

## 講演要旨(第149回)\*

### 特集 最近の地震予知研究

#### 最近の地震予知研究と地質調査所の役割

垣見俊弘

国の地震予知計画は、昭和40年度から発足し、現在は第4次計画(昭和54-58年度)の途次にある。第4次計画の特色は、地震予知に有効な観測研究項目を、「長期的予知」と「短期的予知」に分け、前者を基礎として後者の手法の確立を目指すことを強調していることである。このほか、地震発生機構解明のための基礎的研究や、観測データの集中処理体制の整備等も重視されている。

地質調査所は、第4次計画のなかで、長期的予知に関しては「地殻活構造」及び「地震波速度変化」、短期的予知に関して「地下水」、基礎的研究に関して「岩石破壊実験」及び「地殻応力」の研究を担当し、3つの工技院特別研究をもって観測研究を進めている。なお、別予算で54年度から実施されている「特定地域5万分の1地質図幅」の調査研究は、地震予知連絡会の指定した特定観測地域を対象としている。このほか科学技術庁特調費(現在は振興調整費)によっても地質調査所は他機関と共同で、地震予知関連の研究を行っている。

地震予知の体制としては、第4次計画以前に確立された、測地学審議会(計画策定)、地震予知推進本部(事業の推進・調整)及び地震予知連絡会(専門的検討)等を軸として関係省庁機関及び国立大学の協力のもとに進められているが、54年8月に地震防災対策強化地域が法律によって指定されると同時に、同地域に被害を与えると予想される東海地震の予知に対する判定会が気象庁に設けられた。M8クラスの地震予知の実用化にふみ切った、と言われるゆえんである。地質調査所は、地下水のデータをテレメータ観測しつつ、リアルタイムで気象庁へ電送している。研究所のデータが24時間監視体制の中に組み込まれるというのは、研究者にとってはいわば畑違いの任務ではあるが、社会の要請がそれだけ大きいと考えて、積極的に協力している。大方の御理解をお願いしたい。

わが国における地震予知の今後の課題は多いが、当面

\* 昭和56年7月8日日本所において開催の研究発表会

の問題としては、首都圏における予知をいかにすすめるかが話題となっている。また、やや長期的な課題として、M7クラスの予知を実現するための技術・体制が論じられている。

最後に演者の専門領域である活断層の研究について私見をのべる。1980年に活断層研究会の編になる大冊「日本の活断層」が出版されたことは、活断層の研究にとって画期的なでき事であった。特に、本書によって全国の活断層について等質の資料が得られたことの意義は大きい。これによって活断層の分布・型式等に関する地域性が鮮明になり、また地震統計や現在の測地・地球物理的な諸データとも対比できる定量的・解析的な研究が可能となった。これらについて外国人を含むいくつかの研究成果が現われている。本書によって、わが国における活断層の「発見の時代」は終わったとさえ言われる。もち論、個々の活断層の調査精度は詳しくないから、これらを取捨しその活動度を決めていく地道な調査は不可欠である。しかし本書が到達したレベルを乗り越えるためには、本書の研究者達が使わなかった手法や方法論の開拓を含む以下のような課題と取り組んでいくべきであろう。

- (1) 断層埋没部の検出と、そのための地球物理・地球化学的手法の開発
- (2) 断層変位運動の精密観測
- (3) 主要断層における地震活動史の研究
- (4) 断層破碎帯、破碎物質による断層運動の評価法
- (5) 活断層の地域特性による地震活動のマイクロゾーニング、火山・褶曲・地殻変形との関連性
- (6) 断層発生論の研究。野外研究と実験・理論的研究との結合

(この要旨には、個人発表における講演に総合討論における発言要旨をも加えて記した)。(環境地質部)

#### 信越地域の地震地質(序論)

加藤 碩一

地震地質学というものがあるとすれば、その大きな目的の一つは「地震発生に関する地質学的条件を明らかに

する」ことにある。

その第一段階として歴史時代を含む現在の地震活動と関連する活構造区の設定を行い、個々の活断層の意味づけをすることによってその地域の地震活動の周期性や震源移動等、局地的な地震活動の特性を統一的に説明することが要される。

すでに多くの研究者によって全日本的な規模での活構造区や地震区の設定が試みられているが、個々の地震発生の予測にはより小単元での区分が必要である。その一例として、信越地域を対象として論じてみたい。ここでいう信越地域とは、西縁を糸静線(に平行する断層群)、南東縁を新発田一小出線及び中央隆起帯東縁によって境される地域で、この中には更にいくつかの活構造小単元にわけられる。とくに南半部は、いくつかの活傾動地塊にわけられ、これらの運動がこの地域の地震発生を規制している。

ここで活傾動地塊とは

① 周囲を活断層やそれに相当する活構造によって境される。

② 地塊内では、一様な傾動、隆起、沈降を示すことが期待され、少なくとも地質学的現在においては近似的に剛体的挙動を示す。

③ (浅発-極浅発)地震のうちいわゆる本震型地震の震央分布はブロック縁辺部に集中しその発震機構など地震活動の特性が地塊の運動とよい対応を示すことが期待される(群発型地震は、地塊内の破碎状況を反映するからこの限りではない)。

④ 第四紀(後半)以降一つの構造単元として挙動しているから、ブロック内では、地形的及び第四紀地質学的類縁性が望まれる。

以上の条件を満たすことが望まれよう。

まず、西頸城一大峰ブロック(仮称)についてのべる。このブロックは、東西約30 km、南北約60 km+の大きさでブロック内は、主に新第三紀以降の堆積岩、火山砕屑岩及び若干の貫入岩が分布し、断層及び褶曲軸はN-SないしNE-SW性のものと、それらを切るNW-SE性のものに区別され中新世以降の一大隆起部である。その西縁は、姫川断層及びそれに平行する活断層群によって表わされる。姫川断層は鮮新世及び中新世の地層を切っており糸静線に沿う南北性の断層で、数回の活動期を持つが、最終活動期においては断層の西側が東側へ高角衝上している。第四紀後半の活動は不明であるが、一般に糸静線北部は、構造が不明確であり、今のところ姫川断層をもってブロックの境としておく。姫川中流部白馬付近では、切久保面(3万年弱前)及び親の原面(8

