

地震波速度変化と地殻内応力の測定

古本宗充^{1)*}・平松良浩¹⁾・佐藤隆司²⁾

¹⁾ 金沢大学自然科学研究科

²⁾ 産業技術総合研究所地球科学情報研究部門

Velocity Changes of Seismic Waves and Monitoring Stress in the Crust

Muneyoshi Furumoto^{1)*}, Yoshihiro Hiramatsu¹⁾ and Takashi Satoh²⁾

¹⁾ Graduate School of Science and Technology, Kanazawa University

²⁾ National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Institute of Geosciences

Abstract

A temporal variation in P wave velocities has been revealed in the Kanto-Tokai regions with observations of signals generated by repeated explosions. The total variation is the response of the crustal rocks to three elemental processes of the stress changes in the crust, tidal variations, accumulation of tectonic stress, and stress changes associated with a large earthquake. The sensitivity of the fractional wave velocity change to stress is estimated to be $0.1\sim 0.01$ (Mpa)⁻¹. The results suggest that the stress variation in a field within which an large earthquake is prepared can be monitored by observing seismic wave velocities.

Key words: velocity change, tectonic stress, coseismic change, crust

1. はじめに

地殻を構成する岩石には、クラック、ジョイント、そして断層などの大きささまざまなスケールの欠陥が多数存在する。これらの欠陥は地殻内での応力の変動につれて、開閉や拡大・縮小といった変形を起こす。また同時にこの欠陥中への地下水などの流入・流出も起きると考えられる。よって岩石のマクロな弾性、特に地震波速度は岩石に加わっている応力変化に応じて変化する。もしこうした地震波速度の応力依存性が観測可能な程度に大きければ、その性質を利用して地殻内の応力変化を監視することができる。

地震波速度の変化を調べて、地殻内の応力蓄積を探り地震予知に利用できるのではないかと考えるのは、近代地震学のかなり初期からあった（例えば、早川、1949；Eisler, 1967）。特に地震前にP波とS波速度比、 V_p/V_s 、が変化したという報告（例えば、Semenov, 1969）と岩石破壊実験の結果に基づいて提案された、断層運動発生のダイラタンシー-拡散モデル（Scholz *et al.*, 1973）

は、70年代に地震学者を強く刺激した。そして、地震波速度変化の検出を目指した様々な実験や観測が行われた。しかし残念ながら、精密な観測が行われるにつれ、当初期待されたほどの大きな速度変化が観測されず、否定的結果が多くなった（例えば、McEvelly and Johnson, 1974；Kanamori and Hadley, 1975）。少なくとも初期に報告されたような、大きな V_p/V_s の変化は観測できないということは明らかになった。そして現在は地震波速度変化の観測や研究はあまり行われなくなっている。

ところで、これまでの研究において地震波速度変化という現象が全く観測されなかったわけではない。震源としてエアガン等を利用した、よく制御された野外実験においては、潮汐に対応した速度変化が観測されている（例えば、De Fazio *et al.*, 1973；Reasenberg and Aki, 1974）。また最近では、圧電素子などを利用したより精度の高い実験により、やはり潮汐に回答した速度変化が観測されている（例えば、佐野・他, 1999；Yamamura *et*

* e-mail : furumoto@hakusan.s.kanazawa-u.ac.jp (〒920-1192 石川県金沢市角間1)

al., 2003). また断層運動に伴った遠地での応力変動に
 応答した地震波速度変化も検出されている (佐野・柳谷,
 1998 ; Nakamura *et al.*, 2002 ; Ikuta *et al.*, 2002). た
 だし, これらの実験は地表付近の比較的狭い空間におい
 てなされており, 広域や深部にわたった変動としてはと
 らえられていない.

一方, 広い意味での地震波速度として, 弾性定数の虚
 数成分として表現できる Q 値や, S 波の偏向異方性を考
 えることができる. これらの「速度」は断層運動後の応
 力変動に伴って広域で観測できる変化をする. 例えば
 1995 年兵庫県南部地震後に, 隣接する丹波地域でコーダ
 Q 値が変動した (Hiramatsu *et al.*, 2000). また東海地域
 で M5.7 の地震後に震源付近の地殻内で S 波の異方性
 によるスプリティングの大きさが増加した (Saiga *et al.*,
 2003) などである. こうした観測は, P 波などの伝播
 速度の変化も観測できる可能性があることを示してい
 る.

