

## 変位地形と地下構造からみた京都盆地の活断層

植 村 善 博\*

## I. はじめに

京都盆地は活断層の密度が高く、山地・丘陵・低地の各地形境界に断層帯をなして分布するとともに、盆地周辺の地形や地形発達を支配している。一方、盆地内は全域にわたって市街地化しており、住宅、オフィス、生産基地が密集している。このような地域において、活断層の詳細位置やその諸性質、活動履歴を明らかにすることは、地震発生危険度評価や地震災害の発生予測をおこなう上で重要である。また盆地の形成過程や第四紀地殻変動の性質と変遷を明らかにする上で格好の研究対象でもある。

本盆地の活断層については多数の研究報告があり、諸性質が明らかにされてきた<sup>1)</sup>。また、京都市は兵庫県南部地震直後から国の交付金によって1995年東部地域、96年西山断層群、97年山科盆地、98年桃山断層について詳細な調査をおこない多くの知見が得られた<sup>2)</sup>。また、98年からは地下構造調査を実施し、多数のP波反射法探査断面や深層ボーリングによる地層の年代や古環境に関する資料がえられ、盆地地下の情報が格段に増加した<sup>3)</sup>。筆者は変位地形と活断層、地形発達と地殻変動との関係について論じた<sup>4)</sup>が、地表情報を中心とした研究のほか、地下構造との対応や両者を統合した地殻変動像を明らかにする研究が必要と考える。本稿では京都盆地の活断層について、断層変位地形の特色と変位様式、変位量と平均変位速度について記載するとともに、P波反射法探査断面(注2)および3)の解析により活断層の地下への連続性、変位地形と地質構造との関係について考察したい。

## II. 地形・地質の概観

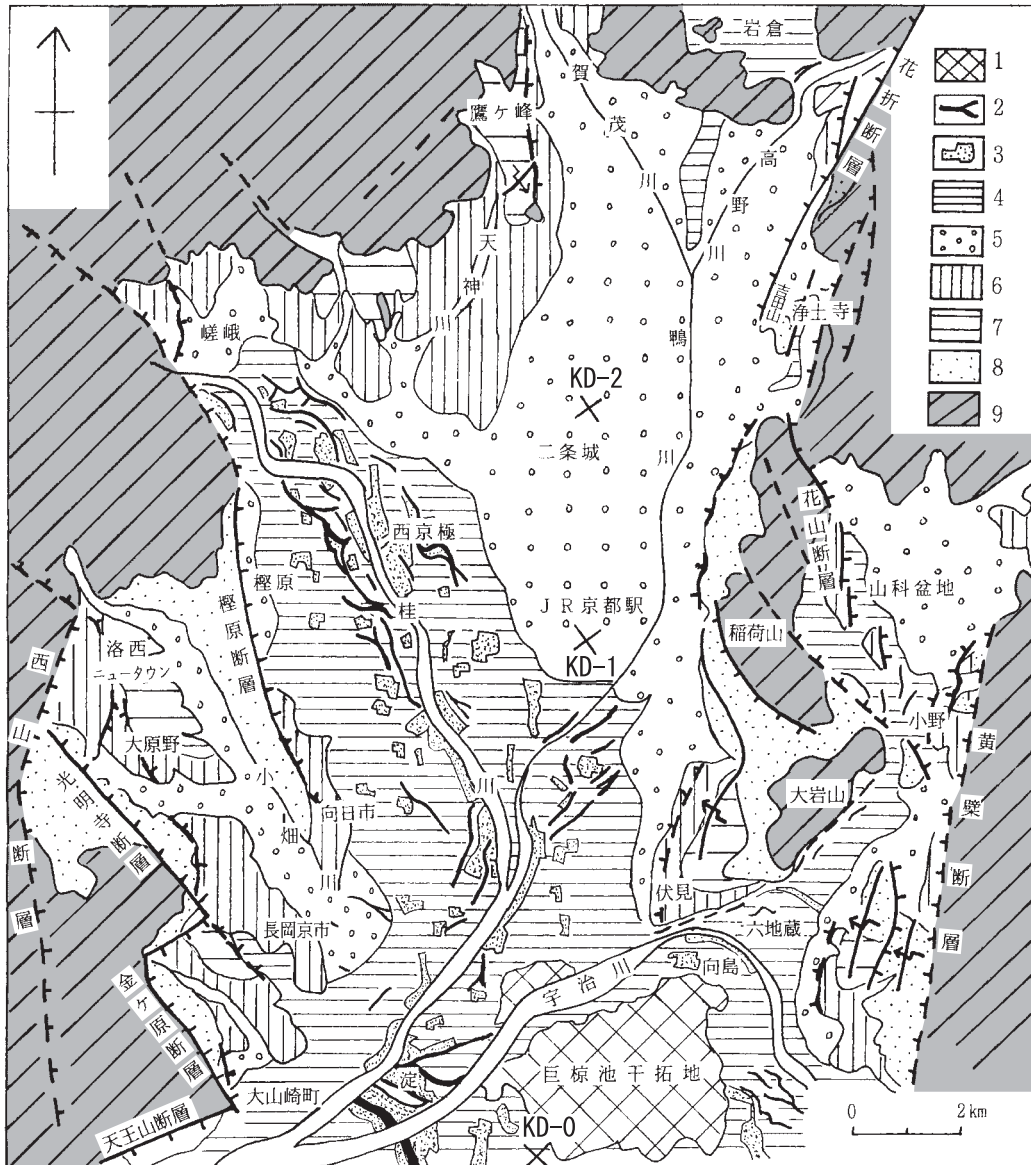
京都盆地は南北約18km、東西約10kmの内陸盆地で、盆地の北には丹波高地、東に比叡・醍醐山地、西には北

摂山地が分布する。東西両縁には断層運動による急崖が発達するとともに、地形境界は活断層と一致し、大阪層群や段丘面を変位させている(第1図)。また、盆地北縁では山地と低地とが入り組んだ沈降性の境界を示し、盆地の東側には、そのミニチュア版ともいべき山科盆地が形成されており、地域性が大きい。盆地内には北から高野川と賀茂川(合流して鴨川)、北西から桂川が流入し、北・東部に扇状地性低地、西部から南部にかけては広大な自然堤防帯と低湿な後背湿地が発達する。本地域の地形・地質の詳細は石田<sup>5)</sup>、市原編<sup>6)</sup>、植村<sup>7)</sup>などにゆずり、第2図の地形・地質編年を示す。つぎに変位地形の記載にあたり時間指標を与える大阪層群と段丘面の特徴と形成年代について要約する。

## 1. 大阪層群

山地と低地との間には高度70～200m程度の丘陵が分布する。丘頂部に平坦面はないが、著しい定高性をもつ。盆地西縁では西京区榎原から向日市への向日丘陵、西京区大原野から長岡京市へ至る西山丘陵、東縁では東山山麓を縁取り、伏見区桃山付近にいたる桃山丘陵が分布する。また、宇治市南部の宇治丘陵や八幡市西部の男山丘陵が広く発達している。江戸中期以前の丘陵は裸地の多い荒れ地状を呈していたが、現在は竹林に被われた緑のベルトをなす。構成層は第四紀前・中期の大阪層群で、半～未固結の粘土、砂、砂礫からなる河・湖成層である。全体で200～300mの厚さをもち、盆地の地下にも広く分布する。地層中にMa2～Ma6の5枚の海成粘土層がはさまれ、氷河性海面上昇による海水の侵入を示す。また、対比に有効な鍵層となる火山灰がはさまれ、ピンク(0.99±0.03Ma)、アズキ(0.85±0.03Ma)などは絶対年代が測られている。吉川・三田村<sup>8)</sup>によると、本層中のMa2～6の5枚の海成粘土はMIS(深海底堆積物中の有孔虫化石の酸素同位体比ステージ)25、21、19、17、15の各温暖期に対比される。京都盆地や山科盆地の大部分は1.1Ma頃に断層を伴う曲降運動によって沈降を開始した。その堆積盆には、汎地球的な気候変化に対応した海成粘土層と河・湖成層とのリズム的な互層が形成され

\* 佛光大学教授



第1図 京都盆地周辺の地形分類図と深層ボーリング地点

1. 干拓地 2. 旧河道 3. 自然堤防および盛土地 4. 後背湿地 5. 扇状地および谷底平野 6. 低位段丘 7. 高位段丘  
8. 丘陵 9. 基盤山地

た。0.6Ma 頃から粗粒で淘汰の悪い砂礫層が発達するようになり、断層運動の活発化と周辺山地の隆起が顕在化したことを示す。0.4Ma 頃には、低地との境界付近に新たな断層運動が生起し、丘陵の隆起が始まった<sup>4)</sup>。本層は南から北へオーバラップする堆積構造が認められ、沈降の中心が南から北へ移動してきたこと、北ほど離水期が遅れたことを示す。盆地下での3本の深層ボーリングの結果によると、北ほど上位の地層がオンラップ構造をなす<sup>3)</sup>。また、丘陵ではみられない Ma9 が3地点ともに確認される。Ma9 は約 43 万年前の MIS11 の温暖期に対比され、アカガシ亜属の花粉が多産することから重要な

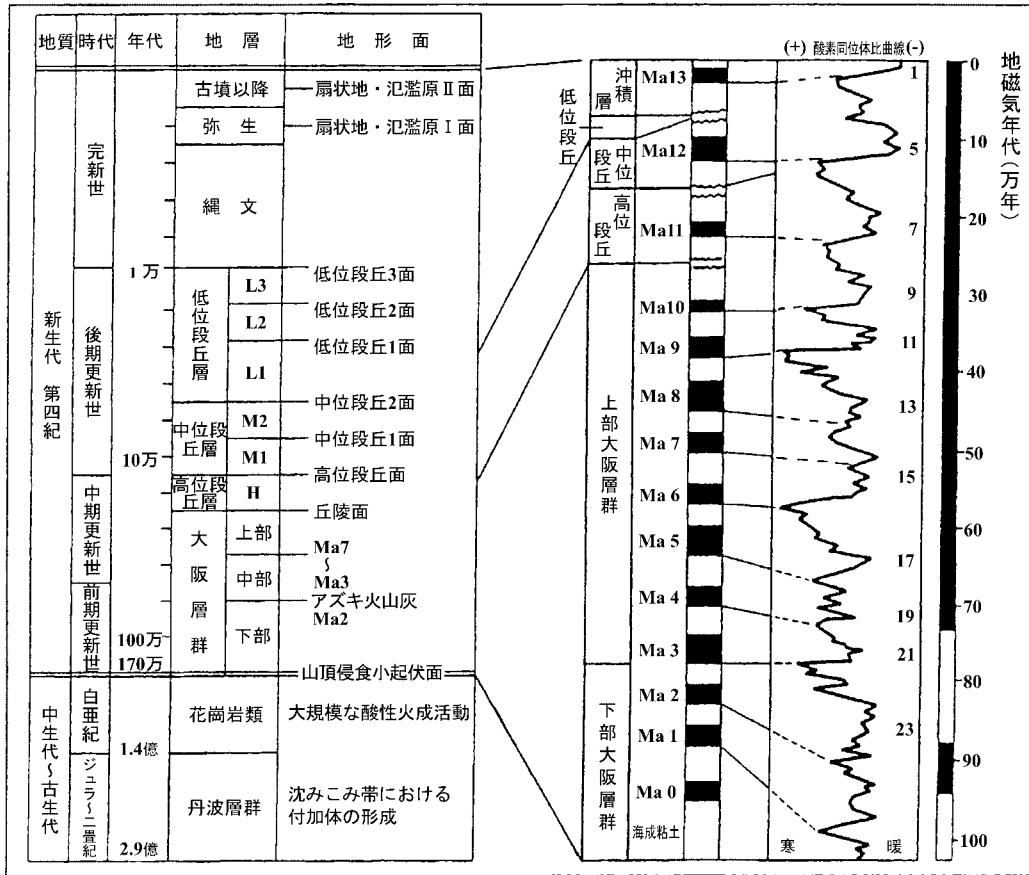
対比基準となる。

## 2. 段丘

段丘面は高度や比高、堆積物の特徴、風化の程度により、H (高位) 面・M (中位) 面、L (低位) 面に大別され、さらに細分される (第1図および第2図)。

### ① H 面

最終間氷期最盛期前に形成された段丘群で、形成期の異なる数段の地形面を含む。赤褐色に風化した砂礫層を主体とし、表層部には 1m 程度の 2.5 ~ 5YR (赤褐色) 古土壌がのる。西縁の大原野、長岡京や東部の桃山付近に高度 50 ~ 100m で侵食の進んだ台地面が発達する。構



第2図 京都盆地の地形・地質編年 (植村 1999 年を修正)

成層は厚さ1～5mのクサリ礫を含む風化した砂礫層で、大阪層群のMa6以上の層準を軽微な不整合でおおっている。池田・植村<sup>9)</sup>は宇治市善法のH面構成層中に黄桃色の火山灰(厚さ30cm)を記載した。このテフラの重鉱物は消失していたが、ガラスの屈折率は1.500～1.504(新井房夫氏の測定)であり、特徴や層位から九州起源の加久藤テフラに対比される可能性がある。これはMIS9最盛期の約34万年前に降下している。この対比が正しいとすると、H面は約30万年前に離水したと考えられる。盆地北縁の鷹ヶ峰や宇多野付近では、山地に付着してH面が分布する。面の高度は80～150m程度で、開析が進んでいる。ここでは厚さ約20m以上の風化した黄褐色砂礫層から構成され、堆積段丘を形成している。大阪層群との不整合はみられず、その堆積面が段丘面を形成している。すなわち、南部の丘陵では約40万年前に大阪層群が離水し、その後侵食性のH面が形成された。一方、北部では大阪層群の離水は約30万年前で、その堆積面がH面として保存されている。

② M面(中位段丘)

最終間氷期の堆積物によって構成される段丘を中位面とする。約13万年前(MIS5e)の気候は温暖・湿潤で、海面も現在より5m程度高かった。海岸部では海面上昇が生じ、下末吉面(S面)とよばれる海成段丘が形成された。本地域ではこの時期に対比される段丘面の発達には貧弱である。大原野、賀茂川上流の市原付近、宇治市や八幡市の丘陵縁辺に小規模な河成面が見られるにすぎない。これらはM2面に相当し、約8万年前(MIS5a)に形成されたと推定される。本盆地では分布が極めて狭く断片的であることから、この期間は河川堆積物の供給が少なく、侵食または無堆積の環境が卓越したと推定される。

