

最新断層活動時におけるパレオドースゼロイング度の定量的評価 — 微粒子法の初適用：野島地表地震断層の場合 —

平 賀 章 三 ・ 吉 田 有 香 子 *

(奈良教育大学地学教室)

(平成12年4月3日受理)

Quantitative Estimation of the Extent of Paleodose Zeroing at the Last Faulting — First Application of the Fine Grain Method: Case of the Nojima Earthquake Surface Fault —

Shozo HIRAGA and Yukako YOSHIDA *

(Department of Earth Sciences, Nara University of Education, Nara 630-8528, Japan)

(Received April 3, 2000)

Abstract

In order to verify whether the paleodose was fully zeroed at the last faulting, we have investigated two samples from the Nojima earthquake surface fault, Awaji island in Japan, which occurred on January 17, 1995.

The samples were collected from the fault plane itself and the rest of the same crush zone. The scraped widths were less than 1 mm for the former, and less than 7 mm for the latter. Both samples of fine grains (1~8 μ m diameter) were subjected to the thermoluminescence (TL) measurement using the fine grain method.

The detectable existence of the natural TL glow in both samples was clearly verified at the last faulting. The TL intensities were summed over the plateau region to evaluate the paleodoses using the additive dose method, and the results were compared with each other. As a result, the extent of zeroing was estimated, being 24~32% by TL intensity or 31~41% by paleodose.

The present results are found to give larger values than those from the conventional samples collected from the lump of a crush zone. Therefore, the fine grain method proposed in this study is thought to be more desirable one for evaluating the real activity of a fault.

Additionally, the estimation of the paleodoses, annual doses and TL ages was applied to the fault gouges for the first time using the fine grain method.

Key Words: fine grain method, the Nojima earthquake surface fault, paleodose zeroing

キーワード: 微粒子法, 野島地表地震断層, パレオドースゼロイング

はじめに

断層破碎帯物質そのものから、断層活動の時期を直接的に評価できれば、活動度をより定量的に議論することが可能となる。その試みは、電子スピン共鳴 (ESR)

法によって (Ikeya *et al.*, 1982; Miki and Ikeya, 1982) 初めで行われた。やや遅れて、熱ルミネッセンス (TL) 法でも試みられた (Sato *et al.*, 1985; Nishimura and Horinouchi, 1989; 林, 1989)。これらいずれの手法においても、断層活動時におけるパレオドース (PD) のゼロ

* 現在 奈良県立奈良養護学校

イングが完全であったか否かを判定することが、解決すべき重要な課題である。もしゼロイングが不完全であったならば、最新の断層活動年代は評価された年代値よりも新しい、ということが言えるだけである。

E S R法においては、ゼロイング完全性の判断基準や方法が、いくつか提案されてきた (Ariyama, 1985; Fukuchi *et al.*, 1985, 1986; Fukuchi, 1988, 1989)。たとえば、安定性の異なった種々の共鳴中心に由来するE S R信号を測定し、相互に比較する手法である (Fukuchi, 1988)。Buhay *et al.* (1988) は、*PD*とE S R年代の試料粒径に対する依存性を見だし、また、OH中心がゼロイングの判断基準として有効であると報告している。しかし、E S R法におけるゼロイング検証法が、そのままTL法に適用されるわけではない。ちなみに、石英のTLピークと対応付けられているのはOH中心ではなくGe、OやAl中心であり、たとえば石英の375°CピークはAl中心に関連付けられている (長友, 1990)。

TL法においても、ゼロイングの完全性を検証する方法が、Hiraga and Nagatomo (1995) によって提案された。彼らはゼロイングを試料粒子の表面現象と捉え、実効抹消深度 (*EED*) の考えを導入、完全ゼロイング検証2通りの可能性を示唆している。異なる粒径試料に対して同じ*EED*が想定される場合に*EED*未満粒径の試料を用いてと、異なる*EED*が期待される場合に最小*EED*未満粒径の試料を用いてとの2通りである。いずれの場合も、細粒試料ほどより完全なゼロイングが期待される、というものであるが、後者の1実例を東浦断層で示している。しかしながら、森本・平賀 (1997) は、細粒試料がより若いTL年代を示すとは限らない、という事実も敦賀断層で見いだした。このことから、完全ゼロイングを検出し得たとした東浦断層の場合も、実はそうでなかったのかもしれない、という疑念が生じる。

TL法による断層活動年代評価のこれまでの試みでは、いずれの結果も最新の活動を示すとは言い難い、というのが実状であろう。たとえば、東浦断層の32万年や敦賀断層の3.3万年は、日本のB級活断層の活動周期から判断すると、とても最新の活動を示すものとは思えない。これには次の2つの原因が考えられる。(1) 最新の活動で、そもそもゼロイングが不完全であった。(2) 最新の活動で完全ゼロイングしているところもあるが、用いた試料が不完全ゼロイング試料で汚染されていた。原因が前者の場合には、最新の活動年代評価は原理的に不可能である、ということになるが、後者の場合には、試料採取方法の改善により、最新の活動年代評価の可能性は残される。

著者らは、同一破碎帯試料であれば同一の*PD*を示す、との暗黙の考えに基づき、これまで破碎帯全体からの試料採取を行い、石英粗粒子法 (Ichikawa, 1965, 1967;

Fleming, 1970) によって断層活動年代評価を試みてきた。このような試料採取法では、最新の活動年代を示すとは言い難い原因が、上記のいずれによるのかを明らかにできない。

