

地震に関する教材の紹介

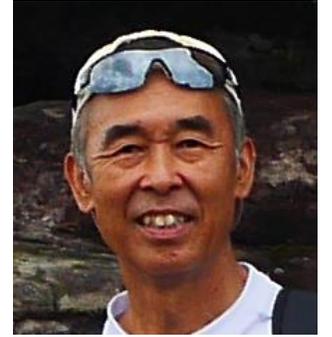
Yoshio Okamoto

yossi.okamoto@gmail.com

<http://yossi-okamoto.net/>

At 堺教育センター 1st Aug. 2025

Who am I ?



- 40年にわたり 高校で地学担当教員（今は退職）
- 最後は大阪教育大学附属高校天王寺校舎地学科教員
- この間大阪府教育センター，大学で研究も行う
- 大阪府学生科学賞審査，地学部・SSH研究指導
- 地学教育とりわけ地震や海外の地質などに興味
- 日本と世界の地質サイトを行脚
- 地学教材を開発（地震計，3D震源地図，岩石薄片など）
- Linux上のProgrammingと英語を勧める
- 2012年より，特任准教授/非常勤で大阪教育大学で講義
- 2017年より，夏～秋の2ヶ月間，タイのサイエンス高校（KVIS, PCSHS Mukdahan）の地学授業と教員研修を英語で担当
- COVID-19で中断のあと，タイの科学高校での出前授業を再開。



- 教材
- 研究報告
- 巡検紀行（海外）
- 巡検紀行（国内）
- 雑文など

05288
RAVS-COUNTER.COM
 地学教材のサイト。授業などに活用ください。活用は自由ですが、著作権は保持します。商用利用は相談ください。
[English Page](#)

What's New (01 June 2021) <古いものは更新記録（過去分）へ>

- 2021-06-01 [岩石薄片ページ](#) JpGU2021に向けて整理中
- 2021-05-25 [Seagull_Lab 走時曲線教材](#) 公開（5/27リンク更新）
- 2021-05-24 [附属高校岩石切断標本の交換公開](#)
- 2021-03-14 [2011東北津波シミュレーション](#) 再掲
- 2021-02-23 [岩石薄片図鑑2021新設](#)（3/20）ドメイン名変更
- 2021-01-23 [小麦粉断層実験の記事が縮刷版で出版されました](#)
- 2021-01-11 [岩石薄片関連ページ2021新設](#)
- 2021-01-05 [Seagull Factory 2021年薄片写真カレンダー](#) 公開
- 2020-12-11 [2020年秋但馬玄武岩巡検](#) 公開
- 2020-10-13 [2020年秋 & 2018年春 白浜地層見学](#) 公開
- 2020-09-28 [2020年秋モサウルス化石および発掘現場見学](#) 公開
- 2020-09-24 [2020年阿蘇巡検 鹿児島巡検](#) 公開
- 2020-08-25 [2020年夏四国東赤石山周辺巡検](#) 公開
- 2020-08-20 [試験に出ない地学Series](#) 改訂（目次をつけました）
- 2020-08-07 [火山灰観察実験講座を大学の動画サイトに公開しました](#)（9/24リンク修正）.
- 2020-08-03 [HP一部改訂（順序入れ替え）](#)
- 2020-07-23 [自宅地震計記録（FaceBook記事より）](#) を公開
- 2020-07-19 [工作関係に Nikon S型偏光顕微鏡の照明をLEDに換装](#) を追加
- 2020-07-19 [JpGU2020発表 iPoster 「教室で行う薄片観察レシビ2.0」](#) その1 その2
- 2020-07-19 [中高理科研修「火山灰の観察」](#) 動画を追加
- 2020-07-16 [計算厳出しシリーズ](#) 公開
- 2020-06-12 [ちょっと便利なLinux Script](#) 公開
- 2020-06-12 [北海道巡検機満・日高 三石・テフラ 有珠山](#) 公開
- 2020-06-11 [スクリプト ひまわり画像取得とアニメーション作成](#)
GMT覚書 Hipparcos data から HR図 ほか国内巡検を追加
- 2020-05-08 [自作岩石切断標分解修理の顛末](#) 新設
- 2020-05-05 [教材用各種シミュレーション](#)（英文ほか）
[風紋](#) [コロナ感染1](#) [その2](#) [その3](#) [鳥の群れ1](#) [その2](#)
- 2020-04-23 [研究報告更新](#)（附属天王寺研究集録原稿投稿）
- 2020-03-28 [2020年春四国東赤石山周辺巡検](#) 公開
- 2020-03-23 [兵庫県1月～3月 DFMを用いた立体地形図公開](#)

講義資料など

- [附属天王寺中学2年生へ\(5/14\)](#)
- for Thai students**
- [堺サイエンスクラブ](#)
- [大阪教育大学「地球と災害」](#)
- [大学過去講義資料置き場](#)
- [中高理科研修「火山灰の観察」](#)

古いMisc資料

- [古いHPの記録](#)
- [科研費教材資料](#)
- [地震関係教材資料](#)
- [教材の小ネタ（研修資料など）](#)

Seagull Lab

- [Seagull Labとは](#)
- [作成教材一覧](#)
- [走時曲線関連](#)

Seagull Factory



- 組織紹介
- イベント
- 出版物・資料
- 学会賞
- 公募・助成

[トップページ](#) » [出版物・資料](#) » [資料](#) » [なみふる文庫](#) » [教室でできる地学実験](#)

教室でできる地学実験 Publications

身近な素材で地震を体験！？ 岡本義雄氏による「なみふる」の名物コーナー。

 [フィルムケースで地震計を作ってみよう](#) [第1回](#) [第2回](#) [第3回](#) [第4回](#)

 [ココアと小麦粉で断層を作ろう!!!](#)

 [「トランスフォーム断層ペーパーモデル」](#)

 [「大陸移動ペーパーモデル」](#)

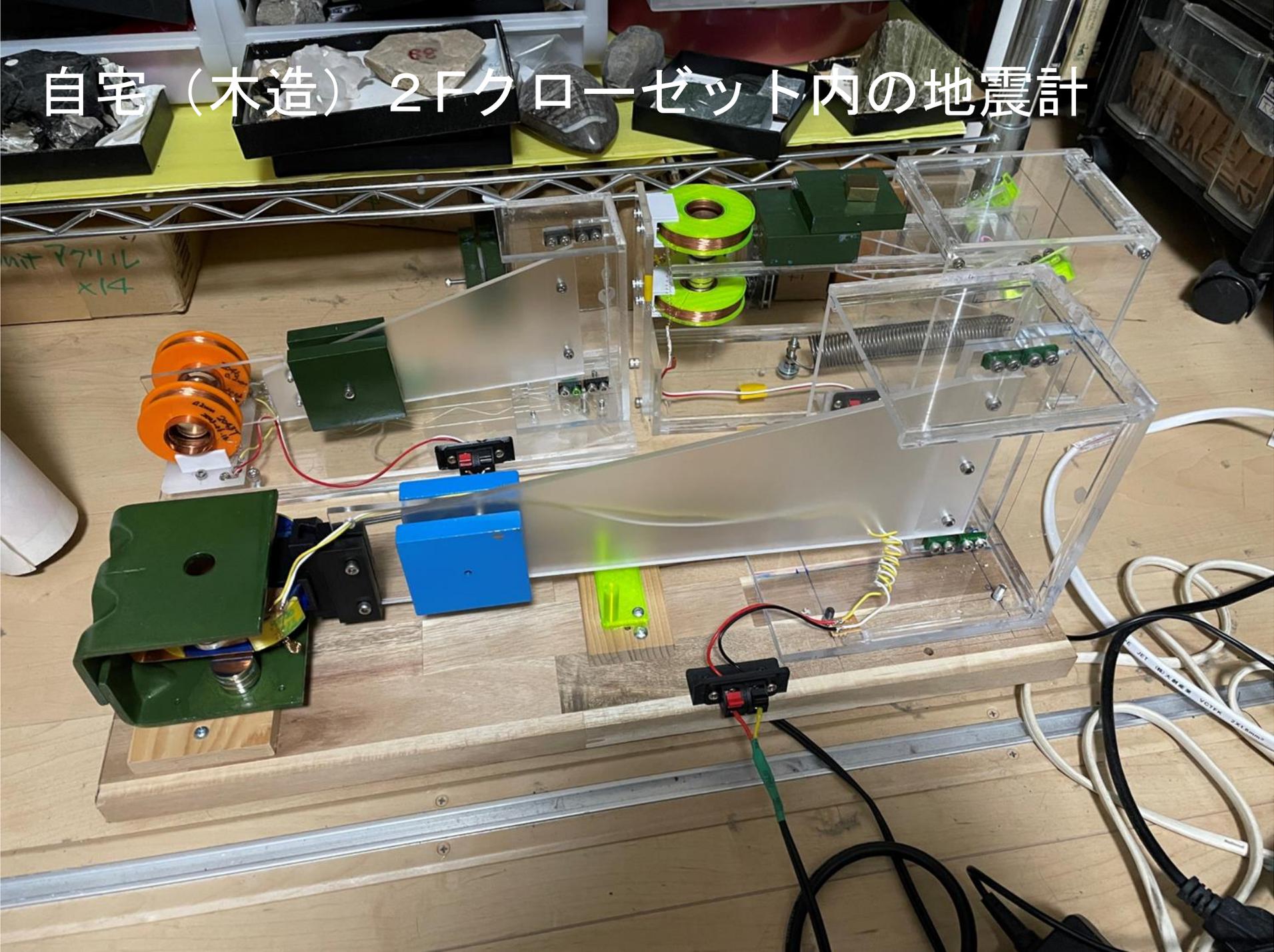
 [「簡単に作れる『簡易磁力計』」](#)

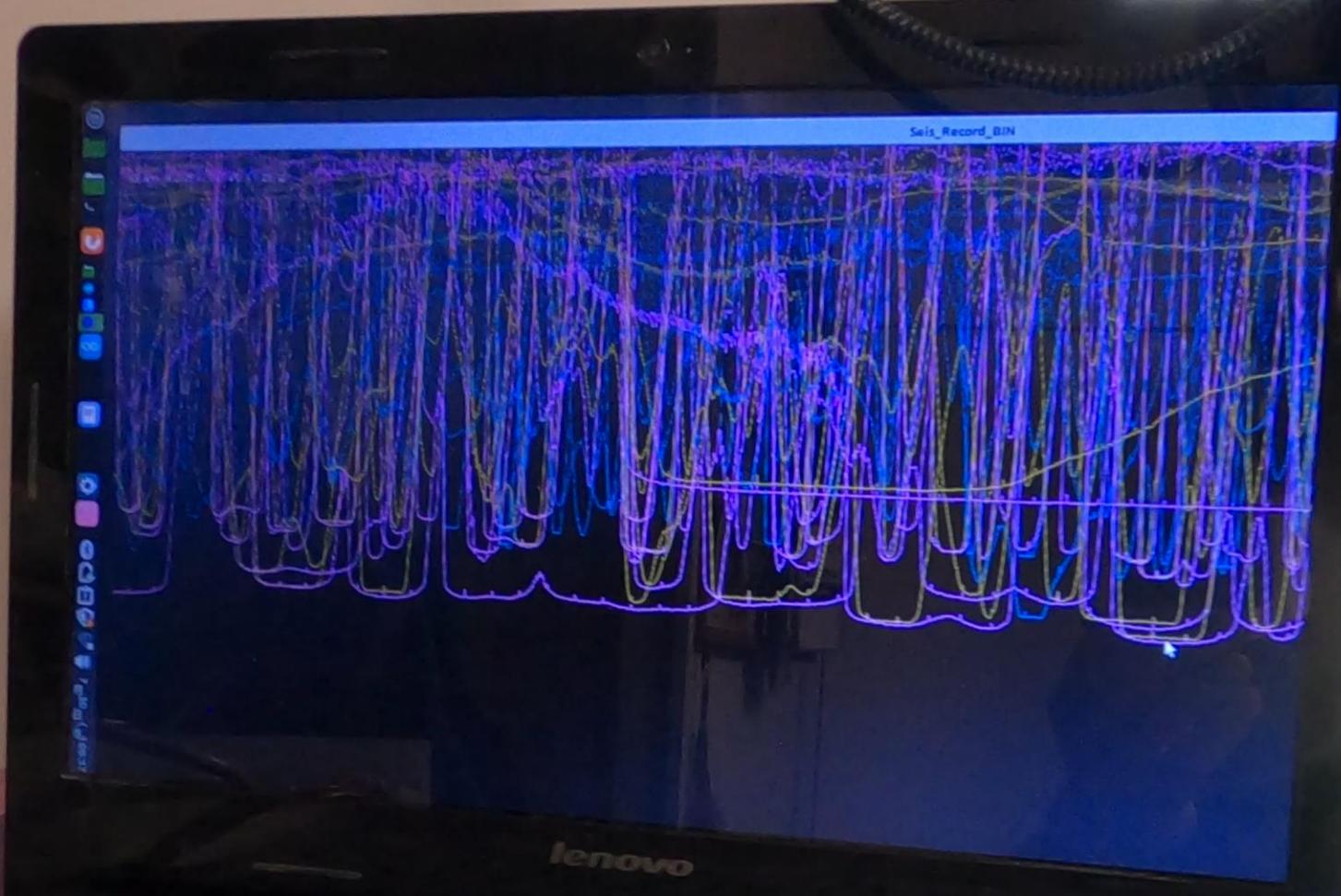
 [ANB地震計を作ろう！](#) [第1回](#) [第2回](#) [第3回](#)

今日のお話の道筋

- 自己紹介
- 私の地震についての研究
- 地震に関する基本的な話
- 震源決定とMの推定法
- 1995年神戸地震のP波初動パターンと、震源メカニズム
- 断層の形成を示す「小麦粉とココアを用いた断層実験」

自宅（木造）2Fクローゼット内の地震計

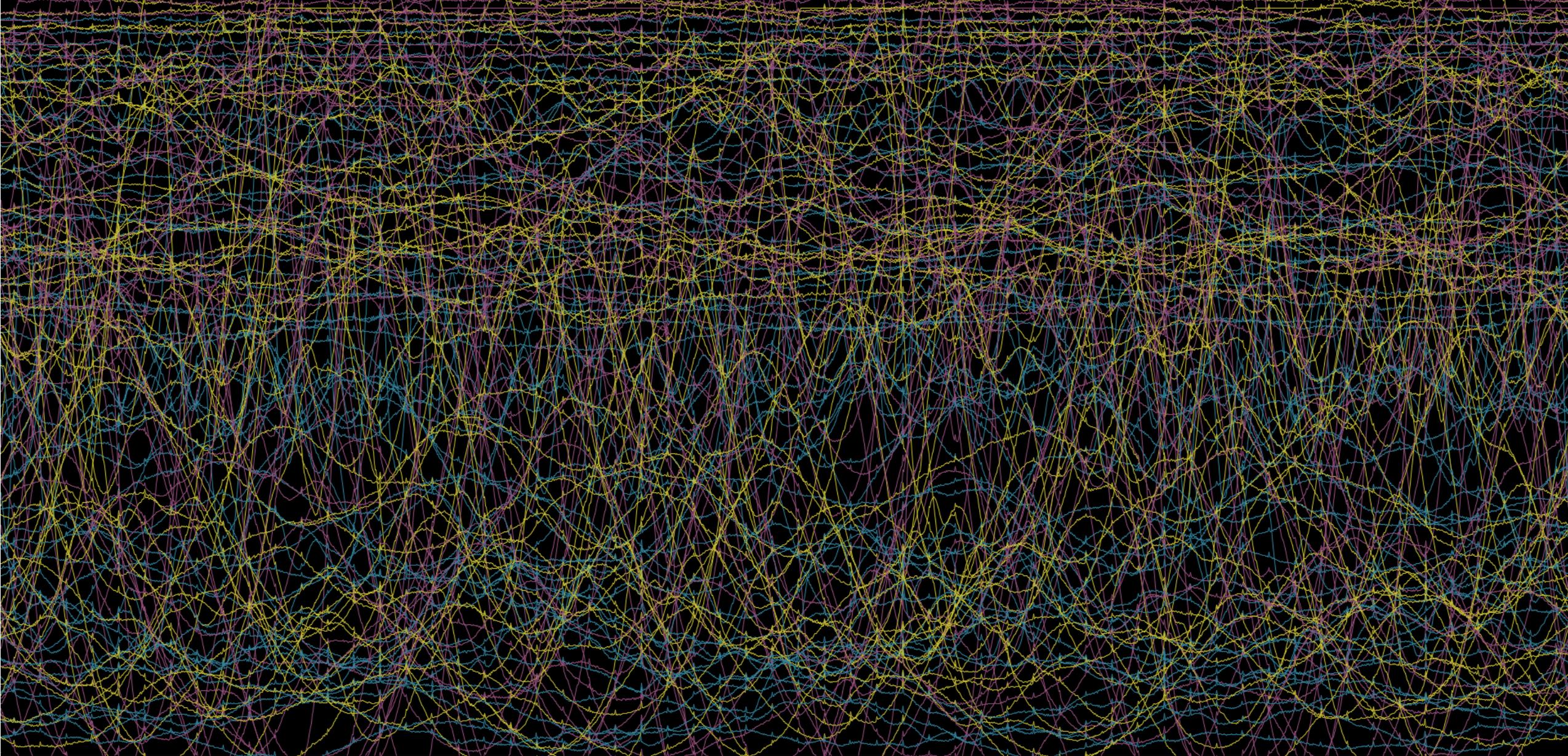




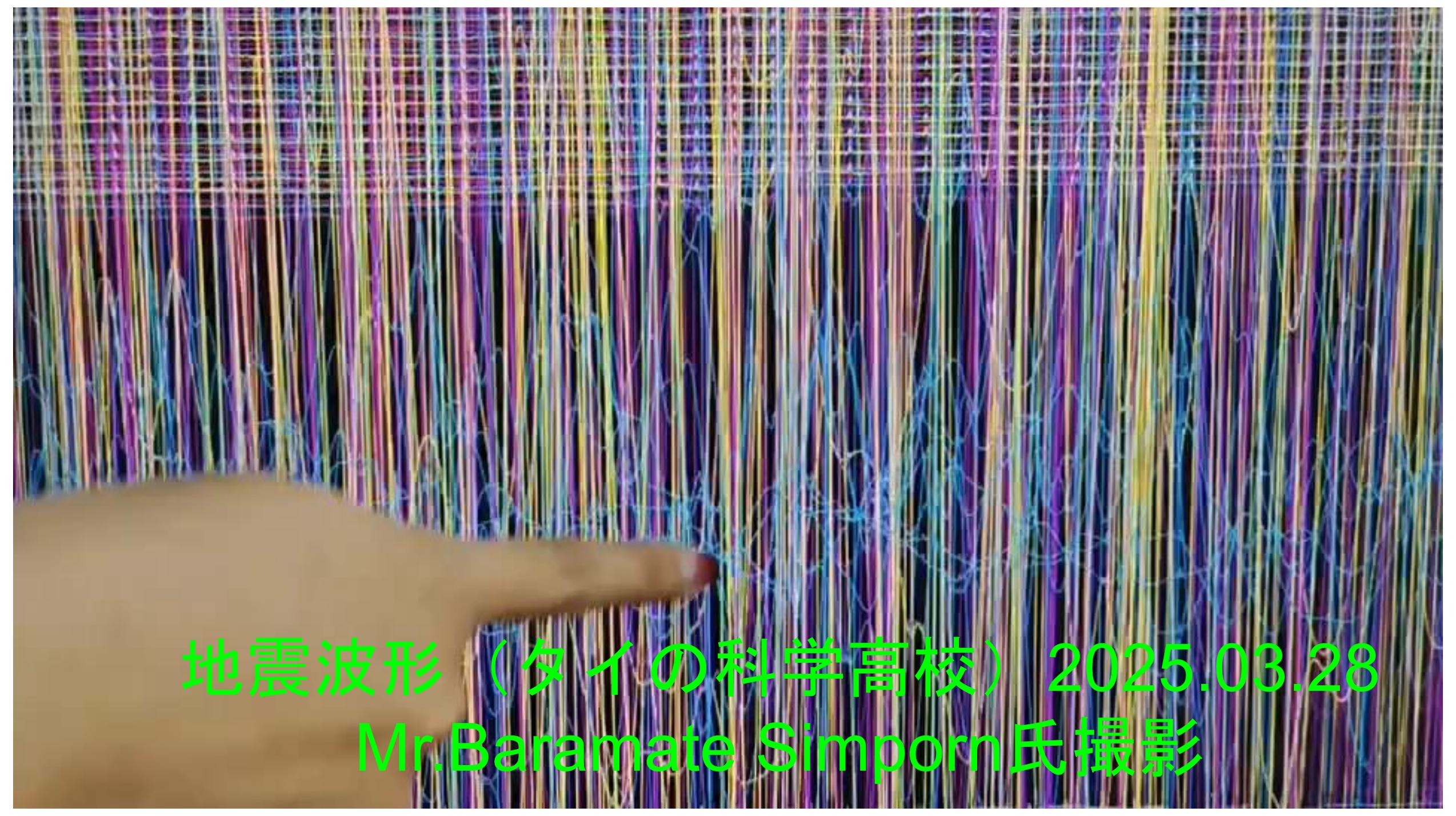
2025年7月30日8時半すぎ.

OKU_2025/07/20/Time-15:27:55

大阪教育大学柏原キャンパスの地震計記録





A hand is pointing towards a dense, colorful grid of vertical lines. The lines are thin and multi-colored, including shades of purple, blue, green, yellow, and orange. The background is dark, making the lines stand out. The overall appearance is that of a complex, multi-channel seismic waveform recording.