③ L面(低位段丘)

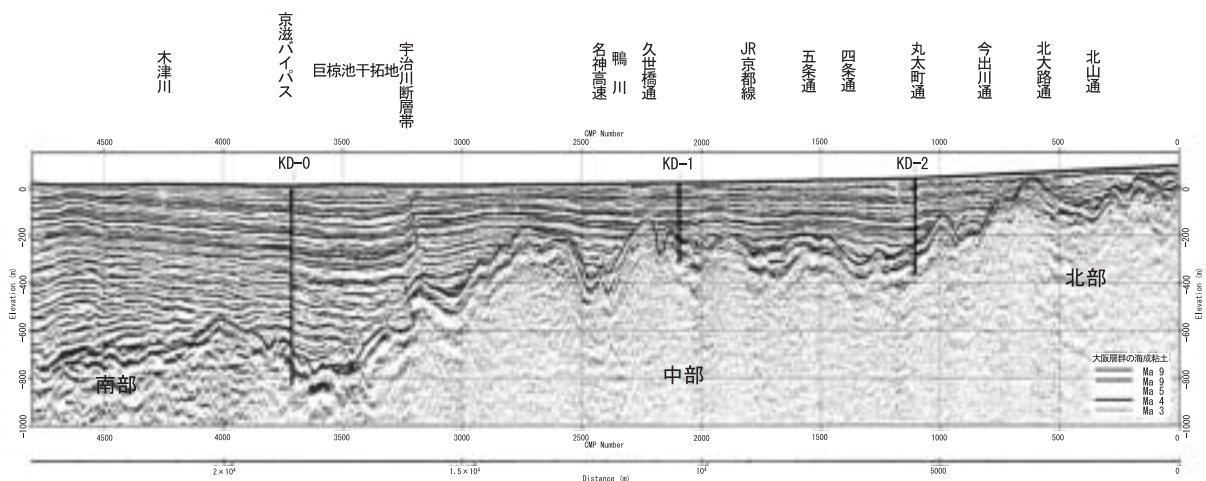
最終氷期後期(MIS2)に形成された段丘群で、河岸段丘状分布をなすものと隆起扇状地性の広い面を形成するものがある。AT火山灰層の堆積状況を基準として、構成層の表層部にAA(風送陸上堆積)型としてのせるL1面、堆積層中にAW(風送水中堆積)型として挟むL2面、

これを全く含まない L3 面とに区分される。L1 面はいくぶん開析の進んだ面で、黄灰色の砂礫層からなる。約 3 万年前頃に離水した面で、西京区松尾、山科区西野山などにみられる。L2 面は灰色の新鮮な砂礫層からなる最も広く分布する地形面である。約 2 万年前頃に離水したもので、堀川通以西の賀茂川扇状地および天神川や御室川の隆起扇状地がこれに対比される。また、京都、山科両盆地の周辺に発達している。L3 面はほとんど侵食を受けていない新鮮な地形面で、1 万年前またはそれ以降に形成されたと推定される。一方、左京区岩倉や岡崎平安神宮付近の地下には AT 火山灰をはさむ泥炭層が分布する<sup>10)</sup>。岡崎ではカバの立木やトウヒ、ニョウマツ、ツガ、モミなど亜高山帯の植生を示す花粉群集、AT 火山灰層準のインボルジョンなどが知られている<sup>11)</sup>。

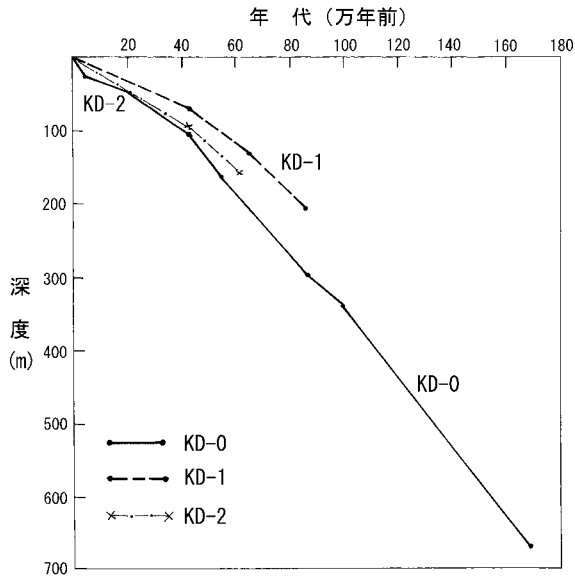
### III. 盆地地下の地質構造

次に、盆地下の深層構造を P 波反射法探査断面（第 3 図）を中心に検討してみよう。これは西賀茂橋から堀川通、新堀川通を南下し巨椋池干拓地を通過、久御山町市田付近まで南北約 20km の記録断面（垂直を水平の 8 倍に強調）である<sup>3)</sup>。また、中京区二条城町（第 1 図の KD-2 地点）で深度 350m、南区上鳥羽上鉾立町（第 1 図の KD-1 地点）で深度 300m、久御山町森（第 1 図の KD-0 地点）で深度 800m のボーリングが実施され、反射面の性質と年代が把握されている。それらの結果から、以下のような推論が可能である。

- 1) 地下に埋没した基盤地形は凹凸に富んだ複雑な地形を示す。峰と谷の起伏量は最大 200m に達し、壮年期的に侵食された山地地形が沈降し埋没していることを示す。
- 2) 宇治川流路の地下に大きな変位をもつ宇治川断層帯が存在する。この断層帯をはさんで南北で地質構造が異なり、断層帯の南側では基盤が急激に落ち込み地層の厚さも約 700m に達する。本断層による変位量は基盤上面で 200m 程度、Ma6 で約 100m 南側が低下し、変位が累積している。その平均変位速度は 0.1m/千年程度と推定される。単位変位量は 1.2 ~ 2m、最新活動時期は 3ka 以降であり、慶長地震（1596）で活動したかどうかは決定できない。
- 3) 宇治川断層帯以北では下鳥羽付近にゆるやかな背斜があり、基盤に対してオンラップする堆積構造をもつ。地層はゆるく北へ傾斜し、基盤上面も徐々に北へ浅化していく傾向を示す。名神高速道路以南では、地層の厚さは最大 400m に達するが、五条通から丸太町通付近間の堆積盆では地層の厚さは 300m 程度となる。なお、今出川通以北では基盤の深度が急に浅くなる。以上から、京都盆地は 180 万年頃から沈降した宇治川断層帯以南の南部、約 110 万年前から沈降した中部、そして今出川通以北の約 60 万年前頃から沈降を始めた北部と形成時期を異にする 3 つの構造盆地から構成されているとみなせる。約 180、110、60 万年前の各時期に既存盆地の北側に沈降域が新たに生じたことを意味する。



第 3 図 南北測線（堀川—久御山測線）の P 波反射法探査断面（垂直：水平 = 5 : 1）



第4図 京都盆地の3地点における深度-年代グラフ  
地点の位置は第1図に示す

- 4) 上述の3地点のボーリング柱状図から、堆積年代と深度との関係を示すグラフ(第4図)を作成した。これはほぼ平均沈降速度を反映するとみなせるから、3地点の平均沈降速度は0.4~0.2m/千年の範囲内にある。一方、Ma9粘土層(約43万年前)以前の平均沈降速度は各々0.45、0.32、0.32m/千年であるが、それ以降では0.23、0.15、0.2m/千年といずれも半分程度に速度が衰退している(圧密効果を考慮するとさらに低くなる)。本盆地内では、約40~50万年前以降に沈降速度が急減し、かつ砂礫質堆積物が増えて粗粒化が顕著になる点で注目される。後述するように、地表活断層にはこの頃から変位速度が増加するものや低地側に新しく派生するものが生じてくる。これらを考慮すると、その要因は後背山地の隆起を伴う広域の変動に支配されている可能性が高い。内山他<sup>12)</sup>は大阪平野でも40数万年前から盆地の沈降が沈静化したと述べており、琵琶湖では堅田断層の活動が活発化し、断層地溝としての現琵琶湖が形成され、琵琶湖粘土層が堆積する環境変動が生じている<sup>13)</sup>。これらの原因は今後解決すべき重要な課題である。

#### IV. 活断層の変位地形と地下構造

活断層の分布と諸性質について、地図による詳細位置、断層変位地形の特色と変位様式、変位量と平均変位速度について記載する。これらは空中写真および地形図の判

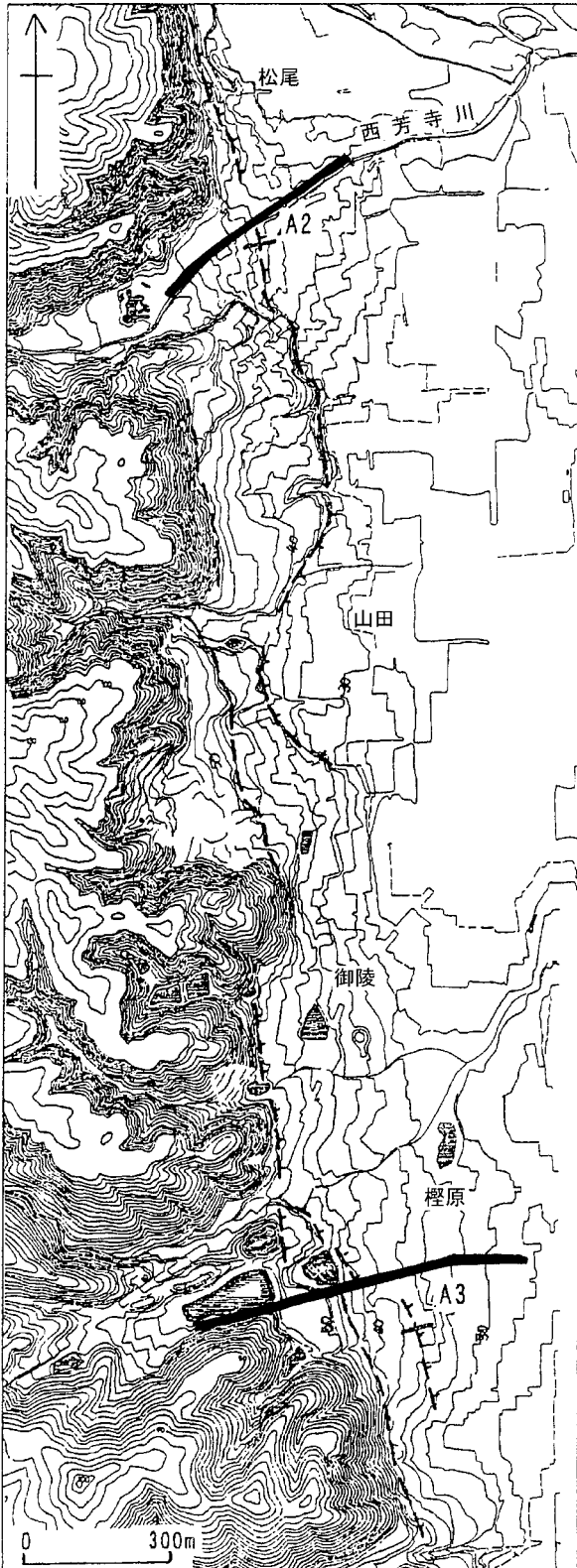
読、野外での変位地形の観察と地質調査によってえられた結果である。変位量については変位地形を横断する測量により得られた地形断面にもとづく値を採用する(第6図、第11図、第17図、第20図)。また、京都市や地質調査所によって実施されたP波反射法探査断面<sup>2,3)</sup>(以後P波断面と略称する)を判読し、地表の変位地形との対応を検討する。なお、松田他<sup>14)</sup>および地質調査所活断層研究グループ<sup>15)</sup>は、本地域の活断層について起震断層のグループ区分を提案している。この分類基準は、①約10km以上の長さをもち、②約5km以上の間隔をもって独立しており、③断層の諸性質が同じである、ことによってグループ化するものである。両者の区分はほぼ同じであるが、西山断層帯について不一致がみられる。以下では、松田他<sup>14)</sup>従って4起震断層帯に分けて記載する。なお、盆地南部を東西に走る宇治川断層帯は京都市地域活断層調査委員会<sup>16)</sup>により詳しく論じられおり割愛する。

##### 1. 京都西山断層帯

京都盆地西縁には比高300m程度の西山断層崖がそびえ、その麓に向日丘陵や大原野台地が発達する。それらの地形境界に沿って榎原断層、光明寺断層、金ヶ原断層などが走っている。これらは幅約3kmの断層帯をなし、北北西~北西走向で並走しており、全長約17kmの京都西山断層帯に一括される。しかし、地質調査所<sup>15)</sup>は榎原断層を西山起震断層世木林セグメントに、灰方、光明寺、金ヶ原の各断層を亀岡光明寺起震断層に区分している。両者の北延長は越畑-神吉断層および亀岡断層に連続しており、広義の三峠断層系の最南部に位置するといえよう。なお、北区の西賀茂断層は榎原断層から約6.5km東方にあるが、南北走向で西上がりを示し、延長が5kmと短いことからこれに含める。

###### (1) 榎原断層

北は右京区嵯峨鳥居本から西京区松尾へ、さらに南下して榎原から向日市寺戸付近までN10°~20°W走向で約9kmにわたって連続する。松尾以北では基盤山地と低地をわける比高150m程度の断層崖が発達し、丹波層群が大阪層群に25度程度の低角度で衝上する露頭が松室西で観察される。南部では向日丘陵と低地との間に比高約50m程度の急斜面が発達する。大阪層群は200m程度の幅で東への撓曲構造を示し、東端で断層に切られて盆地底にもぐりこんでいく。新期の変位地形は急崖の位置より100~200m東側に分布する場合が多い(第5図)。嵯峨付近では250m程度の間隔で2本の断層が並走し、鳥居本で



