

第一章 地震

[1] 地震並にその原因

地殻を構成する岩石土壤等の物質は弾性を有するを以て、何等かの原因により地殻のある部分に衝撃が作用する時は、茲に弾性波動が発生して四方に傳播し、地表に達すれば地面並にその上の諸物體を振動的に運動せしむるが、普通地震と稱するは人爲的にあらざる原因に因て起りたる此種の現象を意味する。

而て地殻を傳播する弾性波動を地震波、地震波の發生せる部分を震源、震源と地球の中心とを結ぶ直線が地表面と交る點を震央と稱する。一般に震源は一點にあらずしてある區域に亘り、大なる地震ほど震源も亦大に、衝撃は短時間連續的に作用する場合もある。唯遠地地震の如く震源が極て遠き場合には之を一點と看做すも實際問題には支障がない。従て震央も亦震源の大きさに相當する面積を有し其區域を震央區域と稱し、陸上に於て震害の最も甚しき地域である。

地震はその發生の原因により火山性と非火山性とに大別し得る、火山性地震は我國に於ては規模小にして耐震學上には重要でないが、伊太利に於ては此種の大地震がある。大被害を生ずる地震は殆んど總て非火山性地震即ち構造地震にして、土地の隆起陷没斷層等大規模の地變を伴ふを常とする。又震動を感じる區域の大小によりて局部地震と非局部地震とに分類され、或は震源の遠近に依て近地地震、遠地地震等に區別する場合もある。

地震の起る原因に就ては未だ明確に説明されては居らぬが、從來の簡單なる考察に據れば地球が冷却するに伴ひ地殻の内部が漸次收縮し、その結果既に冷却凝固せる外側の地殻に作用する横壓力の集積に依て斷層、褶曲等の急激なる地變を生じ、之に伴ふて地震が発生するものと看做された。然るに近年の研究に據れば地殻に包含さるゝラヂウム、ウラニウム、トリウム等の放射性物質の放散する

熱量は極て大にして、地球の冷却収縮は動かすべからざる事實とは看做し難きに到つた。一方地球上各地の重力測定の結果によれば大山脈の直下、高原の下層等は、平地海底等に比して比重の小なる物質をより多く含有する事が明かになり、従て地球の平均表面より相當の深さの層に於ては求心方向 (Radial) の壓力は大體一樣となり、層には略一樣なる周面 (Circumferential) 壓力が作用し、恰も求心等布荷重を受くるドームの如き平衡を保つのであるが、然し地殻が凝固して以來幾十萬年の長き間に侵蝕堆積其他の自然作用に依り、地殻の大に比すれば極て徐々ではあるが、而も絶え間なく壓力の平衡は失はれつゝあるを以て、我等の大地は其内部に於て常に壓力の偏倚集積が進行し、大小の變位破壊を起しつゝありと想像さるゝを以て、地震は夫等の急激なる場合に伴ふ現象であると考へらるゝ。

而て地殻を構成する岩石は地表より下るに従ひ漸次剛性と強度とを増し、地下 30~40 km の深さに於て最高に達し之れより下るに従ひ漸次プラスチックの性質を増し、流動性を帯びるに到るを以て荷重の不平等に因る破壊は 30~40 km の剛性大なる層に於て最も起り易く、従て震源となるの機会も多い。

上述の如く地殻の相當の深さ (Schweydar 氏によれば 120 km) の層即ち等壓層に於ては大體鉛直壓力は等布的なりと考へ得るも、それより上層に於ては地表の高低に由て明かに荷重の不平等を認めなければならぬ。大森博士が我國の地震帯に就て亞細亞大陸の縁邊を成す本邦は、内陸の高壓の爲めに大洋側に押し出されて弧狀を爲し、之に沿ふ地殻の弱點が即ち外側及内側の地震帯にして弧に約 45° の傾きを爲す弱點が淀川、信濃川等の地震帯であると説明されて居る。

近年地震學の研究が隆盛となるに及んで地震原因に關しても種々の新説が發表さるゝに到つたが夫等の説明は後日に譲る事とする。

[2] 地震動及び震源

地殻を構成する岩石は弾性を有するを以て震源に起りし衝撃は弾性波として四方に傳播し、地上に起居する吾人に震動を感ぜしめる。

弾性波は弾性體の運動の方程式より求め得るが、地殻の内部を傳播する地震波は二種類あり、一は縦波 (Longitudinal wave) にして波動の變位はその進行の方向に生じ音波に類するもの、他は横波 (Transverse wave) にして變位は進行方向に直角にして、弦又は棒の横振動に類するものである (第 1 圖参照)。

今地殻を構成する岩石の弾性係数を E 、ポアソソン比を σ 、密度を ρ とすれば縦波及び横波の傳播速度 v_l 及 v_t は運動の方程式より求めて次の如くなる。

$$\left. \begin{aligned} v_l &= \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}} \\ v_t &= \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\sigma)}} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1)$$

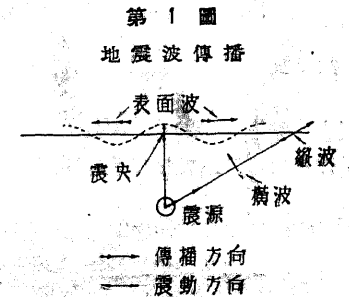
$$\text{茲に } \sigma = \frac{1}{m} = \frac{1}{2} \frac{E}{G} - 1$$

m = ポアソソン數, E = 弾性係數, G = 剛性係數

(1) 式に依て地震波の傳播速度を算定するには、通過する地層岩石の ρ , E , G を知るを要するが、各種岩石の試片に就て従來試験したる結果に據れば大體第 1 表に示すが如く、之に依て算定せる傳播速度を同表に示してある。

第 1 表 各種岩石内地震波の速度 (「純近の地震學」による)

岩石名	ρ	E kg/cm ²	σ	v_l km/sec	v_t km/sec
閃綠岩(大古代)	3.00	9.49×10^6	0.284	6.40	3.52
花崗岩(古生代)	2.64	5.05×10^6	0.226	4.68	2.80
大理石(古生代)	2.70	6.18×10^6	0.262	5.36	2.99



石灰石(古生代)	2.69	6.35×10^6	0.252	5.32	3.06
大理石(中生代)	2.72	5.54×10^6	0.274	5.08	2.89

(1) 式に依て縦波の傳播速度 v_l が横波の速度 v_s より常に大なる事は明かなるが、地震波が震源より地上の観測點迄達する間に種々の岩質を通過するを以て傳播速度を充分適確に決定する事は困難なるも、普通の震源の深さより上層に位置する岩石の平均値を取れば大體

縦波の傳播速度 $v_l \doteq 5.8 \text{ km/sec}$
 横波の " $v_s \doteq 3.5 \text{ "}$

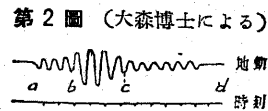
尙地震の際には上記の縦、横波の外、震源より震央に傳播せる地震波が地表に出で、更に表面波 (Surface wave) として四方に傳播し、前兩波に比して減衰極て徐々なるを以て極て速き震源より傳播し來る地震波は主として此表面波であるが、其傳播速度は前兩者より小に、週期は數秒の長きに達するを特徴とする。

表面波の傳播速度 $v_0 \doteq 3.3 \text{ km/sec}$

表面波に於ては地殻表面の各分子は其傳播方向を含む鉛直面内に橢圓軌道を描きて運動し、水の表面波に於ける水分子の軌道運動に類似し、振幅大なるも震動緩漫なるを以て震害は稀である。

地表面の地震動は地震計に依て記録せしめ得るが、之を地震記象と呼んで居る。唯地震計其物の機構により必ずしも常に地動を正確に記録し得るとは限らぬ。地震記象を單純化して示せば第2圖の如きものにして、縦距は地上一點の運動の一分運動の量のある倍率を以て表し、横軸はある尺度を以て時間の経過を示す、圖中