地震波形（タイの科学高校） 2025.03.28
Mr.Baramate Simporn氏撮影

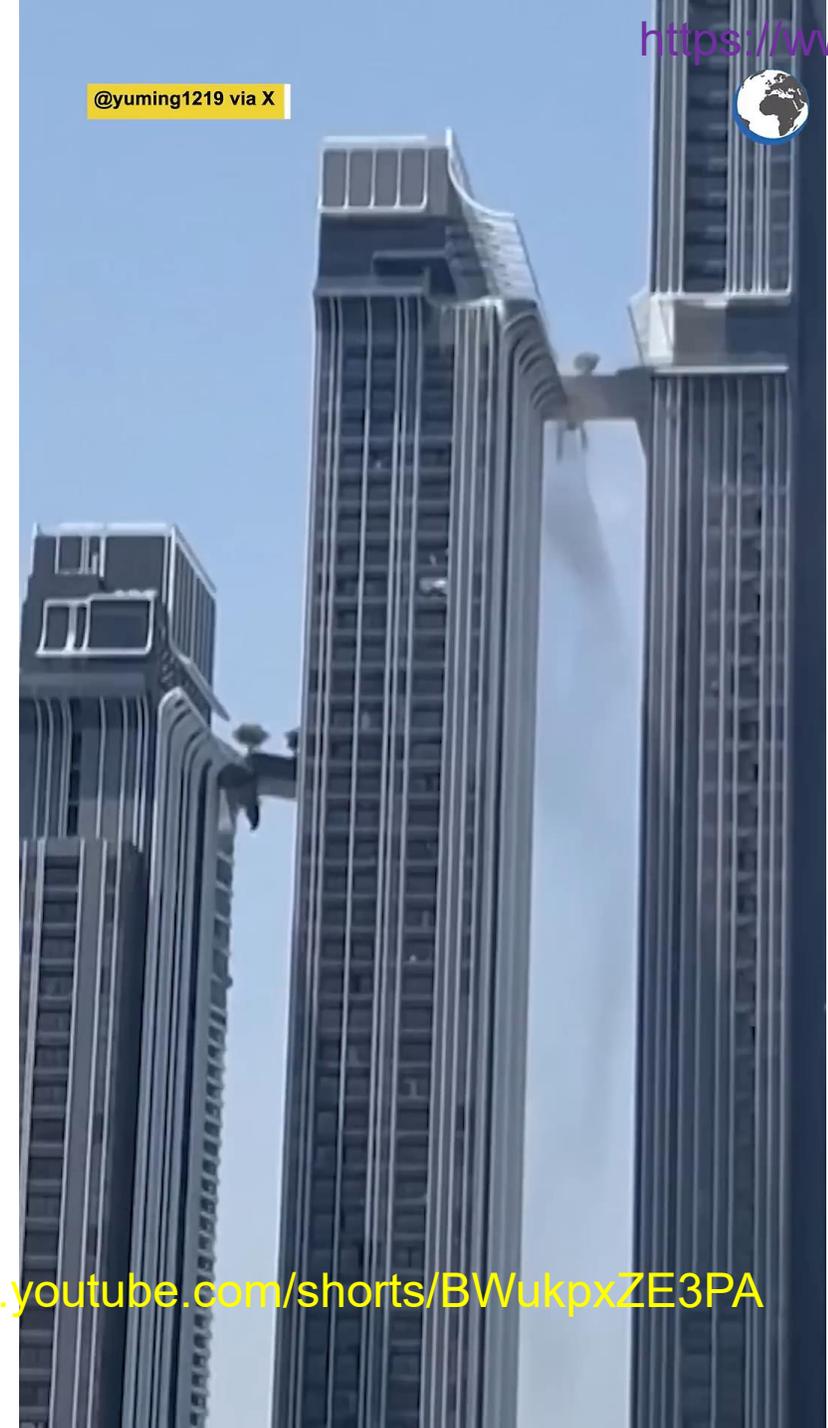
PCSHS Mukdahan校の物理教室





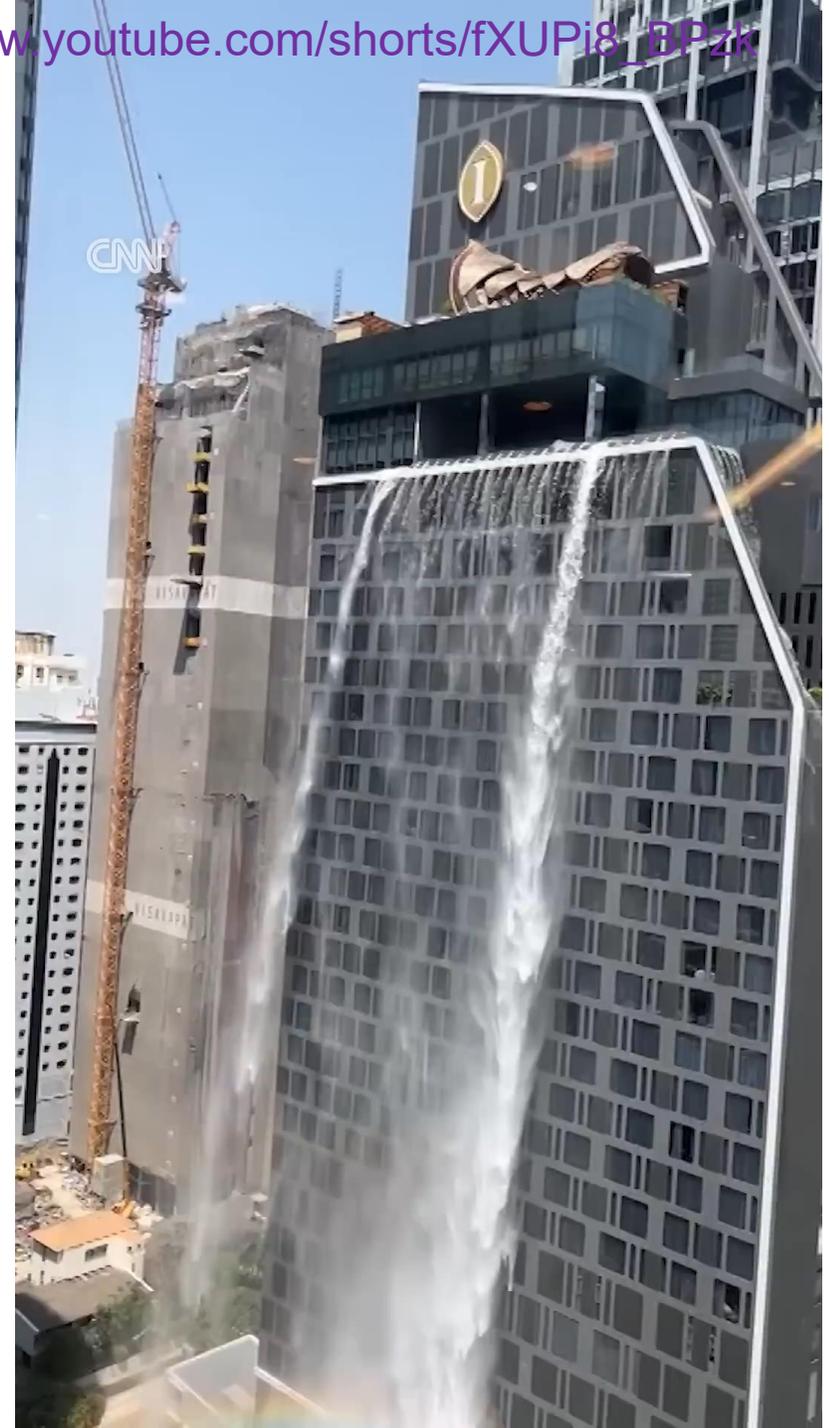
ビデオはPhayao大学の
Chachawal先生よりいただいた

<https://www.youtube.com/shorts/BWukpxZE3PA>



@yuming1219 via X

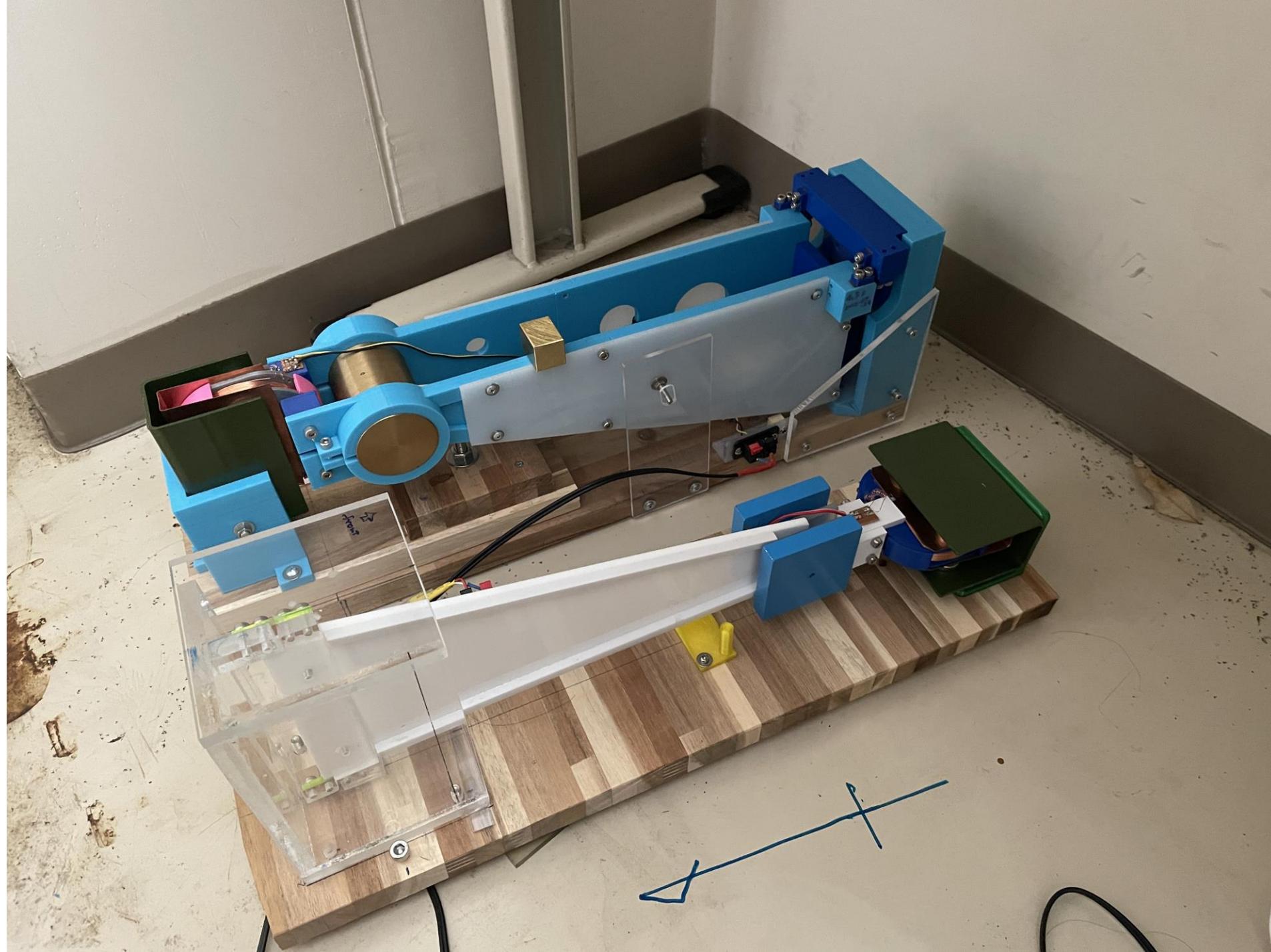
https://www.youtube.com/shorts/fXUPi8_BPzk



CNN

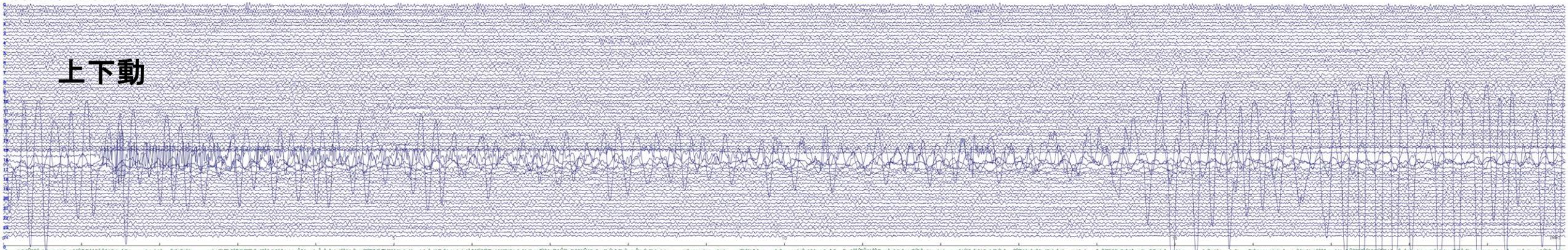


大阪教育大学柏原キャンパス、
平川先生 学生研究室

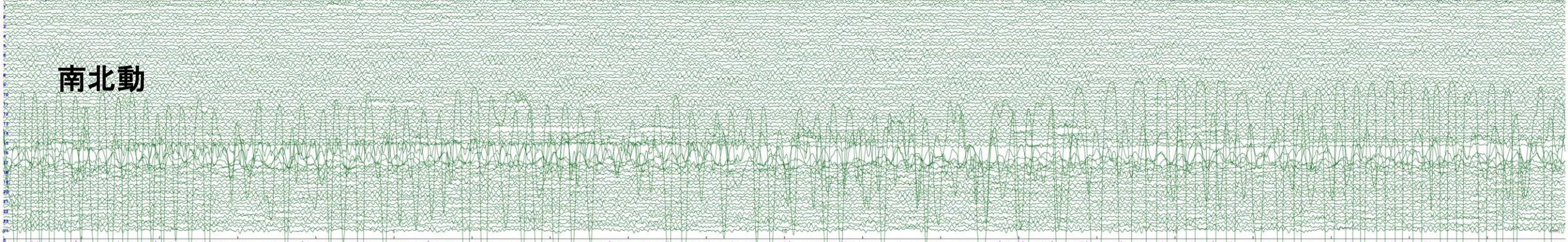


2025年3月28日 1日の記録

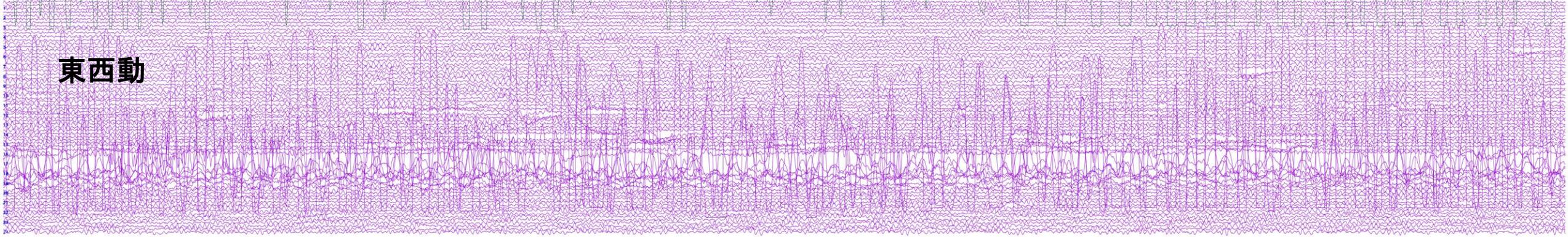
上下動

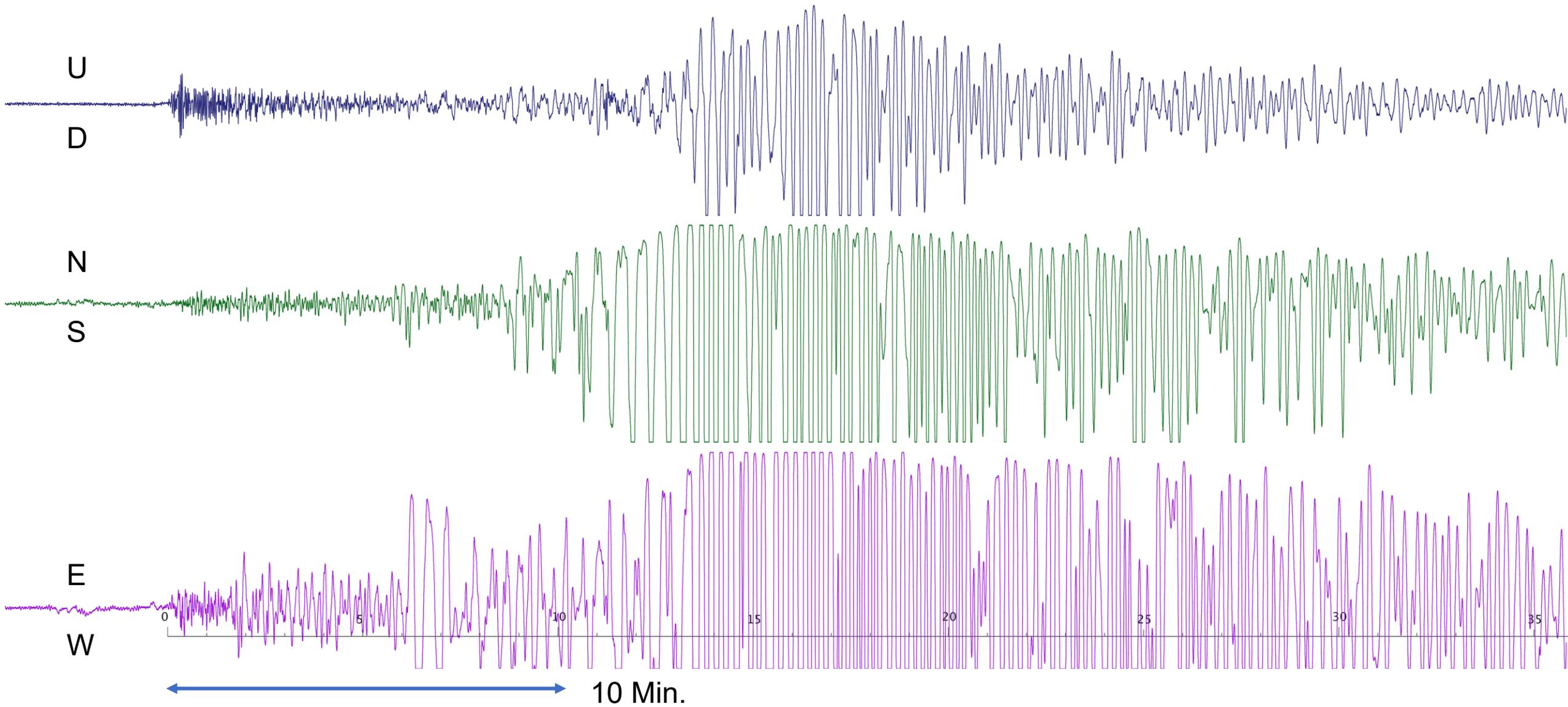


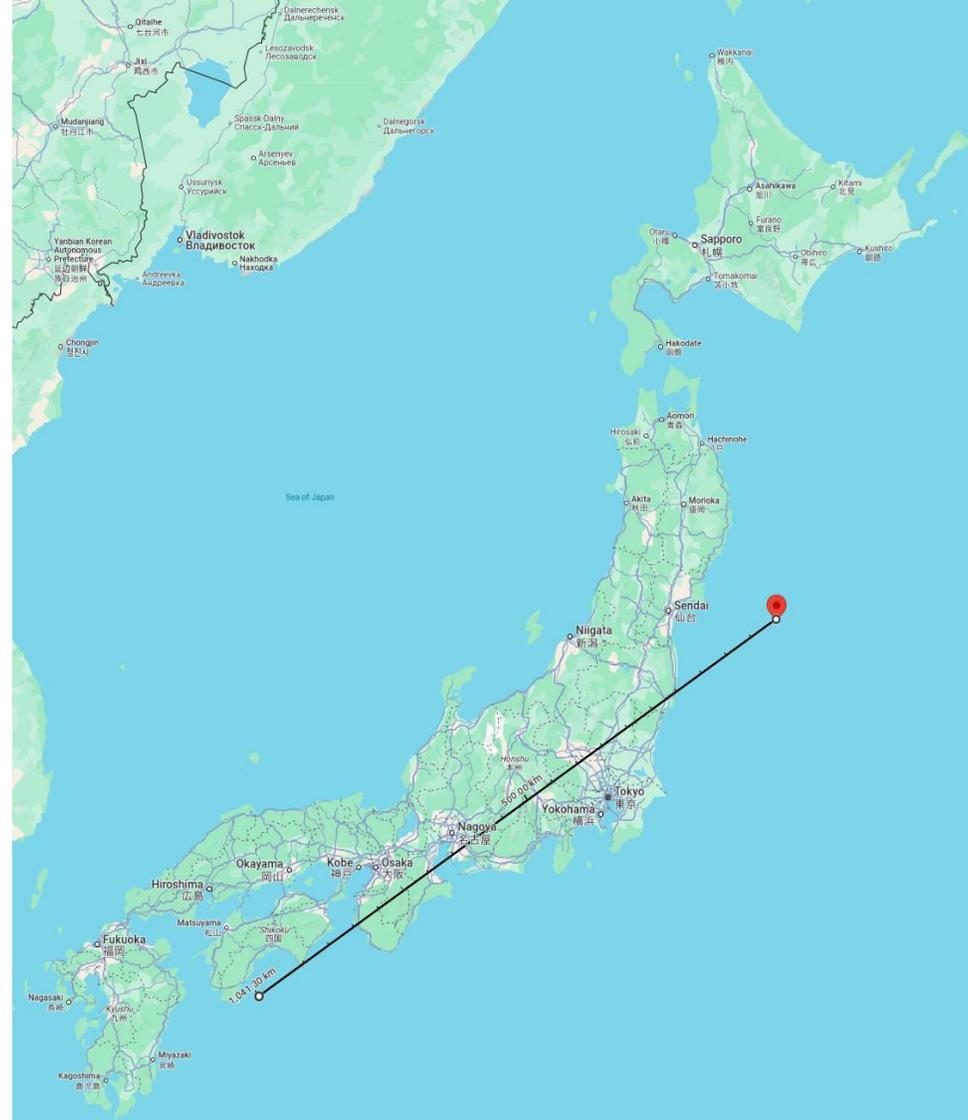
南北動



東西動

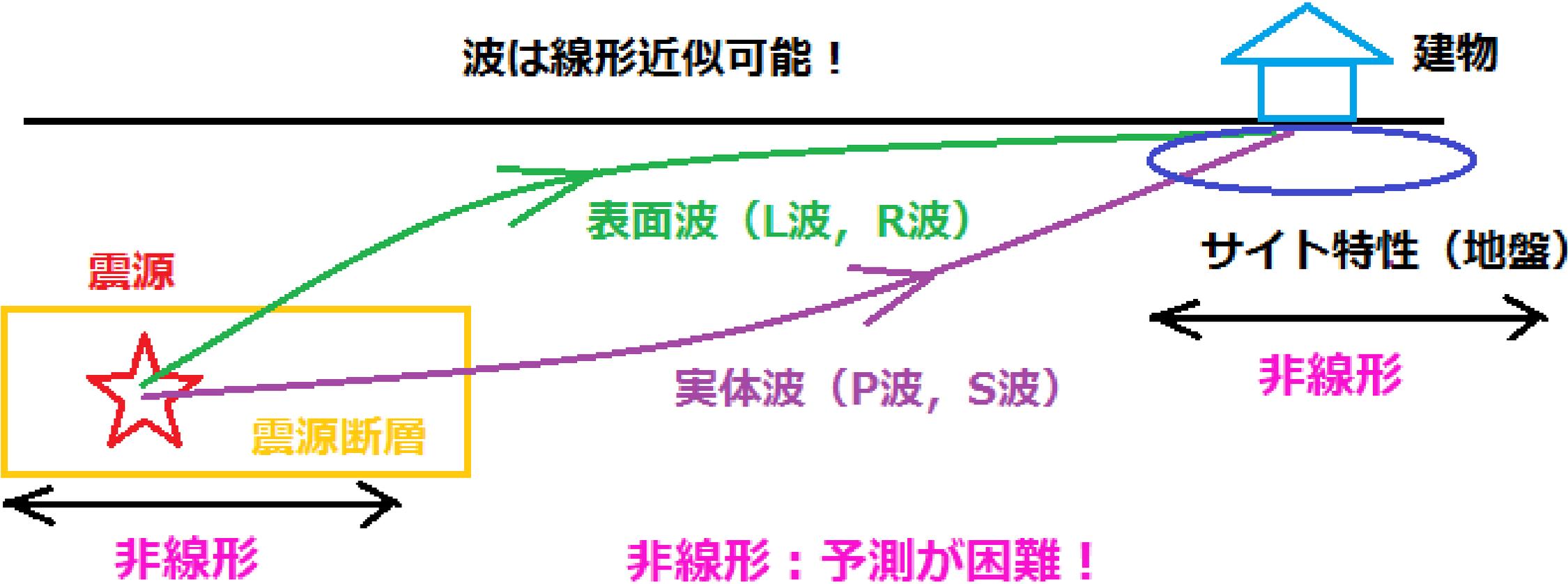






とても遠い震源なのに
なぜ被害が出たのか？

地震は地面を波が伝わる現象



なぜ波は沖から来るのに----

http://www.jpcoast.com/img/201007/20_DSC_0258.jpg



Massive Mexican Wave - London 2012 Olympic Stadium -
YouTube



波とは？

物体（物質）が移動するわけではない！

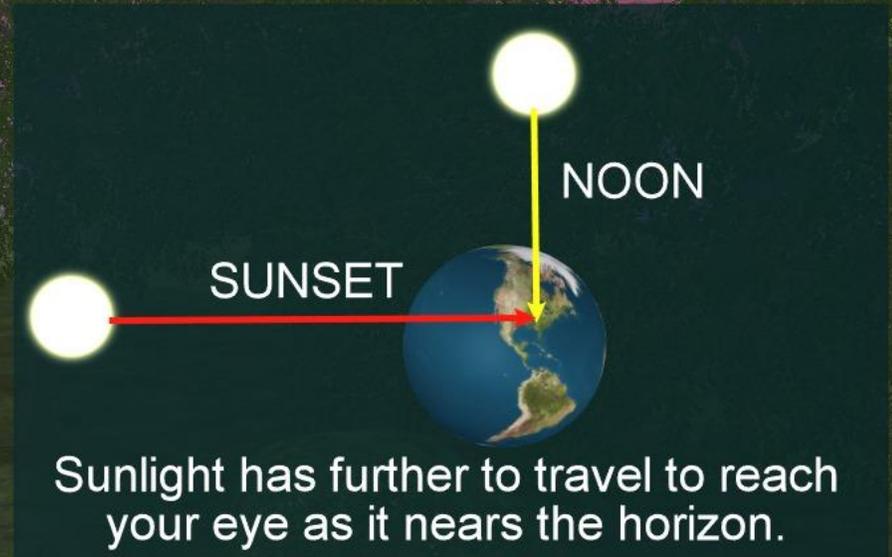
物質の変化（状態）が移動する！！

密度変化，位置変化など

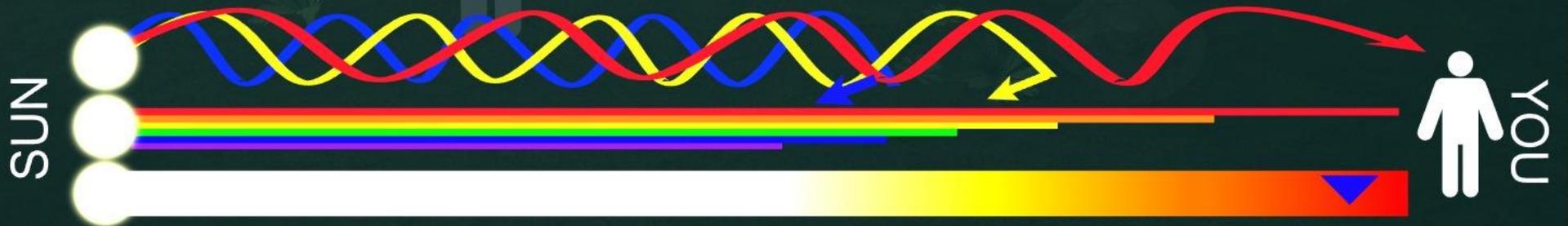
波の種類あるいは例？

WHY ARE SUNSETS REDDISH?

夕焼けが赤い理由？



Because blue/violet light have short wavelengths... they are most likely to be scattered by air/dust particles.