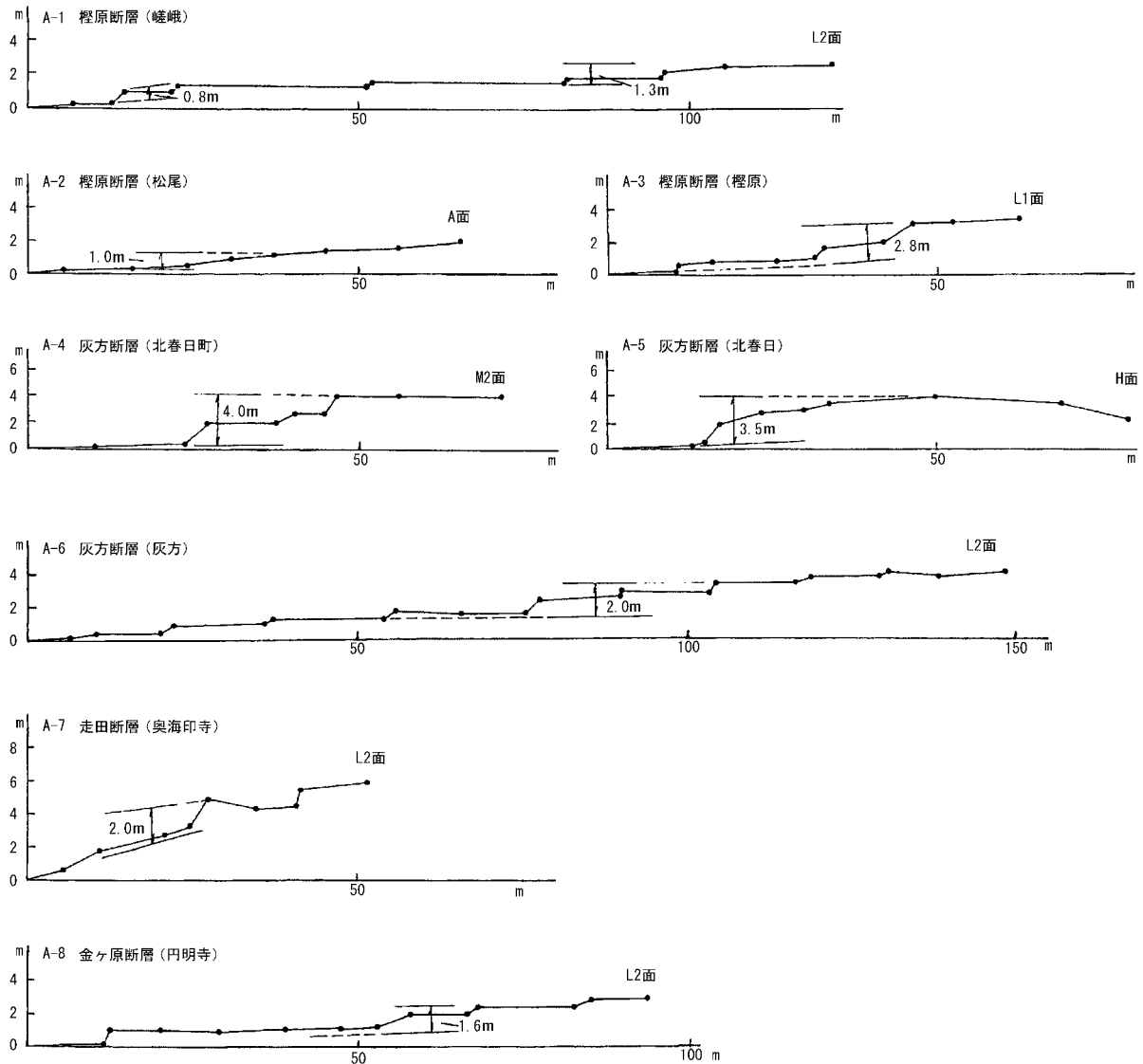
第5図 榎原断層の詳細位置とP波探査測線(太線)  
等高線は2m間隔

は、L2面に比高1.3mおよび0.8mの西上がり低断層崖が生じている(第6図A-1)。両者を合わせて縦ずれ変位の平均変位速度は0.1m/千年である。松尾から榎原まで

はL面の東縁に一致して分布することが多い。西芳寺川の扇状地面上には、比高約1.0mの撓曲変形が認められる(第6図A-2)。連続ボーリングによる断面では、扇状地構成層は亜角礫からなる厚さ7~8mの砂礫層で、約4000年前以降中世までの堆積物である。砂礫層の基底面は断層下盤で約1.5m低下しており、平均変位速度は0.37m/千年となる。ここから南方では、L1面東端の崖に沿って断層が推定されるが、変位地形は明瞭でない。榎原内垣外町付近では、丘陵端より約170m低地側に撓曲崖が生じており、L2面を約2.8m変位させている(第6図A-3)。南端付近の向日市寺戸では、H面礫層が約30m東落ちに撓曲変位しているのが確認される。両面での平均変位速度は約0.1m/千年である。一方、ボーリング資料による基盤高度の縦ずれ変位量を推定すると、嵐山では約300m、御陵では下盤で基盤深度が243mに確認され、P波断面と合わせると縦ずれ総変位量は約350m程度になる。向日市物集女では、大阪層群のMa7層準(約55万年前)が東側へ約130m低下している<sup>4)</sup>。大阪層群の堆積開始以降、本断層の約110万年間の平均変位速度は約0.2~0.3m/千年程度である。榎原と松尾で本断層を横断したP波断面(第7図)が得られた。榎原では基盤上面が東へ約220m落ち込んでおり、大阪層群は幅幅約100mにわたる撓曲帯をなしている。活断層は撓曲東端に表れている。地表での大阪層群の急傾斜部は50~100の間にあるが、P波では明瞭ではない。この急傾斜部の西側にはMa7層準までの大阪層群が確認され、下盤の厚さの約半分にすぎないことから、大阪層群堆積時から東落ちの断層運動を行ってきている。一方、松尾では基盤の変位は不明瞭ながら、400~500の間に40度程度東傾斜する撓曲がみられる。活断層は撓曲のほぼ中部に表れており、推定断層の延長に一致する。

#### (2) 灰方断層

本断層は全長約5.5kmで、大枝町杵掛付近から南北走向で東に凸のトレースをもち大原野台地を縦断する。亀岡断層南端(老ノ坂断層)と光明寺断層とを結ぶように生じており、南春日町へ至るものと、灰方町から長法寺に続くものがある。南端で両者は約600mの間隔をもつ(第8図)。灰方断層は西上がりで、そのトレースから低角度の逆断層を推定させる。大原野台地では、西上がりの縦ずれ変位がH面で約6m、M2面で4.2m、L2面で2.0mであり、変位の累積性が明瞭である(第6図A-4、第6図)。平均変位速度は0.02→0.05→0.1m/千年



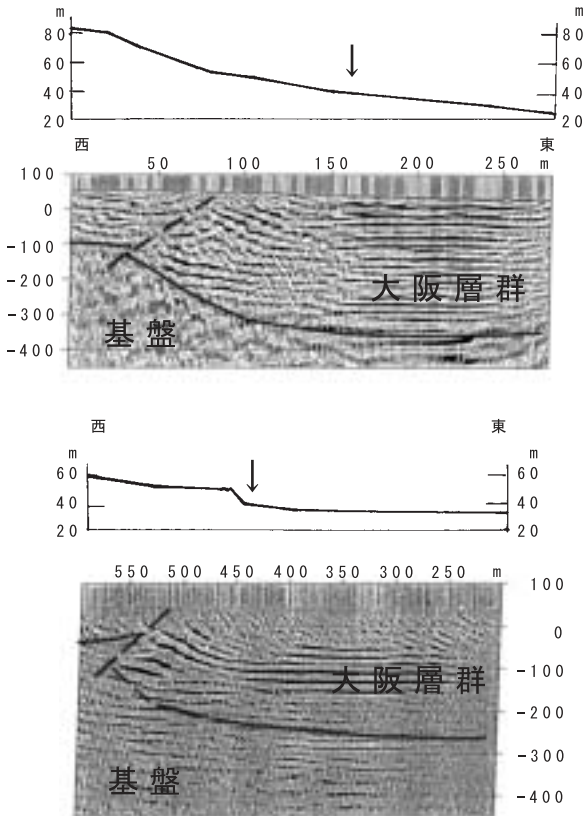
第6図 西山断層帯における変位地形と変位量（実測線の位置は第5、8、10図に示す）

と30万年前以降加速化している可能性がある。北春日町東では、H面を切る東上りの逆向き断層崖が約400m続き、下盤側はM面によって埋められている（第6図A-5）。東側の隆起量は3.5mをやや上回ると考えられる。P波断面は大原野台地南縁を東西に約1300mの測線長をもつ（第9図）。2本の断層とも地下の大坂層群の変形帯に位置し、その東端付近に出現している。東側のものは基盤上面に約90mの西上り変位がある。下盤で大坂層群の厚さが増大しており、堆積時から活動していたと推定される。西側のものは基盤に約50mの西側隆起を生じており、地表での大坂層群の急傾斜帯の東端付近に一致する。両断層とも変形帯の東端付近で変位地形が生じている。基盤上面の変位量は合わせて約140m、1.1Ma以

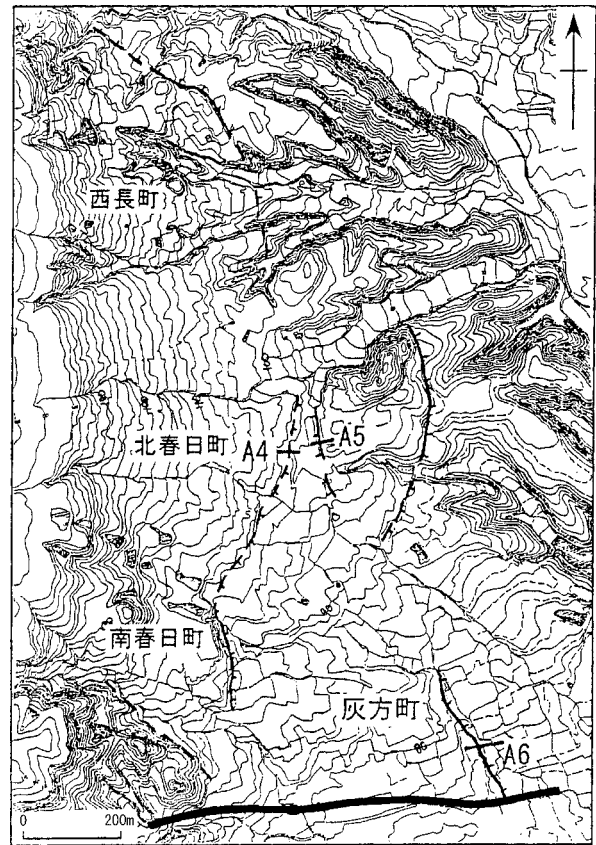
降の平均変位速度は0.13m/千年程度である。

### (3) 光明寺断層

本断層は大原野南春日町から長岡京市久貝付近まで北西走向で約3km連続する。西上りおよび左横ずれ成分をもつ逆断層である。北部では野山山塊と丘陵との境界にそって比高100m程度の断層崖が発達し、南部では丘陵と低地との間に比高30m以下の低崖をなして走る。そのトレースは直線的である。大原野長峰町では急傾斜した大坂層群を不整合でおおう高位段丘層が激しく変形し断層で切られている<sup>4)</sup>。丘陵の開析谷には3本の左ずれオフセット（屈曲）がみられ、累積量は西から順に50m、150m、100mである。丘陵は0.4Ma頃から隆起したと考えられ、横ずれ変位速度は0.25m/千年となる。しか



第7図 梶原断層のP波反射法探査断面と地形（矢印は活断層の位置）  
上：梶原測線、下：松尾測線



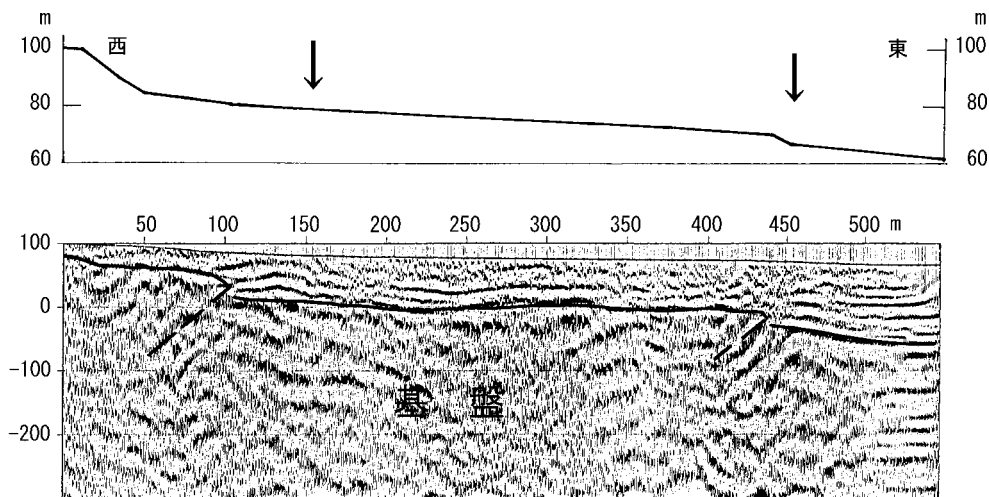
第8図 灰方断層の詳細位置とP波探査測線（太線）  
等高線は2m間隔

し、横ずれ地形は新鮮でなく、最近に活動的とは考えにくい。光明寺では、ボーリング資料から基盤上面の変位量は約210m、1.1Ma間の平均変位速度は0.2m/千年程度と求められる。光明寺以南では、丘陵とH面およびL面との境界をなすが、変位地形は明瞭でない。長岡天満