最近我々は, 70 年代から 80 年代にかけて関東・東海
 地域で行われた地震波速度変化検出のための実験結果を
 再解析して, 海洋潮汐の加重や地殻内の応力蓄積に伴っ
 た地震波速度変化が実際に起きていることを示した
 (Furumoto *et al.*, 2001). さらに走時の変化の中に大地
 震に伴ったと推定できる変化があることも分かった (古
 本他, 2002). これらの地震波速度変化は, 比較的広範囲
 の地殻内で発生していると推定される. 本報告では, こ
 の実験で観測された地震波速度変化から, 地震波速度の

応力依存性の大きさを検討する. そして, 大地震の準備
 領域における応力蓄積の状態を, 地震波速度変化という
 観測量から推定できるかについて検討する.

2. 大島爆破実験

この実験は, 旧地質調査所が行ったものである (地質
 調査所, 1988). 実験は 2 期からなっているが, ここで利
 用するのは, 後半に当たる第 2 期の実験である. これは
 1979 年から 1986 年にかけて実施され, 大島南端の千波
 崎でほぼ 1 年に一度の割合で爆破が行われた. 各回の爆
 破は 30 m × 30 m 程度の領域で爆破毎に別々に掘削され
 たボーリング孔で行われ, 薬量は各回約 500 kg である.
 観測点としては関東から東海地方にかけて 20 点ほどの
 臨時観測点が設置されている (図 1). 上記の期間内に 7
 回の爆破がおこなわれ, 各観測点までの走時変化の検出
 が行われた. ただし, 全点ですべての爆破観測が行われ
 たわけではない. 特に 2 回目の爆破の際に自然地震が発
 生したため, この回の観測では大島内の 2 点での観測を
 除いて初動の検出はできていない.

観測された波形の例を図 2 に示す. 伊豆半島内の浮橋
 という観測点での波形を爆破順に並べた物である. この
 図から分かるように, 雑微動などの通常の地面振動のノ
 イズを除いて, 各回の爆破からの地震波形はコーダ部分
 を含めてほぼ同じである. 波形の山と谷の部分の対応を
 つけることは簡単である.

各観測点での P 波の走時の変化は, 地震波の立ち上が

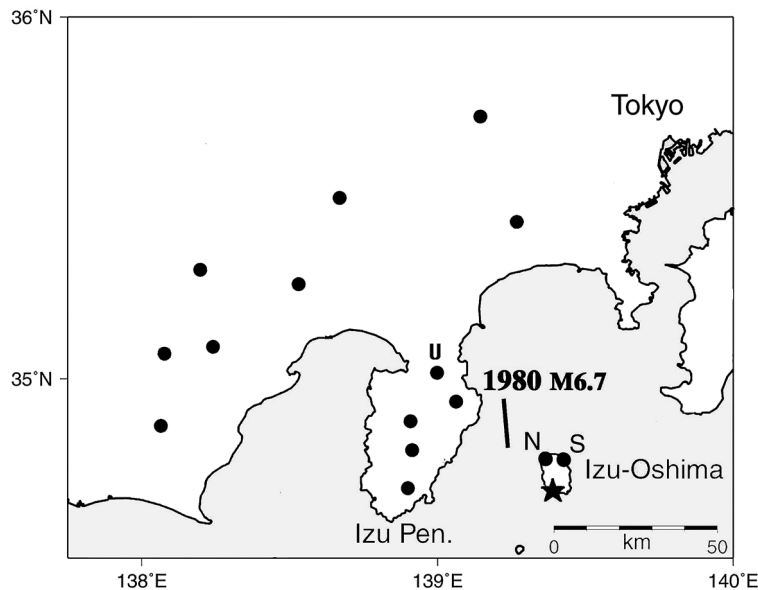


Fig. 1. Locations of shot point, seismic stations, and fault of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake. The shot point and the stations are indicated by the star and the dots, respectively. The two stations on Izu-Oshima Is. used in this study are indicated by the characters N (Nodahama) and S (Senzu). Character U indicates Ukihashi station.

