

巻頭言 活断層調査の現状と展望

科学技術庁研究開発局地震調査研究課長 渡辺一雄 1

小特集 地震防災における活断層調査技術

陸域における活断層調査：活断層の現状を探る 佐藤比呂志 2

海域における海底活断層調査 加藤幸弘 9

地震災害軽減に向けた活断層調査の現状と課題
—地震動予測地図の作成を視野に入れて— 鈴木康弘 15

地震による斜面崩壊の発生メカニズムと予測 千木良雅弘 21

1999.9.21 集集地震に関する応用地質学的
観点からの話題 井上大榮 29

活断層調査の現状と展望

科学技術庁研究開発局地震調査研究課長 渡辺 一雄

阪神・淡路大震災からほぼ6年が経過した。この大災害を契機として地震防災対策特別措置法が制定され、総理府に地震調査研究推進本部（推本）が設置された。「活断層」という言葉自体もこれをきっかけに広く一般にも知られるようになった。活断層調査は推本発足当初から地震調査研究の重要な柱の一つと位置づけられており、都道府県等の地方公共団体、地質調査所、海上保安庁等によって全国の主要な活断層の調査が精力的に行われている。

活断層は全国に約2千あるといわれているが、そのうちの主要な4、5百の活断層を基盤的調査の対象として98の断層帯にまとめ調査が行われている。関係機関や調査に直接関わる数多くの技術者の努力により、現時点で98のうちほぼ9割の断層帯について調査に着手し、ひとつおりの調査終了に至ったものも相当数にのぼった。

調査をひとつおりの終了した活断層については、活断層や地震に関する学識経験者・専門家を中心として構成される推本の地震調査委員会によって評価作業が順次行われている。これまでに98断層帯のうち8つの断層帯について評価が行われ、その結果が公表された。今後5年ぐらいを目途に98断層帯すべてについてひとつおりの調査を終え、評価を実施することとしている。

推本は平成11年4月に「地震に関する観測、測量、調査及び推進についての総合的かつ基本的な施策」（総合基本施策）をとりまとめた。総合基本施策は地震調査研究の基本的な方向性やその効果的な推進および成果の活用のために必要な施策を示したものであるが、その中で特に当面推進すべき地震調査研究の一つとして、全国を概観する地震動予測地図の作成を掲げている。地震動予測地図は地震活動の総合的な評価の一環として作成するもので、その作成にあたっては、地下構造に関する調査のデータ等とともに主要活断層の調査結果に基づくデータが不可欠である。活断層の調査および評価結果はそれ自身単独で活用されるだけでなく、このような全国的な総合評価のためのデータとして用いられることとなっている。

活断層の調査は、地表近くに残されたわずかな痕跡から遠い過去に発生した大地震の時期や規模をひもといていくという作業である。この成果は将来の地震発生可能性の評価に用いられるわけであり、地震防災上非常に重要な調査である。しかしながら、活断層調査では、通常、過去に起こったイベントのすべてが詳細に得られるわけではなく、目的にかなう十分な成果が常に得られるとは限らない。したがって、より高精度のデータや信頼度の高い成果を得るためには、技術の進歩等にあわせ調査を継続していくことが必要である。予算は常に与えられるわけではないが、必要なものについてはできるだけ継続し、精度や信頼度を高めていくことが望ましいと考えている。

活断層の調査技術はここ数年で着実に進歩している。こういった技術は今後もますます発展し、データの精度や信頼度を向上させるのに役立つであろう。一方、活断層の調査には高度な専門的知識と技術が要求されるが、我が国では活断層の研究者の数は限られており、また、現場で調査を実施する熟練技術者の数も多いとはいえない。活断層調査および地震防災対策の質を高め量も増やしていくためには、活断層調査に関わる人材育成が欠かせない。

平成12年10月6日に活断層の存在が認められていないところで鳥取県西部地震が発生した。上述の地震予測地図は当初からこのような地震も想定して作成することとしているが、一方で、今回のような見えない断層の調査はどうあるべきかがあらためて議論されており、現在の技術でどのような調査が可能か、どこまでわかるのかなどといったことが模索されている。技術の進歩により将来にはこのような断層においても的確な調査が可能になるのかも知れないが、現時点では主要な活断層の調査と評価が第一の課題であろう。

世界有数の地震国である我が国においては、地震対策はいうまでもなく防災上の重要課題である。そのための基礎調査として活断層調査の今後のより一層の発展を望むところである。

陸域における活断層調査：活断層の形状を探る

さとう ひろし*
佐藤 比呂志*

はじめに

日本列島は周知のように多数の地震災害に襲われてきた。日本列島周辺で被害を発生させる地震には、その地震が発生する場所から大きく3つの種類に分けられる。一つは、1923年の関東地震やその発生が憂慮されている東海地震のように、日本列島周辺の海溝に沿って沈み込んでいる太平洋プレートやフィリピン海プレートと日本列島が位置している陸側のプレートの境界部で発生する地震である。これらの地震は海溝型の巨大地震ともよばれ地震に伴う破壊領域が大きく、マグニチュード8クラスの地震を発生させる。これとは異なる種類の地震として、内陸地震がある。これは、日本列島を構成する厚さ30kmあまりの地殻の中で、その上部の断層がずれ動いて地震を発生させるので、1995年兵庫県南部地震あるいは2000年10月6日に発生した鳥取県西部地震などが相当する。日本列島の地殻下部では低周波地震を除けば、地震の発生はきわめてまれで、延性的な変形が進行していると考えられている。地震が発生する深さは地域によっても異なるが、おおむね地下15km前後までであり、この領域は地震発生層とよばれている。この地震発生層全体を断ち切るような規模の大きい地震の場合、地表に地震断層が現われ、またこのような断層運動が累積すると変動地形的にも認識できる活断層となる。こうした地震は、海溝型の巨大衝上断層によって発生する地震よりも破壊領域は小さく、地震の大きさを表わすマグニチュードは、通例7クラスである。地震の大きさの点から言えば、海溝型の32分の1ということになるが、都市の直下で発生するためその被害は甚大である。最後に分類される地震は、1993年の釧路沖地震(M7.8)のように、沈み込むプレート内部で発生する地震である。このタイプの地震については、過去における地震の特定・発生間隔など、多くの謎が残されており、現状での評価がきわめて困難な地震である。幕末の安政年間に発生し甚大な被害をもたらした1855年の安政江戸地震は、このような地震であったとする説もある。とくにプレートの三重会合点の近傍に位置する巨大都市「東京」にとっては、見過ごせないタイ