- ab 初期微動
- bc 主要動
- cd 終期微動



第2圖 (大森博士による)

初期微動は地殻の内部を通過し來りし波動にして振幅、週期共に主要動に比して小に、主要動は普通近地地震に於ては横波、遠地地震に於ては表面波にして構

造物に震害を生ずる震動である。

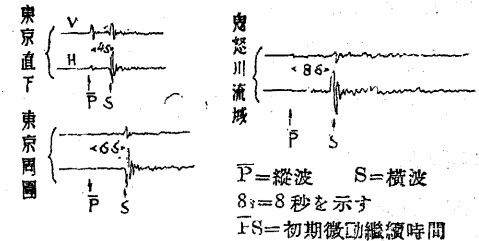
震源より發する各種の地震波は相重複し、地中の不連続面に於て反射屈折を爲すのみならず、観測地點の土地の固有震動をも誘起し、各波動は週期及び位相を異にするを以て、實際の地震記象

は極て複雑なる地動を示すを常とする。又震源の位置によりて地震記象は夫々特色ある型を示すを以て、ある場合に於てはその型によりて震源の位置を推定し得る。第3圖は東京

本郷臺に於て観測せる地震記象にして震源は東京直下、東京附近及び鬼怒川流域の三種である。尙大地震に於ては震源に於ける衝撃は數度連続して起るものと推察され、從て益々複雑なる記象を示す。第4圖は東京帝大地震學教室の2倍地震計の記録せる關東大地震の記象である。

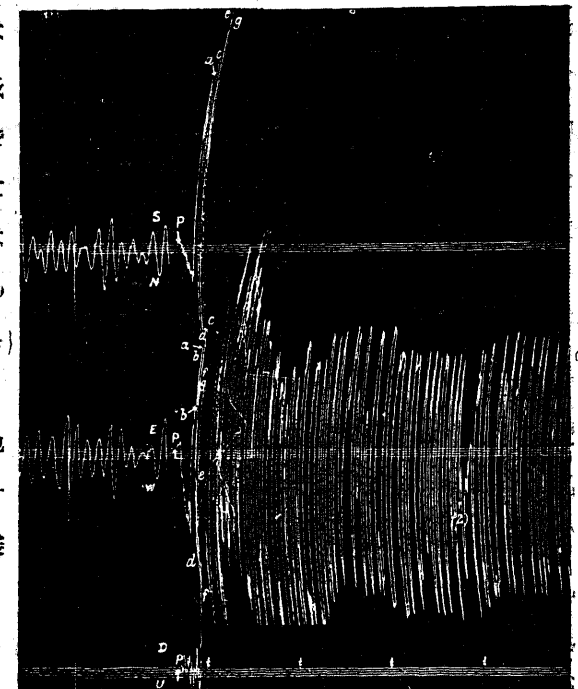
第5圖は今村博士により第4圖の地震記象

第3圖 (今村博士による)
地震記象 (東京本郷臺觀測)



第4圖 (今村博士による)

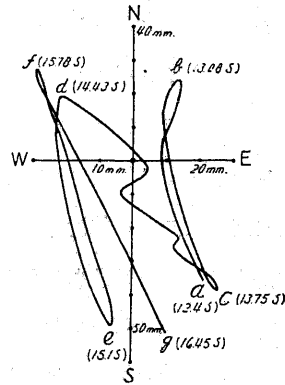
關東大地震記象



より求めたる實際の地動を示す。

第 5 圖

震源又は震央の位置は地震記象より推定する事が出来る、然し先に述べたる如く震源は相當の區域に亘り、地震波は途中岩質異なる種々の地層を通過し傳播経路も亦直線ならざるを以て、震源中心の位置を正確に決定するは頗る困難にして、相當適確に判定するには震央の周圍數地點の記象を要する。



次に近地地震の場合に震源位置を決定する種々の方法を述べる。

(1) 一箇所の観測による方法

地震記象の縦波の振動方向は大體震央と観測點とを結ぶ直線上にあるを以て之より震央の方向を知る、次に記象より縦波の始點と横波の始點との間の時間即ち初期微動繼續時間を測り、之を t とすれば此時間は速度の異なる縦波と横波とが観測點に達するに要する時間の差を意味し、従て震源距離は t のある函数として表はし得る。震央距離 D が 1,000 km 以内に於て而も餘り小ならざる場合に對し、大森博士は次の如き簡單なる公式を發表されて居る。

$$D = 7.42 t \text{ (km, sec)} \dots\dots\dots (2)$$

今地震波が直線的に進行するものと假定し、震源と観測點との距離を L とすれば次の關係式が成立する。

$$\left. \begin{aligned} t &= \frac{L}{v_2} - \frac{L}{v_1} \\ \text{即ち } L &= \frac{v_1 v_2}{v_1 - v_2} t = \lambda t \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (3)$$

従て v_1, v_2 の値を知れば λ を知り、以て震源距離 L を知り、且計算によりて震源の方向を決定すれば震源位置を知り得る。而て v_1 及 v_2 は地質に依て値を異にし従て λ は大體 7~10 km/sec 位なるも普通の地震に於ては 7~8.5 km/sec の範圍なるが、單に一地點の観測に依て震源又は震央の位置を決定するは困難に

して到底正確を期し難い。

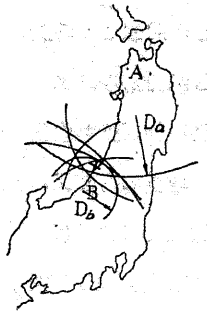
(2) 數箇所の観測による方法

震源位置を一層正確に求めんとすれば數地點に於ける地震記象を必要とし、其の數多き程確實なる結果を得る。

(a) 軌跡法

震源の周圍の數多の観測所に於て初期微動繼續時間 t_a, t_b, \dots を測定すれば、是等の地點より震央迄の距離 D_a, D_b, \dots は (2) 式に依て容易に算定し得るを以て、地圖上に於て各観測點を中心とし D_a, D_b, \dots を半徑として圓弧を畫けば第6圖の如く、圓弧の最も密集せる部分が略震央の位置を示す。

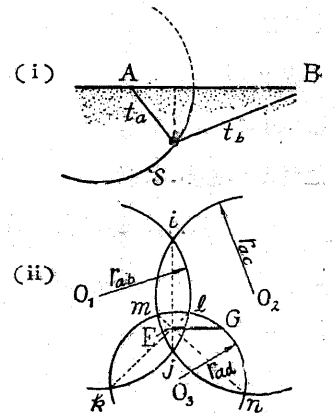
第 6 圖



(b) 比例分割法

此方法は (3) 式の λ の如き適確に定め難き値を用ひずして四地點以上の地震記象を用ひ、作圖に依て一層正確なる震源位置を與ふる。先づ任意の二観測所 A, B を取り、初期微動繼續時間を夫々 t_a, t_b とすれば A 及 B より距離の比が $t_a : t_b$ に等しき點の軌跡は半徑 r_{ab} なる一の球面 (第7圖 i の S) を成し更に A, C 及び A, D に依りても同様の二つの球面 (半徑 r_{ac}, r_{ad}) を得、是等の三球面の交點 O は震源の位置にして三球面の地表水平斷面なる三圓 (第7圖 ii) の共通弦 ij, kl, mn の交點 E は震央位置を示し、 E を過ぎる各圓の弦中最短なるもの、 $1/2$ (ii の EG) が震源の深さを表はす、従て實際は三組の i 圖と一組の ii 圖とを畫けば宜しい。

第 7 圖 (和達氏による)