りだけでなく、立ち上がりから2-3秒間の波形の山・谷の到着時間を記録から読みとって求めてある。つまり各山・谷という頂点の到着時間差の平均として与えられている。図3に示したのは、時間の関数として表した、各観測点での走時変化である。ただし各観測点での走時は4回目の爆破からの走時を基準として描かれている。図からも明らかのように、観測された走時は10 msec程度で大きく変動している。

こうして得られた走時の読みとり精度は正確には不明である。単純に使用した時計や記録計の精度から推定すれば数 msec と見積もられる。ただし地質調査所は図3に示したような解析結果が「系統的でなく」10 msec程度の範囲で大きく変動していることから、測定度差が10

msec 程度になっているのではないかと推定し直している(例えば地質調査所, 1988)。ところで、図3に示されているデータの分布を見ると、各回の観測における観測点間の散らばりの標準偏差は2~3 msec程度である。よって実際の測定精度もこの程度であったと推定される。

Furumoto *et al.* (2001) はこの観測された走時変化が、海洋潮汐の加重による地殻内での応力変化に対応する成分と、経年的な地殻内応力の蓄積に対応する成分の和としてうまく説明できることを示した。その解析結果によれば、潮汐成分は観測点間つまり震央距離に無関係で、あまり変化がない。潮汐変化が震央距離に無関係ということは、その変化を担っている領域が、震源付近を

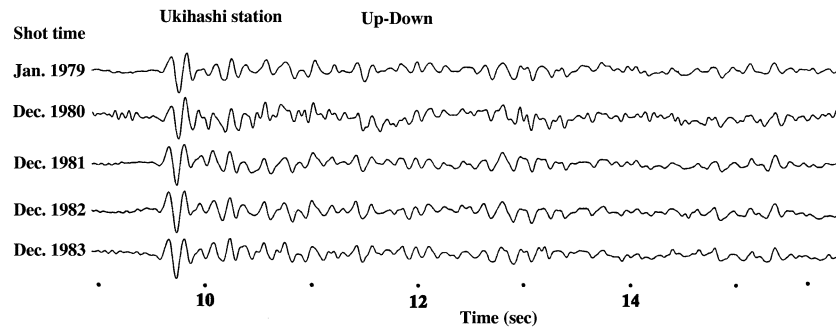


Fig. 2. Seismic waves recorded at Ukihashi station. These signals are recorded by an identical vertical seismograph whose natural period of the pendulum is one second.

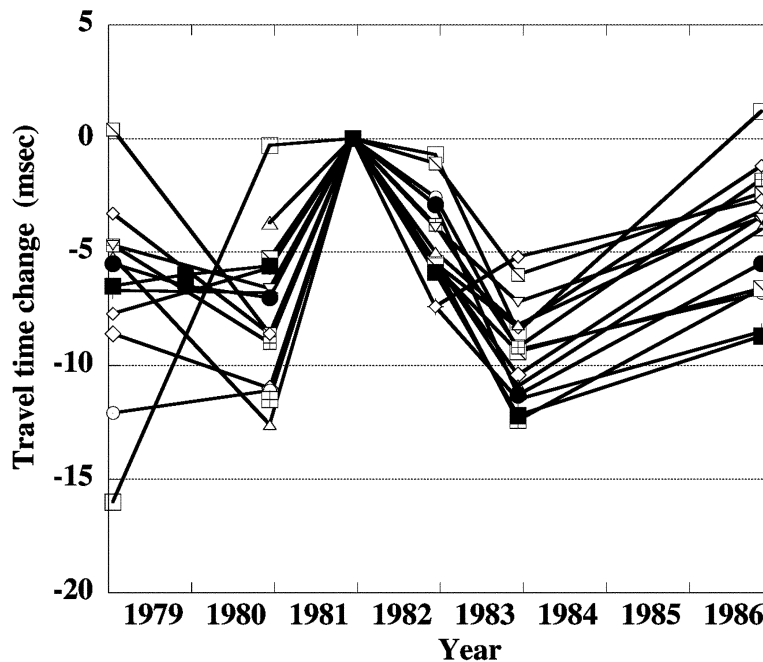


Fig. 3. Temporal variations of travel time. The variations observed at 15 stations shown in Fig. 1 are plotted as a function of shot time. The travel time changes are relative delays from the travel times for the fourth shot. The values of the two stations on Izu-Oshima Is. are depicted by solid squares and circles.

