

講演要旨*

地震波速度の変化の研究

飯塚進・長谷川功

地震予知研究の一環として、地震波速度の時間的変化を調べる実験が、1968年以來すでに4回にわたって、地質調査所を中心に実施されてきている。

実験地としては、関東地方南部が選ばれた(第1図)。爆破点は伊豆大島の北端であり、2本の爆発孔を利用して約500kgの火薬を爆発させる。1度使用した孔は次の年には使えなくなるので、毎年新しく掘り直す。本土側には、10点の観測点が設けられている。主として、固有周波数1Hzの地震計による3成分観測(上下1成分、水平2成分)を行ない、その出力は 10^5 倍まで増幅できる増幅器を通り、データレコーダー(FM方式)で磁気テープに録音される。同時にJJY(日本標準時)も受信・録音され、これが爆発点と観測点の共通の時計となる。観測装置の精度は ± 1 msec以下であり、読み取り精度が ± 5 msec以内の記録を採用する。この実験は「地震の起こる前に地下の弾性状態に変化が生じ、従ってそこを通過する地震波の速度が変化する」という考え方に基づいている。この考え方は自然地震の発生前後における

データの解析によって裏付けられている(早川)。そこで発震時、発震位置の不正確さ、偶発性などの自然地震利用の欠点を補うため、人工地震を使って、地震の発生が予想される地域において、地震予知に役立てることがこの実験の目的である。この実験により得られるものは、爆発点から観測点まで波が伝わるのに要する時間(走時という)である。1年間に1回実験を行なうことによって走時変化、即ち地震波速度の変化を知ることができる。

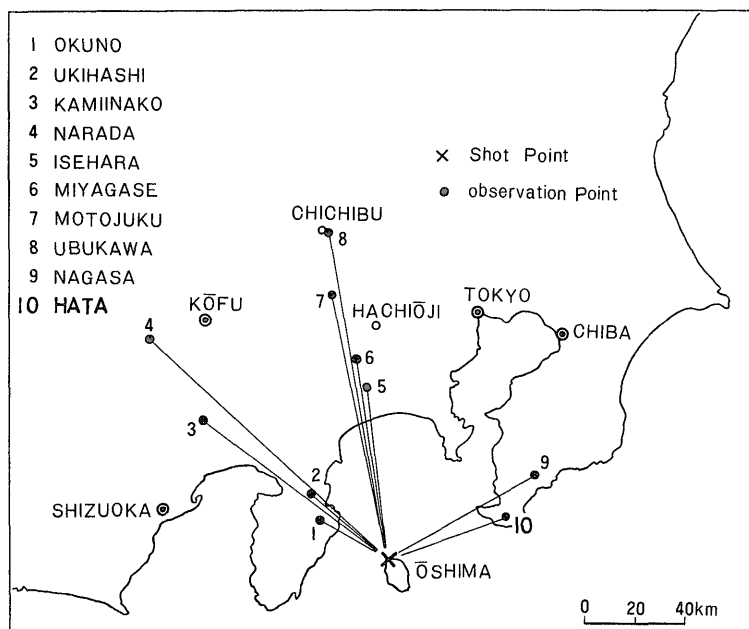
現在までに得られた結果は次の通りである。

①爆発地震動の波形の再現性は全体的にきわめて良好である。しかし振幅の再現性はあまり良くない。このことは、振幅に対しては爆破条件が大きく影響することを示すものと考えられる。

②走時については、著しい変化はみられないが、観測誤差(± 5 msec)をこえるような変化が現われている。

③この変化は、地震波速度の変化に対応し、1968年から1969年の1年間で速度が遅くなり1969年から1970年の1年間では逆に速くなり、1970年から1971年の1年間では再び遅くなる傾向である。

例えば浮橋(距離41.5km、走時8sec)では、1969年を基準にして各年度の走時差を示すと1968年—9msec、1970年—8msec、1971年—3msecである(この場合爆