最新の活動時期の明らかな断層を対象とし、しかも断層面というごく幅の狭い範囲からの採取によって、ゼロイングしていない可能性の高い試料の混入を避け得れば、最新の断層活動によるゼロイングが完全であったか否かを検証できることになる。同一破碎帯からゼロイングをほとんど期待できない、断層面以外の試料を採取しそれを基準とすることによって、ゼロイングがどの程度であったかを定量的に評価することも可能となる。これら2つのことがらを明らかにするため、平成7年兵庫県南部地震時に出現した野島地表地震断層を対象に、微粒子法 (Zimmerman, 1971) を採用して*PD*を評価した。なお、微粒子法の断層試料への適用は初めての試みであり、年間線量とTL年代の算出結果も併せて報告する。

試料

1. 試料採取の地点と方法

試料は淡路島北淡町富島の野島地表地震断層露頭から採取した。試料採取位置は34°32'12"N, 134°56'39"Eである。走向N28°E, 傾斜88°Wの断層面を含む破碎帯の幅は1~1.5 cmで、上下両盤とも花崗岩質岩石の、右横ずれ逆断層露頭であった。この露頭は、栗田ら (1996) が記した断層線からはずれているが、確かに1995年1月17日に出現したものである。

野島断層は、長さ7 kmにわたり北東-南西方向に走る、確実度I, 活動度B級の活断層とされてきた (活断層研究会, 1991)。マグニチュード7.2の平成7年兵庫県南部地震を生じた本断層の最新の活動は、北は江崎燈台から南は富島まで長さ約9 kmにわたる地震断層を出現させている (中田ら, 1995; 太田・堀野, 1995)。大部分は東側隆起の右横ずれ断層であり、横ずれ、縦ずれ、総変位量はそれぞれ最大で2.1, 1.4, 2.5 mである (林ら, 1995; 栗田ら, 1996)。

実際に試料を採取した露頭では、西側隆起で縦ずれ変位量が十数cm程度と小さかった。変位量の大きい露頭では、上下両盤の岩質が異なっており、TL特性の異なる試料混在の可能性が懸念され、それを避けたかったからである。

試料採取には、太陽光によるブリーチングの可能性を考慮して、表土約30 cmをはぎ取った後、縦×横×高さが約30×40×30 cmのブロックを取り出す方法を採用した。このブロックから、平成7年兵庫県南部地震時に活動した断層面を、幅1 mm以下で削ぎ分けて試料 [A]、さらに約7 mm幅で同一破碎帯の面以外部分を削ぎ分け

で試料 [B] とした。この試料回収を赤色光 7 lx 以下で行ったが、野外作業中の露光を考慮し、ブロック外側約 5 cm は試料として用いていない。なお、この PD 評価用の他、含水率および α 、 β 線量評価用に約 200 g の試料を採取した。試料の採取ならびに保存における一般的留意事項については、平賀 (1993) に基づいている。

2. 試料の粒度と鉱物組成

PD 評価に用いる試料粒径に基づいて、TL 年代測定法は粗粒子法と微粒子法に二大別される。約 100 μ m 粒径の試料を用いる粗粒子法では、試料表面をエッチングすることにより、 α 線の寄与を考慮しなくて済むという利便さがある。本研究では微粒子法を採用することとしたが、その可否を確認し、試料処理の必要量を見積もるために粒度分析を行った。

試料量が限られていたため、試料 [A] と試料 [B] に分けずに破碎帯を一括した試料を、自動粒度分布測定装置 CAPA-300 (堀場製作所株) で分析した。粗粒子法に供される粒径 50 μ m 以上の試料は 20% 足らずであったが、粒径 10 μ m 以下の試料は 30% を超えていた。断層面そのものでは、さらに細粒部分の卓越することが予想され、微粒子法の選択は妥当であるとした。

PD 評価に用いる試料調整 (次章参照) 済み試料の鉱物組成が、試料 [A] と試料 [B] で同じであるかどうかを確認するため、X 線粉末回折分析を行った。両者の鉱物組成が異なっていると TL 特性も異なっている可能性があり、そのような試料であれば、TL 強度の比較から PD のゼロイング度を解釈することが、困難となるからである。

回転対陰極ディフラクトメータ SRA M18XHF (マックスサイエンス社) を用いて得られた結果は、いずれの試料も石英、斜長石、カオリナイトから成り、回折パターンに差異を認めることはできなかった。

測 定

1. 測定試料の調整

PD 評価に供する試料の調整は、基本的に Zimmerman (1971) の方法に基づいた。詳細を以下に記す。

① 過酸化水素水処理：未処理試料 1 g に対し 10 ml の割合で 15% の過酸化水素水を加える。必要ならば、同濃度の過酸化水素水を初回の半分量ずつ、発泡が止むまで加え続ける。少なくとも 1 日静置後、上澄みを捨てる。初回に加えた過酸化水素水と同量の蒸留水で 10 分間超音波洗浄を行い、少なくとも 1 日静置後、上澄みを捨てる。この洗浄を 3 回繰り返した後、湿っている程度にまで試料を 40°C で乾燥。

② 粒径 1 ~ 8 μ m 試料の収集：① で得られた試料

高さ 5 mm に対し 6 cm までアセトンを加え、10 分間以上超音波洗浄器で試料を分散。2 分間静置後、粒径 8 μ m 以下の試料を含む懸濁液を回収。それを再び 5 分間超音波洗浄器で分散後、20 分間静置。上澄みを捨て沈澱物を回収し、残存アセトンを 40°C で蒸発。