プの地震である。

東海地震の予知を目的とした観測網の整備などに代表されるように、従来の地震観測は、海溝型の巨大地震に対応することを第一の目的として整備されてきた。これは、地震の規模や被害域の広がりから考えて当然の対応ではあったが、太平洋戦争直後の福井地震を越える被害を出した兵庫県南部地震以降、内陸地震に対応した調査観測体制が強く求められるようになった。このため、より稠密な地震観測やGPSによる連続的な地殻変動観測、そして活断層の調査がシステムティックに実施されるようになった¹⁾。

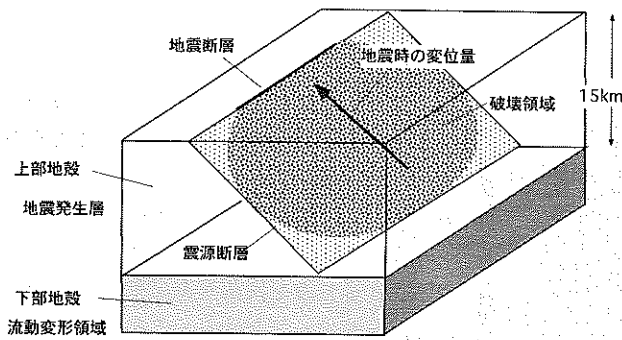
小論では、こうした内部地震による被害の通減を目的として行われてきた活断層についての調査方法、とくに活断層の地下構造の重要性について述べてみたい。

1. 地震断層の出現とマグニチュード

内陸地震は、地殻上部の地震発生層に位置する震源断層がずれ動くことによって発生する。震源断層の形状は一般に、特定の縦横比をもつことが知られているので、破壊領域がある面積を超えると、地震発生層全体を断ち切るような地震となり地表にも地震断層が現われる。こうした地震断層が過去においても出現し、繰り返し動いたものが活断層となる。したがって、活断層が存在するということは、その地下の震源断層がかつて、地震発生層全体を断ち切るような規模の大きな地震を発生させたということを示している。こうした地下の震源断層の規模を表わすマグニチュードはモーメント・マグニチュード(Mw)で表現される(図1)。

日本では気象庁マグニチュード(Mj)6.8を越えるような大きさの内陸地震の場合、統計的に地表に地震断層が発生しやすいことが知られている。しかし、兵庫県南部地震以降に地震断層を出現させた岩手県雫石の地震(1998年9月3日;Mj6.0)や大規模な地震断層が出現しなかった2000年10月6日の鳥取県西部地震(Mj7.3)のように、一般的な傾向からはずれるものもある。小さいマグニチュードにもかかわらず地震断層が出現した雫石の場合は、地温勾配の高い地域であり、温度依存性の大きい地震発生層の厚さそのものが、通常の地域に比べ薄かったと考えられる。

* 東京大学地震研究所 助教授



地震モーメント (M_0) は、 $M_0 = \mu u S$ の式で示される。ここで μ は定数、 u は地震時の平均変位量、 S は破壊領域の面積である。地震モーメントはいくつかの関係式で、マグニチュードに関係づけられる。

図1 活断層の深部構造と地震の大きさ

これに対して、鳥取県西部地震の場合、破壊が地殻浅所で発生したため振幅の大きな表面波を発生させ、モーメント・マグニチュード ($M_w 6.6$) に比べ大きな気象庁マグニチュードの値となった²⁾。地震発生域は広く岩盤が露出する地域であるにもかかわらず、変位の大きな連続性のよい地震断層は知られていない。また、震源断層の直上には、活断層も知られていなかった。今後、鳥取県西部地震については各種の研究結果を待たなければならないが、活断層からどのくらいの規模の地震が発生するかという問いに対して、気象庁マグニチュードで表現した場合、地震ごとにかんがいのばらつきを許容しなくてはならないようである。モーメント・マグニチュードを採用した場合より正確な見積もりが可能になるが、日本列島で発生した古い地震に対して、 M_w の値を求めることは多数の困難な問題がある。今回の地震は、地震の大きさをどのように評価するかという古くて新しい問題を提起している。

これらの問題は活断層が記載されていない地域で、どの程度のマグニチュードを推定すべきかという問題と関わっている。いずれにせよ、定性的には、活断層が記載されている場所で発生する地震の方が、規模が大きい地震を発生させる可能性が高い。

