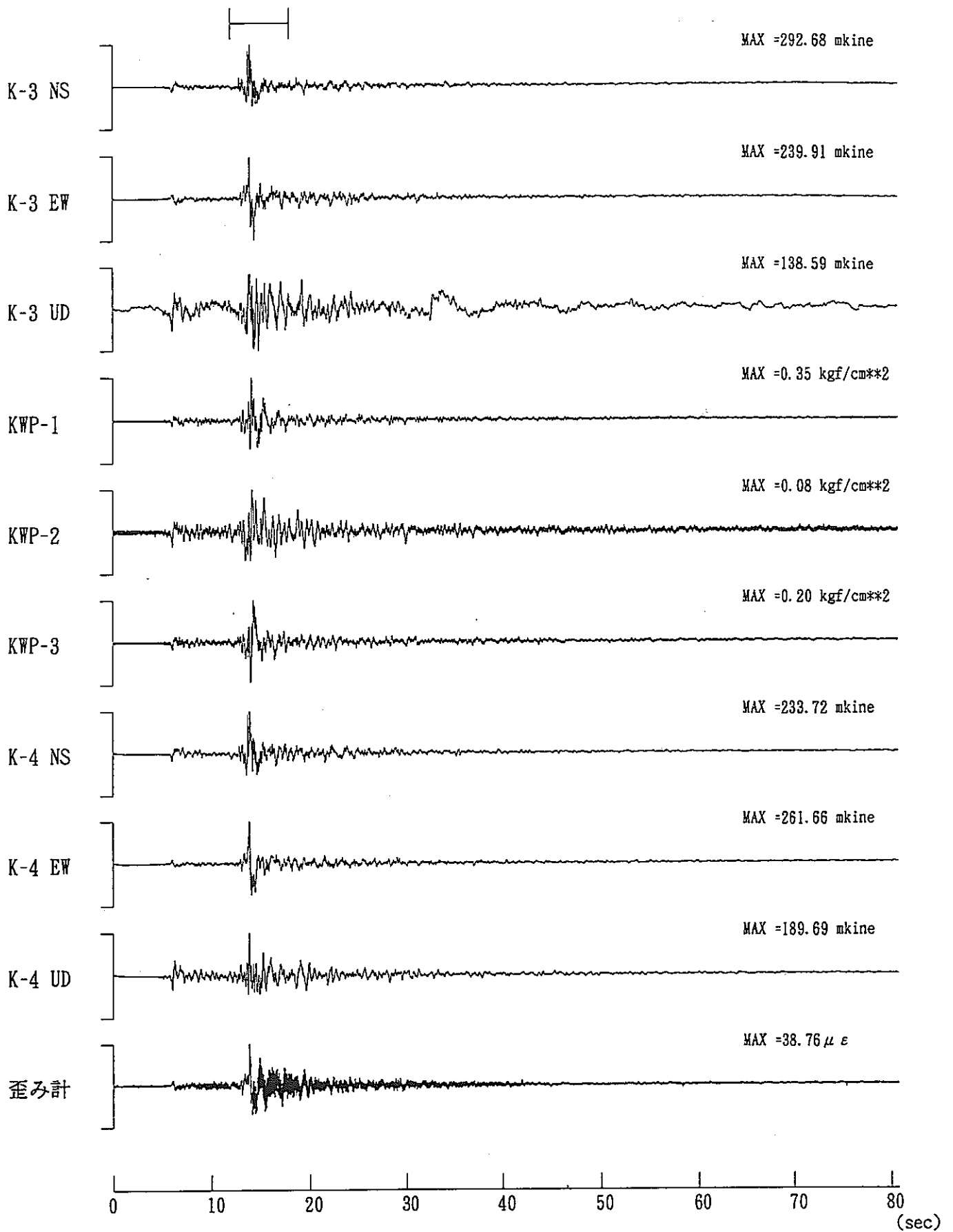


図 2.1.3-13(1) 地震番号 331 の観測波形 (97.10.11 宮城県沖 M5.1)。上から順に K-3 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化。

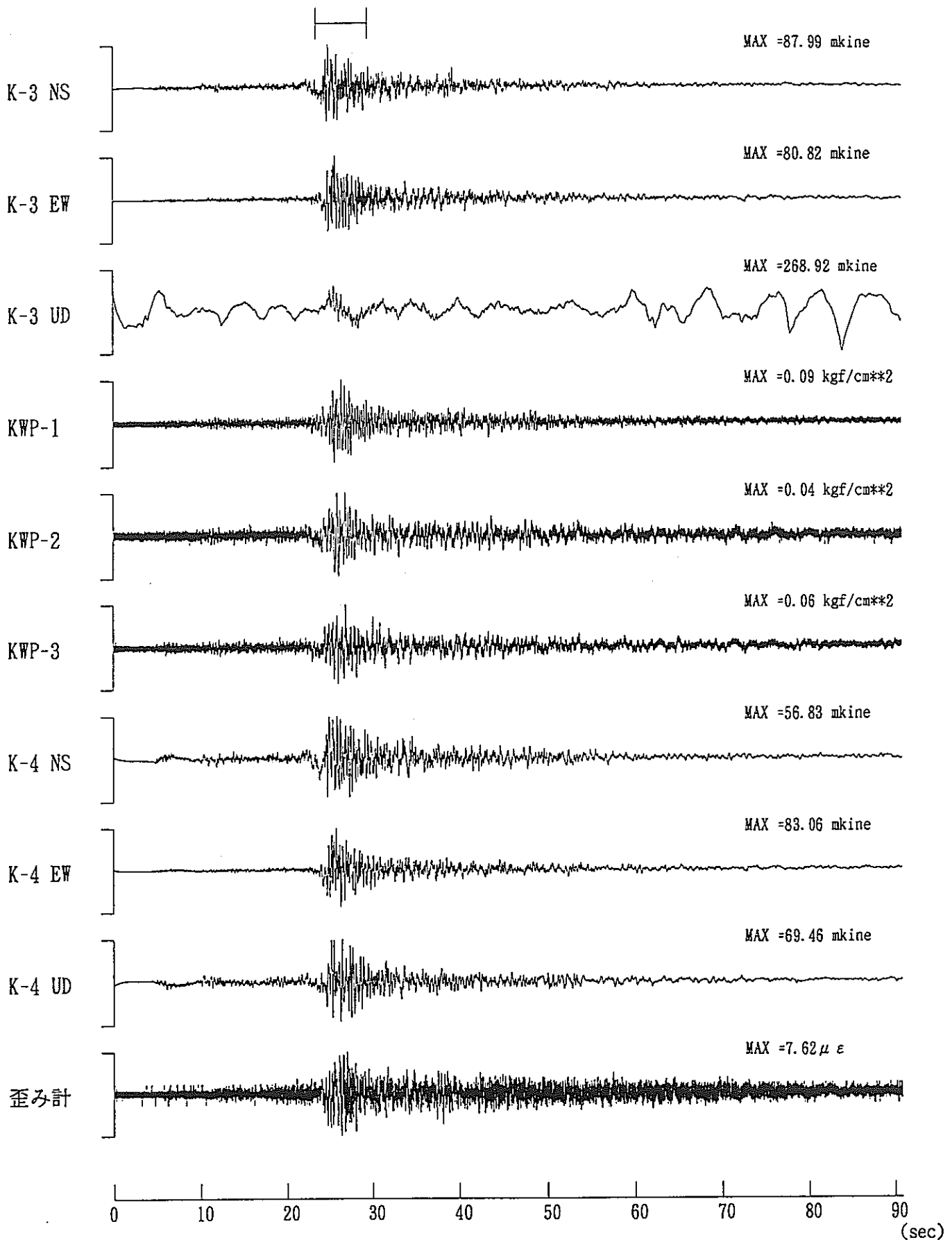


図 2.1.3-14(1) 地震番号 337 の観測波形 (97.12.07 福島県沖 M5.3)。上から順に K-3 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化。

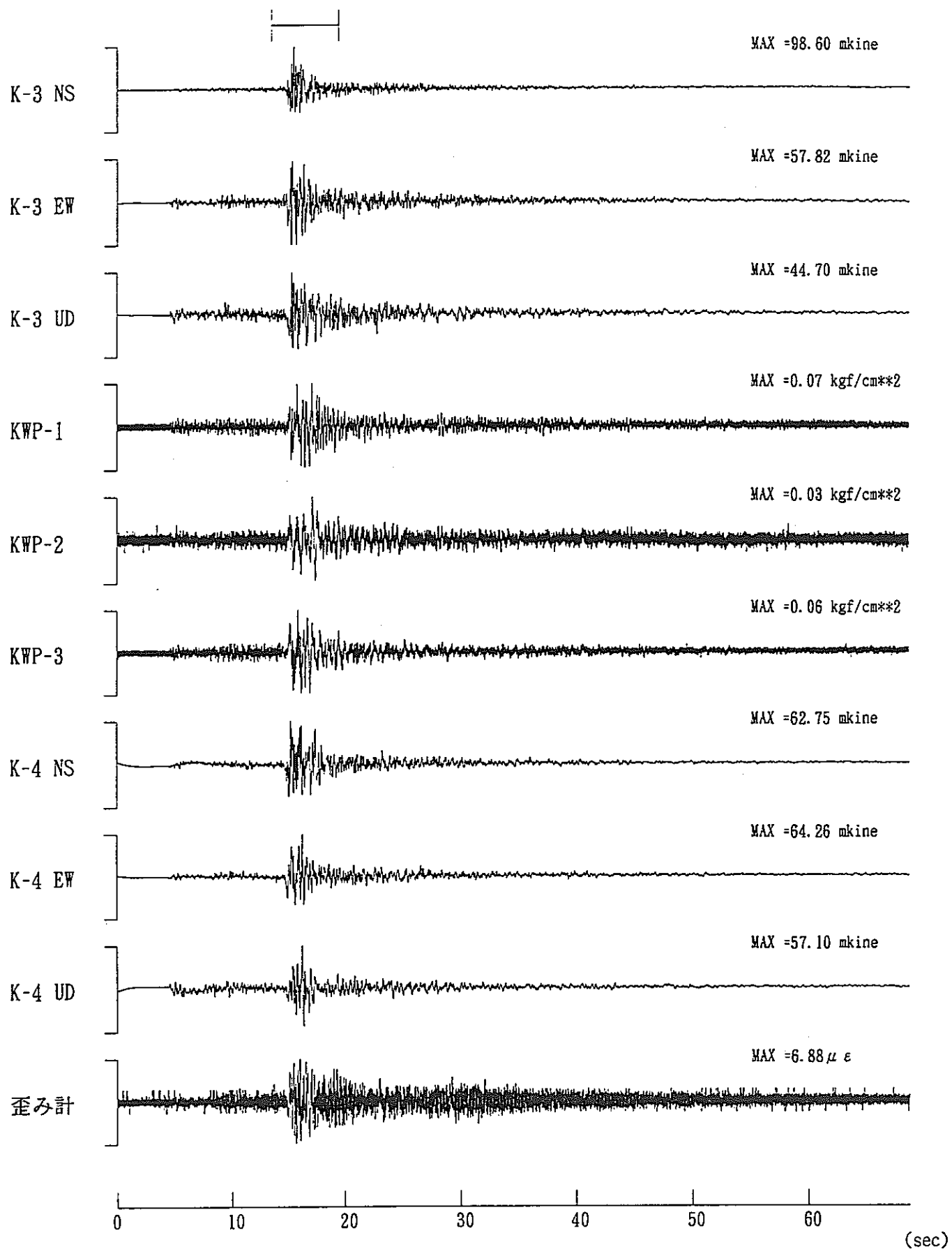


図 2.1.3-15(1) 地震番号 338 の観測波形 (97.12.13 岩手県沖 M4.7)。上から順に K-3 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、KWP-1~KWP-3 での水圧変化、K-4 での速度波形 (NS、EW、UD の 3 成分)、および岩盤歪み変化。

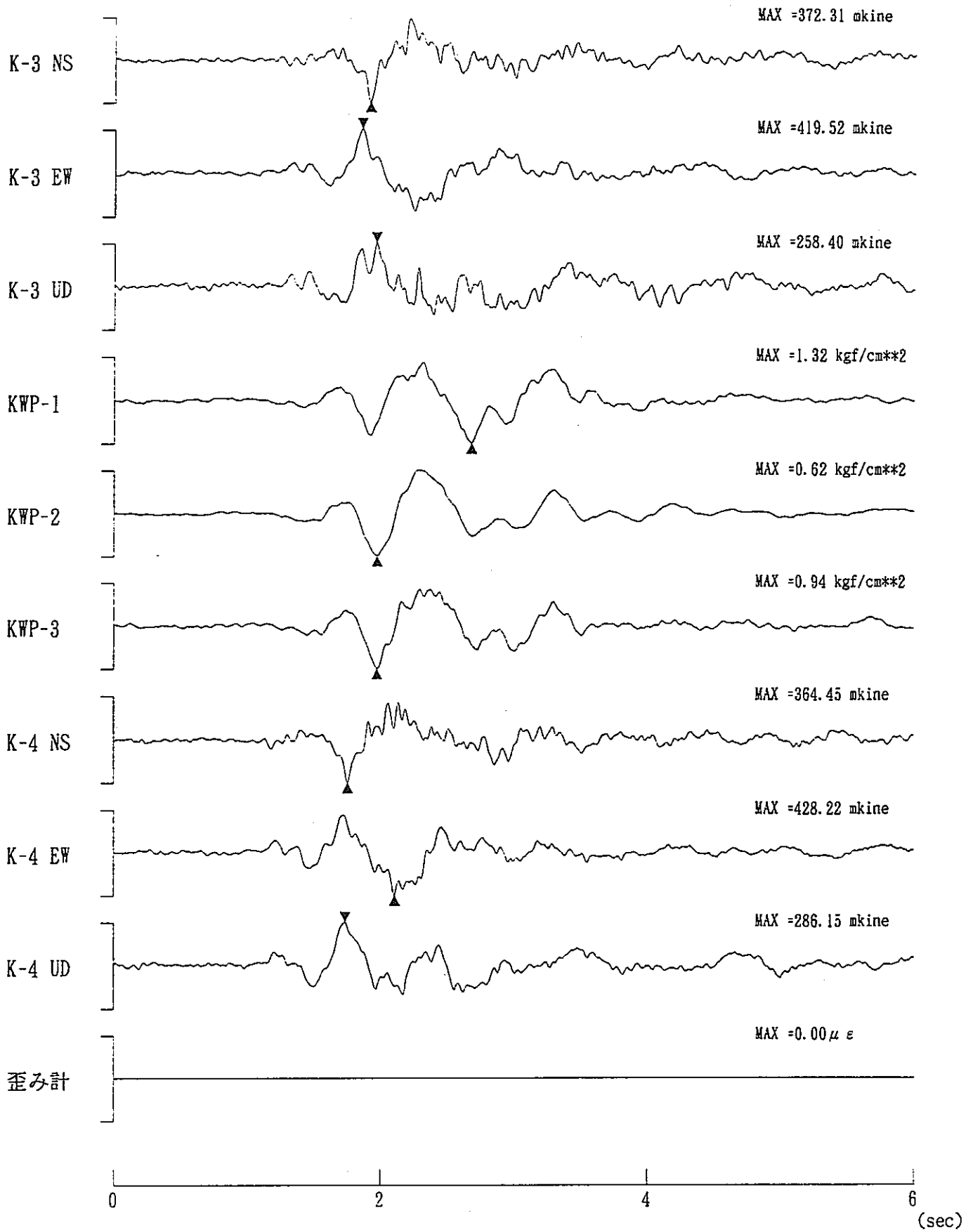


図 2.1.3-9(2) 地震番号 75 の観測波形. 図 2.1.3-9(1)に示した矢印の S 波部分を拡大したもので、▼、▲は、各波形の最大振幅の位置を表す.

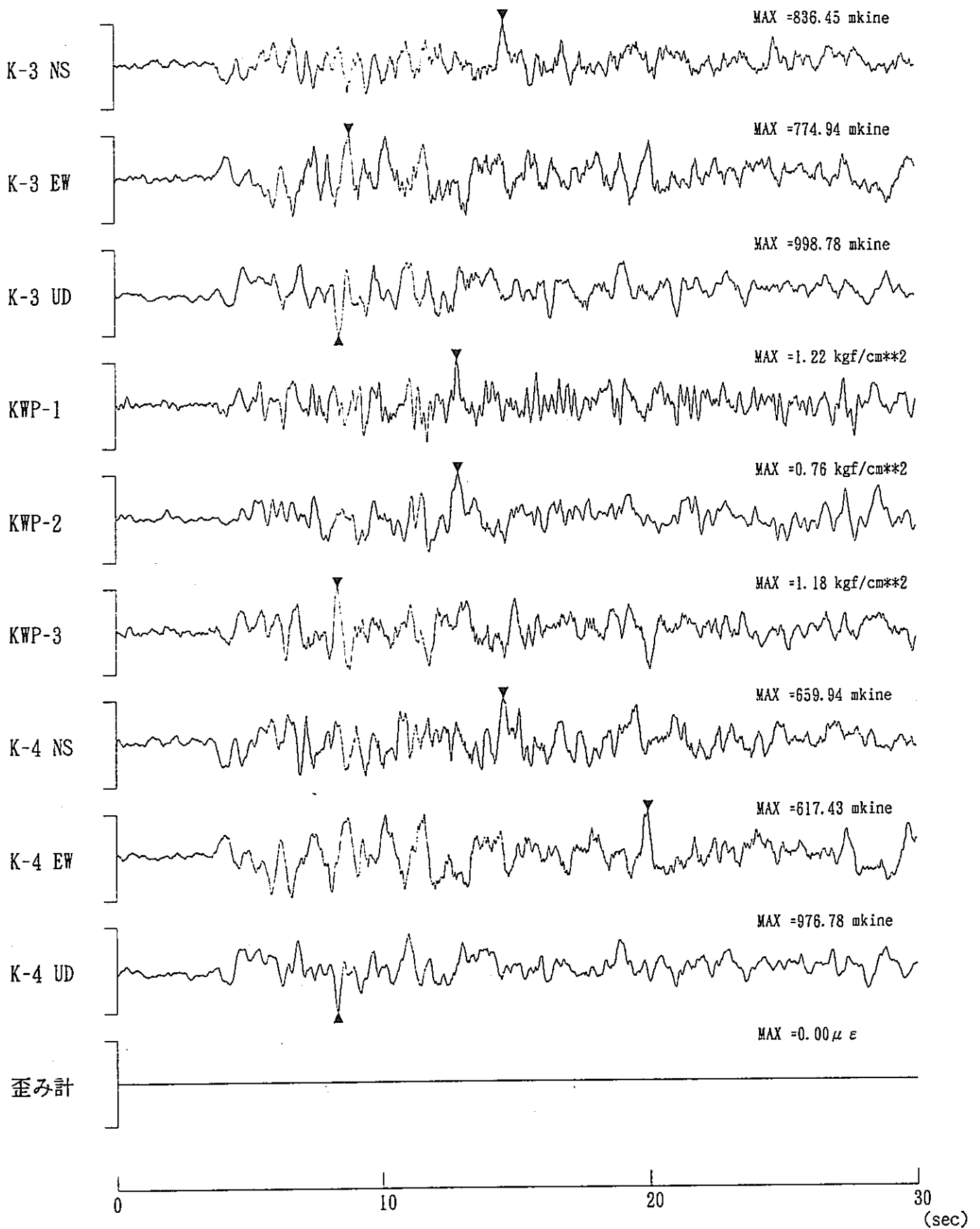


図 2.1.3-10(2) 地震番号 120 の観測波形. 図 2.1.3-10(1)に示した矢印の S 波部分を拡大したもので、▼、▲は、各波形の最大振幅の位置を表す.

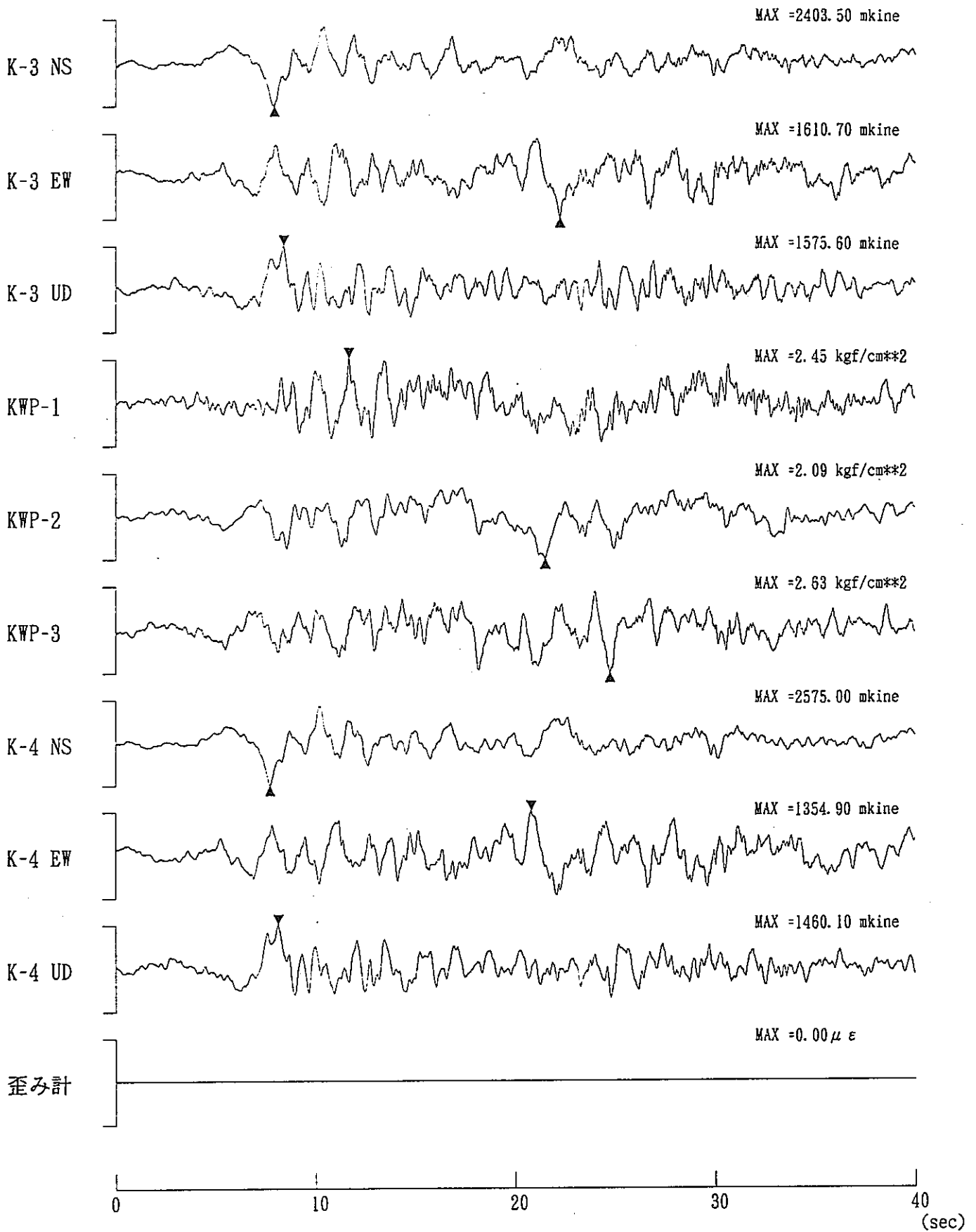


図 2.1.3-11(2) 地震番号 206 の観測波形. 図 2.1.3-11(1)に示した矢印の S 波部分を拡大したもので、▼、▲は、各波形の最大振幅の位置を表す.

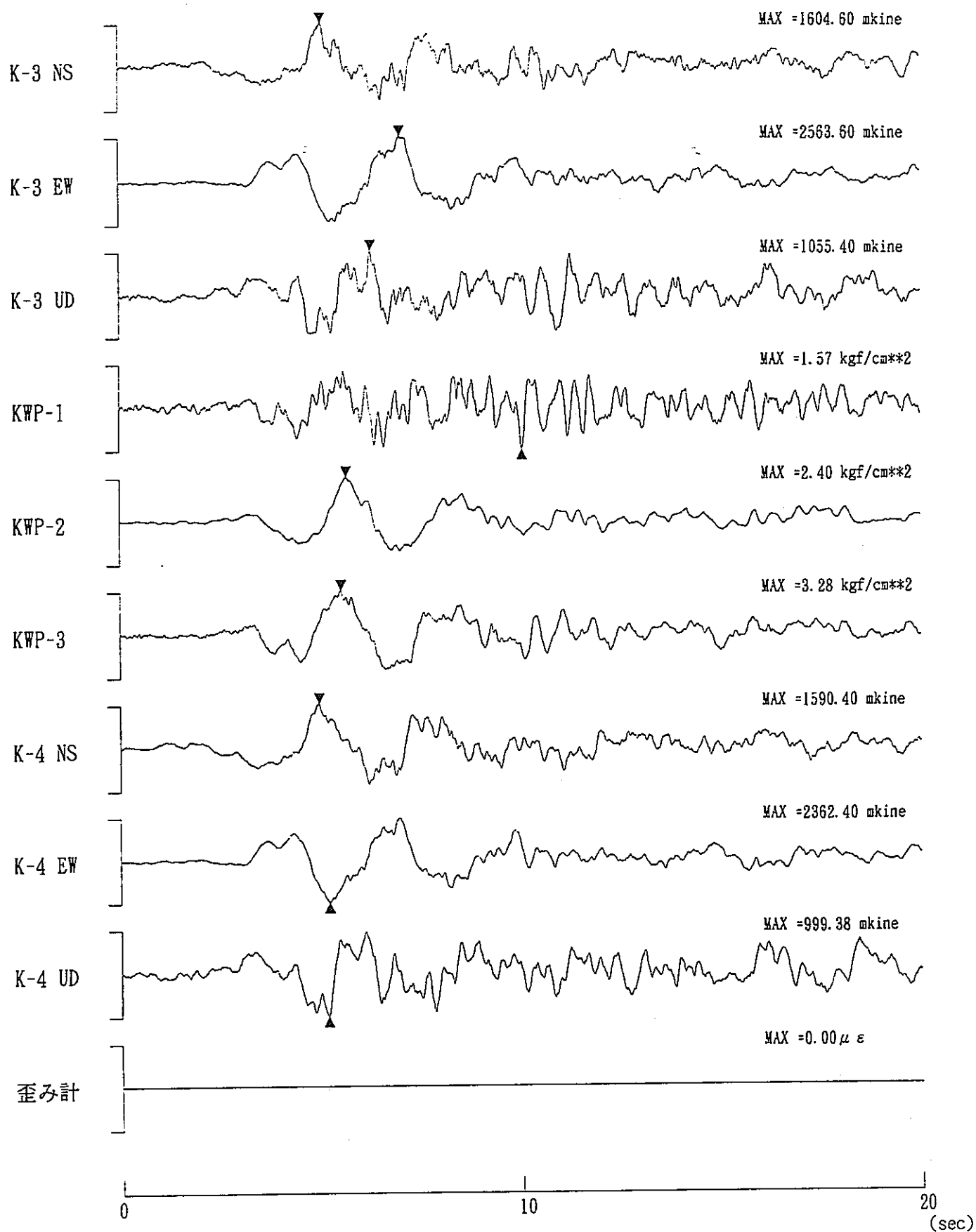


図 2.1.3-12(2) 地震番号 215 の観測波形。図 2.1.3-12(1)に示した矢印の S 波部分を拡大したもので、▼、▲は、各波形の最大振幅の位置を表す。

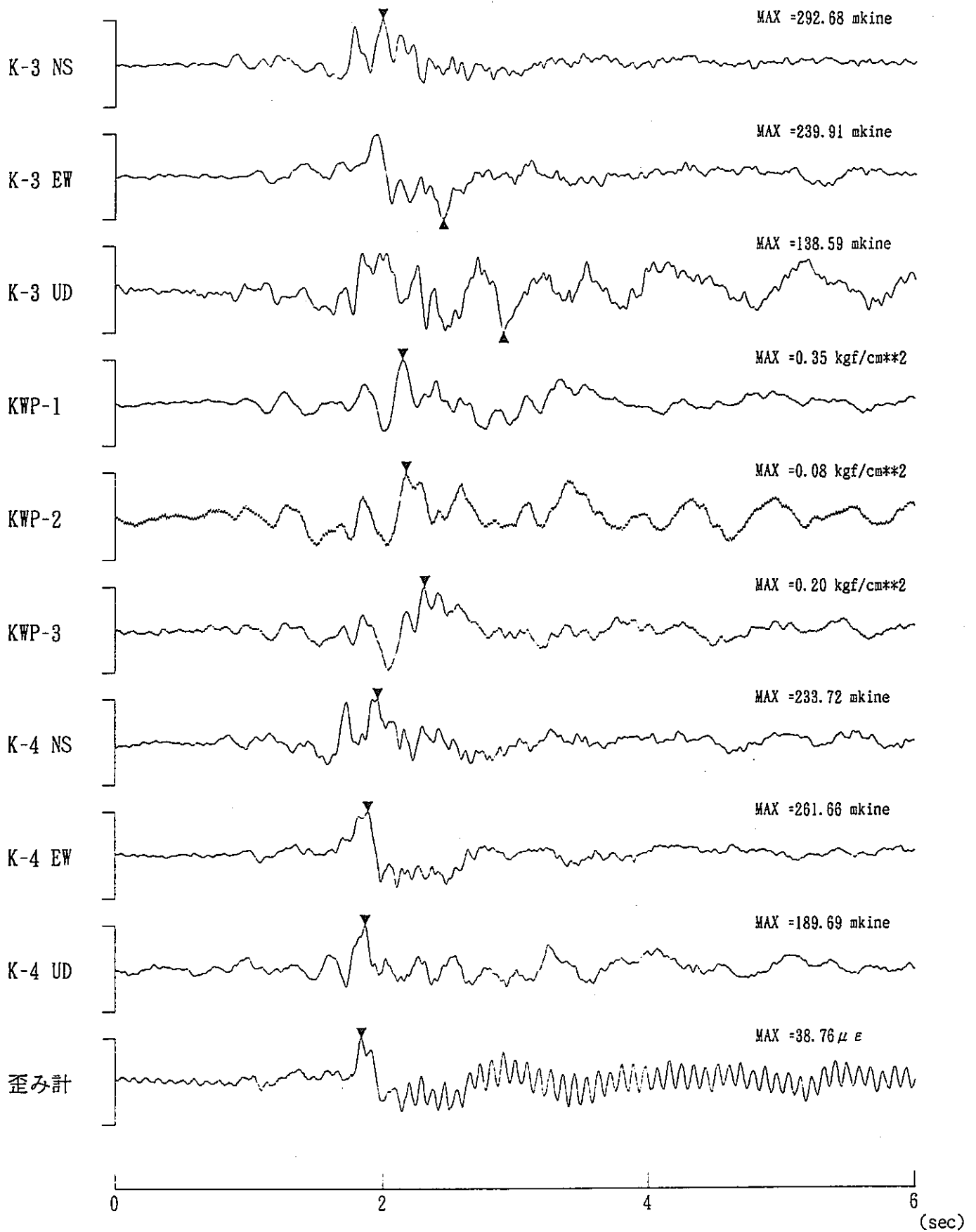


図 2.1.3-13(2) 地震番号 331 の観測波形. 図 2.1.3-13(1)に示した矢印の S 波部分を拡大したもので、▼、▲は、各波形の最大振幅の位置を表す.