万年ぐらい)の段丘面を切る活断層群が発達し、さらに上流部の青木湖北方神城盆地東縁部でも湖成層からなる段丘面が東側に傾き、活断層地形が明瞭である。松本盆地東縁にも南北性の活断層が推定されており、いずれも基本的には東側が上がっていると考えられる。当ブロックの南東縁にあたる長野盆地北西部は、田子、替佐、善光寺断層等凸部を盆地側にはりだした逆活断層が存在し、北西から南東へ高角衝上している。松代地震時に行われた爆破観測によれば、長野盆地西縁部には3 kmくらいの落差をもつ断層が存在し、小川層以下の中新世層を切っているが、西側が落ちている。ブロック東縁の高田平野西縁部は活断層地形は明瞭でないが、南北性の直線的なりニアメントが境を画している。以上のようにブロック周縁は活断層ないし、それに相当する断層等によって境されるが、その変位のセンスは、同位置ないしごく近傍に並走する新第三紀後期の断層のセンスと逆であることが注目される。ブロック内部の構造としては青鬼断層、水篠橋断層、門沢断層、白牧断層など水平ズレ成分の卓越したNW-SE性の断層が存在し、このブロックに鮮新世以降東西圧縮が加わったことを暗示し、とくに姫川流域の青鬼断層から上田市に続くと推定される千曲川構造線を境に当ブロックの南北部分で第四紀から現在にいたる運動に若干の差異がみられ、当ブロックは更に2分される可能性がある。水準測量の結果からみると、当ブロックは北西端の糸糸川付近で沈下し、他の縁辺部では隆起している。また、震央は、ブロック東縁及び南東縁に集中、とくに圧縮・隆起の著しい南東縁に当域最大の善光寺地震(1847, M7.4)が発生している。ブロック内部を横切る水準路線における垂直変位は直線的で、ブロックが近似的に剛体的挙動をなすことを示している。長野盆地をへだてて当ブロックの南東に位置する中央隆起帯部でも同様のブロック化が生じており、鮮新-洪積世から現在にいたる北西方向への傾動が知られている。ここでは中新世以降の石英閃緑岩-玢岩の貫入、第四紀火山の噴出等によって地殻の破碎が著しく、群発型地震が集中し、M6以上の地震記録はない。

(環境地質部)

## 西南日本の活断層の諸特徴

寒川 旭

西南日本では鮮新世末期以降の地殻運動によって現在の地形起伏が形成されてきている。その過程において、応力場の変遷などに伴う断層運動の変化が生じている。

活断層の定義を“現在の応力場とほぼ等しい状態で活動しており将来も活動する可能性のある断層”とし、活断層の発生時期・運動の特徴などを地域ごとに吟味する。

1) 中央構造線沿い地域：四国一紀伊半島中部にかけての地域での活断層が著しく右ずれ変位を示している。活動の東端の五条市北方では右ずれ運動が南北性逆断層に移行している。金剛山地東縁の逆断層群の垂直変位量の総計から $1-2\text{ m}/10^8$ 年の値が得られ、数10万年間の活動の累積で金剛山地の起伏を説明できる。

この活断層系は、主に地質境界としての中央構造線の北側に沿っているが、地質境界部にも第四紀層を切る逆断層が発達している。この断層は地形的にほとんど認められず、五条市以東では数10万年前の段丘堆積物である五条層に覆われており、五条層堆積後には活動の中心が活断層系に移行している。

大阪平野南部の大阪層群の礫種構成より、鮮新世末期には中央構造線を横断して外帯より大阪平野へ流入する水系が存在したことが言える。しかし、2.5 m.y. 前を境にして外帯由来礫がとだえ、現和泉山脈由来の礫のみになっている。このことより、約2.5 m.y. 前を境にして中央構造線沿いの逆断層の活動が始まったことが推定される。

これと同様な過程が、四国一淡路島にも認められる。鮮新世末期又は第四紀初頭まで中央構造線が非活動的で、それ以降に地質境界沿いの逆断層が生じている。さらに、数10万年前から地質境界の北側などに右ずれ変位の卓越した活断層系が生じている。

2) 有馬一高槻構造線周辺地域：この構造線は東西方向に伸びて花崗岩と古生層を境しているが、細長い凹地を多く伴い右ずれ成分の卓越する活断層系が発達している。この活断層系は第四紀後半に累積的に活動し、六甲山地南東縁の活断層が北東-南西走向で垂直変位成分及び右ずれ成分をもつこと、構造線以北の十万辻断層が西北西-東南東走向で左ずれしていることにより、この地域では第四紀後半の東西圧縮の下で活断層の活動が進行していることが推定できる。

3) 中国山地地域：鮮新-更新統の礫層を切る東西性の逆断層が多く発達しているが、これらは第四紀後半にはほとんど活動を停止している。第四紀後半には山崎断層系の他、北東-南西走向の右ずれ断層系(岩国市南西)や北西-南東走向の左ずれ断層系(下関市北方)が顕著で、東西圧縮下での横ずれ活断層系が特徴的である。

4) 奈良盆地東縁地域：山地と盆地の境界部に下部更新統を切る南北性の逆断層が発達しているが、これは最高位の段丘堆積物に覆われており、第四紀後半には不活

発になっている。この断層に平行して盆地寄りの位置に活断層が生じて段丘面を変形させている。

5) 伊勢湾西岸地域：鈴鹿山脈東麓部では下部更新統を切る逆断層が存在するが、第四紀後半にはやや盆地寄りの位置に活断層が発生し、山麓沿いの断層の一部は非活動的になっている。鈴鹿山脈東麓・養老山地東麓から桑名・四日市へのびる活断層が顕著で現在の地形の概形とも対応している。布引山地東麓地域では山麓からかなり盆地寄りの地域に南北性の活断層が存在するが、発生時期が新しく断層の位置も固定していないものもあり、鈴鹿・養老両山地のように現地形の形成に直接関与していない。

全地域を通じて、中央構造線も含めそれ以北の地域での活断層はほとんどが東西圧縮下で活動している。近畿三角帯中-東部では活断層以前(第四紀前半頃)の断層も東西圧縮によると考えられるが、断層の位置は活断層の場合とやや異なっている場合が多い。それ以西の地域では、第四紀前半頃の断層の圧縮軸は南北方向に近いと思える。