③ 塩酸処理：② で得られた試料 1 g に対し 200 ml の割合で 10% の塩酸を加え、60 分間超音波洗浄器で分散。30 分間静置後、同濃度で初回の半分量の塩酸に交換。30 分間静置後、無変化を確認し処理を終了。初回に加えた塩酸の半分量の蒸留水で 3 回、同量のメタノール変性アルコールとアセトンで各 1 回、10 分間超音波洗浄後、残存アセトンを 40°C で蒸発。なお、洗浄液は各 30 分間静置後交換。

④ ディスクへの試料沈着：180 番の布やすりで表面研磨した 5 × 5 × 0.5 mm のアルミディスクを、底の平らな容器に敷き詰め、高さ 2.5 cm までアセトンを満たす。③ で得られた試料約 12 mg に 1 ml の割合でアセトンを加え、10 分間以上超音波洗浄器で分散後、0.7 mg / ディスクの試料量を目安に懸濁液を均等に滴下。残存アセトンを 40°C で蒸発。

なお、以上の試料調整は赤色光 15 lx 以下で行い、試料の洗浄分散にはブランソニック卓上型超音波洗浄器 B2200 J3 (ヤマト科学株) を、乾燥蒸発には送風定温乾燥器 DK-42 (ヤマト科学株) を用いた。

2. TL 強度の測定

PD 評価のために、上記の試料調整を行った天然試料と、それに既知線量を付加した試料との、TL 強度を測定した。生長曲線法ではなく付加線量法を採用したのは、アニーリングによる感度変化の危険性を、可能な限り避けるためである。

線量付加には ^{60}Co 620 Ci 照射制御装置 (ヨシザワ LD 株) を用い、線量率 10.3 mGy/s で、各試料に 150, 300, 450, 600 Gy を付加した。その後、低温ピーク除去のため、100°C で 4 時間のアニーリングを行った。

TL 強度の測定は、TL 測定装置 TL2000A & TL2080 (Harshaw Chem. Co.) を用い、窒素雰囲気下で行った。プレヒート 100°C、昇温率 10°C/s で 465°C まで加熱、350 ~ 570 nm の光を透過するフィルターを用いて、TL 発光曲線を記録した。ちなみに、当研究に供したような花崗岩質岩石由来の石英では、青色 TL が卓越するとされている (Hashimoto *et al.*, 1987)。

なお、微粒子法の試料調整においては、ディスクへの試料沈着ムラの生じている恐れがある。この場合、PD 評価のため比較される TL 強度には、ディスク上の試料質量等で規格化したものを用いるべき、とふつう考えられる。平賀・吉田 (1998) は、本研究に供した試料では TL 強度規格化の必要性を認めない、という結果を得、

試料による自己吸収効果のため下部試料のTLが有効に検出されなかったから、との解釈を与えた。これに基づき、本報告におけるTL強度はいずれも、試料質量等で規格化を行っていないものである。

3. 年間線量の測定

微粒子法によるTL年代測定では、年間線量に対する α 、 β 、 γ 線と宇宙線の寄与を、それぞれ評価する必要がある。 α 線の寄与は、 γ 線スペクトル強度より求めたU、Th含有量と α 効率 k から計算で、 β 線ならびに γ 線十字

宙線の寄与は、TLD素子を用いて直接に評価した。なお、それぞれの評価誤差は、 α 線量については γ 線の計数誤差のみを考慮して、また β 線量ならびに γ 線十字宙線量については、基本的に平賀・市川(1988)に基づいて見積もった。詳細を以下に記す。

(1) 年間 α 線量の測定 タングステンカーバイド乳鉢で粒径 $500\mu\text{m}$ 程度に粉碎した試料を、径 $57\times$ 高さ 17mm のプラスチックケースに密封、約1週間放置し放射平衡状態を再現した。その後、高純度Geガンマ線検出器GMX-20195-P(EG&G ORTEC社)を用い、チャンネル数

