寄 書

臨界平均地殻歪み速度と 活断層帯

応用地質(株)*
南雲昭三郎

Critical Mean Crustal-strain-rate
and Active Faulting Zone

OYO Corporation
Shozaburo NAGUMO

Ichigaya Bldg., 4-2-6 Kudan-Kita, Chiyoda-ku,
Tokyo 102

(Received October 9, 1995;
Accepted December 25, 1995)

阪神淡路大震災以来、適切な防災対策を講ずるために、活断層の確認が急務となっている。この確認作業の一助となるべく、この寄書は表題の2つの概念を提案する。

地殻歪みは 10^{-4} に達すると地震が起こるという。 10^{-4} の地殻歪みは、地殻弾性変形の限界平均地殻歪み(critical mean crustal-strain, $\dot{\gamma}_c$)と呼ばれている。すなわち、

$$\dot{\gamma}_c = 10^{-4} \quad (1)$$

とすると、千年に一度起こる大地震は千年に 10^{-4} の弾性歪みを蓄えることになる。一方、平均して千年に1m以上の変位を生ずる断層はA級の活断層(Active fault)と呼ばれる(例えば、加藤, 1995)。その断層の平均変位速度(V_{fault})は $1\text{m}/10^3\text{ year}$ 以上である。すなわち、

$$V_{\text{fault}} > (1\text{m}/10^3\text{ year}) \quad (2)$$

したがって断層の平均変位速度という概念にならって、歪みの進行に対して平均地殻歪み速度というものを考えてみると、その値が $10^{-4}/10^3\text{ year}$ より大きいと、この平均地殻歪み速度は千年に一度地震を起こすことを表わしていることになる。したがって、この平均地殻歪み速度を大地震発生、あるいは、A級活断層活動の臨界値、すなわち、臨界平均地殻歪み速度(Critical mean crustal-strain-rate, $\dot{\gamma}_c$)と呼べるであろう。すなわち、

$$\dot{\gamma}_c = 10^{-4}/10^3\text{ year} \quad (3)$$

このような臨界平均地殻歪み速度という概念をもって地質構造運動を見れば、A級断層活動の起こる領域が見えるのではなからうか。平均地殻歪み速度が臨界値 $10^{-4}/10^3\text{ year}$ を越える帯状の領域を活断層帯と呼んではどうだろうか。ここでいう活断層帯とは、必ずしも、その中はどこでも活断層を生じているという意味ではないが、その中のどこかにA級活断層を伴う大地震活動を生じているという意味を持つ。この用語の使い方は活構造帯-活しゅう曲帯-活断層帯という流れにある広義のものであり、特に、大きな地震を伴いながら地殻変動が平均歪み速度 $10^{-4}/10^3\text{ year}$ 以上で進行している帯状領域という定義を加えたものである。また、この活断層帯という見方は震災予防の対策を講ずる区域の範囲を考える際に役立つものと思う。

地殻変動の歪み量をパラメタ化により見積る。上下変動を例にとる。[水平変動については、形式的には上下変動と同様に取り扱えると思われるが、観測値が得られる地域が少ないので本寄書では保留する。]現象を単純化して隆起沈降の2次元的なたわみ変形が水平距離 ΔX 離れて高低差 ΔZ を生じていたとする。この領域に生ずる地殻せん断歪みの平均値 γ を、2つのパラメタ ΔX , ΔZ を用いて、次式

$$\gamma = \Delta Z / \Delta X \quad (4)$$

で表わすことにする。これは変形をFig. 1のように、模式的に、単純せん断変形で近似して取り扱うことに当たる。 M 年間の平均地殻歪み速度は

$$\dot{\gamma} = \gamma / M (\text{year}) \quad (5)$$

で計算される。

例として阪神淡路大震災の六甲淡路山系の隆起と大阪湾の沈降について試算する。Fig. 2に花こう岩基盤の高低差を表わすNW-SE断面図(淡路島北部を通る)を示す。大阪湾内の形態は岩崎・他(1994)の地震探査記録による。Fig. 2に見られる花こう岩基盤のたわみ変形を、Fig. 1のように、単純せん断変形で近似すると、淡路島山頂部と大阪湾断層最深部花こう岩基盤との高低差 ΔZ は3.5 km, 水平距離 ΔX は10 kmと近似的に見積もられる。すると、平均地殻歪みは

$$\gamma = 3.5\text{ km} / 10\text{ km} = 3.5 \times 10^{-1}$$

となる。簡単のために、花こう岩基盤の表面の高低差が、500万年 $= 5 \times 10^6\text{ year}$ で形成されたたすると[水野・他(1990), 市原(1993), 藤田(1985)], 平均地殻歪み速度は

$$\begin{aligned} \dot{\gamma} &= (3.5 \times 10^{-1}) / 5 \times 10^6\text{ year} \\ &= (0.7 \times 10^{-4}) / 10^3\text{ year} \end{aligned}$$

となる。この平均地殻歪み速度はその臨界値に近い値と

* 〒102 東京都千代田区九段北4-2-6 (市ヶ谷ビル)

Fig. 1. An approximation of the flexure deformation by a simple shear deformation. The top surface changes from (A) A0-D0 (before deformation) to (B) A1-D1 (during deformation), and finally to (C) A2-D2 (after faulting). The flexure deformation is parameterized by ΔX and ΔZ . The mean crustal-shear-strain γ and its rate $\dot{\gamma}$ are computed by the formula $\gamma = \Delta Z / \Delta X$, and $\dot{\gamma} = (\Delta Z / \Delta X) / \Delta T$, where ΔT is the period of the crustal movement. An example is shown in the Fig. 2 for the source region of the South Hyogo-ken earthquake (January 17, 1995). The parameters are $\Delta X = 10$ km, $\Delta Z = 3.5$ km, $\gamma = \Delta Z / \Delta X = 0.35$ (strain), and $\dot{\gamma} = 0.35$ (strain) / 5×10^6 (years) = 0.7×10^{-4} (strain) / 10^3 (years).