* 昭和46年9月10日日本所において開催

破地点のわずかな違いはすべて補正してある)。

④また、この変化は、各観測点で変化量の大小はあるけれども、ほとんどの観測点で共通の傾向である。

地震発生の可能性の問題として、走時変化からストレス変化を推定する。

最初に走時変化 ΔT と速度変化 ΔV との関係は

$$\frac{\Delta T}{T} = -\frac{\Delta V}{V} \dots \dots \dots (1)$$

で示される。ここで T, r は爆発点と観測点との間の走時、平均速度を示す。

次に圧力変化 ΔP と速度変化 ΔV の関係は粒状煤質モデルの類推から

$$\frac{2V \cdot \Delta V}{V^2 - V_0^2} = \mu \frac{\Delta P}{P + P_0} \dots \dots \dots (2)$$

と示される (早川, 本荘)。 V_0, P_0, μ は定数である。ここで $\mu = 1/3, P_0 = 250 \text{ bars}, V_0 = 3 \text{ km/sec}$ を採用すると、 $\Delta T = 10 \text{ msec}$ の時 $\Delta P = 50 \text{ bars}$ となる。この値は、地震前後の断層から見積ったストレスドロップの値 $10 \sim 100 \text{ bars}$ 、実験式(2)の適応性を考慮するならオーダーとして意味のある値といえよう。

また、地震発生の場所の問題として地震予知と結びつけるためには、地下構造探査が重要な意味を持つてくる。なぜなら、第1に各観測点に到達する波動がどの層を伝わってくるのかを明らかにする。第2に速度変化が現われた時にその位置がわかる。こうして走時の変化の解釈に構造探査はぜひ必要である。地震予知のための数多くの研究項目のうちで直接に震源域内部をしらべる唯一の方法として当研究は意義がある。

(物理探査部)

岩石破壊のメカニズムと地震

小出 仁・井波和夫

演者らは日本産の各種岩石の周圧下における変形・破壊実験を行ってきた。その目的は、造構造運動や地震の発生のメカニズムを明らかにし、地震予知の基礎資料とするためである。しかも、実験によってもとめられた小さな岩石試料の力学的性質と、実際の岩盤の力学的挙動との間には明らかに大きなギャップがある。地震時の応力降下は数 $10 \sim$ 数 100 kg/cm^2 で、実験的に知られている岩石の強度より $1 \sim 2$ 桁小さい (笠原, 1967)。鉱山の抗道や切羽では、絶対地圧の測定が試みられている。鈴木ら (1967) の集めた外国での地圧測定データによれば、地下における岩盤内の応力は静水圧状態に近く、被覆岩盤圧にほぼ等しい。主応力差は最大でも 200 kg/cm^2 程度にすぎない。日本においても絶対地圧の測定が試み

られている (平松・岡, 1967等)。主応力差が比較的大きく、最大・最小応力の方向が水平に近いものがかなり多い。これは造構造応力あるいは残留応力の存在を示している。しかし、それでも主応力差は高々数 100 kg/cm^2 程度である。

室内実験では多くの岩石は大気圧下でも数 $100 \sim 1,000 \text{ kg/cm}^2$ 以上の強度をもつ。周圧が加わると、強度がさらに大きくなり、ぜい性的から延性的になる。地震の発生する数 \sim 数 10 km の深さの温度・圧力条件下では、多くの岩石は延性的であり、たとえぜい性的であっても数 $1,000 \text{ kg/cm}^2$ 以上の強度がある。

間げき水圧や中間応力の影響は重要ではあるが、それだけでギャップを十分にうめることはできない。より根本的には、有限な小さい実験試料の挙動を、そのまま半無限的な岩盤の挙動にあてはめることにギャップの原因がある。ぜい性的な場合は、岩石試料を変形させると、試料を横ぎるような割れ目が生じる。この時は、試料は2つ以上の部分に分離されて、荷重の支持力は0になる。しかし、地殻内では、どのように大きい断層ができて、完全に2つの部分に分離されることはありえない。したがって、試料の巨視的な破断を、そのまま断層の形成や地震になぞらえることはできない。巨視的な割れ目が生じる前に、微小な割れ目やそれらの集まった変形帯が岩石試料中に生じることが観察される。このような微小割れ目は、破断のような大きい応力降下をおこさないが、部分的に応力解放されて、破壊音を出す。微小割れ目は、岩石の強度よりはるかに小さい差応力のもとでも発生するので、微小地震の発生になぞらえることができる。非常に流動的な場合をのぞけば、延性的な場合にも変形帯が観察される。したがって、延性的な場合でも微小割れ目や変形帯にともなう地震の発生が期待できる。ぜい性から延性にうつる中間的な段階では、実験では破壊とともに急げきな応力降下がおきるが、応力は0にまで下らない。そのような岩石資料を、応力降下の直後に観察すると、変形帯の一部分に巨視的な割れ目が生じている。そのため、試料は完全には破断しないが、支持する応力は低下する。破壊的な地震は、このような変形帯ないしハサイ帯の内部あるいは先端付近の破壊にともなう発生すると思われる。微小割れ目の発生には、不均質性の存在・残留応力・間げき圧等の影響が大きい。岩盤内の局所的な変化を重視する必要がある。