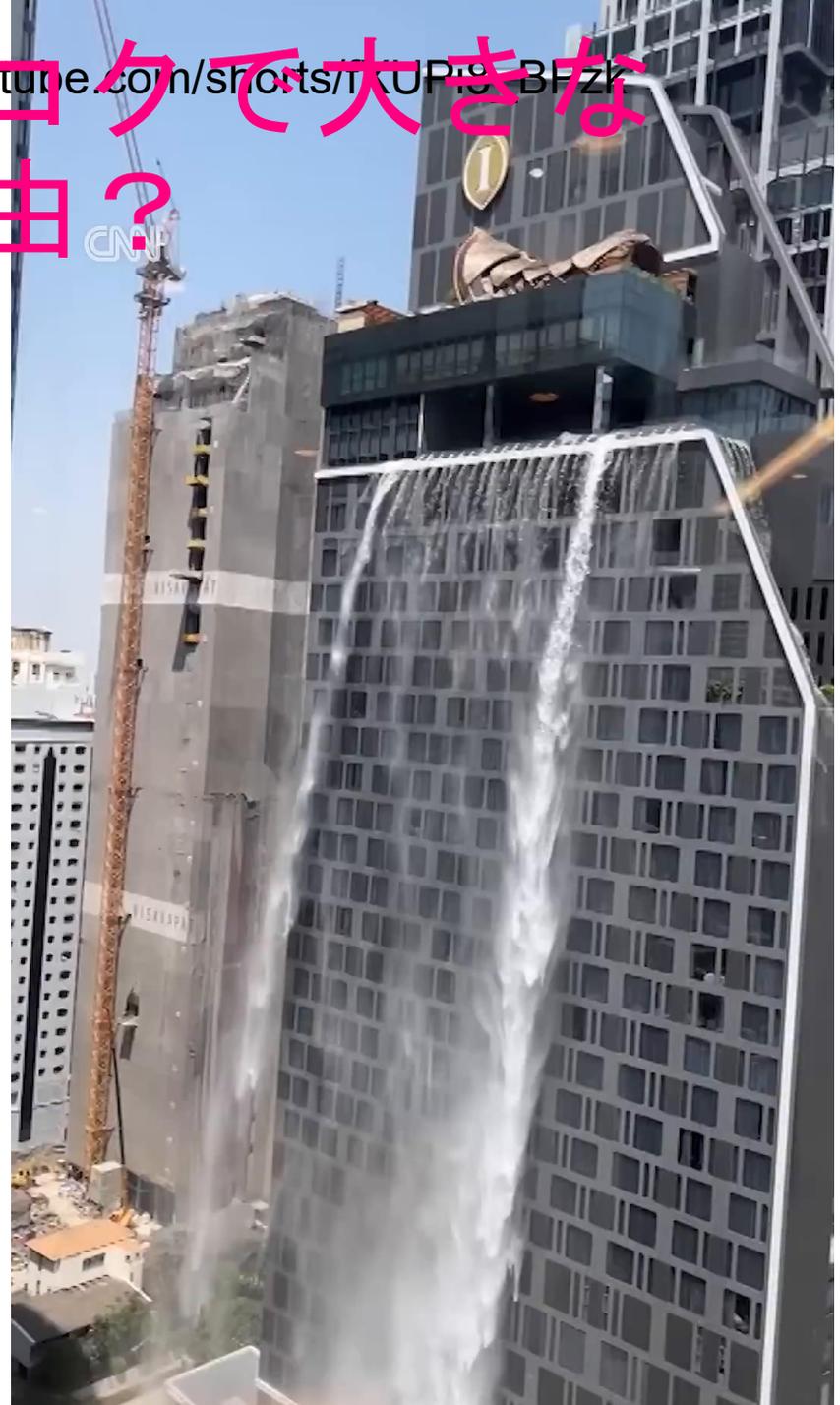


As the distance increases, most of the light left unscattered is red and orange.

震源から遠いタイのバンコクで大きなゆれがあった理由？



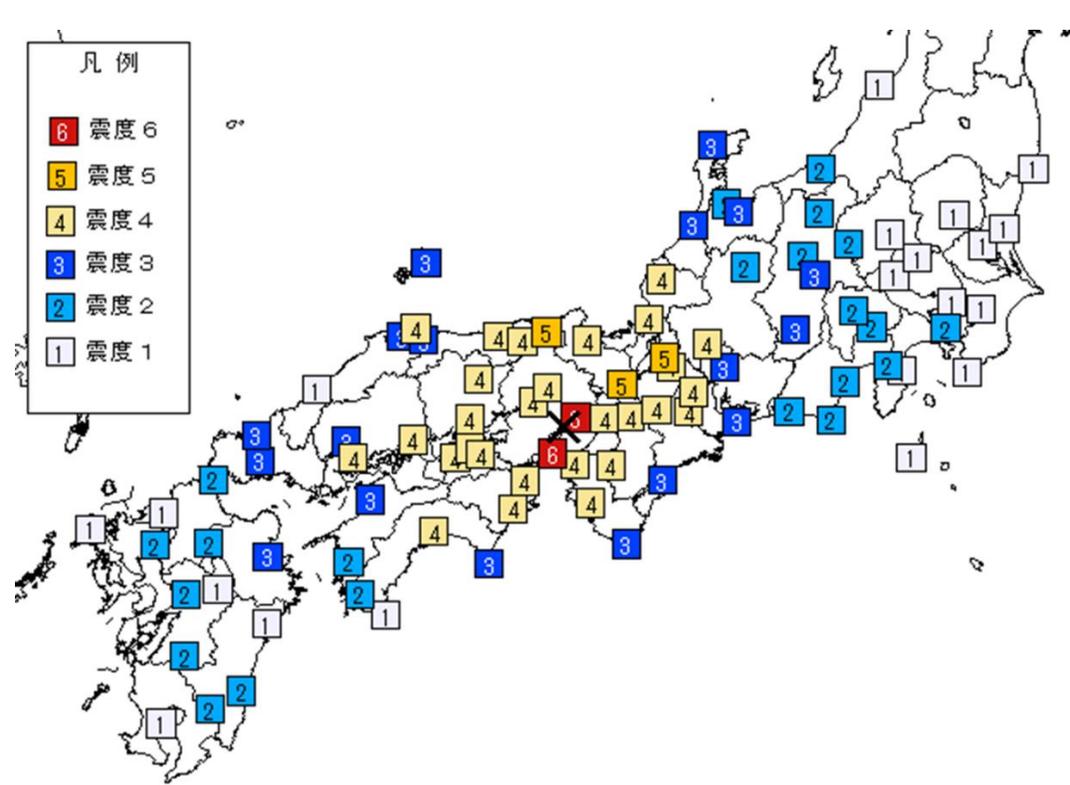
<https://www.youtube.com/shorts/BWukpxZE3PA>



CNN

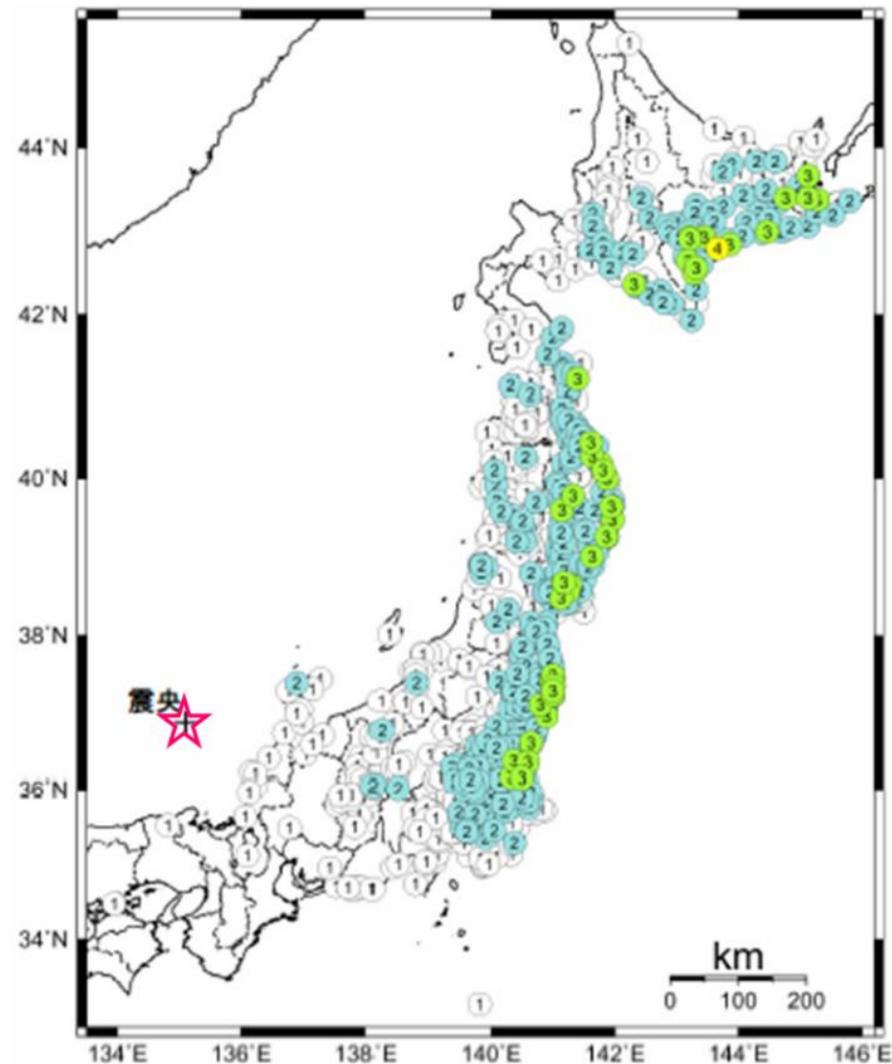
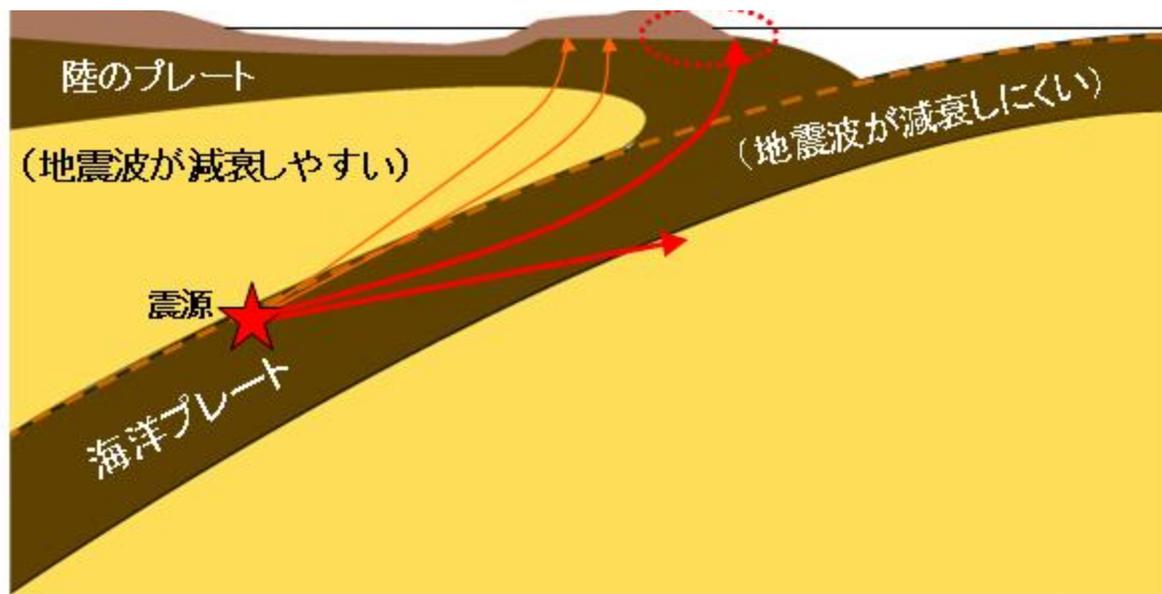
波の共鳴， 共振の実験！！

ここからが、今日のお話と実習です.



震度

震域



異常震域

震源の決定（PS時を用いる方法）

- PS時（P波からS波までの時間）

$$D = k \times t \quad \text{大森公式}$$

D : 震源までの距離[km]

k : 大森係数 (8-9 [km/sec])

t : PS時間 [sec]

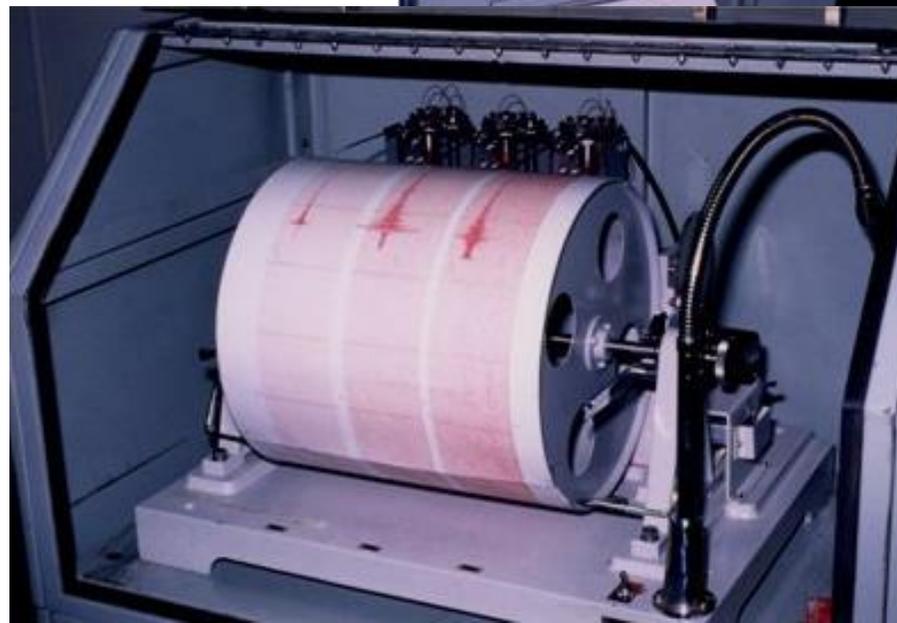


Fusakichi Omori

- 現在はP波到着時刻を用いる方法（あとで実習）
- 他の方法(震度分布から, 古文書などの解析 etc.)

Left : Kahaku_Web

Right : Osaka kanku observatory



59型地震計

ヴィーヘルト式地震計にかわって全国の気象台・測候所で観測の主力として使われていた電磁式地震計のひとつで、この写真のものは正式には気象庁590型直視式電磁地震計といいます。1959（昭和34）年に開発されたことから59型という名がついています。振り子の固有周期は5秒、倍率は100倍で、地震動の速度に比例した電圧を増幅回路で変位にして記録します。記録方式は初め煤書き、後にはこのようなペン書き式に変わりました。何回かの改変を経ながら40年ものあいだ使われてきた地震計でしたが、今では計測震度計や新しい地震計にとってかわられ、その役割を終えています。

★. 震央とマグニチュードを求めよう

1 目的

地震計で地震の揺れを観測した波形記録から、P波とS波の初動時刻及び最大振幅の読み取りをおこない、その値から震央とマグニチュードを求める方法を学ぶ。

2 準備

定規、コンパス

3 作業

図3、図4、図5は、1994年6月28日に発生したある1つの地震について、彦根観測点、大阪観測点、豊岡観測点に設置された地震計で、ペンレコーダーにより描画された変位波形記録である(右の写真)。この地震計は、南北方向(NS)の揺れ、東西方向(EW)の揺れ、上下方向(UD)の揺れの3成分の地面の動きを観測するため、1つの観測点の記録は、南北成分(NS)、東西成分(EW)、上下成分(UD)の3成分の波形の記録からなる。



【参考】

・波形記録は左から右に描かれており、タイムスタンプ()には 11:58 に打ってある。また、タイムスタンプ間は60mmであるので、1mmが1秒に相当する。

① 図3、図4、図5について、図中の○印の時刻を参考にし、定規を用い、P波とS波の初動の時刻を0.1[秒]単位で読み取り、右表に記入せよ。なお、P波は上下成分(UD)で読み取り、S波は水平成分(NS、EW)でそれぞれ読み取ってそのうちの早い方の時刻とする。

次に、定規を用い、水平成分(NS、EW)の最大全振幅を0.1[mm]単位でそれぞれ読み取って右表に記入せよ。

② 右表において、初期微動継続時間(PS時間): T [秒]と、震源距離: D [km]をそれぞれ求め、小数点以下1位(小数点第2位を四捨五入)までの値を記入せよ。なお、大森係数: k は8.75とする。

③ マグニチュード: M を求めるには、水平成分(NS、EW)の最大半振幅を合成した振幅値: A [mm]が必要となる。簡単にするために、この値は作図により求める。まず①で測った最大全振幅から最大半振幅を求める。

【参考】図1を参考に最大半振幅の長さが隣辺の直角三角形を作図し、定規で振幅値: A [mm]を小数点以下第1位の精度で読み取り、表に記入せよ。ド: M を求める計算式は、 $M = \log(A) + 1.73 * \log(D) - 0.83$ 表され気象庁が61kmより浅い地震について用いている式を元としている。この式の A が水平成分(NS、EW)の最大半振幅の合成値である。

【参考】

・震源距離: D を半径とする円が交わった点がそれぞれ結んでできる3つ(以上)の共通弦はただ一点で交わる。この交点が震央である。

4 考察

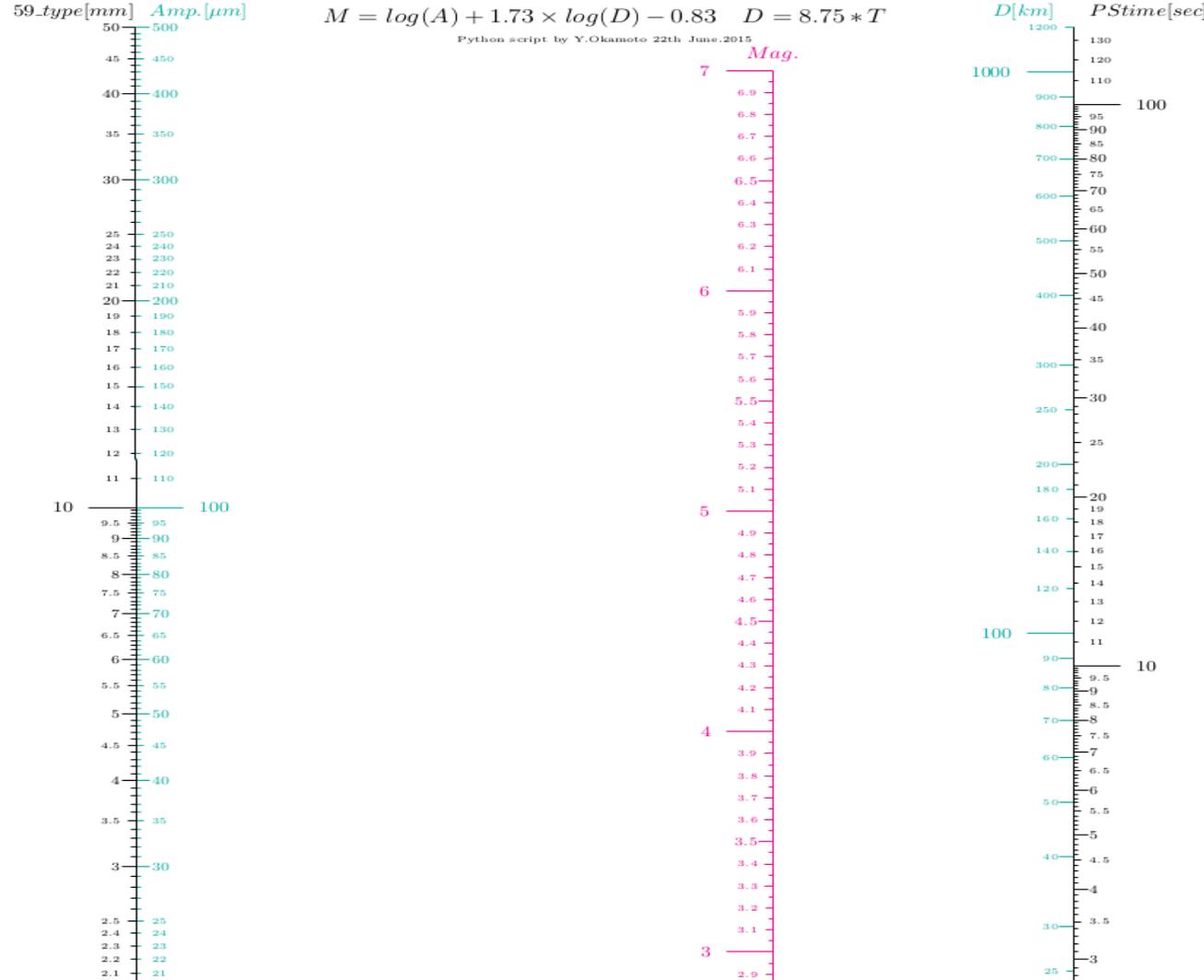
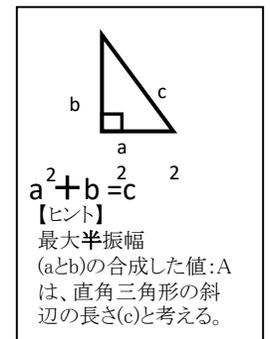
震央と気象庁の震央を比較せよ。震央を求める計算式に基づき、振幅: A を対数表示した「ものさし」と震源距離: D を対数表で表示した「ものさし」の間に、マグニチュード: M の「ものさし」を配置せよ。このような「ものさし」を「ノモグラム」という。各3観測点での振幅: A と震源距離: D をそれぞれ結び、マグニチュード(マグニチュードの「ものさし」と震源距離の交点)を求め、表に記入せよ。

“ノモグラム”について、振幅: A はそのままで震源距離: D が10倍になったとき、マグニチュードはどうなるか。また、震源距離: D はそのままで、振幅: A が1/10倍になったとき、マグニチュードはどうなるか？

表

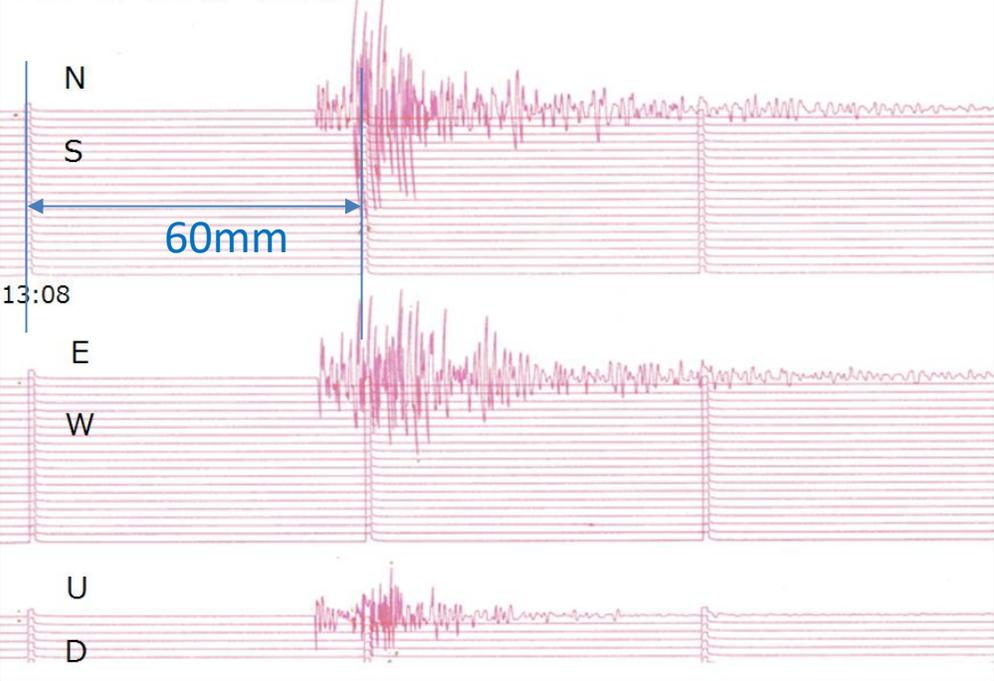
	彦根	大阪	豊岡
P波初動時刻			
S波初動時刻			
初期微動継続時間: T			
震源距離: $D=k \times T$ ($k=8.75$)			
最大全振幅 (NS)			
最大全振幅 (EW)			
最大半振幅 (NS)			
最大半振幅 (EW)			
振幅: A			
マグニチュード			

図1

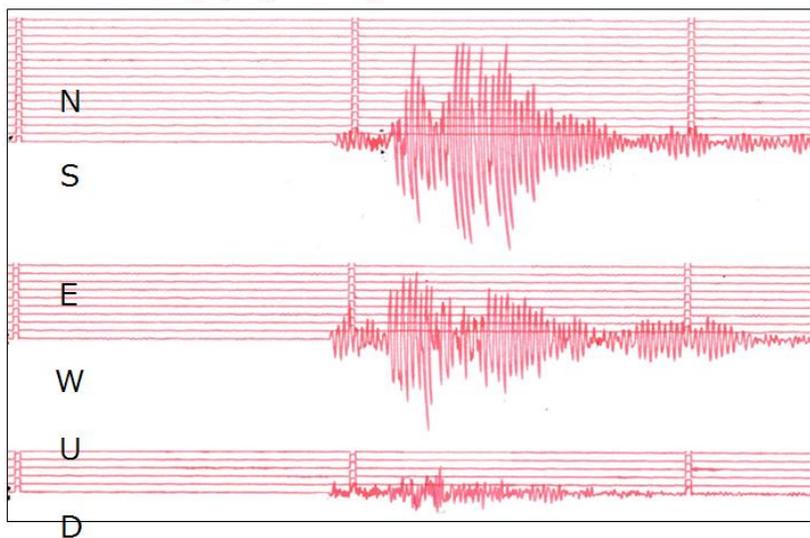


年 組 番 氏名

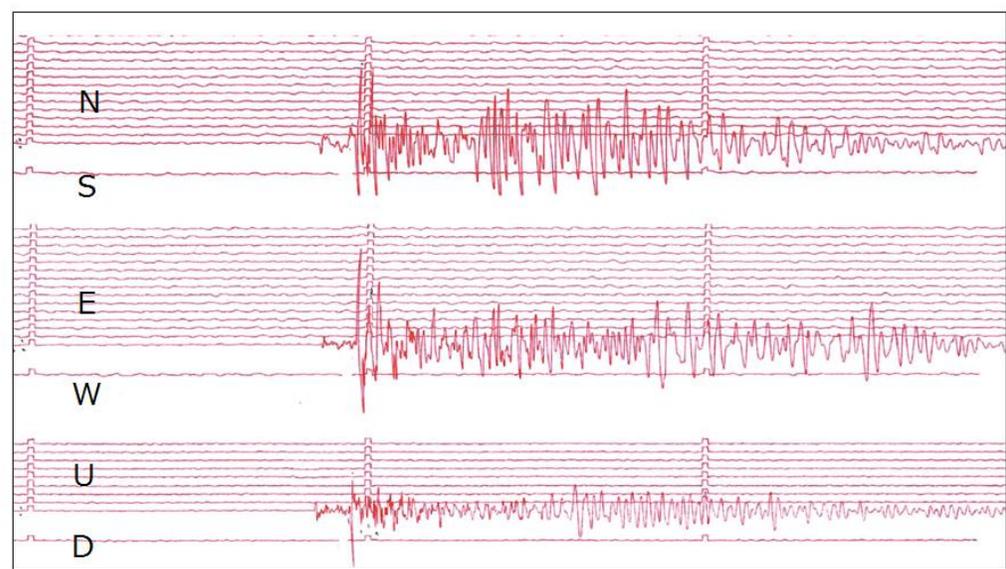
HIKONE (Shiga pref.)