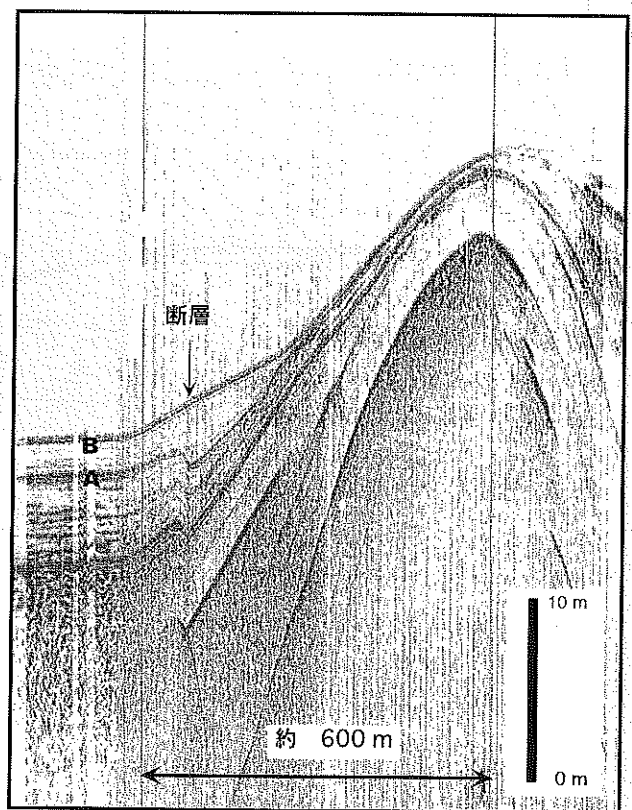
2. 活断層の調査方法

1970年代末から開始された活断層のトレンチ調査によって、内陸の活断層の活動間隔は、おおむね数千年のオーダーであることが明らかにされてきた。社会的な時間スケールから見れば、活断層の危険度評価としては、次の1回の活動についての評価のみが重要である。日本のほとんどの内陸活断層についてはクリープ運動は知られていないため、今後、千年以上も活動がないと断定できる断層については、理論的にはこうした断層についてのケアは不必要となる。こうした背景から、とくに活断層調査の主眼が、過去の活動履歴の解明に向けられてきた。

活断層調査は地形学的手法による活断層の認定からはじまる。活断層判読法については、渡辺・鈴木 (1999)³⁾・東郷 (2000)⁴⁾ など、最近いくつかの良書が刊行されている

ので参照されたい。とくに、近年、逆断層系について従来見落とされがちであった衝上断層前面の微地形についての判読が進み、新しい成果が得られるようになってきた。また、後述するように伏在する活断層といえども、地表には深さに応じた波長の変形を形成するため、微地形のみならず大規模な地形・地質構造についても、その形成メカニズムを力学的に理解することは重要である。

活動履歴の解明にとってはトレンチ掘削法に代わる新たな手法は見いだされていないが、トレンチ掘削サイトを決定するための各種の物理探手法や、トレンチ掘削が困難な地域での地層抜き取り法などの新たな技術も開発されている。極浅層のイメージングは、水底では4 kHz程度の高周波数を使用した音波探査が使用できるため、古地震イベントの読みとりが可能な精度のイメージングが得られている (図2)。陸上の場合、弾性波を用いた探査や地中レーダーを用いた反射法によるイメージングが、地層の変形や断層の所在を明瞭に表現できるという点で有利である。図3に示したのは、糸魚川-静岡構造線活断層系・富士見断層を横切るP波を用いた極浅層反射法地震探査によって得られた断面である⁵⁾。ハンマーを用いた60チャンネルのレコーダーで収録した波形記録を処理したデータであるが、変動地形学的に推定された断層の位置と調和的な場所に、横ずれ断層に伴う高角の断層がイメージングされる。しかしながら、使用できる周波数が限られているという問題があり、イメージのみから独自に古地震イベントを判読できる精度にはいたっていない。トレンチ掘削は高額であり、また用地確保にも多くの困難がある。独自に古地震イベント