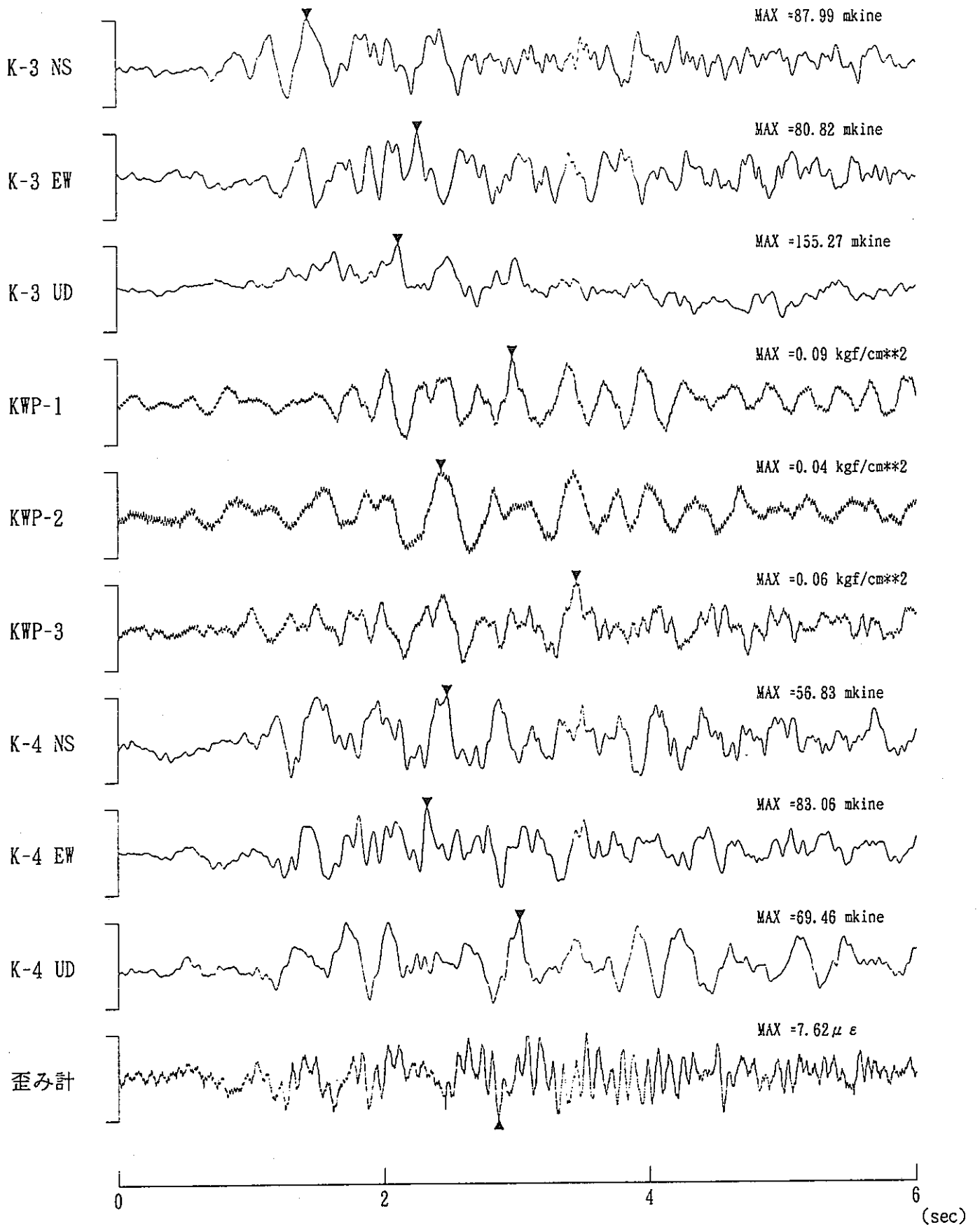


図 2.1.3-14(2) 地震番号 337 の観測波形。図 2.1.3-14(1)に示した矢印の S 波部分を拡大したもので、▼、▲は、各波形の最大振幅の位置を表す。

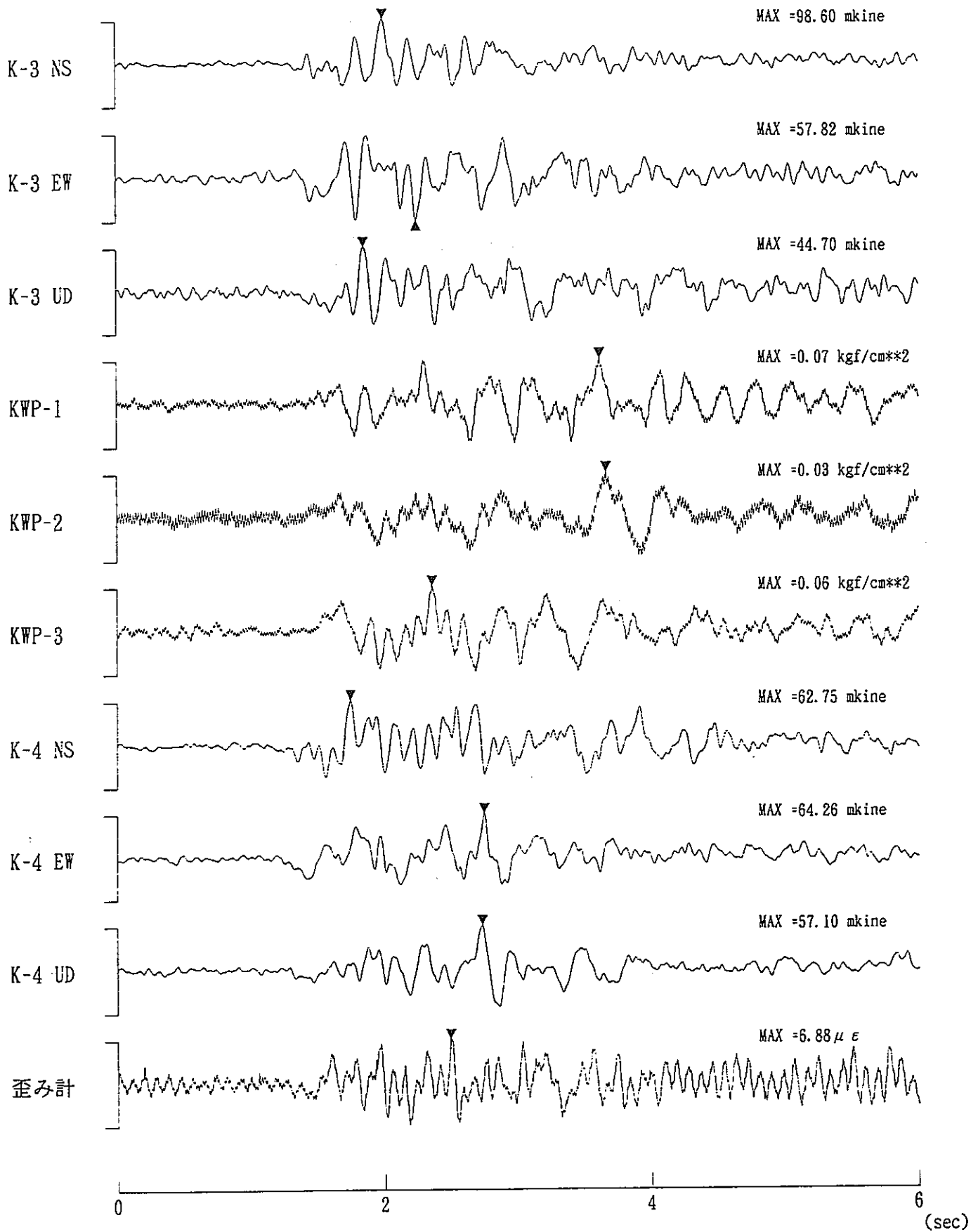


図 2.1.3-15(2) 地震番号 338 の観測波形. 図 2.1.3-15(1)に示した矢印の S 波部分を拡大したもので、▼、▲は、各波形の最大振幅の位置を表す.

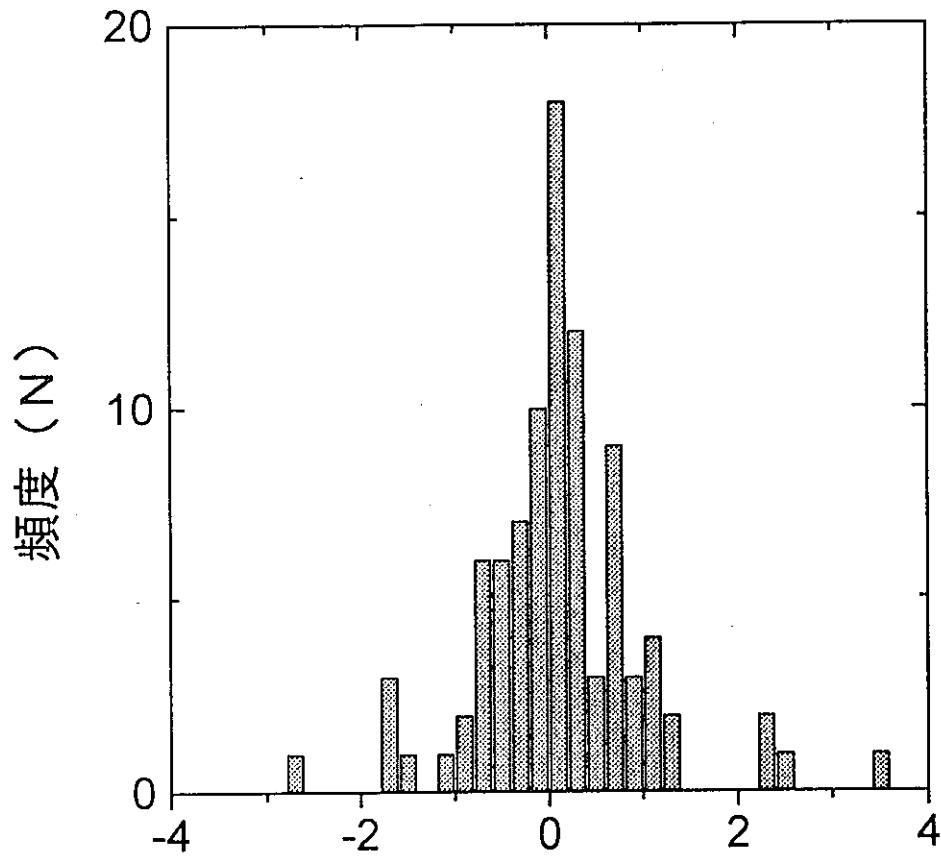


図 2.2.1-1(1) K-3 の加速度振幅が最大となる時間と KWP-1 の水圧変化が最大となる時間との差の頻度分布.

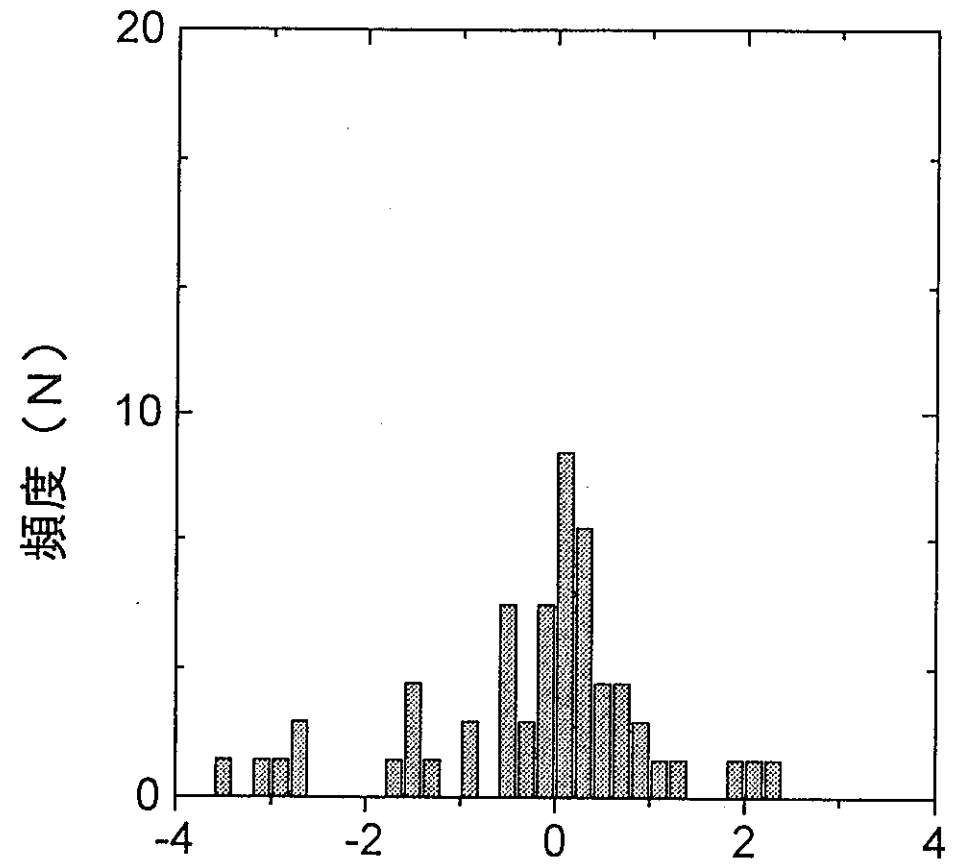


図 2.2.1-1(2) K-3 の加速度振幅が最大となる時間と KWP-2 の水圧変化が最大となる時間との差の頻度分布.

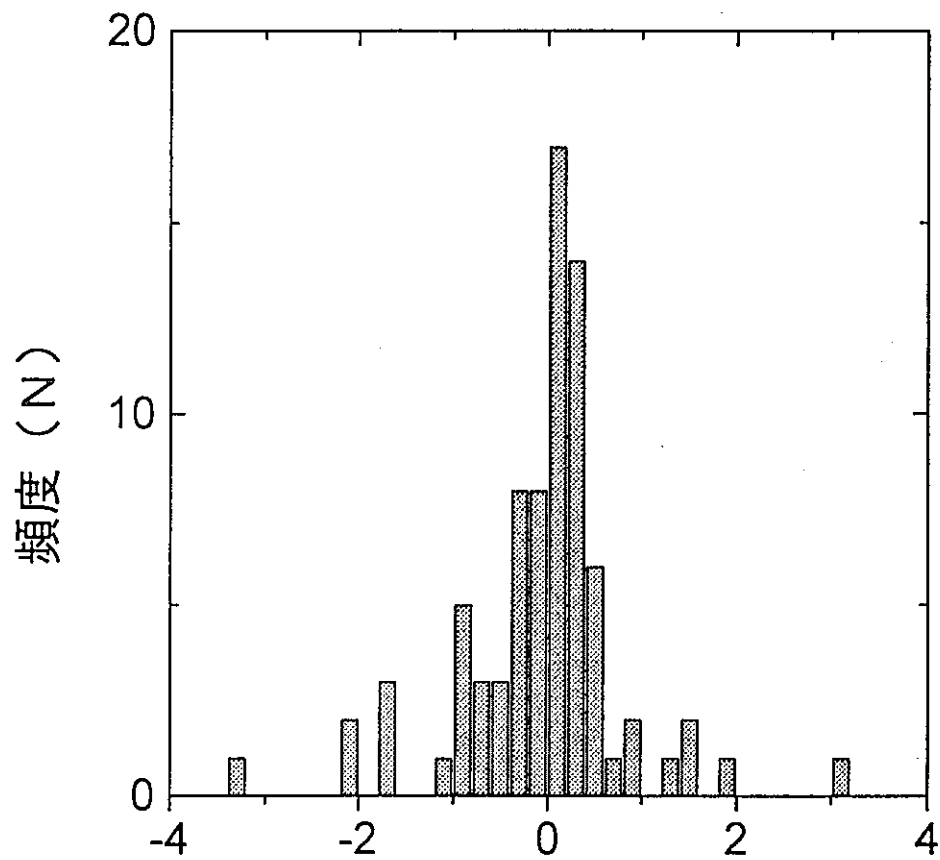


図 2.2.1-1(3) K-3 の加速度振幅が最大となる時間と KWP-3 の水圧変化が最大となる時間との差の頻度分布.

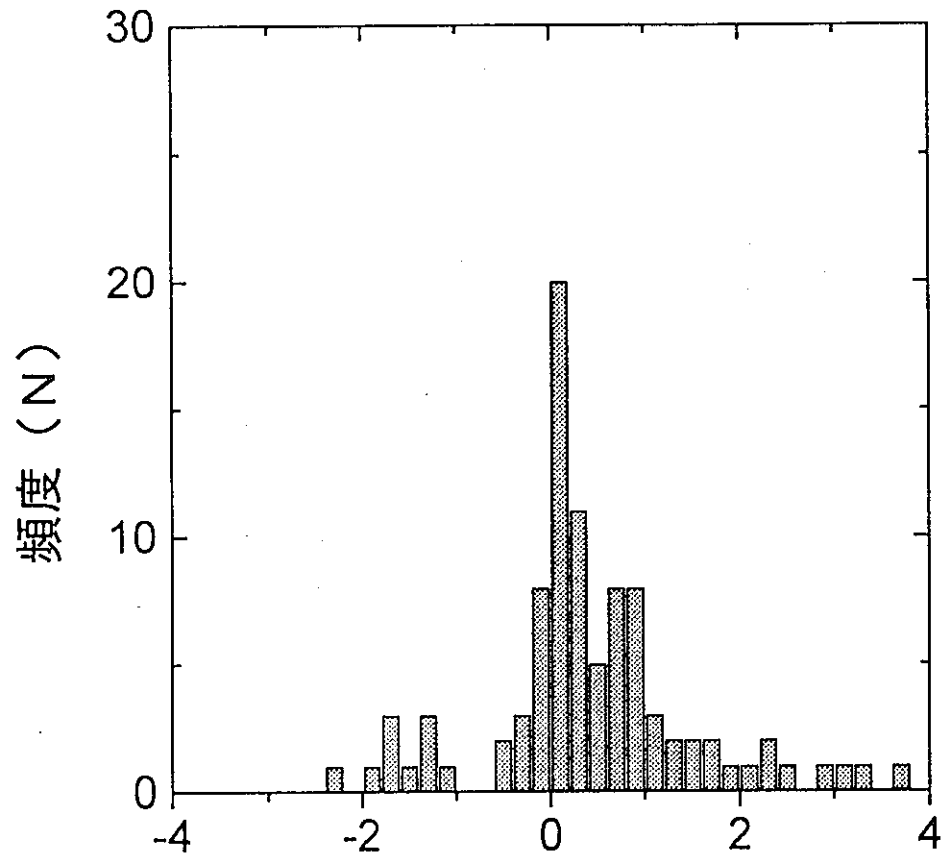


図 2.2.1-2(1) K-3 の速度振幅が最大となる時間と KWP-1 の水圧変化が最大となる時間との差の頻度分布.

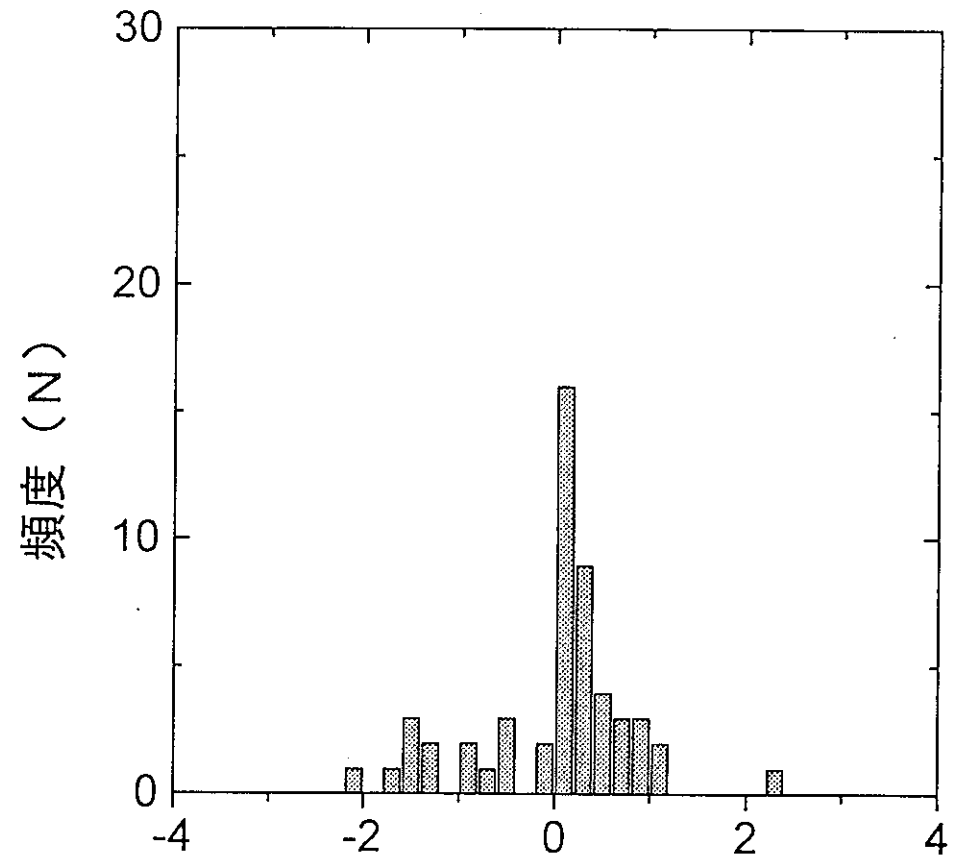


図 2.2.1-2(2) K-3 の速度振幅が最大となる時間と KWP-2 の水圧変化が最大となる時間との差の頻度分布.

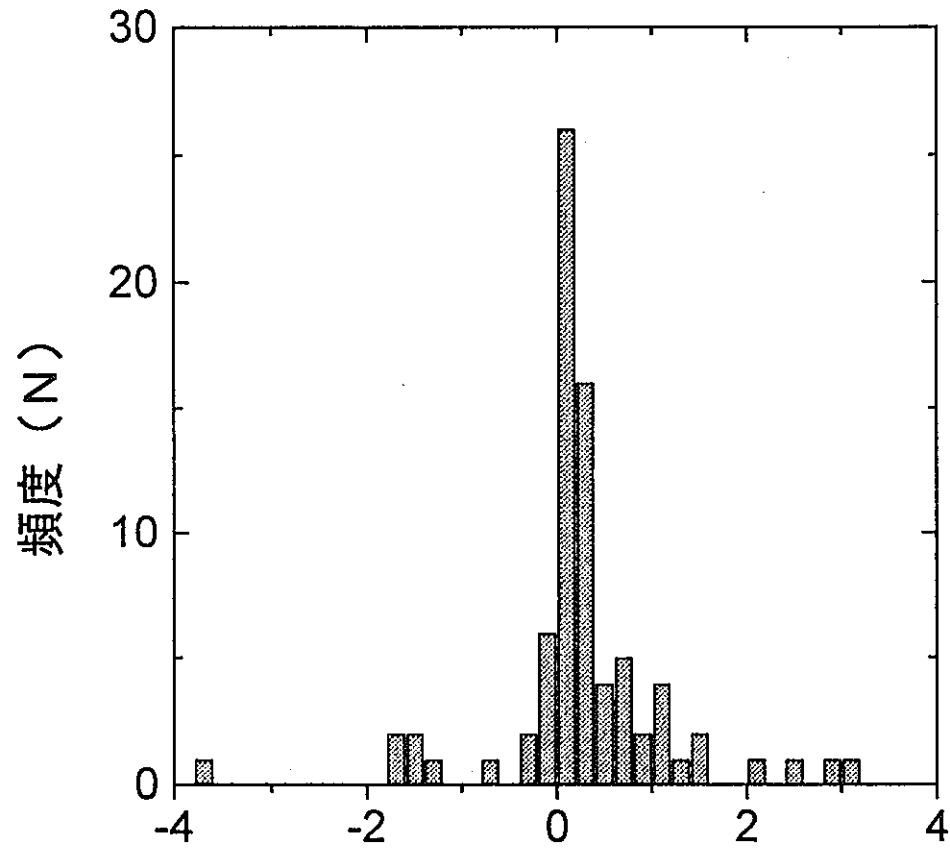


図 2.2.1-2(3) K-3 の速度振幅が最大となる時間と KWP-3 の水圧変化が最大となる時間との差の頻度分布.

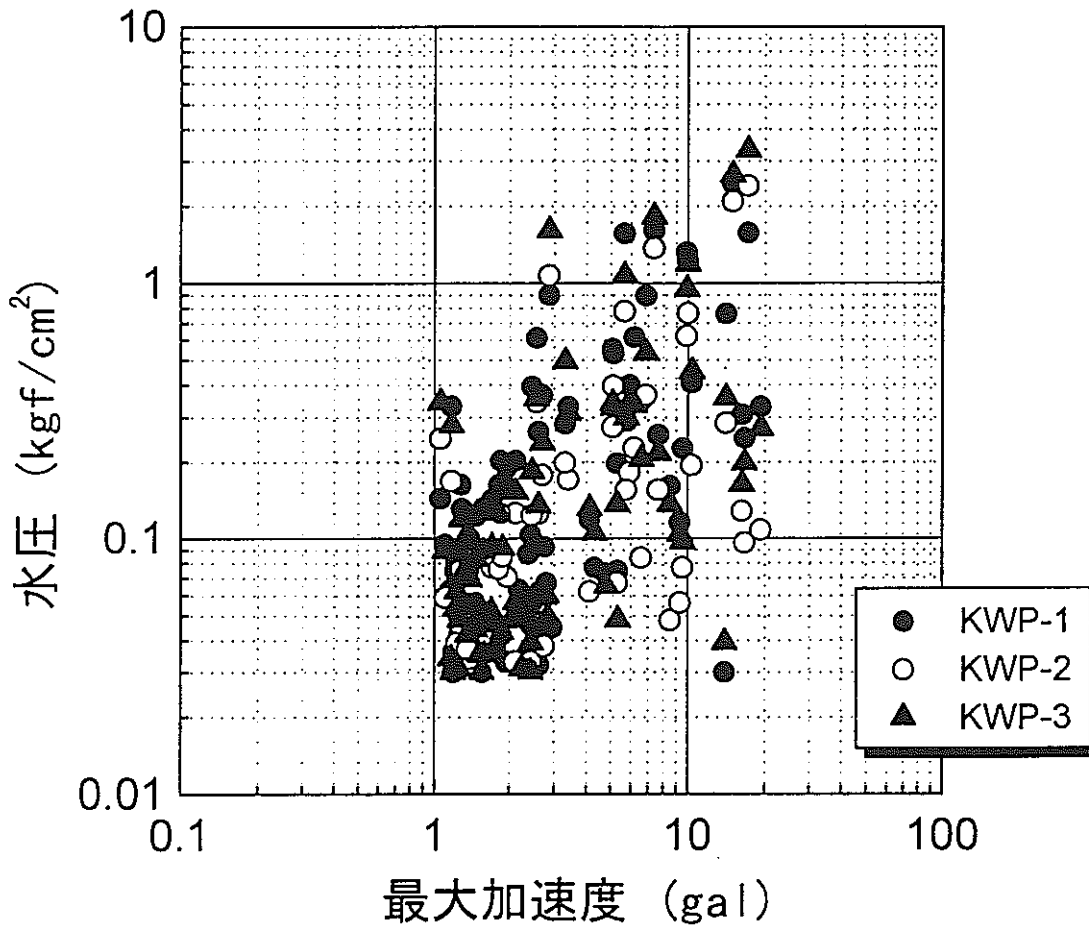


図 2.2.2-1(1) K-3 の最大加速度振幅 (水平 2 成分の平均) と KWP-1~KWP-3 での水圧変化の最大振幅との関係.

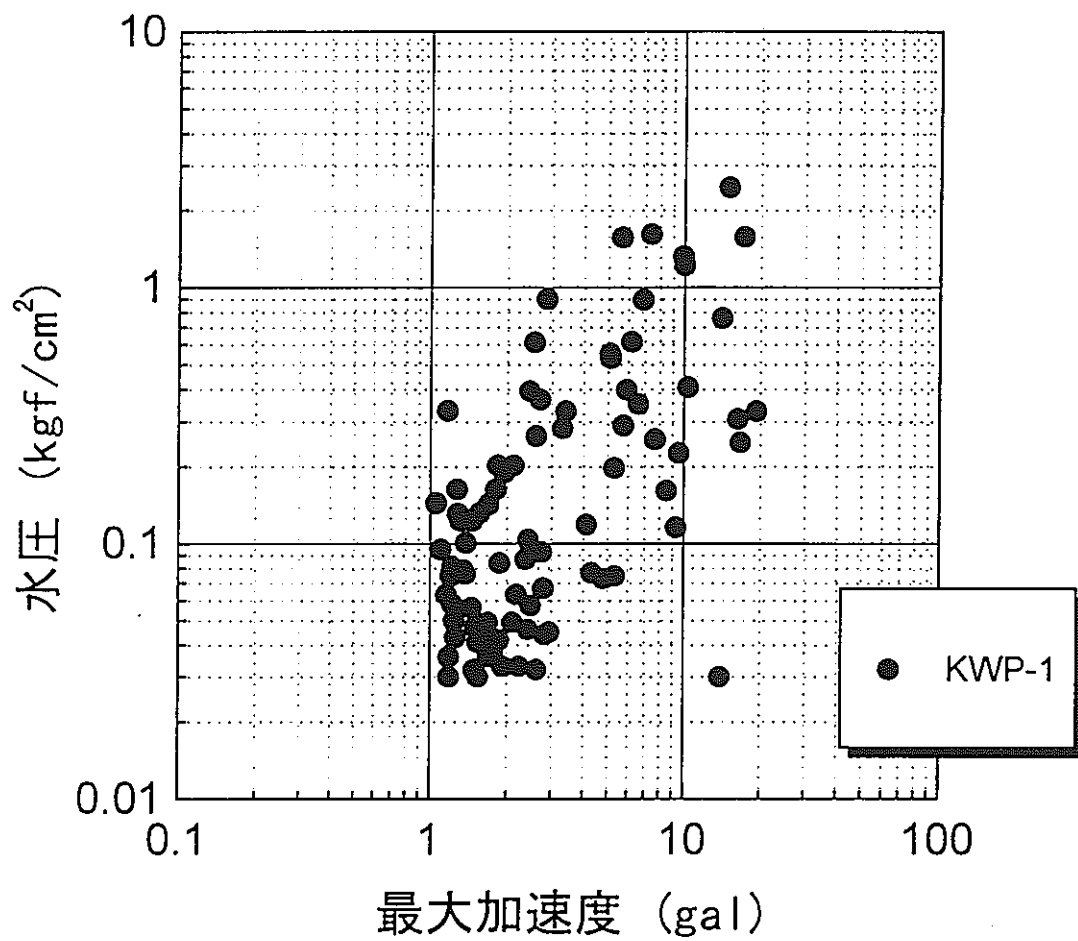


図 2.2.2-1(2) K-3 の最大加速度振幅 (水平 2 成分の平均) と KWP-1 での水圧変化の最大振幅との関係.

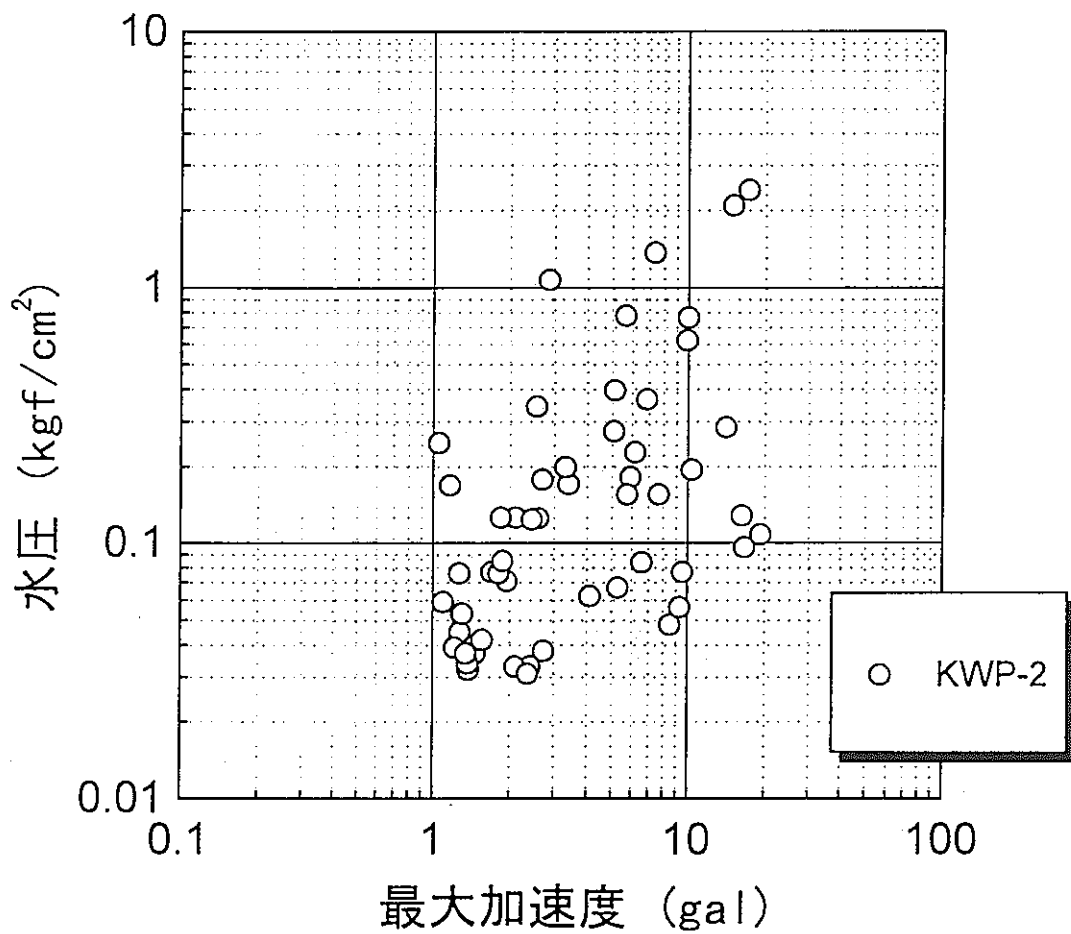


図 2.2.2-1(3) K-3 の最大加速度振幅 (水平 2 成分の平均) と KWP-2 での水圧変化の最大振幅との関係.

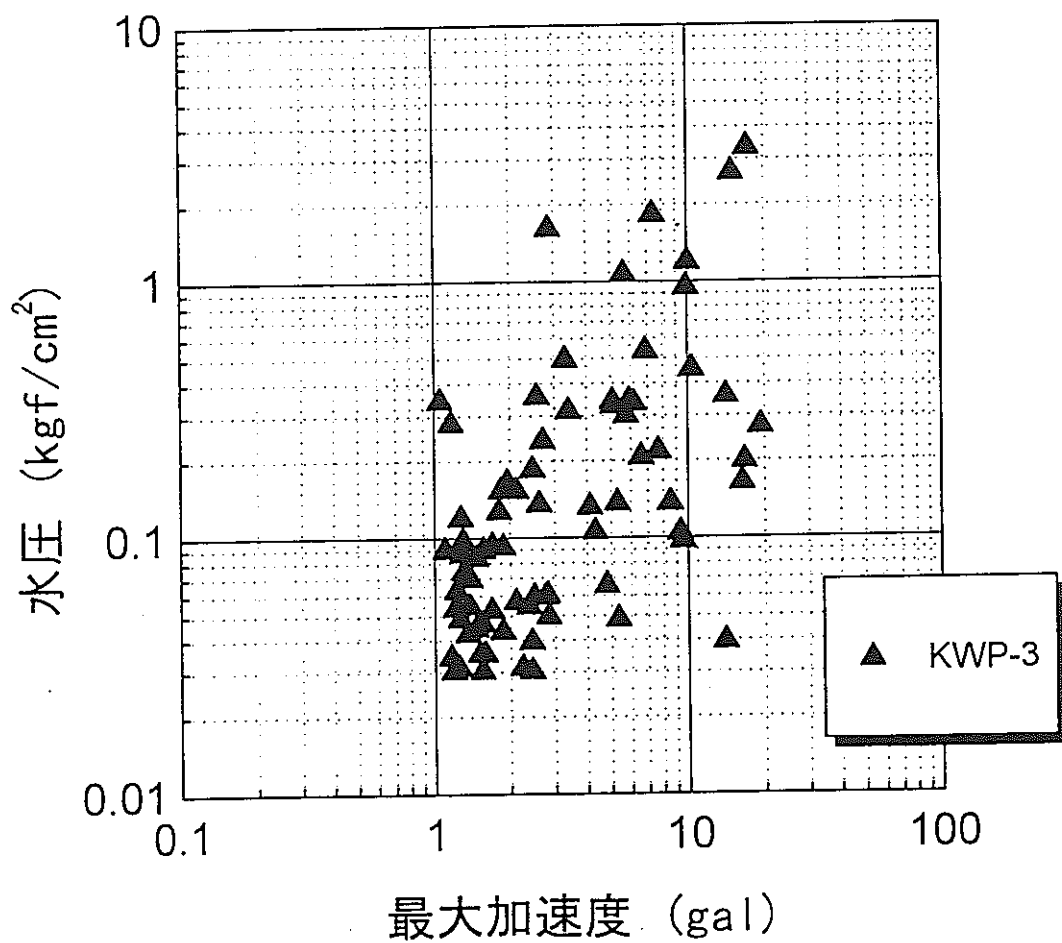


図 2.2.2-1(4) K-3 の最大加速度振幅 (水平 2 成分の平均) と KWP-3 での水圧変化の最大振幅との関係.