若し λ を適確に定め得る場合は三地點の記象により各地點を中心とし各々の λ_i を半徑とする三球面の交點が震源である。

[3] 地震計

地震學上は勿論耐震學に於ても地震の際の土地の運動並にその加速度を知る事は極て必要にして地震計を据付け置きてその地點の震動を自記的に記録せしめ、この記象より地動の大き及び週期を知り普通之等に依て加速度を算定するのであるが、正確に加速度を求むるには少なからぬ不便と困難とを伴ふを以て最近は地動の加速度を直接記録せしめ得る加速度計が使用さるゝに至つた。

地震の有無又は其程度を知らんが爲めの地震計は、餘程古き時代より存在し支那に於ては西曆 130 年頃(後漢の順帝時代)張衡が地動儀を發明し稍強き地震動の方向を知り得たるが、爾來種々の考案ありしも何れも地震強弱の程度を覗ふ位に過ぎざりしが、明治時代に入り我國に於て始めて科學的の地震計が完成され、その原理は中立の釣合による不動點を利用したるものであつたが、大正時代に入りて振子を利用する種々の地震計が製作され地震觀測に用ひられた。

現今使用さるゝ地震計の多くは吊り下げたる重錘の如く、地動の影響を受くる事の極めて少ない物體と地殻との間の相對運動を自記するものにして、この相對運動より地殻の實際の運動を理論的に算定し得る。

一般に地震計は地動の東西、南北及び上下の三分運動を各別に記録し、多くは地震學研究上の目的に製作されたるものにて、著しき震害を生ずる如き大地震の測定には適しない。近年之れに對して特に強震計が用ひらるゝも未だ $1,000 \text{ mm/sec}^2$ 以上の加速度を有する強烈なる地震を満足に記録せるものなく、耐震學上甚だ遺憾とする所である。

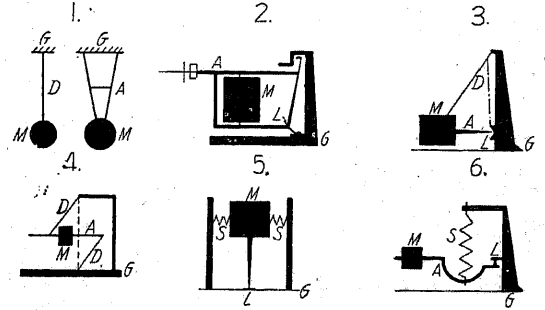
一般に地震計は基本部分、制振装置及び記録装置の三部分より構成されて居る。

(a) 基本部分は地震計臺と可動部とより成り、可動部の吊り方又は支へ方は

地震計の種類に依て異なる。

第 8 圖
地震計の基本部分

第 8 圖は現在多く使用さるゝ地震計の基本部分を示す略圖である。



1 は普通の單振子、2、3 は自由振動週期を大ならしむる爲め廻轉軸を鉛直に對して僅かに傾斜せしめたる水平振子、4 は

M 重錘 G 地震計臺(地盤に直接連結)
S スプリング D 吊絲 A 棒又は腕
L 支點にて扁平スプリング、ピボット、双支等

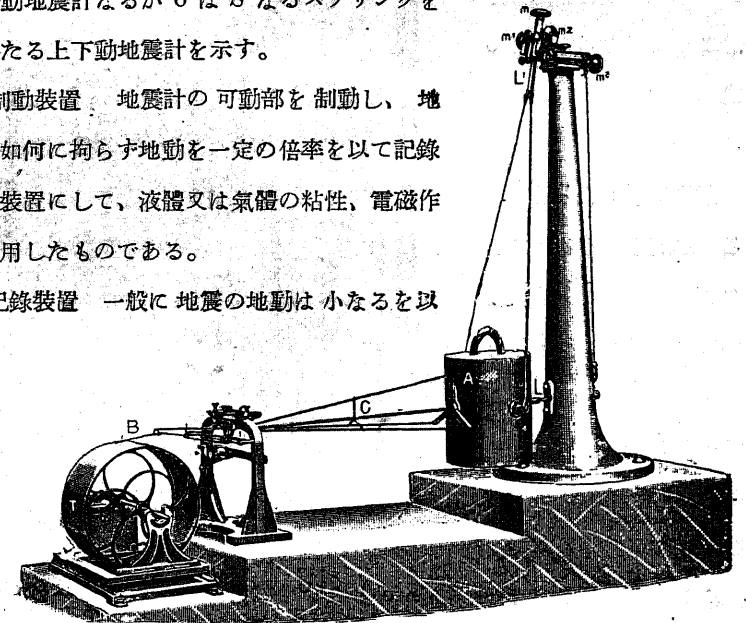
吊絲 D の扭剛性(Torsional rigidity)を利用して自由振動週期を長くせるもの、

5 は倒振子(Inverted pendulum)である。以上は何れも水平動地震計なるが 6 は S なるスプリングを以て吊りたる上下動地震計を示す。

第 9 圖
大森式地震計

(b) 制動装置 地震計の可動部を制動し、地動週期の如何に拘らず地動を一定の倍率を以て記録せしむる装置にして、液體又は氣體の粘性、電磁作用等を利用したものである。

(c) 記録装置 一般に地震の地動は小なるを以て之を擴大して記録せしむる、記録方法には機械的と



光學的とありて、前者は可動部に針を附し其の運動を煤煙紙上に印せしむるものにして、擴大には横杆作用を用ふる。後者は寫眞装置に依るものにして前者の如く大なる重錘を要せず記象も前者より正確なるが、作業煩雜にして且つ不經濟である。

次に現在多く用ひられて居る各種地震計を示す。第9圖は大森式水平動地震計にして基本部は第8圖3に示せる水平振子である。

第10圖はウイーヘルト (Wiechert) 氏の水平動地震計にして基本部分第8圖5に示せる倒振子である。

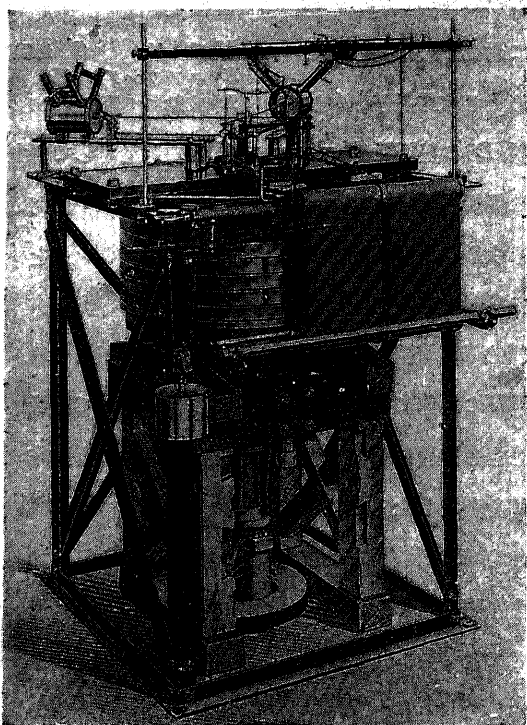
第11圖はガリチン (Galitin) 氏の上下動地震計にして基本部分第8圖6に示せるものである。