この断面から最新の活動時期は、A層堆積後、B層堆積前であったことが分かる。

図2 琵琶湖比良沖の湖底活断層の音響反射断面

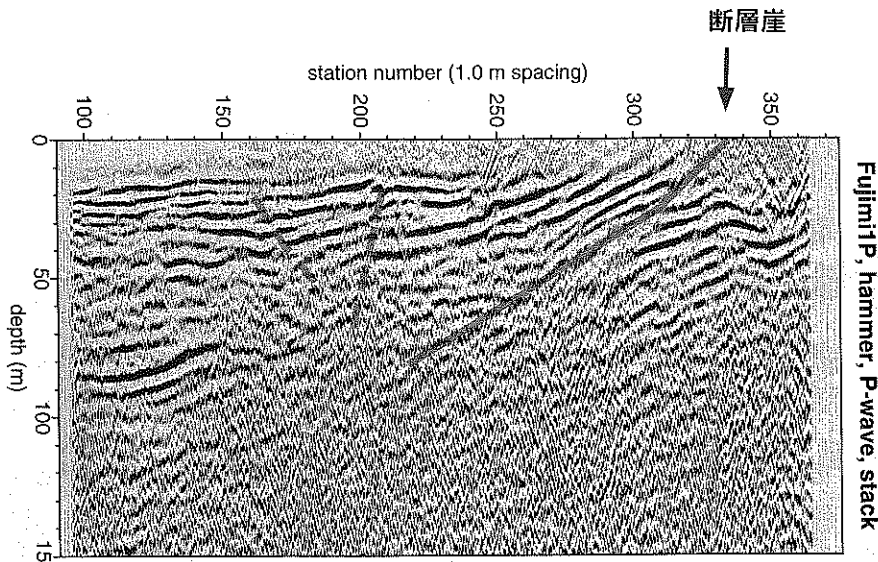


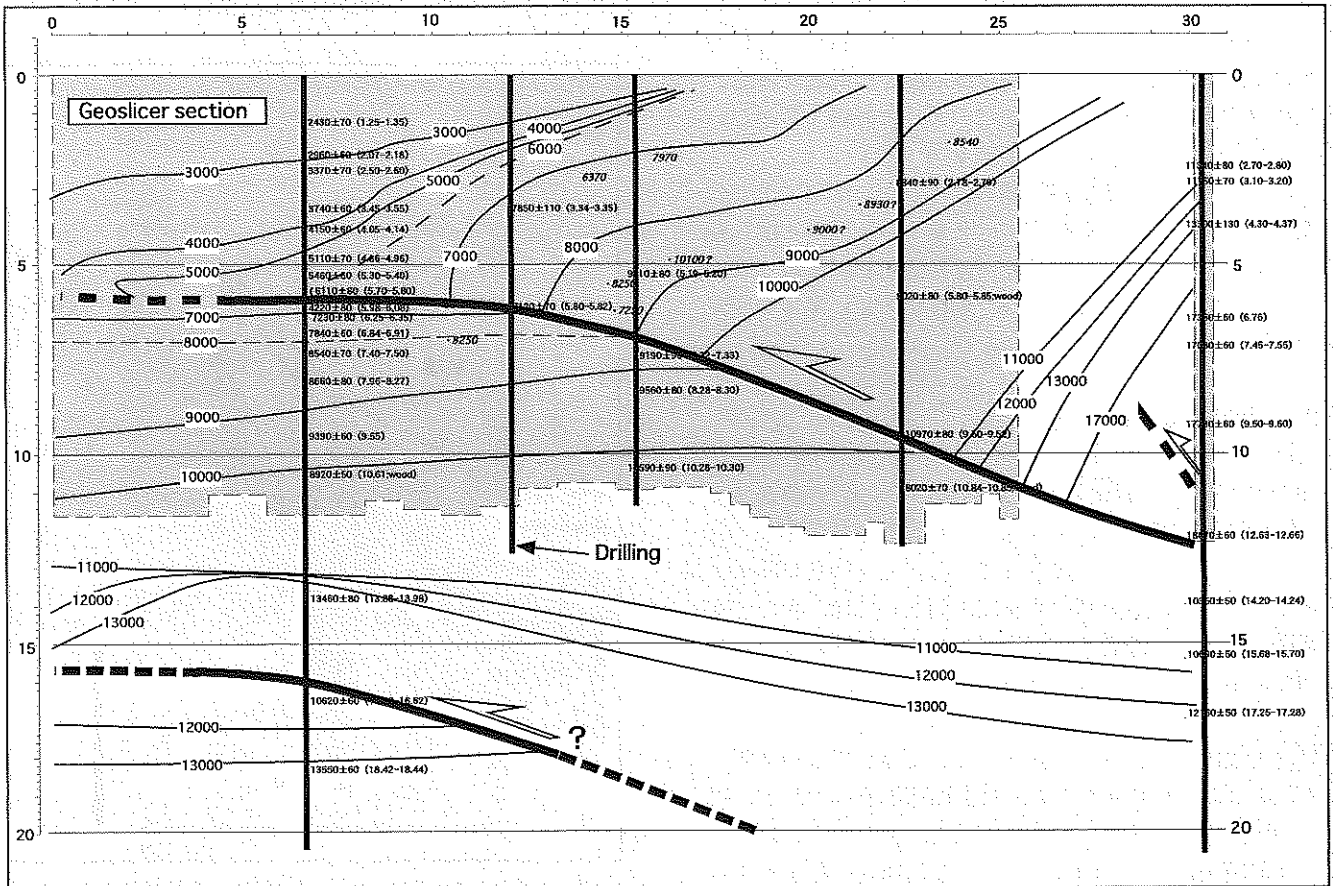
図3 糸魚川-静岡活断層系・富士見断層の極浅層反射法地震探査断面の深度変換断面⁹⁾ マイグレーション後

一回の変位量が数メートルにも達する断層の複数回の古地震の評価や、三次元的な使用による横ずれ断層の実変位量の推定など、トレンチ掘削では得られないデータを提示できる可能性を有している。図4に示したのは糸魚川-静岡構造線活断層系・神城断層の例で、ここではロング・ジオスライサーとよばれる矢板を使用した地層抜き取り装置を使用している⁷⁾。この調査によって、衝上断層の先端部の構造が明瞭に描き出されている。とくに逆断層の場合、断層はいくつかに分岐し、トレンチ調査のみでは実変位量を過小評価する場合もあるため、トレンチサイトの評価をする際には、断層系の中での変位の分配を考慮することが重要である。

が判読できないとしても、有効なトレンチ調査を行うためには物理探査を用いたサイトサーベイは重要である。

地層抜き取り法は、パイプロハンマーを使用して鉄板を地中に埋め込みスラブ状に地層を抜き取る方法である⁸⁾。トレンチ掘削に比べ、実用面では法面の傾斜や掘削土砂のための用地を必要としないこと、軟弱層や水底でも運用可能なことなどである。さらに、大深度の抜き取りも可能で、

活断層から発生する内陸地震の規模を予測するためには、地震時の変位量を明らかにすることが重要であり、横ずれ断層については通常のトレンチ掘削では困難なことから、考古発掘の手法を用いた同一の地層の境界に沿った平面的な発掘調査も行われている。今後、地下レーダー探査やジオスライサーを用いた手法の開発も重要であろう。

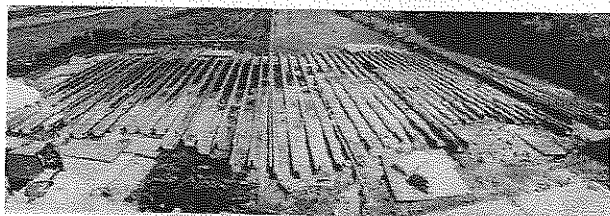


(a)放射年代の値とともに解釈した地質断面

図4 糸魚川-静岡構造線北部・神城断層先端部のジオスライサー

3. 地表の活断層と震源断層

活断層の活動履歴の解明を目的とした調査・研究とともに、特定の活断層がずれ動いた場合、どのような地盤震動が発生するかという問いに正確に答えていくことも、現実的な防災対策を行っていくうえで重要な課題である。こうした流れの中で、地震調査推進本部によって大都市が位置する平野部の地盤振動特性を明らかにするための調査が進められている。内陸地震に伴う都市の地盤の震動を予測するためには、都市地盤の問題と同時に地震を発生させる震源断層の問題も重要である。震源断層の形状によって地表での震源からの距離に大きな差を生じるために、内陸の大規模な地震の被害を想定する場合、震源断層の形状は大きな問題となる。図5に示したように、ほぼ垂直に近い震源断層に沿った破壊による地震では、地表では断層近傍で被害が集中するのに対して、1999年の台湾・集集地震のような震源断層が低角度の場合には、震源断層からの距離が近い上盤側の広い範囲で震動による被害が発生することになる。つまり震源断層が低角度の場合、単純に地表近傍の活断層からの距離でその被害を想定することは危険であり、近くに活断層がないからといって安全だということにはならない。震源断層は複雑な地質構造過程を反映しているため、その形状は現在の広域応力場や運動様式からユニークに決定できるとは限らない。とくに、北日本や近畿地方では逆断層型の活断層が卓越することが知られており、地表