宮では、H面とL1面との境界に比高15～30mの急斜面がみられ、30万年間で平均変位速度は0.05～0.1m/千年程度の変位速度と推定される。

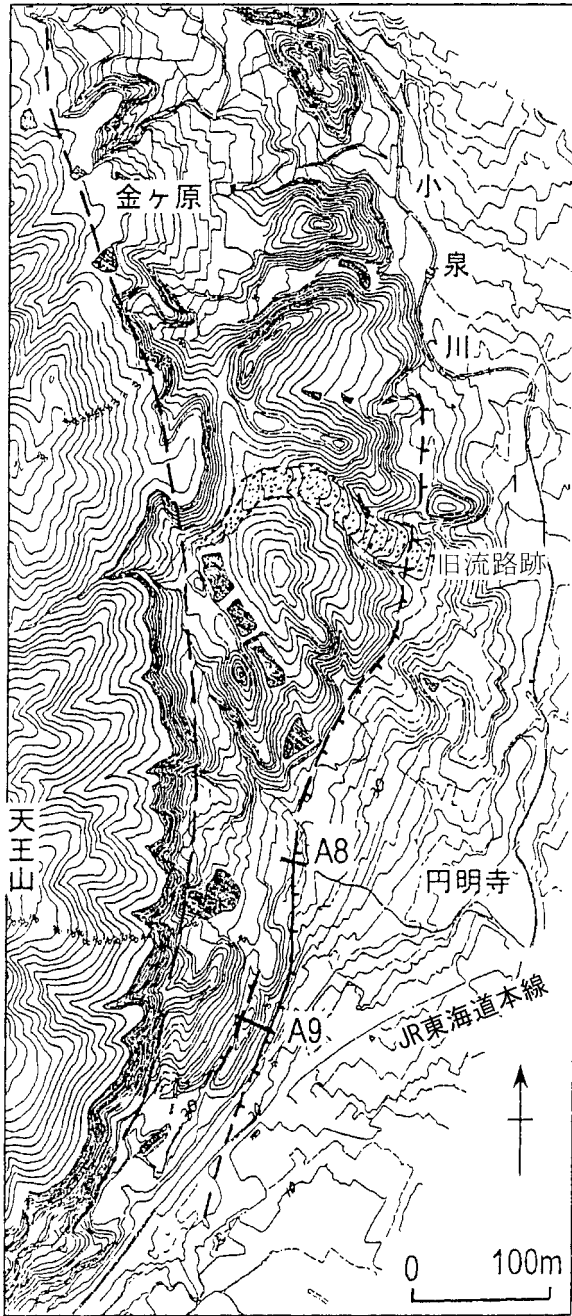
(4) 走田断層

長岡京市長法寺から奥海印寺へ北東走向で長さ約1km



第9図 灰方断層のP波反射法探査断面と地形（矢印は活断層の位置）





第10図 金ヶ原断層の詳細位置  
等高線は2m間隔

の北側隆起の短い断層である。本断層は光明寺断層と金ヶ原断層とを結ぶように分布する。走田神社では、H面段丘層が大阪層群とともに南へ急傾斜しており、H面が南側へ約50m低下している<sup>4)</sup>。奥海印寺では、L2面が比高約2mの北上がり低断層崖によって切られている(第6図A-7)。平均変位速度は30万年間で0.17m/千年、2万年間では0.1m/千年でB級下位の活動度を示す。2002年9月、走田神社北西側での文化財調査中、南東へ約40度傾斜するMa2海成粘土が基盤にアットする位置から

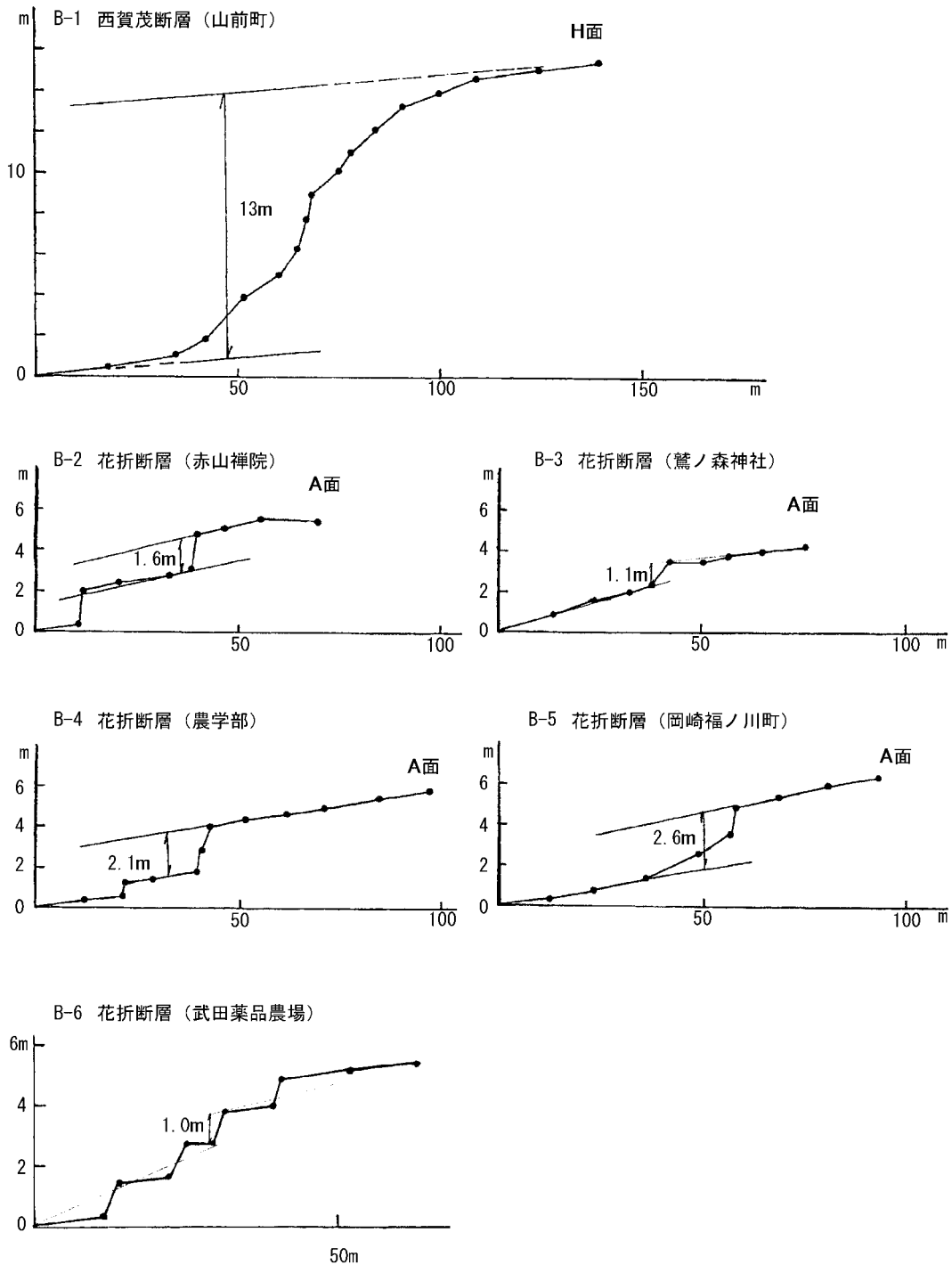
マガキ礁が発見された。高度88m付近に約95万年前の旧汀線が観察されたことは注目される<sup>17)</sup>。

#### (5) 金ヶ原断層

長岡京市奥海印寺から大山崎町へ北西走向で約4km連続し、天王山東側の比高約200mの断層崖を形成する。西側隆起の逆断層で、山地境界に沿って大阪層群が直立から逆転にいたる変形を受けている。断層面は西傾斜で80～90度を示す。小倉神社において、L1面相当の放棄された旧流路が約50m左ずれ配置しているが、断層運動の結果かどうかは断定できない。断層線の東側約100～300mに凸のトレースをもつ変位地形が見られる(第10図)。円明寺では、L2面を切る比高1.6mの北上がり低断層崖がある(第6図A-8)。その南方ではH面がテクトニックバルジ状の小丘に変形しており、H面の変位量は約14.5mである。過去30万年間では0.05m/千年、2万年間では0.08/千年程度となる。ボーリング資料によると、断層下盤側での基盤高度は海拔下約80m付近にそろい、縦ずれ変位量は最大350m程度と推定される。約110万年間の平均変位速度は0.32m/千年程度となり、段丘期に変位速度が衰えている。

#### (6) 西賀茂断層系

本断層は盆地北西縁の山地との境界に位置し、南北走向で西側隆起の性質をもつ。賀茂川の谷口の山幸橋西方にH面を変位させる南北性のリニアメントがあり、西賀茂鎮守菴町付近から船岡山北縁までは西側隆起の崖が約5km連続している。また、西野山から北東走向の西野山撓曲が分岐し、約0.6km連続していく。本断層は上盤側のH面と下盤側のL面や完新世の扇状地を境するが、L面以下に変位地形は生じていない<sup>4)</sup>。北部の西賀茂地区ではH面の末端が膨らみをもつ撓曲崖となり、山ノ前町では比高13mに達する(第11図B-1)。南部の旭丘中学では、崖の比高は約5m程度に減少する。また、西野山撓曲によるH面の変位は北上がり約4mである。過去30万年間の平均変位速度は北部で0.04m/千年、南部で0.02m/千年、西野山撓曲で0.01m/千年とC級である。鷹ヶ峰台地は高度100m～160m、厚さ30～40mの風化した砂礫層からなるH面である。その堆積面は約4%の勾配で南東へ傾動隆起を受けており、その変位量は約40mになる(第12図)。本断層全体では0.1m/千年程度の変位速度をもつ。なお、西野山撓曲が紙屋川の河谷を横断する部分において、L面群が著しく小段に分化し、その上流側では穿入流路の蛇行曲率が増加している。隆起量



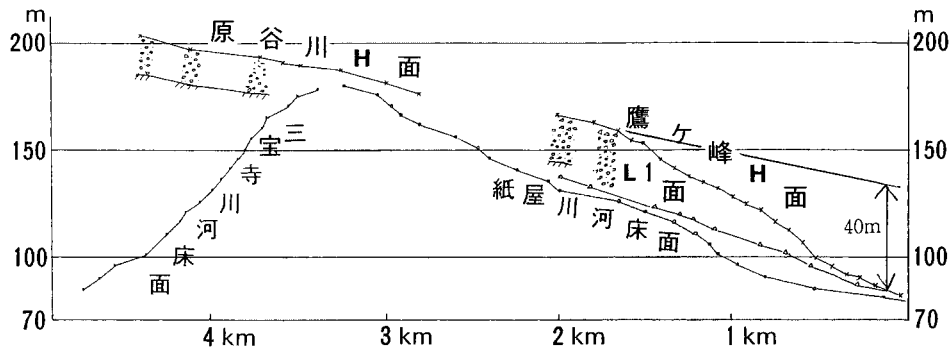
第11図 西賀茂断層および花折断層の変位地形と変位量（実測線の位置は第13、14図に示す）

は不明だが、撓曲運動がL面期以降にも継続していることを示す<sup>4)</sup>。

## 2. 花折断層帯

京都市周辺で最も著名な本断層は、丹波高地と比良山地との間の直線的な北北東走向の断層谷を形成する。本断層系の北端は滋賀県今津町水坂峠付近で、安曇川の谷にそって南下し大津市の花折峠を通過、京都市大原、八

瀬を経て岡崎まで全長約50kmに達する。京都盆地では、左京区修学院から北白川、京都大学北部構内を通過、吉田山西縁を限って岡崎付近に至る。しかし、大津市途中付近の屈曲部を境に北部と南部に区分される。トレンチ調査により南北両側で別々に活動したことが判明した。南部の長さは約20kmである。また、吉田山・岡崎付近から左ステップし、東山山地の西縁を桃山まで約10km

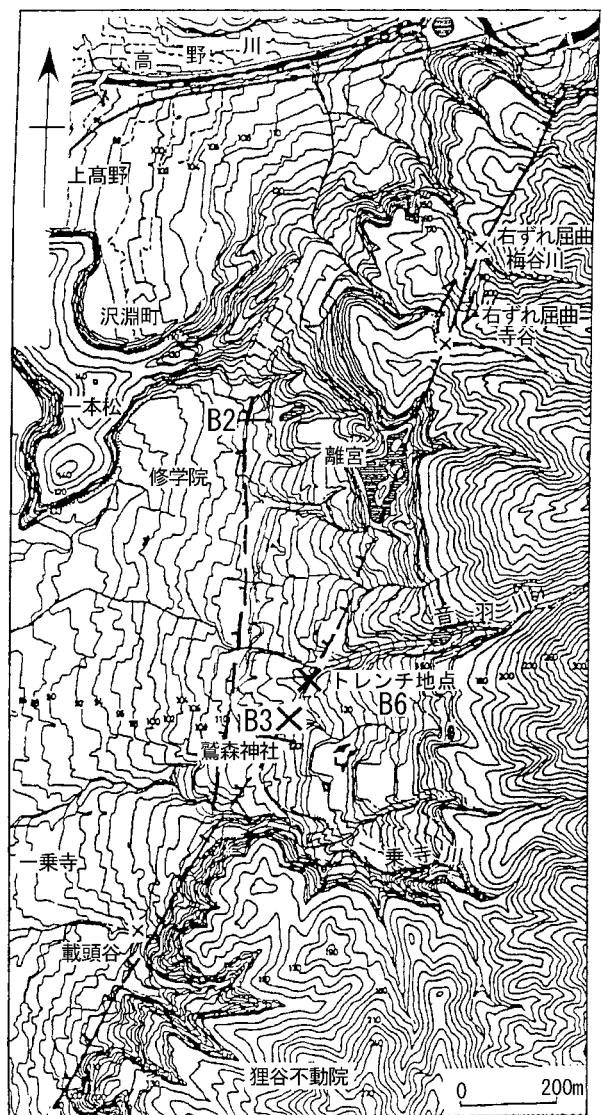


第12図 鷹ヶ峰台地面の投影断面と西賀茂断層による変位

連続する桃山断層帯に連なる。本断層による地震発生の被害想定<sup>18)</sup>によると、マグニチュード7.5、木造家屋の全半壊は約15万棟、避難者数は29万人に達するとされ、最も注意を要する活断層といえる。