(環境地質部)

## αトラック法による活断層調査法

加藤 完

地質調査所では1977年以来多くの活断層を対象とし、αトラック法による活断層探査の可能性について研究を行ってきた。その結果、測定されたトラック密度のピークのあらわれる位置は通常、断層線のそれに一致した。以上から本方法が、活断層の探査及びそのマッピングの手段として有効であることが明らかになった。

**測定原理** 地下基盤岩中のウラン崩壊によって生ずるラドンは、気体であるため断層などの割れ目を通じて、表層の未固結被覆層中へ移動拡散すると考える。

本手法は被覆土壌中のラドンの相対濃度分布を、ラドンが放射するα線に感度を有する硝酸セルロースフィルムを使用し、単位面積・単位時間当りのα線のトラック(飛跡)密度としてとらえる方法である。

**測定方法** 活断層を横切る測線上に一定間隔の観測点を設定し、そこに孔径6 cm 深度80 cmの孔を掘き、孔明塩化ビニール管を埋めこむ。2×3 cmのフィルムを孔底部に吊し、1週間前後ラドンのα線放射に曝露させる。回収したフィルムは温度60℃の水酸化ナトリウム溶液(10%)中でエッチング(蝕刻)を行い、トラックを拡大固定する。

フィルムにあらわれたエッチピットの数を光学顕微鏡

等で計数し、トラック密度(トラック数/cm<sup>2</sup>·day)を算出する。このような方法によりこの測線上の分布、すなわち、ラドンの相対濃度分布が求められ、トラック密度のピークの位置がラドンの通路に対応し、断層が推定される。

**測定結果** ①調査した殆んど全ての活断層において、トラック密度のピークのあらわれる位置は、通常、断層線のそれに一致する。そしていくつかの測線上のトラック密度のピークを結ぶ線は断層の走向を示す。②トラック密度のピークのあらわれる位置は、時には断層線から若干シフトするがこれは断層面の傾斜方向を示唆する。③岩質の違いによるウラン含有量の差がある場合、それはトラック密度の差としてあらわれ、その位置をもって両者の境界を推定することができる。④地表調査で断層面を観察することができないが“航空写真上で活断層である確率はかなり高いと判断される推定活断層(星野ほか、1978)”においてもトラック密度のピークが認められる。⑤同一断層においては未固結被覆層の薄い所でのトラック密度は、厚い所より高い値を示す。このことは、未固結被覆層中を通過するラドンの上昇時間の差に起因するものと考えられる。⑥同一地質、同一断層系における測定位置によるトラック密度のピーク値の違いは、その地点における断層の活動性(地殻活動に対する反応の鋭敏さであって、必ずしも変位運動を意味しない)の差によるものと考えられる。

#### 文 献

星野一男・橋本知昌・松田時彦(1978) 伊豆半島活断層、構造図4。地質調査所。  
(環境地質部)

### 地震断層の出現形態とその形成条件

山崎 晴雄

日本の内陸に発生する大地震では、地表に地震断層の出現する例が多い。この断層で生じた地形の食い違いや段差などの地表の形態は、侵食や堆積などを受けなければ、次の断層運動時に同様な変位が付加し、その累積の結果として、横ずれ谷、横ずれ尾根、断層崖などの、断層判定の決め手となるさまざまな断層地形が形成されていくと考えられる。従って、地震断層の出現形態の研究は、活断層の認定及び生長・発達を議論する上で重要である。

地質断層の出現形態についてとりまとめた報告はないが、地震踏査報告等で多数の例が記載されている。それ

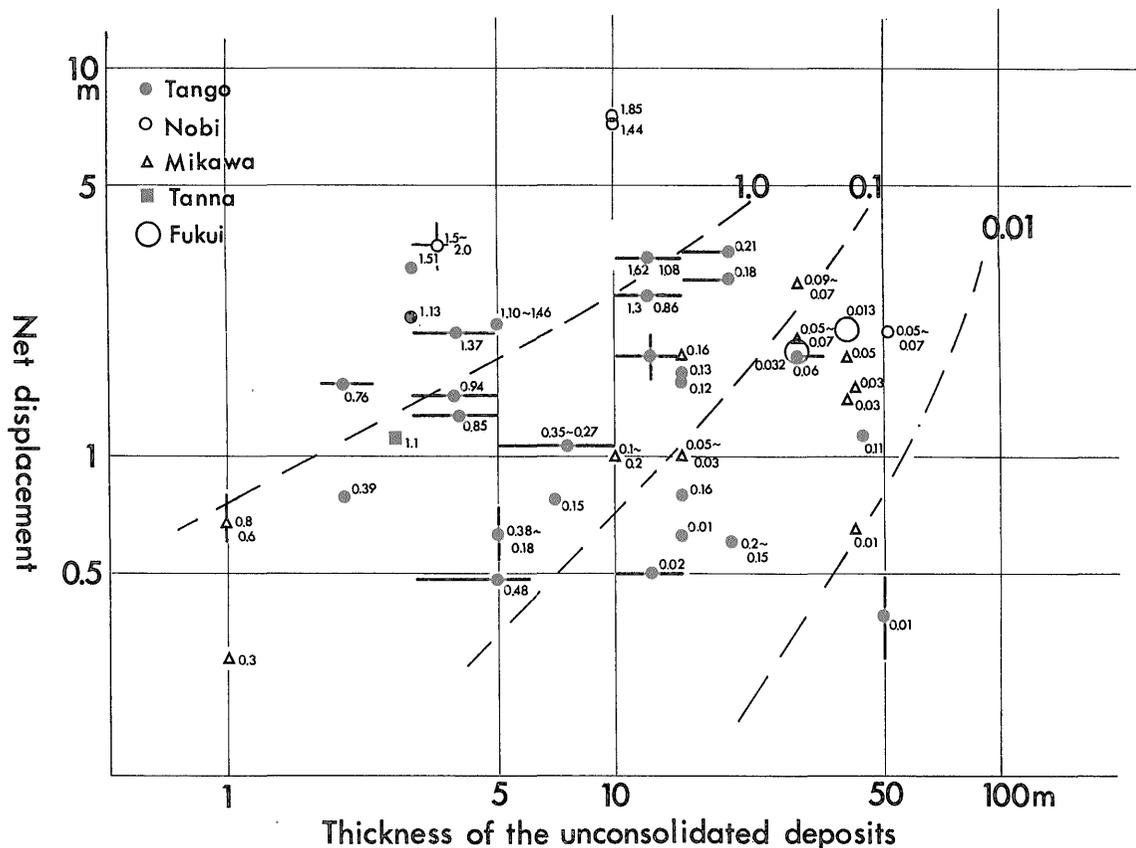
らによると、断層の出現形態は1本の断層上でも場所により異なり、およそ次の3タイプに分けられよう。すなわち、①地表に明瞭な食い違いの現われるもの。濃尾地震の水鳥断層崖や郷村断層(北丹後地震)の郷付近の道路の食い違いなどがこの例である。②地表に撓曲状のゆるやかな変形の生じるもので、福井地震で福井平野に、そして三河地震で矢作川沖積地にこのタイプの断層地形が出現した。③上記2タイプの間中型で、地表に階段状の段差や雁行地割れの生じるものである。