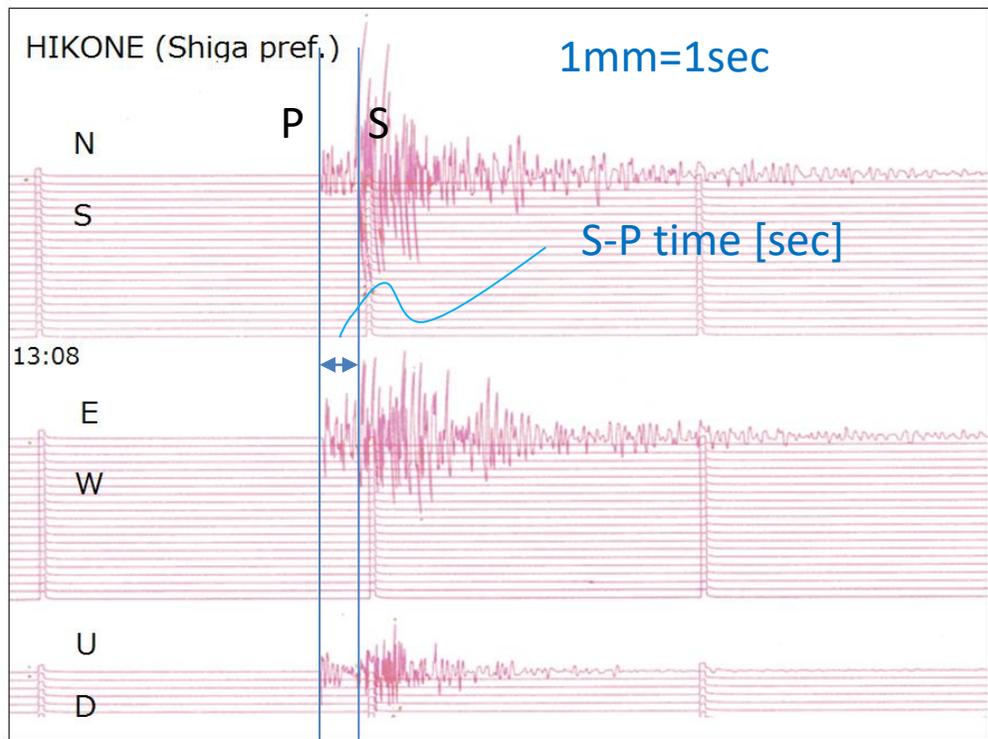


TOYO-OKA (Hyogo Pref.)

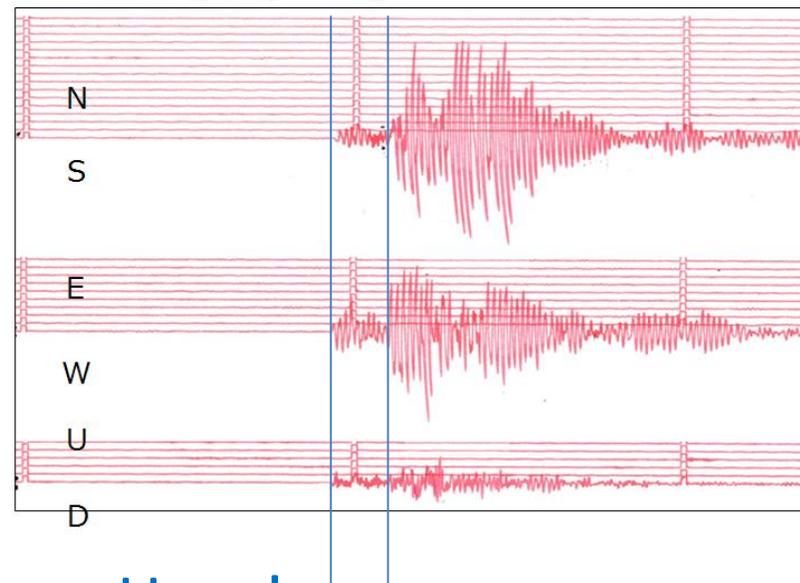


OSAKA





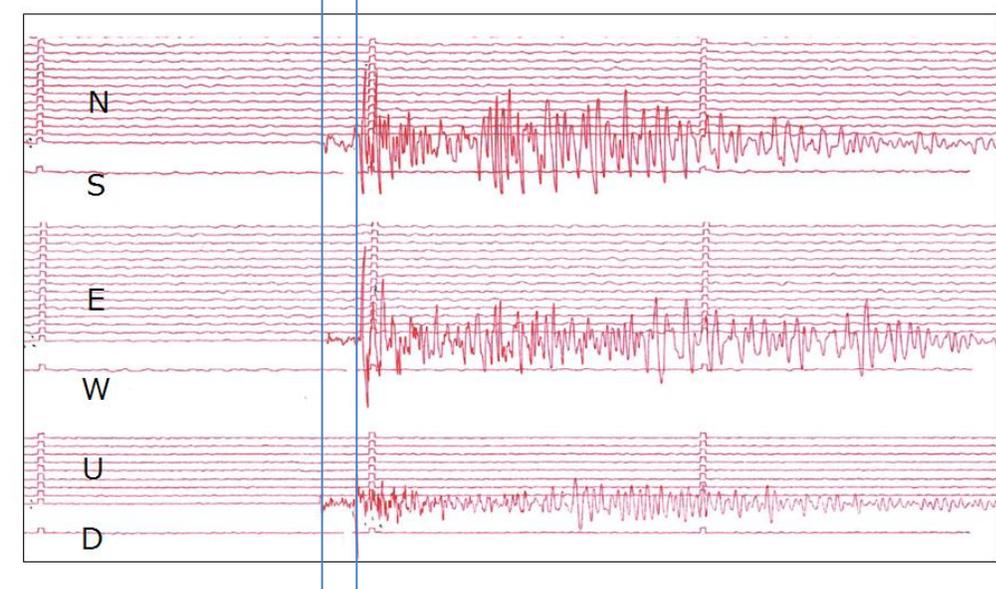
TOYO-OKA (Hyogo Pref.)



S-T time

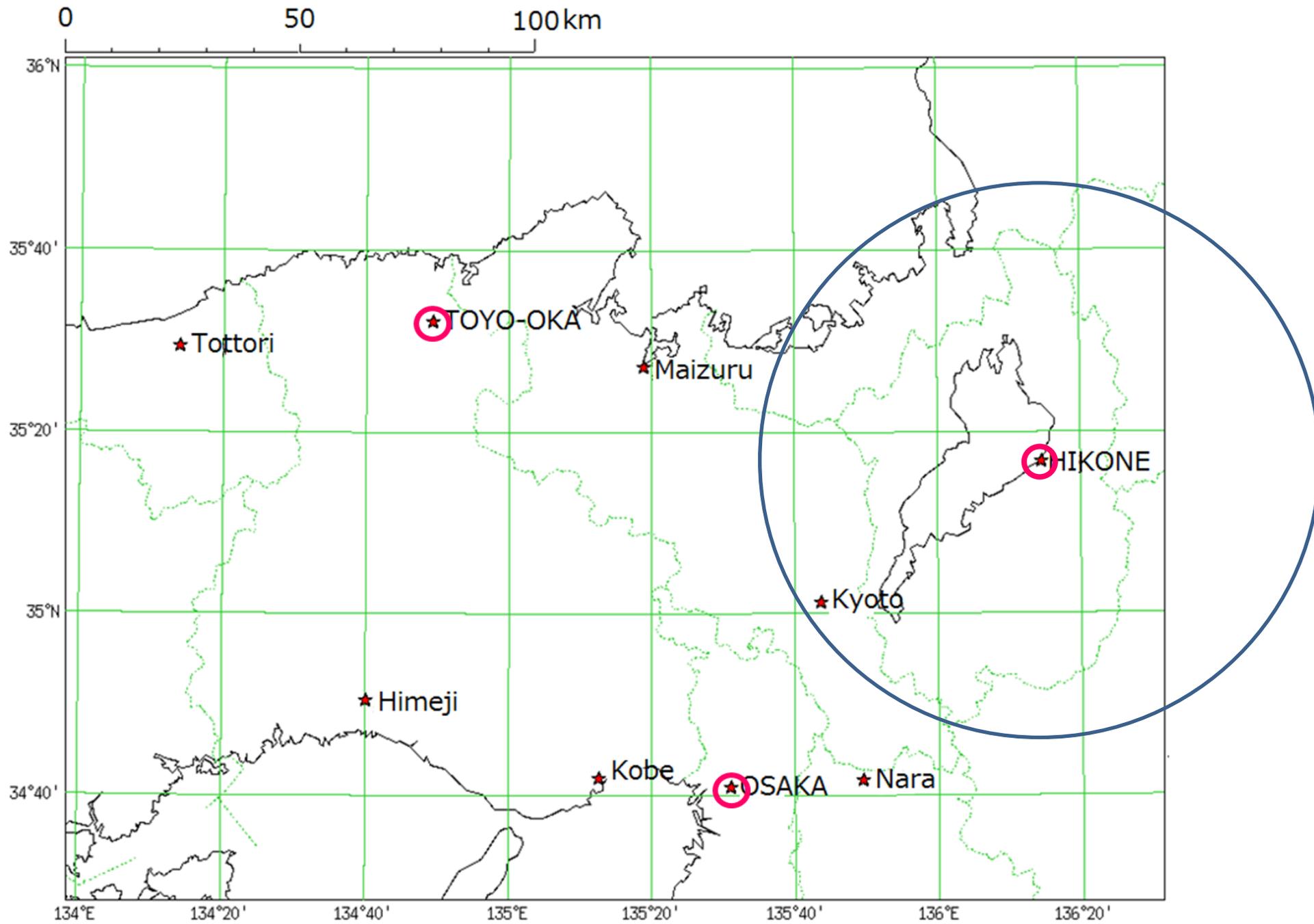
Here!

OSAKA



$$D_{[km]} = k \times T_{[sec]}$$

$$K = 8.75 \text{ [km/sec]}$$



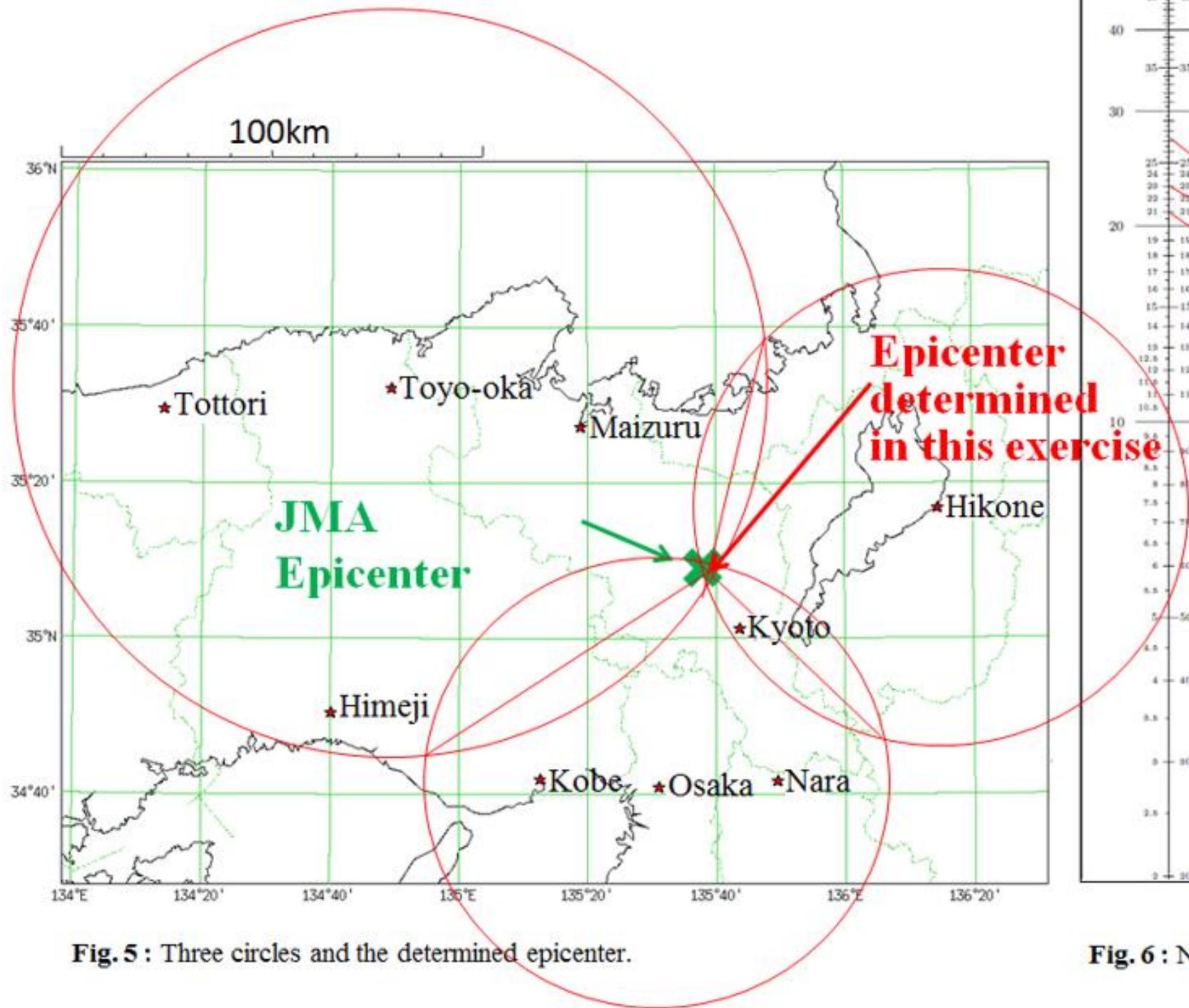
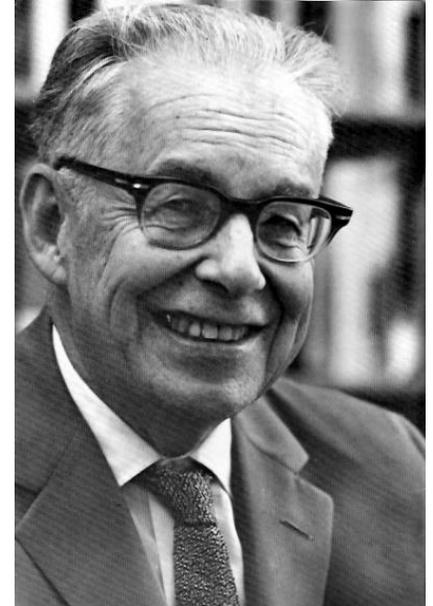


Fig. 5 : Three circles and the determined epicenter.

Fig. 6 : N

Magnitude

C.F. Richter



- Amplitude

- Distance

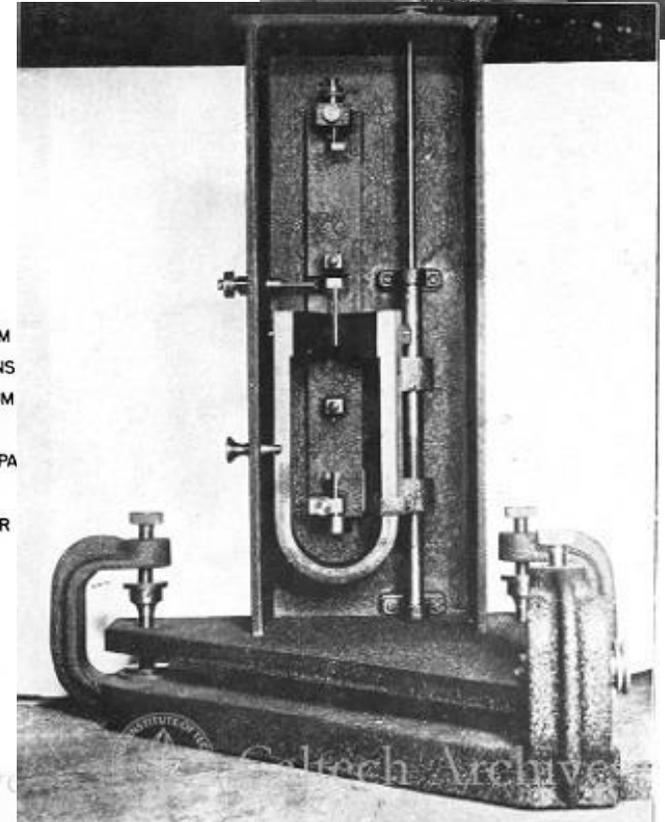
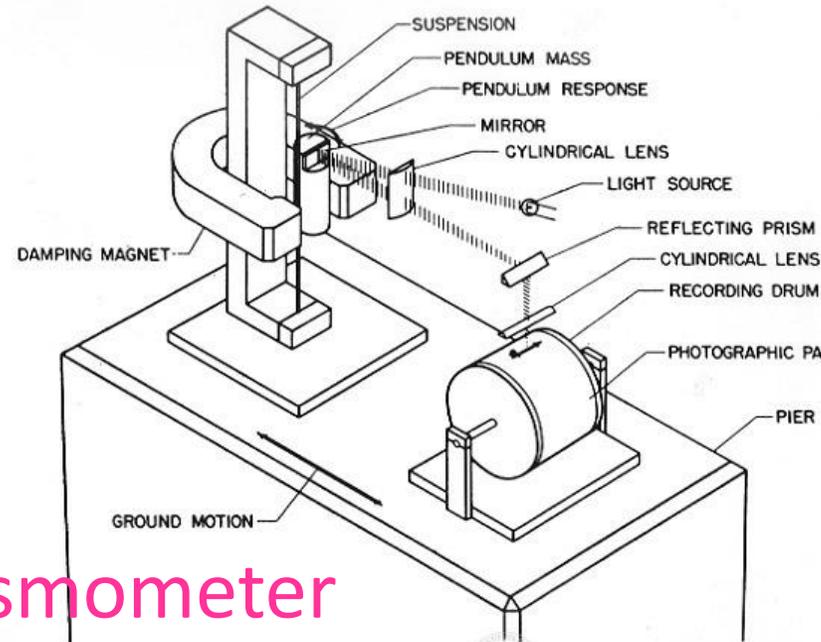
$$M \sim \log A + \log D$$

- Richter Scale (original definition)



Wood Anderson Seismometer

Torsion Pendulum



Bulletin of the Seismological Society of America

VOL. 32

JULY, 1942

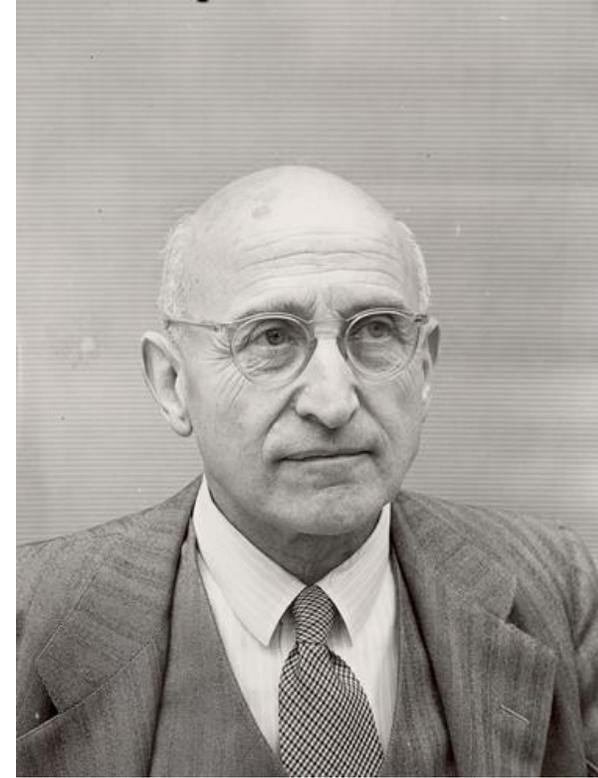
No. 3

EARTHQUAKE MAGNITUDE, INTENSITY, ENERGY, AND ACCELERATION*

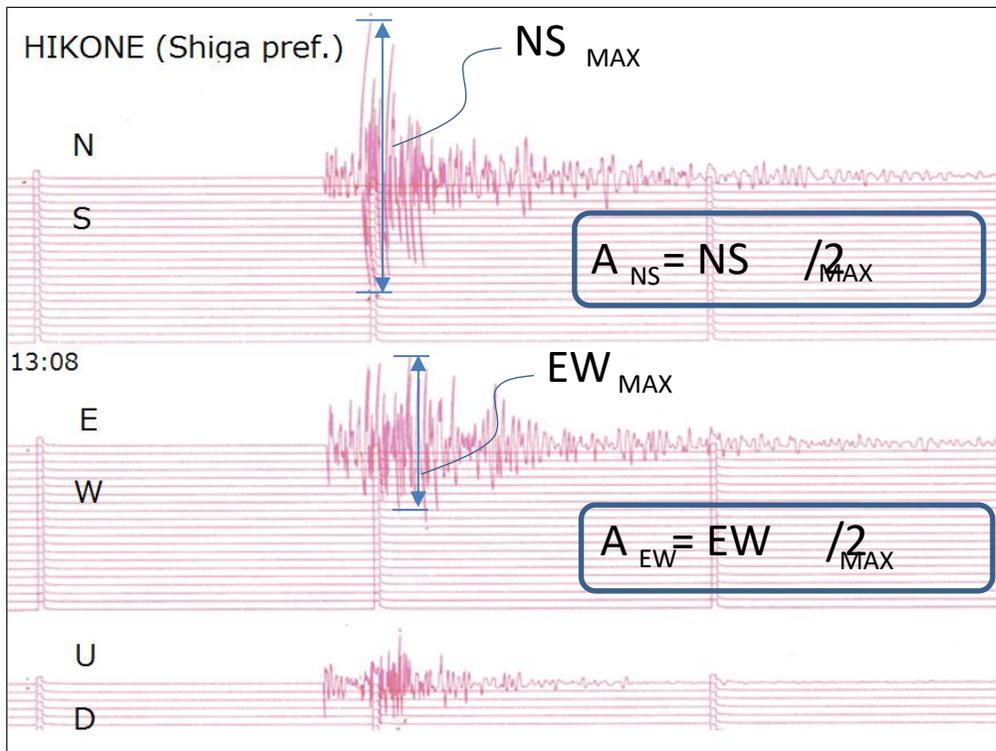
By B. GUTENBERG and C. F. RICHTER

THE MAGNITUDE of an earthquake was originally defined by the junior author (Richter, 1935), for shocks in southern California, as the logarithm of the maximum trace amplitude expressed in thousandths of a millimeter with which the standard short-period torsion seismometer (free period 0.8 sec., static magnification 2800, damping nearly critical) would register that earthquake at an epicentral distance of 100 kilometers. Gutenberg and Richter (1936) extended the scale to apply to earthquakes occurring elsewhere and recorded on other types of instruments.

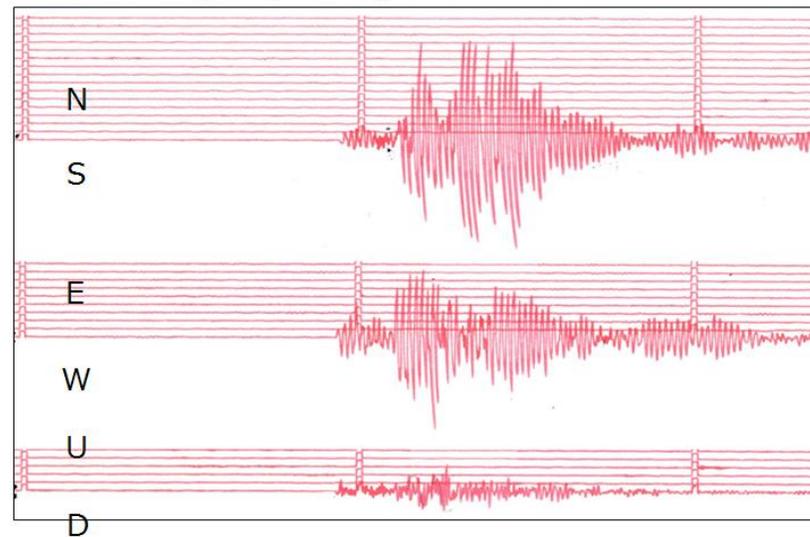
Application of the scale involves tables of the logarithm of the maximum trace amplitude for a shock of magnitude zero as a function of epicentral distance. These tables, given in the papers referred to, are conveniently represented by a nomogram (fig. 1) designed by Mr. John M. Nordquist, who has drafted all the figures. The magnitude can then be found for shocks of "normal" depth (about 20 km.). For slightly different depths a correction can be



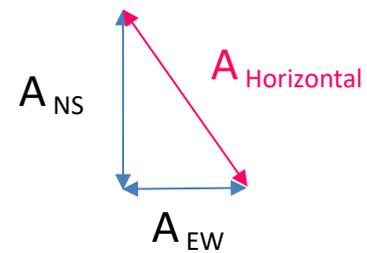
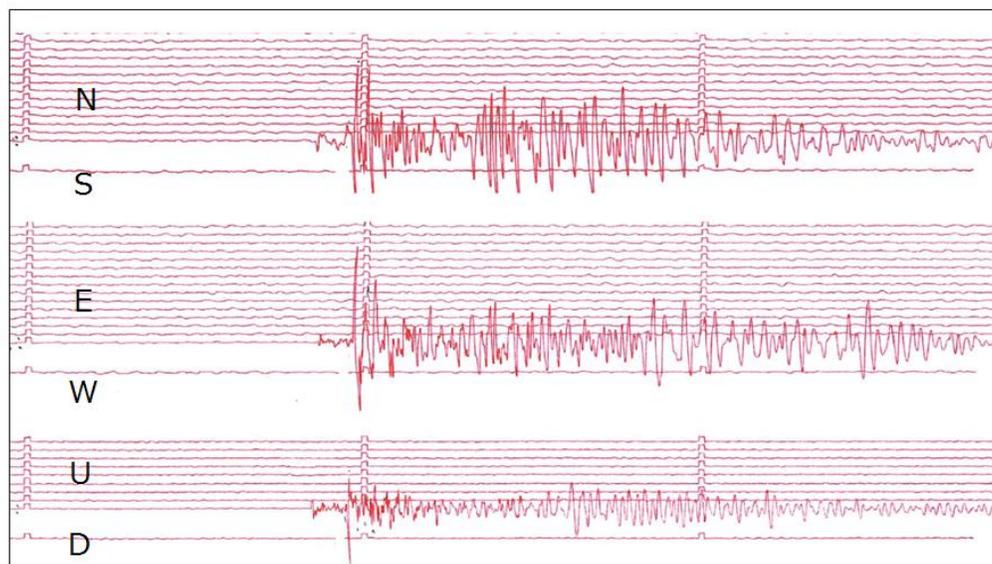
B. Gutenberg



TOYO-OKA (Hyogo Pref.)