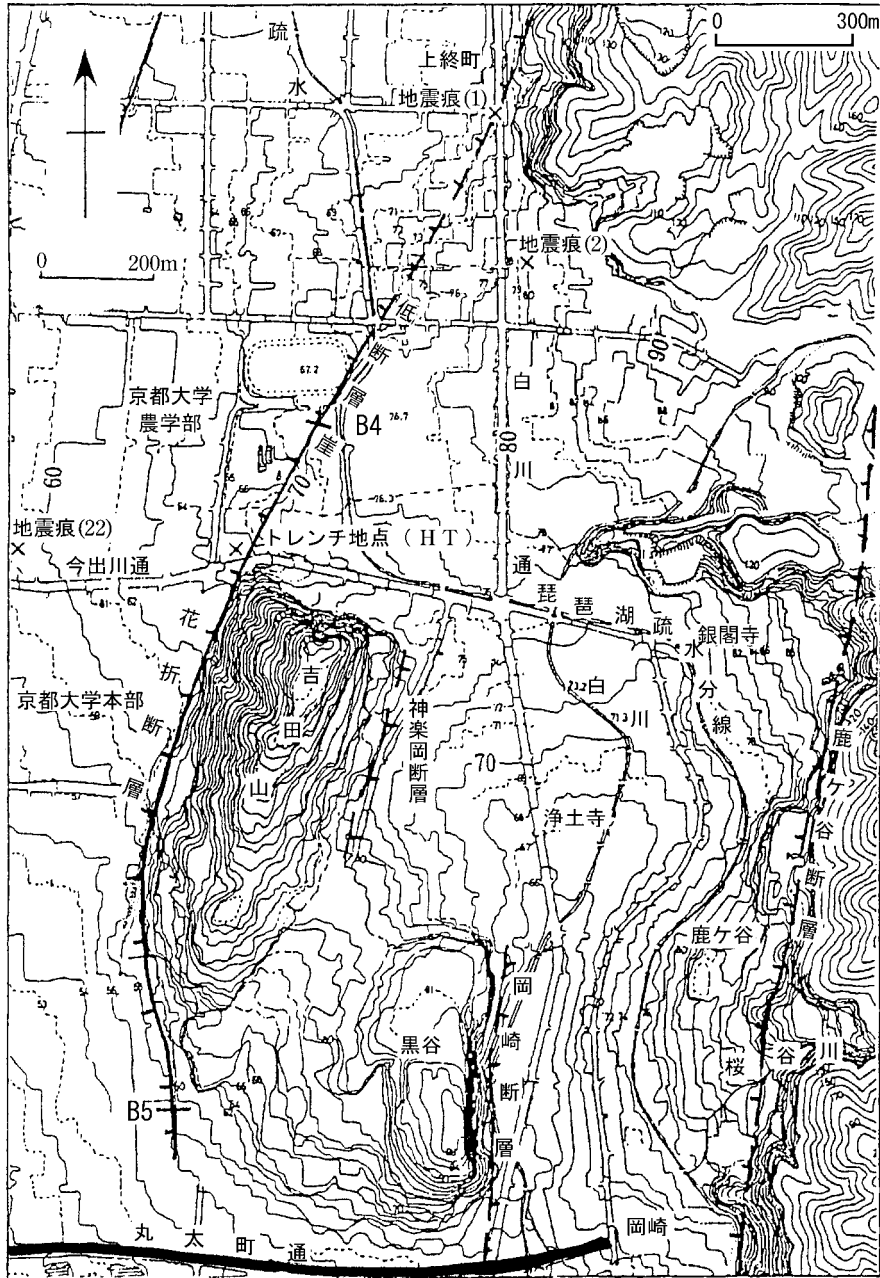
(1) 花折断層系南部

新期の変位地形は大原以南に見られる。吉岡<sup>1)</sup>によると小出石では西流する小谷に連続的な右ずれオフセットが生じており、累積量は10～120mに達する。三千院ではL2面を切る比高約8mの低断層崖が発達している。修学院北方の梅谷川と寺谷川には屈曲がみられ、右ずれ量は約40m、80mに達する(第13図)。音羽川の扇状地(L2面相当)を切る2本の分岐した断層となり、断層崖の比高は東側の武田薬品農場で1.1m、西側では赤山禅院の1.6m、鷲森神社では1.2mである(第11図B-2、3、6)。一乗寺小谷町付近には右ずれで上流を奪われた載頭谷がみられ、約100mの水平変位を生じている。京都大学農学部の試験農場や植物園には白川の旧扇状地面(L2面相当)を切って比高約2.1mの低断層崖が700mほど連続する(第11図B-4)。今出川からは吉田山の西縁に沿って白河養護学校を経て岡崎福ノ川町付近まで急崖が連続する。福ノ川町ではL2面の扇状地に比高2.6mの低断層崖が生じている(第11図B-5)。南端の丸太町通では、ボーリングにより断層をはさんでAT火山灰が東上がりに約5mの変位を受けている<sup>18)</sup>。吉田山(高度120m)は南北0.8km東西0.3kmの周囲より約40～60m突出した孤立丘である(第14図)。その西縁を花折断層により、東縁は神楽岡断層によって限られ、横ずれ運動に伴うフラワー構造を形成していると考えられる。丘は厚さ30m以上の風化した大阪層群上部の礫層から構成され、南へ傾動しているが平坦面はほとんど残っていない。今出川通以北では白川によって削り去られた可能性が高



第13図 花折断層の詳細位置  
等高線は2m間隔

い。丘の形成開始は大阪層群の粗粒化と山地の隆起が顕著になる約60万年前以降と推定され、縦ずれ変位量は東上がりに80m以上と推定される。丸太町通に沿うP波断



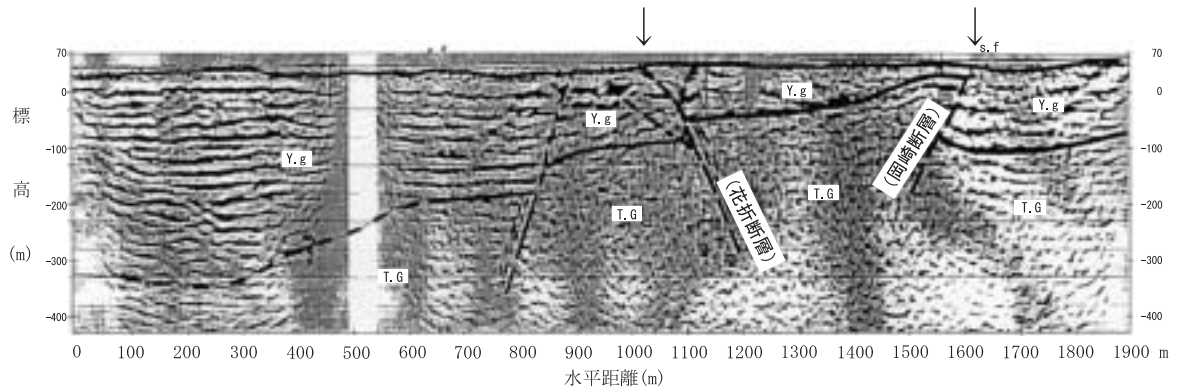
第14図 花折断層南端付近の詳細位置とP波探査測線（太線）  
等高線は2m間隔

面<sup>19)</sup>（第15図）によると、南端付近では数本に分岐している。主断層による基盤上面の縦ずれ変位量はおよそ180m程度と推定される。本断層の縦ずれ平均変位速度は約2万年間で0.1～0.2m/千年、40万年間では0.45m/千年程度とB級である。横ずれはA級の活動度をもつと推定されている<sup>1)</sup>。本断層の右ずれ累積量は最大120m程度であり、殿田断層の左ずれ量（約200m）に対して半分程度であることは注目される。修学院月ノ輪町の武田薬品試験農場でのトレンチでは、縄文後期の地層を東上りに約50cm変位させる断層活動が、今出川通のト

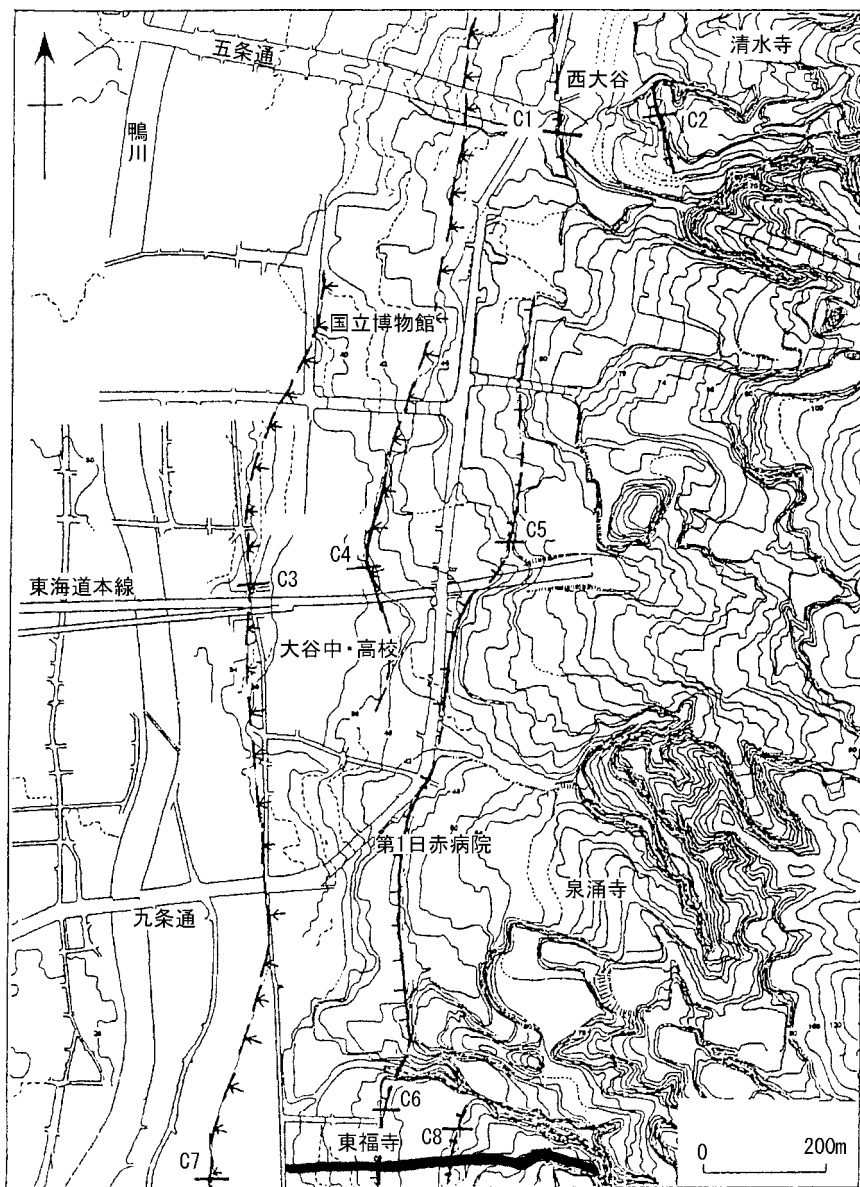
レンチ調査でも、縄文後期の腐植土を切る断層が観察された<sup>19)</sup>。石田<sup>20)</sup>は北白川上終町の白川通で縄文晩期の地層を切り古墳後期の地層に覆われる断層運動を報告している。白河廃寺跡から8世紀初頭を上限とする、理学部構内では弥生前期を下限とする噴砂が発見されている。これらは本断層の最新活動が弥生時代中後期に発生したことを示唆する。

#### (2) 神楽岡断層

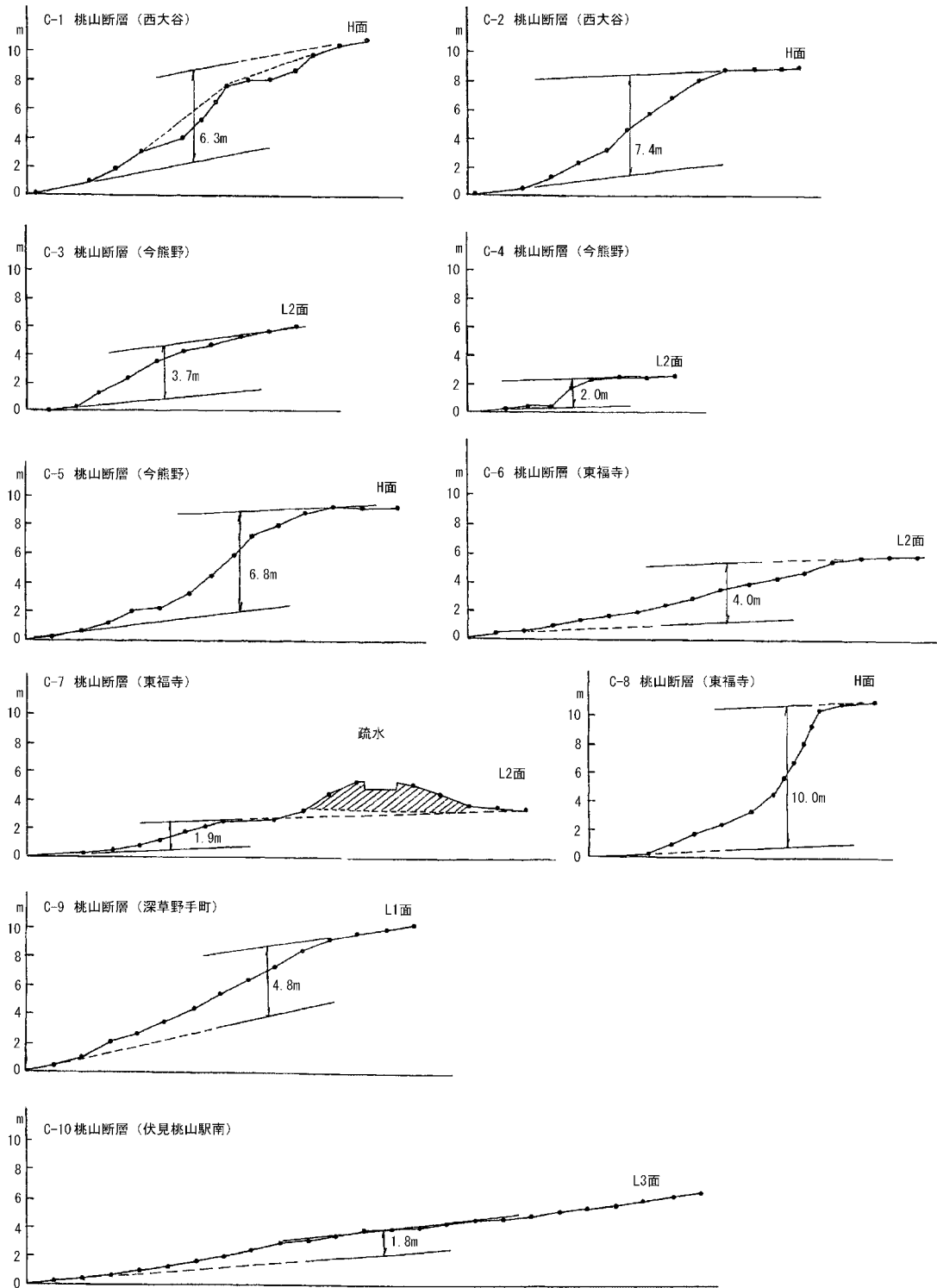
吉田山東縁を限る長さ約700mの断層で、花折断層と同走向をもつ。比高約40mの東落ちの急崖を形成してい