(b) ロングジオスライサーを横に並べた写真



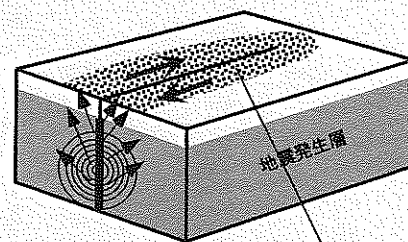
(c) ロングジオスライサーを地中に打ち込んでいるところによって得られた地質断面と調査風景

の活断層と地下の震源断層の関係を明らかにすることは、被害予測も含め活断層の評価にあたっては重要な問題となる。

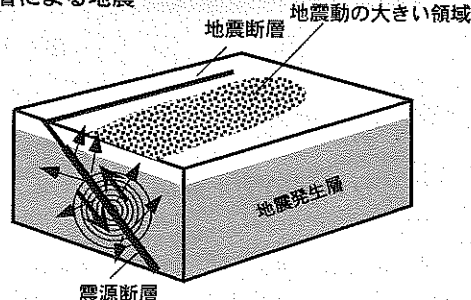
4. 地表出現衝上断層

地下構造探査の進展に伴い、北日本に分布する逆断層の中でもいくつかのタイプに分けられることが明らかになりつつある⁹⁾。一つが Emergent thrust とよばれるタイプであり、ここでは地表出現衝上断層と直訳しておく。1896年に陸羽地震 (Mj 7.2) の地震を発生させた千屋断層 (図6) や、前述した雫石の地震断層、また1999年の台湾集集地震の際に出現した地震断層もこのタイプに属する。特徴は、断層の上盤側の地層の走向・傾斜が、ほぼ地下の断層に平行で、断層面が位置する地層の層準に、水平なデタッチメントを有することである。このような地表出現衝上断層の場合、地表の地質からある程度地下の断層の形状を予測することができる。千屋断層の場合は、地表の断層の上盤側に露出する船川層に相当する第三紀末の泥岩中にすべり面があり、千屋丘陵下でほぼ水平なデタッチメントを構成している。庄内平野南東縁の羽出丘陵との境界部に発達する断層も同様の構造形態を示し、ここでは草薙層とよばれる女川層相当の珪質泥岩中に滑り面が形成されている。こうした地殻浅所に水平なデタッチメントを有する場合は、地下の震源断層と地表の断層トレースの間には有意な位置の違いをもたらす。こうしたデタッチメントをなす構造については、地層の断面積や地層の長さ変形前後で変化しないという仮定のもとに作成するバランス断面法による解析が必要となる。逆断層の背後にある山地の隆起量は、周辺の地層の分布や堆積相の特徴などから、地質学的にある程度評価できる場合が多い。断層先端部での水平短縮量が正しく評価できれば、山地の隆起量と合わせて、地下深部の山地を隆起させた断層—おそらく震源断層—の形状を地質学

垂直な横ずれ断層による地震

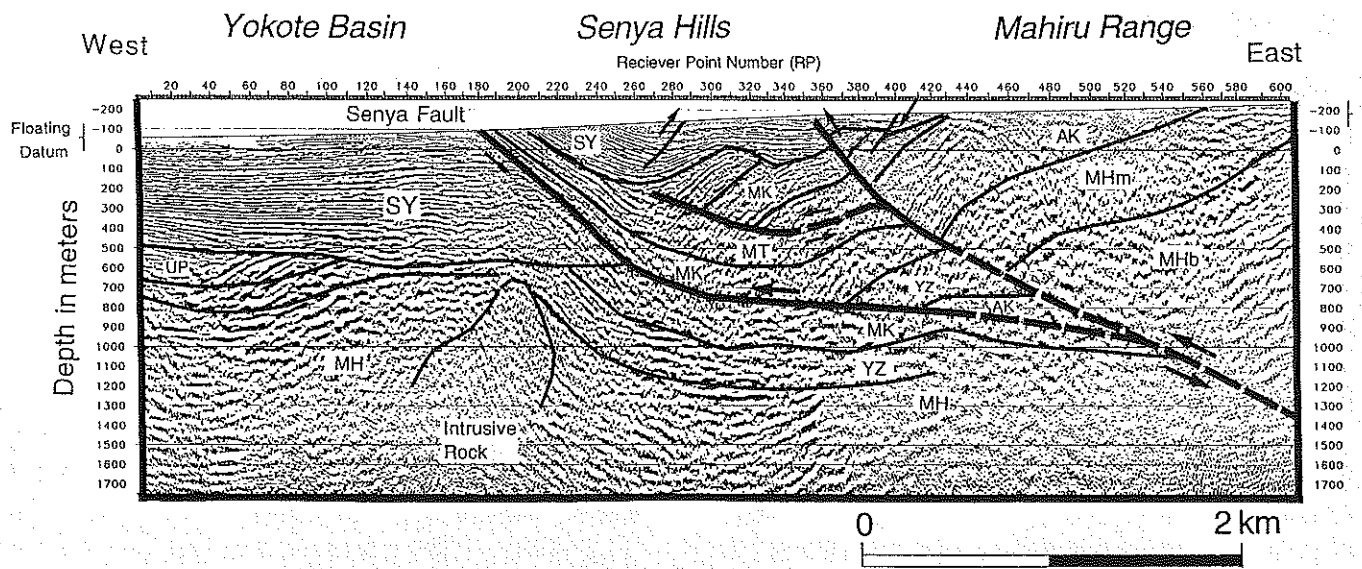


逆断層による地震



震源断層

図5 震源断層の形状と地震被害



震源は地震研究所のミニバイブレーターを使用。受振点間隔 10 m, 発震点間隔は 20 m, スィープ周波数は 10~120 Hz。
 図 6 千屋断層の反射断面⁹⁾