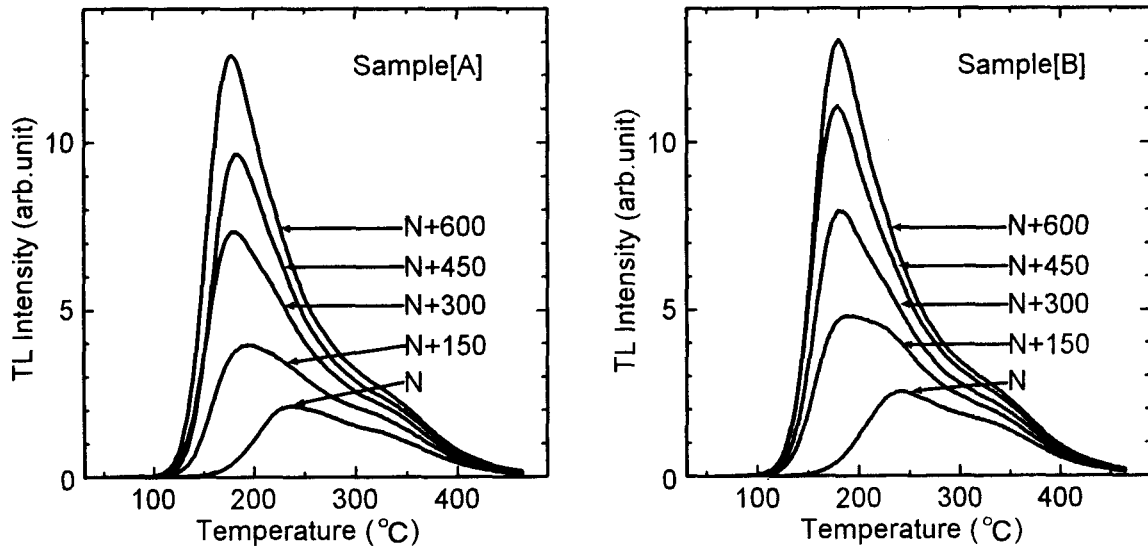


Fig. 1 TL glow curves of the fault gouge from the Nojima earthquake surface fault. The sample [A] is from the fault plane itself and the sample [B] is from the rest of the same crush zone. The scraped widths are less than 1 mm for the former, and less than 7 mm for the latter. Both measured samples are the fine grains of $1\sim 8\mu\text{m}$ diameter. Curve N is the natural glow curve and curve N+ γ s are the natural plus artificial ones. The γ s indicate additive doses in Gy. Each glow curve is the average of 3~5 measurements corrected for background.

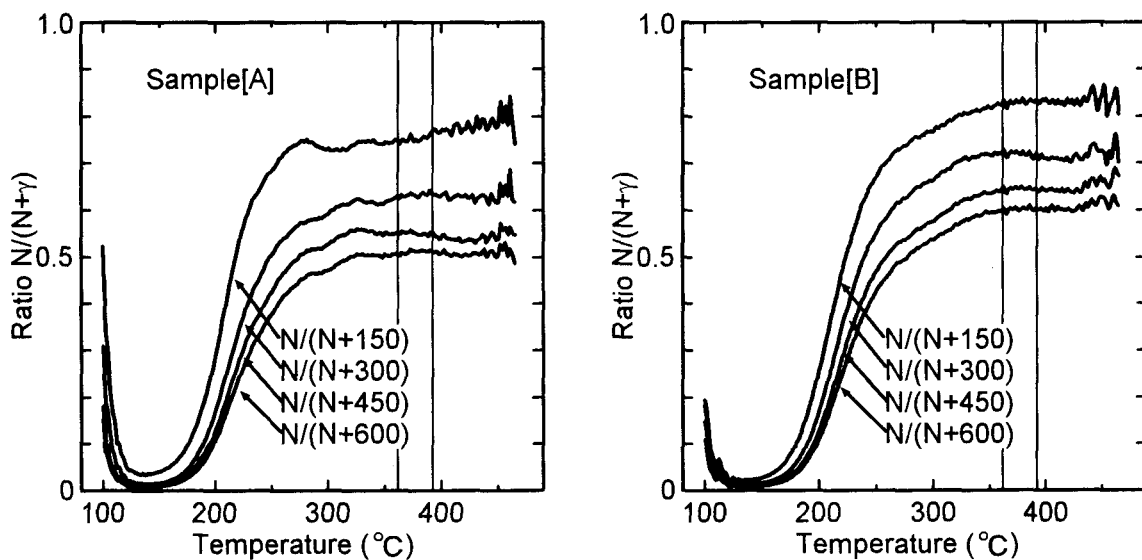


Fig. 2 Plateau test to the TL glow curves. Each sample notation is described in captions of **Fig. 1**. Curve N/(N+ γ) shows the ratio of natural TL intensity to natural plus artificial γ Gy's one. The plateau region common to both samples ranges $360\sim 390^\circ\text{C}$.

4096で γ 線スペクトルを測定, それに供した試料質量は37.56 g, ライブタイムは144000 sであった. 標準試料にJG-1a, JR-1, JB-2を用いた検量線から, U, Th含有量を求めたが, 標準試料のそれはAndo *et al.* (1989) によっている. 得られたU, Th含有量にBell (1979) に基づく単位含有量あたりの線量率を乗じ, α 効率 k には一般的に使われている0.15 (Aitken, 1985) を仮定して, 年間 α 線量を算出した.

(2) 年間 β 線量の測定 年間 β 線量の評価は, 直接法 (Ichikawa *et al.*, 1982; 市川・平賀, 1988) に基づいた.

試料約14 gをアルミリング中に加圧成形した径40×厚さ4 mmのディスクを2枚作成し, それぞれポリエチレンバッグに封入, その間にTLD素子粉末を挟み込み, 鉛ボックス中に約3週間放置後測定したTL強度から, 年間 β 線量を算出した. 用いた素子は粒径105~150 μm のCaSO₄:Dy (Harshaw Chem. Co.) で, 400°Cで5分間アニーリングしたものである. 水をディスクに滴下することで, 測定された含水率20.8%を再現する方法を採ったので, 水による β 線減衰の補正は不要である. ポリエチレンバッグによる減衰補正は, Ichikawa and Nagatomo (1978) に基づき, 試料と素子の粒径不一致による寄与率の補正は, Mejdahl (1979) のデータを参考に平賀・市川 (1988) に基づいて行った. なお, TL測定条件はPD評価時と同様であるが, 昇温率は5.7°C/sで加熱は310°Cまでである.

(3) 年間 γ 線+宇宙線量の測定 年間 γ 線+宇宙線量の評価も, 直接法 (Ichikawa *et al.*, 1982; 市川・平賀, 1988) に基づいた.

TLD素子カプセルをポリエチレンチューブに5個詰め, 厚さ1 mmの銅パイプに封入したセンサーを, 約3

ヶ月間現地埋設した後測定したTL強度から, 年間 γ 線+宇宙線量を算出した. 用いた素子はCaSO₄:Tm (松下電気産業株) である. なお, 素子のアニーリングとTL測定は, 年間 β 線量評価時と同条件で行った.