地震断層の出現形態が多様化する原因として、断層線沿いの①未固結被覆層の厚さの地域差、②地震断層の変位量の地域差、③断層面の傾斜の地域差などが予想される。このうち、③については地表観察が困難なため資料が乏しく、本論では取り扱わないことにした。しかし、断層面が垂直に近い横ずれ断層でも、これに沿って様々な断層出現形態が認められるので、③が出現形態を決定する主要な因子とは考えにくい。これから、地震断層の地表への出現形態は、断層を覆う沖積層などの未固結被覆層と地震断層変位量によって決定されるのではないかと考えられる。

上記要因と断層の出現形態との関係を知るため、1927年北丹後地震と1945年三河地震で生じた地震断層を主として調査した。調査では、断層地形の形態(断層崖、地割れ帯、撓曲などの別とその変形帯の幅)や断層の変位量、その地点の被覆層の厚さ等の資料を断層沿いの多くの地点について集めた。このとき、出現形態及び変位量は文献や現地での聞き取り調査、測量等によって資料を集め、被覆層の厚さは断層線の近傍の試錐資料や深井戸地質柱状図などから類推した。また、地震断層の出現形態を客観化するためこれを数値表現することを試みた。すなわち、断層沿いに生じた変形帯の幅( $w$ )と、そこに生じた正味の変位量( $d$ )の比( $d/w$ )をもって地震断層の地形特徴を表示することにした。 $d/w$ が大きな値の場合、食い違いが明瞭な出現形態を示し、 $d/w$ が小さくなる程出現形態は不明瞭なものになっていく。

以上のようにして得た断層の正味変位量、未固結被覆層の厚さ、 $d/w$ 値を用いて第1図を作成した。これは、たて軸に正味変位量、横軸に未固結被覆層の厚さをそれぞれ対数値でとったもので、地震断層線上の各地点での上記の値をプロットし、そこに $d/w$ を記入したものである。図中の破線は $d/w$ 値の等値線にあたるものである。この図から以下の特徴が読み取れる。

①日本の内陸に出現する地震断層では、断層変位量が一定ならば未固結堆積物の厚さが薄いとき食い違いの明瞭な断層地形( $d/w$ 値は大きい)が出現し、未固結堆積



第1図 地震断層の出現形態とその地点の変位量及び未固結被覆層の厚さとの関係(図中の小数字はd/w値)

物の厚さが厚い地点ほど断層地形は不明瞭になる(d/w値は小さくなる)。

② 未固結被覆層の厚さが一定の場合には、断層変位量の大きな地点で明瞭な食い違い(d/w値の大きな)の断層地形が出現し、末端部のような小さな地点では不明瞭な(d/w値の小さな)断層地形となる。

以上のような地震断層の出現形態と変位量及び未固結堆積物の厚さとの関係を利用して、将来出現し得る断層地形の形状の予測や、既に発見されている断層地形の特徴とその地点の未固結被覆層の厚さから、将来の断層運動時の変位量を推定することなどが可能である。

(環境地質部)

### 丹那断層系の発掘調査報告

佃 栄吉・山崎晴雄・栗田泰夫・垣見俊弘

地質調査所では地震予知計画の一環として、活断層の活動度評価の研究を進めている。長期的な地震予知のためには、

個々の活断層の活動周期(=地震の再来周期)及び最終活動時期を求めることにより、その活断層の次の活動時期を推定する方法が有効であろうと考えられている。それを直接的に求める方法としての活断層の発掘調査は、近年いくつかの重要な活断層について実施されている(岡田ほか, 1979など)。発掘調査は活断層をまたいでトレンチを掘削することにより現われた地層断面を詳細に観察かつ解析し、地層の年代資料をもとに、活断層の活動史を解明してゆく方法である。地質調査所では55年度において、北伊豆の丹那断層系の発掘調査を行ったのでその概要を述べる。

丹那断層系の発掘調査は狭義の丹那断層の南に位置する浮橋中央断層(伊原・石井, 1932)において実施した。丹那断層系は1930年の北伊豆地震の際に活動した地震断層である。浮橋中央断層は南北方向の長さ約5kmの左横ずれ断層で南部では浮橋盆地の西縁を画し、西側隆起の垂直変位成分があると考えられる。1930年の地震では1-2m程度の左横ずれ変位が現われた。

トレンチ掘削地点は大仁町浮橋、浮橋盆地の西縁の水

田において実施した。この地点では地震時に水平変位約1mの左横ずれ雁行亀裂があらわれ、地溝状の凹地が生じた(中央气象台, 1931など)。トレンチは幅8m, 深さ3mで、断層に直交して長さ20m, さらに断層に平行して5mのトの字型のものをバックホーにより掘削した。北側壁面に現われた地層の断層変位様式について以下に簡単に述べる(第1図)。

地層は下位より、数10年前に活動した多賀火山の火山泥流堆積物(凝灰角礫岩), 直径1m以上の巨礫を含む淘汰の悪い礫層, 灰褐色でやや風化した火山灰質砂層(下部にスコリア密集帯をもつ), 黒色から灰黒色の天然の木炭片を含む砂質土(第1図の斜線部), 褐色のフラッドローム状砂質土, 砂礫層(②), 灰褐色砂質細粒土(断層の東側で厚く, 西側で急激にうすくなる: ①), カワゴ平軽石層(約2900年前: ▲)と重なっている。第1図の上部に注目すると, 次の断層運動史を読みとることができる。断層Aは②層を切っているが, ①には覆われている。また, カワゴ平軽石層は断層の東側では厚い①層の