結論としては、地震を発生させる原因は、室内実験における岩石試料の巨視的破断より、局所的な微小破壊になぞらえるべきである。このような微小破壊 (地殻中では絶対的には非常に大きなスケールの破壊でも、相対的

には微小破壊といえる)は、岩石の室内実験での強度よりずっと低い差応力のもとでおこる。岩石がかなり延性的な場合にも、地震がおこる可能性がある。地震時の応力降下は、実さいにかかっている差応力の大きさより小さい。破壊的な地震は変形帯(ハサイ帯)の活動にともなっておきる。

参考文献

- 笠原慶一(1967):地質断層の諸問題,地震,第2輯,20巻4号,p.166-172
 鈴木光,西松裕一,石島洋二(1967):一次地圧の測定値とその粘弾性論的考察(第1報),日本鉱業会誌,83巻,p.792-799
 平松良雄,岡行俊(1967):応力測定による採掘の管理,第2回岩の力学国内シンポジウム講演集,p.149-154

(鉱床部・物理探査部)

地質構造の光弾性モデル実験

衣笠 善博

基盤が垂直上下運動をする場合、被覆層内に生じる応力分布を求めるために行なった二次元光弾性実験についてのべた。光弾性実験からは2つの主応力の差(差応力)と、それぞれの主応力の方向を求めることができる。またそれらをもとに主応力単独値を算出することができる。

実験はスケールモデルを使って行ない、材料はゼラチンの10%水溶液をゲル化させたものを使った。これのヤング率は約300 gr/cm², $\rho = 1.02$, であり、被覆層の岩石のヤング率は10⁷⁻⁸ gr/cm², $\rho = 2.0$ 程度とみつれば、長さの相乗数は10⁻⁵となり、モデルの1 cmは実物の1 kmに相当する。応力の相乗数は0.5×10⁻⁵となる。

実験モデルは次の4つである。(I)幅3 kmの基盤ブロックが上昇した場合、(II)幅5 kmの基盤ブロックが上昇した場合、(III)10 kmの間隔をおいて幅5 kmの基盤ブロックが同時に上昇した場合、(IV)幅20 kmにわたって基盤ブロックが陥没した場合である。それぞれの変位量は100 m, 300 m, 500 mとした。被覆層の厚さは5 kmとした。

(I), (II)では上昇量が小さい場合主応力軸がゆるやかに傾むく程度であるが、上昇量を多くすると、被覆層のうち、上昇するブロックよりやや外側の表面近くに特異点($\sigma_1 - \sigma_2 = 0$)があらわれ、この点近くの上部では最大圧縮応力軸が水平となる。上昇ブロックの直上部では最大引張応力軸が水平となっている。

(III)でもほぼ同様であるが、上昇する2つのブロックにはさまれた部分の被覆層中では、2つの特異点が重なり、広い範囲で最大圧縮応力軸が水平となる。上昇ブロックの上の被覆層では最大引張主応力軸が水平である。

(IV)は(III)の上昇する2つのブロックの間隔が広がった場合と同様と考えられる。陥没の量が大きくなると陥没ブロックの上の被覆層の中央部に新しい特異点があらわれ、この特異点より上部は広く水平圧縮応力の場となる。

主応力単独値の計算の結果からは、上昇するブロックの上の被覆層内では大きい差応力が働き、破壊基準をこえる。特異点より上の水平圧縮の領域では2つの主応力値が共に大きく、近似した値であるため破壊には至らない。