結 果

1. PDの評価

試料 [A] および試料 [B] の天然試料と, 既知線量を付加した試料で得られたTL発光曲線を, Fig. 1に示す. 試料 [A] については3あるいは5本の, 試料 [B] についてはそれぞれ4本の発光曲線を平均している.

試料 [A] および試料 [B] で行ったプラトーテストの結果を, Fig. 2に示す. 図から明らかなように, 360~390°Cを両試料に共通のプラトー領域と判断した. この領域の積算TL強度に基づいて描いた成長曲線を, Fig. 3に示す. やや飽和の傾向が認められたので, 指数回帰によって等価線量を評価した.

なお, PDは等価線量とスーパーリニアリティ補正值との和で表されるが, 筆者らの経験によると通常後者の値はせいぜい十数Gyである. それに比して, 今回得られた等価線量は十分に大きかったので, 等価線量をPDとみなした.

2. 年間線量とTL年代の評価

前節で評価したPDと, 前章3節に基づいて得られた年間線量, それらから算出したTL年代を, Table 1にまとめて示す. 年間 α 線量については, 100%のラドン散逸を想定する場合と, まったく考慮しない場合との二通りを算出し, TL年代値の上下限を評価した.

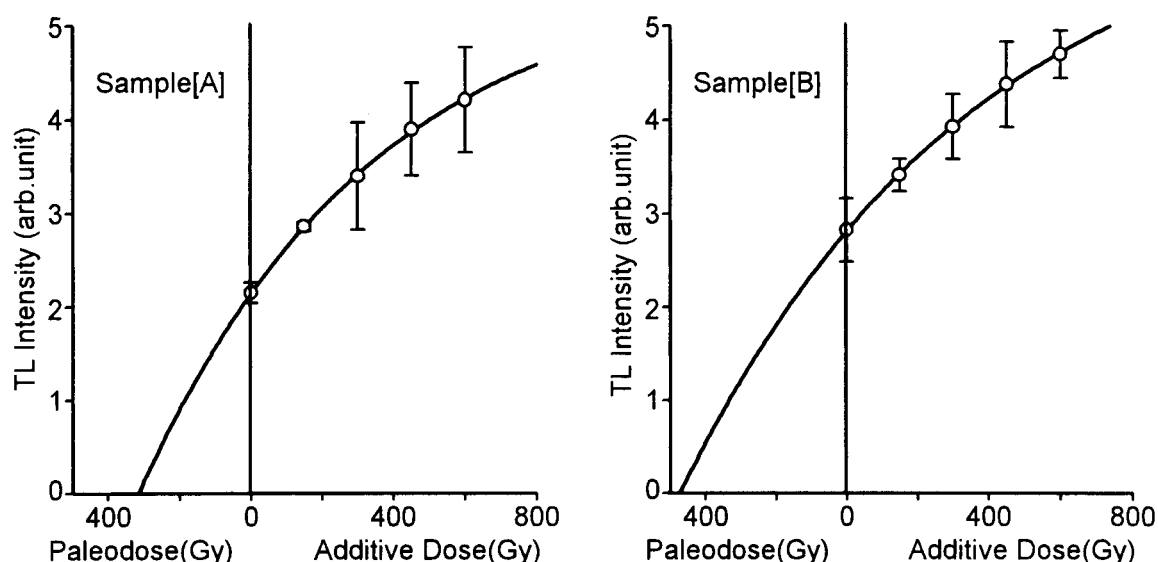


Fig. 3 First-glow growth characteristics. Each sample notation is described in captions of Fig. 1. Plotted TL intensities are summed over the plateau region, 360~390°C. Error bars represent $\pm 1\sigma$ uncertainties.

Table 1 Paleodose, annual dose and TL age for the fault gouge from the Nojima earthquake surface fault.

Sample	Paleodose/hGy	Annual Dose/mGy·a ⁻¹			TL Age/ka
		α	β	γ + cosmic	
[A]	3.1±0.2 (4.8)	0.57±0.01 (2.3)	1.79±0.14 (7.8)	0.98±0.03 (3.0)	94±6 (6.4)
[B]	4.7±0.4 (8.5)	1.30±0.03 (2.3)			142±13 (9.5)
				4.07±0.15 (3.6)	116±11 (9.2)

The sample [A] is the fault plane itself and the sample [B] is the rest of the same crush zone, scraped off a block sample by less than 1 or 7 mm in width, respectively. Both measured samples are the fine grains of 1~8 μ m diameter. In the columns of annual dose and TL age, the upper row is for 100% radon loss and the lower for 0%. All the values in parentheses are error percent.

考 察

1. 最新活動によるゼロイングは完全だったか？

試料 [A] は、1995年1月17日に活動した断層面そのものを、幅1 mm以下で慎重に削ぎ分けたものである。その最新活動時におけるPDのゼロイングが完全であったならば、天然試料のTL発光は実質的に検出不可能なはずである。最新活動から試料採取時点（1996年3月19日）までの被曝線量は、微々たるものだからである。実際は、Fig. 1~3, Table 1に示したように、十分なTL発光が認められ、桁違いに大きなPDとTL年代、約8~9万年が評価された。

粟田ら（1996）は、今回の活動における野島断層全体での平均変位量を、1.4~1.8 mであったとしている。本研究に供した試料は、既述の理由により、縦ずれ変位量がわずかに十数cmの地点で採取した。断層面の厚さが同じとすると、1桁小さい変位量の地点から採取したため、試料の被った剪断歪は小さくなり、ゼロイングが完全でなかったと考えられる。しかし、たとえ変位量したがって剪断歪が小さくとも、断層面に作用した法線応力が大きかったならば、完全ゼロイングの可能性は残される。