耐震工學上最も重要な加速度を直接測定する加速度計は、ガリチン氏がピエゾ電氣を利用したるものを嚆矢とし種々の考案があるも、地震研究

所の石本教授の考案になれる水平加速度計が、地震の水平加速度の観測に廣く用ひられて居る。

第12圖は石本式加速度計の主要部の略圖にして、重錘 M を二枚の薄鋼片 S

第10圖
ウイーヘルト式地震計



に依つて鉛直に支持せる彈性振子である。 L_1, L_2, L_3 は何れも横杆にして地動により M に生ずる廻轉角を擴大して、ドラム D に記録せ

しむるものである。

C は對重にして横杆の重量と釣合ふ、 D_1 は油の粘性を利用せる制動装置である。

此器械の原理は彈性振子の振動週期を地動の週期に對して充分小ならしむれば、記録針の動きが地動加速度に比例する事實を應用したものである。

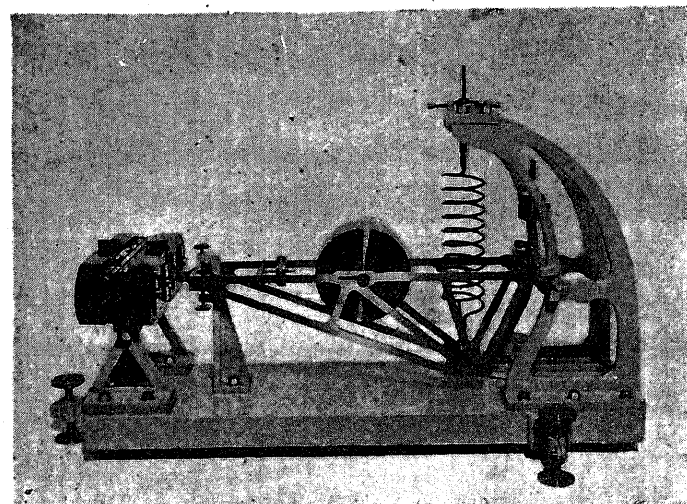
第13圖は石本式加速度計の實際を示すものなるが、本器に於ては

重錘、長 27.2 cm、直徑 7.5 cm、重量 13 kg

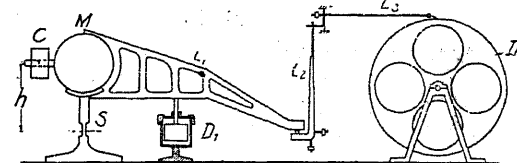
自由振動週期 0.15 sec、倍率 213 倍

にして記録針先の 1 mm の變位は 10 mm/sec² (1 gal) の水平加速度に相當する。本器は前述の原理に基くを以て自由振動週期に近き程度の短週期地震に對しては、使用し難きも 0.2 sec 以上特に 0.4 sec 以上の週期に對して適當して居る。而て

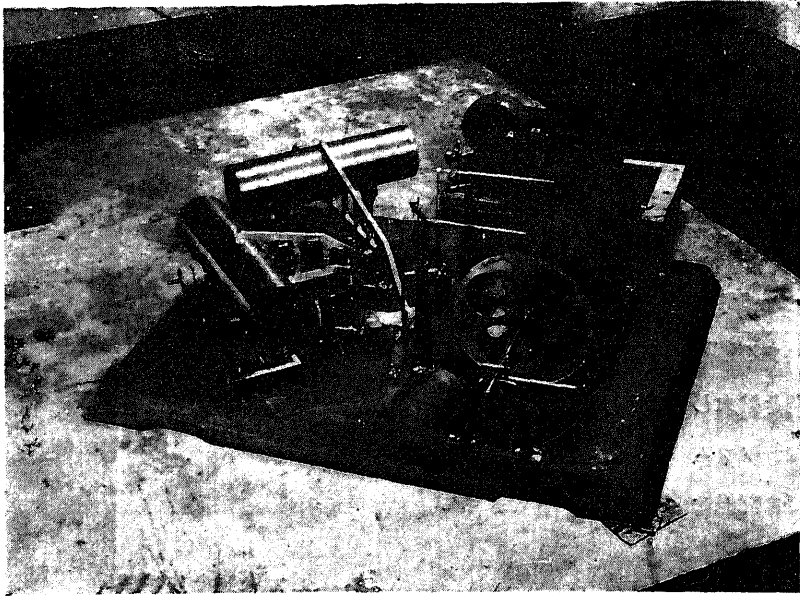
第11圖
ガリチン式上下動地震計



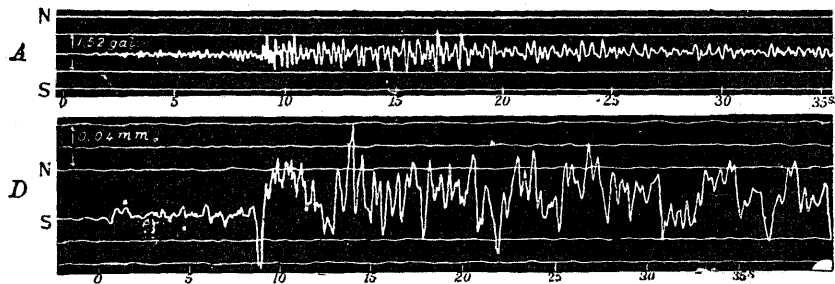
第12圖
石本式加速度計基本圖



第 13 圖 (石本博士による)
石 本 式 加 速 度 計



第 14 圖 (石本博士による)



0.2 sec 以下の短週期の地震は加速度大なる場合と雖も、大規模の構造物に對しては著しき損害を與へぬを以て耐震學上の目的には充分である。

此加速度計が實用に供せられてより日猶淺き爲め未だ大地震の記録を有せぬが、普通の地震に於ける本器に依る記録と普通の地震計記録とを對照するに餘程振動の趣が異なり、又後者の示す週期と振幅とより計算せる加速度と加速度計の

示す値とは著しく異なり、從來の地震記象より加速度を求むる事の困難なるを示して居る。

第 14 圖は同一地震に對する兩者の記象を比較せるものにして A は石本式加速度計 D は今村式 50 倍地震計に依るものである。圖に於て明かなる如く、加速度計は比較的小週期の波動を多く記録せるに反し、地震計に於ては稍不明瞭であり、振動の週期小なる部分は兩者の示す所がよく一致して居る。

[4] 地震の頻度並に餘震

地殻がある原因によりて將に地震を起さんとする状態にあれば、僅かの外部的動機に依つても直ちに地震が誘起さるゝと考へらるゝ、従つて一定期間中に起る地震の回數即ち地震頻度と季節、氣象其他の誘因即ち副原因との關係につき多くの統計的研究が發表されて居るが、次に夫等の主要なるものを述べる。

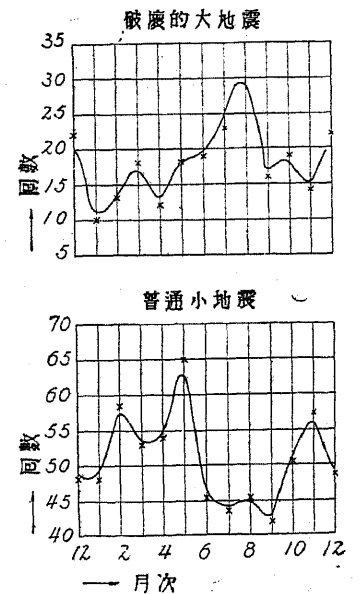
(1) 地震頻度の時間的關係

(a) 地震頻度の季節的變化

本邦に於ける地震の發生が季節によりて如何に變化するかの問題は、既に大森博士によりて詳細に研究され、其結果全土を一括して考ふれば破壊的大地震は夏季に多く、小地震は反對に夏に少ない(第 15 圖参照)。次に各地方別に統計を取れば、一年の頻度變化は二つの型に分つ事が出来る、其の一は極大が春に極小が秋にあるもの(例、東京)、他は極大が夏にあり、極小が秋又は冬に存するものである(例、秋田)(第 16 圖参照)。

(b) 日々の變化

第 15 圖 (大森博士による)



大森博士の研究に依ると気圧の變化と密接なる關係ありて、普通は氣壓が極大なる時に地震は最も起り易い(第17圖参照)。

(c) 月々の變化

月齡即ち潮汐現象に關係ある變化にして大森博士によれば、上弦又は下弦の時に地震が多い、今村博士の研究によれば、海中に震源を有する地震に於ては頻度に四回の極大を現はし、陸地に發生する地震に於ては二回の極大を示す、之等の現象は氣壓の變化の影響と潮汐の變化の影響とが干渉し合ふ爲めであると説明されて居る。