上に載っているが, 西側では①層が急激に薄くなるため, ②の礫層に直接載るようになることから, ①層は断層崖が埋めるように堆積したことがわかる。すなわち, A断層の主体たる変位は2900年以前のことであり, ②層の堆積後である。一方, 断層Bはカワゴ平軽石層を切り地表まで達しており, これは1930年の断層変位を示すものであろう。従って, この断面からは1930年及び2900年以前(おそらく3000年前)の2回の断層変位がよみとれる。

壁面の下部に現われた断層は多賀火山の凝灰角礫岩と下部礫層の間に発達し, 20cm程度の剪断帯をもつ。この断層はN23°E75-85°Wのみかけ上の高角逆断層状であり, このことは浮橋中央断層が浮橋盆地の西縁を画しているという, 地形学的特徴と一致している。断層の産状, 破碎物質の量(破碎帯の幅)などより, 多賀火山噴出物堆積後, 現在に至るまでの数10万年の間に幾度も同じ場所で変位運動をくり返してきたことは明らかである。断層東側での凝灰角礫岩の上面が確認されていないため, 垂直方向の総変位量は不明である。

トレンチ下部での断層の水平方向の発達様式をみると, 明瞭な左横ずれを示す雁行配列を呈している。剪断帯の西側の凝灰角礫岩と接する部分に発達する鏡面には, 水平方向の条線が確認された。破碎帯の幅は場所により大きく変化しており, それは断層の全体の方角(N-S)から個々の断層の方角が東側か西側へ偏っているためと思われる。N10°-30°Eのものは幅広い破碎帯を形成し, NS-N10°Wのものは破碎物質の量がきわめて少なく, 鏡面の発達も微弱である。これは南北方向の左横ずれの剪断運動に対して, 抵抗する方向に位置するのか, そうでないかに大きく関係しているようである。破碎帯のもっとも厚い部分での破碎物質の粒度分析の結果, 粒度は鏡面の発達する凝灰角礫岩側に向って一様に減じており, 破碎物質は凝灰角礫岩に接する部分で生産されたことがわかる。

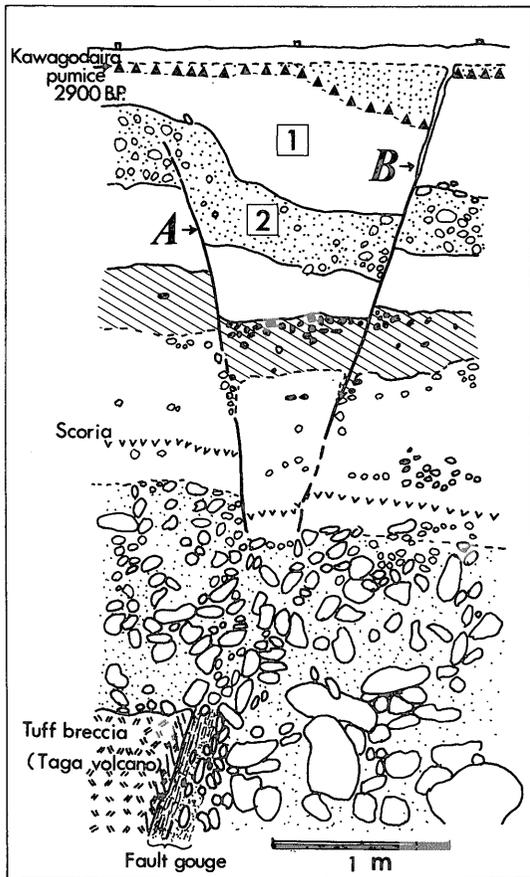
この発掘調査については山崎が詳細な報告を行う予定である。

(環境地質部・同・同・同)

### 発掘調査による活断層研究の最近の状況

岡田 篤正

活断層から発生する地震危険度を更に詳しく究明してゆくには, 発掘調査がきわめて有効である。この方法で調べてきた鹿野断層・山崎断層・丹那断層・中央構造線



第1図 トレンチ北側壁面のスケッチ

畑野断層の例を紹介し、また、工事中に偶然に断層露頭が出現したいくつかの活断層の例も述べた。

鹿野断層は1943年鳥取地震 ( $M=7.4$ )の際に現われた地震断層である。気高郡鹿野町法楽寺地点は支流からの扇状地の末端部で、本流との間に比高3-4mの段丘崖があり、低位段丘面となっている。発掘地点は既往の論文と土地所有者の証言から容易に決定できた。断層線にほぼ直交する南北方向に深さ2-3mのA(両側断面観察)・B(西側断面観察)トレンチを掘ったが、いずれの断面上部でも何本かの小断層や開口割れ目がみられ、全体として北落ち50-80cmの地層変位が認められた。これら上部の腐植質層の年代は3層から得られ、1260-1540年B.P.であった。鳥取地震後の踏査でもほぼ同じ値の北落ちが測定されているので、この年代以降始めて鳥取地震が動いたと考えられる。断面下部にはほぼ倍ほど撓曲したり、断層変位を受けた地層があり、腐植質層の年代はAトレンチで9120年B.P.、Bトレンチで7970年B.P.であった。したがって、鳥取地震前の地変は1540-7970年B.P.の間に起ったことになる。これは日本で初めての地震断層の発掘であり、年代測定の試料採取を工夫すれば、地震発生年代幅を小さくすることが可能と判った。なお、法楽寺地点のように扇端部は比較的細粒物質が上へ上へと堆積してゆくので、こうした調査は調査に良い場所と判明したが、鳥取市双六原のCトレンチは相対的に急流で幅広い長柄川の沖積河谷底であり、礫層のみが撓曲しているのが判ったものの、詳しい情報は得られなかった。