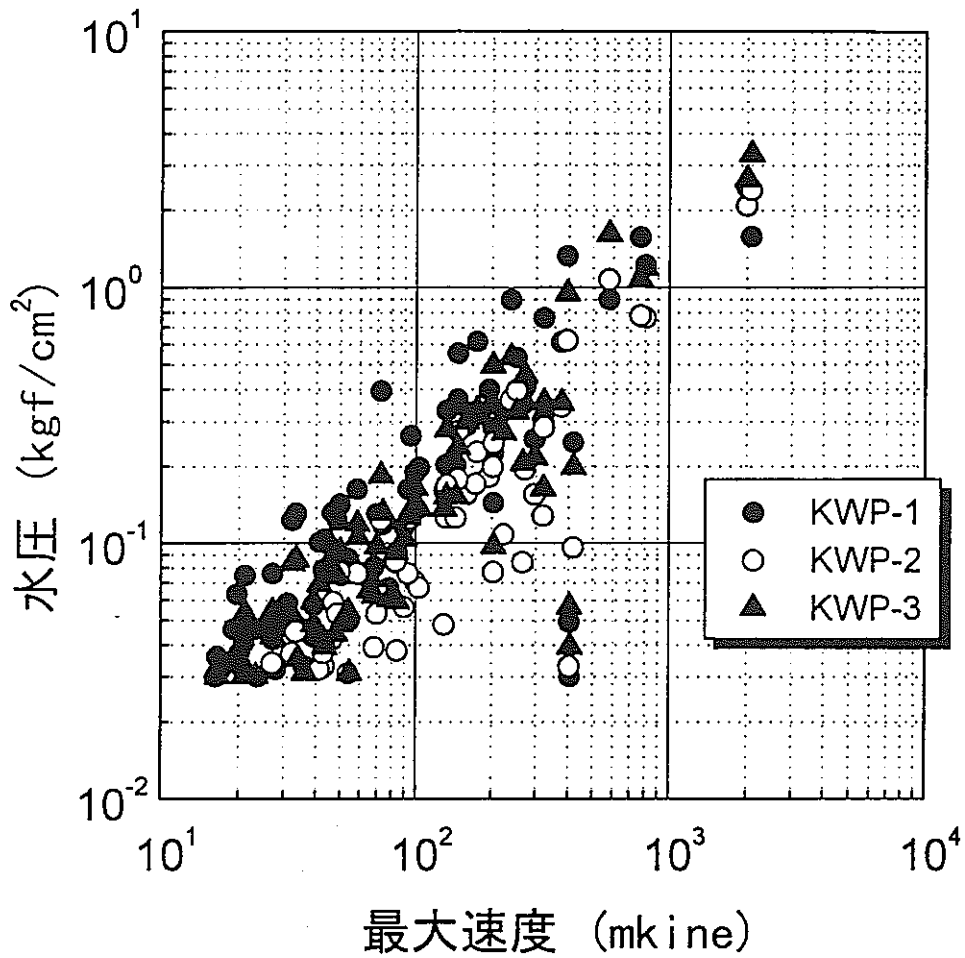


図 2.2.2-2(1) K-3 の最大速度振幅 (水平 2 成分の平均) と KWP-1~KWP-3 での水圧変化の最大振幅との関係.

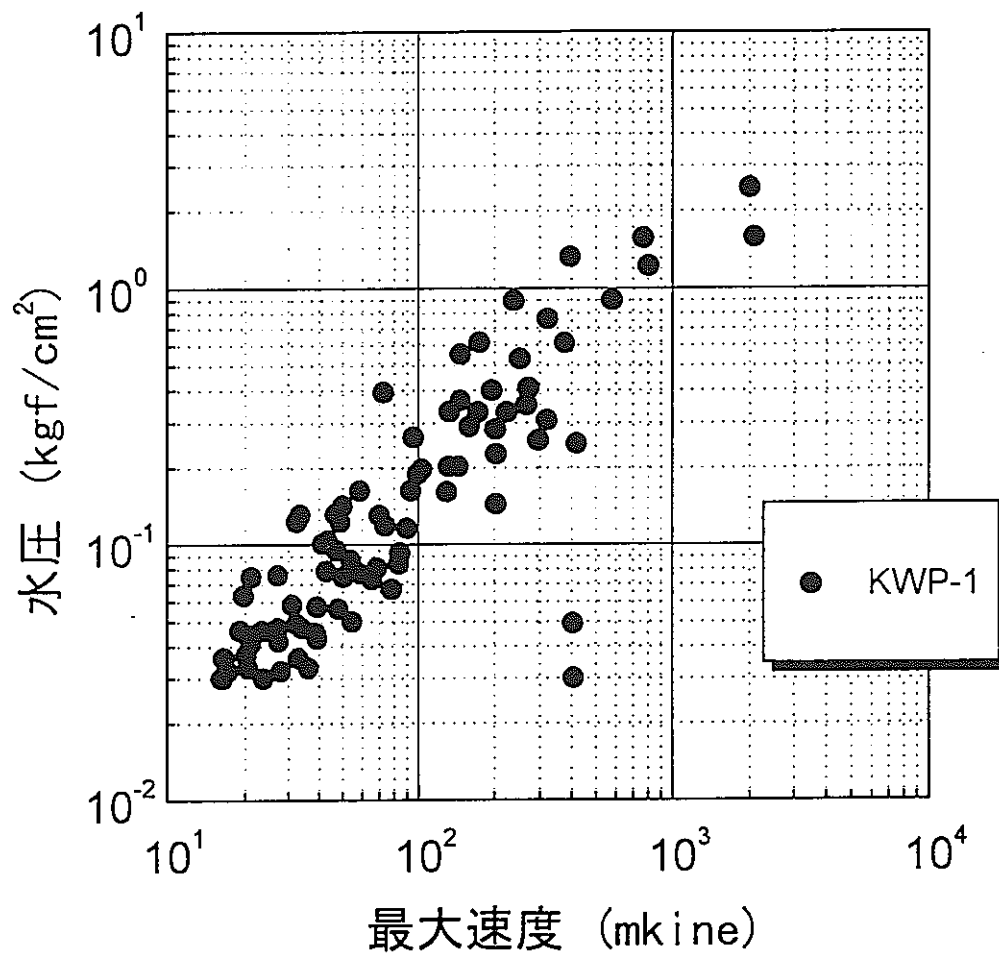


図 2.2.2-2(2) K-3 の最大速度振幅 (水平 2 成分の平均) と KWP-1 での水圧変化の最大振幅との関係。

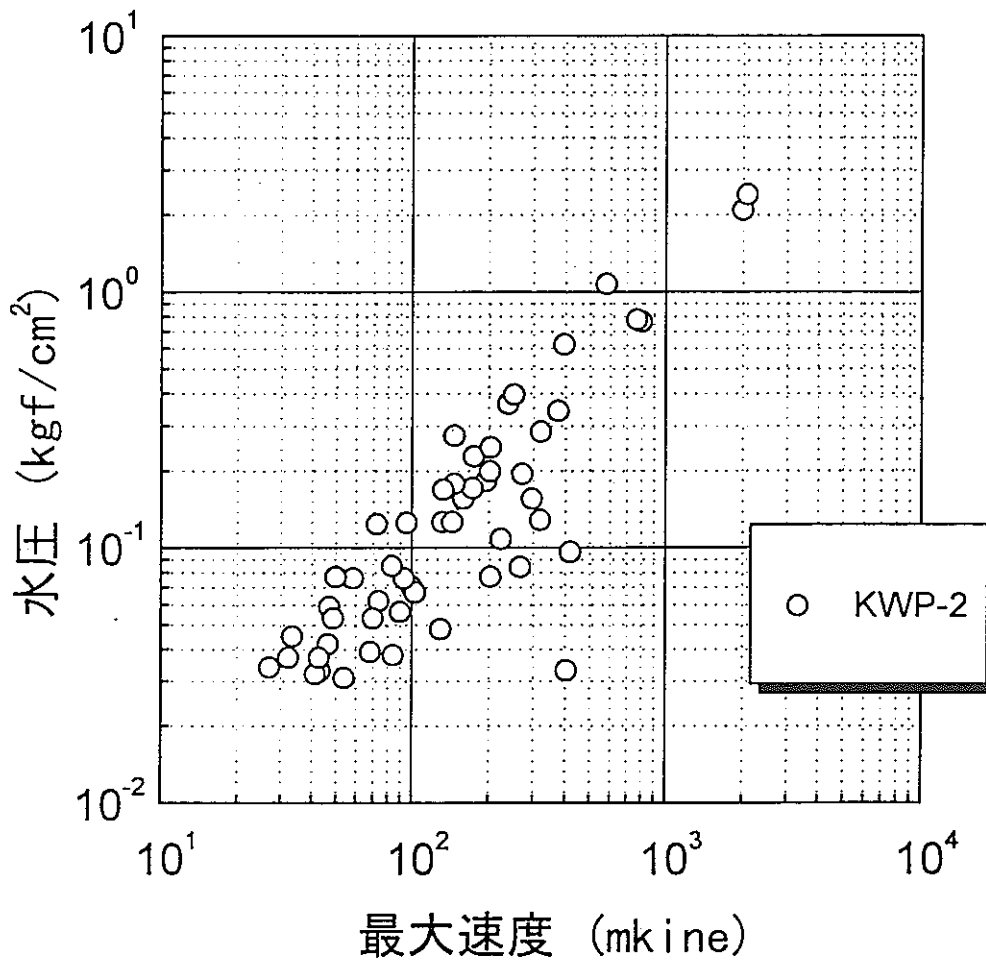


図 2.2.2-2(3) K-3 の最大速度振幅 (水平 2 成分の平均) と KWP-2 での水圧変化の最大振幅との関係.

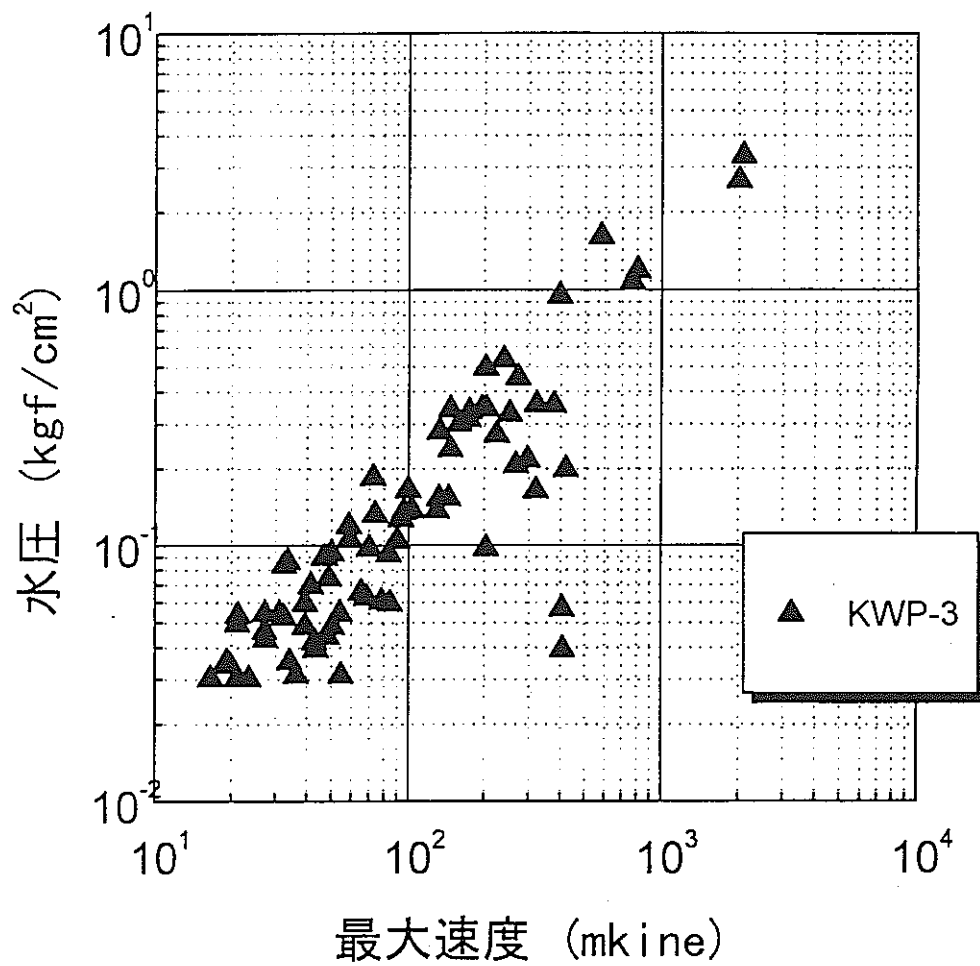


図 2.2.2-2(4) K-3 の最大速度振幅 (水平 2 成分の平均) と KWP-3 での水圧変化の最大振幅との関係.

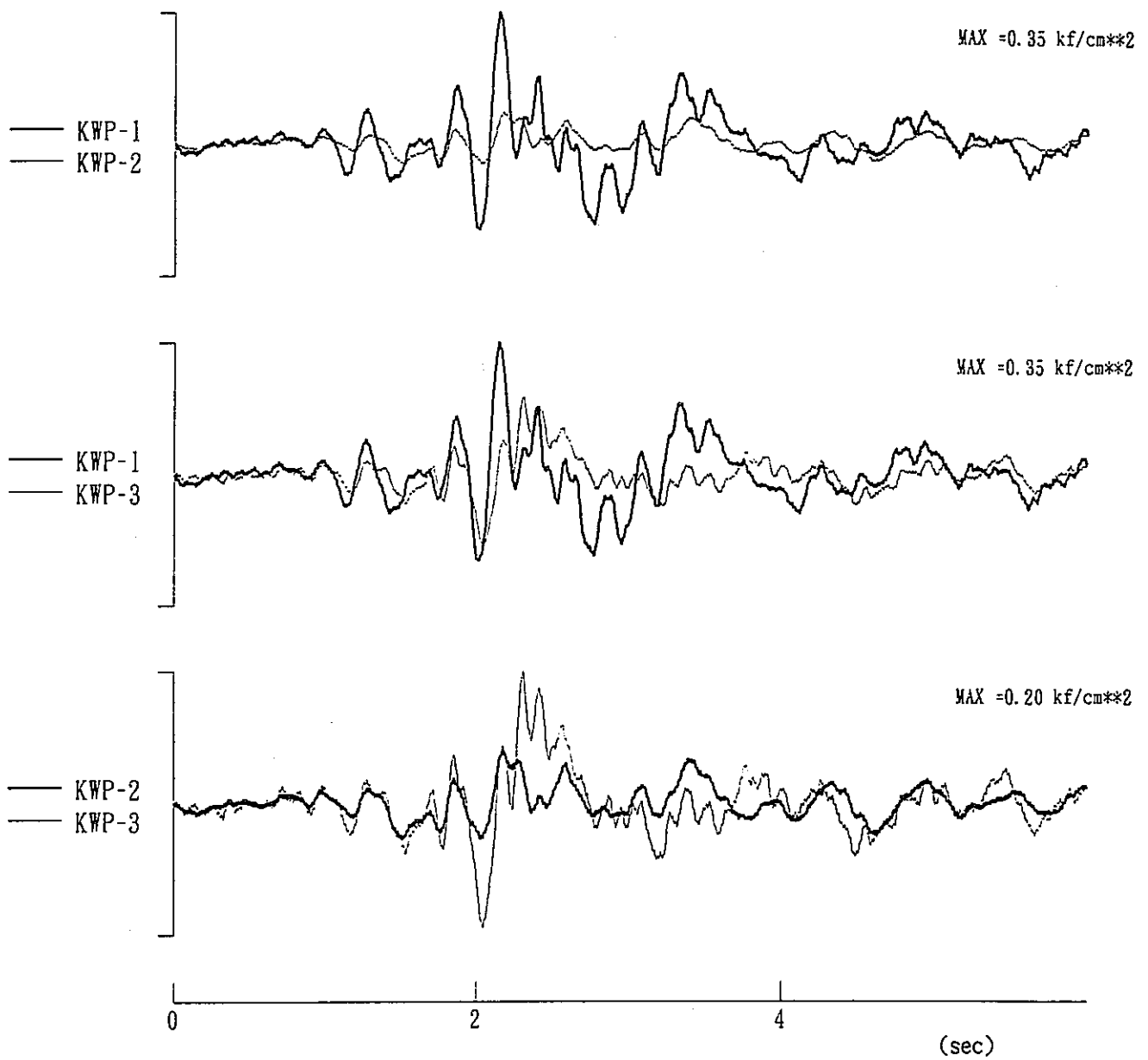


図 2.2.3-1(1) 地震に伴う KWP-1~KWP-3 での水圧波形の比較. 地震番号 331 の場合.

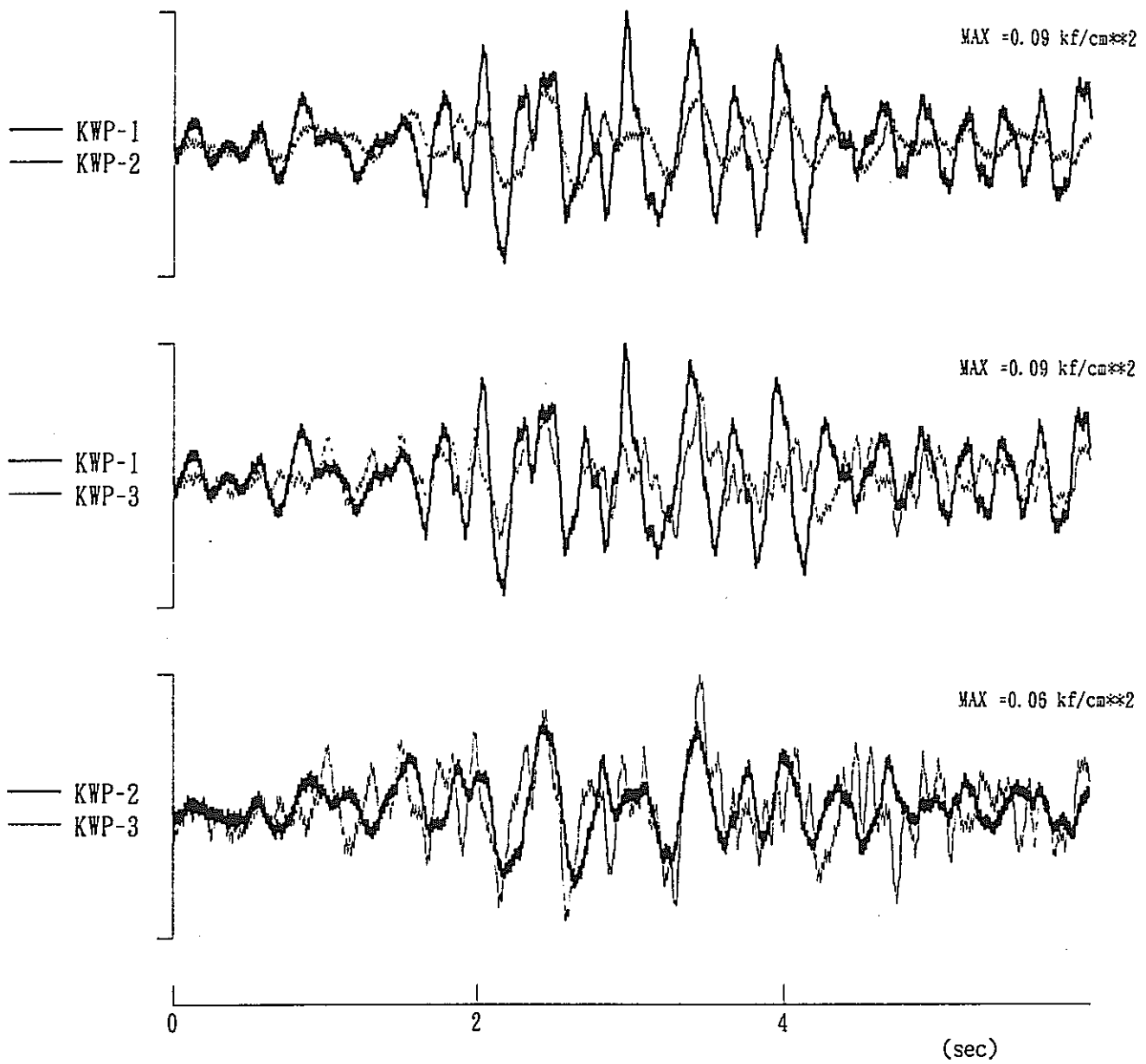
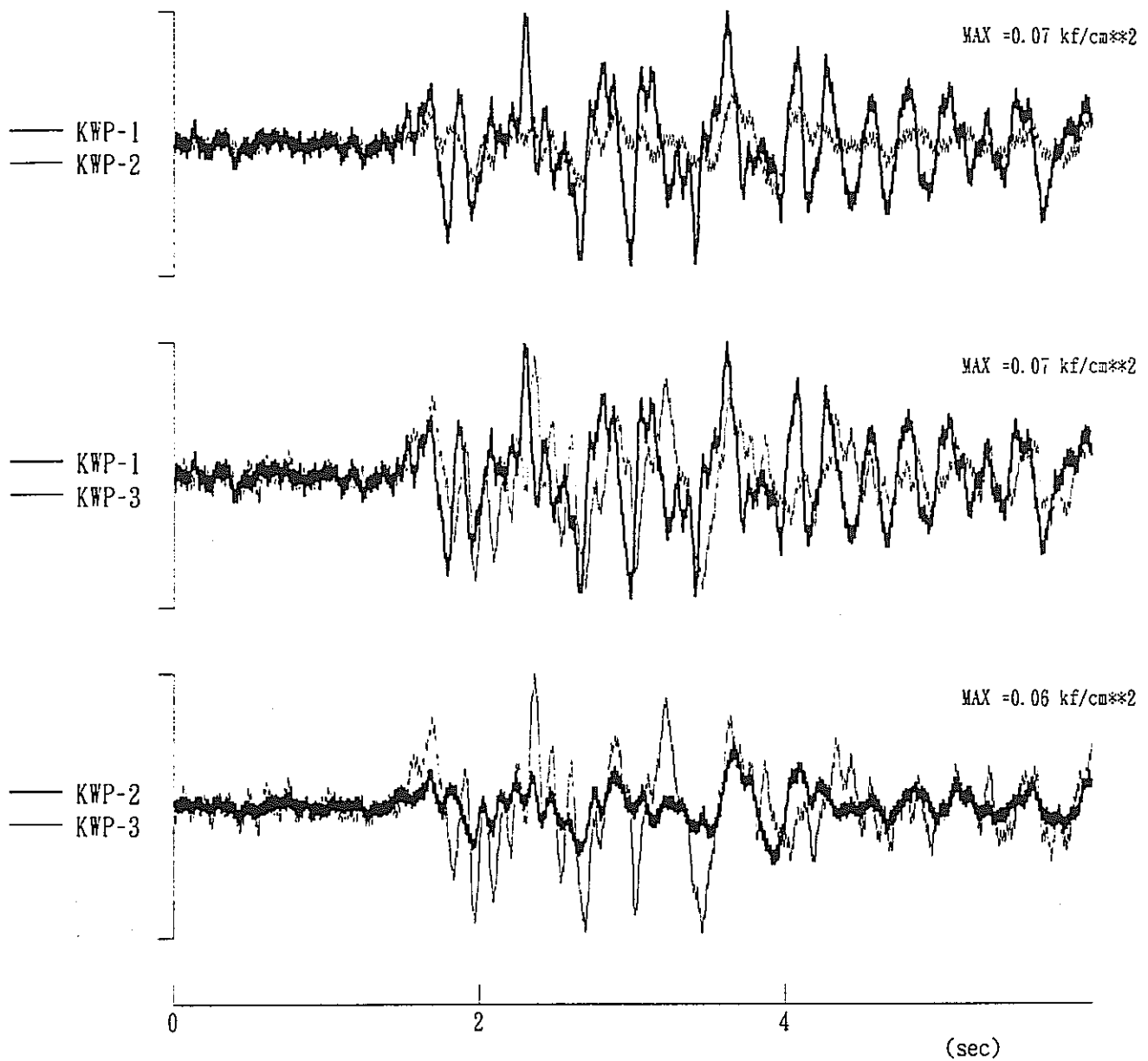


図 2.2.3-1(2) 地震に伴う KWP-1~KWP-3 での水圧波形の比較. 地震番号 337 の場合.



EQ-338

図 2.2.3-1(3) 地震に伴う KWP-1~KWP-3 での水圧波形の比較. 地震番号 338 の場合.

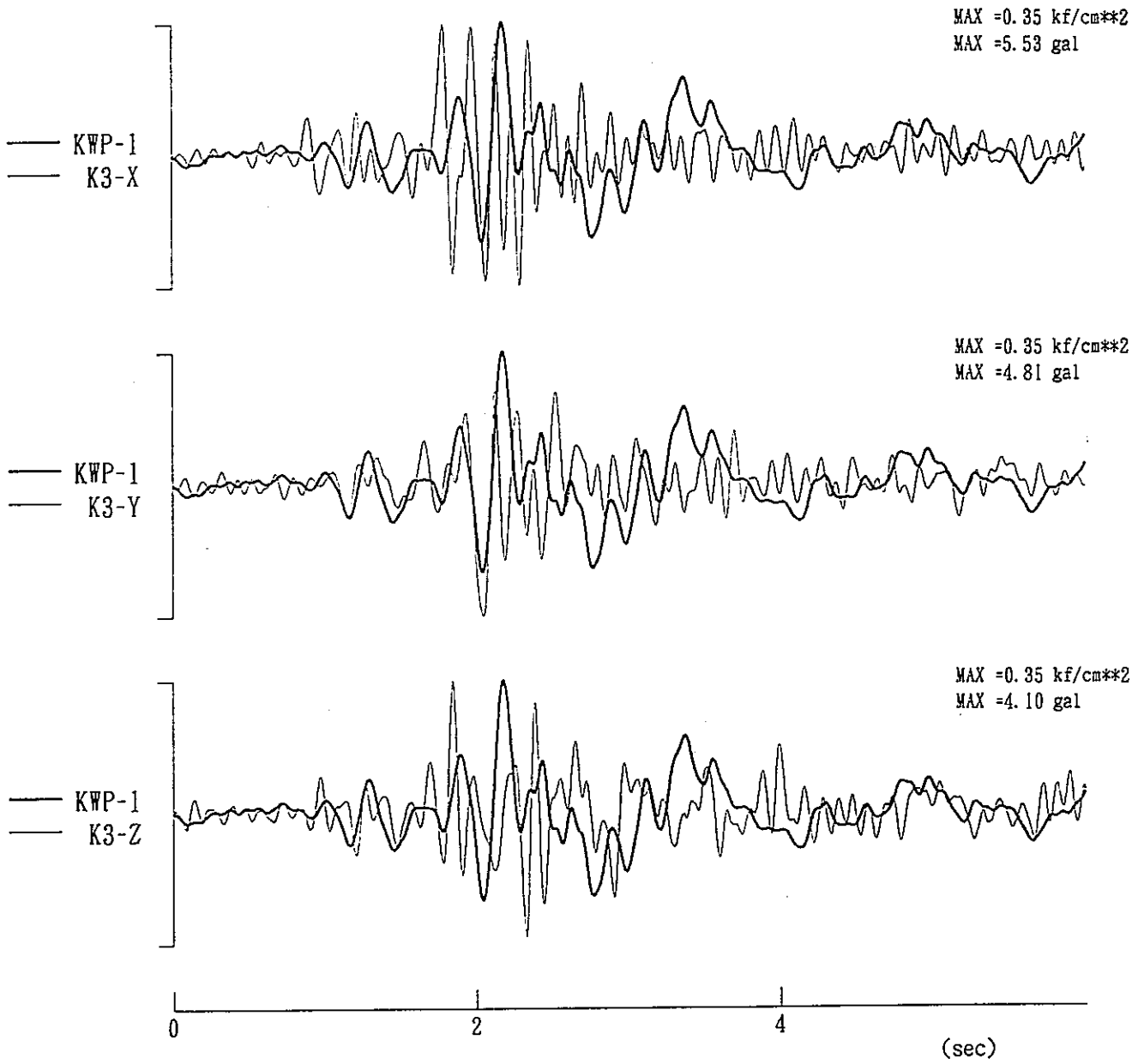


図 2.2.3-2(1) K-3 の加速度波形と KWP-1 の水圧波形の比較. 地震番号 331 の場合.
加速度波形は 10Hz のハイカットフィルターをかけてある.

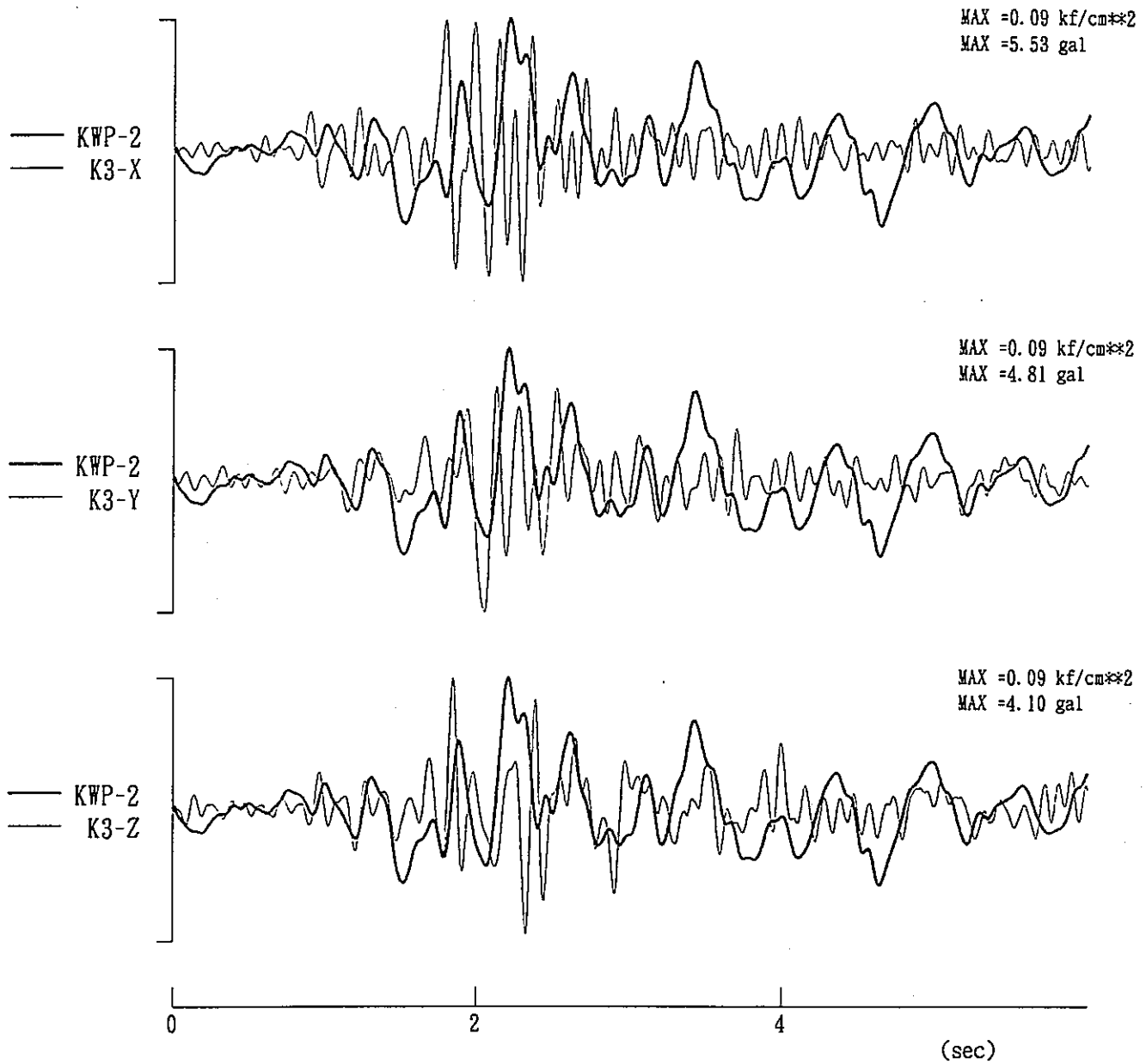


図 2.2.3-2(2) K-3 の加速度波形と KWP-2 の水圧波形の比較. 地震番号 331 の場合.
加速度波形は 10Hz のハイカットフィルターをかけてある.

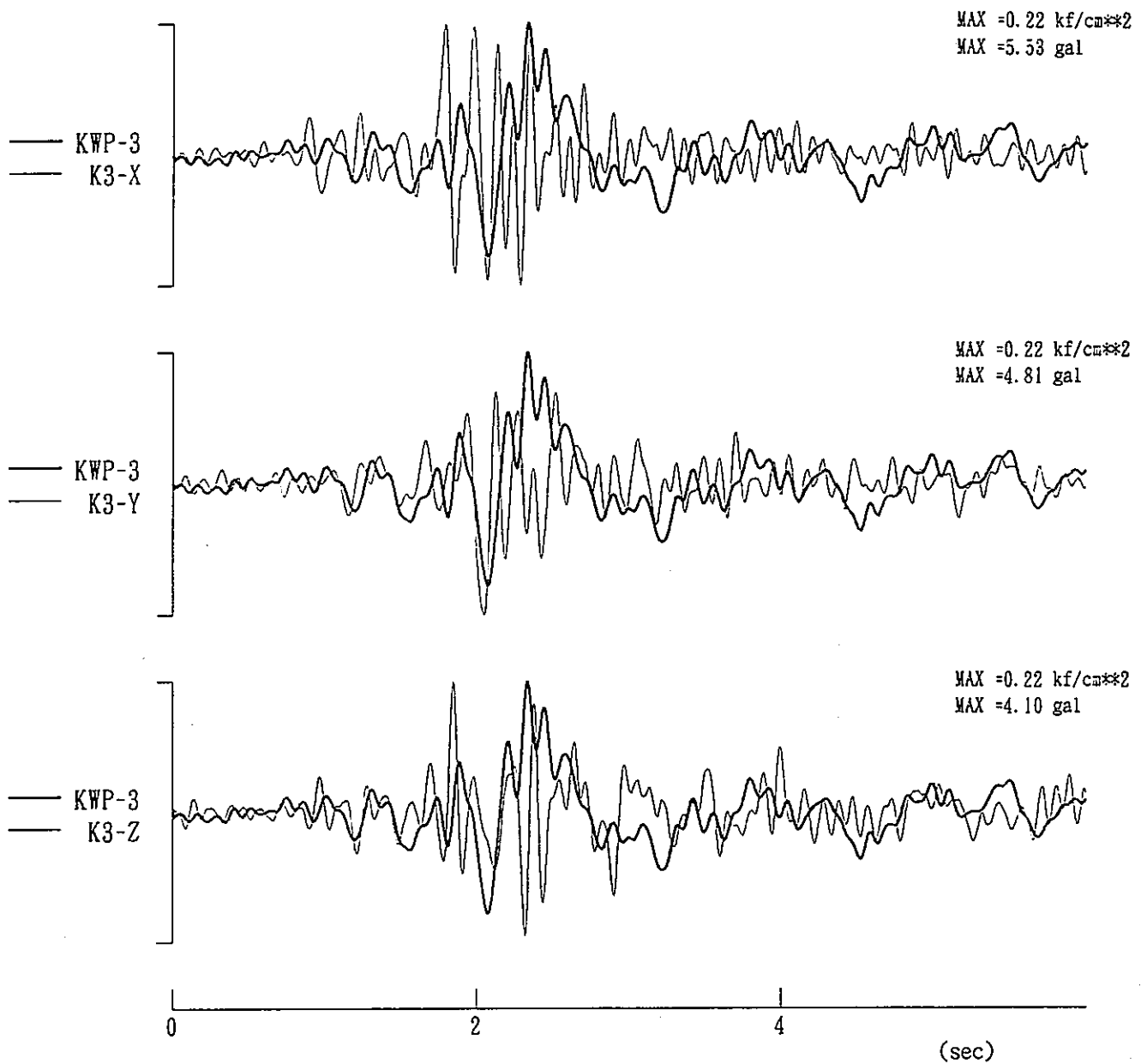


図 2.2.3-2(3) K-3 の加速度波形と KWP-3 の水圧波形の比較. 地震番号 331 の場合.
加速度波形は 10Hz のハイカットフィルターをかけてある.