これらの実験の結果と野外の事実、たとえば断層解析による主応力線図、褶曲軸の分布、地震の震源分布などの対応についてのべた。

(地質部)

三浦半島中部の段丘変形

岡 重文・宇野沢 昭・故安藤 高明

半島の中部から南部にかけて広がる下末吉、武蔵野期の海成段丘の変形と地盤変動について以下述べる。段丘面区分については、面形成堆積物と、その上位に整合に堆積しているローム層によって行なった。武山断層に沿って発達している小原台面は、基盤岩を不整合に小原台砂礫層(厚さ1 m~5 m)がおおい、小原台砂礫層の上位には小原台ローム層(下末吉ロームの上部 $\frac{1}{3}$ で厚さ2.0 m+)が整合状に堆積し、鍵層には小原台浮石層が確認される。引橋台地では下末吉ローム層の鍵層(三色浮石グループ)が確認され、下末吉ローム層の大部分が堆積していると考えられる。下末吉面を取りまく高位面は小原台と考えられるが、小原台ローム層は確認できなかった。しかしながら、三浦層群を不整合におおっている砂層の中に、Pm-1浮石層(下末吉ローム層の鍵層)が認められることから、一応小原台面と判定した。宮田台地の大部と、南下浦断層の南側で、引橋台地を取りまく低位面が三崎面(海成の武蔵野面と対比している)で、基盤岩を不整合に三崎砂礫層(厚さ1 m~4 m)がおおい、三崎砂礫層の上位には新期ローム層(武蔵野・立川ローム層の総称)が整合状、または基盤岩を直接不整合におおっている。小原台砂礫層の高度は35 m~65 mまであり、高度差は30 mに達している。武山断層沿いに旧汀線が予想され、また小原台砂礫層の厚さ、岩相、小原台ローム層の堆積状態から、30 mの高度差は段丘形成

第1表 地盤変動

地形面	year B. P.	関東大地震の隆起量	海水準	旧汀線高度	隆起量	隆起速度	備考
沼面	6,000	1.20m	6m	18m(計算)	12m+	2.0 m/1,000 year	0.11 m/1,000 year (沼面～三崎面)
三崎面	60,000	1.20m	17m	35m+	18m+	0.3 m/1,000 year	
小原台面	80,000	1.20m	24m	65m	41m	0.51m/1,000 year	1.15 m/1,000 year (三崎面～小原台面)

沼面の旧汀線は杉村(1954)のグラフより算出段丘面の年代と海水準は町田洋(1971)より

後の変形量と考えられる。三崎面の旧汀線は、航空写真、地形図、地表調査によって推定した結果、南下浦断層に沿って西部で31m、中部で35m、南部で26mと考えられる。また、波食台の高度は10m～34mまで確認され、高度差は24mに達している。しかしながら、この波食台が同時期に形成された否かの問題がある(三崎面の中に、新期ローム層の鈿層である東京浮石層が、斜面堆積物として直接基盤岩をおおっており、高度差は5.0m+まで確認している)ので、24mの高度差を段丘変形量とすることには問題がある。旧汀線と考えられる点の高度差9.0m、斜面堆積の高度差5m+、波食台の高度差24mなどから、三崎面形成後、現在までの段丘変形量は15m+と考えられる。

調査地の地盤変動については、横浜西部を不動点として旧汀線高度を想定すると、小原台面は24m、三崎面は17mとの報告がある(町田, 1971)。また、関東大地震の隆起量と沼段丘の高度から、継続的な地盤隆起を杉村・成瀬(1954)が報告しているため、この資料によって計算したのが第1表である。この表によれば、沼段丘までの隆起速度は2 m/1,000年であるが、三崎面、小原台面までの隆起速度はそれぞれ0.3 m / 1,000年、0.51 m / 1,000年と非常に少ない。

以上のことから、宮田台地は武山、南下浦断層によって陥没地帯になっているが、台地の中では東海岸に近いところに隆起帯があり、南北方向を軸として波曲している。また、武山断層の西北部にある佐島の台地は独立して隆起している。引橋を取りまく三崎面は、引橋を中心とした隆起によって旧汀線近くで傾斜し、平坦面との境付近では小断層によって、ブロック状に変動している可能性がある。調査地は全体的に隆起の状態にあるが、局部的に見ると波曲によって変動している。関東大地震による半島中部から南部の隆起は、比較的新らしい時期に激しくなったもので、三崎面の形成期まではおよんでいない。