山崎断層は主として兵庫県西部を北西から南東方向へ約80kmも続く長大な左ずれ活断層である。宍粟郡安富町安志西方の2つの小河谷で発掘調査を行った。このうちのCトレンチでは、みかけ上2つの正断層がみられた。それらは12世紀頃使用されていた土器片を含む有機質シルト層に被覆されているが、7-8世紀に使われた土器類包含層を切っていた。また、両層の $C^{14}$ 年代測定からもほぼ同じ値が得られた。こうした結果からみて、868(貞観10)年の播磨地震 ( $M=7.1$ )は山崎断層によって引起されたものとみなすのが妥当であろう。さらに、Aトレンチでは上部の地震は480年B.P.以降ほぼ水平に堆積しているが、下位の地層には断層変位が明らかに認められた。少なくとも1800年B.P.頃の地層は切られていたが、上位の地層との間に年代間隔がありすぎるので、この間に不整合が推定される。通常の河谷底では、連続堆積はむしろ稀なので、こうした点に配慮する必要がある。さらに、断層を被覆した腐植層が断層帯内にあり、約1900-2280年B.P.間にも断層変位のあった可能性が

ある。これ以前にも断層変位の存在は推測されるが、断層の両側での対応が難しく、今のところ不明である。

丹那断層の発掘は大学関係者によって丹那盆地北縁部で行われた。1930年の北伊豆地震に先行する地震変位は1000年前頃にもあったらしく、841 ( $M=7.0$ )年の地震は1つ前の丹那断層の活動のようである(詳しくは、地理26巻、6号の速報参照)。ここは盆地内の一方的な堆積場であるので、地変は地層中にほとんど記録されているが、堆積速度が速く、深く掘削する必要があり、軟弱な厚い堆積物の変形は複雑である。地表変位が確認された直下での詳しい観察からやっとな確認できた。地震断層の記録のない沖積平野部の活断層に対しては場所決定に困難を伴い、安全を考えたトレンチ工法が考えられなければならない。

畑野断層は右ずれ活断層で、中央構造線に並走した副断層であり、石鎚断層崖のほぼ中央山麓域にある。変電所建設に先だって、この断層の各種調査が行われた。トレンチ調査等によって、断層面は概して $80^{\circ}S$ と高角であるが、逆断層や正断層状をなす所もある。谷底堆積物や段丘礫層を明瞭に切断し、基盤の和泉層群と接触している所もあり、地表付近における活断層の実態が詳しく判明した。詳しい分析や成果は現在解析中であるが、谷底堆積物中に大きな不整合があるらしく、活動間隔を求めることは難しそうである。しかし、少なくとも約4千年前頃に最新の活動があったと言えそうであるが、中央構造線本体との関連はまだ判らない。

トレンチ調査ではないが、土木工事によって活断層露頭が現われた断層は六甲山地南縁の諏訪山断層・柳ヶ瀬断層・阿寺断層・糸魚川-静岡構造線中央部などがあり、その一部を簡単に紹介した。また、発掘調査による問題点についても簡単に述べた。(愛知県立大学)

### 一軸圧縮下の岩石中に発生するAE震源分布について

楠瀬勤一郎・西沢 修

目的 地質調査所では、地震予知研究の一環として、岩石破壊試験に際し、岩石中に発生するAE(微小破壊音)の震源決定及び、AE発震機構の研究を行っている。AEは、微小な割れ目が岩石中に発生する際、放出される弾性波であり、AE震源を決定することにより、微小な割れ目が発生した位置を知ることができる。したがって、震源決定から、応力変化(たとえば、一軸圧縮試験での軸圧の変化)に伴う試料内部の局所的応力分布の変化を知ることが可能である。一方、AE発震機構の

研究からは、AE を発生させる割れ目の形状を知ることができる。この割れ目の形状を知ることが、AE 発生に伴うストレスドロップなど、震源パラメータの値を推定する際に不可欠である。震源パラメータの値が明らかになれば、地震と AE の間のスケール法則が求まり、岩石破壊実験での結果を直接、地震発生機構の研究に反映させることが可能となる。今回の発表では AE 発震機構の研究結果について報告した。

**方法** 実験に用いた試料は湯河原産安山岩で、直径50ミリ、高さ100ミリの円柱形をしている。試料には、9個の圧電素子(共振周波数2MHz)と6個の歪ゲージをとりつけ、AE 信号、弾性波速度及び体積歪の測定を行っている。測定された AE 信号はデータレコーダにより記録され、実験終了後にペンレコーダにより再生され、震源決定が行われる。実験方法及び AE 震源決定方法の詳細は西沢ほか(1981)に記述されているので参考にされたい。

AE 発震機構の解明には各圧電素子における AE の初動方向(押しであるか引きであるか)から求めた。これは通常、自然地震で用いられている P 波初動分布による解析法と同じである。AE がもし、張力型のクラック運動によって発生する場合には、初動方向がいたところで押しになる。一方、せん断型クラック運動により生じる場合には、この分布が四象限型を示し、主圧縮軸、主張力軸の方向と2つの節平面(このうちの一方がクラックの面)が求まる。

**結果** 1) 従来、AE は張力型クラック運動によって発生すると考えられていたが、AE の初動方向の分布が四象限型を示すことから、AE 初動部については、地震と同じくせん断型クラック運動に起因することが明らかとなった。初動方向の分布から、微小な割れ目をつくりだす局所的な応力場における主応力軸の方向と微小な割れ目の面の方向を知ることができる。

2) 比較的振幅の大きな AE の発生前に、時として AE の震源分布が地震における空白域と類似の空白域を示す場合がある。この空白域形成のメカニズムを明らかにするため、比較的大きな AE 発生前に生じた、空白域を形成する AE 群とこの、比較的大きな AE 及びその後引き続き余震的に生じた AE 群との2つの AE 群について、1)で行ったと同様に、AE の初動分布を求めた。初動分布から、割れ目の方向が2つの群の間で少なくとも10°程度異なっていることが明らかとなった。

(環境地質部・地殻熱部)

## 活断層の変位運動の観測と変位様式

衣笠善博

活断層の活動様式には2通りある。1つは地震とともに変位する様式であり、他の1つは地震を伴わない変位、すなわち aseismic creep の様式である。ある活断層が地震を発生させる活断層か否かを明らかにするためには、その活断層がどのような様式の活動をしているかを知る必要がある。