伊藤・澤田（1984）は、ESR法による4断層のケーススタディから、浅所でも一定以上の水平圧縮応力下で断層活動が生じるならば、試料採取幅を2 mm程度以内とし、 $g=1.997$ 信号を採用すれば、活動時期の推定が可能との経験則を見いだしている。手法が異なるものの、この経験則を本研究に適用すれば、今回の試料 [A] 採取幅は1 mm以下であったが、応力不足のためにゼロイングが完全でなかった、と考えられる。

Lee and Schwarcz（1994）は、ESR信号の完全ゼロイング領域を各種粒径で、法線応力と剪断歪や変位量の関数として、実験（Lee and Schwarcz, 1993）により定量的に示している（Fig. 4）。今回の試料採取地点の変位量十数cmを、図中最小粒径75~100 μ mの曲線に当てはめると、約2.5 MPa以上の法線応力で完全ゼロイング

が期待されることになる。完全ゼロイングに必要な法線応力は、細粒試料に対してより小さくなる傾向が示されているので、今回の粒径1~8 μ mの試料では、さらに小さな法線応力で充分かもしれない。

ちなみに、法線応力を封圧に置き換え、地球表層部の密度を2.5 g/cm³と仮定すれば、野島断層の今回の活動による完全ゼロイングを、地下100 m以深の試料では検出できたことになる。完全ゼロイング領域の法線応力と剪断歪や変位量に対する依存性を、より詳細な実験によって、TL法でも検討する必要性が大である。

2. 最新活動によるゼロイングはどの程度だったか？

試料 [A] と試料 [B] の相違は、同一破碎帯からの採取位置が、今回の活動で生じた断層面か否か、だけで

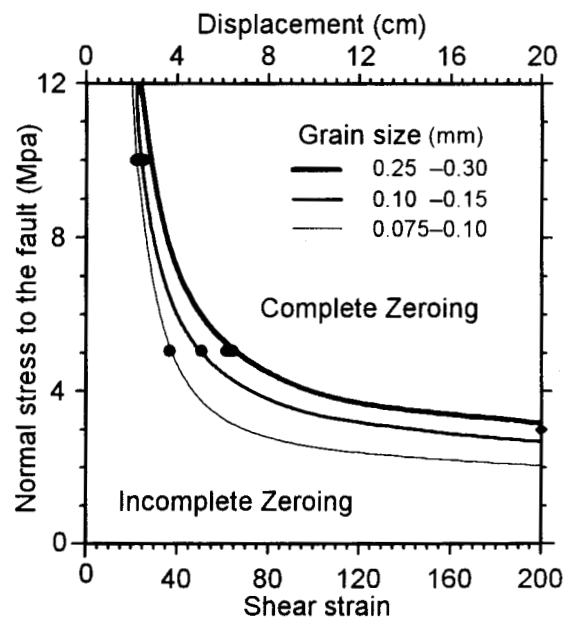


Fig. 4 Complete zeroing conditions for different grain sizes, obtained from ESR intensities (E') of quartz under the shearing experiments. Smaller grains need smaller normal stress and shear strain for complete zeroing of the signal. Modified from Lee and Schwarcz (1994).

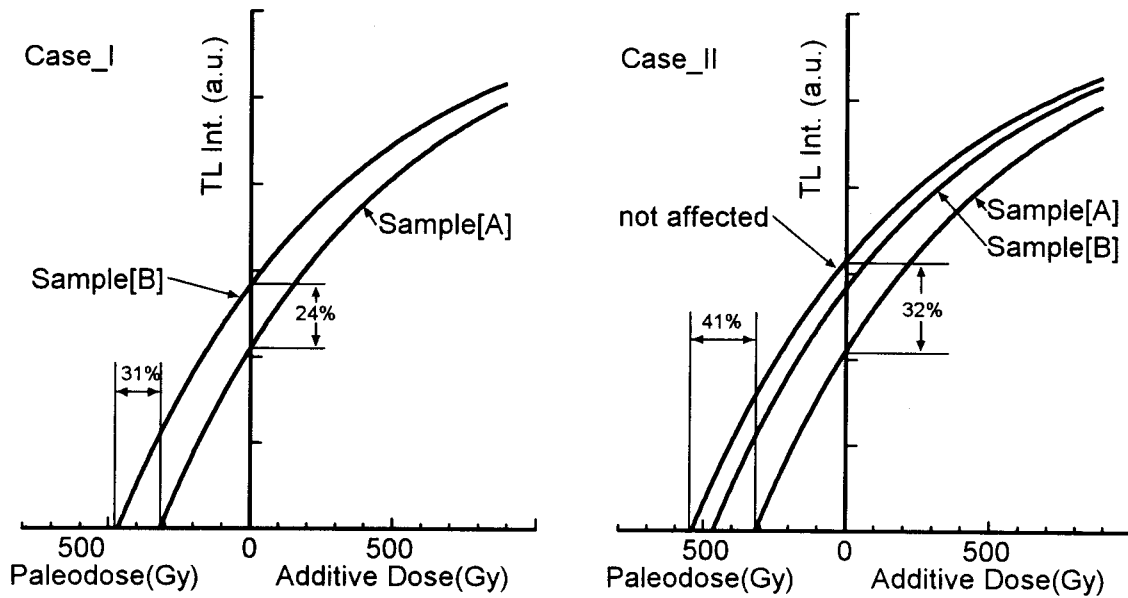


Fig. 5 Schematic diagram showing the extent of paleodose zeroing of the fault gouge sample [A] from the Nojima earthquake surface fault. In the case_ I, the paleodose of reference sample [B] was assumed not to be zeroed at all during the last event. In the case_ II, the extent of zeroing of reference sample [B] was assumed to be 10% by TL intensity and therefore 15% by paleodose during the last event.