OSAKA



$$A = \sqrt{(A_{NS})^2 + (A_{EW})^2}$$

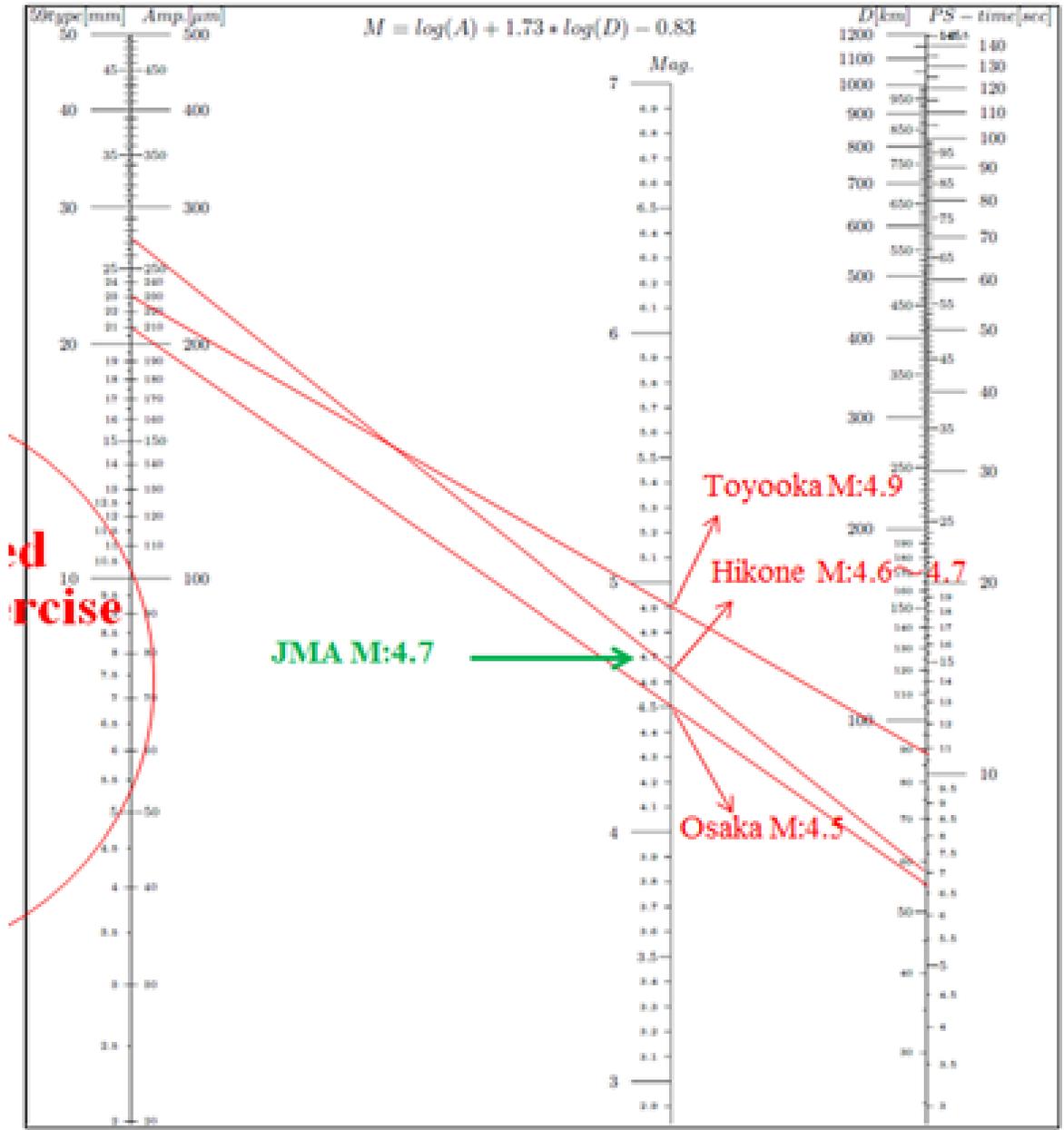
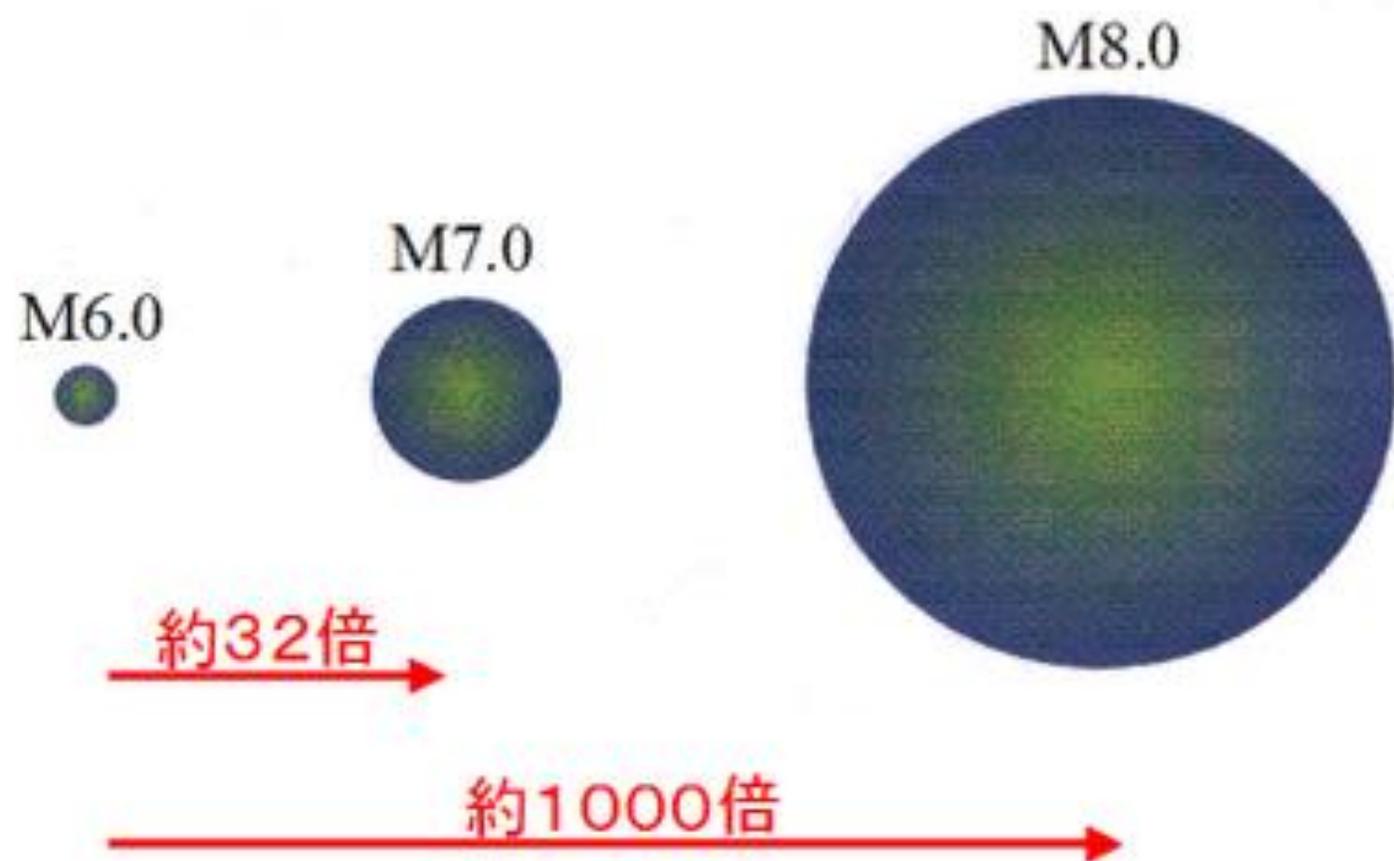


Fig. 6 : Nomogram

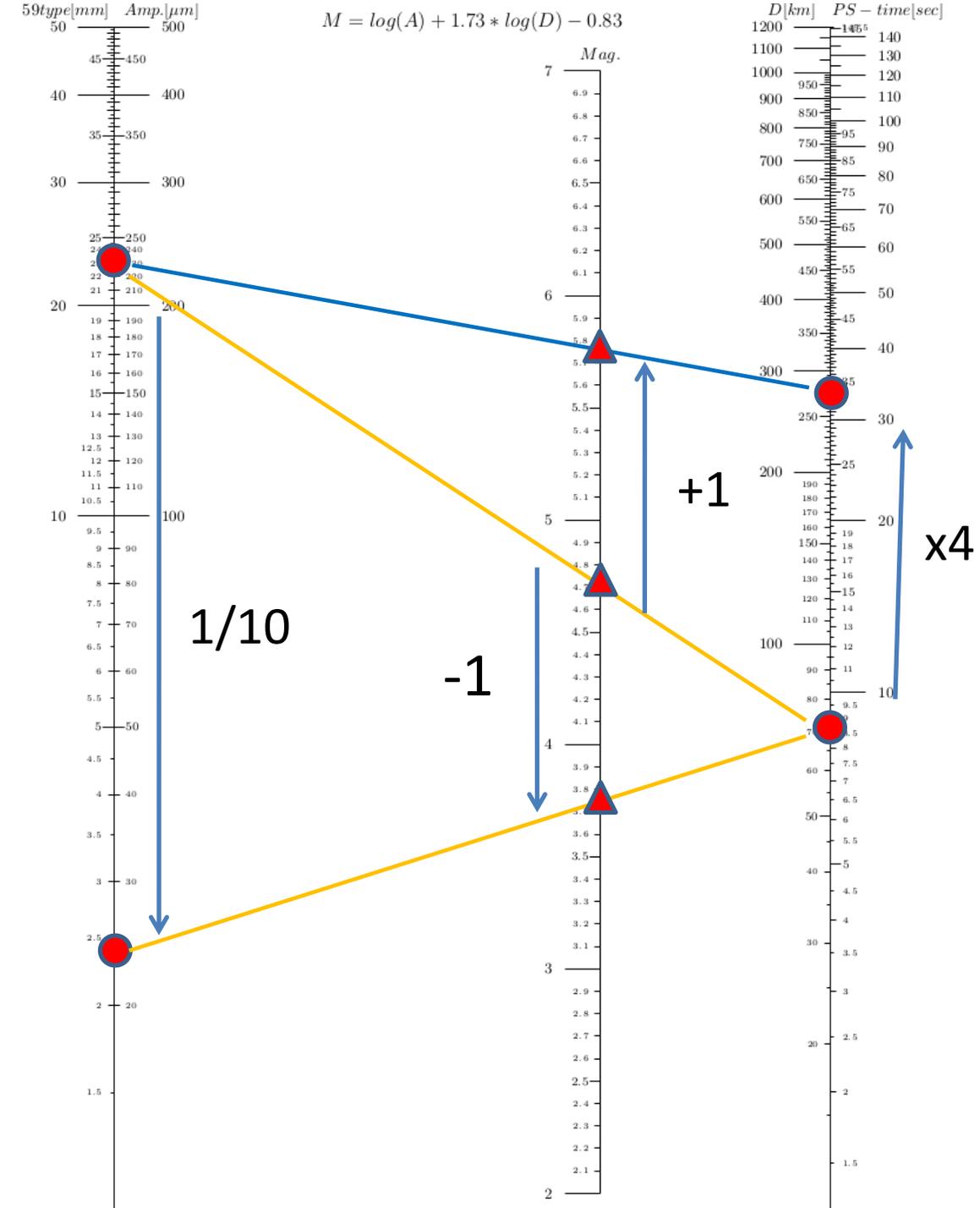


マグニチュードと地震エネルギーの関係
(体積が地震エネルギーをあらわしている。)

Application of Nomogram

- Quick look of logarithmic scaling

Multiple or divide
 \Rightarrow add or subtract

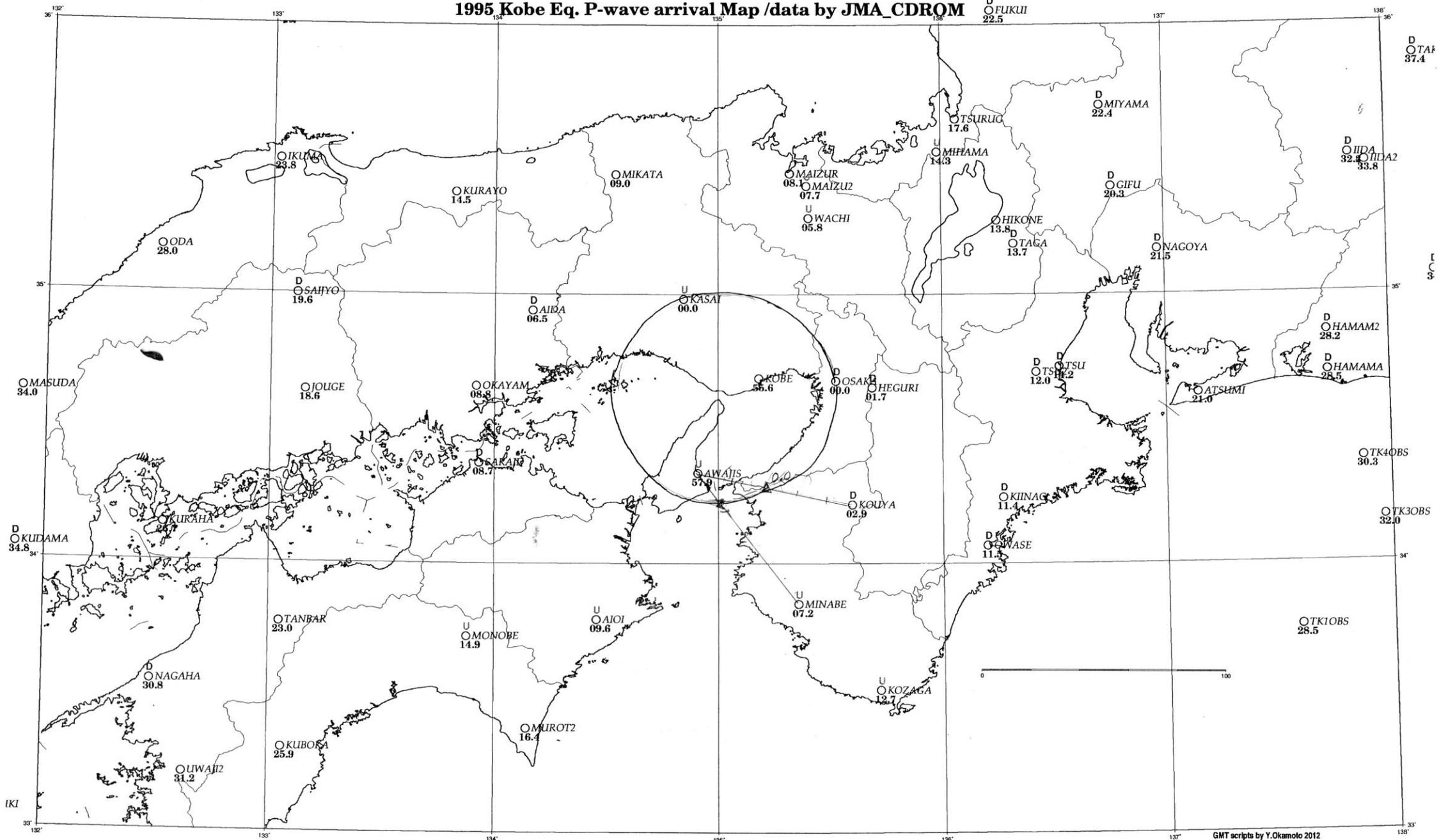




1995 Kobe Eq. P-wave arrival Map /data by JMA_CDROM

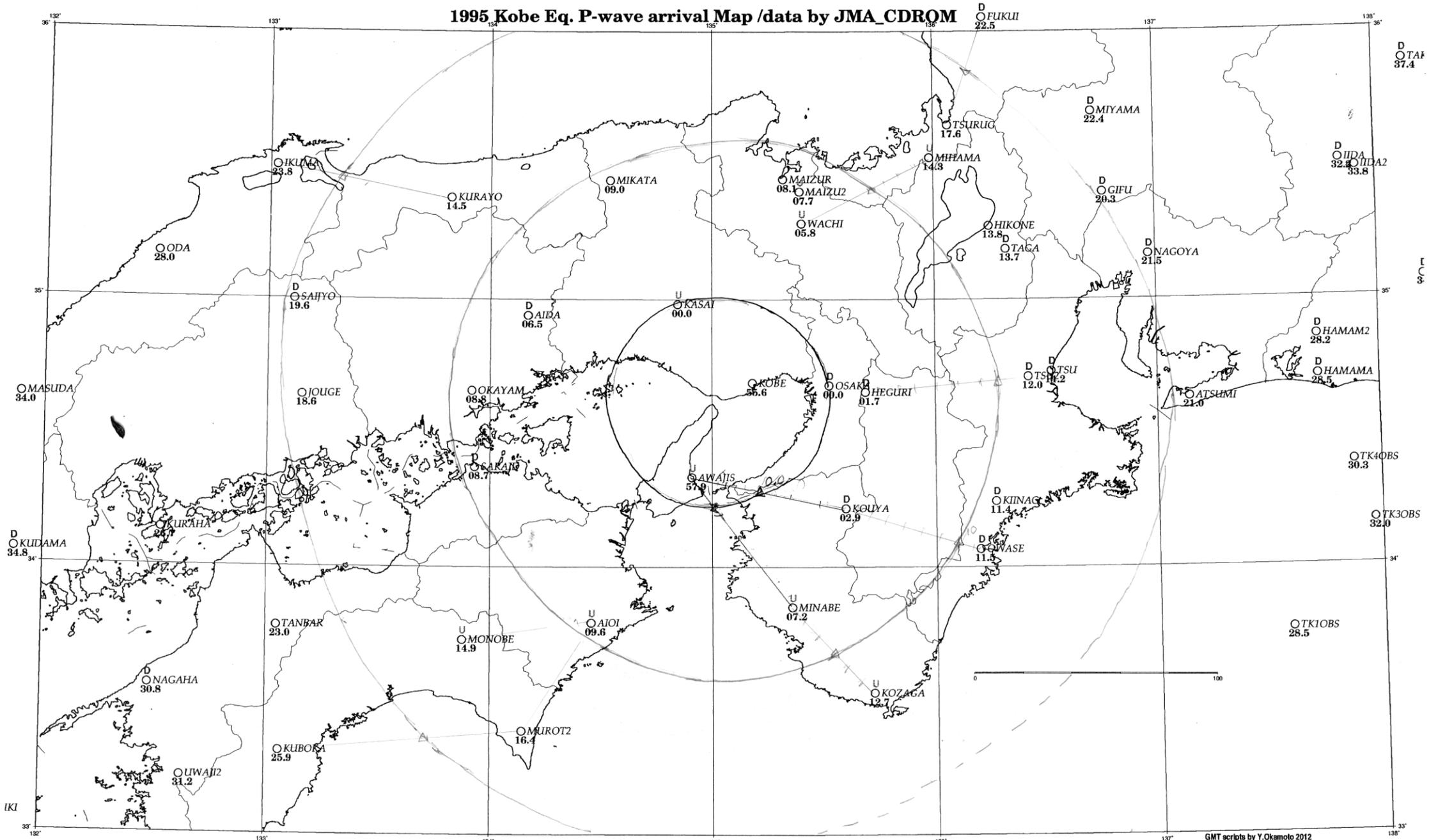
D ○ FUKUI
22.5

31.1



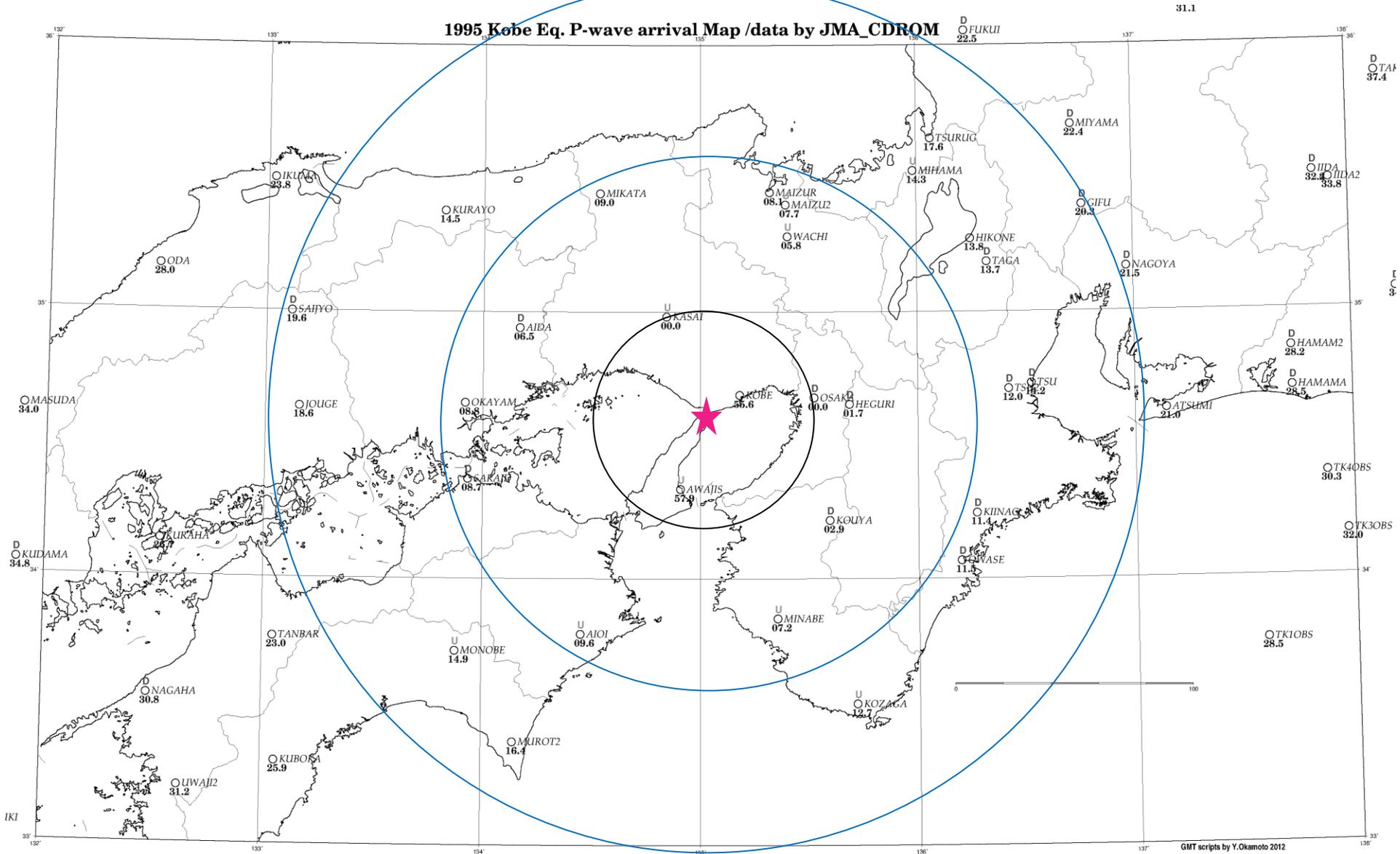
1995 Kobe Eq. P-wave arrival Map /data by JMA_CDROM

31.1



等発震時線（10秒ごと）：現在の震央推定法

フ



深さはどうしてわかるか？



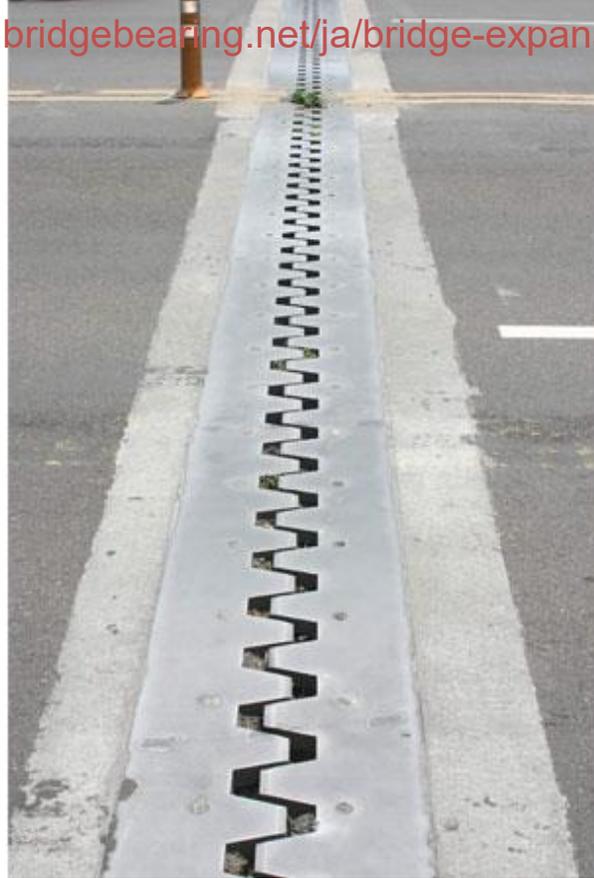
<http://finebbq.link/58/>



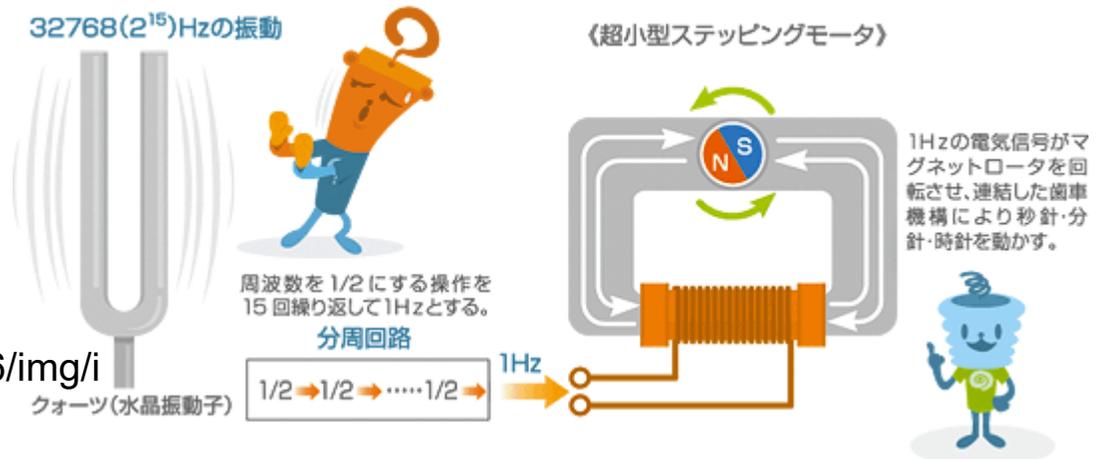
<http://www.asahi-net.or.jp/~va6n-ab/toukenohasiradokei.htm>