また、活断層の変位運動は地震前に何らかの異常、すなわち pre-slip や creep の速度の変化など、を伴う事が期待される。

このような観点から活断層の変位運動の観測は地震予知の上で果すべき役割は大きいと考えられる。

アメリカの東海岸を南北に走るサン アンドレアス断層では各種の手法による観測が行われている。

断層をまたぐ牧場の柵や道路、家屋の変形から過去数10年間の平均変位速度として数 cm/年が求められている。断層に直交する方向に数多くの指標を設置し、それを繰返し観測する“アライメント アレー”の観測も行われている。さらに、より直接的に、断層をまたいでクリップメータを設置し、連続観測も行われている。光波測距儀による観測では大気の屈折率の変化を補正するために、観測時に視線に沿って飛行機による気象観測を行い、測定値の補正がなされている。また屈折率の変化を自動的に補正する多波長レーザーによる観測も行われている。

日本において地質調査所では、テスト観測網として南関東で2カ所、四国の中央構造線上に2カ所、及び伊豆半島の地震断層の余効的運動の観測網4カ所の観測を継続している。

愛媛県新居浜市東部の観測網において行われた4年間5回の精密三角測量の結果からは観測誤差を上まわる中央構造線の動きは検出されなかった。

三浦半島中部を西北西-東南東に横断する北武断層の観測は1970年以来11年間12回行われた。その結果、断層を境とし、両盤の剛体的な変位に帰すべき各観測点の変位は検出されなかった。ここではむしろ断層周辺の歪が顕著である。

主歪はいずれも縮みであり、ほぼ南北の縮みが卓越する。歪速度は  $4 \times 10^{-6}$ /年に達する。この値は国土地理院によって行われている南関東の広域・長期間の観測から求められた値に比べて約1桁大きい。最大せん断歪、

面積変化率も同様に約1桁大きい。

このような大きな歪の原因として、1)活断層の周辺は破碎帯の存在等により岩石の剛性率が小さく歪が増幅されてあらわれる、2)地殻変動は時間的・空間的に不均一であり、広域・長期間の観測では平均値しか得られないため、などが考えられる。

地震活動との関係で興味深いのは面積変化率の推移である。1974年伊豆半島沖地震、1978年伊豆大島近海地震及び1980年伊豆半島東方沖地震の前に異常な面積変化率の変化が検出された。これら3つの地震のマグニチュード、震央距離を考えると北武断層の観測網は周辺の地殻変動に関してかなり高い検出能力を持っていると言える。

1974年伊豆半島沖地震で活動した石廊崎断層の余効的運動の観測は地震後繰返し行われたが、1978年伊豆大島近海地震を機に余効的運動を停止した。すなわち大島近海地震による地殻変動が石廊崎まで及んだ。地震のマグニチュードと地殻変動の及ぶ距離の経験的な関係からはこの地震による地殻変動域は半径20kmと見積られる。これに対し余効変動の観測点は震央距離約40kmのところであり、通常の約2倍の所まで地殻変動が及んだ事になる。

三浦半島北武断層及び伊豆半島石廊崎断層での観測結果は、活断層近傍の地殻変動は一般に知られている地殻変動とは異なる事、場合によっては大きく増幅されてあらわれたり、遠方の地震の影響を受けたりする事を示しており、今後とも観測を続けるとともにその物理的背景を明らかにする必要があることを示している。

(環境地質部)

## 地下水中のラドン濃度の観測結果にみられる変化とその要因について

池田喜代治

地球化学的手法による地震予知研究の一環として行っている地下水中のラドン濃度の観測は、1978年の東海地方東部地域における8カ所のラドン観測井での自動観測-テレメタリングシステムの完成により、密度の高い時系列データの把握が可能となった。その結果、これまで明らかでなかった地下水中のラドン濃度の短期的な変化の要因についての検討もすることができるようになった。

ラドンの観測データ中には大別して次の3つの変動要因が含まれていると考えられる。第1は、観測システム

を通じて生ずる人為的な要因と考えられるラドン濃度変化。第2は、気温、気圧、降水等の気象学的及びこれらの季節的な変化等の要因によるラドン濃度変化。第3は、第1、第2の要因では説明できないラドン濃度変化、これが地殻の異常を反映したものと考えられるものである。これらの変動要因から地震予知に関連する地殻の異常を反映したラドン濃度変化を把握するためには、要因の一つ一つについて、その原因と影響の程度を調べ定量化することが重要であると考え検討を試みた。

第1の要因は水中ラドン連続測定装置を用いる測定システムに関連する。各観測井における測定条件は、観測井の特性に合った揚水方法、揚水量、装置への給水系、流入水量等を考慮に入れ設定されている。しかし、これらの設定した条件が変わるとラドン濃度は変化する。ラドン濃度変化に与える最も大きな要因は、給水中に含まれる鉄、マンガン分の沈殿による給水系の目詰まりに伴う揚水ポンプ負荷の増大による揚水量の減少に起因することが明らかとなった。揚水量変化によるラドン濃度への影響を定量化するための試みとして、1979年6月と1980年2月に各観測井の揚水量変化に伴うラドン濃度変化を調査した結果から、富士宮、蒲原、清水及び新居の観測井で揚水量とラドン濃度の関係式を求めた。これらの観測井では10l/分の揚水時に揚水量1l/分変動すると0.8-2.3%のラドン濃度変化が生ずることが明らかとなった。得られた成果から揚水量のチェックと揚水量の自動制御ができる装置の設定が不可欠との結論に達し、装置の試作をアロカ㈱に依頼し1981年春、東海地域の自動観測井全井にこれを設置した。その結果これまで最も大きな変動要因だった揚水量変化による影響を、大幅に除去できるようになった。

第2の要因は地下水中のラドンの地球化学的挙動に関連した要因である。密度の高い時系列データを検討した結果、各観測井のラドン濃度は24時間周期の増減変動が認められ、この変動はラドン計の検出部に流入する水温(以下液温)の周期変動によく対応することが明らかとなった。ラドン計を使用した実験結果によると、検出部の液温を変動させると、水相と気相のラドン分配係数変化によると考えられるラドン濃度変化をもたらすことが明らかとなり、気温の影響による液温の変動が24時間周期変動の要因の一つになっていることを裏付けた。また、清水、袋井及び姫の湯観測井では、数日間に1回程度の不定周期のラドン濃度の増減がみられるが、この現象は気圧変化と対応することが明らかとなった。気圧とラドン濃度には逆相関の関係(相関係数0.7前後)があり、気圧10mb当り1-2%のラドン濃度の変動が認め