なっている。

第四紀以降の平均地殻歪み速度を見積もるためには、さらに詳しく、大阪層群の 200 万年の期間について高低差を調べればよい。上述の大阪湾地震探査記録より、大凡 $\Delta Z = 2.5$ km, $\Delta X = 10$ km と見積られるので、この 200 万年の平均地殻歪み γ 、および平均地殻歪み速度 $\dot{\gamma}$ はそれぞれ

$$\begin{aligned}\gamma &= (2.5 \text{ km} / 10 \text{ km}) = 2.5 \times 10^{-1} \\ \dot{\gamma} &= (2.5 \times 10^{-1}) / 2 \times 10^6 \text{ year} \\ &= (1.25 \times 10^{-4}) / 10^3 \text{ year}\end{aligned}$$

となる。したがって、大阪湾断層と淡路六甲山系との間の領域は、最近 200 万年の平均地殻歪み速度は臨界値にほぼ等しくなっている。

岩崎・他 (1994), 岩崎 (1995) の地震探査データはさらに詳しく最近 100 万年以内の平均地殻歪み速度の推

Fig. 2. A schematic cross-section of the top surface of the basement granite in the North-Awaji-shima region in the NW-SE direction.

定を可能ならしめている。関西空港建設にともなう深度 400 m のボーリング地点は、測線 Line C と測線 Line A によって大阪湾断層地点に結ばれており、ボーリング地点の海成粘土層 Ma3 (約 90 万年, 市原, 1993) は、大阪湾断層地点にて深度約 1 km となっている。このデータをもとにして最近 100 万年の平均地殻歪みおよび平均地殻歪み速度を推定すると、高低差 (六甲山頂~大阪湾断層地点 Ma3 層) $\Delta Z = 1.5$ km, 水平距離 $\Delta X = 10$ km から、

$$\gamma = \Delta Z / \Delta X = (1.5 \text{ km} / 10 \text{ km}) = 1.5 \times 10^{-1}$$

$$\dot{\gamma} = 1.5 \times 10^{-1} / 10^6 \text{ year} = 1.5 \times 10^{-4} / 10^3 \text{ year}$$

となる。この値は臨界平均地殻歪み速度より幾分速くなっている。

以上のパラメータ化した試算から、このたびの阪神淡路大震災の震源域は、平均地殻歪み速度 $1 \times 10^{-4} / 10^3 \text{ year}$ 以上の上下変動を続けている領域であることが示されている。従来、活断層の活動度判定の指標には、断層面の変位速度が用いられ、1 m / 千年の断層面変位速度が A 級の活動度とされている。ここに記した考察は、これに加えて、平均地殻歪み速度も活動度判定に役立つことを示していると思う。また、平均地殻歪み速度によって、活断層帯とでもいふべき領域が指標されるのではなかろうか。活断層の存在を確認するためには、基盤構造の形態および運動を明らかにすることが必須である。その基盤構造の形態および運動から平均地殻歪み速度が評価され、活断層帯が同定されよう。

活断層の同定を、断層面というよりは、ある拡がりを持った活断層帯として同定しようとする見方がすでに示されている。たとえば、活断層が陥没盆地と山地隆起部の境界付近に集中して発生し活断層帯を形成している例がいくつも示されている [川辺・他 (1995), ネオテクト

ニクス研究会(1995)].

謝 辞

ボーリング地点海成粘土層の取り扱いについていろいろご教示を頂いた応用地質株式会社羽田忍技術顧問, 原稿を読み貴重なコメントを頂いた藤田至則元新潟大学教授, 角田史雄埼玉大学教授, 鈴木尉元元地質調査所員, 加藤碩一地質調査所首席研究官の各位に厚く謝意を表する。

文 献

市原 実, 1993, 大阪層群, 創元社, 340 pp.
岩崎好規・香川敬生・澤田純男・松山紀香・大志万和

也・井川 猛・大西正純, 1994, エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造, 地震 2, **46**, 395-403.
岩崎好規, 1995, 阪神域の地盤構成と平成7年兵庫県南部地震による地震記録, 土と基礎, **43-6**, 15-20.
加藤碩一, 1995, 地震と活断層の科学, 朝倉書店, 280 pp.
川辺孝幸, 藤田至則, 山岸猪久馬, 1995, 島弧変動からみた地震発生の要因, “地震と地質”, 地団研専報/**44**, 5-34.
ネオテクトニクス研究会, 1995, 地震地質学の課題, “地震と地質”, 地団研専報/**44**, 79-86.
藤田和夫, 1985, 変動する日本列島, 岩波新書, 228 pp.
水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩, 1990, 明石地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 90 pp.