第15図 花折断層南端付近のP波反射法探査断面（吉岡他 1997、矢印は活断層の位置）



第16図 桃山断層北部の詳細位置とP波探査測線（太線）  
等高線は2m間隔



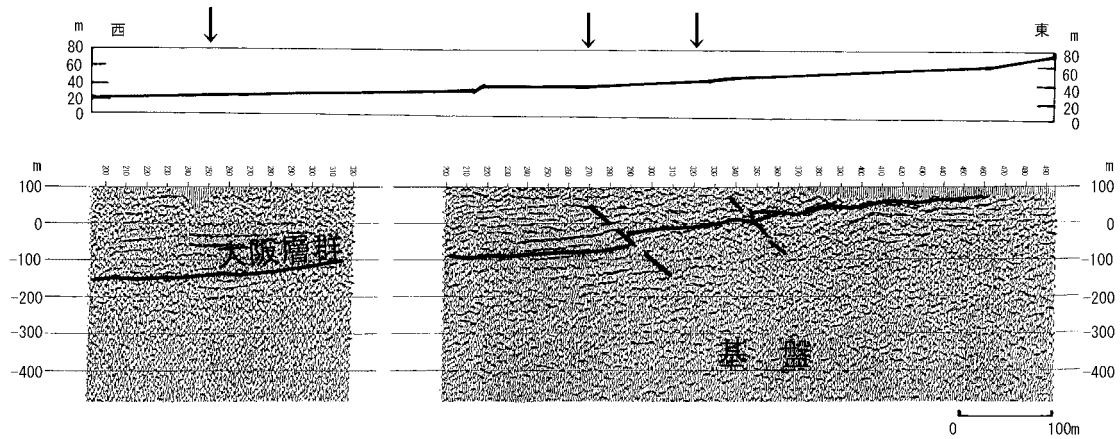
第 17 図 桃山断層系の変位地形と変位量 (実測線の位置は第 16 図に示す)

る (第 14 図)。西傾斜の断層面をもち、花折断層から分岐したものと推定される。活動の詳細については資料が得られていない。

### (3) 岡崎断層

黒谷の丘 (高度度 98m) の東縁を限る南北走向の断層

で、延長は 500m 程度である。この丘は南北約 600m、東西約 300m の規模をもつ (第 14 図)。南東部には丹波層群が現れており、厚さ 30m 程度の大坂層群の砂礫層がこれをおおっている。本断層をはさんで、低地地下の AT 火山灰の高度に西上がり約 5m の変位が生じている。ま



第18図 東福寺地区P波反射法探査断面と地形（矢印は活断層の位置）

た、P波反射法探査とボーリングにより、基盤上面に約80mの西側隆起が推定されている<sup>19)</sup>。横ずれについては不明である。縦ずれは0.2m/千年の平均変位速度をもつ。黒谷の丘は花折断層末端に形成された横ずれ活動と密接に関係した変動性のバルジ丘と考えられ、吉田山と同じく約60万年前以降に形成された可能性が高い。

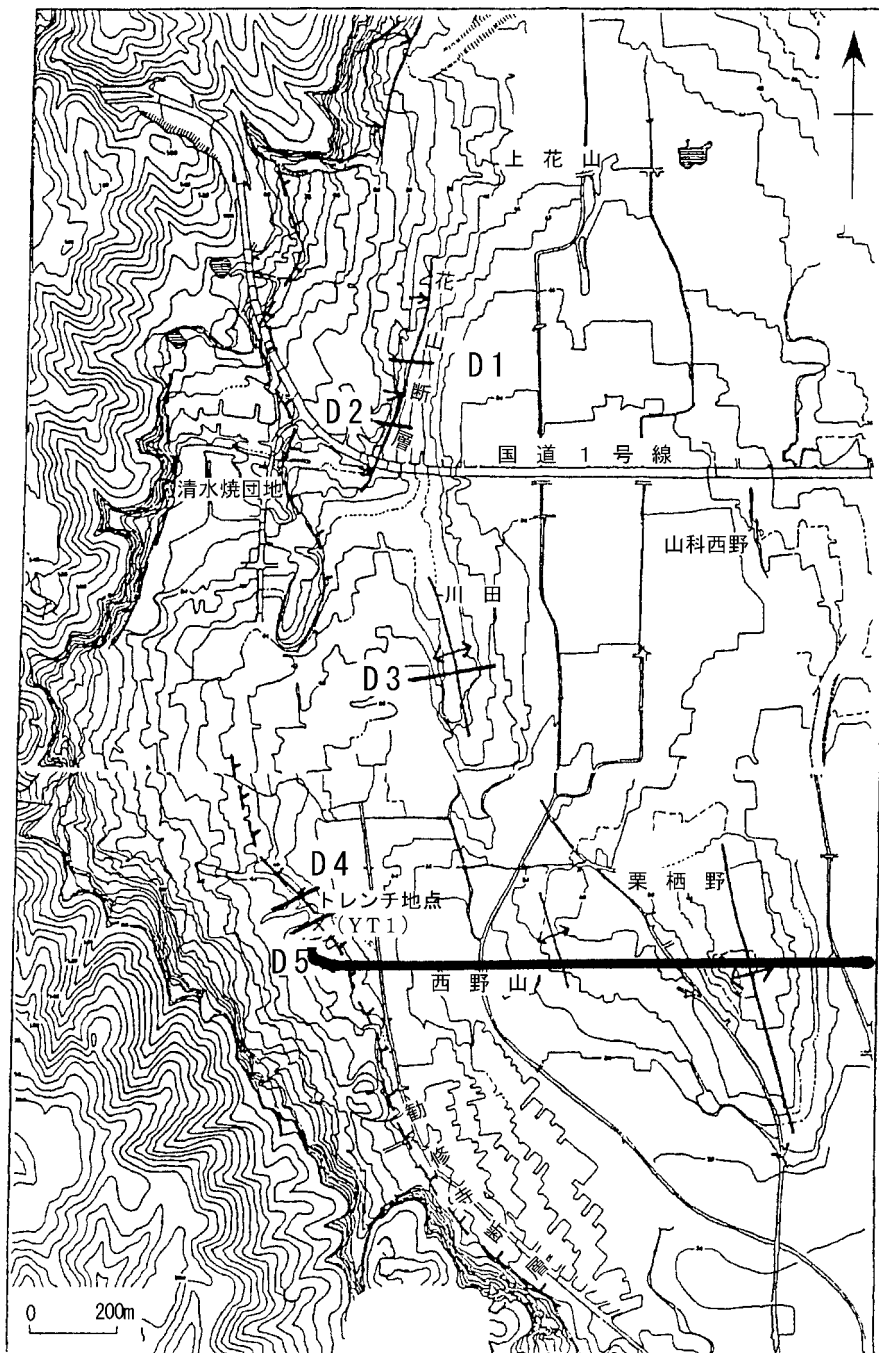
#### (4) 鹿ヶ谷断層

本断層は花折断層の東約1.2km、岡崎断層の東約500mにあり、南北走向で約3.5km並走する。岡崎断層との間に浄土寺の地溝状凹地が形成されており、袋状の低湿地をなす。大文字山塊の西縁を限り、北は銀閣寺から法然院、永観堂、南禅寺など有名寺院の直下を通過する(第14図)。その南端は蹴上の峠北側の鞍部から西に凸の湾曲を示しつつ、日ノ岡へ至る可能性が高い。変位地形は桜谷川の扇状地面にみられ、比高約5mの東側隆起の撓曲崖が生じている。扇状地面は1.8万年前頃に離水したとされ、縦ずれ平均変位速度は0.27m/千年である<sup>19)</sup>。P波断面による基盤高度の変位量は約180mに達し<sup>19)</sup>、東側山地の断層崖の比高を加えた縦ずれの総変位量は380m程度、平均変位速度は0.34m/千年と推定される。

#### (5) 桃山断層系

東山山麓を蹴上から南下し、清水寺、東福寺を通過し、桃山丘陵南端まで約10kmの間、南北走向で連続する断層群を一括する。ここでは雁行、並走する多数の断層が幅0.5～1kmの断層帯を形成する(第16図)。新期の変位地形は段丘面と低地との地形境界付近に発達することが多く、東側隆起を示す撓曲変形が卓越する。横ずれは認められない。住宅の密集する市街地内を通過するため人工改変が著しく、正確な変位量を求めるのが困難な場

合が多い。栗田口から八坂神社をへて、清水から東福寺までの間では2～3列の並走する断層群を形成する。西大谷墓地付近ではH面に西側で6.3m、東側で7.5mの2本の低断層崖が生じている(第17図C-1、2)。東山区今熊野JR線路付近では、並走する3本の断層によりL2面に西から東へ各々3.7m、2.0mの変位を、H面に6.8mの東上がりの変位を生じている(第17図C-3、4、5)。また、同区本町東福寺付近では3本の断層が走り、各々L2面に1.9m、4.0m、H面に10.0mの変位が生じている(第17図C-6、7、8)。ボーリングにより、L2面構成層中にAT火山灰をはさむことが確認された。これらの断層運動の平均変位速度は、2万年間で約0.3m/千年、30万年間では0.02～0.05m/千年を示す。東福寺付近でのP波断面(第18図)は精度が良くないが、基盤上面が西へ幅500mにわたってゆるく傾斜し約100m低下しているのがわかる。東側の活断層は幅約200mの大阪層群の撓曲中であってH面に10mの変位を与えている。西側の活断層は地下構造に変形の徴候がみられず、最近に活動が始まった可能性が高い。一方、稲荷神社以南では、丘陵の西縁部に撓曲変形が卓越する。そのトレースは名神高速道路付近を中心に東へ凸の湾曲を示し、大阪層群の向斜構造に対応したものといえる。深草付近の撓曲により、L1面で4.8mの変位量が生じている(第17図C-9)。また、藤森東部ではH面が西へ撓曲により約5%の勾配で急傾斜しており、変位量は25m程度とみられる。その西側に、伏見市街地の中をL2面と沖積面との境界をなす撓曲変形が約3kmにわたり連続する。大手筋の南では、L2面が約1.8mの変位を受けている(第17図C-10)。一方、観月橋の宇治川堤防で本断層を横断する反射



第19図 花山断層および勸修寺断層の詳細位置とP波探査測線（太線）  
等高線は2m間隔

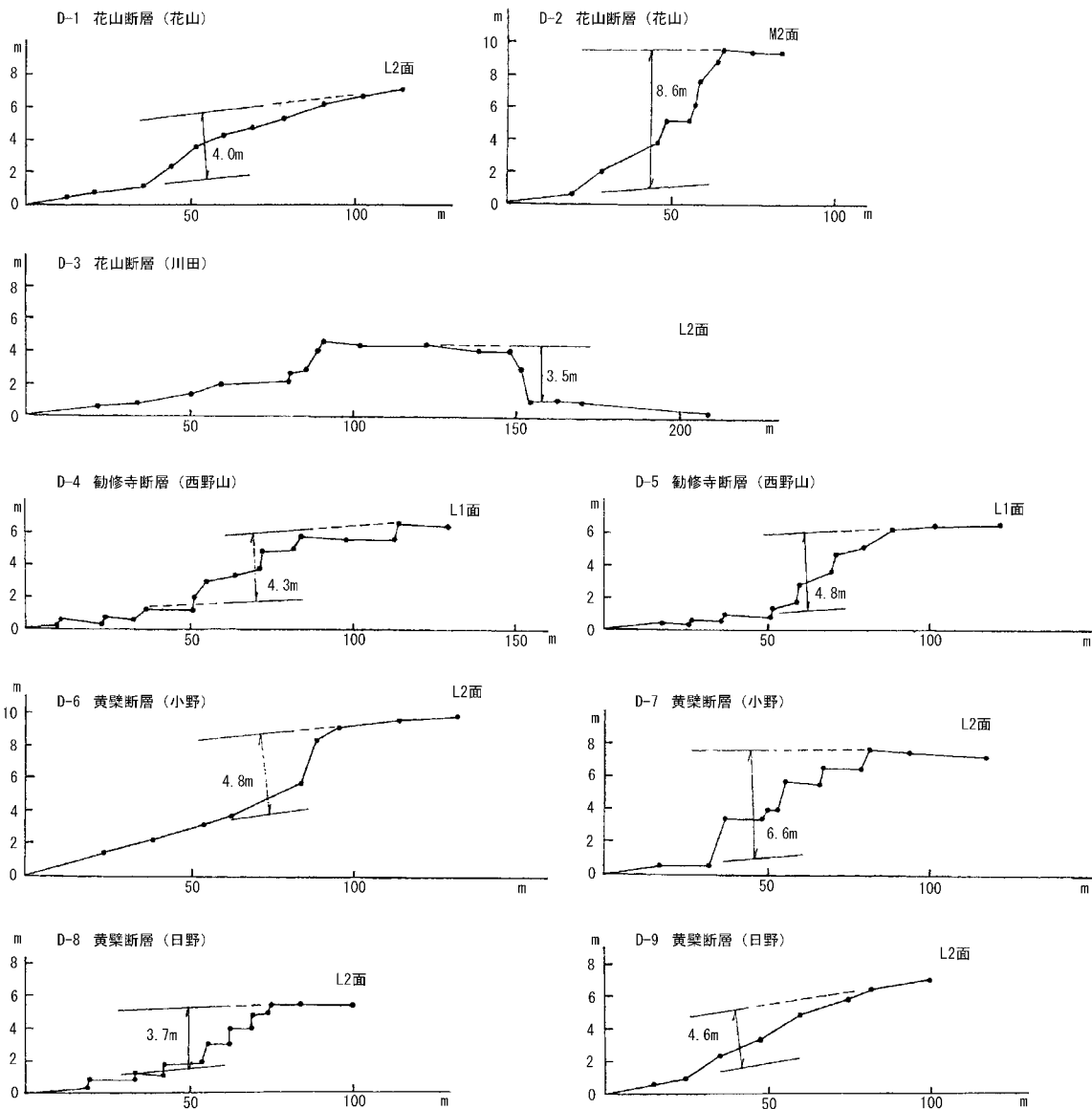
法探査が行われ、断層による基盤上面の変位量は約 200 mの東側隆起と推定された<sup>21)</sup>。2万年間の平均変位速度は 0.09m/千年、30 万年間では 0.08m/千年、1.1Ma では 0.2m/千年程度である。伏見区桃山毛利長門町の府総合教育センター付近では、文化財調査時に伏見城遺物包含層下部を 25cm 東上りに変位させる N76°W、60°S の逆断層が発見された。断層は伏見城遺物包含層の上部層に覆われていた。これは 1596 年地震時に、本断層が付随的