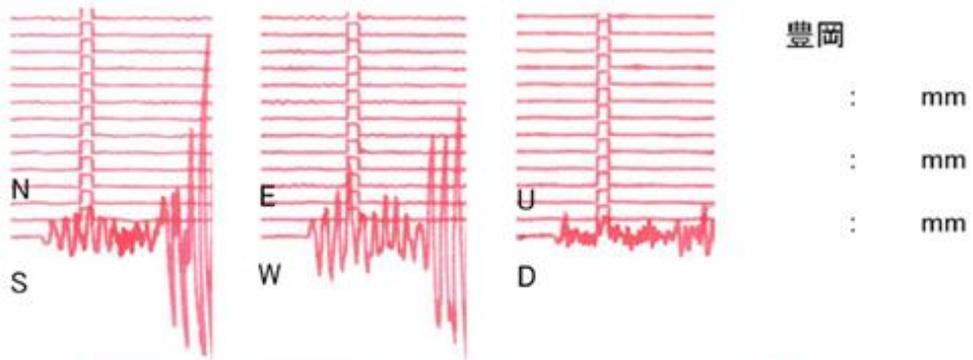
<http://www.tdk.co.jp/techmag/inductive/200706/img/ind070602.gif>

<http://www.bridgebearing.net/ja/bridge-expansion-joints.html>

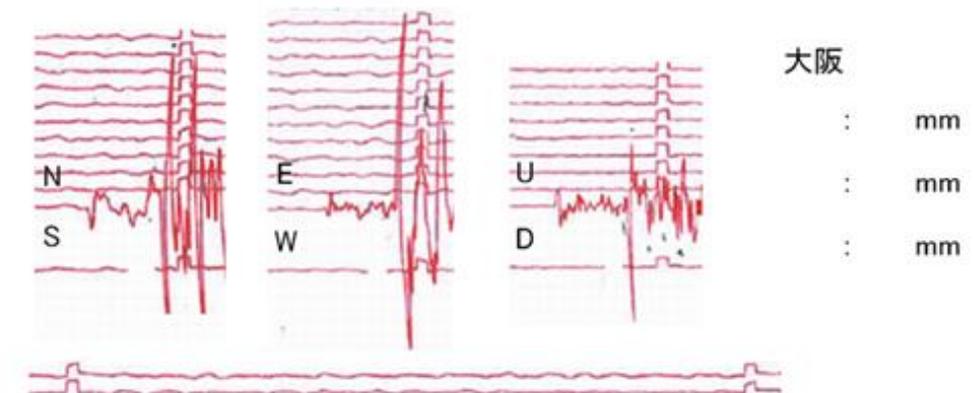
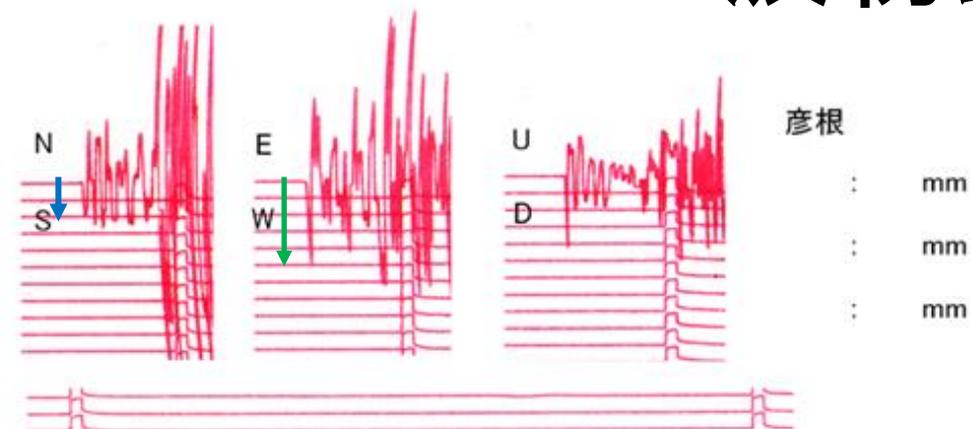


水晶発振子を利用したアナログ式クォーツ時計の基本原理

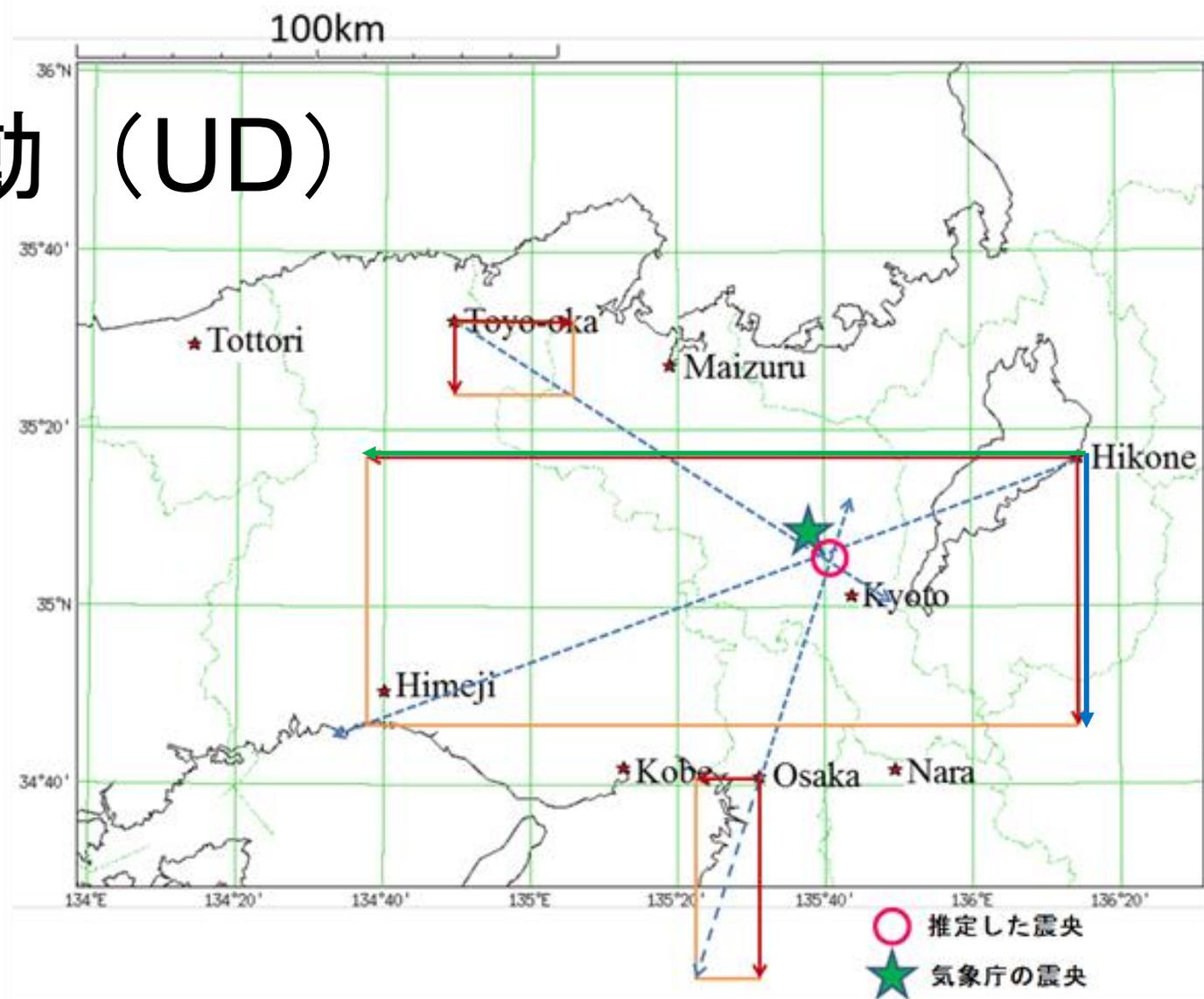




P波初動 (UD)



1点の観測だけで震源を決めれる！
 新幹線を止めるシステム⇒UReDAS



10章 地震発生のメカニズム

10.1 P波初動によるメカニズム解

A. P波の押し引き分布

P波初動の向きが押し、引きのいずれかであることはすでに述べた。上下動成分でみれば押しは上向き(up), 引きは下向き(down)である。押しを C(compression), 引きを D(dilatation) で表わすことが多いが、以前には A(anaseism), K(kataseism) という記号も用いられた。押し、引きの地域が節線 (nodal line) という直交する2本の直線によって四つの象限に分かれることは、静岡県中部地震 (1917) (図 10.1) について、三次地震 (1919), 島原地震 (1922) などでも指摘されたが、関東地震 (1923) の初動は特異な分布を示した。

地震波の初動分布は震源においてどのような力が働いたか、あるいはどのような運動が起こったかを反映しているので、地震のメカニズム

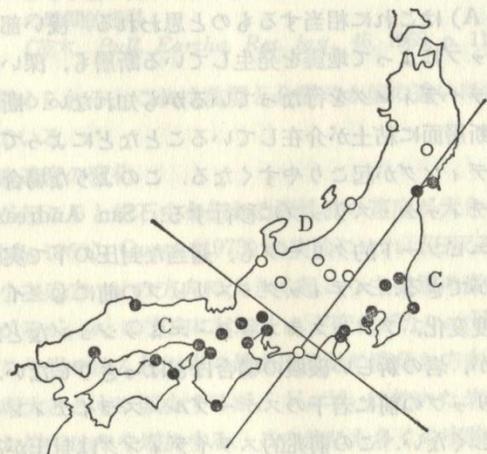


図 10.1 静岡県中部地震 (1917) の初動分布 (志田, 1917)

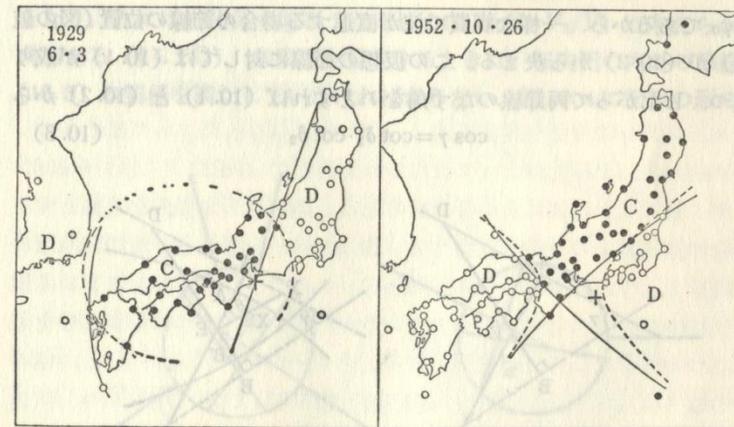
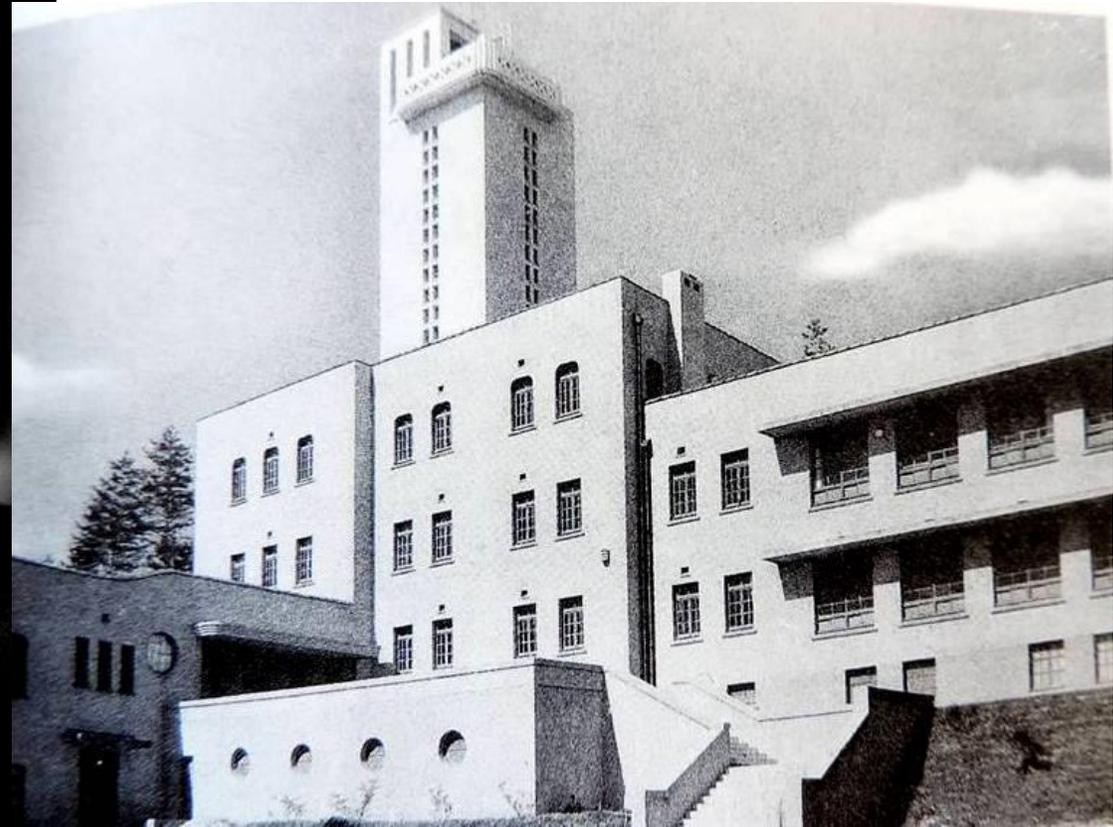
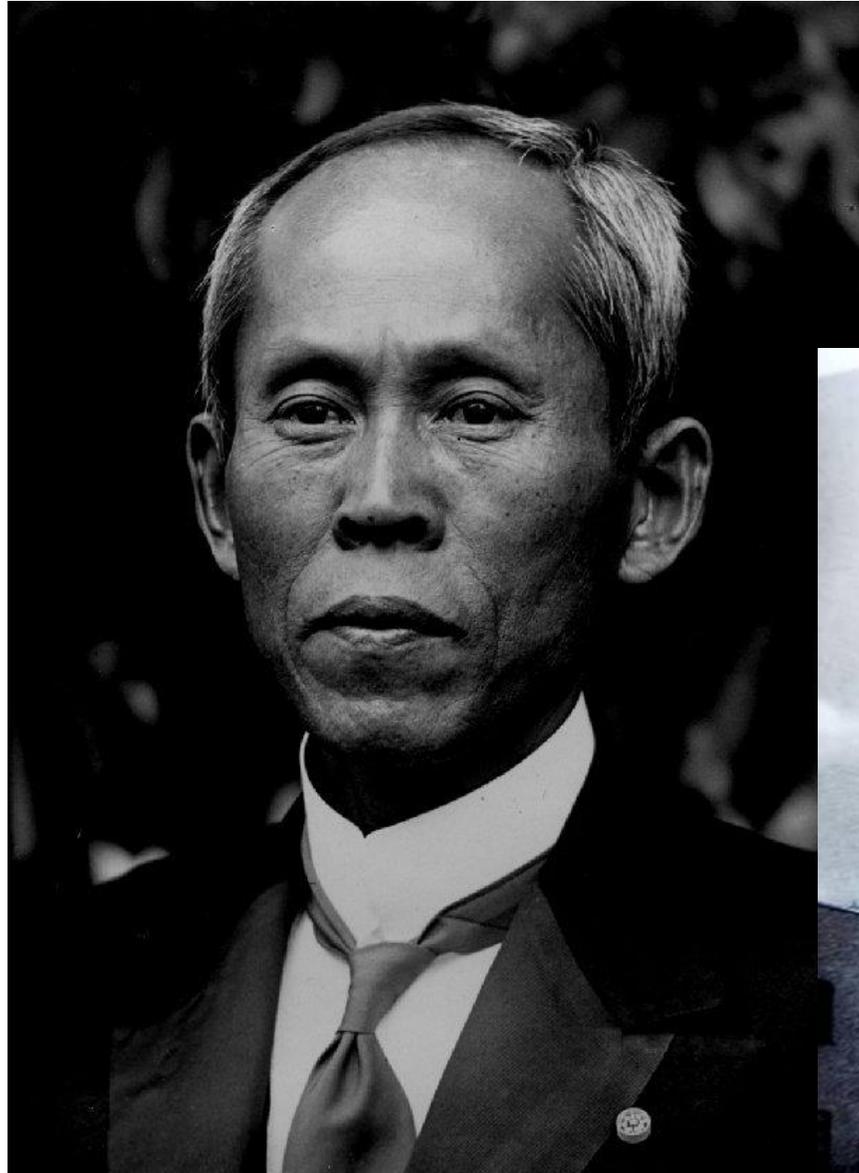


図 10.2 深発地震の初動分布の例, 実線: 象限型の節線, 破線: 円錐型の節線

(発震機構) を研究するうえで、最も重要な資料となる。地表での節線が四象限型でなくとも、震源においてP波初動が押しの空間と引きの空間が二つの直交する平面 (節面という) で境されている場合を象限型 (quadrant type) という。丹後地震 (1927), 北伊豆地震 (1930) は初動分布が四象限型でしかも地震断層と節線がほとんど一致し、押し引きの向きも断層の運動の方向と矛盾しなかった。

その後、いくつかの深発地震の節線が長円あるいは双曲線になるという報告が棚橋 (1931) などからなされ、円錐型 (cone type) の発震機構が唱えられるようになった。地震の原因として地下におけるマグマの貫入を考えていた石本 (1927, 1932) は円錐型を支持した。しかし、本多 (1931~34) は象限型に基づいて研究を進め、現在では、深発地震を含めてほとんどの地震は象限型の II 型 (§ 10.2) という発震機構をもつことが定説となっている。初動分布の解釈について長年にわたり議論が続いたのは、日本のように密な観測網をもつ地域でも、多くの地震が象限型、円錐型のいずれを仮定しても節線が引けるからである (図 10.2)。地殻内の地震では次節に述べるように、地殻構造の影響で節線は複雑な形となる。深発地震では節線の形は単純になるが、日本が狭く細長いため任意性が大きい。全世界の観測所のデータを用いても観測所の分布が偏っているため必ずしも単一の解が得られない。節線の位置、形を決め

志田順 (Toshi Shida)



Abuyama seismic observatory Kyoto Univ.



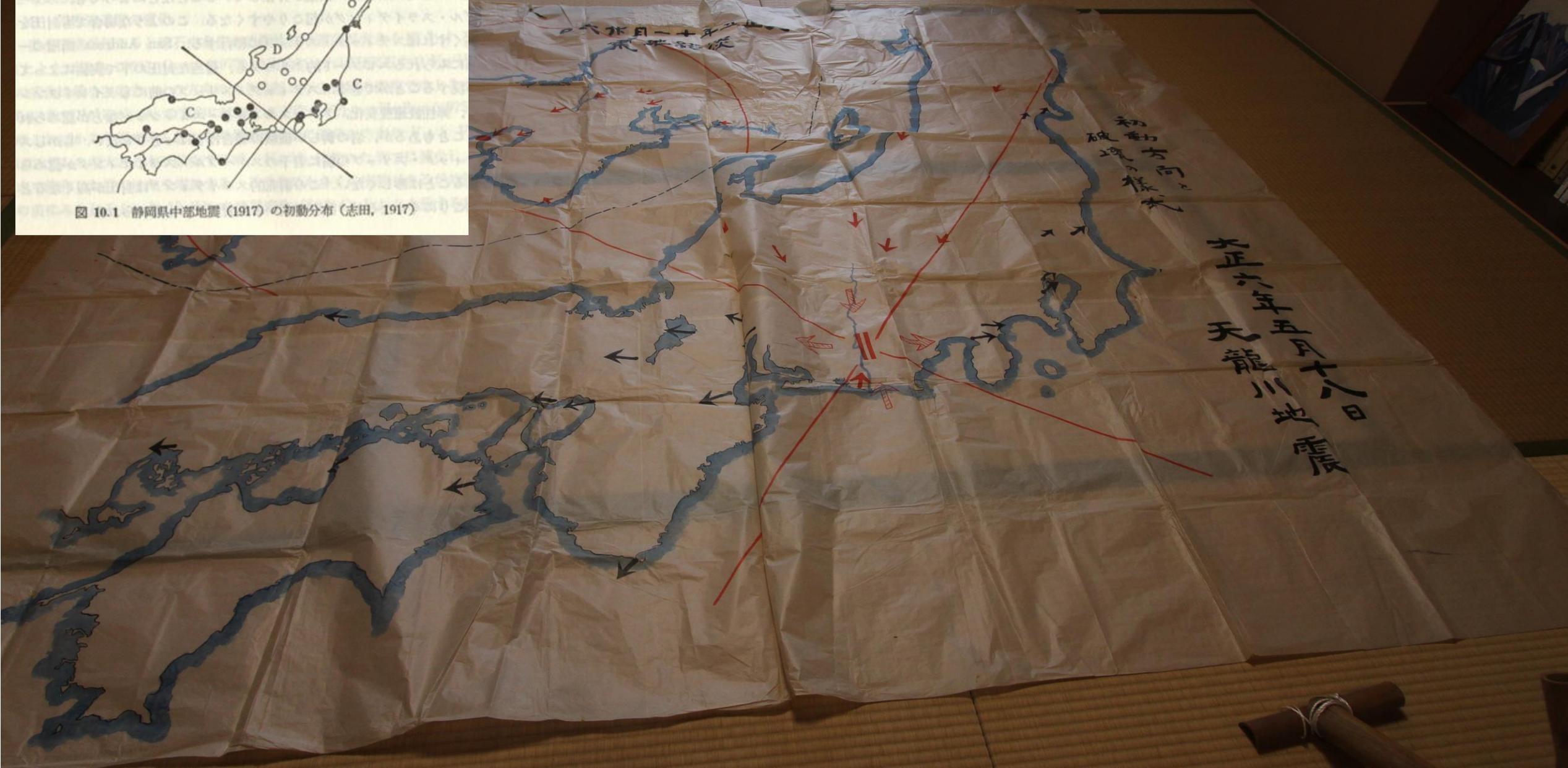
Sassa type Seismograph



4-sector map by Toshi Shida



図 10.1 静岡県中部地震 (1917) の初動分布 (志田, 1917)



Seismogram of the 1923 Great Kanto Earthquake

東
大正十二年九月一日午前十二時五十八分四十四秒
關東大震災の記録
西
"東西動"



關東大震災
初動



図でCが δ に対応するとすれば、他の節線は $\pi/2-\delta$ に対応する点Dを通るという条件の下で選ばれる。投影法としてはこの他にウルフ・ネット (Wulff net) を用いる方法もある。

D. メカニズム解の表現

以上では直交条件を満足する二つの節面を試行錯誤法によって作図で求めたが、これを作図によらず数値的に解くことも電子計算機を利用して普通に行なわれている。節面を求めることをメカニズム解または断層面解 (fault plane solution) を得るといふ。後述するように、節面のうちの 하나가断層面になるが、どちらが断層面かは初動分布だけではわからない。なお断層面でない節面は補助面 (auxiliary plane) と呼ばれる。断層のスリップ・ベクトルは補助面に垂直である。

メカニズム解は二つの節面の走行 (strike) γ_1, γ_2 と傾斜角 δ_1, δ_2 で示されるが、直交条件 (10.3) すなわち $\cos(\gamma_1 - \gamma_2) = \cot \delta_1 \cdot \cot \delta_2$ があるので、独立なものは3個である。走向の代わりに傾斜方向 (dip direction) $\gamma_1 + 90^\circ, \gamma_2 + 90^\circ$ を用いることもある。両節面の交線方向では地震波の振幅が0で、これをヌル・ベクトル (null vector, null direction) またはB軸という。B軸と直交し二つの節面と 45° の角をなす方向が主圧力軸またはP軸、および主張力軸またはT軸である。ただし、P軸は引きの象限、T軸は押しの象限にある。

10.2 震源に働く力

A. I型とII型

象限型の初動分布を生ぜしめるためには震源でどのような運動が起こればよいか、あるいはどのような力が働けばよいかを考える。単純に考えると図10.8の左上のような断層運動が起こればこれは、断層の存在しない弾性体の中に図のIで示すような一対の偶力 (single couple) が働くのと同等であろうと思われる。このときのP波、S波の初動の方位性は図の上側のものになる。このような震源をI型というが、実は断層運動はIIのような二対の偶力 (double couple) が働く場合と遠方においては同等な地震波を発生することが証明される (§10.3)。これをII型の震源というが、観測上I型とII型の区別はS波の初動分布に現われる。本多らは1930年代より、震源はII型であると主張してきたが、外