(技術部・応用地質部)

活断層に沿う地盤微変動の観測

岩崎一雄・勝目一泰・松田栄蔵

断層などの短時日に変化のない状態の局地的な地点を、数カ月あるいは数年の短期間内に、どのような変動の徴候を示したかの結果を求めめるため、可能な限りの精密な成果を得る観測技術を開発して、確率度の高い微細な変動測地量を求め、地震予知等に関連した地質学的解明の資料を提供する目的をもって実施した中間発表をする。三浦半島の北武活断層の野比地区(四ツ田)において、葉山層、逗子層を挟む菱形基線を撰定し、45年3月と46年3月に精密観測を行ない、また房総半島の延命寺断層の本織地区において、関東大地震時の断裂陥没波痕跡地盤を挟んで菱形基線を設け、46年3月と6月に観測値を収めた。両基線網とも、その規模は一辺50m～150mであり、その観測基台を鉄筋コンクリートの永久測台に構築した。精密な地盤変動測定には、菱形基線と称される対角四辺形の、それぞれの辺長をインパール基線尺によって直接測定して比較する方法が確率度の高い結果が得られるが、断層等、山地形や基線網の大きさが数kmに亘る場合には基線尺をもって測定することが困難であるため、現在では新しく開発された光波距離測定機を活用することが世界的な手法となっている。その精度は高精度のものでも現在のところ較差3～4mである。著明な断層線の破碎帯を挟む基盤岩間の絶対較差1mm以下の極微変動徴候資料を求めめるためには、インパール基線尺をもって測定する方法によらなければならないが、起伏のはげしい当調査地では全辺直接測定が困難であるため、一辺を厳密に測定して、それを基とし精密角観測の方法をもって実施した。三浦の四ツ田基線は三角網が鋭角三角を含み図形的に弱く、目的精度を達成するため、一等経緯儀ウイルド T₃ の持つ機体の最高限度を発揮できるように、経緯儀の中心と目標的中心を2mm以内に合致できるように、精密標的を当所の特殊技術課で試作したものをを用いた。観測結果は予定目標の1mm位内外に収めることができた。インパール基線尺をもつ

て測定した精度は各囲とも 100 万分の 1 以上の確立誤差であり、基線網算出源としての信頼度を充分保持できる。高さに対する変動測定には一等水準儀を用いて実施し mm 位の成果を収めた。水平角観測の計算処理は一等三角方式による厳密基本法により実施し、計算処理数値は 0.1 mm 以内に収まっている。

この測地成果による第一回と満 1 年経過後の変動量は逗子層の(1)号基準点と葉山層の(3)号基準点間が最大で -2.6 mm であり、この値はおのおの観測値を生のままの算出して辺長第一回の絶対較差 0.8 mm の範囲にあり、その誤差 $0.4 + 0.8 \text{ mm} = 1.2 \text{ mm}$ を考慮に入れても -1.4 mm は変動の起ったものと判定できる。逗子層の(4)号点と(1)号点の変動量 -0.9 mm にして生のままの算出辺長差 0.25 mm を算出しても -0.65 mm となり、共に圧縮されている。(1)号点と葉山層の(2)号点は +0.3 mm の伸を示している。この値はインパル尺をもって厳密に測定したもので、第一回の比率精度 $1 / 126$ 万、第二回 $1 / 466$ 万であり、この +0.3 mm は伸と判定できるものと信ずる。面積変化率は -1.3×10^{-5} となる。北武活断層は地質学的な長い期間の地形計測によれば右ずれ断層と判明しているが、45年3月と46年3月間の測地成果によれば上記の値をもって左ずれと逆方向の微動微候を示している。47年3月に次期観測を実施の予定であり、その結果を総合し詳細に報告する。房総半島延命寺断層基線については、46年3月と6月の観測結果において、インパル尺をもって直接測長した東西方向の基線に +3.2 mm 位の変化を認めた。この原因については次期測定値をもって比較し判定を行なう、四ツ田基線と同様の手法にて角観測したもの生のままの値により算出した辺長は目標の精度較差 1 mm 以内に収めることができた。この結果細目についても次期観測後にまとめて報告する。