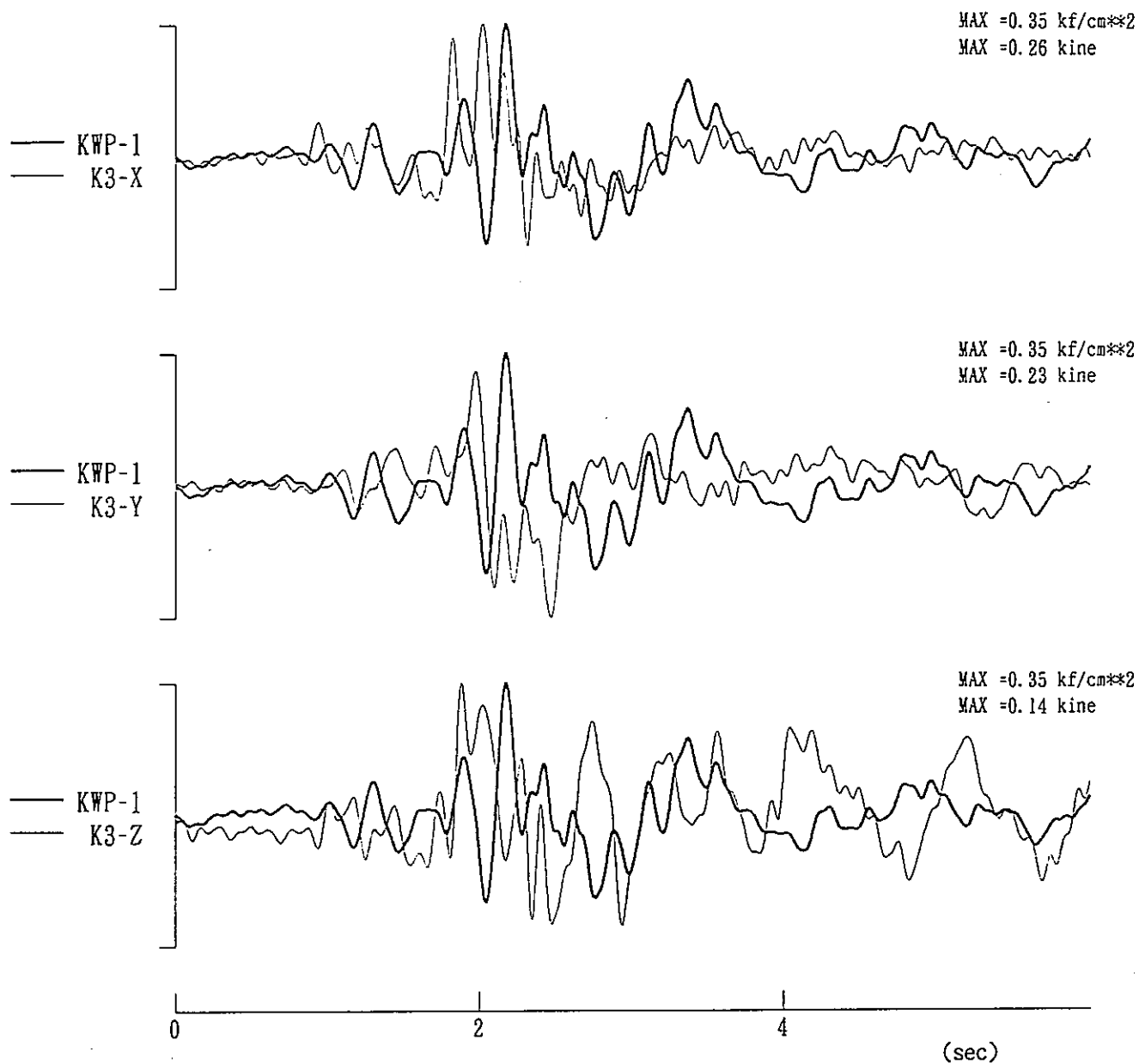


図 2.2.3-3(1) K-3 の速度波形と KWP-1 の水圧波形の比較. 地震番号 331 の場合.
速度波形は 10Hz のハイカットフィルターをかけてある.

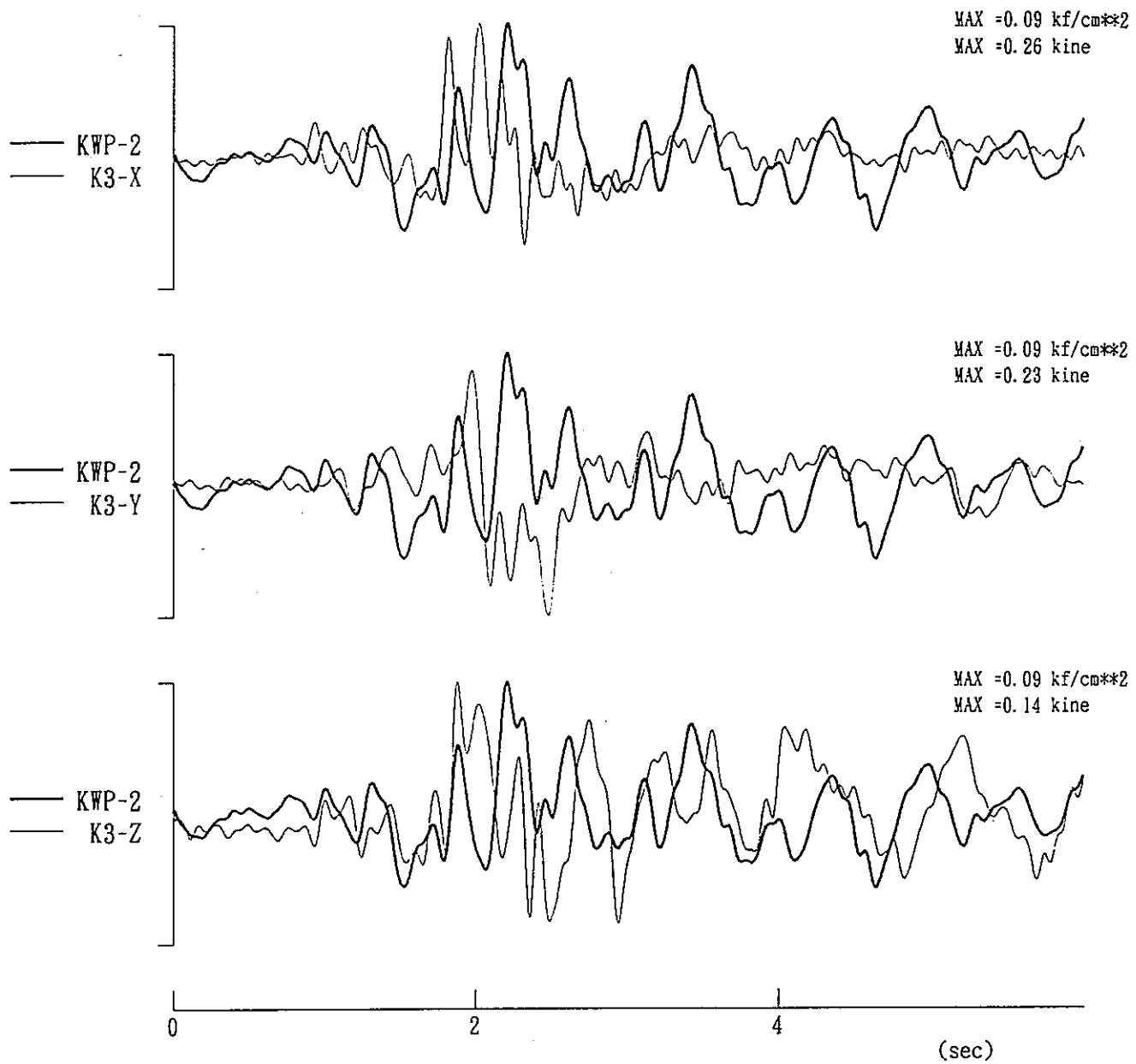


図 2.2.3-3(2) K-3 の速度波形と KWP-2 の水圧波形の比較. 地震番号 331 の場合.
速度波形は 10Hz のハイカットフィルターをかけてある.

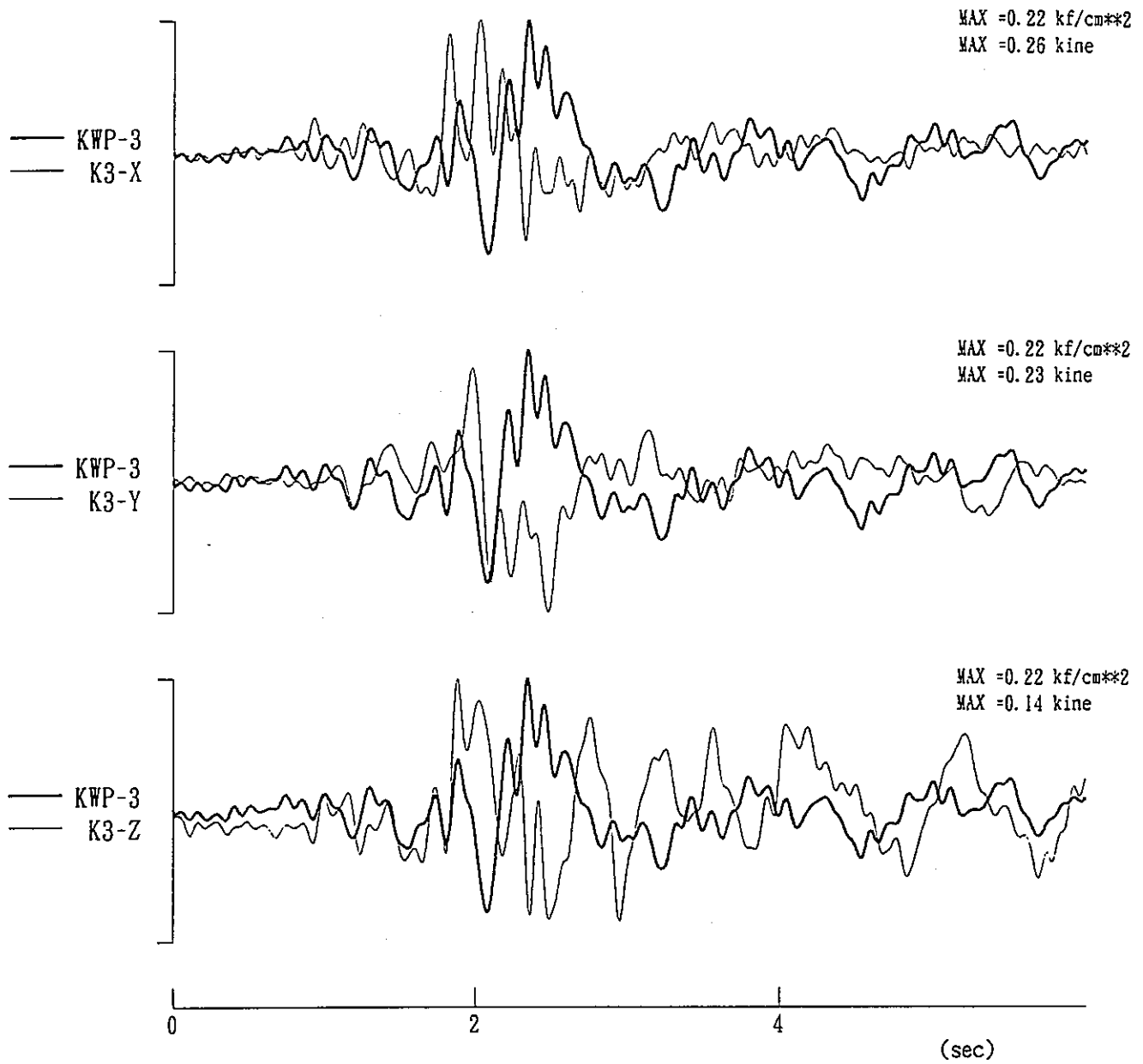


図 2.2.3-3(3) K-3 の速度波形と KWP-3 の水圧波形の比較. 地震番号 331 の場合.
速度波形は 10Hz のハイカットフィルターをかけてある.

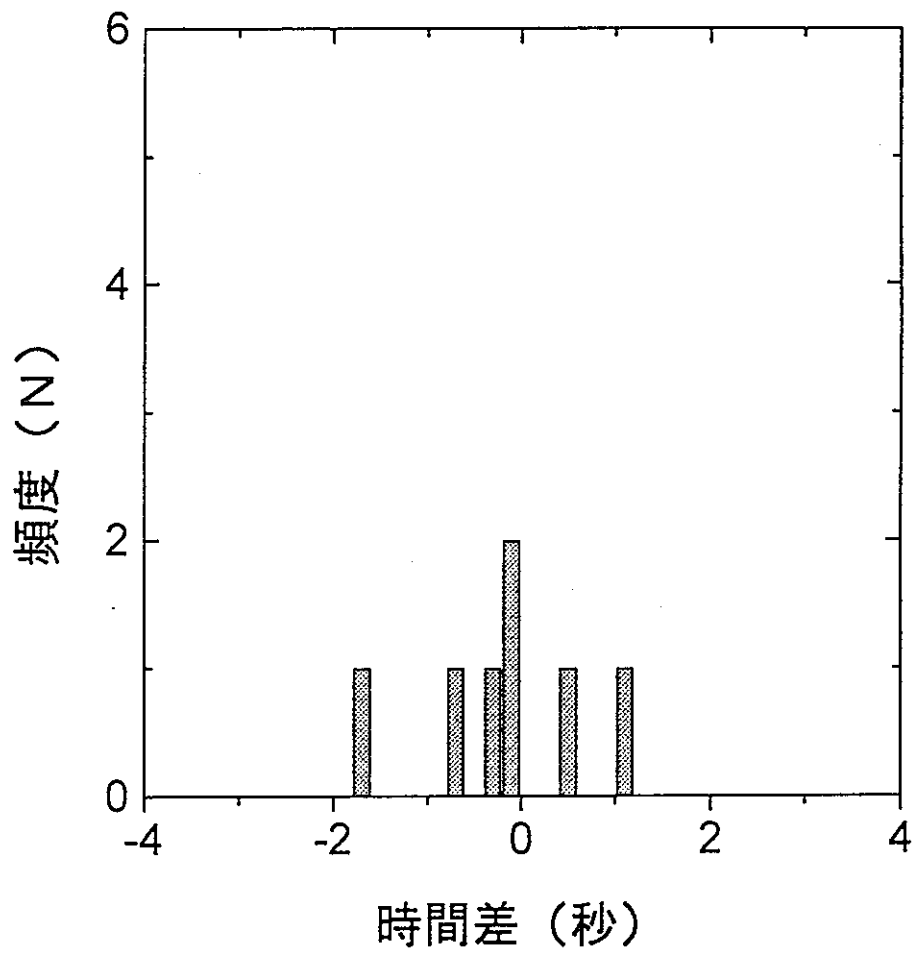


図 2.3.1-1 K-4 の加速度振幅が最大となる時間と岩盤歪み変化が最大となる時間との差の頻度分布.

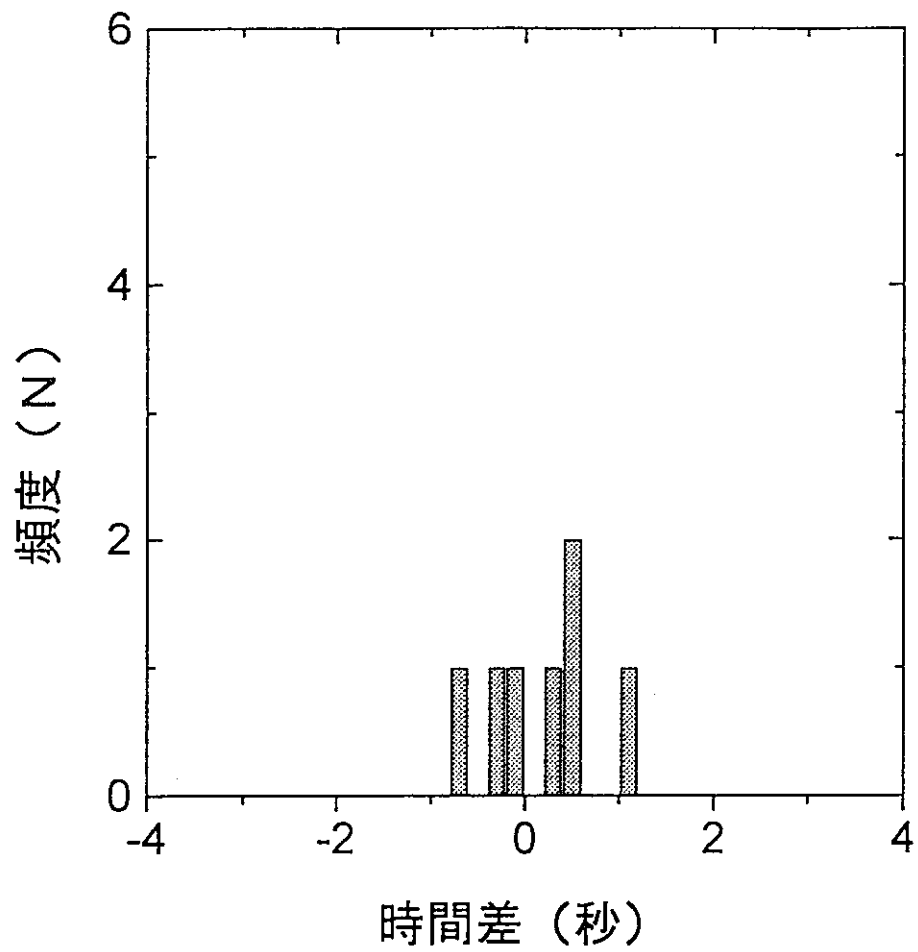


図 2.3.1-2 K-4 の速度振幅が最大となる時間と岩盤歪み変化が最大となる時間との差の頻度分布.

K-4

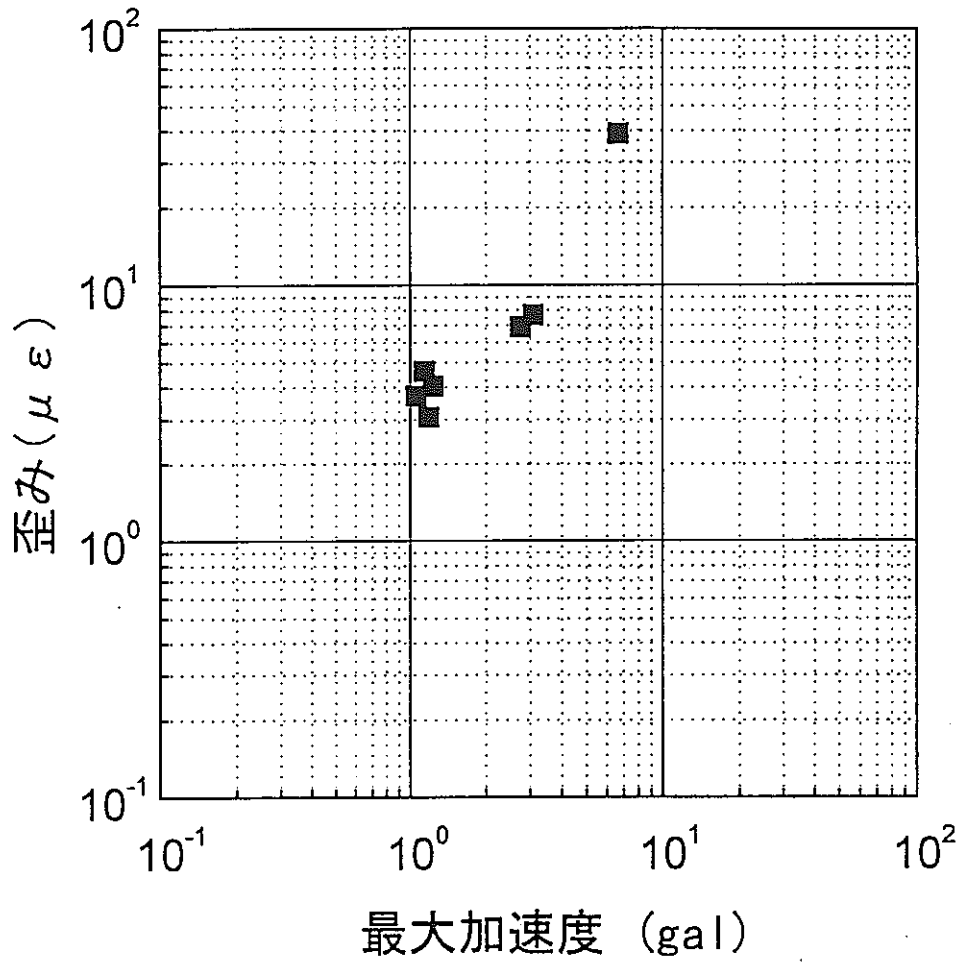


図 2.3.2-1 K-4 の最大加速度振幅（水平 2 成分の平均）と岩盤歪み化の最大振幅との関係。

K-4

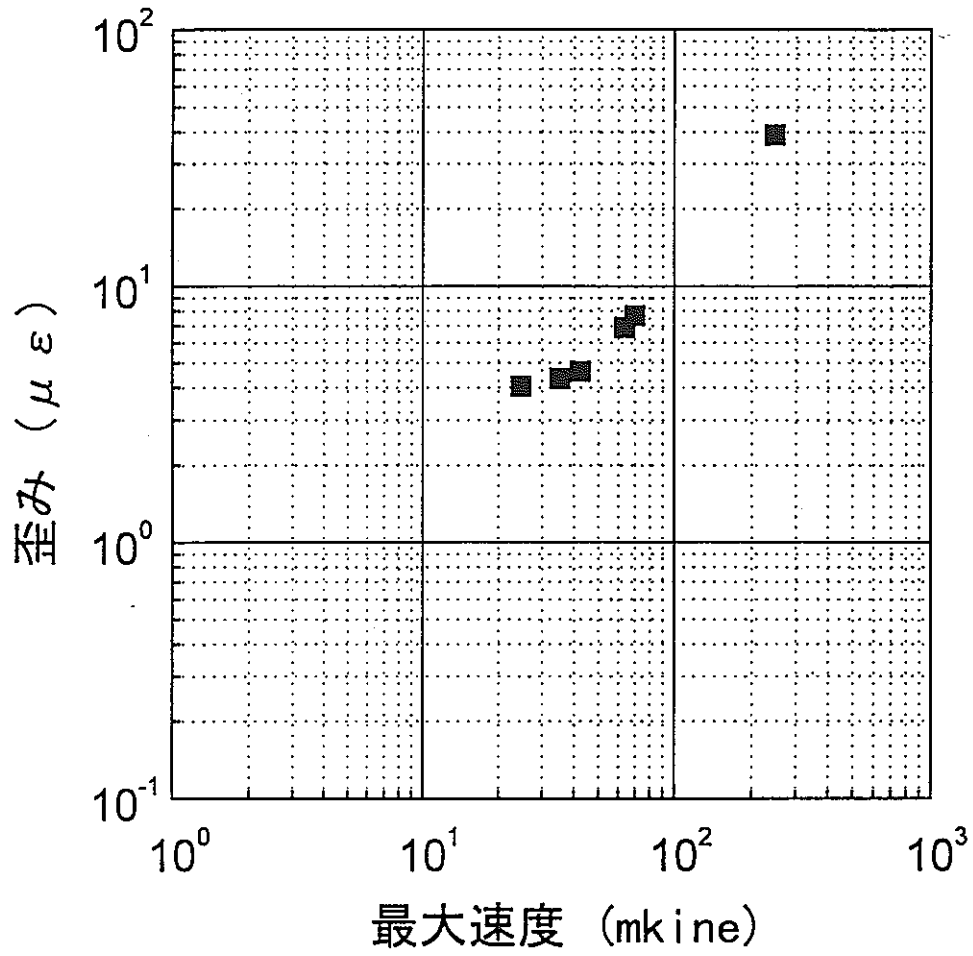


図 2.3.2-2 K-4 の最大速度振幅 (水平 2 成分の平均) と岩盤歪み化の最大振幅との関係.

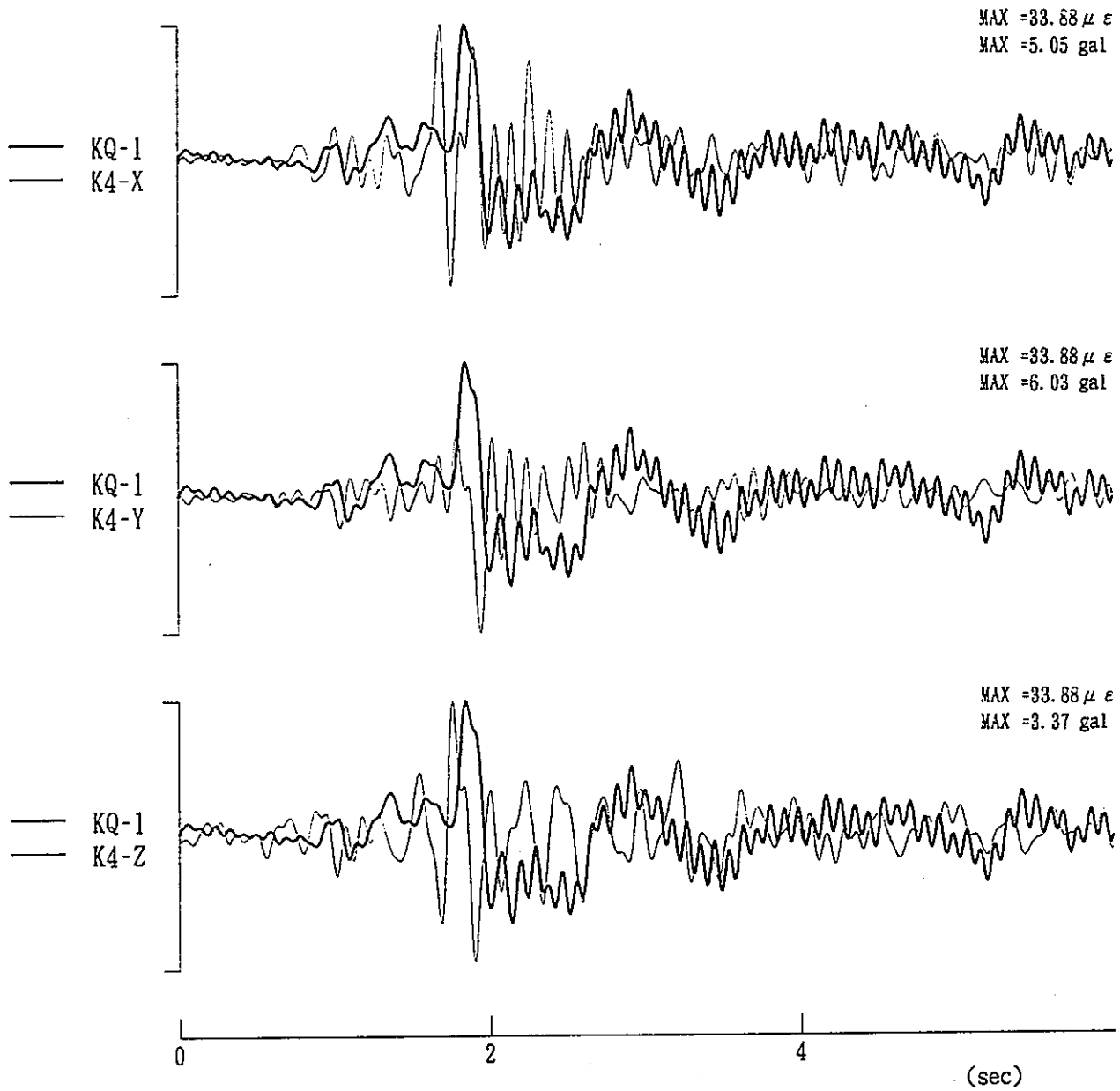


図 2.3.3-1(1) K-4 の加速度波形と岩盤歪み波形の比較 (地震番号 331).
波形は 10Hz のハイカットフィルターをかけてある.

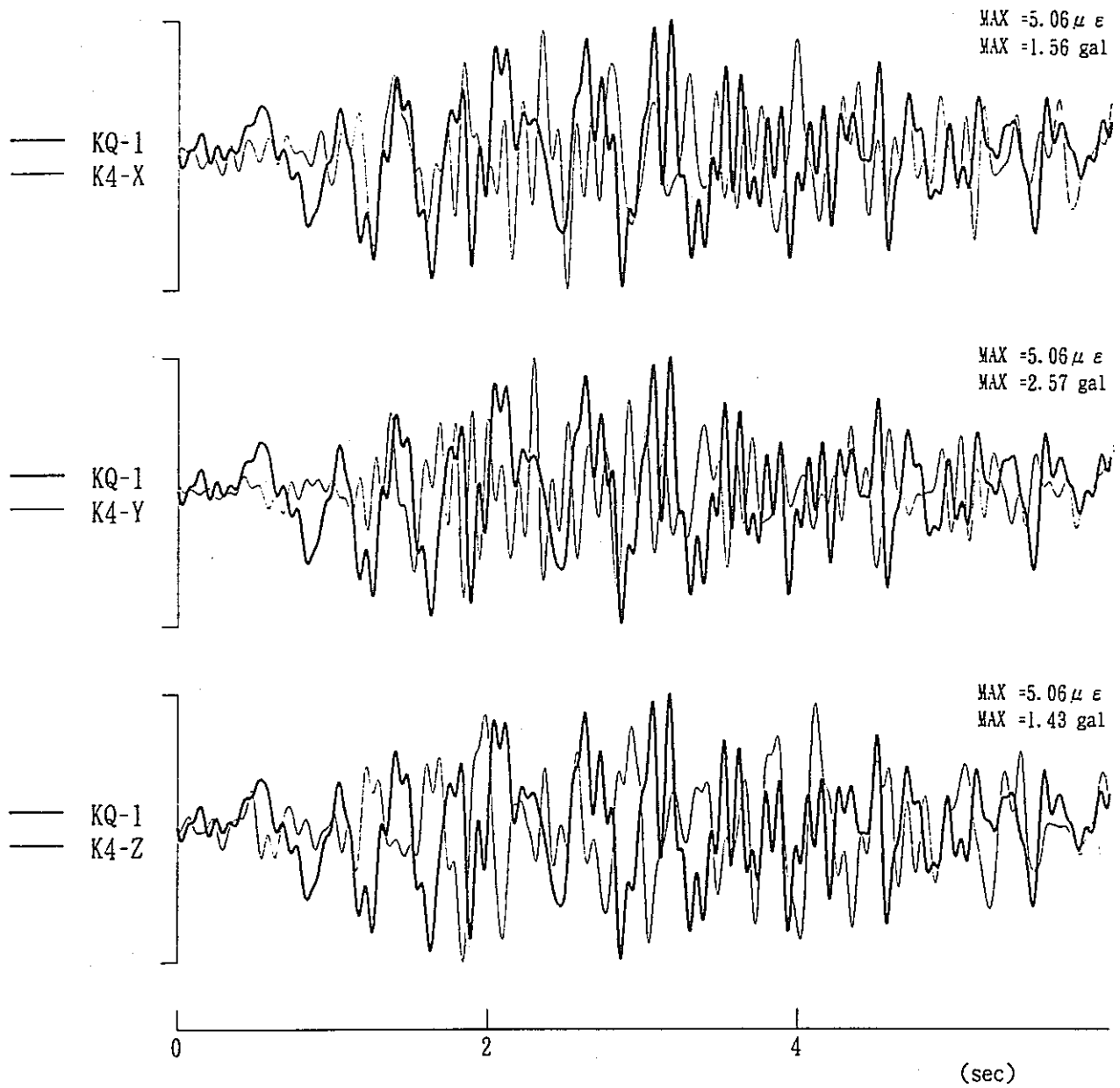


図 2.3.3-1(2) K-4 の加速度波形と岩盤歪み波形の比較 (地震番号 337).
波形は 10Hz のハイカットフィルターをかけてある.