囲むような比較的限られた領域であることを示している。

一方、経年変化成分は観測点の震央距離が長くなればなるほど、経年変化が小さくなっている。このような経年変化と潮汐変化の様子の差は、両者の変化を起こしている領域が異なることをしめしている。さらに、もし観測領域全体で速度変化が一様に起きているならば、走時変化量は震央距離に伴って増加するはずである。観測結果はむしろ逆の傾向をしめしている。このことは経年変化を起こしている領域も限られた領域であることを示している。例えば、経年変化が地殻最上部で起きているとすれば、遠い観測点への地震波線ほど震源からの射出角が小さく、この領域を通過する距離が短くなり、走時変化量と震央距離の関係が定性的に説明できる。

このように、地震波速度の応力依存性を定量的に議論するためには、地殻内での応力依存性について水平方向および深さ方向の分布を考える必要がある。しかし残念ながら、これらを正確に行うにはまだ情報が不十分である。こうした観測領域の差をさけるために、以下の議論では主に伊豆大島内での2観測点（野田浜、泉津）における走時変化について、その応力依存性を議論することにする。これら2点は震央距離が約10kmであり、震源と同一の火山島内にあるので、波線は比較的均質な領域を通過していると考えられる。つまり少なくとも水平方向には一様な依存性を仮定できる。また、2回目の観測において自然地震の影響を受けておらず、全爆破データ（7回）を利用できる利点もある。

3. 伊豆大島における走時変化

大島内の2点の走時変化の平均値を爆破日時の関数として示したのが図4である。全体を通してみると10 msec程度の幅で変動している。この変動は一見不規則な変動で、経年的な変動は見られない。しかしこの変動は海洋潮汐の加重による応力変化と、経年的な応力蓄積という2つの成分の合計で説明できる（Furumoto *et al.*, 2001）。彼らの結果によれば、大島内の観測点への走時変化 τ は以下のように表される。

$$\tau[\text{msec}] = -2.81 - 1.25 t[\text{year}] + 0.062 g[\mu\text{gal}] \quad (1)$$

ここで右辺第1項の定数は4回目の爆破の際の走時を基準にしたことからでてくるものであり、本質的ではない。第2項は経年変化の項であり、時間 t は初回の爆破からの時間を年単位でとっている。第3項は潮汐に関する項である。爆破時の潮汐の大きさは理論値を用いた。ただし海洋潮汐の変化を重力潮汐で代用したため、単位が重力加速度になっている。7回の実験を通してみると、

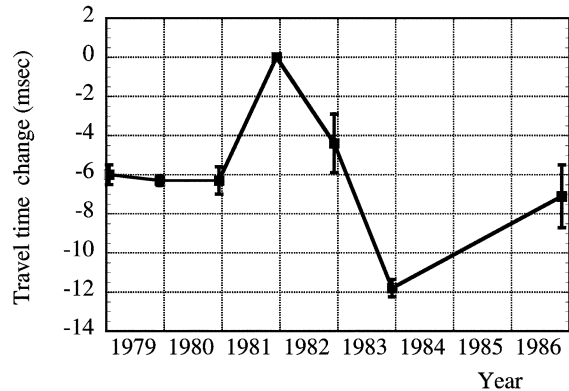


Fig. 4. Average temporal variation of the travel times of the two stations on Izu-Oshima Is.

重力加速度は約 $-100 \sim 40 \mu\text{gal}$ の範囲で変動している。計数が0.062であるので、対応した走時変動の潮汐成分の振幅は10 msec程度に達する。対応した実際の海水面の昇降は2 m程度である。

観測された走時 τ から、潮汐成分(0.062 g)の理論値のみを差し引いたものを時間の関数として描いたのが図5である。図から明らかなように、残差は右下がり傾向であり、時間の経過と共に走時が短くなる、つまり地殻内のP波速度が増加している。走時変化量は実験期間の8年間で約10 msecである。つまり全期間をとおした経年変化成分と、潮汐成分とがほぼ等しかったため、図3や図4に見られる変動が不規則に見えたということが分かる。

ところで、図5を詳しく見ると、3回目以降の観測では経年変化が明瞭であるが、1回~3回目にかけては、そうした傾向は無いように見える。しかし、2回目と3回目の爆破の間に約4 msecのステップ状の増加を仮定すると、全観測期間を通してほぼ一定の減少率で走時が変化していると考えられる。実は、2回目(1979年12月5日)と3回目(1980年12月11日)の間で、伊豆半島東方沖地震(1980年6月29日, $M_0 = 7 \times 10^{17}$ Nm (Takeo, 1988))が発生している。震源の位置は大島の北西約20 km程度であり、測線付近で断層運動に伴って大きな応力変化を引き起こした(図1)。よって上で述べた走時ステップはこの地震によって引き起こされたものであると考えられる(古本他, 2002)。なお、このステップを考慮すると、図5に示した経年変化の傾きは、ステップを考慮せず全体に当てはめた式(1)の第2項の係数よりも若干大きくなり1.5 msec/year程度となる。