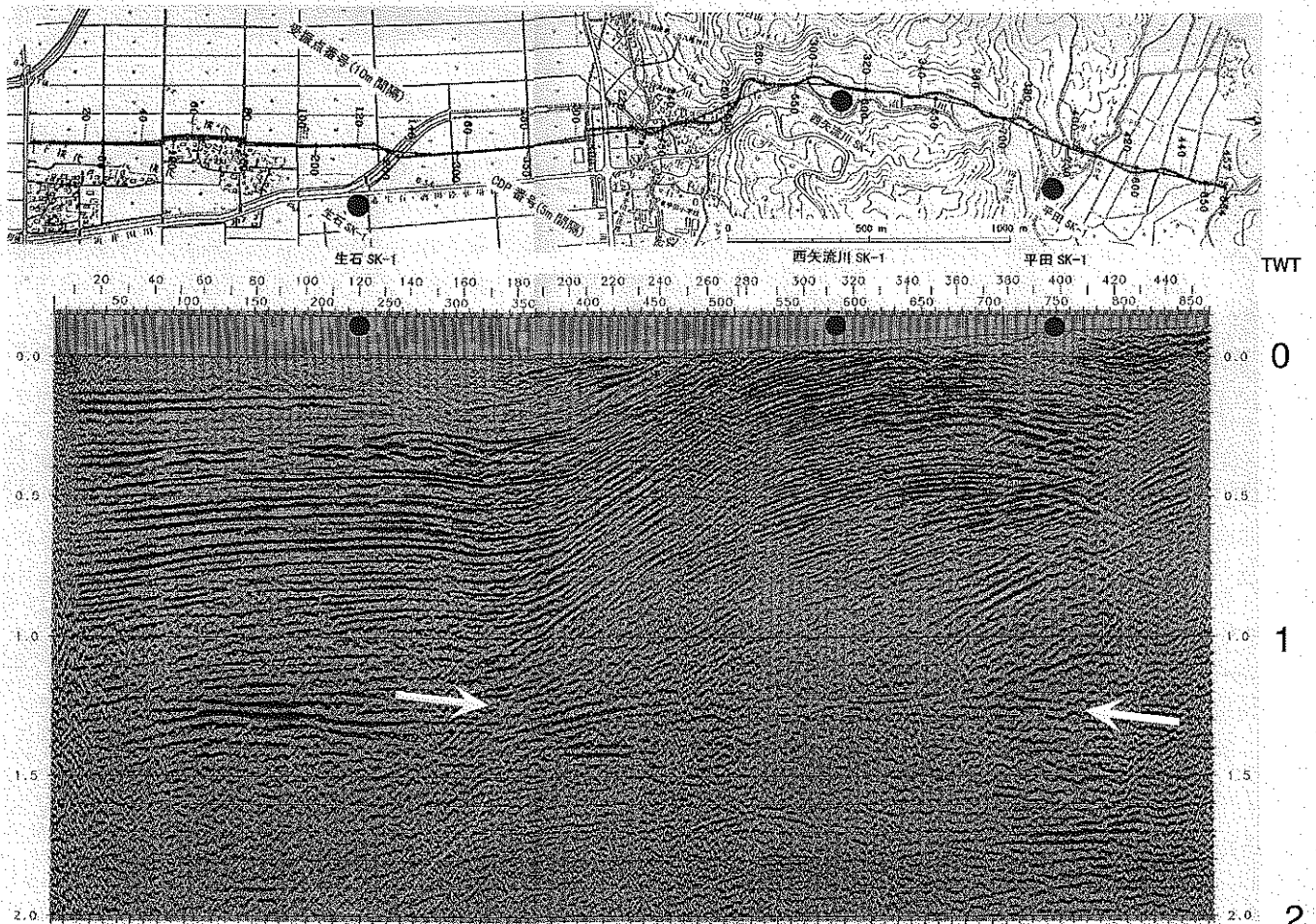


図 7 庄内平野東縁断層の反射法地震探査断面¹⁰⁾

的に予想することが可能になる¹⁰⁾。

5. ウェッジ型の衝上断層

このタイプの衝上断層はとくに堆積層が厚く発達する地域で特徴的な断層で、山形県庄内平野西縁の活断層系(図7)や、石狩平野東縁断層帯で見いだされている。また、仙

台市の長町-利府断層なども主断層の前面は撓曲構造のみであり、類似の形状をとる。これらの断層の特徴は、主断層に沿っては撓曲を示すのみで、主断層と平行な断層が地表では出現しない。その代わりに、隆起帯の内部に主断層と平行する逆向きの傾斜の断層(バックスラスト)が発達することである。このような断層の場合、古地震イベントについては断層運動に伴う急激な隆起による隆起側の地層の

薄化、地震イベント後のオンラップなどを群列ボーリングなどによってとらえる必要があるが、現実問題としては地表まで突き抜けた断層の評価に比べ、変形の波長が大きくなり困難な課題となる。もう一つの方法は、バックスラストを重視しその活動性をトレンチ掘削などによって求めることである。しかし、この場合でも当該断層の主断層との構造的な関係を把握し、地下に伏在する主断層のすべりに比べ、どの程度のすべりが副次的な断層で解消されているのかを見積もることが重要であろう。副次的な断層であっても、ほとんど主断層と同様の平均変位速度が推定されれば、その古地震イベントは主断層の動きを表わしているものと見なせる。逆の場合は、副次的な断層の示す間隔よりも主断層はより短い間隔で活動している可能性がある。

6. 伏在断層

ウェッジ型の衝上断層も主断層が地下に伏在しているという点では伏在断層となるが、断層折れ曲がり褶曲 (fault-bend fold) や断層伝搬褶曲 (fault-propagation fold) をなして、地表近傍には褶曲しか発達しない伏在活断層もある。これはとくに本州から北海道の日本海側に発達する褶曲帯において見られる様式で、厚い第三系の分布がこうした様式の変形の原因になっている。図8に示したのは石狩低地帯苫小牧東部の活褶曲 (growth fault-bend fold) の一例である¹²⁾。ここでは島弧地殻の衝突により大規模な褶曲—断層帯が形成されている。日高山脈から伸びる低角逆断層は西方に変形フロントを移動させながら短縮変形域を拡大させ、現在はそのフロントは石狩低地帯の東部に及んでいる¹³⁾。苫小牧東部には、主衝上断層の折れ曲がりに対応した、褶曲構造が形成され、堆積と同時に褶曲が成長したために、背斜部で薄くその西側の低下側で地層が次第に厚くなる傾向を示している。こうした背斜の成長は、約4万年前に噴出した支笏火砕流の堆積面の変形にも現われており、地層の年代から主断層の平均変位速度を求めることができる。しかし、古地震学的な活動時期の復元については、褶曲の波長が大きいためかなり困難な課題となる。しかし、こうした衝上断層系の形状を理解することは、発生する地震像を描くうえで重要であり、図8のような断層システムの場合、伏在活断層の位置よりもかなり東方で強震動が発生するというシナリオになる。