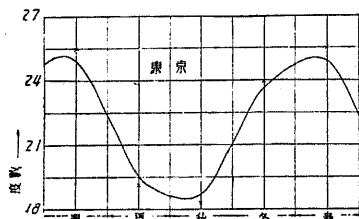
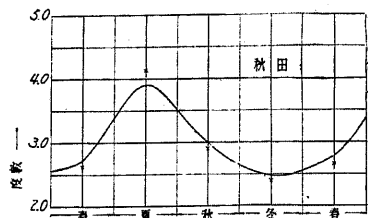
(d) 長期變化

地震の多い年はある年數毎に繰り返して週期的に現はるゝ如く見ゆる、例へば相模附近の地方に於ては殆んど一定の年數毎に頻度の大きなる年に會する、然しこの長期變化の原因は未だ明確に説明されて居らぬ。第18圖は京都地方に起りし每十年間の地震回数を示すものである。

(2) 地震頻度と氣象との關係

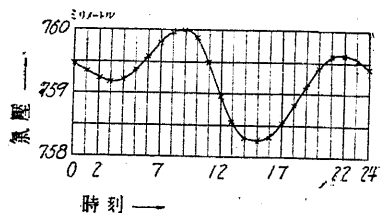
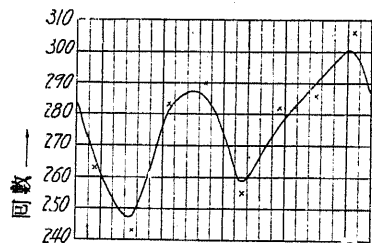
種々の氣象現象中地震の頻度と最も密接なる關係を有するは氣壓にして、その高き時に地震の回数は多い。大森博士に據れば氣壓の影響と潮汐の影響とが互に助け合ふ場合は地震の副原因として最有力である。近年寺田博士は日本各地に於ける

第16圖 (大森博士による)



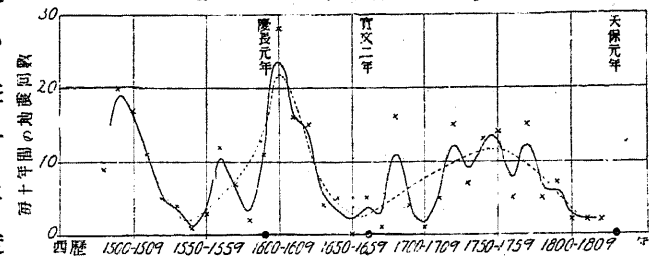
第17圖 (大森博士による)

地震回数日々の變化



地震頻度の年變化と氣壓傾度の年變化とを調査せる結果、地方特有なる方向に於ける氣壓傾度と地震頻度とは

第18圖 (大森博士による)



● 被害著しき地震

相伴ふて増減する事を確めた。長谷川理學士に據れば岐阜地方の地震は氣壓が濃尾大地震の斷層線に直角なる方向に傾斜する場合、換言すれば斷層の兩側の氣壓が異なる場合に起る。

其他の氣象現象に關しても大森博士は北陸地方に降雪多き年は東京の地震回数が多い事を發見され、尙天候、緯度變化、空中電氣、地磁氣等と地震頻度との關係も種々研究されて居るが未だ定説を得ない。

(3) 餘震

大地震の後には殆んど例外なしに地震が頻發し、往時は繰り返すと稱されて居たが現今では餘震と呼ぶ、一般に餘震が起るに伴ひ地下の不安定が漸次癒されつつあるを以て餘震の多き程却て速かに安定を回復する。

餘震は本震の副作用なるを以てその強さは勿論本震に比して著しく小なるを常とし、その回数は本震の規模の大なる程多く、時日の経過と共に頻度は漸減する、然し稀有の大地震に伴ふ餘震には規模強度共に相當大なるものありて時に震害を惹起す、例へば1923年9月1日の關東大地震の餘震中9月26日、10月24日及び翌年1月15日の地震は何れも相當強大なるものにして、特に第三は多少の震害を生じた。

第19圖は濃尾大地震後岐阜測候所に於て觀測せる餘震回数の時日による減衰狀況を示すものである。

然し餘震の数を正確に知る事は困難にして、観測所が震源より遠き場合は微弱なる地震は記録されざる場合もあり、従て遠近の二測候所に於て観測せる餘震の数も異なる。

本震より t だけの時日を経過したる時、単位期間に起る餘震の回数 n は次の大森博士の實驗公式によりて表はさるゝ。

$$n = \frac{C_1}{t + C_2} \dots\dots(4)$$

茲に C_1 及び C_2 は各地震毎に最小二乗法に依て定むべき常數である。

關東大地震の餘震頻度を表はす式は次の如く

$$n = \frac{81.45}{t + 0.06763} \dots\dots(5)$$

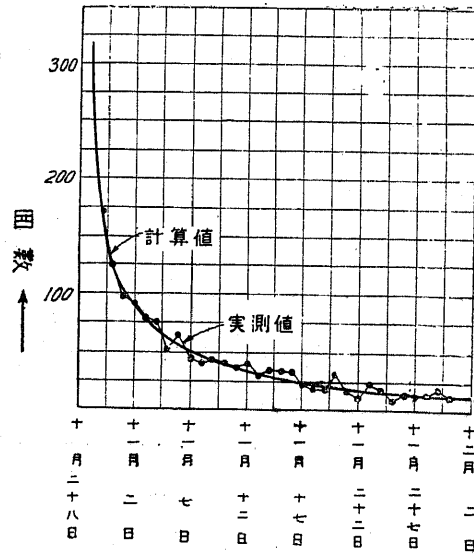
茲に $t = 10$ 日を單位とする時間

第 20 圖は東京に於て實際観測せる各 10 日間の餘震回数と (5) 式に依りて計算せる回数曲線を示す。

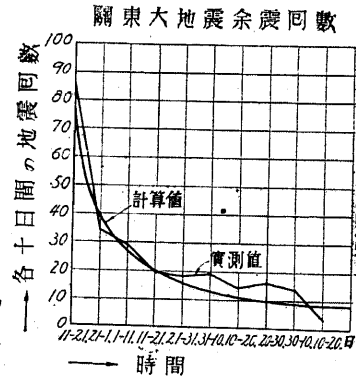
[5] 過去の大地震

我國を初め世界各地に於て大地震の襲來に依り、多大の生命財産を亡失したる例は實に枚擧に遑なく、今記録に據り有史以來の大地震中特に重要なものに就き

第 19 圖 (松山博士著、最近の地震學による) 濃尾地震の餘震回数



第 20 圖



年代、激震地域及被害の概要を表示する。但し各國を通じ人文未開の地方に於ては大地震と雖も記録に洩れたるもの少なからずと推察さる。而て本邦は不幸にも地震國としては世界一であるが爲めに、地震學及耐震學に於て全世界の指導的地位にある。

第 2 表 日本の大地震 (今村博士作成の表による)

日本暦	西暦	激震地方	被害状況
年號	年月日	年月日	
天武	12 10 14	684 11 29	東海、南海、西海諸道 8.25 km ² の地、海中に没す
明應	7 8 25	1498 9 20	東海道全部 津浪、流 1,000 死 5,200
應長	9 12 16	1605 2 3	東海、南海、西海 大津浪、死 5,000
寛文	2 5 1	1662 6 16	山城、近江 潰 5,500 死 800
元祿	16 11 23	1703 12 31	房總、相模、武蔵 津浪、潰 20,162 死 5,233
寶永	4 10 4	1707 10 28	南海、東海、西海 大津浪、潰 29,000 死 4,900
寛政	4 4 1	1792 5 21	肥前、肥後 温泉嶽崩壊、津浪、潰流 12,000 死 15,200
弘化	4 3 24	1847 5 8	信濃、越後 潰焼 34,000 死 12,000
安政	1 6 15	1854 7 9	伊賀、伊勢、大和 潰 5,000 死 1,352
安政	1 11 4-5	1854 12 23-24	東海、南海 大津浪、潰流 60,000 死 3,000
安政	2 10 2	1855 11 11	江戸 潰焼 50,000 死 6,757
明治	24 10 28	1891	濃尾 潰焼 142,177 死 7,273
明治	27 10 22	1894	庄内 潰焼 6,006 死 726
明治	39 3 17	1906	嘉義 潰 6,769 死 1,258
大正	12 9 1	1923	關東 潰焼流 576,262 死 99,331
大正	13 1 15	1924	相模中部 潰 1,273 死 14 此地震は關東大地震の餘震と云はれてゐる
大正	14 5 23	1925	但馬北部 潰焼 3,300 死 395
昭和	2 3 7	1927	丹後西北部 潰焼 11,555 死 2,881
昭和	5 11 26	1930	北伊豆 潰焼 2,240 死 261