以上より我々は、大島地内の測線において弾性波速度変化が起こっており、主に3種類の原因によるものと結論づける。つまり、(1)海洋潮汐の加重変化によ

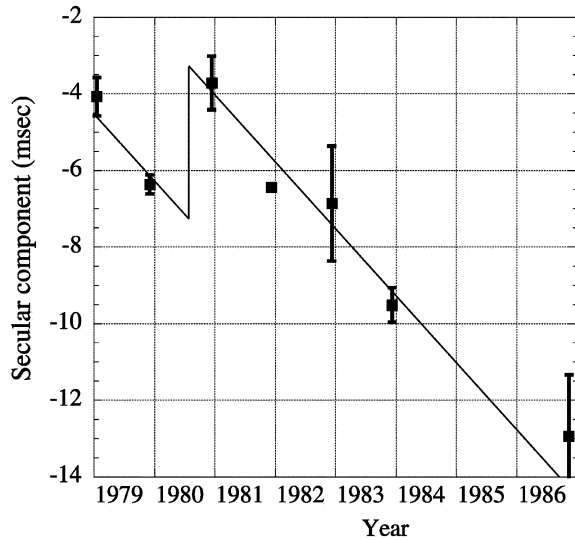


Fig. 5. Secular and coseismic components of the travel time variation. The residual values after subtracting the theoretical tidal component from the observed variation are plotted. A linear decreasing trend with an upward step in 1980 explains the whole residual variation well.

るもの、(2)地殻内の応力の経年的蓄積によるもの、そして(3)近傍で発生した地震に伴った coseismic な応力変化によるものである。それらの走時変化量(率)はそれぞれ、10 msec, 1.5 msec/year, そして 4 msec である。

なお、大島の地下の地震波速度構造についてはいくつかの研究がある。伊神・他(1989)のまとめによれば、表層のP波速度は2.0 km/sec である。その層の厚さは島の南部で約1 km 程度であり、北部で薄くなり300 m 程度である。その下には3.7 km/sec の層がある。そして地下2~3 km の深度から5.6~6 km/sec の速度になっている。

4. 地震波速度の応力依存性

この測定量に基づいて速度の応力依存性を見積ることを試みる。ただし、走時変化量は比較的精度良く求められていると考えられるが、それを引き起こした地殻内応力の変化量を高精度で見積もるのは難しい。特に、応力がテンソルであることと、地震波線が方向を持っていることを厳密に考慮しようとするれば、依存性を正確に見積もることは不可能である。よって応力そして依存性は大きな推定しかできない。それでも、比較的長い測線での応力依存性を求められることは意味が大きいと考える。

まず潮汐成分から考える。上で述べたように走時変化の振幅は約10 msec である。走時そのものは2 sec 程度

であるので、両者の比は0.5%程度になる。測線に沿って一様な速度変化が起こっていると仮定すれば、この比は弾性波速度の変化量 Δv と速度 v との比に等しい。一方対応した応力変化は2 m 程度の海水の加重変化によっているため、応力変化 $\Delta\sigma$ は0.02 MPa 程度となる。ただし上で述べたように応力の方向と地震波の伝播方向を無視した議論である。これらの値を利用すると、応力依存性 $S=(\Delta v/v)/\Delta\sigma$ は $S=0.3$ (MPa)⁻¹程度と見積もられる。

地震波速度の経年変化はテクトニックストレスの蓄積により、地震波速度が増加していることを意味している。伊豆周辺の地殻歪み速度はGPS観測などから、最大圧縮歪みが北西-南東方向で、10⁻⁷/year のオーダーと測定されている(Kato *et al.*, 1998)。地殻上部の代表的な弾性率を 5×10^{10} Pa と仮定すると、この変形に伴った応力の蓄積率は 5×10^3 Pa/year 程度と計算される。一方地震波速度の変化率は0.1%/year 程度である。よって両者の値から応力依存性は $S=0.1$ (MPa)⁻¹のオーダーと見積もられる。