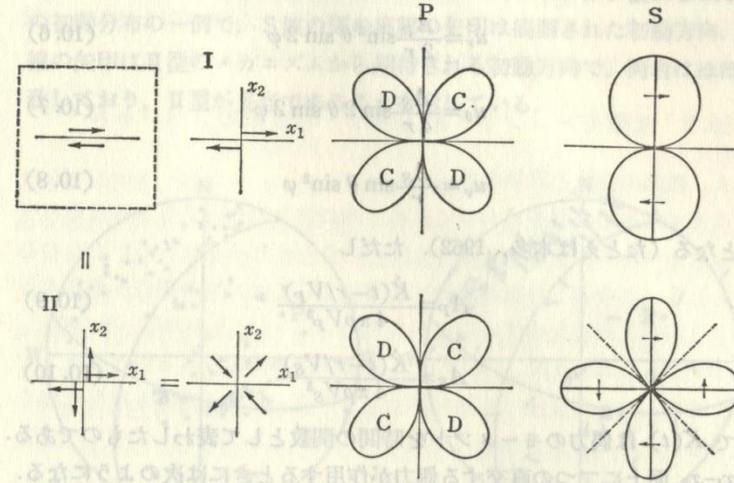


図10.8 I型およびII型の震源によるP波、S波の方位特性

国ではI型を考える研究者が多く、S波や表面波の解析からII型が正しいと広く認められるようになったのは1960年代になってからである。II型の二対の偶力は図のように節面と 45° の角をなすP軸方向の圧力と、T軸方向の張力の組合せと同等である。このようにII型では二つの節面は点震源を仮定する限り地震動に関しては同等であり、どちらが断層面であるかを地震波の観測からは決められない。断層面を選ぶのには地震断層、地殻変動、余震の空間的分布などの情報を用いる。

いま、一様な弾性体中に図10.9のように座標系をとる。 x_1-x_2 面上に一つの偶力が作用したときS点における変位振幅の極座標による3成分は r が充

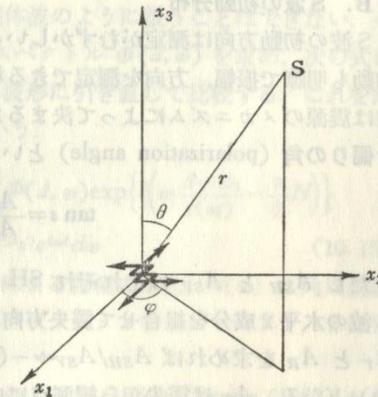


図10.9

分大きいところでは

$$u_r = \frac{A_P}{2r} \sin^2 \theta \sin 2\varphi \quad (10.6)$$

$$u_\theta = \frac{A_S}{4r} \sin 2\theta \sin 2\varphi \quad (10.7)$$

$$u_\varphi = \frac{A_S}{r} \sin \theta \sin^2 \varphi \quad (10.8)$$

となる (たとえば本多, 1962). ただし

$$A_P = \frac{\dot{K}(t-r/V_P)}{4\pi\rho V_P^3} \quad (10.9)$$

$$A_S = \frac{\dot{K}(t-r/V_S)}{4\pi\rho V_S^3} \quad (10.10)$$

で $K(t)$ は偶力のモーメントを時間の関数として表わしたものである。 x_1-x_2 面上に二つの直交する偶力が作用するときには次のようになる。

$$u_r = \frac{A_P}{r} \sin^2 \theta \sin 2\varphi \quad (10.11)$$

$$u_\theta = \frac{A_S}{2r} \sin 2\theta \sin 2\varphi \quad (10.12)$$

$$u_\varphi = \frac{A_S}{r} \sin \theta \cos 2\varphi \quad (10.13)$$

B. S波の初動分布

S波の初動方向は測定がむずかしいことが多いが、深い地震ではS波初動も明瞭で振幅、方向を測定できる場合も少なくない。S波の振動方向は震源のメカニズムによって決まるある方向に偏っているが、次の δ を偏りの角 (polarization angle) という。

$$\tan \varepsilon = \frac{A_{SH}}{A_{SV}} \quad (10.14)$$

ただし A_{SH} と A_{SV} はそれぞれ SH 成分と SV 成分の振幅である。S波の水平2成分を組合せて震央方向に垂直な方向と平行な方向の成分 A_T と A_R を求めれば $A_{SH}/A_{SV} = -(A_T/A_R)\cos i$ (i は地表への入射角) となる。 A_T は震央から観測点に向かって右方を正に、 A_R は震央から離れる方向を正にとる。等積投影図上に半径方向と ε の角をなす小

さな矢印を書いてS波の初動方向を表わす。図10.10はP波およびS波の初動分布の一例で、S波の図の実線の矢印は観測された初動方向、点線の矢印はII型のメカニズムから期待される初動方向で、両者はほぼ一致しており、II型が妥当であることを示している。

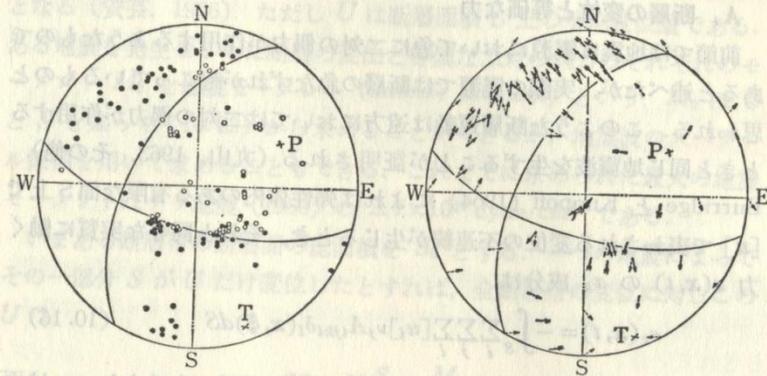


図 10.10 本州南方沖深発地震 (1956・2・18, $M7.3$, h 480 km) の初動分布, 等積投影, 上半球
左: P波, 黒丸が押し (C), 白丸が引き (D), 右: S波, 実線が観測値, 点線が理論値 (本多ら, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 43, 1965, p. 667-668)

C. 表面波によるメカニズムの研究

表面波には分散があるので実体波のように扱うことはできない。そこで各地の記録波形 $u(\Delta, t)$ のスペクトル $\Phi(\Delta, \omega)$ を求め、次の式により一定の震央距離 Δ_0 における波形に引き直して比較する。これを地震波形の等化 (equalization) という。

$$u(\Delta_0, t) = \sqrt{\frac{\sin \Delta}{\sin \Delta_0}} \int_{-\infty}^{\infty} \Phi(\Delta, \omega) \exp\left\{i\left(\omega \frac{\Delta - \Delta_0}{c(\omega)} - \frac{\pi N}{2}\right)\right\} \times e^{k(\Delta - \Delta_0)} e^{i\omega t} d\omega \quad (10.15)$$

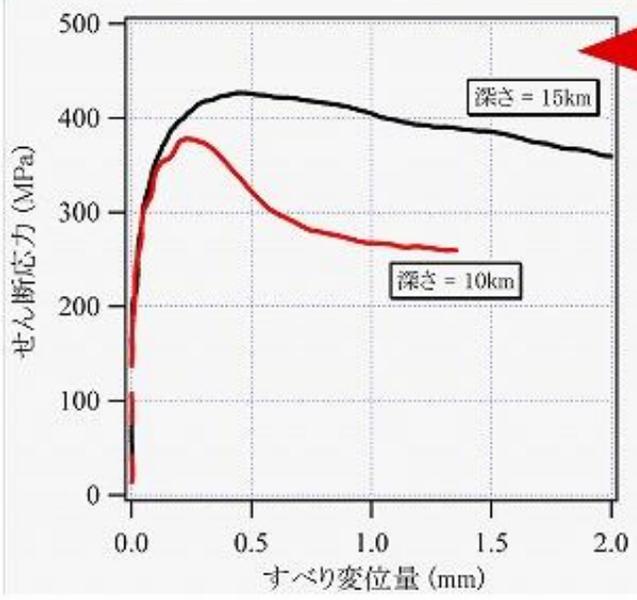
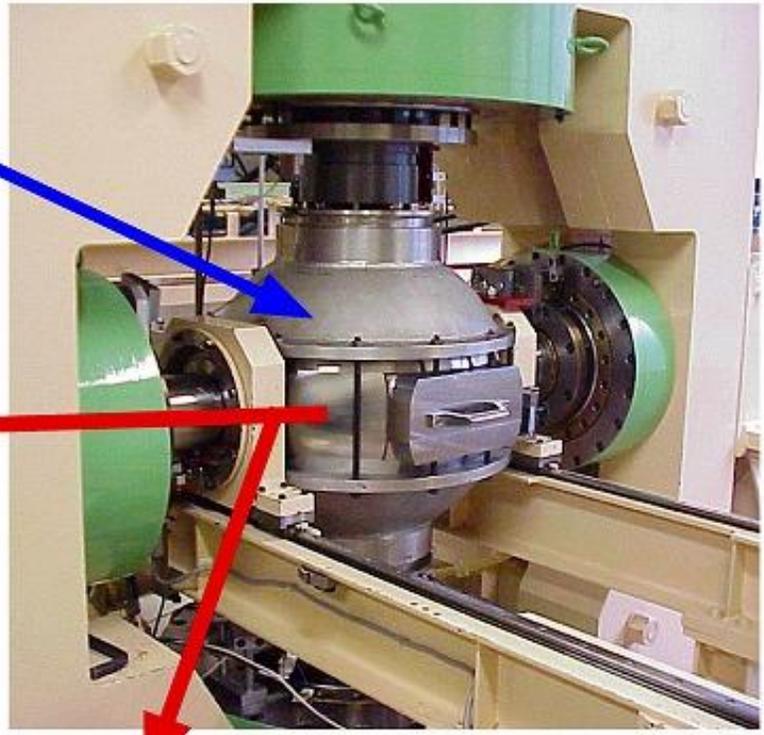
ここで根号の中は波線の広がりによる振幅の変化、 $c(\omega)$ は角周波数 ω の波の位相速度、 $\pi N/2$ の項はポーラー・フェイズ・シフト、 k は吸収係数を表わす。

表面波によるメカニズムの研究は安芸 (1960), Brune (1960) などによる初期の論文以来いくつかの研究があり、震源がII型であることを確

Rock fracture experiment

深さ16km~20km程度の環境条件を再現！

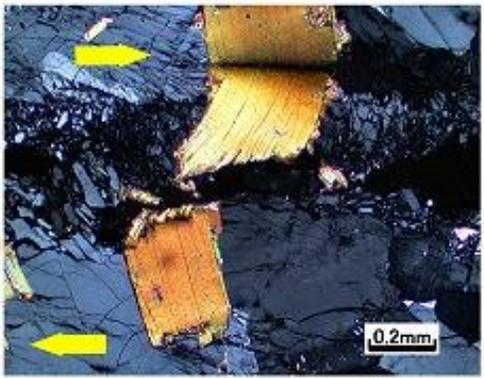
- ・最高温度：500℃
- ・最大圧力：500MPa
- ・最大間隙水圧：400MPa
- ・歪み速度： $10^{-3}/s \sim 10^{-8}/s$



深さ10kmと15kmに相当する環境条件下でえられた構成曲線（せん断応力とすべり変位量の関係）。深さ15kmに相当する条件下では、試料は緩やかに壊れる。これは、主に温度の効果である。化学反応が活性化する熱水条件下での破壊様式は、従来のような常温での実験からの外挿では推測することはできない。



Shear zone



破壊面

破壊実験後の岩石試料。せん断破断面に沿って変形が進んでいる。試料として長さ40mm、直径16mmの筑波花崗岩を用いた。



<http://dptech.dpri.kyoto-u.ac.jp/tusin/98/no82/matu0.jpg>

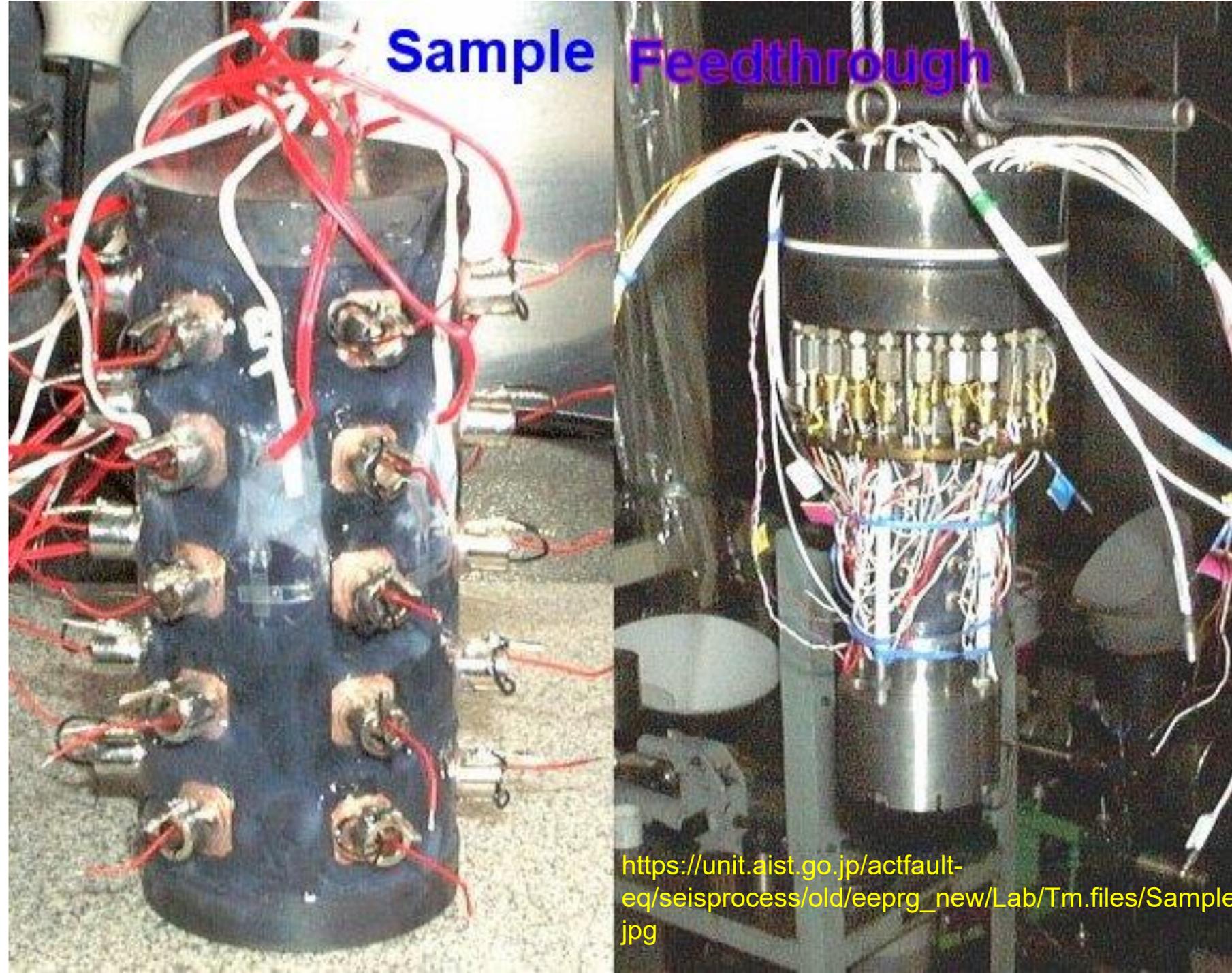


Copyright: 2012, Structural Geology Lab, Tohoku University



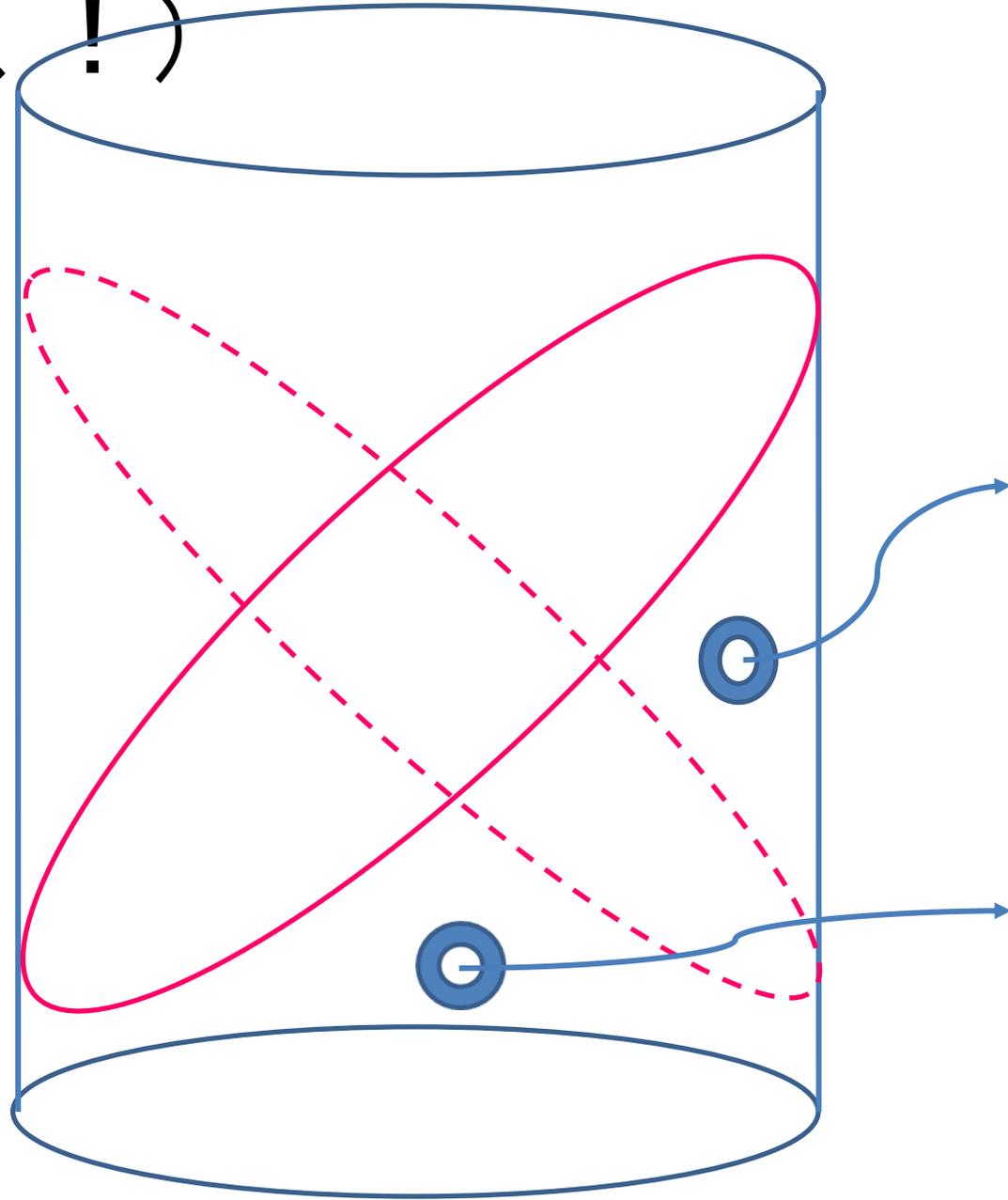
http://www2.kobe-c.ed.jp/shizen/strata/dnso_org/0108302.jpg

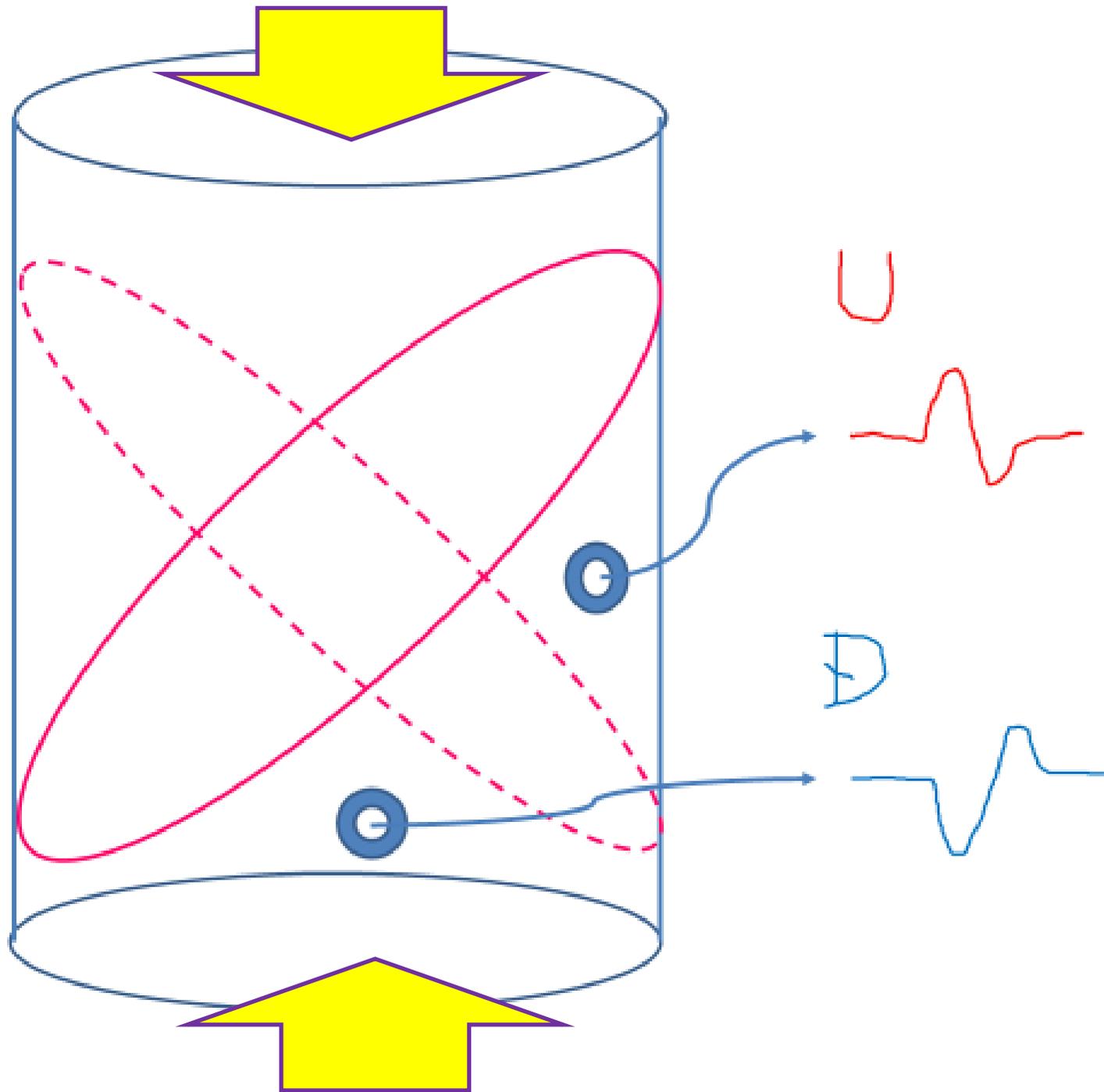
Sample Feedthrough

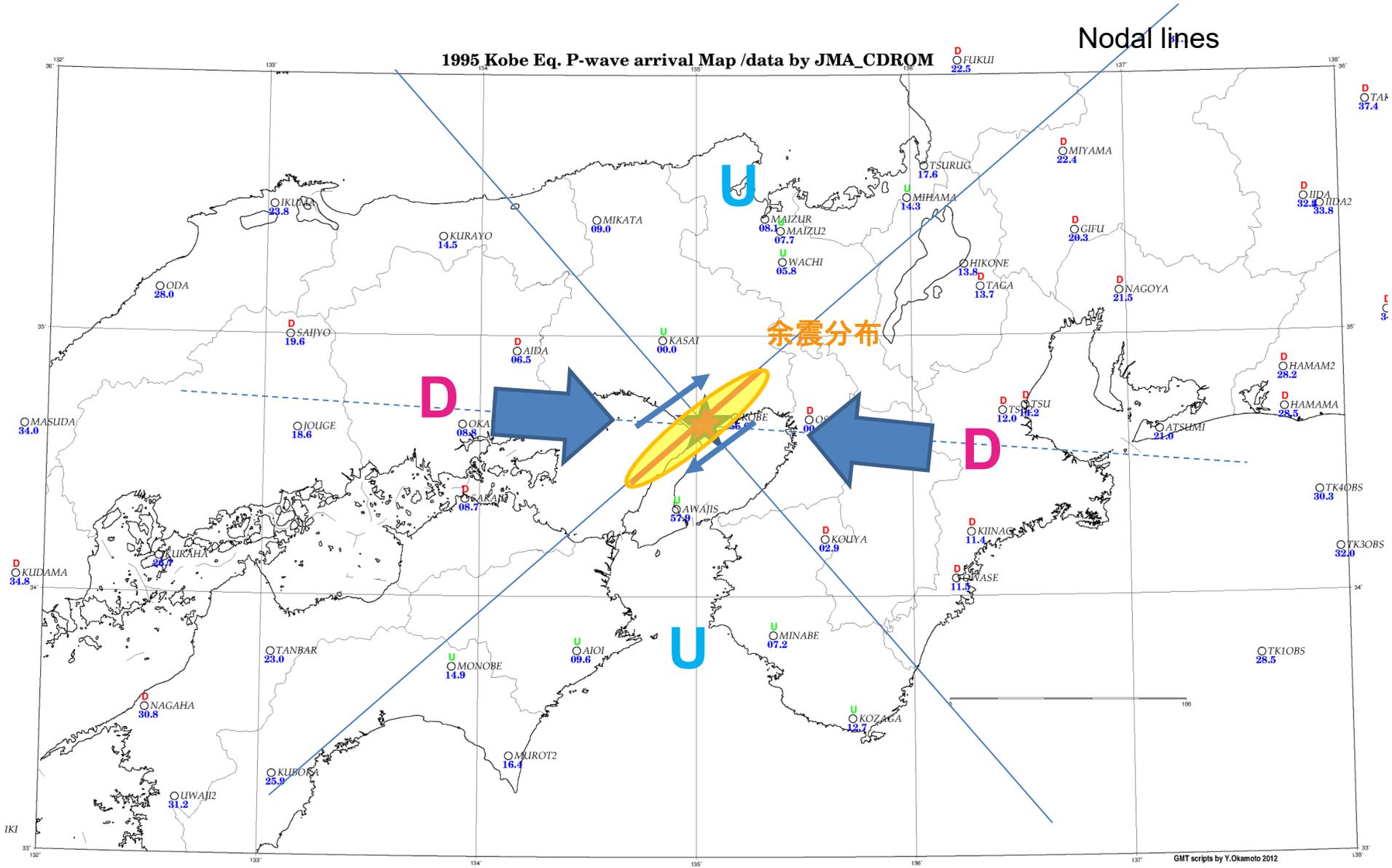


https://unit.aist.go.jp/actfault-eq/seisprocess/old/eeprg_new/Lab/Tm.files/Sample.jpg