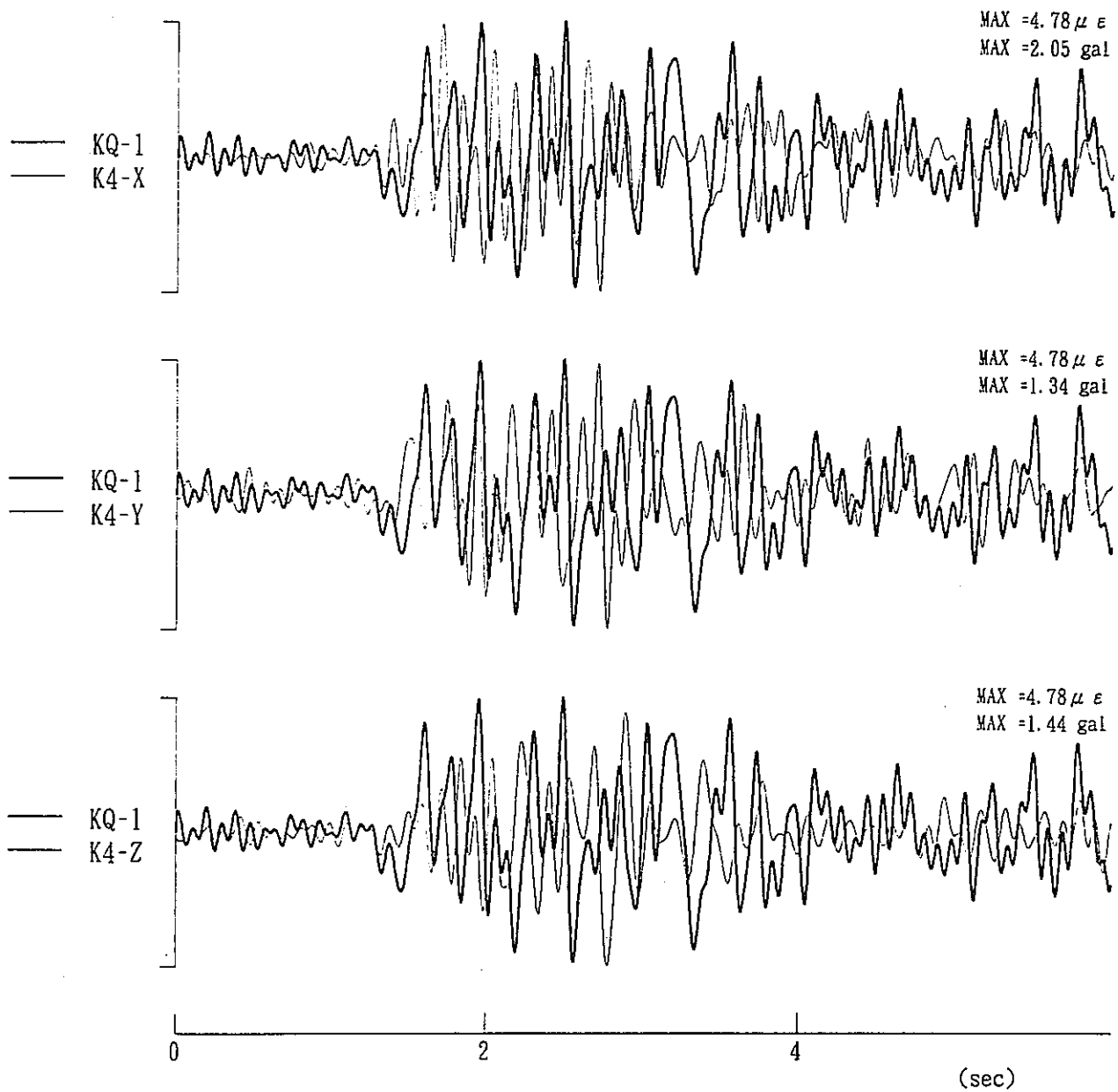


図 2.3.3-1(3) K-4 の加速度波形と岩盤歪み波形の比較 (地震番号 338) .
波形は 10Hz のハイカットフィルターをかけてある.

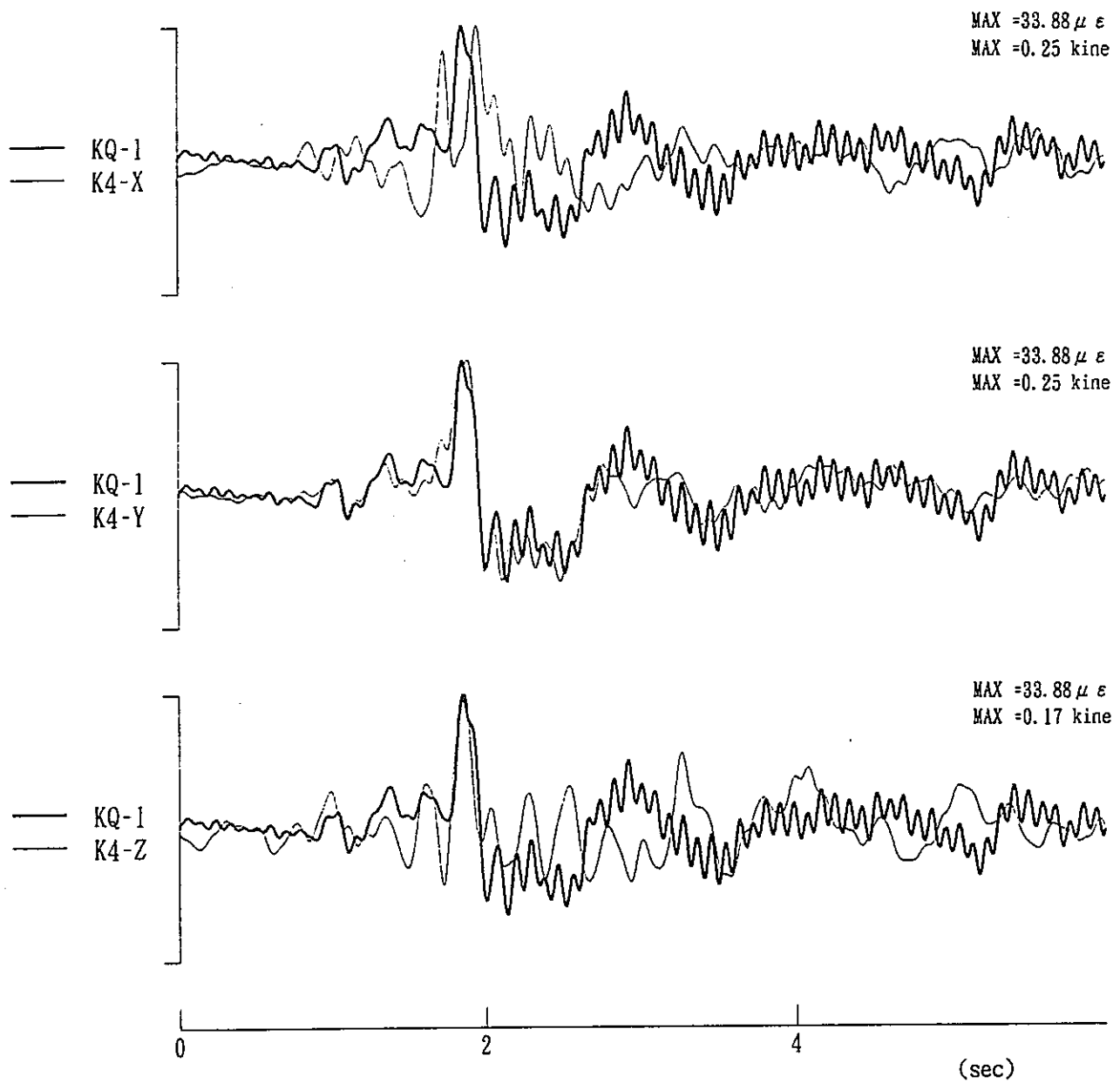


図 2.3.3-2(1) K-4 の速度波形と岩盤歪み波形の比較 (地震番号 331) .
波形は 10Hz のハイカットフィルターをかけてある.

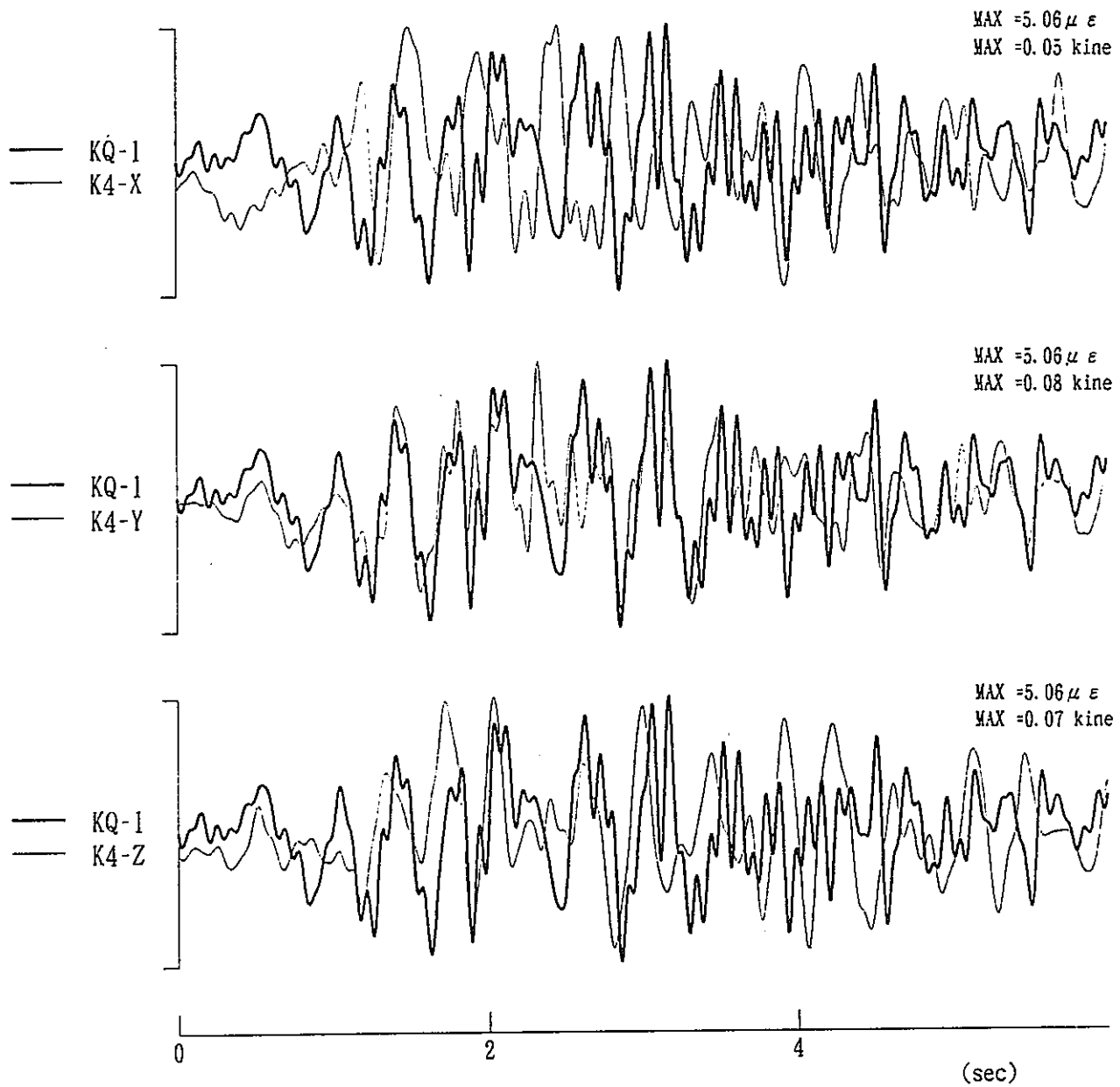


図 2.3.3-2(2) K-4 の速度波形と岩盤歪み波形の比較 (地震番号 337) .
波形は 10Hz のハイカットフィルターをかけてある.

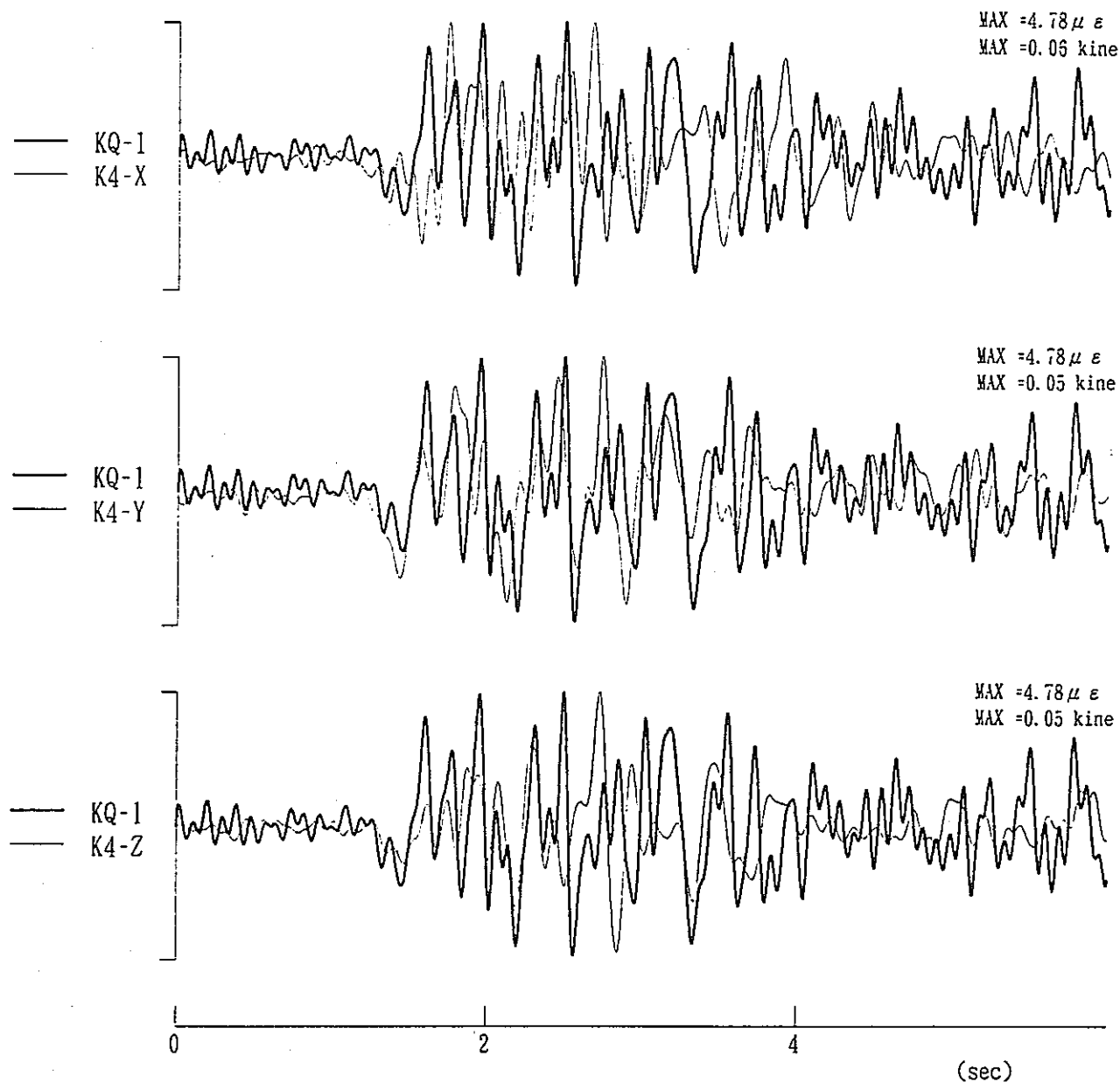


図 2.3.3-2(3) K-4 の速度波形と岩盤歪み波形の比較 (地震番号 338).
波形は 10Hz のハイカットフィルターをかけてある.

(FC = 10Hz)

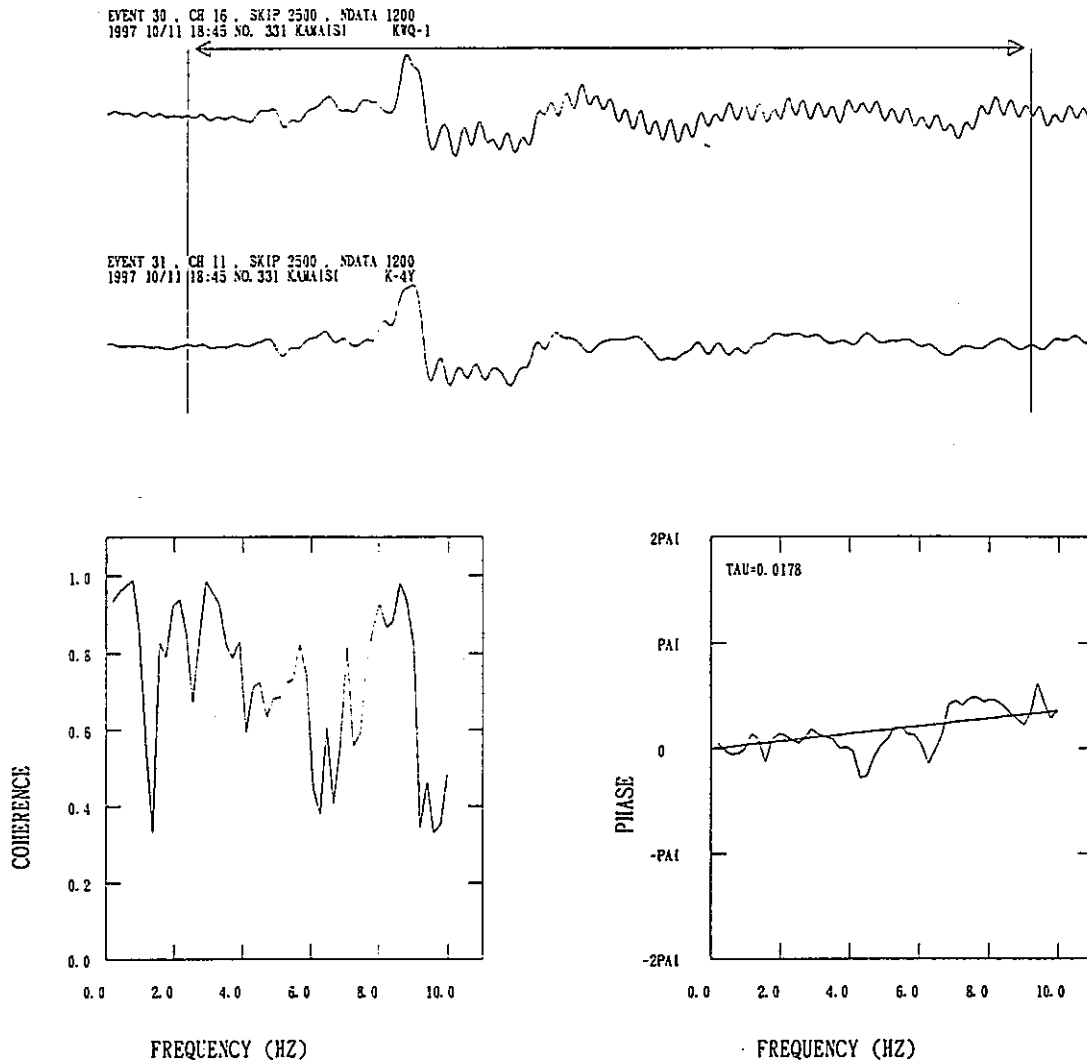


図 2.3.3-3(1) 地震番号 331 の K-4 における速度波形の EW 成分と岩盤歪み波形のクロススペクトル. 10Hz のハイカットフィルターをかけた場合. 上図: 速度波形と岩盤歪み波形, 左下図: コヒーレンス, 右下図: 位相差

(FC = 5Hz)

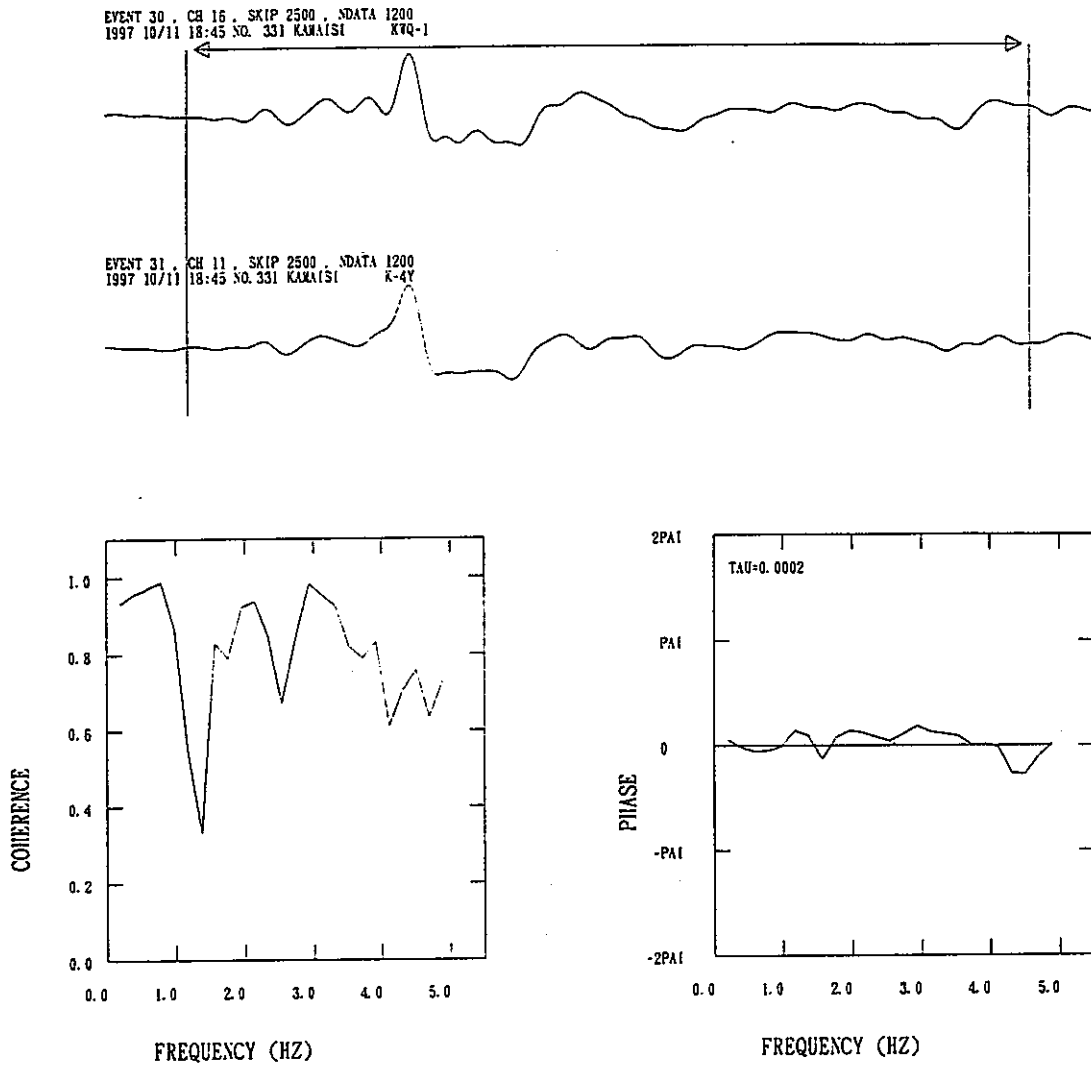


図 2.3.3-3(2) 地震番号 331 の K-4 における速度波形の EW 成分と岩盤歪み波形のクロススペクトル. 5Hz のハイカットフィルターをかけた場合. 上図: 速度波形と岩盤歪み波形. 左下図: コヒーレンス. 右下図: 位相差

3. 想定される最大地震時の水圧変化の検討

地震によって生じる現実の地下水変動は、断層運動の静的変形場に規定されるのみならず、地震波の伝播による岩盤の動的変形にも強く依存している。しかも、静的・動的変形に対する地下水の応答は、個々の地下水系に固有の特性にも依存して一様ではない。巨大地震を除く通常地震では、断層面の拡がりは大きくないので、直下の地震でない限り、相対的には、地震波による岩盤の動的変形に起因する地下水変動がより重要であろう。しかし、M8クラスの巨大地震の場合は、断層面自体のサイズが(100～200km×40～60km)と極めて大きく、相対変位も数m或るいはそれ以上に達する為、その断層運動の静的変形場の拡がり、断層面の何倍もの広範囲に及ぶ。従って、M8クラスの巨大地震の場合、静的変形に起因する地下水変動は、中・小の地震や遠地震に比べ、はるかに重要なものとなる。

日本列島の太平洋側には、しばしば、M8クラスの巨大地震が発生している。東北日本の三陸沖では、慶長、明治、昭和の巨大地震が知られている。慶長および昭和の三陸地震は、正断層型の巨大地震と考えられているが、明治の三陸地震は低角衝上型の巨大地震であるとされる。一方、西南日本の太平洋側では、南海トラフ沿いに100～200年にの一度の割合で、低角衝上型の巨大地震が起っている。日本列島の太平洋側海溝に、M=8クラスの低角衝上型巨大地震が発生する場合、その断層運動の静的変形場を考えると、日本列島側の陸域は、基本的には、引張変形域となる。そして、これは地下水圧の低下を引き起こす。地球潮汐に対する地下水応答から推論すれば、 10^8 の体積歪みに対し最大4～5cmの水位低下を考えれば良いことになるので、 10^6 の静的体積歪みに対しては、最大4～5m程度の水位低下が考えられる。一方、慶長および昭和の三陸地震のような正断層型の巨大地震が太平洋側に起れば、陸域は圧縮変形域となり、同程度の地下水圧の増加が考えられる。

津波の被害記録などを利用して歴史地震に対しても地震の断層パラメーターが推定されているので、近代的な測地や地震の観測が行われる以前に起った巨大地震についても、地震による静的変形場は比較的容易に求めることができる。ここでは、(1)断層パラメーターから静的変形場を計算し、大地震の静的変形場による地下水圧変化を推定する方法について記し、(2)この方法により、歴史地震も含む東北日本の巨大地震について、釜石地域での地下水変化を評価し、(3)最後に、1994年12月18日に起った「三陸はるか沖地震」を例に、釜石鉾山での間隙水圧の連続観測結果と「三陸はるか沖地震」の断層モデルによる静的変形場による水圧変化の計算結果とを比較し、その計算結果を評価するとともに、地震に伴う間隙水圧変化の意味とその大きさについて更に検討する。

3.1 地震の断層パラメーターによる静的変形場の計算手法と水圧変化の推定

断層運動のパラメーターを用いて、地表面での変形(面積歪みなど)を計算することが出来る(Sato and Matu'ura, 1974)。この結果より、地球表面での体積歪みは、「体積歪み = (2/3) × 面積歪み」として求めることが出来る。図3.1-1に示した計算例は、典型的な逆断層の場合についての計算結果である。30°の傾斜角を持つ(80km×40km)の断層面

が 4m 変位する場合について、断層周辺における面積歪みの分布を求めている。地震の断層パラメーターについては、図 3.1-2 に示した。計算方法などに関する詳しい議論は、Sato and Matu'ura(1974)を参照されたい。断層面の長辺側には、広い引張変形域が拡がり、断層面の短辺側には、狭い圧縮変形域が分布している。断層から無限遠にある地点では変位はゼロであるが、断層上盤は図の右方向への変位成分を持ち、断層下盤は左方向への変位成分を持つ為、断層面を挟んで、左右両側に広い引張変形域が生じることになる。断層面を挟んで、各々の変位方向に広い引張変形域が生じると理解してよい。一方、図の断層面を挟んだ上下の領域では、上盤による右方向への変位と、下盤による左方向への変位が重なる為、圧縮域が出現すると理解すれば良い。この逆断層が太平洋側の海溝付近に起るとすれば、日本列島の陸域は、左側の広い引張変形域に位置することになる。これが、日本列島の太平洋側海溝に M8 クラスの低角衝上型巨大地震が発生する場合、日本列島側の陸域は引張変形域となると考える理由である。

1946 年の南海道地震の場合(川辺, 1991)を例にして、もう少し具体的に検討した結果を次ぎの図 3.1-3 に示す。この巨大地震の場合は、純粋な逆断層ではなく、右横ずれ成分も合わせ持つ逆断層であり、大きさ、傾斜角、変位がやや異なる二つの断層面を考えることによって、測地データは良く説明出来るとされている(岩崎・松浦, 1981)。断層を挟んで、断層の変位方向にある両側の地域に引張変形域が広く分布し、圧縮域は断層の変位と直交する方位に生じている。この特徴は、先ほどの、典型的な逆断層の場合と共通している。断層面の北側に位置する陸側では、断層面自体も含め断層面の約 3 倍の領域 (300km × 200km) で、静的変形による面積歪みは 10^4 を越える。従って、この領域外では、水位低下は 4 ~ 5m を越えることはないと考えてよい。これは、あくまでも、地震波による岩盤の動的変形に起因する地下水変動を考えない場合の推論であるが、海溝に沿って起る低角衝上型巨大地震による静的変形がどの程度の地下水変動を引き起こすかを推定する目安としては重要である。

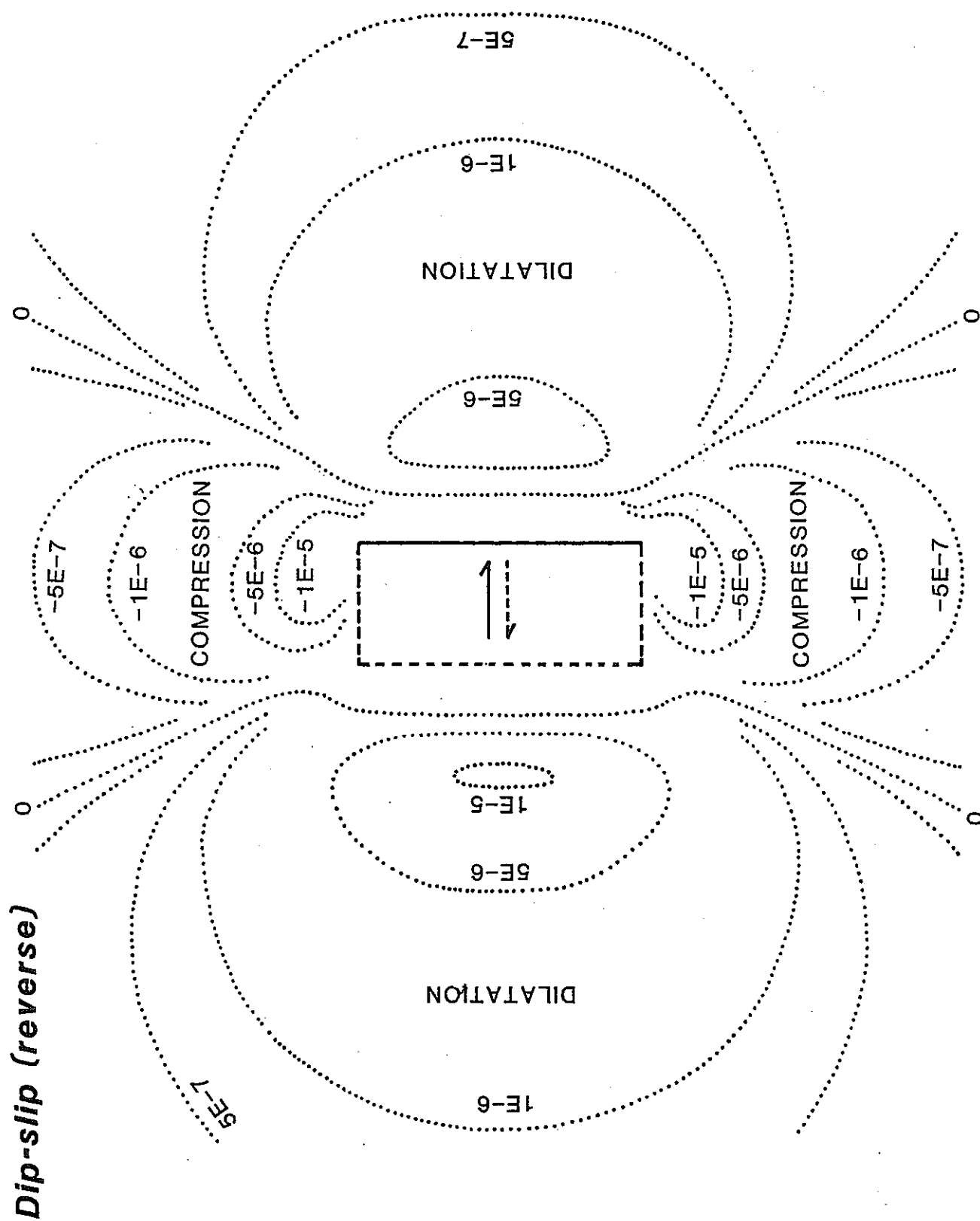
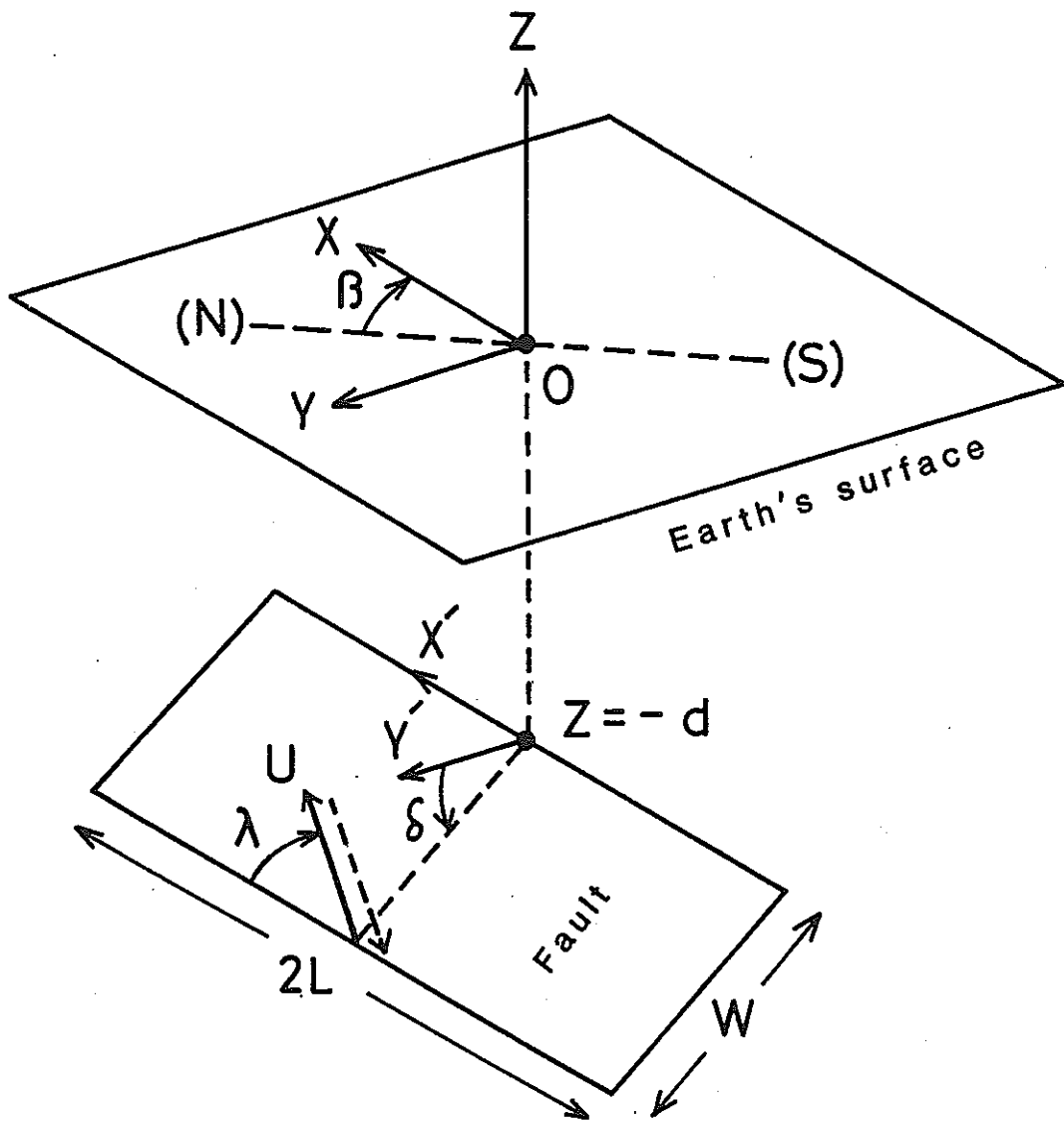


図 3.1-1 傾斜角 30 度の断層面 (80km×40km) が 4m 変位する逆断層運動に伴う周辺での面積歪みの分布. 断層パラメーター値は図 4 に記載.



$$2L = 80 \text{ km}, W = 40 \text{ km}, U = 4 \text{ m}$$

$$\delta = -30^\circ, \lambda = -90^\circ, d = 2 \text{ km}$$

図 3.1-2 断層パラメーターの定義と図 3 の逆断層に対するパラメーターの値.