第 3 表 外國の大地震 (理科年表所載、今村博士の調査による)

年代 (西暦)	激震地域	被害状況
年 月 日		
856 12	希臘 Corinth 地方	死 45,000
1037 12~1038 1	支那代拜折三州	死 22,391

1057		支那雄獅等州	死 10,000 以上
1158		小亞細亞 Syria, M. Jatia, Antioch	死 20,000
1183		シリア Antioch, Damascus	死 20,000 以上
1268		小亞細亞 Cilician Gate	死 60,000
1303	9~10	支那大原平陽	潰 100,000 戸
1556	2 3	支那山西、陝西、河南	死 830,000 世界最大の地震
1622	10 25	支那平涼、隆德地方	死 12,000 潰 11,800
1654	7 21	支那陝西	死 10,000
1667	11	カウカサス Shemakha	死 80,000
1668		支那山東莒縣諸城	死 22,700
1668	7 10	小亞細亞スミルナ	死 15,000~20,000
1693	1 11	伊太利 Catania	死 10,000
1716	5~6	伊太利 Algiers, Catania, Syracuse	死 20,000
1727	11 18	波斯 Tabriz	死 77,000
1737	10 6	カムチャツカ	死 30,000
1738	12~1739 1	支那寧夏	死 50,000
1746	10 28	ペルー Lima 地方	大津浪、リマ市にて死 3,800
1751	5 24	智利 Concepcion, Santiago	震害と津浪、コンセプション市全滅、他に移轉
1755	6 7	波斯 Tabriz, Kaschan	死 40,000
1755	11 1	リスボン	津浪、死 60,000
1783	2 5	伊太利 Calabria	死 40,000
1797	2 4	エクアドル Quito, Riobamba	死 40,000
1797	12 4	ヴェネズエラ Cum na Cariaco	死 16,000
1812	3 26	ヴェネズエラ、コロンビア	死 10,000
1822	9 5	小亞細亞 Aleppo, Damascus	死 20,000
1822	11 20~25	智利 Argentina, Concepcion, Mendoza, San Juan, Valparaiso	海岸隆起、大津浪
1837	1 1	シリア Damascus, Jaffa 等	死 6,000
1850	9 12	支那四川西昌會理	死 20,600
1853	4 21~22	波斯 Shiraz	死 12,000
1853	7 11	波斯 Ispahan	死 10,000
1868	8 13	ボリヴィヤ、北智利	大津浪
1868	8 16	コロンビア、エクアドル	死 70,000

1875	5 16~18	コロンビア、ヴェネズエラ	死 16,000
1879	6 29~7 1	支那階州通渭	死 20,710
1906	4 18	北米カリフォルニア	死 600 火害大
1908	12 28	伊太利 Messina	死 110,000
1915	1 13	伊太利 Avezzano	死 35,000
1920	12 16	支那甘肅	死 100,000
1927	5 23	支那甘肅涼州府	死 數萬

〔6〕 大地震の分布並に地震帯

大地震の震源の位置を地圖上に記入すれば、自らある限られたる地域中に集中するを見る、地震は地殻構造の弱點に起るものとすれば、夫等の地方に於て屢々大地震の起るべきは當然の事にして之を地震帯と名づくる。

(1) 世界地震帯

第 21 圖は今村博士の調製せられたる世界の大地震分布圖である。往時にありては地震の観測不充分にして、遠き未開地又は大洋中に於けるものは大地震と雖も記録されざるもの尠ならず、例令記象を得たりとしても震源位置、地震の規模等を推定するに困難なる場合も多かりしが、1900 年以後に於ては観測器械及方法の進歩に依て、充分正確に夫等を推定し得るに至つた。

(a) 環太平洋地震帯

太平洋の沿岸を走る大地震帯にして、我國を起點として之を迎れば、北は千島よりアリユーション群島を過ぎ南向して北米西海岸を通り、メキシコ、中米を経て南米アンデス山脈に連なる。次に南すればフィリピン群島、南洋諸島を経てニュージーランドに達する。

(b) 地中海ヒマラヤ地震帯

南洋諸島に於て太平洋地震帯と交叉し、それより西すれば、ジャバ、スマトラ、マレー半島を經、ヒマラヤ山脈に沿ふてベルシヤに入り更に小細亞細、希臘、伊

太利、地中海沿岸に達し更にアゾア群島を過ぎて大西洋を横断し、西印度諸島を
經、中央亞米利加に於て太平洋地震帯に會するものと推定さる。

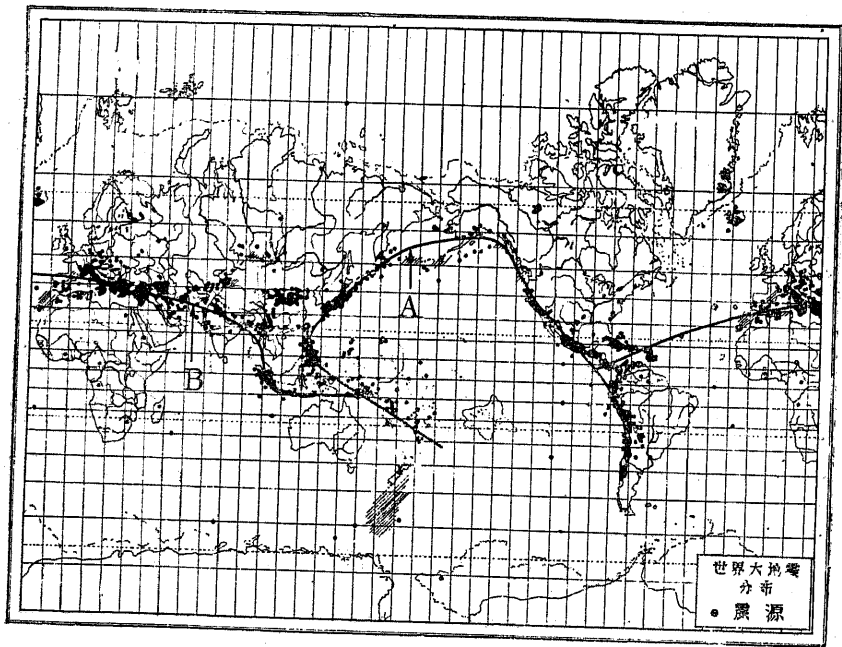
是等は世界に於ける二大地震帯にして、他に無数の地震帯あるも前者に比すれば規模著しく小である。