1980年伊豆半島東方沖地震に伴った走時変化は4 msec であり、対応した速度変化は約0.2% である。走時が増加する方向であるので、地震波速度が遅くなったことを意味する。Takeo(1988)によれば、この地震の断層は走向がN10°W で、ほぼ垂直な断層面を持つ左横ずれ断層である(図1)。断層の幅が約12 km, 長さが20 km, そして平均変位量は1.1 m である。測線のある大島は、この断層の南東方向にあり、断層運動に伴った面歪みとして膨張の象限になる。これはクラックを拡げる変化であると考えられるので、地震波速度が減少したと調和的である。この断層運動によって大島付近にもたらされた応力変動は約0.1 MPa と計算される。速度変化率と応力変化量から、coseismic な場合の応力依存性は $S=0.02$ (MPa)⁻¹程度と見積もられる。この値は、潮汐や経年変化における依存性よりも小さめであるが、理由は明確ではない。応力変化量なども大まかな値であり、推定値に大きな誤差範囲があることが理由の一つと考えられる。

5. 議 論

初めに述べたように、伊豆大島での人工地震観測以外にも、これまでさまざまな地震波速度変化の実験・観測が行われ、その応力依存性が報告されている。ただし、その殆どの測線は伊豆大島の実験に比べて短い。図6はこれまで報告されている応力依存性を測線長の関数としてまとめて図示したものである。ただし、各研究で報告

されている依存性は殆どの場合オーダーとして得られており、図に示されたエラーバー程度の範囲を考える必要があることを断っておく。

報告されている応力依存性はおよそ4桁にわたって散らばっているが、大まかな傾向として測線長が長いほど依存性が大きい。このように依存性が測線の長さによって変化することは以下のように解釈される。地震波速度変化は岩石内部のクラックや小断層などの欠陥によって起こされている。測線が長くなればこうした欠陥を含む可能性や、それがより大きな欠陥である可能性が高くなる。例えば図6の左下側にプロットされた値は、花崗岩試料の室内測定の結果である (Birch, 1960)。室内測定では出来るだけ欠陥のない新鮮な岩石試料を選んで行われているので、弾性波速度の応力依存性が最も小さくなるはずである。なおここに図示した値は、最も封圧の小さい領域での測定値であるので、大きな封圧下では依存性はもっと小さくなる。

測線長 10 m オーダーの屋外実験で得られた値は大きく散らばるが、室内実験より明らかに大きい。データの大きな散らばりは、関係している測線上に欠陥があったかどうかに関係している。もし測線が欠陥の少ない領域を通過していれば依存性は小さいし、逆にジョイントな

どをまたいでいけば大きくなると考えられる。また、Yamamura *et al.* (2003) が観測を行った場所の岩石は大きな空隙率 (40%) をもっており、そのため大きな依存性を示している可能性がある。一方測線長が 200~300 m のデータはさらに大きな応力依存性を示している。これらの観測は地表に露出する岩体上 (花崗岩および大理石) で行われたものであり (De Fazio *et al.*, 1973; Reasenbeg and Aki, 1974), クラックやジョイントといったものが多いことに由来すると推定される。

伊豆大島の人工地震実験の測線長は約 10 km である。ここで得られた応力依存性の大きさは、測線長 200~300 m の場合よりも小さい。小さくなったことの最大の理由は、測線長が長いために地震波が地殻のより深い部分を通過していることである。より深部になればなるほど封圧が高くなり、欠陥が閉じており応力依存性が小さくなる。また深部では欠陥そのものが本質的に少ない可能性が高い。よって地殻のより深部を通過する地震波の伝播速度の応力依存性が小さくなる。

ただし以下の理由により、こうした大きい応力依存性を示す領域が、地殻の非常に浅い部分だけに限られる訳ではないと言える。なぜなら潮汐による走時の変動が 10 msec と極めて大きい値を示すからである。もし地表付近の 100 m 程度の厚さの部分だけでこの走時変化が起きたと仮定すると、速度変化として 10% 程度の値を考えざるを得ず、大きくなりすぎる。大きい依存性を持つ領域として、少なくとも数 km のサイズを考える必要がある。大島内の測線に限って言えば、地震波線の最深点は 2~3 km であるので、これより浅い層内でのみ大きい依存性を考えればよい。しかしながら、ここでは詳しくふれないが、測線長が 100 km を越える内陸の観測点の場合でも、潮汐成分はほとんど同じ走時変化量 (10 msec) である。これらの観測点への地震波線は、震源から比較的小さい射出角で発射される。もし波線が大きい依存性を持つ層内を数 km 程度の距離を通過する必要があるならば、その層の厚さは数 km 必要になる。