(技術部)

南関東の第四紀テクトニクス

垣見俊弘・小玉喜三郎・衣笠善博

三浦・房総半島の新生代層に発達するいろいろな構造要素の分布とその変遷についてのこれまでの知見は、以下のとおりである。

1) 地表に見られる小断層は、大きく ④逆断層系、⑤東西～北西方向の正断層系、⑥南北～北東方向の正断層系にまとめられる。このうち、④と⑤は互いに前後しながら発達し、この地域の大構造を規制する葉山・嶺岡隆起帯、およびこれと平行に発達する褶曲と密接に関係して発生したと思われる。⑥の一部は黒滝不整合に切られ

ており、古くから発生していたと思われる。

これに対し、⑦は、隆起帯の方向や地層の走向とは関係なく、広範に発達している。この系は、上総層群上部までを切り、大部分は長沼不整合に切られるが、一部は相模層群にも認められ、全体としては④⑤よりも新期に発達している。なお、房総東部で、数 10 m の落差をもって、平行に密に発達する正断層群や、三浦半島北部の胴切り断層群は、⑥と同じ時期、同じ応力場——東西～北西方向でほぼ水平の引張り応力——のもとで発生したと考えられる。

なお、局部的には⑦を切るごく新しい東西性の小断層系も認められる。

2) 褶曲の一部は上総層群の堆積以前にも発達しているが、主要な発達の時期は、上総層群の堆積中およびそれ以後で、長沼不整合以前と考えられる。

3) 三浦半島を横切る大断層は、いずれも葉山・嶺岡隆起帯と平行して新第三紀から形成されたが、また、段丘堆積物や新しい地形を切る活断層でもある。これらの断層の第四紀の動きは、いずれも右ずれ strike-slip 成分が卓越している。また dip-slip のセンスは、古い時期のそれとは必ずしも一致していない。なお、この大断層の近くでだけ、前記⑦の小断層系にも strike-slip 成分が認められ、後者が前者の右ずれ運動と同時期に発生したことを暗示している。

4) 岡ら(前掲要旨参照)によれば、三浦半島中南部に発達する段丘面の変形は、「葉山・嶺岡方向」とは関係がないように見える。

以上の大小の構造の発達史を通観すると、第四紀の初めから中頃にかけて、この地域では造構応力場が交代し、地殻運動の様式が大きく変化したと思われる。このうち古い方の運動は、すべて「葉山・嶺岡方向」に規制されていることは明らかである。新しい方の運動の方向性としては、東京湾および房総半島の大地形の示す方向(北東方向)がその代表となるように思われる。この、「葉山・嶺岡方向」から「東京湾方向」への交代は、いわゆる関東構造盆地の沈降運動にも反映されていることは、関東平野における各時代の地層の等深度線図から推定される。

このような第四紀初・中期の新しい運動は、西南日本に典型的な「六甲変動」(藤田和夫, 1968)や、藤田至則(1970)の「島弧変動」に対応するものと考えられる。

つぎに、この新しい構造運動の発達機構について考慮する。現在の相模湾をとり巻く地域の地殻には、平均的に見て北西方向で水平の最大圧縮主応力(主圧力)

が、第四紀中期から現在まで、ほぼ一貫して作用していたと思われる。これは、三浦および北伊豆の共役横ずれ活断層系から推定されるが、また、大島・箱根などの側火山の配列、極浅発地震の初動分布、および繰返し測量から得られた大島・三浦・房総間の伸縮量からも支持される。この主圧力によって、三浦半島では、地下深部に達していた大断層が再活動して右ずれ活断層系をつくっ

たが、南関東全体としては、この主圧力と直交する方向を軸として地表部が大きく撓み、東京湾や房総半島の大地形を生じたと思われる。地表に見られる南北～北東方向の小断層および中規模の断層群は、この撓みが地表に与える引張りの効果によって生じた重力断層であろう。

(地質部・燃料部・地質部)