ある。活動直前における断層破碎帯試料の PD や、それが示したであろう TL 強度は知り得ないが、鉱物組成に差異が認められず、試料採取位置も 1 cm と離れていなかった両試料では、同じであったと考えることが自然である。そこで、形がほぼ一致した両試料成長曲線を横軸に沿って移動させ、全データが乗る合成成長曲線を指数回帰によって求めた。今回の活動による試料 [A] の、ゼロイング度の定量的評価結果を模式的に、これに基づき Fig. 5 に示す。

ゼロイング度は、天然試料の TL 強度を直接比較することによって評価できる。試料 [B] が今回の活動でまったくゼロイングしていなかった (Case_ I) とすると、試料 [A] のゼロイング度は約 24% と評価された。試料の成長曲線は飽和傾向を示す領域にあるため、この値がそのまま評価年代の減少率とはならない。 TL 年代の減少率は、年間線量が両試料で同じであるから、 PD の減少率で表すことができる。各試料の PD あるいは合成成長曲線に基づくと、それぞれ約 34%、約 31% のゼロイングと評価された。

もし、試料 [B] も今回の活動で多少ともゼロイングしていた (Case_ II) とすると、試料 [A] のゼロイング度はより大きく評価される。試料 [A] のゼロイング度 Z_A は、天然試料の TL 強度比 N_A/N_B を用い、試料 [B] のゼロイング度 Z_B の 1 次関数として表される： $Z_A = N_A/N_B \cdot Z_B + 100 \cdot (1 - N_A/N_B)$ 。試料 [B] のゼロイング度は、採取幅 7 mm にわたって直線的に減少し、その平均が試料 [B] の天然 TL 強度を与えていると考えれば、

約 19% と見積もられる。しかし、指数関数的に減少するの考えるのが自然であり、これより小さな値、多めに見積もっても 10% 程度、が妥当であろう。すると、試料 [A] のゼロイング度は、 TL 強度で約 32%、 PD で約 41% と推定される。

試料 [B] のゼロイング度を 0~10% と仮定してではあるが、今回の活動による試料 [A] のゼロイング度を、 TL 強度で 24~32%、 PD で 31~41% と見積もることができた。試料 [A] と試料 [B] を合わせたような、従来の破碎帯全体からの一括試料採取法によったとすれば、試料採取幅による加重平均ゼロイング度は、 TL 強度で 3~13%、 PD で 4~18% にしかならない。

なお、試料 [A] はもちろんのこと、試料 [B] の TL 年代 12~14 万年も、源岩と考えられる野島花崗閃緑岩の $K-Ar$ 年代 80.9 ± 4.0 Ma (水野ら, 1990) に比べて格段に若かった。これは、今回の最新活動に先行する度重なる断層活動によって破碎帯が形成された際に、不十分にせよゼロイングが繰り返された結果と考えられる。

結 論

(1) 最新の活動によるゼロイングは、そもそも完全でなかったが、たとえそのような試料であっても、試料採取を断層面そのものに限定することによって、評価されるゼロイング度を大幅に上昇、 TL 年代値の嵩上げ量を大きく減少させることができる。

(2) 断層面からでは多量の試料を採取することが困

難であり、より細粒の試料が卓越することも考慮すれば、断層の活動度評価には、粗粒子法ではなく微粒子法が最適と考えられる。

謝 辞

本研究に供した試料の採取において、応用地質株式会社石澤一吉氏には多大な便宜を蒙っていただいた。X線粉末回折分析では、奈良国立文化財研究所の肥塚隆保博士に、TLD素子の校正照射では、広島大学原爆放射線医学研究所の星正治博士に、成長曲線の指数回帰では、奈良教育大学物理学教室の柳澤保徳博士にお世話になった。また、同教室の長友恒人博士には終始有益な助言をいただいた。記して謝意を表す。