7. 震源断層のイメージング

これまで述べたように、重要なのは地震発生層中の震源断層の形状と活動特性である。活断層の浅層構造や地質構造から、地下深部の震源断層の形状を推定できるが、直接的には、物理探査によって震源断層をイメージングする必要がある。1997~98年にかけて地震予知計画の中で、東北日本の中央部の奥羽脊梁山地を横切って、深部地殻反射法

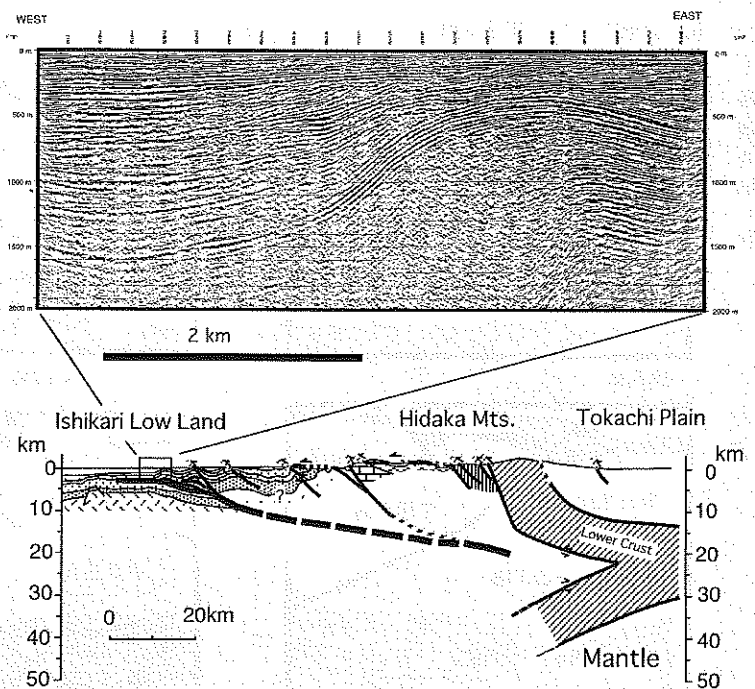


図8 苫小牧市東部勇弘の反射法地震探査断面^{12),13)}

地震探査が実施された¹⁴⁾。震源には最大500 kgのダイナマイトの他、パイロサイス4台を用いた。発震はほぼ300 m間隔、受振器は10 Hzの18個組を50 mおきに設置した。反射法地震探査によって得られた重合断面を図9に示した。脊梁山地は南北に連なる火山帯を形成し地震波の減衰が大きいことや、日本列島の地殻深部を構成する岩石は、付加体として作形成された複雑な地質構造を有するため、深部反射法地震探査から得られたイメージは、大陸地殻で実施された結晶質基盤の分布域での探査結果に比べ不明瞭である。しかしながらこうした困難にもかかわらず下部地殻からの反射波をはじめとして良好な記録が得られた。全般的な反射イベントの特徴として、往復走時4~5秒程度より深部では反射イベントが増加する傾向にある。このことは大陸地殻と同様に島弧地殻でも多数の反射層に富む下部地殻 (laminated lower crust) が存在することを示している。合同地震観測や東北大学の従来観測成果によれば、地震発生層の下限はおおむね反射法でとらえられる laminated lower crust の上限と一致する。地震発生層中には脊梁山地両縁を限る活断層の延長部に対応して、脊梁山地の西側では東に傾斜した、東側では西に傾斜した反射イベントがマッピングされた。この二つの断層は往復走時約4.5秒で交わるが、この深さはほぼ地震発生層の下限に相当する。つまり、脊梁山地は両側の逆断層の変位によってその間の三角形の上部地殻のブロックを押し上げることによって形成されたと理解できる。地質学的にはこうした構造はポップアップ (pop-up) 構造とよばれている。ポップアップ構造を生み出すためには、地震発生層よりも下位の地殻で水平短縮をまかなうことが幾何学的に要請される。1896年にM7.2の陸羽地震を発生させた脊梁山地の西側の千屋断層は、地震発生層の下限近傍で、水平に近い形状を示している。1896年の陸羽地震の際には、真昼山地の東