地殻内において発生する微小地震の下限は最大でも 20 km 程度である。また本研究で対象とした伊豆半島東方沖地震の断層の下限は 12 km 程度である (Takeo, 1988)。よって地震発生場の応力を考える場合、地表から深さ 10~20 km 程度までが重要な領域といえよう。上で述べたように、大きい依存性を示す領域の下限が少なくとも数 km であるならば、地震波速度の測定によって断層運動に関係する上部地殻の応力場の変動を監視することが可能である。

平均的な依存性が $S = 0.1 \text{ (MPa)}^{-1}$ のオーダーであ

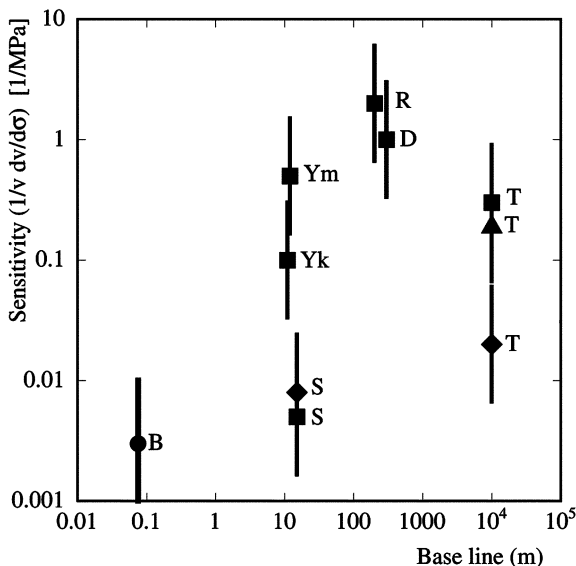


Fig. 6. Sensitivities of fractional wave velocity to stress. The sensitivities are shown as a function of the base line lengths of the measurements. The stress conditions of the individual measurements are indicated by several symbols: circle: a static experiment, square: tidal stress, triangle: tectonic stress, diamond: coseismic stress change. B: Birch (1960), D: De Fazio *et al.* (1973), R: Reasenbeg and Aki (1974), S: Sano *et al.* (1999), T: this study, Yk: Yukutake *et al.* (1988), Ym: Yamamura *et al.* (2003).

り、速度変化率を 0.1% で観測できるとすれば、 10^4 Pa の応力変化を検出できる。この速度変化率は 1 秒の走時に対して 1 msec の変化である。現在では観測がデジタル化されていることと、GPS 時計を利用することでマイクロ秒の精度の観測が可能であることなどを考慮すれば、1,000 Pa といった変化の検出も可能になっているはずである。通常の地震においては応力降下量は数 MPa であるので (Kanamori and Anderson, 1975) この降下量に対して 0.1% 程度の変化が検出できる。もし高速の断層運動に先行して、比較的大きな領域でゆっくりした滑りが発生するならば、それに伴う応力変化を検出出来る可能性がある。

6. 結 論

伊豆大島において行われた地震波速度変化の観測データを検討した。特に大島内での 2 点の観測点について詳しい解析を行った。爆破毎の走時の変化は最大 10 msec であり、それは海洋潮汐の加重による成分、経年変化成分、そして 1980 年伊豆半島東方沖地震に伴ったステップ状の変動の 3 成分からなる。各成分の変動から推定された地震波速度の応力依存性は、 $S=0.1\sim 0.01$ (MPa) $^{-1}$ となる。これらの値は欠陥の少ない岩石試料の依存性よりは高いが、比較的短い測線 (~100 m) で得られた値よりは若干低い値である。

現在の地震観測システムの性能を考えると、地震を発生する上部地殻における応力変動や蓄積をかなりの精度で監視できる可能性がある。今後大島で行われたような実験の再開を含めて、地震波速度変化研究や実験を進めることは、地震発生場の応力を考える上で重要である。