られる。気圧が、被圧地下水中のラドン濃度に影響する  
 事実は、恐らく初めて見出された現象であろう。

長期的な変動として、各観測井のラドン濃度は夏に高く冬に低い1年を周期とするような変動が認められる。これは季節的な要因によると思われるもので、おもに地下水の水温等、地下水中のラドン濃度の溶解度に影響を与える因子との関係について検討を進める必要がある。

第3の要因、地殻の異常によると考えられるラドン濃度変化は、1978年伊豆大島近海地震(M=7.0)の際に観測された。すなわち、伊豆半島地域及び東海地方東部地域の観測井の一部に地震前にラドン濃度の増加あるいは減少、また一部は地震と同時に変化する現象が認められた。また、1979年5月23日の清水市直下に発生した地震(M=4.3)では、清水観測井のみが地震の24時間前からラドン濃度の明らかな減少を示したが、これらの地震前後のラドン濃度変化は1、2の要因で説明できないもので、地殻の異常を反映した変化であると考えられる。これらの地震に対応してラドン濃度に増加あるいは減少の形として表われるメカニズムについての解明が今後の課題である。(環境地質部)

### 地震前後における水温、水質の変化

#### 永井 茂

1976年より伊豆半島東部地域で地震予知研究の一環として、地下水の水温、水質の観測・研究を行っている。本地域の観測井は全て既存井であり、一部を除いて月1-2回の定期観測が主体である。約5年にわたる観測期間中に、1978年1月14日に伊豆大島近海地震(M7.0)、1980年6月29日に伊豆半島東方沖地震(M6.7)等が発生している。これらの地震前後において、幾つかの観測井で水温、水質に変化がみられたが、その変化の原因、また今後地震予知を目的とする観測井の条件、適否についても合わせて検討した。

#### 1) 水温

大京2号泉(中伊豆町上白岩、深度500m、自噴)

(変化の内容) 伊豆大島近海地震の約1カ月前より水温が異常に変動。地震の2カ月後に自噴停止。

(変化の原因) この温泉は水温と自噴圧に明瞭な関係がみられる。自噴圧が系統的に低下傾向にあったが、この時期より急激に低下。井戸構造もプラスして水温が異常に低下した。

吉田荘(河津町峰温泉、深度88m、エアリフト)

(変化の内容) 伊豆大島近海地震の2カ月前より水温

が異常上昇。

(変化の原因) すぐ近くにあるふつとう泉、峰2号泉の自噴停止(地震発生前約60日より)という外因的要因による水温の上昇であり、峰2号泉の自噴停止が precismic な現象と考えられる。地震数日後に自然に自噴再開。

赤沢6号温泉(伊東市赤沢、深度597m、自噴)

(変化の内容) 伊豆半島東方沖地震の2カ月前頃より水温が徐々に低下。その最低時(0.8℃低下)に群発地震、伊豆半島東方沖地震が発生。地震後、徐々に水温は上昇し、約1カ月後に元のレベルに回復。

(変化の原因) この温泉の帯水層は亀裂の多い古い溶岩質岩石。上部は新しい溶岩で亀裂に富んでおり、この層を帯水層とする深度150mの赤沢3号井は大量に自噴。周辺の温泉水質と比較して溶存成分が少なく、亀裂を通して上部より淡水の供給があり、その水圧で自噴している。地震前には地下深部の圧力増加によって上部よりの淡水の供給が減少するとともに、自噴圧も減少したため温泉水の上昇スピードが鈍り、途中での温度低下で水温が低下。地震後の水温上昇(回復)はその逆の原因によると考えられる。一方、年周期的変化の可能性もあるので、今後の観測データを注目したい。

#### 2) 水質

温泉病院(中伊豆町小川、深度700m、水中ポンプ)

(変化の内容) 伊豆大島近海地震後に水質変化—  
 $SO_4^{2-}$ 、 $Cl^-$ 、 $Ca^{2+}$ 、 $Na^+$  は1/5-1/10に減少、pH 4.8 Bx ( $HCO_3^-$ )、 $SiO_2$ 、Rn は1.5倍-2倍に増加。

(変化の原因) 長期観測結果では地震に無関係で同様の水質変化が時々生じている。この変化は断続揚水過程で、揚水を開始した直後だけに現われることから、全く水質の異なる2つの泉脈の圧力関係に起因するものと考えられる。

吉川温泉(河津町梨本、深度400m、自噴)

(変化の内容) 伊豆大島近海地震、伊豆半島東方沖地震、さらには1978年11月-12月の川奈崎沖群発地震後にも溶存成分が大きく増加、coscismicに地震と非常によく対応して変化した。また、伊豆半島東方沖地震では4カ月前、川奈崎沖群発地震では2カ月前に増加→減少(回復)という precismic な変化を示した。

(変化の原因) 井戸仕上げの不良により上部の淡水が下部の温泉水と混合した単純泉であり、平常は両者の混合比はほぼ一定で水質変動は少ない。地下に異常が生ずると、温泉水の供給が増加し、溶存成分は増加する。すぐ近くの桜井温泉(深度214m、自噴)の地震後の自噴量変化とこの温泉の水質変化はよく一致する。

講演要旨(第149回)

赤沢1号温泉(伊東市赤沢, 深度774m, 自噴)

(変化の内容) 伊豆半島東方沖地震の半年前頃より,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  などが徐々に増加, 地震後急激に減少した。

(変化の原因) すぐ近くにある赤沢6号温泉の水温変化と同じ原因による。すなわち, 成分増加は上部よりの淡水供給量の減少, 成分減少は逆に淡水供給量の増加によって希釈されるためである。

時間の関係で報告できなかった部分もあるが, 今まで

の観測研究で明らかになった点は次の通りである。

1. 地震前後に変化のみられる観測井はほとんど自噴の温泉であり, 観測井としては自噴泉が最適である。
2. 水温と自噴量は密接な関係がある。
3. 水質の変化は, 温泉水に淡水が混合した単純温泉によく現われ, 地下の異常を反映する。
4. 水温, 水質の変化は, 地震の数カ月前から生じる。

(環境地質部)