3.2 ケーススタディ：東北日本の巨大地震静的変形場と釜石地域の地下水位への影響評価

3.2.1 解析に使用する地震について

「想定される最大地震」ということで、解析に使用する地震の選定については、「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」（昭和56年7月20日原子力安全委員会決定）中の「5.耐震設計評価法－(3)基準地震動の評価法」を参考とした。以下にその抜粋を記す。

発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針（昭和56年7月20日原子力安全委員会決定） [抜粋]

5. 耐震設計評価法

(3) 基準地震動の評価法

原子炉施設の耐震設計に用いる地震動は、敷地の解放基盤表面における地震動に基づいて評価しなければならない。

敷地の解放基盤表面において考慮する地震動（以下「基準地震動」という。）は、次の各号に定める考え方により策定されていなければならない。

- ① 基準地震動は、その強さの程度に応じ2種類の地震動 S_1 及び S_2 を選定するものとする。
 - (i) 上記基準地震動 S_1 をもたらす地震（「設計用最強地震」という。）としては、歴史的資料から過去において敷地又はその近傍に影響を与えたと考えられる地震が再び起こり、敷地及びその周辺に同様の影響を与えるおそれのある地震及び近い将来敷地に影響を与えるおそれのある活動度の高い活断層による地震のうちから最も影響の大きいものを想定する。
 - (ii) 上記基準地震動 S_2 をもたらす地震（「設計用限界地震」という。）としては、地震学的見地に立脚し設計用最強地震を上回る地震について、過去の地震の発生状況、敷地周辺の活断層の性質及び地震地体構造に基づき工学的見地からの検討も加え、最も大きいものを想定する。
- ② 基準地震動、 S_1 、 S_2 を生起する地震については、近距離及び遠距離地震を考慮するものとする。なお、基準地震動 S_2 には、直下地震によるものもこれに含む。
- ③ 基準地震動の策定に当っては以下の各項を十分に考慮するものとする。
 - (i) 敷地及びその周辺地域に影響を与えた過去の地震について、そのマグニチュード、震央、震源、余震域及びその時の地震動の最大強さ（またはその推定値）と震害状況（建造物の被害率、墓石の転倒等を含む。）
 - (ii) 過去の破壊的地震動の強さの統計的期待値
 - (iii) 地震のマグニチュード及びエネルギー放出の中心から敷地までの距離
 - (iv) 過去の観測例、敷地における観測結果及び基盤の岩室調査結果
- ④ 上記により、基準地震動は、次のそれぞれが適切であると評価できるものでなければならない。
 - (i) 地震動の最大振幅
 - (ii) 地震動の周波数特性

(iii) 地震動の継続時間及び振幅包絡線の継続的变化

以下略

以上より本研究では S₁「設計用最強地震」を想定するものとし、「歴史的資料から過去において敷地又はその近傍に影響を与えたと考えられる地震が再び起こり、敷地及びその周辺に同様の影響を与えるおそれのある地震」を想定することとした。

東北日本の日本海沿岸や太平洋沿岸には、幾つかの巨大地震や大地震が起っている。そこで歴史的史料における釜石あるいはその近傍に影響を与えた地震を探した。条件としては M7 以上で、三陸沿岸に被害があったものとした。また、比較のために太平洋側ばかりでなく、日本海側の地震についても 1 例選定することとした。選定には国立天文台編の理科年表平成 10 年度版および佐藤良輔編「日本の地震断層パラメーター・ハンドブック」を使用した。表 3.2.1-1 に選定した地震の理科年表の記載の抜粋を示す。また、それらの地震の震央位置図を図 3.2.1-1 に示す。

表 3.2.1-1 解析に使用した地震一覧

番号	西暦(日本歴)	北緯	東経	M=マグニチュード	地域:被害適用
74	1611 12 2 (慶長 16 10 28)	39.0° N	144.4° E	M8.1	三陸沿岸および北海道東岸:三陸地方で強震。震害は軽く、津波の被害が大きかった。伊達領内で死 1783, 南部・津軽で人馬の死 3 千余という。三陸沿岸で家屋の流出が多く、北海道東部でも溺死が多かった。1933 年の三陸地震津波に似ている。[4]
286	1896 6 15 (明治 29)	39 1/2° N	144° E	M8 1/2	三陸沖:『明治三陸地震津波』:震害はない。津波が北海道より牡鹿半島にいたる海岸に襲来し、死者は青森 343, 宮城 3452, 北海道 6, 岩手 18158。家屋流失全半壊 1 万以上, 船の被害約 7 千。波高は, 吉浜 24.4m, 綾里 38.2m, 田老 14.6m など。津波はハワイやカリフォルニアに達した。M は津波を考慮したもの。[4]
342	1933 3 3 (昭和 8)	39.2° N	144.5° E	M8.1	三陸沖:『三陸地震津波』:震害は少なかった。津波が太平洋岸を襲い、三陸沿岸で被害は甚大。死・不明 3064, 家屋流失 4034, 倒壊 1817, 浸水 4018。波高は綾里湾で 28.7m にも達した。日本海溝付近で発生した巨大な正断層型地震と考えられている。[3]
432	1994 12 28 (平成 6)	40.5° N	143.7° E	M7.5	『平成 6 年三陸はるか沖地震』:震度 6 の八戸を中心に被害, 死 3, 傷 788, 住家全半壊 501。道路や港湾の被害もあった。弱い津波があった。
423	1983 5 26 (昭和 58)	40.4° N	139.0° E	M7.7	秋田県沖:『昭和 58 年日本海中部地震』:被害は秋田県で最も多く, 青森・北海道がこれに次ぐ。日本全体で死 104 (うち津波によるもの 100), 傷 163 (同 104), 建物全壊 934, 半壊 2115, 流失 52, 一部破損 3258, 船沈没 255, 流失 451, 破損 1187。津波は早い所では津波警報発令以前に沿岸に到達した。石川・京都・島根など遠方の府県にも津波による被害が発生した。[2~3]

* なお、記事の最後の[]内は今村・飯田による津波の規模で、最大津波被害海岸での波高が、50cm 以下(無被害)は-1、1m 前後は 0、2m 前後は 1、4~6m 程度は 2、10~20m 程度は 3、最大 30m 以上は 4 を目安に、被害状況も考慮して決められる。

また、釜石の地震研究で用いられてきた、Dobrovolsky *et al.*(1979)および Okada(1995)のよる震央/震源距離とマグニチュードの関係図に本検討で用いた地震を加えた図を図 3.1.2-2 および 3 に示し、計算された理論歪み量を表 3.2.1-2 に示す。

表 3.2.1-2 検討で用いた歴史地震の理論歪み量

地震名	震央距離	震源距離	M	理論歪み量	
				Dobrovolsky	Okada
慶長三陸沖地震	213.4km	213.4km	8.1	2.2×10^5	2.9×10^6
明治三陸沖地震	205.6km	205.6km	8.5	8.2×10^5	1.3×10^5
三陸沖地震	250.6km	250.6km	8.1	1.4×10^5	1.8×10^6
三陸はるか沖地震	212.6km	212.6km	7.5	3.7×10^6	3.7×10^7
日本海中部沖地震	255.7km	256.1km	7.7	3.9×10^6	4.2×10^7

3.2.2 計算

以上の5つの地震について、地下水位への影響評価を試みた。断層パラメーターの出典は1994年の三陸はるか沖地震はNishimura *et al.*(1998)、その他は佐藤良輔(1989)による。入力したパラメータを表3.2.2-1に示し、その出典を図3.2.2-1～5に示す。

表 3.2.2-1 入力パラメーター一覧

地震名	慶長三陸沖	明治三陸沖	三陸沖	三陸はるか沖	日本海中部
発生日時	1611/12/2 10時頃	1896/6/15 19:32	1933/3/3 2:30	1994/12/28 22:19	1983/5/26 11:59
マグニチュード(M)	8.1	8.5	8.1	7.5	7.7
震央距離(km)	213.4	205.6	250.4	212.6	255.7
震源距離(km)	213.4	205.6	250.6	212.6	256.1
断層タイプ	正断層	逆断層	正断層	逆断層	逆断層
緯度(N,°)	39.1	39.93	38.79	40.33	40.62
経度(E,°)	144.07	143.26	143.75	142.22	139.37
深度(d,km)	36	18	35	60	20
走行(θ ,°)	180	156	180	184	21
傾斜(δ ,°)	45	20	30	18	30
変位の方向 (λ ,°)	270	58	270	80	115
断層長さ (2L,km)	245	210	270	60	150
層幅(W,km)	50	50	70	160	40
位量(U,cm)	800	1250	330	165	200

計算結果は表 3.2.2-2 の通りである。

表 3.2.2-2 東北日本に起こった巨大地震の静的変形による釜石での体積歪み計算値

地震名	発生年・月・日	断層タイプ	マグニチュード	釜石からの距離*	積歪み**
慶長三陸地震	1611/12/02	正断層	8.1	264km	-6.45×10^{-7}
明治三陸地震	1896/06/15	逆断層	8.5	186km	$+1.40 \times 10^{-6}$
昭和三陸地震	1933/03/03	正断層	8.1	235km	-4.72×10^{-7}
日本海中部地震	1983/05/26	逆断層	7.7	292km	$+5.45 \times 10^{-8}$
三陸はるか沖地震	1994/12/28	逆断層	7.8	126km	$+1.40 \times 10^{-7}$

* : 断層の端を計算上の座標原点とし、この原点と釜石との距離を表す。実際の震央距離とは必ずしも一致しない。特に、三陸はるか沖地震の場合、仮定した断層面が東西に長いため、この不一致は著しい。三陸はるか沖地震の現実の震央距離は 213km。

** : 引っ張り方向を正に取っている。

体積歪みを Δ 、最大水位変化を $\Delta h(\max)$ とすれば、前述のように、 $\Delta = +10^8$ の準静的引張体積歪みに対し、 $-(4 \sim 5)\text{cm}$ 程度の $\Delta h(\max)$ を考えれば良いので、ここでは $\Delta h(\max) = -4.5 \times 10^8 \cdot \Delta(\text{cm})$ と換算する。明治三陸地震の場合が $\Delta h(\max) = -630\text{cm}$ となり、最大の $|\Delta h(\max)|$ となる。 $\Delta h(\max)$ の値を表 2 に示す。

このように、最大級の地震を想定し、釜石地域での水位変化を推定すれば、最大で数 m 程度の水位低下（逆断層）、或るいは、水位上昇（正断層）が予想される。

しかし、以上の数値は、あくまでも、 $\Delta = +10^8$ の準静的引張体積歪みに対し、 $-(4 \sim 5)\text{cm}$ 程度の $\Delta h(\max)$ を考えた場合であることに留意しておかねばならない。例えば、釜石鉾山内で計測された KWP-1, KWP-2, KWP-3 孔の水圧観測結果では、地球潮汐の M2 分潮 ($\Delta = 22 \times 10^8$) に対する応答振幅は、各々、 -2cm , -1cm , -0.3cm である（平成 9 年度総合報告書 § 5.3.1.4）。したがって、KWP-1, KWP-2, KWP-3 孔における水位応答は、各々、 $\Delta h = -1.0 \times 10^8 \cdot \Delta(\text{cm})$ 、 $\Delta h = -0.5 \times 10^8 \cdot \Delta(\text{cm})$ 、 $\Delta h = -0.15 \times 10^8 \cdot \Delta(\text{cm})$ となる。これらの現実の水位応答係数は、最大水位変化を推定した際の係数 [$\Delta h(\max) / \Delta = -4.5 \times 10^8(\text{cm})$] よりはるかに小さく、 $1/5 \sim 1/30$ 程度である。また、KWP-1, KWP-2, KWP-3 のように隣接した孔井であっても、水圧（水位）応答係数は大きく異なっている。この三つの孔井のうち最大の応答係数を持つ KWP-1 によって、釜石鉾山の地下水系を代表させるなら、前記の $\Delta h(\max)$ を一律に、 $1/4.5 = 0.22$ 倍することによって、各巨大地震の静的変形による水位変化の推定値が得られる。この値を $\Delta h(\text{KWP-1})$ として、表 3.2.2-3 に掲げた。

$\Delta h(\text{KWP-1})$ の値は、現実の水圧応答係数による推定値であり、 $\Delta h(\max)$ の値は可能な水圧応答係数の上限値による推定値であると理解しておく必要がある。何れにせよ、慶長、明治、昭和の三陸地震クラスの巨大地震が起れば、その静的歪み場だけでも、m オーダーの水位変化を生じる可能性は十分にあると考えねばならない。

表 3.2.2-3 巨大地震の静的歪み場による釜石での水位変化推定値

三陸はるか沖地震	釜石での体積歪み計算値	$\Delta h(\text{max})$ cm	$\Delta h(\text{KWP-1})$ cm
慶長三陸地震	-6.45×10^{-7}	+290	+64.5
明治三陸地震	$+1.40 \times 10^{-6}$	-630	-140
昭和三陸地震	-4.72×10^{-7}	+212	+47.2
日本海中部地震	$+5.45 \times 10^{-8}$	-24.5	-5.45
三陸はるか沖地震	$+1.40 \times 10^{-7}$	-63.1	-14.0

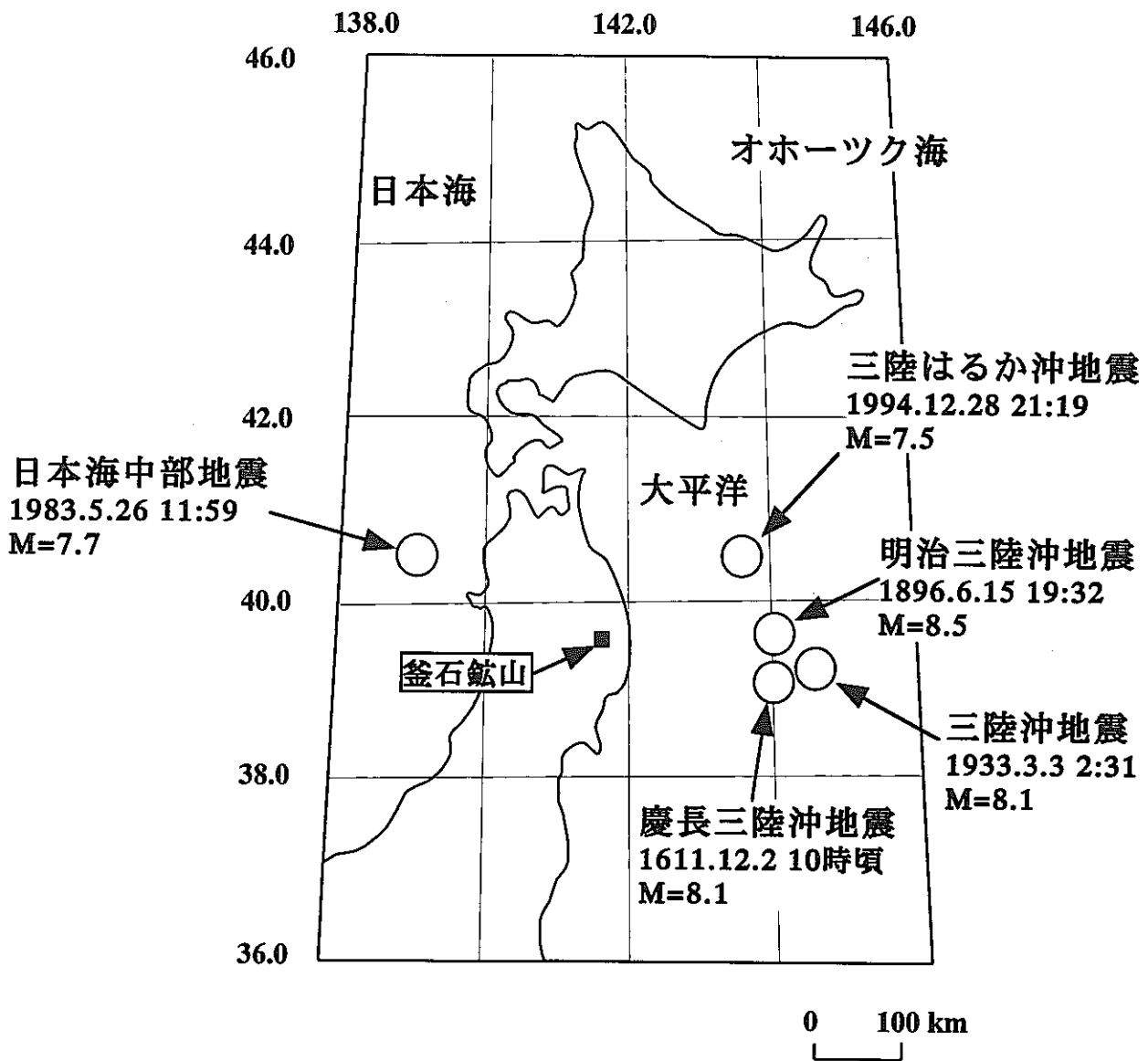


図3.2.1-1 解析に用いた地震位置図

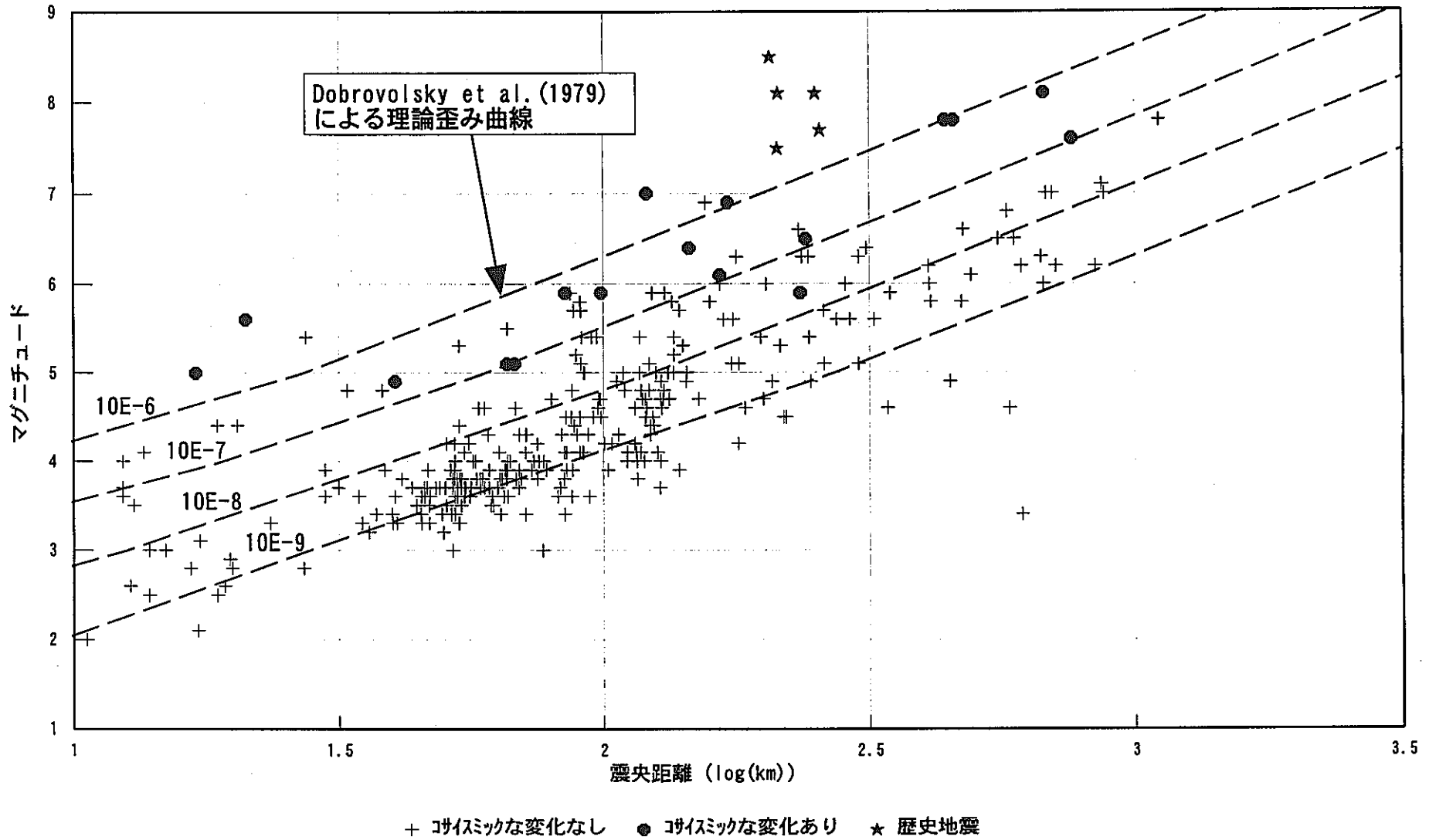
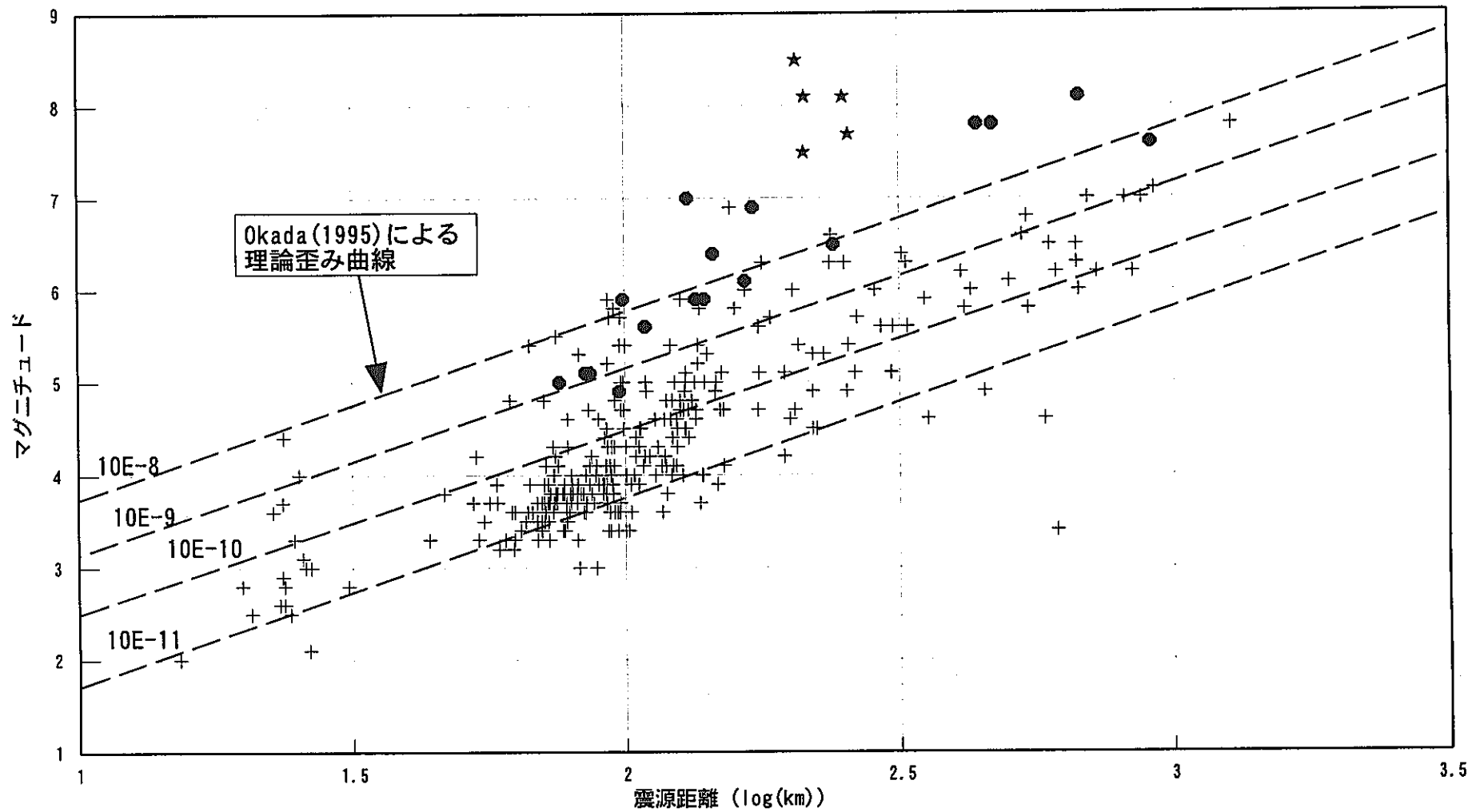


図3.2.1-2 震央距離とマグニチュードとの関係



+ ナイミツクな変化なし ● ナイミツクな変化あり ★ 歴史地震

図3.2.1-3 震源距離とマグニチュードとの関係

1611/12/2 (慶長)三陸地震

震源要素：慶長 16/10/28 (10時過) 39.0° N, 144.5° E, M=8.1

出典：相田 (1977), BERI, 52, 71-101.

・断層パラメーター決定手順

1933年三陸沖地震とほぼ同一の場所で発生していることから、これと同じタイプの正断層型地震であると類推した▶ $d=1\text{ km}$, $\theta=N 180^\circ E$, $\delta=45^\circ$, $\lambda=-90^\circ$.

この地震による津波は1933年津波より南端部でやや高さが高いため、同論文にある1933年三陸沖地震のモデルを南に60 km延長したモデルを設定した▶ $L=245\text{ km}$, $W=50\text{ km}$.

このモデルによる津波数値実験結果を、観測された沿岸津波波高分布と比較することにより、断層の食い違い量を定めた▶ $U=8\text{ m}$.

地震モーメントおよび応力降下量は、 $\mu=7\times 10^{11}\text{ dyne/cm}^2$ として、 $M_0=\mu ULW$ および $\log M_0=1.5\log S+\log \Delta\sigma+\log (3\pi/8\cdot\sqrt{W/L})$ すなわち、 $\Delta\sigma=8/3\pi\cdot\mu U/W$ により計算している▶ $M_0=6.9\times 10^{28}\text{ dyne}\cdot\text{cm}$, $\Delta\sigma=95\text{ bar}^{*1}$.

・静的断層パラメーターリスト

N(° N)	E(° E)	d(km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L(km)	W(km)	U(cm)
40.17 ^{*2}	144.50 ^{*2}	1	180	45	270	245	50	800

*1 論文では Fig. 17 上のプロットのみ。

*2 論文中の Fig. 2 より読取り。

・平面図

・見取図

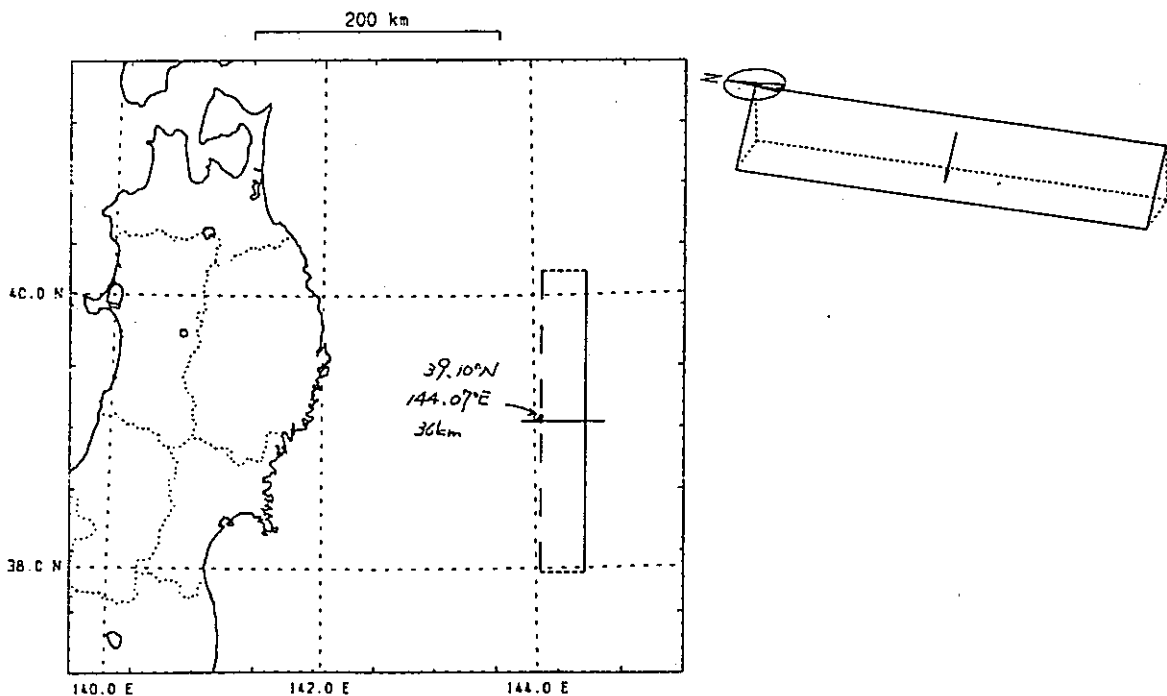


図 3.2.2-1

1896/6/15 (明治)三陸地震 [モデル 2]

震源要素：明治 29/6/15 (19:32) 39.5° N, 144.0° E, M=8.5

出典：相田 (1977), BERI, 52, 71-101.

・断層パラメーター決定手順

断層面上端の深さは 1 km と仮定した ▶ $d=1$ km.

この地震による津波の推定波源域は 1968 年十勝沖地震と隣接しており、その走向もほぼ一致していることから、1968 年十勝沖地震と同じ発震機構を持つ 1 モデルと、三陸南部での津波初動が引き波であることを考慮して、断層面上のすべり方向のみを変更した 3 種のモデル (▶ $\theta=N 156^\circ E$, $\delta=20^\circ$, $\lambda=58^\circ$) を設定した。これらの断層モデルによる津波数値実験結果を、観測された沿岸津波波高分布および津波伝播時間と比較することにより、最適の断層モデルを選択した ▶ $L=210$ km, $W=50$ km, $U=12.5$ m.

地震モーメントおよび応力降下量は、 $\mu=4.5 \times 10^{11}$ dyne/cm² として、 $M_0 = \mu ULW$ および $\log M_0 = 1.5 \log S + \log \Delta\sigma + \log (3\pi/8 \cdot \sqrt{W/L})$ すなわち、 $\Delta\sigma = 8/3\pi \cdot \mu U/W$ により計算している ▶ $M_0 = 5.9 \times 10^{28}$ dyne · cm, $\Delta\sigma = 95$ bar^{*1}.

・静的断層パラメーターリスト

N (° N)	E (° E)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	U (cm)
40.95 ^{*2}	143.30 ^{*2}	1	156	20	58	210	50	1250

*1 論文中では Fig. 17 上のプロットのみ。

*2 論文中の Fig. 6 より読取り。

・平面図

・見取図

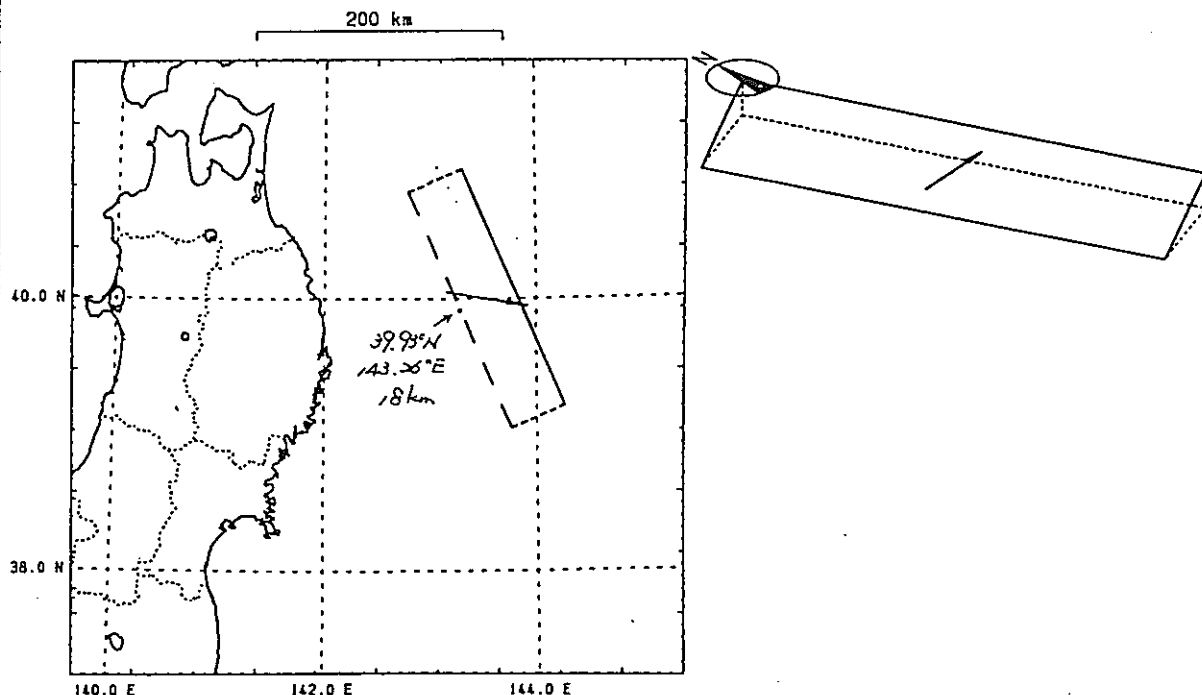


図 3.2.2-2

1933/3/3 三陸地震 [モデル6]

震源要素：昭和 8/3/3 (02:30) 39.23° N, 144.52° E, $H=10$ km, $M=8.1$

出典：Abe, Ku. (1978), JPE, 26, 381-396.