(2) 本邦地震帯

第22圖に本邦に於ける著名なる地震の震源(黒點)及び諸學者に依て發表されたる重要地震帯を示す。

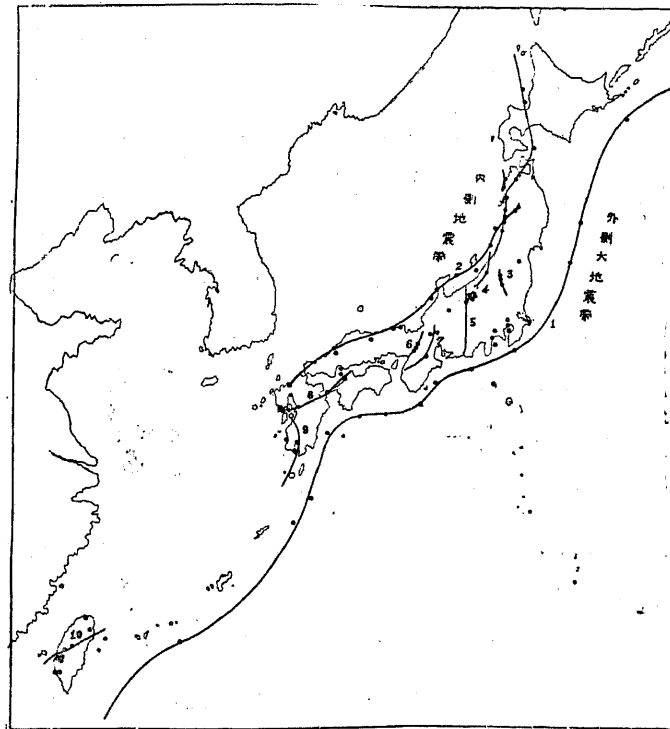
1. 外側地震帯 環太平洋大地震帯の一部を成し、海岸に沿ふて太平洋底を走るものにして、寶永、安政、關東等の規模大なる記録的大地震は何れも此地震帯

第 21 圖 (今村博士による)
世界大地震分布圖



A. 環太平洋地震帯 B. 地中海ヒマラヤ地震帯

第 22 圖
本邦地震帯



圖中數字は文中の地震帯に相當す

に發したものである。

2. 内側地震帯 大體日本海沿岸に沿ふ地震帯にして古來屢々大地震を起し、大正14年の但馬地震、昭和2年の丹後地震等も之に發したるものなるが、外側地震帯の大地震に比すれば規模は小である。

3. 利根鬼怒地震帯 利根川及其の支川鬼怒川の流域は屢々地震を起すも破壊的地震は稀れである。

4. 信濃川地震帯 大體信濃川に沿ふ地震帯にして、1847年の善光寺大地震は之に屬する。

- 5. 天龍川姫川地震帯 天龍川と越後の姫川とを連ね本州を南北に横断する地震帯である。
- 6. 淀川地震帯 淀川に沿ふ地震帯にして 1596年の伏見大地震は之れに屬する。
- 7. 伊賀、伊勢、美濃地震帯 伊賀より伊勢の北部を過ぎ美濃に達する地震帯にして濃尾大地震は之に屬する。
- 8. 阿蘇地震帯 九州阿蘇火山を含む地震帯である。
- 9. 霧島地震帯 霧島火山を含む地震帯。
- 10. 嘉義花蓮港地震帯 臺灣西岸嘉義地方より中央山脈を東北に貫き花蓮港に達するものにして、臺灣に於て最も重要な地震帯である。

次に大地震は相連關して逐次に起る傾向あり、之れ地殻のある部分に於て大地震に依りて平衡状態を急變すれば、其の影響は周圍の不安定の状態にある部分に波及し、従て再び地震が誘發され易す、例へば安政年間太平洋沿岸に相繼いで起りし大地震及び關東大地震に對する伊豆地震の如きものである。

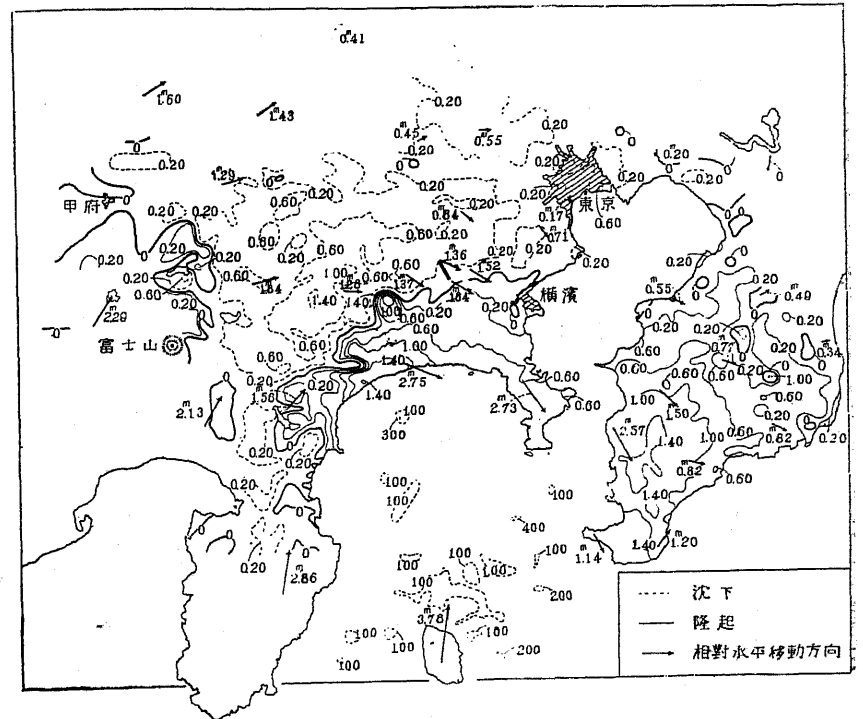
茲に注意すべきは地殻内部の平衡状態の變化は極て徐々にして、數千年數萬年の歳月を経て初めて安定を失し、地震を發生するものと考ふるが至當なるに係らず、吾人の有する地震記録は最大限二千年を出でず、この短期間に大地震を發生せし地域を地震帯と名づくるも、將來の大地震は必ずしも夫等の地帯に局限さるとは斷定されず、従て殆んど永久的の使命を有する土木工作物の如きは、常に相當の大地震に抵抗し得る如く充分の方法を講ぜねばならぬ。然し古來大地震の頻發せる地帯は必ず地殻構造の弱點に當るを以て、將來と雖も屢々大地震の襲來を覺悟せねばならぬ。

[7] 地震に伴ふ地形變動と地塊運動

大地震の場合は土地の隆起 陷没、斷層、山崩れ、地割れ等が生ずる。是等の

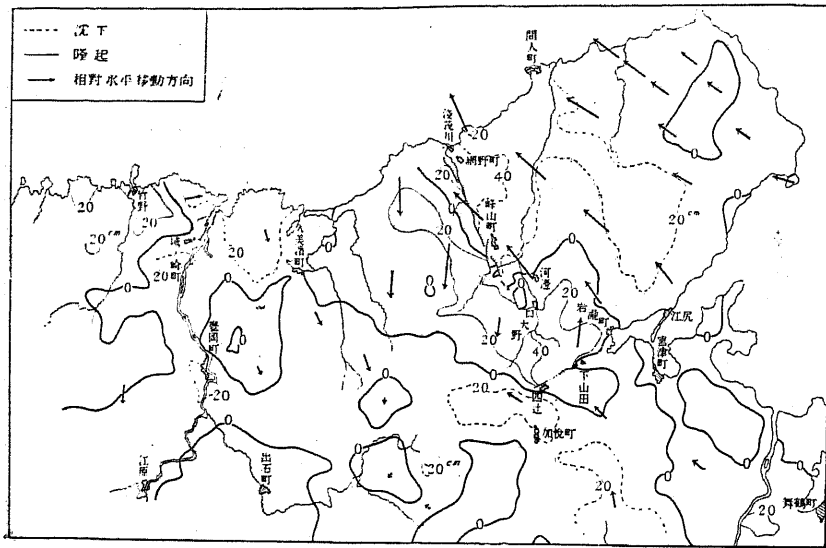
地形變動は其性質上二種に區別し得る、第一は山崩れ、地割、軟地の沈下等地殻表面の一局部に限られたるものにして弱き地表層の震害に過ぎぬ、第二は土地の隆起、陷没、斷層等相當廣き區域に亘る地變にして、その下部地殻の大規模の運動が表面に現はれたるものである。大地震に於て數米に達する土地の隆起陷没は屢々見らるゝ所にして、大正12年の關東大地震にありては相模灣海底に於て200m位の陷没が生じたと推定されて居る。又濃尾地震に於ける根尾谷の大斷層は全長92km、最大移動は上下6m、水平3.9m位に達し、1906年桑港大地震に於けるカリフォルニヤ縦走大斷層は最大6.3mの喰違を生じて居る。是等の略恒久的なる地變現象より見て地殻は大なる多數の塊に依り恰も嵌木床の如く、又は切石積