岩石破壊実験（壊れる首を聞く！）

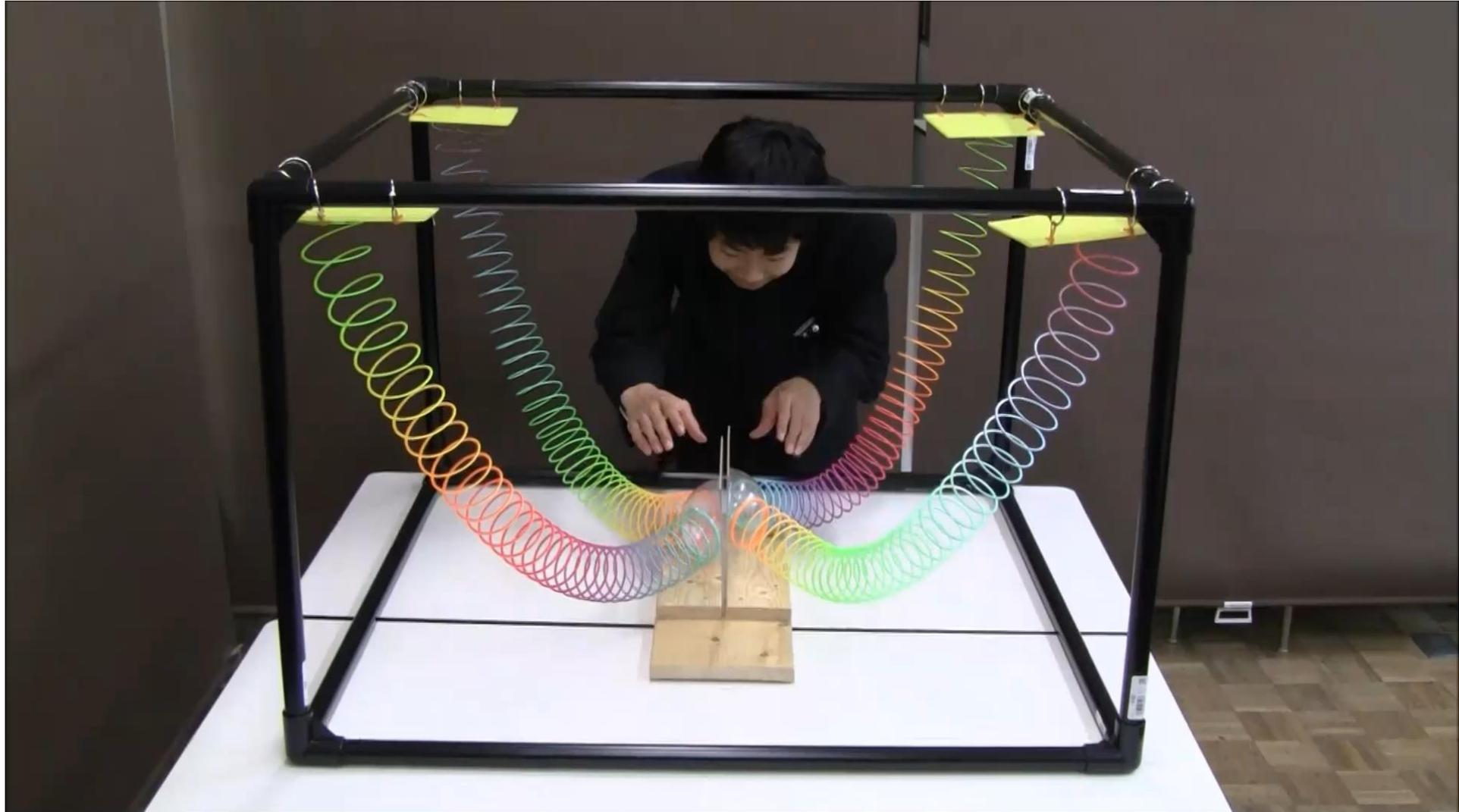






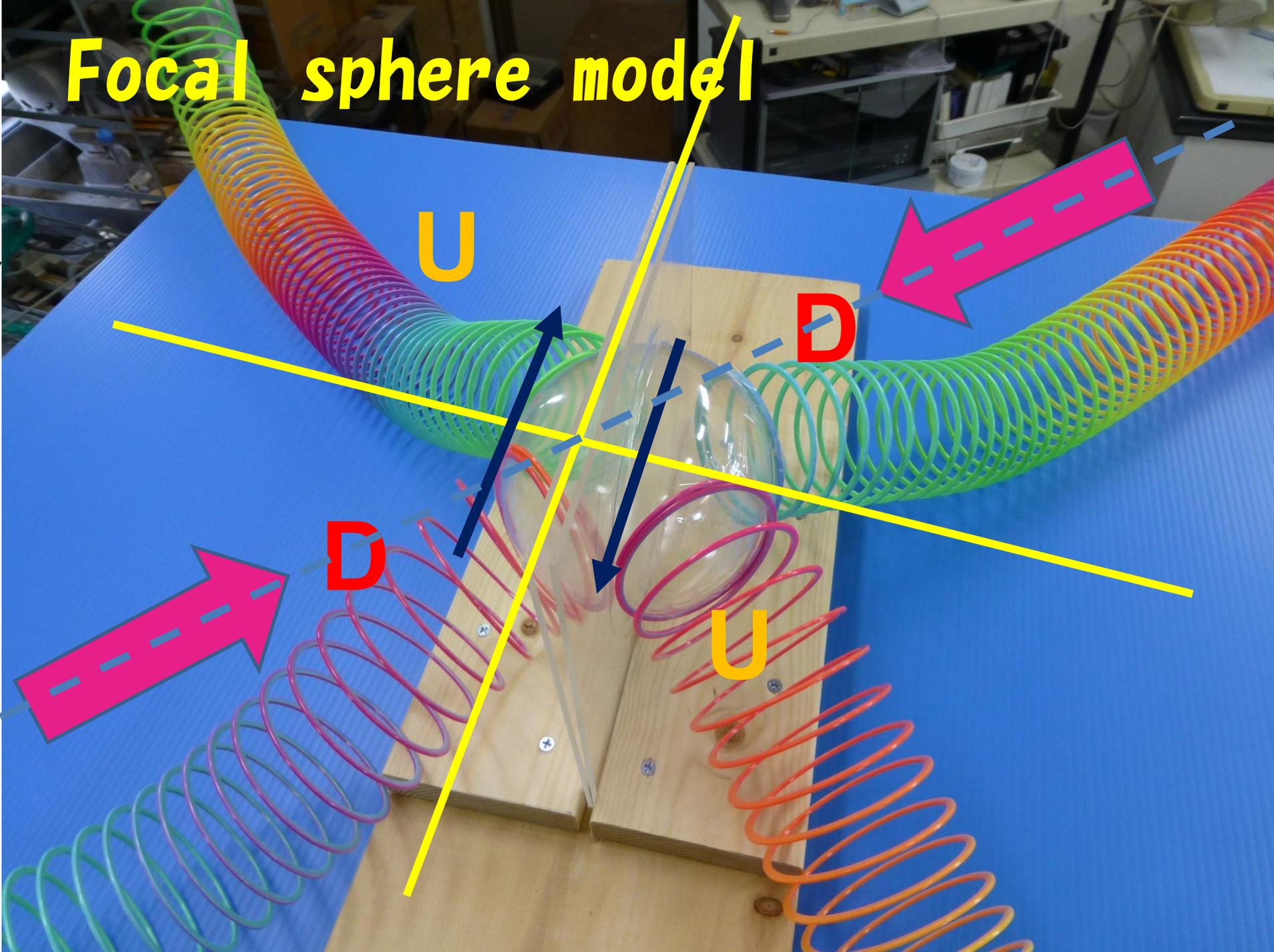
GMT scripts by Y.Okamoto 2012

Focal Sphere Model (震源球モデル)

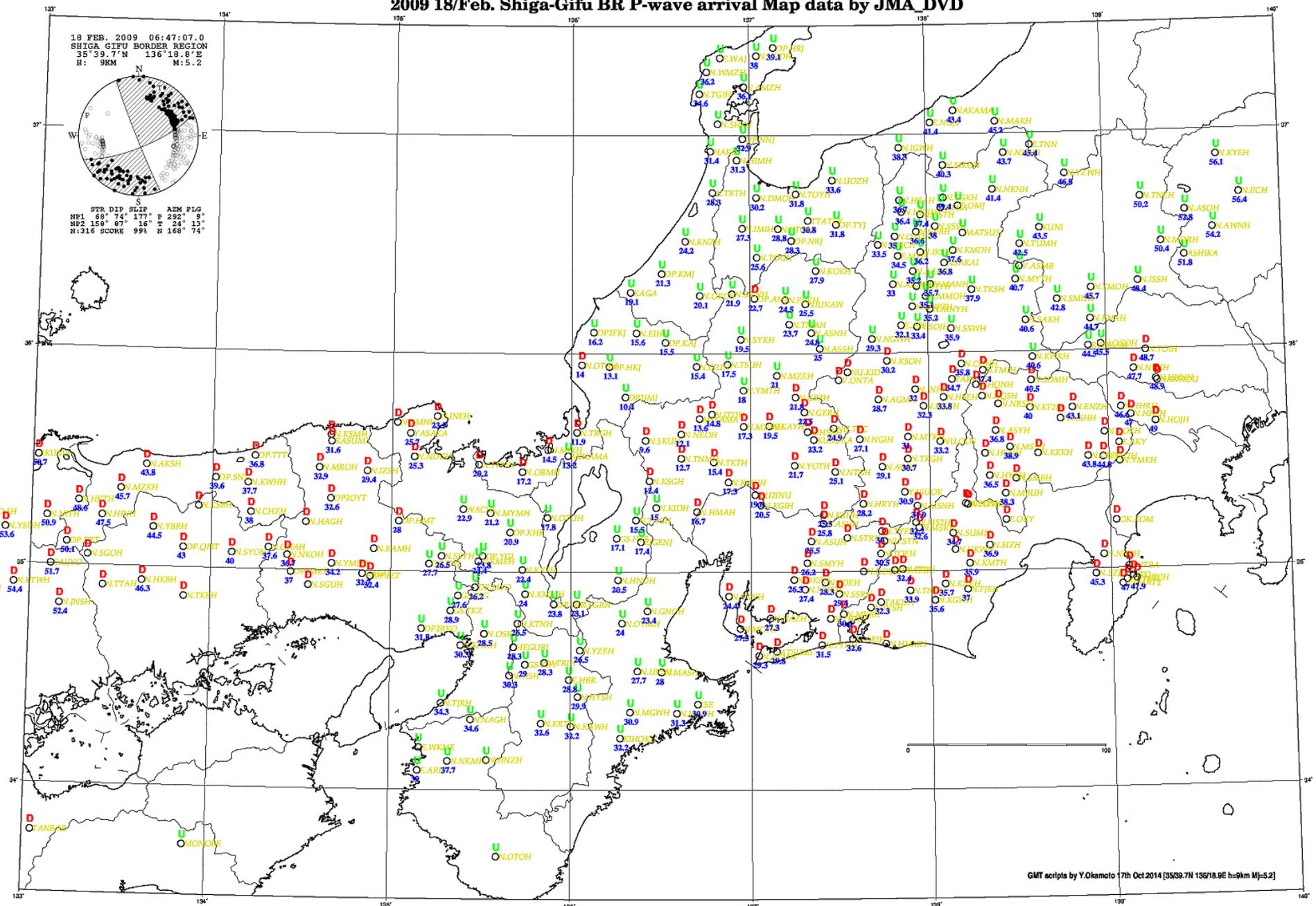


Focal sphere model

• 気象



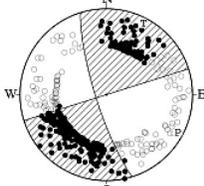
2009 18/Feb. Shiga-Gifu BR P-wave arrival Map data by JMA DVD



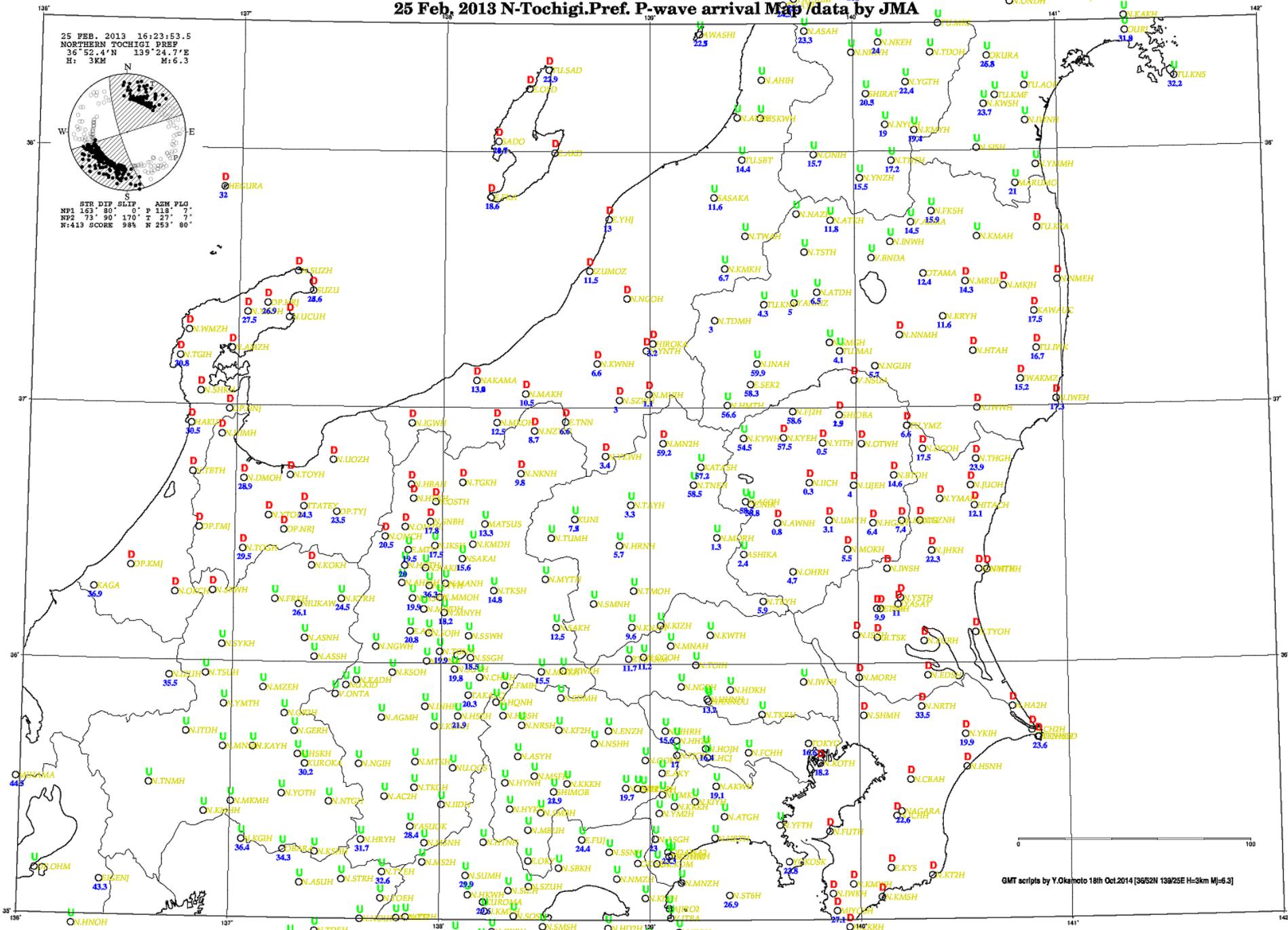
GMT scripts by Y.Okamoto 7th Oct.2014 [3509.7N 13618.8E h=9km M]=5.2]

25 Feb. 2013 N-Tochigi.Pref. P-wave arrival Map /data by JMA

25 FEB. 2013 16:23:53.5
NORTHERN TOCHIGI PREF
36° 52.4' N 139° 24.7' E
H: 3KM M: 6.3

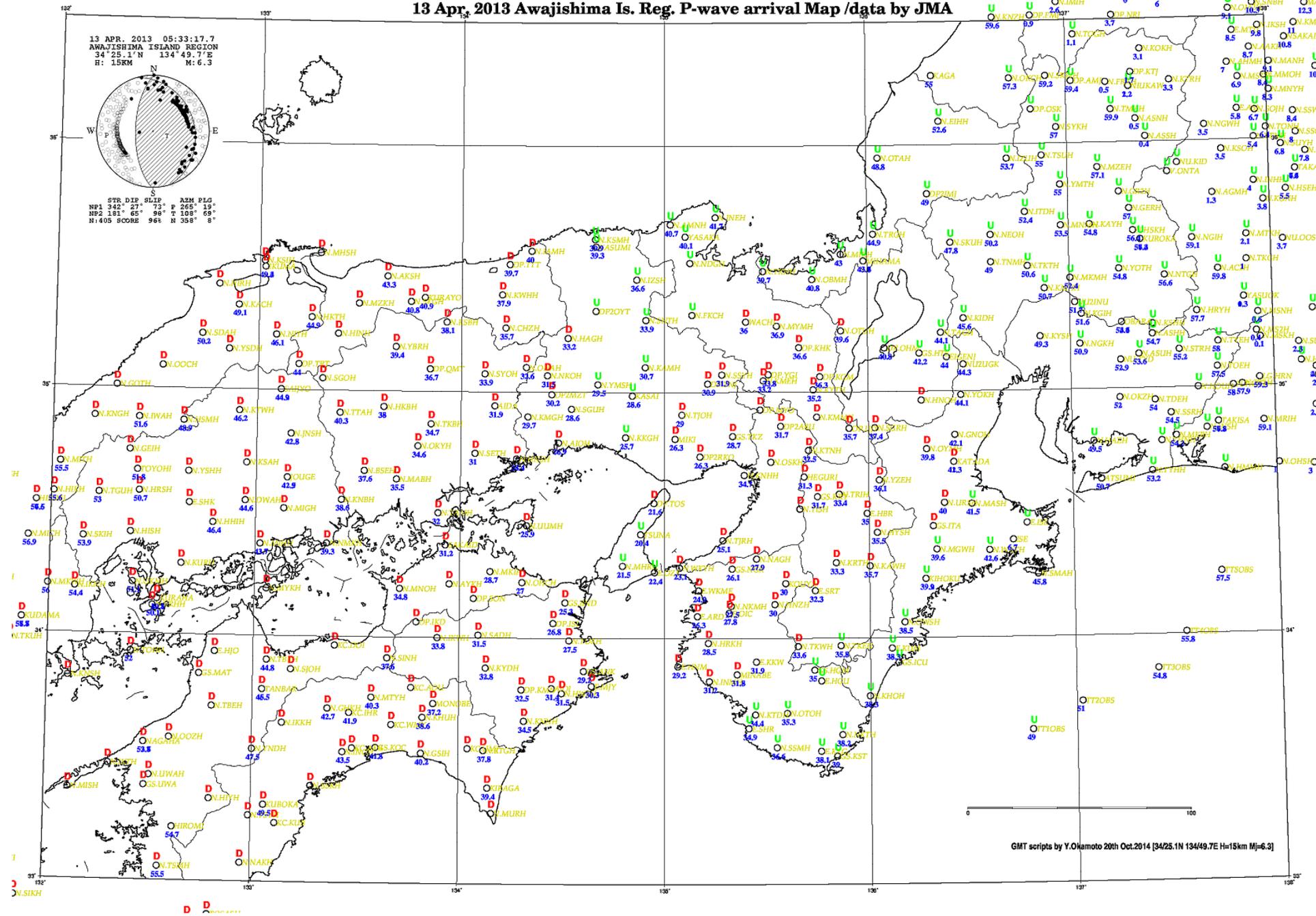


STR DIP SLIP AZM FLG
N1 163° 80° S 0° P 118° 7°
N2 73° 90° 170° T 27° 7°
N:413 SCORE 98% N 253° 80°



GMT scrips by Y.Okamoto 18th Oct.2014 [3652N 13925E H=3km M=6.3]

13 Apr. 2013 Awajishima Is. Reg. P-wave arrival Map /data by JMA





組織紹介

イベント

出版物・資料

学会賞

公募・助成

インフォ

トップページ » 出版物・資料 » 資料 » なみふる文庫 » 教室でできる地学実験

教室でできる地学実験 Publications

身近な素材で地震を体験!? 岡本義雄氏による「なみふる」の名物コーナー。



フィルムケースで地震計を作ってみよう [第1回](#) [第2回](#) [第3回](#) [第4回](#)



ココアと小麦粉で断層を作ろう!!!



「トランスフォーム断層ペーパーモデル」



「大陸移動ペーパーモデル」



「簡単に作れる『簡易磁力計』」



ANB地震計を作ろう! [第1回](#) [第2回](#) [第3回](#)

[なみふる文庫へ戻る](#)

[資料へ戻る](#)

続・教室でできる地学実験

ココアと小麦粉で断層を作ろう!!!

はじめに

みなさんお久しぶりです。昨年のフィルムケース地震計は作ってみましたか？ 電子回路が出てきたためパスした人も多いのでは？ そういうあなたにもお勧めなのが今回の実験です。みなさんは教科書などで地層の断層の写真を見たことがあると思います。でもそれを実験で作ったことがありますか？ 今回はどうして断層が出来るのかを示す簡単な実験を紹介します。食後のテーブルや教室での空き時間に家族や友達に実演してみてください。

準備するもの

- ・スライドの現像を写真屋さんに頼んだときについてくるプラスチックケースの透明なふた。
- ・小麦粉・ココアの粉（砂糖・ミルクなどを含まない純ココアのパウダーがベスト）・プラスチックの厚板（プリント基板の切れ端などでもOK）→「へら」に使用します。

実験の開始（図を参照）

- ① まず、スライドケースの透明な「ふた」の底のレンズから遠い方の端に、あとで地層を押しするための「へら」を1枚テープで止めておきます（「へら」はケース内で自由に動く幅に切ります）。
- ② 次に、この透明ケースの中に慎重に小麦粉とココアで地層を作ります。小麦粉はスプーンですくって「ふた」の底に入れたあと水平に薄くならして、スライドケースの底やお菓子の箱などで軽く上から押し固めます。数mm厚のきれいな層になるようにします。その上に今度はココアパウダーを同じように薄く重ねます。

この時に、透明な「ふた」の側壁についた粉をきれいに掃除して、地層の見え方が良くなるよう工夫して下さい。何といたってもきれいな地層を作るのがこの実験の一番のポイントです。地層が5層（小麦粉3層＋ココア2層でふたの半分の高さが理想）位できたら、地層は完成です。

- ③ さて地層ができたら、いよいよこの地層に横から力をかけて変形させて行きます。テープで止めていた「へら」の上端を持って慎重に横に地層を圧縮してみてください。ゆっくりと押しながら地層の様子をじっくり観察しましょう。

ほら見事に逆断層ができるでしょう！ さらに押していくと順番に「へら」で押し方向に断層が飛び火していきます。地面もそれに連れて盛り上がってきますね。余り押しすぎると地層がこぼれてしまいますから

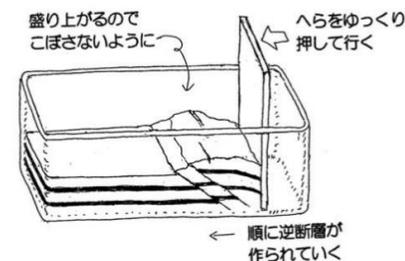
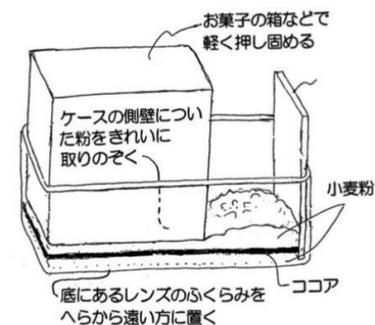
気をつけましょう！

まとめ

簡単な実験ですがパウダーの中に見事な断層面が形成されていくのは大変不思議です。興味を持った人は粉を詰める時の力や押しスピードを変えたりしてみてください。時にはX字型の断層（共役断層と呼ばれる）ができたりもします。ココアは地層の縞模様を示すのに使いましたが、他のパウダーでも色々実験してみてください。そして、野外で見られる実際の断層と、この実験のモデルとはどこが同じでどこが違うのか、考えてみてください。なお、この実験では「逆断層」ができましたが、「正断層」や「横ずれ断層」さらに「しゅう曲」などはどうすればできるか？ など興味は尽きません。野外で地層の見学をするときなど気をつけて観察してください。

ところで、実験の後片付けはどうするか？ 決まっているでしょう。使った粉でおいしい「断層」クッキーを焼きましょう！！ それではまた！

（大阪府教育センター 岡本義雄）





三浦半島2012



和泉層群2016



これは正真正銘の地震断層！

野島断層2011