・断層パラメーター決定手順

Hatori (1974) による津波波源域を参考として Kanamori (1971) による断層面を約 30 km 南方へ移動し、津波数値実験により三陸沿岸の六つの検潮所における津波波形を求めて、観測された津波記録と比較した。その結果、全体として引き波が卓越するという点では正断層モデルが支持されるものの、観測された初動の押し波についてはモデルと観測が合わないため、断層傾斜角を小さくする等、パラメーターの修正を行なった。

まず、断層の走向およびすべり角については、Kanamori (1971) の値をそのまま用いた $\theta = N 180^\circ E$, $\lambda = -90^\circ$ 。断層面の位置と大きさについては、顕著な海底変動域が Hatori (1974) の津波波源域と一致するように定めた $L=270$ km, $W=70$ km。残るパラメーターは、観測された津波記録を最もよく説明するように、試行錯誤的に定めた $\delta=30^\circ$, $U=3.3$ m, $d=0$ km。ただし、観測誤差を考慮すれば、ここで得られた U の値は Kawasaki & Suzuki (1974) の結果と同じく、2~5 m 位というところが妥当であるとしている。

地震モーメントは、 $\mu=7 \times 10^{11}$ dyne/cm² として、 $M_0 = \mu ULW$ により計算している $\blacktriangleright M_0 = (3 \sim 7) \times 10^{28}$ dyne · cm。

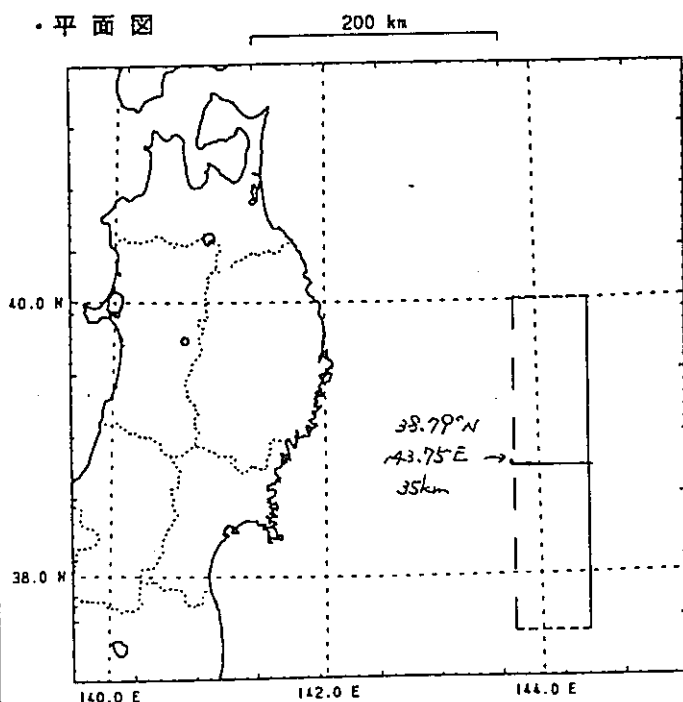
なお、ここで得られたモデルの $\delta=30^\circ$ という値は、三陸地方下の深発地震面の傾きと非常によい一致を示すと述べている。

・静的断層パラメーターリスト

N(° N)	E(° E)	d(km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L(km)	W(km)	U(cm)
40.00*	144.50*	0	180	30	270	270	70	330

・論文中の Fig. 8 より読取り。

・平面図



・見取図

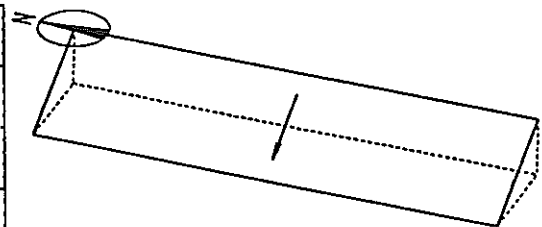


図 3.2.2-3

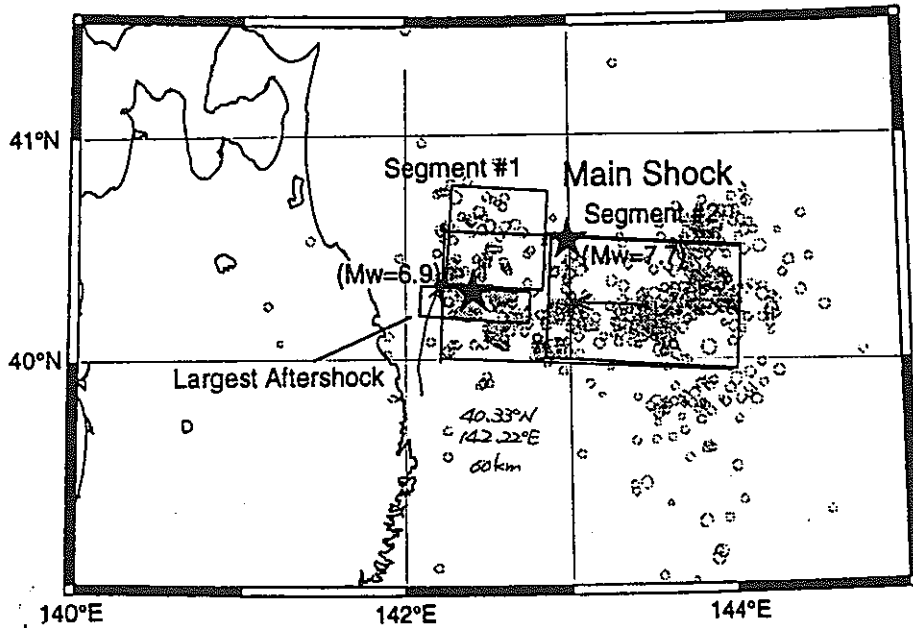


Fig. 5. Fault geometry of model faults in grid search analyses. Stars are the centroids of the 1994 far off Sanriku earthquake and the largest aftershock (Dziewonski *et al.*, 1995, 1996). Open circles are epicenters determined by Tohoku University for the period from December, 28, 1994 to February 1, 1996.

Table 3. The optimum fault parameters of the 1994 far off Sanriku earthquake and its largest aftershock obtained from strain and GPS data.

	Main Shock		Largest Aftershock
	Segment #1	Segment #2	
Mo	4.3×10^{20} Nm	1.6×10^{20} Nm	9.2×10^{19} Nm
Mw	7.8		7.2
Strike	N184° E	N184° E	N184° E
Dip Angle	8	35	35
Rake Angle	76°*	84°*	99°*
Length x Width	60 km x 100 km	50 km x 60 km	15 km* x 80 km*
Dislocation	1.81 m*	1.35 m*	1.92 m*
Latitude	40.24°N	40.55°N	40.25°N*
Longitude	144.04°E	142.85°E	142.75°E*
Depth	10 km	24 km	31 km

Asterisks indicate independent unknown parameters in the least squares analysis.

Rigidity is assumed to be 4.0×10^{10} Nm⁻². The locations of the faults are given at midpoint of upper edges of faults.

N E d θ δ λ 2L W U
 40.33° 142.22° 60km 84° 18° 88° 60km 100km 165cm

the length, the width, and the location for the grid search are taken to be 0.02 m, 5 km, 5 km, and 0.05°, respectively.

The results of the least squares solutions for these events are tabulated in Table 3.

图 3.2.2-4

1983/5/26 日本海中部地震 [モデル 8]

震源要素：昭和 58/5/26 (11:59) 40.35° N, 139.08° E, $H=14$ km, $M=7.7$

出典：Kanamori & Astiz (1985), EPR, 3, 305-317.

・断層パラメータ決定手順

IDA 観測網および GDSN 観測網で記録された長周期 (256 秒) のレーリー波 8 例およびラブ波 12 例を用いて、16 km の深さに点震源を置き、Kanamori & Given (1981) の方法による地震モーメントテンソルのインバージョン解析を行なった。P 波初動データを用いたこれまでの研究は 25°~34° の断層面傾斜角を与えているので、ここでは傾斜角を 30° に固定して、断層面の走向・スリップ方位・モーメント値を未知数とするインバージョンを実施した。断層面は、東北大学・弘前大学による余震分布を参考として、東側へ傾く方の節面を選択した ▶ $\theta=N 21^\circ E$, $\delta=30^\circ$, $\lambda=115^\circ$, $M_0=5.9 \times 10^{27}$ dyne · cm.

断層面の大きさは余震分布の広がりから見積った ▶ $L=150$ km, $W=40$ km. また、平均食い違い量は、 $\mu=5 \times 10^{11}$ dyne/cm² として、 $U=M_0/(\mu L W)$ により算定した ▶ $U=2$ m.

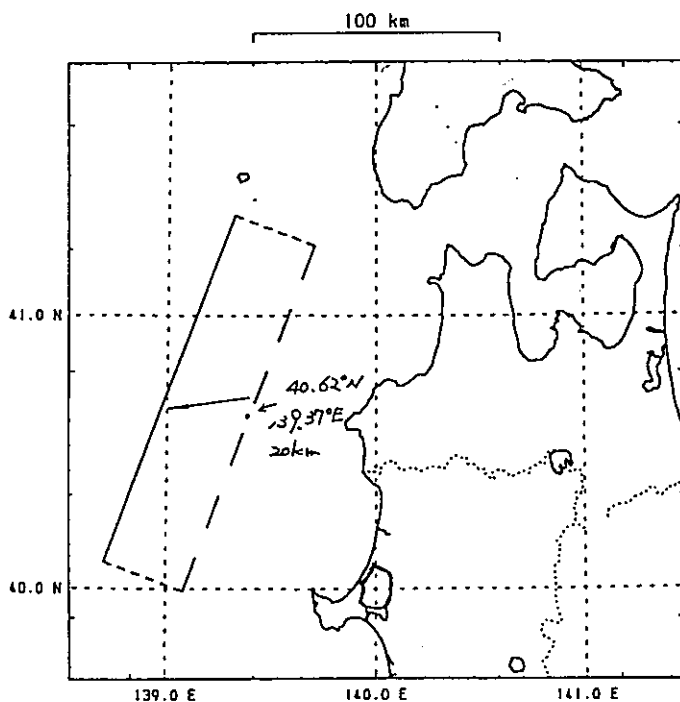
ここに得られたモデルのスリップ方位は、ユーラシアプレートと北米プレートとの収束方向 N 84° E にほぼ一致し、また食い違い量の値は、 U と M との経験的な関係式に調和すると述べている。

・静的断層パラメータリスト

N(° N)	E(° E)	d(km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	L(km)	W(km)	U(cm)
40.1*	138.7*	--	21	30	115	150	40	200

* 東北大・弘前大の余震分布より推測。

・平面図



・見取図

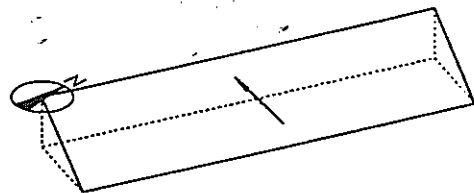


図 3.2.2-5

3.3 評価：三陸はるか沖地震（94/12/28）による釜石鉱山における孔内水圧変化を例にして

三陸はるか沖地震の直後には、KWP-1, KWP-2, KWP-3 孔において、明瞭な水圧のステップ状変化が観測されている。従って、三陸はるか沖地震に対する表 3.2.2-3 の計算結果については、釜石での水圧観測データとの照合が可能である。断層パラメーターに依る静的歪み場から推定した水圧変化と釜石での現実の観測値との対比により、静的歪み場から推定した水圧変化の妥当性や、地震に伴う水圧変動の意味を更に検討することができる。

断層モデルによる釜石での静的変形は体積歪みで $+1.40 \times 10^7$ と推定された（表 3.2.2-3）。これは、地球潮汐による定常的な体積歪みより一桁大きい値であり、観測可能なステップ状の水圧変化を生じていても不思議ではない。また、前述の通り、KWP-1, KWP-2, KWP-3 における地球潮汐 M_2 分潮に対する水圧応答係数も推定されているので、これを用いて、表 3.2.2-3 に示した $\Delta h(\text{KWP-1})$ のみならず、 $\Delta h(\text{KWP-2})$ 、 $\Delta h(\text{KWP-3})$ についても具体的に計算し、各孔井で観測された水圧のステップ状変化と対比出来る。表 3.3-1 にこれらの対比結果を示す。

表 3.3-1 三陸はるか沖地震(1994/12/28)に伴う水圧変化観測値と静的変形による水圧変化計算値との比、体積歪みは引張歪みが正

釜石鉱山の 水圧観測孔	水圧応答係数 (水位/体積歪み)	静的変形による 水位変化計算値	ステップ状水 位変化観測値
KWP-1	$-1.0\text{cm}/10^8$	-14.0cm	+70cm
KWP-2	$-0.5\text{cm}/10^8$	-7.0cm	-350cm
KWP-3	$-0.15\text{cm}/10^8$	-2.1cm	-10cm

この地震の直後、KWP-1 では+70cm (-14.0cm)、KWP-2 では-350cm (-7.0cm)、KWP-3 では-10cm(-2.1cm)の水位変化記録されている。括弧内数値は各々の孔井での潮汐応答係数から推定した静的歪み場による水位変化の推定値である。KWP-1 では、観測値と計算値の極性自体が一致しない。KWP-2 と KWP-3 では、両者の極性は合致するものの、観測値は計算値より 1～2 桁大きい。このように、三陸はるか沖地震の際の釜石鉱山の三つの孔井水圧変化観測値は、静的歪み場だけでは十分に説明出来ないことが判る。この結果は、岩盤の動的変形による水圧変化の重要性を強く示唆している。

三陸はるか沖地震の主破壊の地震のマグニチュードは 8 より小さく、三陸地震よりもやはり小規模な地震であると言えよう。釜石からの震源距離は 213km（表 3.2.2-2 脚注参照のこと）であり、釜石から見れば必ずしも「近い巨大地震」ではない。従って、静的歪みによる水圧変化は、動的変形による水圧変化に比べ、かなり小さいものであったと考えられる。従って、表 3.3-1 の比較結果は、次ぎのことを意味する。現実に関測される水圧変化は、例えその変化がステップ状のものであっても、静的変形のみならず、伝播してくる地震波による動的変形にも起因していると考えねばならない。

Okada(1995)は地震断層に依る静的歪みが与えられた場合の地震のマグニチュード、震

源距離との関係式を与えており、このマグニチュードと \log (震源距離) のプロット上で、ステップ状の水圧変動 (DC 成分の変動) を伴った地震と水圧変動を伴わない地震はかなり明瞭に区別できる (総合報告書, 図 5.3.1-8)。即ち、静的歪みが 10^8 を越える地震では、その 6 割がこの種の水圧変動を伴っている。しかし、このマグニチュードと \log (震源距離) のプロットは、大きな地震は震源距離が大きくてもステップ状の水圧変動を伴いやすいことを表しており、地震波による動的擾乱を考慮しても事情は同じはずである。従って、この種のプロットは動的変形に依る水圧変化を否定するものではない。

地震時の動的な水圧変動 (AC 成分) の最大振幅は、地震計で観測された水平動の最大速度振幅と良く相関しており、同一の地震に対し、動的な水圧変動の最大値は、 $KWP-1 > KWP-3 > KWP-2$ の順で低下する (本報告書)。この順序は、各孔の準静的な岩盤変形に対する水圧応答係数の順序 ($KWP-1 > KWP-2 > KWP-3$) とは対応しない。 $KWP-2$ 孔と $KWP-3$ 孔の関係が逆である。一方、三陸はるか沖地震を含む $M \geq 7$ の地震の際、各孔で観測されたステップ状の水圧変動 (DC 成分の変動) は、釧路沖地震 (地震番号 120) を除き、 $KWP-2$ 孔と $KWP-3$ 孔では地震直後の水圧低下、 $KWP-1$ 孔では水圧増加である (平成 9 年度総合報告書 § 5.3.1.5)。このような観測事実は、均質な準静的変形だけでは説明出来ない。極性の違いを無視し、ステップ状水圧変化の大きさだけで見ると、釧路沖地震 (地震番号 120) を除く $M \geq 7$ の 5 つの地震では、 $KWP-2 > KWP-1 > KWP-3$ の順となる。即ち、 $KWP-2$ 孔の水圧は、大きな地震によって、一時的に低下する。 $KWP-2$ 孔では、水圧の経年減少傾向も顕著である (平成 9 年度総合報告書 § 4.2.1.1, および本報告書)。

$KWP-2$ 孔に見られる

- ・ 水圧の経年減少傾向、
- ・ 最大の地震直後の水圧低下、
- ・ 地震波による最小の動的な水圧変動、

の特徴は相互に関連したものと思われる。即ち、 $KWP-2$ 孔の間隙水は、他の二孔の間隙水に比べ、遮蔽性に乏しく、漏水兆候が認められる。従って、ステップ状の水圧変動 (DC 成分の水圧変動) は、岩盤の準静的変形に起因する間隙水圧変化ではなく、地震波が岩盤の亀裂・破碎帯に不可逆的な変形を引き起こすことによって生じる間隙水圧変化であると解釈した方がより自然であろう。

3.4 まとめと提言

釜石鉦山 KWP-1, KWP-2, KWP-3 孔における地震時の水圧変化の観測結果、断層モデルに依る静的歪み場に依る水圧変動の考察、などを総合して、次のようにまとめることが出来る。

- (1) 水圧変化に見られる地球潮汐応答から、準静的な岩盤変形に対する各孔での水圧応答係数が推定でき、これらの値は、 10^8 の圧縮体積歪みに対する水位変化は 1 ~ 0.1cm の範囲にある。この水圧応答係数は、KWP-1 > KWP-2 > KWP-3 の順で小さくなる。
- (2) 三陸地震（慶長，明治，昭和）、日本海中部地震、三陸はるか沖地震の断層モデルパラメーターから、釜石鉦山での静的変形（体積歪み）を計算し、潮汐応答から求めた水圧応答係数を用い、地震断層の静的変形に依る水圧変化を推定した。明治三陸地震のような M8 を越える巨大地震では、静的変形に依る水圧変化だけでも m オーダーに達することが判った。水圧の増加か低下かは、地震断層のメカニズムに依存する。
- (3) 三陸はるか沖地震（1994/12/28）は、釜石鉦山での観測期間内に起っており、各孔ではステップ状の水圧変動が記録された。この観測値と地震断層の静的変形に依る水圧変化の推定値とを比較した結果、観測されたステップ状水圧変動は、地震断層の静的変形によるものではなく、地震波による水圧の動的擾乱に対応したものであると推論を得た。これは、三陸はるか沖地震は明治三陸地震のような M8 を越える巨大地震ではなかったことに依る。三陸沖に起る最大級の巨大地震に対しては、静的および動的な水圧変化の両方が釜石鉦山では重要となるが、全体として、やはり、一時的な変動としては 10 ~ 1m 程度の水圧変動を想定すれば良いであろう。
- (4) 各孔で観測された地震時のステップ状水圧変動の大きさは、各孔の準静的な岩盤変形に対する水圧応答係数の順序と対応しない。地震時のステップ状水圧変動は、KWP-1 孔では水圧の増加が卓越し、KWP-2 孔と KWP-3 孔では、ほとんどの場合、地震直後に水圧が低下する。KWP-2 孔では、水圧の顕著な経年減少が認められており、地震時の水圧低下との関連性が考えられる。また、地震波による KWP-2 孔での動的な水圧変動は他の孔井に比べ最も小さい。動的な間隙水圧変動は、地下水の貯留・流動特性も強く反映していることが推定される。地震波による間隙水圧変動の詳細な解析は、広帯域速度型地震計による観測データの活用も含め、今後の重要な課題である。
- (5) 水圧観測値に地球潮汐応答が確認できたことによって、準静的な水圧変化について検討を進め、結果として、動的な水圧応答の重要性が明らかになった。このことは、今後の研究に対する重要な教訓であろう。地震波応答・地球潮汐応答のみならず、大気圧変化や降雨に対する水圧応答も同時に考慮すべきである。これらの総合により、岩盤間隙水の外的擾乱に対する応答挙動の定量的評価が可能になるはずであり、地震による地下水変化の特殊性と一般性も明確にできる。その為には、 $0.0001\text{kg/cm}^2 = 0.1\text{g/cm}^2$ 以下の確度

を有する動的・静的水圧観測システムの活用が望まれる。

参考文献

- 岩崎貴哉・松浦充宏(1981)：測地データのインバージョン解析による 1946 年北海道地震の最適断層モデル. 地震学会講演予稿集, no.1, 135.
- 川辺岩夫(1991)：地震に伴う地下水・地球化学現象., *地震*, **44**, 341-364.
- 国立天文台編(1998)：理科年表. 丸善.
- Nishimura, T., Miura, S., Tachibana, K., Hashimoto, K., Sato, T., Hori, S., Murakami, E., Kono, T., Nida, K., Mishina, M., Hirasawa, T. and Miyazaki, S.(1998)：Source Model of the Co- and Post-Seismic Deformation Associated with the 1994 far off Sanriku Earthquake (M7.5) Inferred from Strain and GPS Measurements., *Tohoku Geophysical Journal (The Science Reports of the Tohoku University, Ser.5)*, **35-1**, 15-32.
- Okada, Y.(1995)：Simulated empirical law of coseismic crustal deformation., *J. Phys. Earth*, **43**, 697-713.
- Sato, R. and Matsu'ura, M.(1974)：Strains and Tilts on the Surface of a Semi-infinite Medium., *J. Phys. Earth*, **22**, 213-221.
- 佐藤良輔編(1989)：日本の地震断層パラメーター・ハンドブック. 鹿島出版会.

あとがき

第Ⅱ部で述べられている平成9年度末の3～4ヶ月間に得られた観測データの整理においては、短期間であったことから特記すべき事項はなく、従来と同様の観測データが得られ、同様の解析を実施した。

第Ⅱ部の、地震、地下水理、岩盤歪みの3現象同時観測により得られたデータの総合解析では、多くの新しい知見を得ることが出来た。また石英管伸縮計による、岩盤歪み測定では、平成9年度一年間のみの短期間ではあったが、この測定によって釜石鉱山坑内は岩盤が非常に安定したものであることが確認された。即ち地球潮汐観測等の超微小変位量の観測には、最適の岩盤であることが分かった。

各章毎に提言が記述されているがこれらの提言には、16年間に亘る地震と地下水理および岩盤歪みの観測経験から、貴重なノウハウが蓄積されており、今後同様の現位置試験が実施される場合には、大変役立つと思われる内容となっている。それらの提言の中で、重要と思われるものを以下に述べる。

1) 釜石鉱山坑内における地震観測業務は順次地下水理観測を主体とする内容に切替えられて行った。

そのため、地下水理観測機器が逐次増設されて行った訳であるが、今後は、地震、地下水理、岩盤歪みの観測に必要な諸設備を最初から計画しておき、出来るだけ早期に集中的に設置して、総合的な観測可能な体制に持って行くことが望ましい。

2) 観測機器を準備する場合、目的のデータを得るための計測機器のみでなく、温度・湿度・気圧・降雨量等の環境測定器を必ず併用して、必要な補正が出来るように準備することが望ましい。

3) 地震、水圧、岩盤歪みの観測記録に、一部ノイズの混入したものがあり、解析の支障となった。

原因としては、①信号線と高圧電線の混合配置による誘導ノイズの発生、②1つの信号を複数の記録計に分岐する場合に使用した絶縁アンプからノイズが発生した場合の2つがあった。

これらのノイズ発生を防止するには、信号線の布設時および計測システムの設計時における機器の選定に注意を要することが述べられている。

最後に、Ⅲ. 1.3 で述べられている地震後水圧変化の変化後の動向の検討については、本調査研究を締めくくる最も重要な事項であるが、この場合、観測によって判った事と判らない事を厳密に区分した表現によって、学術的に正確な記述を得ることが出来た。

地震、地下水理、岩盤歪みの全データは昨年度製作されたCD-ROM 3枚に記録保存されている。今後これらのデータを用いた更なる解析の実施により、新たに有益な知見の得られることが期待される。

巻 末

潮汐現象とその解析方法について

国立天文台・地球回転研究系

〒023-0861 岩手県 水沢市 星ガ丘町 2-12

田村良明 (e-mail tamura@miz.nao.ac.jp)

1. 潮汐力とは

地球に対する潮汐力は、月や太陽による引力が地球の中心と地表で、その大きさが異なるために生じる力である。月による引力の大きさを、地球の中心、月に一番近い地表、逆に月から一番遠い地表の3地点で実際に計算してみよう。月による引力は、万有引力の法則のとおり、 $GM \cdot \mu / R^2$ で計算される。ここで GM は地心引力定数で $GM=3.986 \times 10^{14} \text{m}^3\text{s}^{-2}$ 、 μ は月と地球の質量比で $\mu=0.0123$ 、 R は月と計算する地点までの距離である。月と地球の平均的な距離である 388400km と地球の赤道半径 6378km を使って、この3点の引力を計算してみると、

$$\begin{aligned} \text{月に一番近い地表：} & \quad 3.359 \times 10^5 \text{ms}^{-2} \\ \text{地球の中心：} & \quad 3.250 \times 10^5 \text{ms}^{-2} \\ \text{月から一番遠い地表：} & \quad 3.146 \times 10^5 \text{ms}^{-2} \end{aligned} \tag{1}$$

となる。地球の中心における引力と比べると、地表では $1 \times 10^6 \text{ms}^{-2}$ 強の引力の違いがあることがわかる。この引力の場所による違いが、潮汐力となって地球に影響を及ぼしている。地表における地球自身による重力加速度は、約 9.8ms^{-2} であるから、月による潮汐力は相対的に 10^7 の大きさしかない。 10^7 の大きさというと、ずいぶん小さいように思われるが、実際に地上での重力加速度の時間変化（重力潮汐）として観測されている。この潮汐力により、海洋潮汐をはじめ、つぎの節で紹介する種々の潮汐現象が生じている。

もう一度おさらいすると、潮汐力は、天体による引力が場所により異なることによって生じる力である。言い直すと、引力を天体からの距離 R で微分したものになっている。すなわち、潮汐力は、天体（月や太陽）の質量に比例し、天体までの距離の3乗に反比例し、また、地球の大きさに比例した大きさになっている。月と太陽が地球に及ぼす引力は、太陽の方が圧倒的に大きい。（だから地球は太陽の回りを公転している。）しかし、潮汐力の大きさになると、距離の関係で逆に月の方が太陽よりも2倍ほど大きくなっている。

潮汐力が生じるのは、なにも地球に固有の現象ではない。ある程度の質量を持った天体に近づいた、あらゆる天体、物体に潮汐力が働く。数年前の話題になるが、木星に近づきすぎたシューメーカー・レビー彗星が分裂してしまったのは、木星による潮汐力の影響である。ところで、木星に近づいたボイジャーなどの惑星探査衛星が、木星による潮汐力で破壊されるということは決してない。これは、衛星の大きさが潮汐力が問題になるほど大きくないこと、また、衛星の構造物が持つ強度が、潮汐力と比べてけた違いに大きいからである。

2. 種々の潮汐現象

潮汐現象としてなじみのある現象は、なんと言っても海洋潮汐であろう。海洋潮汐とは、海面が潮汐力と釣り合う高さまで盛り上がり（逆に沈み込もう）として生じる現象である。(1)式で計算したように月による潮汐力は $1 \times 10^6 \text{ms}^2$ 程度の大きさがある。地上での重力加速度は、高さが 1cm 高くなるにつれて約 $3 \times 10^8 \text{ms}^2$ 小さくなっている。したがって、海面が約 30cm 盛り上がると、潮汐力と釣り合う高さになる。少し難しい言葉を使えば、潮汐力によって変化した地球重力の「等ポテンシャル面」まで、海面が上昇・下降したところで、釣り合いがとれることになる。これを平衡潮と呼んでいる。

ひとつ注意する点は、海面が盛り上がりようとする地点は、地表で月に面した側とその反対側の両方の地点であることである。つまり、海面の変化は、全地球で見ると「ラグビーボール型」になることである。この時、地球の両極と月からの角距離が 90 度になる赤道上では、海面が約 15cm 沈んだところで、潮汐力と釣り合いがとれている。

実際の海洋潮汐では、海水の移動が、海洋の形、海底摩擦、海水の動粘性摩擦、浅海の影響などを受け、このようなきれいなラグビーボール型のパターンにはならない。日本の沿岸で観測される海洋潮汐の振幅は、太平洋沿岸で、概ね 50cm 程度、瀬戸内海や大きな湾の奥では 1m 程度、日本海沿岸では小さくなって 10～15cm 程度である。図 1 に、岩手県釜石港で観測された海洋潮汐の例を示す。（資料は、海上保安庁第二管区海上保安本部水路部より提供いただいた。）

Kamaishi Ocean Tide

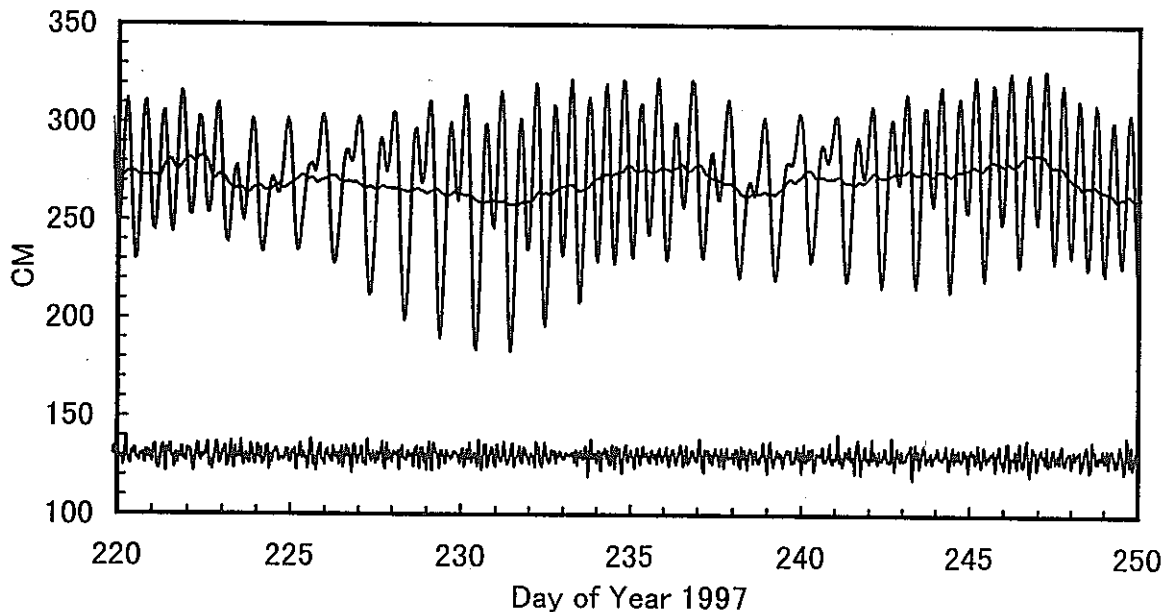


図1 釜石港で観測された海洋潮汐の例

図 1 の横軸は、1997 年の通日を表している。7 月から 8 月にかけての 30 日分の潮位変化を描いている。縦軸は cm 単位である。1 日から半日周期で、周期的な変動を繰り返している曲線が、観測された海面の高さ、「潮位」である。潮位は、地上のある地点の高さを基準にして測られているので、ここでは平均値が約 270cm になっている。図の 230 日や 245 日のように振幅が大きい部分がいわゆる大潮、223 日や 239 日のように振幅が小さい部分が小潮にあたる。

潮汐変化の曲線の中央付近で、ゆっくりと、しかし不規則に変化している曲線は、潮汐変化を取り除いた後の海面の高さ変化を示している。この変化の大半は、大気圧の変化によって生じるものである。つまり気圧が高いと、1hPa あたり約 1cm 海面が押し下げられ、逆に気圧が低い時に海面が盛り上がっているのである。図の下部のギザギザした折れ線は、海面の短周期の不規則な変動を、スケールを 10 倍して描いたものである。潮位の観測記録から、潮汐成分を除いたり、不規則な変動を求める方法については、後述する潮汐解析の解説の節で紹介することにする。

潮汐現象は、このような海洋潮汐の他に、地表での重力加速度や地殻ひずみの周期的な変化としても観測されている。これらの現象は、海洋潮汐 (Ocean Tide) に対して、地球潮汐 (Earth Tides) と呼ばれている。地球潮汐による重力加速度の変化は、月と太陽による影響を合わせて、最大で $2 \times 10^{-6} \text{ms}^{-2}$ 近くの大きさになる。また、地殻ひずみは 5×10^{-8} 程度の大きさの現象として観測されている。この他、地球潮汐には、傾斜変化、鉛直線変化、観測点の水平変位・上下変位、地球自転速度の周期的な変動など、種々の現象として観測されている。

地殻ひずみの観測方法には、釜石鉱山におけるひずみ観測のように、長さの基準として石英管を用いて岩盤の伸縮を計測する方法の他に、長さが 1cm 程度のストレイン・ゲージを岩盤に直接貼り付けて計測する方法や、シリコンオイルを容器に封入し、容器の体積変化からひずみを求めるポアホール式のひずみ計などがある。石英管や、スーパー・インバーバル (アンバー) 棒を長さの基準にして地殻ひずみを計測する場合、長さの基準とする物質自身の熱膨張変化を避けるために、地下の坑道内で観測が行われる。ちなみに、線膨張係数の小さい熔融石英といえどもその係数が 5×10^{-7} 程度の大きさであり、 $0.1 \text{ } ^\circ\text{C}$ の温度変化があれば地球潮汐と同じオーダーの伸縮変化になってしまう。安定したひずみ観測を行うには、短期的には $1/1000 \text{ } ^\circ\text{C}$ 台の温度安定度が測定環境に要求される。地下の坑道内といえども、測定中は観測室に人の出入りが厳禁とされるゆえんである。