に活動して変位を生じたことを示す。

### 3. 宇治断層帯

本断層帯は南北走向で山科盆地の東西両縁を限るもので、中山付近で収斂し醍醐山地の西縁を宇治市付近まで連続しており、延長は約 11km に達する。山科盆地は南北 4.5km、東西 2～3km の変動性の盆地で、勸修寺と中山の狭隘部で砂時計状に狭くなる。盆地の東西両縁を限る断層はそれぞれ山科盆地西縁および山科盆地東縁断





第20図 宇治断層帯の変位地形と変位量 (実測線の位置は第19、21、23図に示す)

層系とよばれる。山科盆地の南方は、幅約1kmの醍醐低地となって六地藏から宇治川の低地へ続いていく。醍醐山地は高度400～500mに定高性をもつ地塁山地で、西縁に比高200～300mに達する断層崖が発達する。東山山地は南北8.5kmの地塁山地をなすが、北北西-南南東走向のリニアメントにより小地塊化している。

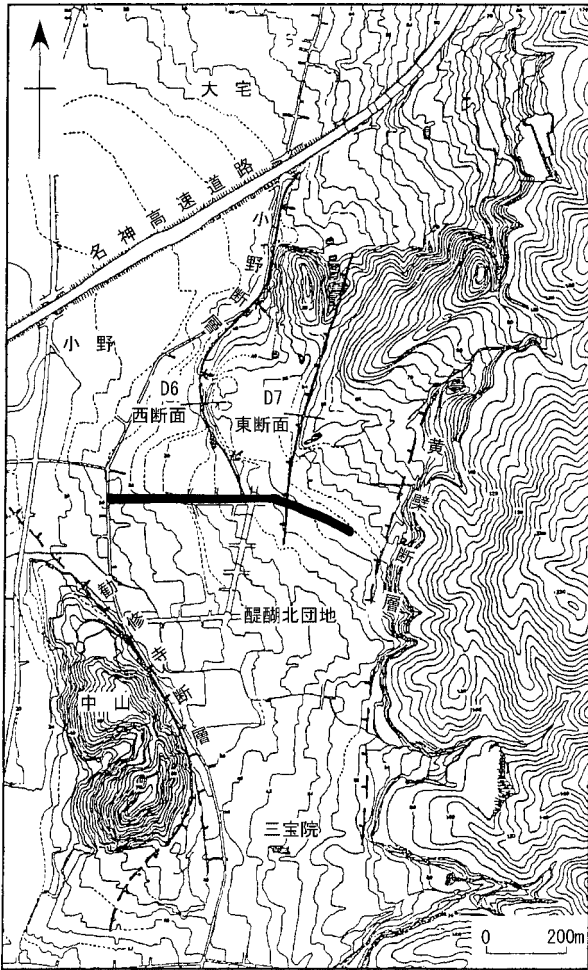
(1) 花山断層

本断層は山科盆地西縁を南北走向で約4km連続する。西側隆起を示す変位地形が明瞭で、日ノ岡から南へ花山をへて川田から栗栖野の台地付近へ続く(第19図)。花山ではM2面に比高8m、L2面に3mの低断層崖が(第

20図D-1、2)、川田ではL2面の東縁に比高3.5mの低崖が形成されており、変位量はこれを上回ると推定される(第20図D-3)。過去8万年間の平均変位速度は0.1m/千年、2万年間で0.17m/千年である。また、栗栖野付近には活褶曲によって隆起したL2面(?)が左雁行状に配列し、左ずれ剪断の影響を示す。

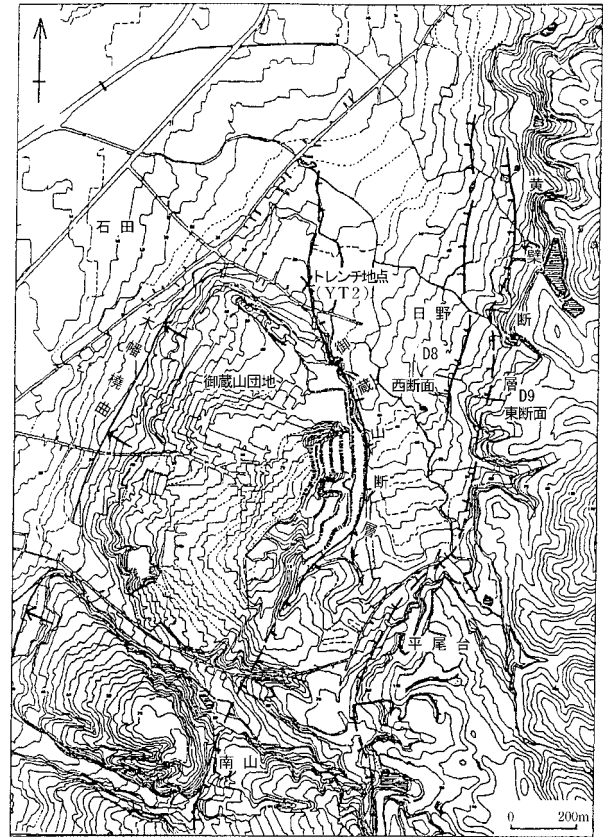
(2) 勧修寺断層

本断層は花山断層の南に右ステップ状雁行して続くもので、約5kmの長さをもつ。山地との境界より東側約200mの段丘と沖積低地との境界に分布する。川田から西野山まで北北西走向、それ以南では北西走向となる(第



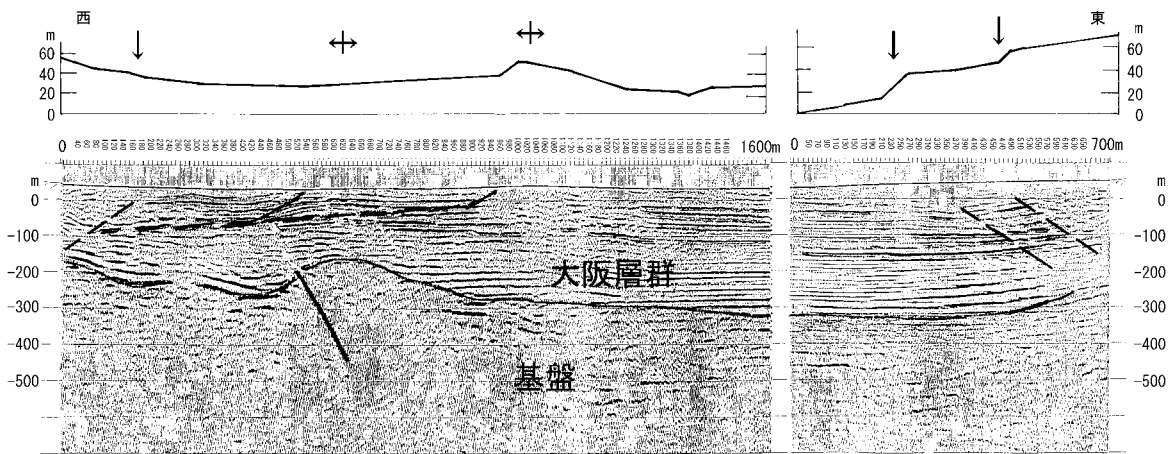
第21図 勸修寺断層および小野断層の詳細位置とP波探査位置(太線)  
等高線は2m間隔

19 図)。勸修寺付近で山科川低地を横断して中山丘陵東縁に至り、南北走向となって市営醍醐団地付近に至る。西側隆起を示す撓曲崖が連続しており、西野山ではL1面



第23図 黄檗断層系南部の詳細位置  
等高線は2m間隔

の撓曲崖の比高は4.3mおよび4.8m、平均4.5mである(第20図D-4、5)。ボーリングとトレンチ調査から、L1面は下盤側で地下約4mに埋没しており、縦ずれ変位量は約9mに達すると推定される。本地点での平均変位速度は0.3m/千年程度である。本断層の南端部に南北0.8km、東西0.3kmの中山孤立丘が分布する(第21図)。これは吉田山と同規模の膨隆丘で、東側を断層で限られ



第22図 山科盆地のP波反射法地震探査断面と地形(矢印は活断層の位置)

ている。大阪層群が幅 400m にわたって東へ急傾斜しており、市営住宅では Ma9 を含む大阪層群が走向 N40° ~ 60°E で 60°E から垂直にまで傾斜している。この小丘は断層南端の湾曲と左ずれの圧縮場によって形成された可能性がある。花山、勸修寺両断層を横断する新十条通の P 波断面 (第 22 図) によると、盆地中央部に厚さ約 300m の地層がほぼ水平に堆積しており、最上部の約 50m 程度が段丘相当層である。西縁の基盤高度は徐々に浅くなり地下 150m まで追跡できる。東山山地との高度差 200m を加えて、勸修寺断層による変位量は 350m 程度と推定される。1.1Ma 間で約 0.3m/千年の平均変位速度をもつ。西部には基盤上面に比高約 120m の凸部があり、大阪層群はこれにアバットしている。大阪層群に顕著な変形は認められないが、地表には活褶曲が存在する。勸修寺断層から低角度逆断層が分岐し 600m 程度前進した位置に変位が出現していると推定される。

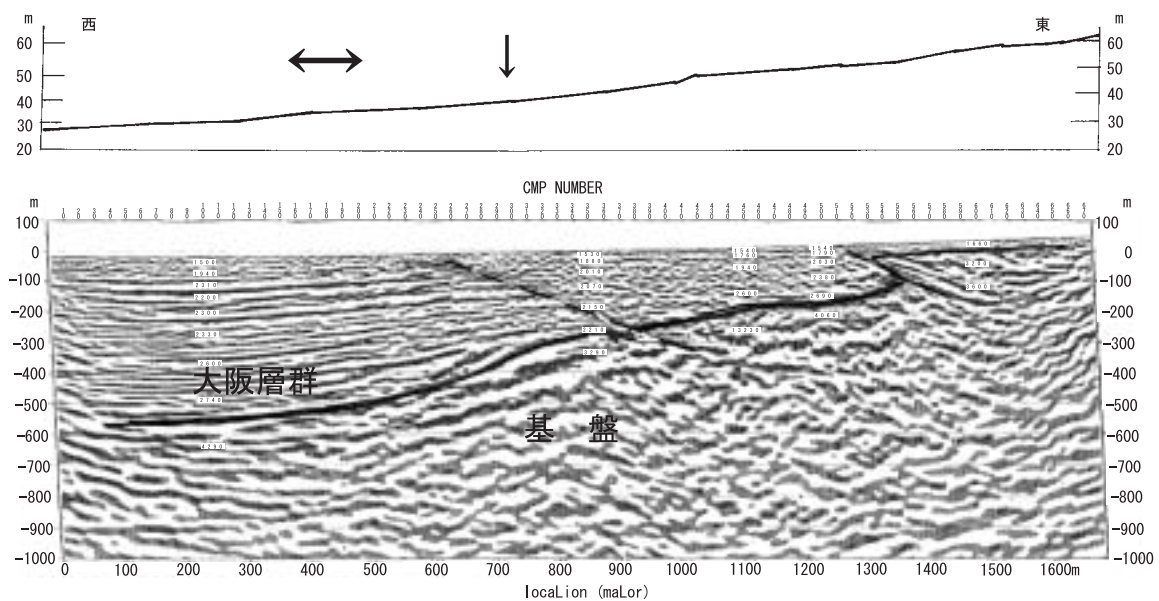
### (3) 黄檗断層系

醍醐山地西縁を限る断層崖を形成し、南北走向で約 11km 連続する断層である。北は大津市茶戸町付近から南へ山科区大宅、小野、日野を通過し宇治市菟道付近まで続く。山地と丘陵との地形境界には新期の変位地形は発達せず、その西側 100 ~ 500m に東隆起の変位地形が発達する (第 21 図)。小野では 2 本の断層 (小野断層) によって段丘面が累積的な変位を受けている。小野西方では、H 面が変形して膨隆丘を形成しており、東上がりの変位量は約 20m および 18m に達する。その南では L2 面を切

る低断層崖があり、東上がり約 4.8m および 6.6m の変位を示す (第 20 図 D-6, 7)。2 本の断層による総変位量は 38m および 11.4m で、30 万年間で 0.13/千年、2 万年間で 0.57m/千年の平均変位速度をもつ。約 2 万年間の平均変位速度がそれ以前の約 4 倍に加速化している。また、P 波断面 (第 22 図) では基盤上面は平坦で -300m 付近にあり、醍醐山地西縁の断層崖の比高を考慮すると縦ずれ総量は約 600m 程度と推定される。1.1Ma 間の平均変位速度は 0.5m/千年となる。小野断層の位置で大阪層群が傾斜し、2 本の低角度逆断層の推定位置に地表断層が一致している。日野では 2 本の断層 (日野断層) が並走し撓曲変形を示す。L2 面の東上がり変位は 3.7m および 4.6m である (第 20 図 D-8, 9)。両者を合わせた平均変位速度は L2 面で 0.41m/千年となる。平尾台では大阪層群が西へ 70 度で急傾斜しており、H 面砂礫層が西側へ約 50m 低下する変位を受けている。30 万年間で 0.15m/千年の平均変位速度をもつ。また、黄檗における P 波断面 (第 24 図) では基盤上面は 0m にあり、断層崖の比高から総変位量は約 300m に達する。1.1Ma 間の平均変位速度は 0.3m/千年である。

### (4) 御蔵山断層

本断層は、伏見区石田付近から御蔵山の東縁を限り、宇治市黄檗万福寺付近まで南北走向で約 3km 連続する。勸修寺断層の南延長上に位置し、西上がりで醍醐山地に対して逆向き断層崖を形成する点で注目される (第 23 図)。御蔵山丘陵の東端に大阪層群の急傾斜帯があり、そ



第 24 図 黄檗地区の P 波反射法地震探査断面と地形 (小泉他 2002、矢印は活断層の位置)

第1表 変位基準ごとの活断層の平均変位速度 (m/千年)

変位基準	A面	L2面	L1面	M2面	H面	基盤上面	位置による分類	平均変位速度の変化
形成年代	1万年未満	2万年前	3万年前	8万年前	約30万年前	約110万年前		
檜原断層	○	0.1	0.1		0.1	0.27, 0.32	3a	A
灰方断層		0.1		0.05	0.02	0.13	2・6	B
光明寺断層					0.05 ~ 0.1	0.2	4	—
走田断層		0.1			0.17		2	A
金ヶ原断層		0.08			0.05	0.32	2	A
西賀茂断層					0.1 ~ 0.04		3a	—
花折断層	○	0.1, 0.2 (AT)				0.24	4	—
岡崎断層		0.2 (AT)				0.07	6	—
鹿ヶ谷断層		0.27 (18ka)				0.34	4	—
桃山断層		0.3			0.02 ~ 0.08	0.2 ~ 0.35	2	B
花山断層	○	0.17		0.1			2・5	A
勸修寺断層			0.3			0.32	2	—
小野・日野断層		0.41, 0.57			0.13	0.3, 0.5	2	B
御蔵山断層		0.25			0.07		6	B
木幡断層					0.23	0.27	3b	—