謝 辞

本研究に関して、深尾良夫氏および佐野修氏に議論をしていただきましたことを感謝します。

参考文献

- Birch, F., 1960, The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, *J. Geophys. Res.*, **65**, 1083-1102.
 地質調査所, 1988, 爆破地震による地震波速度変化の観測—第 7 回大島爆破 (II) 実験結果概報—, 地震予知連絡会会報, **40**, 246-249.
 De Fazio, T.L., K. Aki and J. Alba, 1973, Solid earth tide and observed change in the in situ seismic velocity, *J. Geophys. Res.*, **78**, 1319-1322.
 Eisler, J.D., 1967, Investigation of a method for determining stress accumulation at depth, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **57**, 891-911.
 古本宗充・平松良浩・佐藤隆司, 2002, 1980 年伊豆半島東方沖地震 (M6.7) に伴った地震波速度変化, 地球惑星科学関連

- 学会合同大会, S039-005.
 Furumoto, M., Y. Ichimori, N. Hayashi, Y. Hiramatsu and T. Satoh, 2001, Seismic wave velocity changes and stress build-up in the crust of the Kanto-Tokai region, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3737-3740.
 早川正巳, 1949, 地震波速度の時間変化, 地震, **2**, 41-46.
 Hiramatsu, Y., N. Hayashi, M. Furumoto and H. Katao, 2000, Temporal changes in Coda Q^{-1} and b value due to the static stress change associated with the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *J. Geophys. Res.*, **105**, 6141-6151.
 伊神 輝・国友孝洋・古本宗充・井上 公・佐々木嘉三・未広潔, 1989, エアガンによる伊豆大島の表層構造の調査, 地震, **42**, 219-226.
 Ikuta, R., K. Yamaoka, K. Miyakawa, T. Kunitomo and M. Kumazawa, 2002, Continuous monitoring of propagation velocity of seismic wave using ACROSS, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 5-1-4 (10.1029/2001GL013974).
 Kanamori, H. and D.L. Anderson, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **65**, 1073-1095.
 Kanamori, H. and D. Hadley, 1975, Crustal structure and temporal velocity change in Southern California, *Pure Appl. Geophys.*, **113**, 257-280.
 Kato, T., G.S. ElFiky and E. N. Oware, 1998, Crustal strains in the Japanese islands as deduced from dense GPS array, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3445-3448.
 McEvelly, T.V. and L.R. Johnson, 1974, Stability of P and S velocities from central California quarry blasts, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **64**, 343-353.
 Nakamura A., A. Hasegawa, N. Hirata, T. Iwasaki and H. Yamaguchi, 2002, Temporal variations of seismic wave velocity associated with 1998 M6.1 Shizuishi earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, **159**, 1183-1204.
 Reasenberg, P. and K. Aki, 1974, A precise, continuous measurement of seismic velocity for monitoring in situ stress, *J. Geophys. Res.*, **79**, 399-406.
 Saiga, A., Y. Hiramatsu, T. Ooida and K. Yamaoka, 2003, spatial variation in the crustal anisotropy and its temporal variation associated with the moderate size earthquake in the Tokai region, central Japan, *Geophys. J. Int.*, in press.
 佐野 修・稗田克則・平野幸太・平野 享・石井 紘・平田安廣・松本滋夫・山内常生, 1999, 釜石での弾性波速度変化の感度校正結果について, 日本地震学会 1999 年度秋季大会講演予稿集, p174.
 佐野 修・柳谷 俊, 1998, 地殻の連続精密観測から何がわかるか?, 月刊地球, **20**, 172-177.
 Semenov, A.M., 1969, Variation in the travel-time of transverse and longitudinal waves before violent earthquakes, *Izv. Earth. Phys.*, No 4, 72-77.
 Scholz, C.H., M. Wyss and Y.P. Aggarwal, 1973, The physical basis for earthquake prediction, *Science*, **181**, 803-810.
 Takeo, M., 1988, Rupture process of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake deduced from strong motion seismograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **78**, 1074-1091.
 Yamamura, K., O. Sano, H. Utada, Y. Takei, S. Nakao and Y. Fukao, 2003, Long-term observation of in situ seismic velocity and attenuation, *J. Geophys. Res.*, **108**, ESE5-1, DOI 10.1029/2002JB002005.
 Yukutake, H., T. Nakajima and K. Doi, 1988, In situ measurements of elastic wave velocity in a mine, and the effects

古本宗充・平松良浩・佐藤隆司

of water and stress on their variation, *Tectonophysics*,
149, 165-175.

(Received July 4, 2003)

(Accepted September 8, 2003)