なお、ひずみはテンソル量であり、水平成分のみを観測するとしても 3 成分の観測が必要となる。通常ひずみ計を設置する場合は、適当な 3 方向に (つまり 3 組分) 機器を設置して観測を行う。釜石鉱山では、残念ながら 1 成分の観測しかなく、主応力を求めたりすることはできない。しかしながら、広域な応力場である潮汐現象と観測値を比較することにより、地域的な地殻の特性を論じたり、地下環境の時間変化の有無を議論したりすることは可能である。

地表での観測点の地球潮汐による水平変位・上下変位は、20cm 程度の大きさの現象である。この量は大きな変動とも言えるし、地球の大きさと比べればやはり 10^8 台の大きさにすぎず、小さな変動とも言える。最近の精密な測位技術、たとえば GPS 観測で、6 桁から 7 桁の精度で相対的な位置を決める場合には、地球潮汐はまず問題にならない。しか

し、特に高精度の測位が要求される場合や、地球上での絶対的な位置を求めようとする場合は、地球潮汐による変位を補正してやる必要がある。実際、GPS の解析ソフトとして流通している Bernese、GAMIT、GIPSY といったソフトでは、地球潮汐のモデルが組み込まれている。

3. なぜ地球潮汐を観測するのか

ここで、なぜ潮汐の観測が行われるのか、一般的なことを考えてみよう。まず、海洋潮汐については、港湾における潮位予測や、海峡の潮流予測といった実用的な用途、防災のための観測といった要素が大きい。また、長期的な海水準の変動を監視することにより、地殻の上下変動を検出したり、昨今問題になっている、地球温暖化による地球規模の海面上昇を捉えることも行われている。もちろん、海洋物理現象そのものの解明のために、潮汐観測が行なわれることもある。

一方、地球潮汐の観測は、どんな目的で観測が行われるのであろうか。一般に入力と出力の関係のある系に、入力（外力）を与えたときにどのような出力が得られるかは、その系の特性によって決まってくる。地球潮汐現象について、模式的な式を書けば、

$$\text{入力の特性} \times \text{地球の応答特性} \Rightarrow \text{出力の特性} \quad (2)$$

のような関係がある。ここで入力（外力）というのは、月と太陽による潮汐力である。出力というのは観測される量であり、重力加速度の変化であったり、地殻ひずみの変化であったり、地表の変位であったりするわけである。

この関係式における入力は、基本的に天体の運動によって決まるので量なので、すべて「既知」の力である。そこで出力の特性が観測からわかれば、その間にある地球の応答特性を調べることができる。地球の応答特性とは、具体的に言うとマントルや地殻の弾性定数であったり、地球内部の流体核の運動の様相であったりする。

地球の構造のモデルは、実は圧倒的に多数の地震波の観測データから決定されている。地震波というものの周期は、長くても数 10 秒、地球の自由振動を含めても高々 1 時間より短い周期帯の現象である。そのため、地震波の観測から求めた地球モデルというものは、短周期帯で見た地球のモデルとすることができる。これに対して潮汐現象は半日周から 1 日周期といった長い周期の現象であり、より長い周期帯で地球をとらえることになる。たとえば、マントルの非弾性といった効果は、周期の長い現象でないと顕在化しないが、半月周や 1 ヶ月周期の潮汐現象の解析から、マントルの非弾性効果が論じられている。

地球潮汐の観測の目的を整理してみると、地球規模の現象としては、潮汐の周期帯での地球モデルの検証や、詳しい説明は省略するが地球内部の流体核の共鳴現象の解明、流体核とマントルの結合強度の解釈などが目的とされている。地域的、あるいは局所な問題としては、地殻やマントルのプレート沈み込み帯における弾性定数の地域性の議論、火山や断層帯における特異性の解明、地下物質の状態の時間変化によって生じるであろう潮汐現象の時間変化の検出、などを挙げることができる。

地球潮汐の観測点は、潮汐現象の観測そのものを目的として建設されることもあるが、多くの場合は、地殻変動の監視を目的として建設されている観測点で、潮汐が副次的に観測されるという例が多い。地殻変動、たとえば地殻ひずみの変化は、年間で 10^6 オーダーの現象であるが、1 週間ぐらいの時間スケールでみると、 $10^6 \sim 10^7$ の変化である潮汐現象が、一番大きな時間変動を示す現象となっている。（釜石鉦山の観測例としては、図 3 を参照のこと。）また、地震発生時のひずみ変化を議論しようとする、 10^9 以上の分解

のを持った観測が要求される。つまり、地殻変動を安定して観測しようとする、潮汐が確実に捉えられるだけの分解能と安定度が、どうしても必要になってくるのである。

地殻変動の観測を目的とする地殻ひずみや傾斜観測の場合、潮汐現象は微細なひずみ変化や傾斜を検出するために、観測値から取り除くべき（補正すべき）現象ということになる。立場によって、潮汐が信号なのか観測から除くべきノイズなのか見方が変わることもある。しかし、良き地殻変動観測点は良き地球潮汐観測点でもあるわけであり、両者の解析は表裏一体となったものになっている。

4. 潮汐の理論値

4. 1. 理論値、ラブ数、志田数

はじめの節の(1)式で潮汐力の大きさを見積もったときは、加速度の次元でその大きさを計算した。潮汐の理論値を計算する場合、その理論的取り扱いの容易さから、加速度ではなくポテンシャルとして取り扱われることが多い。(これを、起潮力ポテンシャルと呼んでいる。) 加速度が必要になった場合は、このポテンシャルを空間微分することによって求められる。

さて(1)式の値を、もう少し詳しくみてみよう。地球中心における月の引力と、地表の2点における引力の差は、 $1.09 \times 10^{-6} \text{ms}^{-2}$ ($109 \mu \text{Gal}$) と $1.04 \times 10^{-6} \text{ms}^{-2}$ ($104 \mu \text{Gal}$) になっている。地球の中心からみると、ほぼ対称になっているが、わずかに非対称な成分も含まれている。この対称な成分は2次の潮汐ポテンシャル、非対称な成分は3次の潮汐ポテンシャルが起源となっている。ポテンシャルの次数については、球関数展開を持ち出して説明する必要があるが、ここでは省略することにする。詳しくは、例えば、日本測地学会「現代測地学」(1994)の潮汐の章を参照されたい。

地球潮汐の観測の目的を、前節では「地球の応答特性を求めること」としたが、これは全く未知数というわけではない。地球の弾性定数は、地球モデルによってかなり詳しく分かっている。そのために、外力(潮汐力)を与えたときに、地球がどの程度変形するかは、理論的に予測可能である。予測値は、地球の弾性定数の深さ構造によって決まるある定数と、起潮力ポテンシャルとその空間微分値の、線形結合で表される。この定数には、地表の上下変位に関する係数であるラブ数 h 、水平変位に関する係数である志田数 l 、質量分布の変化に関する係数であるラブ数 k の3つの定数がある。

2次の起潮力ポテンシャルを W_2 とするとき、観測点の地心半径の r 、重力加速度の g 、観測点の経度の ϕ 、余緯度の θ を用いて、変位、重力、ひずみの水平成分の各潮汐は、下記のように表される。

変位3成分

$$\begin{aligned} \text{半径方向} \quad S_r &= \frac{h}{g} W_2, \\ \text{南北方向} \quad S_\theta &= \frac{l}{g} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial \theta}, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \text{東西方向} \quad S_\phi &= \frac{l}{g \sin \theta} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial \phi}, \\ \text{重力潮汐} \quad G &= - \left(1 + h - \frac{3}{2} k \right) \frac{\partial W_2}{\partial r}, \end{aligned} \quad (4)$$

ひずみ (水平3成分)

$$\begin{aligned}
 e_{\theta\theta} &= \frac{l}{gr} \cdot \frac{\partial^2 W_2}{\partial \theta^2} + \frac{h}{gr} W_2, \\
 e_{\phi\phi} &= \frac{l}{gr \sin^2 \theta} \cdot \frac{\partial^2 W_2}{\partial \phi^2} + \frac{l}{gr \sin \theta} \cos \theta \frac{\partial W_2}{\partial \theta} + \frac{h}{gr} W_2, \quad (5) \\
 r_{\theta\phi} &= \frac{2l}{gr \sin \theta} \cdot \frac{\partial^2 W_2}{\partial \theta \partial \phi} - \frac{2l}{gr \sin \theta} \cot \theta \frac{\partial W_2}{\partial \phi},
 \end{aligned}$$

変位の3成分を表す(3)式は、 h 、 l の定義式である。ひずみの表現式は、やや複雑である。任意の方向のひずみ成分は、(5)式のひずみ3成分から合成して求めることができる。具体的な計算式については、先の「現代測地学」、ないしは、日本測地学会「測地公式集」(1994)を参照されたい。計算機プログラムについては、後述する潮汐解析プログラムといっしょに、入手可能である。 h 、 k 、 l の実際の値は、周波数依存性を無視すれば、およそ $h=0.602$ 、 $k=0.298$ 、 $l=0.0839$ となっている。

潮汐の理論値は、これらの成分のほかに、傾斜潮汐なども求めることができる。釜石鉱山での地下水圧の観測では、水圧の潮汐変化が報告されているが、このような地下水圧、地下水位、あるいは湧水量といった現象には、残念ながら潮汐の理論値といったものが存在しない。そこで、便宜上、「 $W_2/(gr)$ 」という無次元量を仮の理論値に採用し、潮汐解析を行っている。この仮の理論値というものは、潮汐現象を引き起こす元になっている起潮力ポテンシャル W_2 に比例した大きさになっていること、また、地殻の面積ひずみ、ないしは体積ひずみの理論値が、この値の定数倍(ラブ数 h 、志田数 l の組み合わせで決まる定数)になっていることから、位相関係などの定性的な議論が可能となる。

一般に、理論値というものが存在しないが潮汐が含まれている現象を解析する場合は、 $W_2/(gr)$ という量を仮の理論値として適用することができる。

4. 2. 分潮とは

潮汐の理論値の計算は、天体(月と太陽)の位置から直接計算することもできるが、多数の正弦波の和として表すこともできる。また、このような正弦波の和で表すことを調和展開と呼んでいる。このひとつひとつの正弦波のことを、分潮と呼んでいる。

これらの分潮のうち、主要なものについては表1の様に名前が付けられている。各分潮の周期、相対的な振幅比、あるいは位相といったものは、天体の運動から決まってくるものであり、十分な精度で理論値が計算されている。月と太陽によるもっとも基本的な分潮(月と太陽が円軌道を取っているときに現れる分潮)が、 M_2 と S_2 である。月の公転軌道(白道)が赤道上ではないことによって生じる分潮が M_f 、 O_1 (太陽の場合は S_{sa} 、 P_1)、 K_1 、 K_2 、また、楕円運動によって生じるものとして、 M_m 、 Q_1 、 N_2 分潮がある。実際の月や太陽の運動は、ケプラー運動のような単純な運動ではなく、かなり複雑な運動をしていることと、また、運動を赤道座標系で記述する必要があるために、多数の分潮が生じている。小さな分潮まで含めると、千個から数千個の分潮の存在が知られている。

表 1 の周期の欄で分かるとおり、周期が日周の分潮については名前の添字が 1、半日周期の分潮には同じく 2、1/3 日周期の分潮には同じく 3 が付けられている。これらの主要分潮を分離するには、基本的には 1 ヶ月以上の観測期間を必要とする。周期の近い P₁ と K₁、S₂ と K₂ 分潮とでは、分離に半年以上の観測期間を必要とする。

なお、いわゆる大潮、小潮というものは、これらの分潮（主として M₂ と S₂）の位相が揃ったときに大潮になり、逆位相になった場合に小潮になる。海洋潮汐と同様に、地球潮汐も大潮から大潮、小潮から小潮の間隔は、約 2 週間である。

主要分潮、たとえば M₂ 分潮の周辺には、1 年で分離される分潮や、18.6 年でやっと分離される分潮など、サイドバンドに相当する小さな分潮が数十個存在している。M₂ 分潮

表 1 主要分潮表

分潮名	起 源	周期(時間)	相対的な振幅
Ssa	太陽, 赤緯変化	4382.9	0.072732
Mm	月, 楕円運動	661.31	0.082569
Mf	月, 赤緯変化	327.86	0.156303
Q ₁	月, 楕円運動	26.868	0.072136
O ₁	月, 赤緯変化	25.819	0.376763
P ₁	太陽, 赤緯変化	24.066	0.175307
K ₁	月, 太陽, 赤緯変化	23.934	-0.529876
N ₂	月, 楕円運動	12.658	0.173881
M ₂	月, 円運動主要	12.421	0.908184
S ₂	太陽, 円運動主要	12.000	0.422535
K ₂	月, 太陽, 赤緯変化	11.967	0.114860
M ₃	月, 3 次	8.280	-0.011881

と呼ぶ場合、純粹な 1 個の正弦波を指すこともあれば、サイドバンドを含めたグループ全体（分潮群）を指すこともある。

図 2 に、実際に観測された潮汐データのスペクトル図を例示する。観測データは、国立天文台の江刺地球潮汐観測施設において観測された重力潮汐のデータである。観測は、超伝導重力計と呼ばれる重力計で、連続的に重力変化を観測したものである。スペクトルの計算では、1996 年の 1 年間のデータに対して、いくつかの異常値を取り除き、また少数の欠測データの補間を行ってから、フーリエ変換によって求めたものである。潮汐データのフーリエ・スペクトルを計算する場合、データの長さは 1 時間サンプリングで 30 日（太陰月の長さに相当）、あるいは、1 年間のデータを用いる場合には 355 日（12 太陰月）とか、369 日（12.5 太陰月）の長さにして計算すると、分潮の分離がよくなる。

図2でもわかるとおり、分潮には表1に示したもの以外に、多数の分潮が存在する。縦軸の単位は μ Gal (1μ Gal= 10^{-8} ms $^{-2}$)で、対数スケールで振幅を示している。なお、図2で示した観測例は、結果がよくわかるように、非常にノイズレベルの低い例を選んでいる。観測データに不規則な変動が含まれる場合や、データに不連続な部分(跳び)があるのにその補正しないでスペクトルを計算すると、ノイズレベルが異常に高くなることもある。

Gravity Tide at Esashi

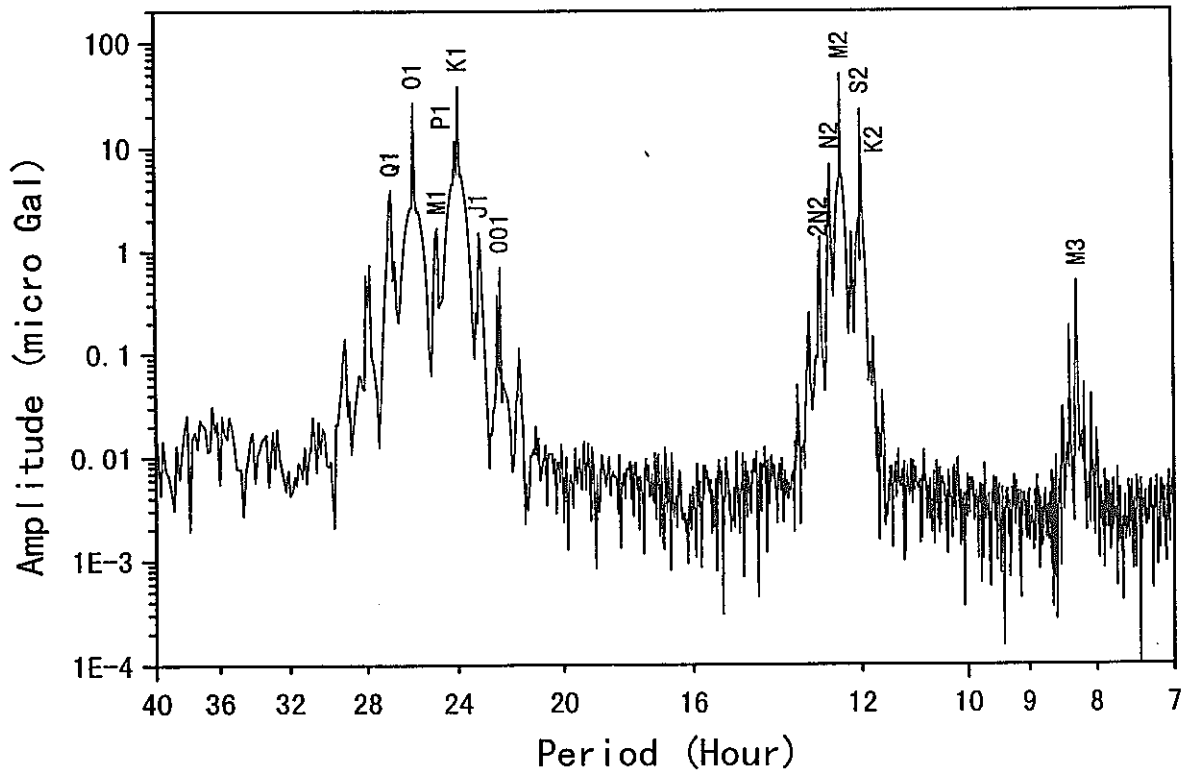


図2 重力潮汐のスペクトル解析例

5. 潮汐解析

5. 1. サンプリング間隔

潮汐現象は、表 1、図 2 に見られるとおり、1 日から半日周期の分潮が卓越する。このような周期の波の形を表すには、適当なサンプリング間隔というものが存在する。ふつう、1 周期中に 10 個程度のサンプリングがあれば、波形の特徴を表すことができる。そこで潮汐観測では日常生活の時間間隔に合わせて、1 時間間隔のサンプリングを行うのが普通である。実際の観測では、これより密な時間間隔で観測が行われることは希なことではない。データが密に存在する場合は、適当なデジタル・ローパスフィルタを適用して、1 時間間隔のデータに編集してから潮汐解析を行う。以下、特にことわらない限り、データのサンプリング間隔は 1 時間であるとして話をすすめる。

5. 2. 潮汐解析プログラム BAYTAP-G

潮汐の精密解析を目的に、統計数理研究所と緯度観測所（現国立天文台・水沢）の共同グループで、BAYTAP-G と名付けられた潮汐解析プログラムが開発されている（Ishiguro and Tamura, 1985; Tamura *et al.*, 1991; 赤池・北川, 1995）。ここに、BAYTAP-G について、ごく簡単な紹介を行う。

潮汐解析の大きな特徴として、分潮の周期が非常によく分かっていることが挙げられる。従って、解析手法の基本的な部分は、「ある周期を与えた正弦波の、振幅と位相を最小 2 乗法で決定する」ということに要約できる。読者の中には、最小 2 乗法の演習、ないしは、実際のデータ解析で、sin 波 と cos 波の振幅を求め、それを合成した振幅と位相を求めるといった計算を経験された方も、きっとあることと思う。潮汐解析といっても、特別に難しいことをしている訳ではなく、基本的な部分ではこのような最小 2 乗法を適用しているのである。

潮汐解析のモデル化で難しい部分は、実は潮汐以外の部分をどのようにモデル化するかにかかっている。潮汐の部分のモデル化は、何度も触れるように理論的な周期や振幅が分かっているので、種々の解析手法の中で基本的に大きな相違は無いといってもよい。違いは、潮汐成分以外の時間変化（ドリフト成分）をどのようにモデル化するか、気圧や坑内温度の変化によって生じる擾乱作用をどのようにモデル化するかによって、解析手法の差異が現れてくる。

ドリフトのモデル化で単純な方法としては、多項式でドリフトを表現するという方法が考えられよう。しかし、多項式では長期にわたる複雑なドリフトを表現するのは、困難であることが多い。BAYTAP-G では、ドリフトのモデルとしては毎時のドリフトの値を未知数と置きながら、「ドリフトは時間的にゆっくり変化する」という拘束条件を与えてドリフトの推定を行っている。気圧変化などの擾乱作用については、応答法（Response 法）を使ってモデル化している。これらのことを簡略に式で表すと、

$$Y_i = \sum_{m=1}^M (\alpha_m C_{mi} + \beta_m S_{mi}) + \sum_{k=0}^K W_k X_{i-k} + d_i, \quad (6)$$

$$d_{i2} - 2d_{i1} + d_i \approx 0,$$

のようになる。ここで Y_i は潮汐の観測値、 X_i は気圧などの並行観測データ、 m は分潮群の番号、 M は分潮群の個数、 C_{mi} 、 S_{mi} は理論潮汐で位相が 90 度異なる 2 つの成分、 α_m 、 β_m は求めるべき潮汐定数、 W_k は応答係数、 K は最大ラグ数、 d_i は毎時のドリフトの値である。この条件（モデル）のもとで最小 2 乗法を適用するには、条件式の後半のドリフトの第 2 階差に課している拘束条件を、どれだけ重くするかを決めておかなければならない。BAYTAP-G では、この拘束条件の重み（超パラメータと呼んでいる）を情報量規準である ABIC (Akaike's Bayesian Information Criterion) を用いて、プログラム内で自動的に決定している。

BAYTAP-G の特徴のひとつは、ドリフトの第 2 階差に課した拘束条件によって、任意の形のドリフトを表現できることにある。また、欠測部分のドリフトについても、前後のドリフトの傾向からドリフトの推定が可能である。

5. 3. 入力データの例

BAYTAP-G にかける入力データの例を以下に示す。データの 1 ~ 5 行目で観測に関する色々な情報を与え、実際の観測データは、6 行目から始まる。観測データは、釜石鉾山で観測された岩盤ひずみの観測データである。観測データは、つぎの順で用意する。

- 1 行目 データの種類などを記述した注釈行 (A80)
- 2 行目 緯度、経度、高さ、重力値に関する観測点の情報 (4F10.0)
- 3 行目 データの先頭の日付、時刻 (3I5,F10.0)
- 4 行目 データの個数、サンプリング間隔、欠測値と跳びのマークの定義
 (I5,F5.0,D15.5)
- 5 行目 観測データ本体の書式の定義 (A72)
- 6 行目以降 5 行目で定義した書式に従った観測データの本体

表 2 入力データの例

```
Strain Tide at Kamaishi,  TIME = JST,  UNIT = 10**(-9)
 39.324  141.397  550.000  980.122
 1997   4   22 16.0
 8048  1.0  9000.D0
(15X,F10.3)
19970422 160000  -50.844
19970422 170000  -27.156
19970422 180000  -13.474
19970422 190000   -5.430
19970422 200000  -2.269
19970422 210000   0.626
19970422 220000  -0.205
19970422 230000  -1.842
      以下省略
```

この様なデータのファイルを、input12.dat と名付けて保存する。また、気圧観測データな

どの並行観測データは、同様な形式で、input14.dat と名付けたファイルに保存する。

入力データのファイル名を定義してしまっているのはある面では不便ではあるが、プログラムは大型計算機から、各種ワークステーション、パーソナル・コンピュータまで、同様な操作で動かすことができるようになっている。プログラムの開発は、移植性を最優先させているために、グラフィカル・ユーザー・インターフェースを用いた対話的な処理は想定していない。

5. 4. 解析パラメータ

解析のための各種パラメータは、input05.dat と名付けたファイルに定義する。パラメータの与え方は、「キーワード=変数」という形で、順序やカラムを自由に入力できる部分と、入力フォーマットが固定されている部分が混在している。このように混在してしまっているのは、プログラムの過去の版と互換性を保ちながら改版を続けてきたこと、他の解析プログラムでも同じ解析パラメータ・ファイルを使えるようにしていることによる。

キーワードによる入力の部分は、入力を省略すると、標準的な値を自動的に選択するよように作られている。解析パラメータの詳細な解説については、プログラムの配布と同時に「BAYTAP-G 使用手引書 1985」を筆者に請求されたい。

表 3 解析パラメータの設定例

&PARAM					← キーワードの始まり
KIND=4, AZ=294.6,					← 成分、方位の定義
SPAN=732,					← 解析の 1 区間の長さ
DMIN=2.00D0,					← 超パラメータの下限
LPOUT=1, FILOUT=1,					← 出力量の指定
IAUG=1, LAGP=3,					← 応答の最大ラグ数の指
定					
TIMSYS=-9.0,					← 時刻系の指定(JST)
&END					← キーワードの終わり
1997 12 1 12.0 732 1.0					← 年月日時、データ数など
0				GROUPING (0:AUTO; -2,-1,1--6:MANUAL)	← 分潮の分け方
12 1 0				I/O UNIT, FORMAT, STEP (TIDAL DATASET)	← 入力先
14 1 0				I/O UNIT, FORMAT, STEP (ASSOCIATED DATASET)	
9999				TITLE	← 以下タイトル等
				Starin Data at Kamaishi	
9999					
Kamaishi				STATION NAME	
Extensometer Az=294.6				INSTRUMENT NAME	
9999					
Nano Strain				UNIT OF TIDAL DATA	
Atmospheric Pressure				TITLE OF ASSOCIATED DATASET	

5. 5. 地殻ひずみデータの解析例

釜石鉦山に設置されているひずみ計のデータの潮汐解析の例を、図 3 に示す。観測データは、1997 年の 12 月の 1 ヶ月分のデータである。横軸は日にち、縦軸はナノ・ストレイン(10⁹)単位に取っている。ひずみの観測データは、所々に欠測があるものの、ドリフト

は連続的に求められている。12月28日に跳びがあるが、跳びの大きさも同時に推定されている。気圧との応答成分は見やすくするためにスケールを2倍に、不規則成分（残差成分）は同じく10倍してある。もとの観測値から潮汐成分と気圧応答成分を取り除いた後のドリフト成分は、微細なひずみ変化や、長期的なひずみ変化の傾向が読み取りやすくなっていることが分かるであろう。

釜石鉱山内のひずみ観測データの潮汐解析例

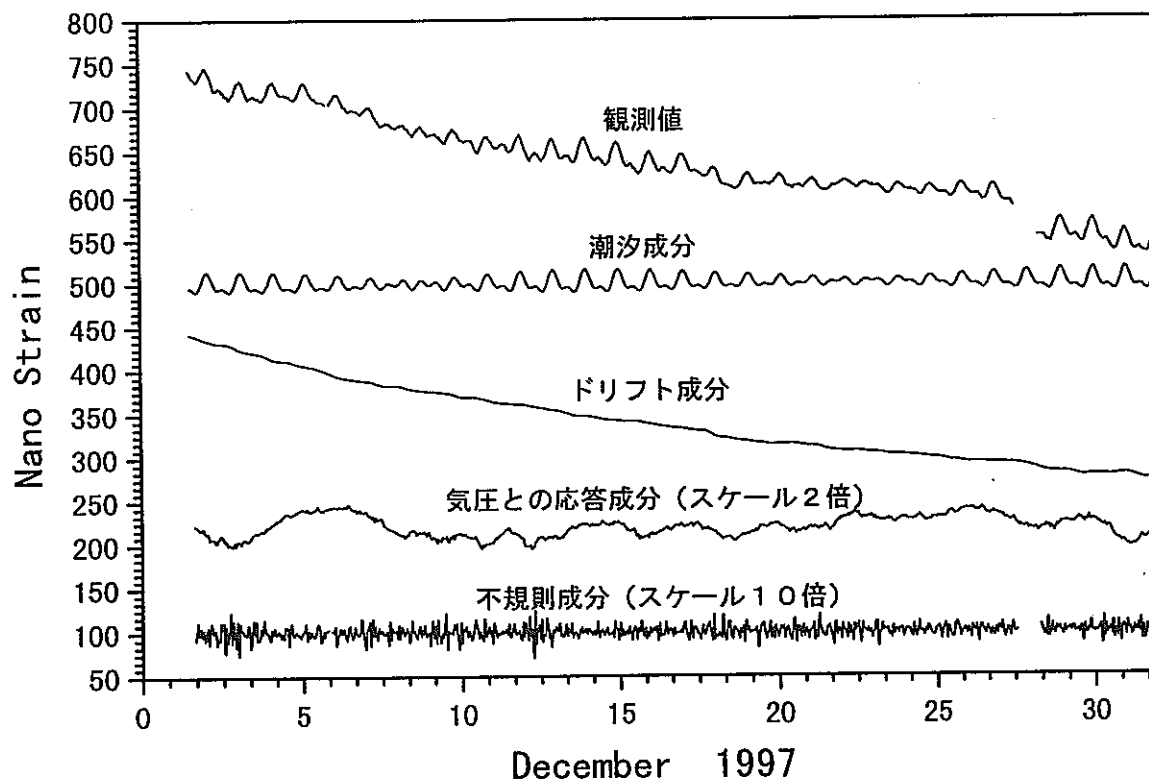


図3 地殻ひずみの観測データを BAYTAP-G により、潮汐成分、ドリフト成分、気圧との応答成分、不規則成分(残差)に分解した例

5. 6. 潮汐定数（ファクター、位相、振幅）の読み方

表4に、図3に示したデータから決定された潮汐定数を示す。この表は、BAYTAP-Gの出力の一部を、そのまま取り出したものである。表の左から順に、分潮群の番号、分潮

群の中に含まれる分潮番号、分潮群名、ファクター、ファクターの推定誤差、位相、位相の推定誤差、振幅、振幅の推定誤差の順に並んでいる。

ここで、ファクターというものは、分潮の理論的な振幅に対して、観測された振幅が何倍の大きさであったかを示す係数である。理論値として何を選んで潮汐解析を行うかというオプションが BYATAP-G にはあるが、この解析例ではファクターが 1.0 になれば理論値と同じ振幅が観測されたことを示す。ここで言う理論値とは、汎地球的なモデルに対する理論値であって、観測点近傍の地形効果（山谷による応力集中）や、坑道自身の影響（空洞になることによる応力集中）、海洋潮汐の影響は考慮されていない理論値である。報告書の本文の地下水圧の解析のところで述べられているが、海洋潮汐の影響量は海岸から 10km ぐらいの所では、本来の地球潮汐の大きさと同等の大きさになることもある。従って、ファクターが 1.0 に揃わないからといって、すぐに観測に問題があったとか、地殻の弾性定数の局所性が大きいと結論づけることはできない。むしろ図 3、表 4 をみる限り、経験的に言うと、この観測データは質が高いデータと言える。

つぎに位相とは、天体の運動から決まる分潮の理論的な位相と比べ、観測値の位相がどれだけ遅れているかを示すものである。BAYTAP-G の出力では、観測値の位相が遅れている場合をを負に取っている。解析結果を示す場合は、符号の定義で混乱することもあるので、定義を常に明記しておくべきである。

振幅というものは、入力データで与えられたとおりの単位での振幅を表す。ひずみデータがナノ・ストレイン単位で与えられているので、ナノ・ストレインの単位で振幅が示さ

表4 解析結果の出力の一部

GROUP	SYMBOL	FACTOR	(RMSE)	PHASE	(RMSE)
(LOCAL, LAG:NEGATIVE)					
1	(1-143 : Q1)	0.94112	(0.14491)	-5.475	(8.766)
2	(144-201 : O1)	0.71765	(0.02276)	-4.634	(1.826)
3	(202-249 : M1)	0.65226	(0.18322)	2.245	(15.947)
4	(250-305 : P1S1K1)	0.55488	(0.00958)	-4.139	(0.988)
5	(306-345 : J1)	0.90830	(0.21902)	-0.966	(13.800)
6	(346-450 : OO1)	0.97731	(0.37854)	-5.985	(22.211)
7	(451-549 : 2N2)	1.01971	(0.29691)	-38.716	(16.687)
8	(550-599 : N2)	0.80511	(0.03639)	-32.675	(2.588)
9	(600-655 : M2)	0.66012	(0.00561)	-38.357	(0.487)
10	(656-681 : L2)	0.51072	(0.18920)	-7.444	(21.210)
11	(682-827 : S2K2)	0.46099	(0.01874)	-50.999	(2.381)
12	(828-909 : M3)	0.55491	(0.61882)	-70.160	(63.884)

れている。入力値が、たとえば電圧値のままであれば、電圧値のままの振幅になる。この欄の振幅の大小は、表 1 の分潮表の相対的な振幅の欄にあるとおり、もともと M₂ や K₁ 分潮の振幅が大きいので、ファクターに極端な差がなければ、これらの分潮の振幅が大きく求められるのが当然である。

なお表 4 中、分潮名が P1S1K1、S2K2 となっているのは、これらの分潮が 1 ヶ月の観

測期間では分離されないために、主要分潮の S_2 、 K_2 などが同じファクターと位相を持つものと仮定されて、解析が行われていることを示している。振幅の欄は、これらのうち最大の振幅を持つ分潮、P1S1K1 の場合は K_1 、S2K2 の場合は S_2 の振幅を示している。

6. 潮汐解析にあたっての注意点、お願い

最後に、潮汐解析にかぎらず、データ解析一般についていえることではあるが、解析にあたってのお願いごとを少し申し上げる。まず、潮汐解析にあたる前に、

- 1) 因果関係があると思われるデータについて、時間軸をそろえて、まずは図にして眺めてみる。
- 2) 異常値や欠測、データの跳びがないかを確認する。
- 3) パワースペクトルを計算してみて、ノイズレベルや、確かに潮汐の周期帯にスペクトルのピークが立つかどうかを確認する。
- 4) 相関がみられるデータがあれば、クロススペクトルを計算してみる。

このようにして、まずデータの様子を吟味してから、既存の解析プログラムで解析可能かどうか、あるいは自前で解析モデルを構築してなければならぬかを判断していただきたい。BAYTAP-G は、決して万能の解析プログラムではない。データの吟味を行わずに、いきなり潮汐解析を行って、潮汐定数をカクカク・シカジカ決めたとと言われても、プログラムの開発者の一人としては、責任を持ちかねるのである。

7. プログラムの入手方法について

BAYTAP-G は、FORTRAN77 のソースプログラム、サンプルデータ、関連するプログラムの一式として、計算機のネットワーク経由で入手可能である。プログラムの配布先を把握しておきたいので、プログラムの入手を希望される方は、筆者に連絡いただきたい。

参考文献

- 赤池弘次・北川源四郎(1995)：時系列解析の実際 II, 朝倉書店, 151-165.
- Ishiguro, M. and Tamura, Y.(1985)：BAYTAP-G in TIMSAC84, *Computer Science Monographs*, **22**, 56-117.
- 日本測地学会(1994)：現代測地学, 239-262.
- 日本測地学会(1994)：測地公式集, 69-116.
- Tamura, Y., Sato, T., Ooe, M., and Ishiguro, M.(1991)：A Procedure for Tidal Analysis with a Bayesian Information Criterion, *Geophys. J. Int.*, **104**, 507-516.