○印は変位のあるもの

の北延長の石田で L3 面の砂礫層を切る断層露頭がみられ、東側隆起の変位量は砂礫層基底で 0.9m、中部のシルト層で約 60cm であった。これは大阪層群中の層面すべり断層で、N14°W、90° の断層面をもつ。日野西川類の和光寮では、L2 面と沖積低地とが本断層で接しており、L2 面が約 5m の東側へ低下しているのが確認された。ここでの平均変位速度は 0.25m/千年である。宇治市木幡付近には東西両側を逆断層によって限られた幅約 300m の地溝（ランプ・バレー）が発達する点で極めて特異である。本断層による H 面の東落ち変位量は約 20m、平均変位速度は 0.07/千年である。御蔵山断層は木幡撓曲の上盤側における back thrust と考えられ、累積変位を示している点でも重要である。

#### (5) 木幡断層

黄檗断層の西側約 2km にあり、南北走向で御蔵山や黄檗丘陵の西縁を限って約 3km 連続する。北は石田から木幡、黄檗の自衛隊や防災研究所の敷地内を通過する。そのトレースは西にゆるやかな凸形をなし、低角度の逆断層と考えられる。御蔵山の頂部に発達する H 面は西縁で約 8% の勾配で急傾斜し西側低地へ下がっていく（第 24 図）。この西傾斜は木幡撓曲による変形を示し、H 面の縦ずれ量は約 50m 程度、地下への延長を考慮すると東上がりの総変量は 70m 程度と推定される。30 万年間の平均変位速度は 0.23m/千年である。京大防災研究所—宇

治黄檗病院間の P 波断面（第 24 図）では、-200m 付近の基盤上面が撓曲により西側へ約 -500m まで低下し、約 300m の変位が生じている。しかし、本断層の位置とは一致せず、上盤で分岐した低下逆断層に関連するものとみられる。また、御蔵山断層の延長下に変形が認められず、ここまでは連続していない。

## V. 考 察

### 1. 活断層の性質

本盆地の活断層は ①大部分が長さ 10km 未満で、②南北走向のものが卓越し、③地形と調和的な変位センスをもつ逆断層である。しかし、北東走向の花折断層は右ずれ、北西走向の光明寺断層は左ずれ成分をもつ。これは第四紀中期以降、東西圧縮応力場に支配されてきたことを示す。

### 2. 位置による分類

活断層はその分布する地形・地質的位置によって次の 6 タイプに分類できる。

タイプ 1：基盤山地と丘陵との境にあり、地形・地質境界をなす西山断層や黄檗断層で、段丘期においては顕著な断層運動を生じていない。京都盆地が周辺山地と分離して沈降を開始した際の運動や大阪層群堆積中における沈降運動に重要な役割を果たした。この断層運動は約

110 万年前に始まり、約 50 万年前頃に主要な活動を停止したと推定され、第四紀断層とよべる。

タイプ 2: タイプ 1 の断層の低地側 100 ~ 500m の範囲内にあり、新期の変位地形を伴うもの。灰方断層や桃山断層、小野断層、日野断層のほか金ヶ原断層、勧修寺断層、花山断層の一部が含まれる。タイプ 1 の断層帯内で同じ様式の運動をおこなう分岐断層と考えられる。逆断層面の低角度化によって低地側に生じたものと考えられる。

タイプ 3:1 の断層より 1km 以上はなれており、丘陵・段丘と低地との境界を形成する檜原断層、木幡断層が属する。タイプ 1 断層から、前者で約 3.3km、後者で約 1.8km 低地側に位置する。檜原断層は北部では基盤と低地との境界をもなし、基盤の変位量も 350m に達する。これらから、第四紀においては西山断層とは独立して活動する断層と考えられ、タイプ 3a として区別する。西賀茂断層もこれにあたりとみられる。木幡断層は黄檗断層から分岐したデコルマの断層面の前進的活動により生じた新期の断層と考えられ、基盤変位量も 100m と小さい。これをタイプ 3b とする。

タイプ 4: 花折断層などがこれにあたり、タイプ 1・2 両方の性質をあわせ持つ。第三紀以前からの長い活動歴をもち、横ずれ成分の卓越する断層である。

タイプ 5: 盆地内に分布し、L 面以下のみに変位を与えている花山断層南部がこの例である。低角逆断層による変位の前進に伴うと推定され、地下構造には明瞭に表れておらず活動開始が新しいと推定される。

タイプ 6: 逆むきの変位を累積してきた灰方断層の一部、神楽岡、岡崎、御蔵山の断層がこれにあたる。

### 3. 断層変位量

断層ごとに、時代基準の明瞭な地形や地層から変位量を求め、その平均変位速度を第 1 表に示す。これから次のような特徴が読み取れる。盆地と山地との境界部の断層は基盤上面の縦ずれ変位量が京都盆地西縁で 210、300、350m、東縁で 200、380m 程度である。また、山科盆地西縁で 350m、東縁で 300、600m の値を示す。黄檗断層北部の 600m を除くと、大部分が 200 ~ 380m の範囲にありよく揃っている。これは 1.1Ma 間において平均変位速度が 0.2 ~ 0.3m/千年と極めてよく一致し、ほぼ同程度の活動度で変位を累積してきたといえる。しかし、2 万年以降の変位速度を見ると、西山断層帯ではほぼ 0.1m/千年、花折断層では 0.1 ~ 0.2m/千年で断層の走向方

向での変化はみられない。桃山断層では 0.3m/千年、黄檗断層では 0.3 ~ 0.6m/千年と大きくなる点は重要である。資料の不足のため、現状ではアスペリティやセグメント境界などを推定することはできていない。横ずれ累積量についてみると、金ヶ原断層の左ずれが約 100m、花折断層南部での右ずれが 120m 程度である。殿田断層の左ずれ最大累積量は約 200m、花折断層中部でも 150 ~ 200m 程度で、明らかにこれらより小さい。今後、時代基準を求めて正確な変位速度を求める必要がある。

### 4. 平均変位速度の時代変化

過去 110 万年間の平均変位速度は各断層で良く一致する。しかし、過去 30 万年間（段丘期以降）では、平均変位速度がほぼ一定のものと、徐々に加速化するものがある。前者は檜原、走田、金ヶ原、花山の各断層で、これらを A 型とする。一方、後者は灰方、桃山、小野・日野、御蔵山の各断層で、これらを B 型とする。約 30 万年間の加速化は 2 ~ 5 倍に達する。加速化の原因として、圧縮応力の増加や断層面の成熟によるすべりやすさなどが考えられるが、今後の検討課題である。なお、過去 30 万年間における縦ずれ平均変位速度が最も大きいのは黄檗断層系で、特に小野断層は本地域最大の 0.6m/千年という変位速度をもつ。黄檗断層帯の地震発生危険度評価に関する情報は少なく、緊急に検討する必要がある。

### 5. 地下構造と変位地形の対応

P 波断面によると、活断層の位置には地下に幅 100 ~ 500m 程度の大坂層群の変形帯が形成されている。しかし、その出現位置は地下の変形帯中の一部分を反映するにすぎない。変位地形による活断層調査のみでは活構造の全体像を把握することはできない。本地域の P 波探査の方法と精度に差があり、詳細な検討は困難である。しかし、地下変形帯の低地側の末端に活断層が出現している事例が最も多い。これは逆断層による変位位置が前進していく結果であり<sup>23)</sup>、活断層の活動的な位置は時代とともに変化していくと考えられる。また、断層を境に大坂層群の層厚は急変しており、下盤で厚くなる。大坂層群堆積時から断層運動が継続していたことを示す。一方、花山断層南部および木幡断層には地下の変形帯が認められず、両断層は第四紀後期以降に活動を開始した新期の断層であると推定される。

## VI. ま と め

京都盆地の南北性活断層を3の起震断層系に大別し、その変位地形の特徴および地下構造との対応を検討した。その結果は以下のようにまとめることができる。

- 1) 京都盆地は約180、110、60万年前の各時期に沈降を開始した3つの構造盆地からなる。そして、沈降域は南から北へ段階的に移動してきている。
- 2) 本地域の活断層は南北走向で、長さ10km前後、逆断層が卓越する。盆地の沈降は1.1Ma以降に開始されたが、現在までの縦ずれ総変位量は200～380mとほぼ同程度である。これは長期的には平均変位速度が0.2～0.3m/千年とほぼ一定であることを示す。横ずれ累積量は100～120mである。
- 3) 活断層の分布位置によって以下の6タイプを識別した。タイプ1:地形・地質境界に一致する、タイプ2:タイプ1より低地側500m以内に分布し新期の変位が明瞭なもの、タイプ3:タイプ1より1km以上はなれていて活動的なもの、タイプ4:タイプ1と2の性質をもつもの、タイプ5:盆地内に分布し活動開始が新しいもの、タイプ6:逆むきの変位を累積しているもの。
- 4) 過去30万年前以降の変位速度が一定のものをA型、加速化しているものをB型に分けた。後者には灰方、桃山、小野、御蔵山の各断層が含まれる。
- 5) 地下構造との対応を検討した結果、500m以内の幅で発達する地下の変形帯の一部を利用して活断層が出現している。また、逆断層の活動位置は前進的に移動してきたことが推定される。

最後に、研究会で発表の機会をいただき、投稿を勧めてくださった立命館大学の吉越昭久教授に厚く感謝申し上げます。また、京都市消防局防災対策室および京都市地域活断層調査委員会の尾池和夫、岡田篤正、竹村恵二、吉岡敏和の皆様には調査活動の際に多大の協力と助言をえた。記して謝意を表します。本稿は『京都の活断層』に執筆した内容をその後の調査結果により追加・修正し、論文として再構成したものである。

### 注

- 1) 水山高幸「京都盆地西縁の断層と地形」、地理評26、1953、1～8頁。  
岡田篤正・東郷正美編『近畿の活断層』、東京大学出版会、

- 2000、395頁。  
吉岡敏和「花折断層の変位地形」、地理評、59、1986、191～204頁。  
吉岡敏和「京都盆地周縁部における第四紀の断層運動および盆地形成過程」、第四紀研究、26、1987、97～109頁。  
大橋 健「京都盆地東南部の活断層と地形形成」、立命館地理学、8、1996頁。
- 2) 京都市『京都の活断層』、2001、244頁。
- 3) 京都市『京都盆地の地下構造』、2003、133頁。
- 4) 植村善博「京都盆地西縁の変動地形と第四紀テクトニクス」、立命館地理学、2、1990、37～56頁。  
植村善博「京都盆地北縁、鷹ヶ峰台地の地形特性と活構造」、佛教大学文学部論集、82、1998、21～35頁。
- 5) 石田志朗「京都盆地北部の扇状地—平安京遷都時の京都の地勢—」、古代文化、34、1982、571～584頁。  
石田志朗「自然をうまく利用した都市づくり京都」、(藤田和夫他編『日本の自然地域編6近畿』、岩波書店、1995所収)36～52頁。
- 6) 市原 実編著『大阪層群』、創元社、1993、340頁。
- 7) 植村善博『京都の地震環境』、ナカニシヤ出版、1999、123頁。
- 8) 吉川周作・三田村宗樹「大阪平野の第四系層序と深海底の酸素同位体層序との対比」、地質雑、105、1999、332～340頁。
- 9) 池田 碩・植村善博「南山城、木津川流域の段丘地形」、奈良大学紀要、9、1980、75～85頁。
- 10) 池田 碩・石田志朗「平安神宮神苑内の火山灰層上・下の材と泥炭の年代」、地球科学、26、1972、179～181頁。
- 11) 那須孝徳「京都平安神宮境内の沖積層の花粉分析」、東山学園研究紀要、15、1970、35～42頁。
- 12) 内山美恵子・三田村宗樹・吉川周作「大阪平野中央部、上町断層の変位速度と基盤ブロックの運動」、地質雑、107、2001、228～236頁。
- 13) 植村善博・太井子宏和「琵琶湖湖底の活構造と湖盆の変遷」、地理評、63A、1990、722～740頁。
- 14) 松田時彦・塚崎朋美・萩谷まり「日本陸域の主な起震断層と地震の表—断層と地震の地方別分布関係」、活断層研究、19、2000、33～54頁。
- 15) 地質調査所活断層研究グループ「近畿三角帯における活断層調査—主要活断層の活動履歴と地震危険度—」、第四紀研究、39、2000、289～301頁。
- 16) 京都市地域活断層調査委員会「京都盆地の地下構造を南北に分ける宇治川断層の第四紀断層活動」、活断層研究、24、2004、139～156頁。
- 17) 増田富士雄・鎮西清高「長岡京市走田古墳群第4次調査トレンチで観察できた大阪層群の堆積環境」、長岡京市埋蔵文化財センター年報、平成14年度、2004、123～133頁。
- 18) 京都市『京都市第3次地震被害想定報告書』、2003、362頁。
- 19) 吉岡敏和・刈谷愛彦・七山 太・岡田篤正・竹村恵二「花折断層の活動履歴と活動性調査」、地質調査所研究資料集No.303(平成8年度活断層研究調査概要報告書)、1997、13～22頁。  
吉岡敏和・突倉正展・細矢卓志・徳田博明・山口弘志「花折断層南部の過去2回の活動時期—京都市修学院地区におけるトレンチ調査結果—」、活断層研究、21、2002、59～65頁。
- 20) 石田志朗「京都市北白川上終町の衝上断層でずれている腐植の絶対年代」、地球科学、21、1967、39～40頁。
- 21) 川崎慎治・小林芳正・筒井智樹「京都市桃山断層の反射法地震探査」、地震第2輯、45、1992、239～245頁。
- 22) 小泉尚嗣・佃 栄吉・高橋 誠・横田 裕・岩田知孝・入倉孝次郎・上砂正一・高木 清・長谷川昌志「黄檗断層の地下構造調査」、地震第2輯、55、2002、153～166頁。
- 23) 東郷正美『微小地形による活断層判読』、古今書院、2000、206頁。