文 献

- Aitken, M. J. (1985). Thermoluminescence dating. pp. 359, Academic Press, London.
- Ando, A., Kamioka, H., Terashima, S. and Itoh, S. (1989). 1988 values for GSJ rock reference samples, "Igneous rock series". *Geochem. Jour.*, **23**, 143-148.
- Ariyama, T. (1985). Conditions of resetting the ESR clock during faulting. *In ESR Dating and Dosimetry* (Ikeya, M. and Miki, T., Eds.), pp. 538, IONICS, Tokyo, 249-256.
- 栗田泰夫・水野清秀・杉山雄一・井村隆介・下川浩一・奥村晃史・佃栄吉・木村克己 (1996). 兵庫県南部地震に伴って淡路島北西岸に出現した地震断層. *地震* 第2輯, **49**, 113-124.
- Bell, W. T. (1979). Thermoluminescence Dating: Radiation dose-rate data. *Archaeometry*, **21**, 243-245.
- Buhay, W. M., Schwarcz, H. P. and Grün, R. (1988). ESR dating of fault gouge: the effect of grain size. *Quat. Sci. Rev.*, **7**, 515-522.
- Fleming, S. J. (1970). Thermoluminescent dating: refinement of the quartz inclusion method. *Archaeometry*, **12**, 133-145.
- Fukuchi, T. (1988). Applicability of ESR dating using multiple centres to fault movement — The case of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, a major fault in Japan. *Quat. Sci. Rev.*, **7**, 509-514.
- Fukuchi, T. (1989). Increase of radiation sensitivity of ESR centres by faulting and criteria of fault dates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **94**, 109-122.
- Fukuchi, T., Imai, N. and Shimokawa, K. (1985). Dating of the fault movement by various ESR signals in quartz—cases of the faults in the South Fossa Magna, Japan. *In ESR Dating and Dosimetry* (Ikeya, M. and Miki, T., Eds.), pp. 538, IONICS, Tokyo, 211-217.
- Fukuchi, T., Imai, N. and Shimokawa, K. (1986). ESR dating of fault movement using various defect centres in quartz; the case in the western South Fossa Magna, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **78**, 121-128.
- Hashimoto, T., Yokosaka, K. and Habuki, H. (1987). Emission properties of thermoluminescence from natural quartz — Blue and red TL-response to absorbed dose. *Nuclear Tracks Radiat. Measur.*, **13**, 57-66.
- 平賀章三 (1993). 熱ルミネッセンス法. 第四紀試料分析法 1 試料調査法 (日本第四紀学会編) 所収. pp. 77, 東京大学出版会, 東京, 60-62.
- 平賀章三・市川米太 (1988). 熱ルミネッセンス法 (石英粗粒子法) による火山灰の年代測定—日本地質学会第93年会シンポジウム『100万年前より新しい試料の地質年代測定』ブライントテスト用パミスタフを試料として—. *地質学論集*, **29**, 207-216.
- Hiraga, S. and Nagatomo, T. (1995). How to confirm "complete zeroing" in TL dating of fault movement—Case of the Higashiura Fault, Awaji Island in Japan—. *Bull. Nara Univ. Educ.*, **44** (2), 17-25.
- 平賀章三・吉田有香子 (1998). 微粒子法におけるTL強度の規格化は必要か? *奈良教育大学紀要*, **47** (2), 1-6.
- Ichikawa, Y. (1965). Dating of ancient ceramics by thermoluminescence. *Bull. Inst. Chem. Res., Kyoto Univ.*, **43**, 1-6.
- Ichikawa, Y. (1967). Dating of ancient ceramics by thermoluminescence. II. *Bull. Inst. Chem. Res., Kyoto Univ.*, **45**, 63-68.
- Ichikawa, Y., Hagihara, N. and Nagatomo, T. (1982). Dating of pyroclastic flow deposits by means of the quartz inclusion method. *PACT*, **6**, 409-416.
- 市川米太・平賀章三 (1988). 熱ルミネッセンス法. *地質学論集*, **29**, 73-82.
- Ichikawa, Y. and Nagatomo, T. (1978). Thermoluminescence dating of burnt sandstones from Senpukuji cave. *PACT*, **2**, 174-179.
- Ikeya, M., Miki, T. and Tanaka, K. (1982). Dating of a fault by electron spin resonance on intrafault materials. *Science*, **215**, 1392-1393.
- 伊藤谷生・澤田臣啓 (1984). ESR断層年代測定法における採用信号と試料採取幅. *月刊地球*, **6**, 247-252.
- 活断層研究会 (1991). [新編] 日本の活断層—分布図と資料. pp. 438, 東京大学出版会, 東京.
- Lee, H. K. and Schwarcz, H. P. (1993). An experimental study of shear-induced zeroing of ESR signals in quartz. *Appl. Radiat. Isot.*, **44**, 191-195.
- Lee, H. K. and Schwarcz, H. P. (1994). Criteria for complete zeroing of ESR signals during faulting of the San Gabriel fault zone, southern California. *Tectonophysics*, **235**, 317-337.
- 林 愛明 (1989). 伊那谷南部・飯田地域の活断層のESRおよびTL年代測定. *活断層研究*, **7**, 49-62.
- 林 愛明・井宮 裕・宇田進一・飯沼 清・三沢隆治・吉田智治・精松保貴・和田卓也・川合功一 (1995). 兵庫県南部地震により淡路島に生じた野島地震断層の調査. *地学雑誌*, **104**, 113-126.
- Mejdahl, V. (1979). Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry*, **21**, 61-72.
- Miki, T. and Ikeya, M. (1982). Physical basis of fault dating with ESR. *Naturwissenschaften*, **69**, 390-391.
- 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), pp. 90, 地質調査所, つくば.
- 森本 晃・平賀章三 (1997). 活断層のTL年代評価—細粒試料がより若いTL年代を示すとは限らない—. *奈良教育大学紀要*, **46** (2), 17-25.
- 長友恒人 (1990). TL法およびESR法によるテフラの年代測定. *月刊地球*, **12**, 74-79.
- 中田 高・蓬田 清・尾高潤一郎・坂本晃章・朝日克彦・千田昇 (1995). 1995年兵庫県南部地震の地震断層. *地学雑誌*, **104**, 127-142.
- Nishimura, S. and Horinouchi, T. (1989). Thermoluminescence ages

- of some quartz in fault gouges. *Jour. Phys. Earth*, **37**, 313-323.
- 太田陽子・堀野正勝 (1995). 1995年兵庫県南部地震の際に出現した野島地震断層と被害状況. 地学雑誌, **104**, 143-155.
- Sato, T., Suito, K. and Ichikawa, Y. (1985). Characteristics of ESR and TL signals on quartz from fault regions. *In* ESR Dating and Dosimetry (Ikeya, M. and Miki, T., Eds.). pp. 538, IONICS, Tokyo, 267-273.
- Zimmerman, D. W. (1971). Thermoluminescent dating using fine grains from pottery. *Archaeometry*, **13**, 29-52.