第 23 圖 (石本博士による)
關東大地震による地形變動

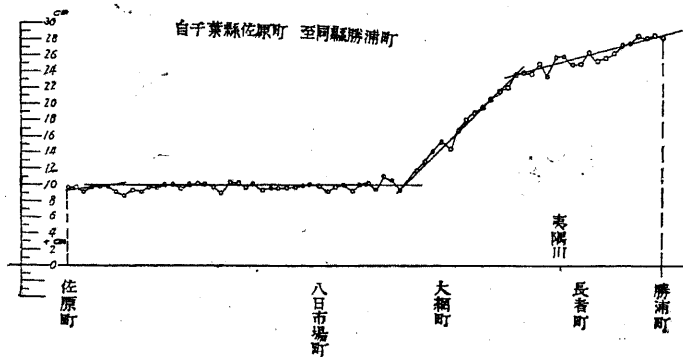


ドームの如き構造を有し、夫等の平衡が破れて互の間に相對變位を生じ、その地面に現はれたる部分を吾人が觀察するに過ぎぬものと想像され、之を地塊運動と稱する。而て地震に伴ふて如何なる地塊運動が起りしやは、關係區域に亘り從來の測量に依り正確に位置の知られたる三角點、水準點につき再測量を爲して地震

第 24 圖 (石本博士による)
丹後地震による地形變動



第 25 圖 (武藤、熱海兩氏による)



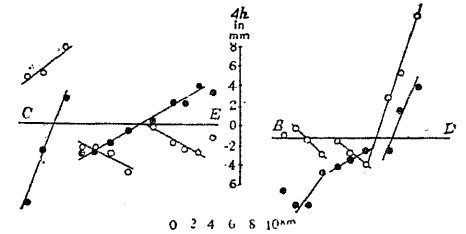
前後の地表變位を知り、更に地形地質を考慮して地塊全體の變動を推測するのである。

第 23 圖 は關東大地震後陸地測量部の測量に依て明かにされた各地點地震前後の相對變位を示し、第 24 圖 は丹後地震に對する同様の圖である。

第 25 圖 は關東地震に因る水準點の高さの變化を示し、横軸は各標の距離を表はす、而て垂直變位を示す各點を

第 26 圖 (坪井氏による)

丹後地方地塊運動



- 第一回 第二回 測量比較
- 第二回 第三回 測量比較

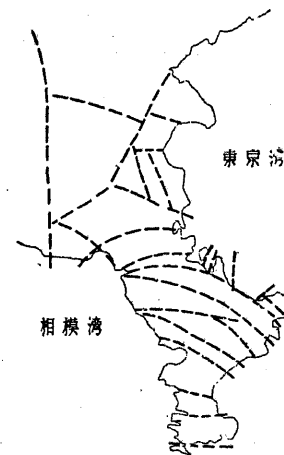
連結する線を引けば大體數個の點が一組を爲して直線上に並ぶを以て地殼は等質の彈性體と看做すよりも、簾木式の地塊構造と見る方が實際に近き事を知る。然し個々の大地塊を構成する岩石は略彈性體にして構造力學上の性質は外壓

第 27 圖 (石本博士による)

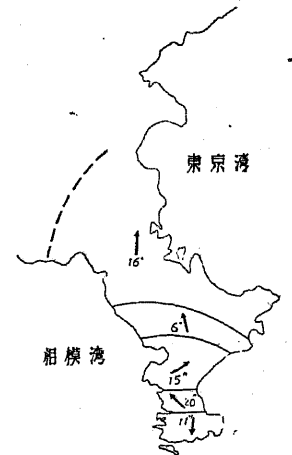
三浦半島地塊運動

を受くる目地入り拱輪、石積ドーム等に類し必ず連續的な彈性變形をも伴ふべきものである。

三浦半島、構造



地塊運動



丹後地震後に於ては數回の水準測量が繰り返され、夫等の結果による地塊運動は第 26 圖 に示すが如く震後第 1 回の測量に於ける各水準點

の高を基線とし、之に對し第二回の測量による高さの變化を示すものにして、水準點は二組に分れ別々の向に傾斜し、二つの地塊の運動の地表に現はれたるものなる事が明かである。

上記の如く地表に現はれたる地塊運動により一地塊の大きさを推定すれば、關東地方に於ては表面の平均徑が 7 km 又は 14 km にして、各地塊の境界面は一般に地質學上の斷層と一致して居り(第 27 圖)相互の接觸面は最初の分列運動及以後の相對變位に際し、強大なる力が作用したる結果岩石は破碎され、更に地表水の浸入に依て分解作用が進捗し、遂には粘土狀の物質となるを以て接面の摩擦は割合に少なく、地塊の相對運動が比較的容易に行はるゝ様になる。

[8] 大地震の前兆

大地震の發生は長年月の間に地下の不安定が漸次に充進し、最早や平衡を保ち得ざるに及んで瞬間的に大變動を起すに因るものなるを以て、地震の以前即ち不安定進行時期に於て吾人が何等かの徴候を感知する事もあり得べき次第である。従て今後地震學の發達により地震の有無を豫知する事は、理論上は可能なる如く見ゆるが大自然の久遠の變化は極めて徐々にして、吾人の發生も之れに比すれば寔に一瞬時に過ぎぬを以て地震の發生時刻、強さ、規模等を吾人が耐震避震上有用なる程度に察知する事は到底不可能なりとも考へらるゝ。

今、大地震に先立て吾人の知り得る種々の前兆を考ふるに、第一に地殼の變動即ち地塊運動である、大地震に先立つ土地の變動が學者の注意を惹きし例は少なからず、關東大地震以前の數年間に三浦半島、安房方面に於て海潮が次第に陸地の奥まで浸入する様になり、地盤が徐々に沈降する如き現象を示した。然し地塊の運動は極めて徐々にして且つ微少なるを以て容易に之を感知し得ないが、地塊が傾斜運動を爲し上下の變位を生ずる場合は、石本博士の考案された傾斜計に依て極て鋭敏に之を觀測する事が出來、其結果として種々の新事實が發見され、丹

後地震後宮津に設置された傾斜計の記録により、地塊傾斜の變化と餘震とが相聯關して起る事を明かならしめた。

次に古來の大地震に於ては其先驅の如く見ゆる小地震を伴ふ事稀ならず、之を特に前震と稱して居る。例へば安政元年 6 月 15 日の伊賀大地震に於ては 13 日午後 1 時及 2 時頃に稍強き地震あり、更に夕刻迄に 27 回の小地震ありてその翌日午前 2 時に大地震が襲來した。明治 29 年の陸羽地震、大正 3 年の秋田仙北地震等にも前震を伴ひ、濃尾大地震に於ても相當強き前震が 1 回あつた。然し一般の大地震に於ては前震と本震との關係明かならず、且つ前震なりや又は偶然に起つた單獨の地震なりやの區別も困難である。

次に地震の起るに先立ち地殼内に力學的變化の進行しつゝあるは明かにして岩石の性質、地塊の平衡狀態等に何等かの變化を生ずべしと想像さるゝを以て其區域を通過する地震波の傳播速度にも變化を生ずべく、従て夫等の地上觀測も亦地震豫知の一方法なりと看做されて居る。其他温泉の變化、地下水の變異、海水の變調等も地震と關係ありと考へられて居るが、未だ有力なる地震豫知法とは看做されて居らぬ。