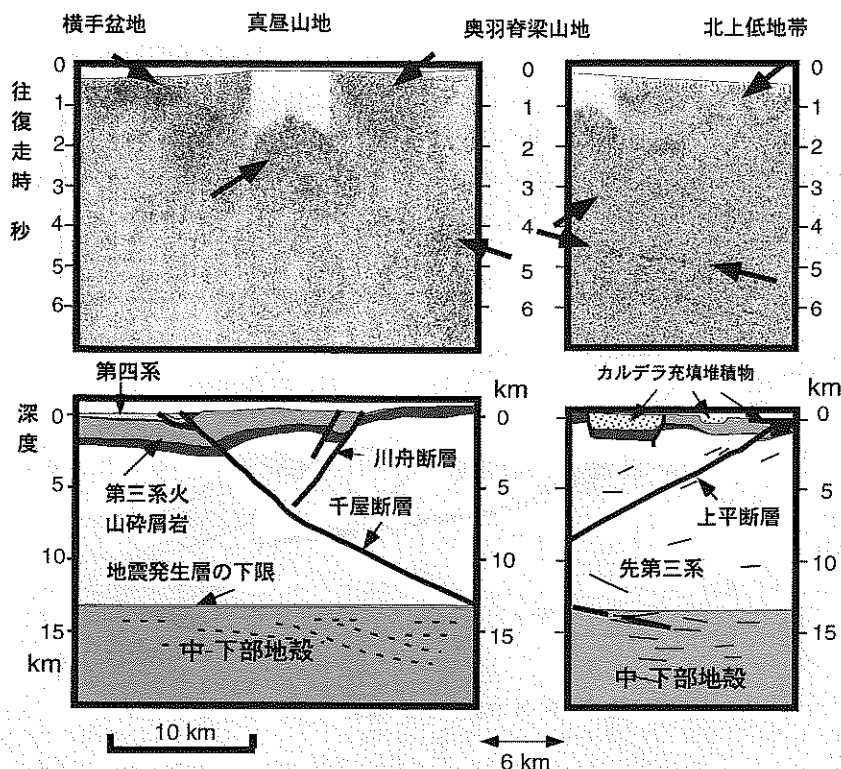


図9 奥羽脊梁山地を横切る深部地殻反射法地震探査断面⁽⁴⁾

近年、物理探査の発達によって地殻深部から表層までその物理的な特性を明らかにすることが可能になりつつある。しかしながら、こうした領域は本来地質学がカバーしている領域であり、今後も地質学的方法による検討が必要である。たとえば地質構造の形成についての地質学的な知見は、活断層の深部形状についての重要な示唆を与える。断層の再活動は地殻変形の基本的な属性であり、その力学的な形成史は地殻の深部構造を明らかにするうえで重要な要素である。また、都市が集中する平野部の地盤は、地質学的な過程で形成されたものであり、平野の震動特性は盆地形成史と密接な関連を有している。今後、精度の高い内陸想定地震のシナリオを描くためには、地質学的な調査・研究が重要な役割を果たすことになる。

文献

- 1) 熊木 洋：地震防災における地震調査研究の課題、特に活断層の長期評価について、地形, 20, 405-418, 1999.
- 2) 菊池正幸：EIC地震学ノート, No. 93, 東京大学地震研究所, 地震予知情報センター, 2000.
- 3) 渡辺満久・鈴木康宏：活断層地形判読, 古今書院, 184 p, 1999.
- 4) 東郷正美：微小地形による活断層判読, 古今書院, 203 p, 2000.
- 5) 松多信尚・今泉俊文・T. Pratt・R. Williams・佐藤比呂志・池田安隆・蔵下英司・加藤直子・荻野スミ子・加藤 一：極浅層反射法探査による活断層のイメージング：千屋断層・富士見断層を例として, 2000年度秋季大会日本地震学会予稿集, P 080, 2000.
- 6) 中田 高・島崎邦彦：活断層研究のための地層抜き取り装置 (Geo-slicer), 地学雑誌, 106, 59-69, 1997.
- 7) Imaizumi, T., Ikeda, Y., Sato, H. and Miyauchi, T.: Active thrust-front structure—examples from Japan. Proceedings of the Hokudan International Symposium and School on Active faulting, pp. 123-126, 1999.
- 8) 佐藤比呂志・平田 直：内陸大規模地震の震源断層を探る, 科学, 70, 58-65, 2000.
- 9) H. Sato et al.: 日本地震学会予稿集, No. 2, p. 117, 1997.
- 10) 佐藤比呂志・平田 直：活断層の深部構造と日本列島の成立, 科学, 68, 63-71, 1998.
- 11) 山形県：山形県活断層調査, 第2回活断層調査成果報告会予稿集, 221-224, 1998.
- 12) 佐藤比呂志・平川一臣・池田安隆・折戸雅幸・井川 猛：苫小牧市勇弘の伏在活断層, 平成10年度石油技術協会春期講演会予稿集, p. 75, 1998.
- 13) 伊藤谷生：日高衝突帯一前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造, 石油技術協会誌, 65, 103-109, 2000.
- 14) 佐藤比呂志・平田 直・岩崎貴哉：東北日本の地殻構造と新生代テクトニクス, 月刊地球, 21, 212-219, 1999.

縁に位置する川舟断層も活動した。反射法地震探査断面によれば、この地震を引き起こした千屋断層とは地下5 km程度で交わる。比較的浅い地殻ブロックが地震の際に共役的な逆断層の動きによって隆起したものである。こうした断層系の深部構造は、複数の活断層から将来の地震を予測する際に重要な資料となる。

まとめ

ここでは活断層の調査方法ととくに逆断層型の活断層を例として、それらの形状について述べた。活断層から発生する直下型の内陸地震の被害を逡減するために、活断層の評価という問題が社会的にも認識され、とくに活断層の活動履歴の調査が積極的に進められている。このような時系列のうえでの評価も重要であるが、同時に特定の断層の活動を前提とした地表の強振動予測、そしてそれらに基づく被害予測も重要な課題となる。内陸地震は地殻上部で発生する。したがって、相当する深部の断層面の形状・地殻の状況についても、破壊がどこから開始されるかという予測も含め、今後明らかにすべき重要な課題である。とくに、前述したような課題を明らかにしていくためには、将来、現象の発生する場についての理解、すなわち地殻中部から表層まで活断層システムを総体として理解することが求められる。

海域における海底活断層調査

かとう ゆきひろ
加藤 幸弘*

1. はじめに

海域における活断層調査が目指すべき成果は、陸上の活断層調査と変わるところはない。それは、まず活断層の発見認定であり、その後、発見認定された活断層の活動履歴を明らかにし、活動度を評価しうるだけのデータを得ることである。しかし、海域での活断層調査では、海が海たるゆえんである海水を原因とする大きな技術的な障害が存在し、陸と同じ調査手法をほとんど使用することができない。調査技術は、海域における技術的な障害を乗り越えるべく、新たに開発、あるいは導入されてきた。海域の活断層調査は、このような調査技術の開発、導入なしに、全く成立し得ないのが現状である。この小文では、海域における調査技術を紹介した後に、海上保安庁水路部が実施した伊勢湾における沿岸海域海底活断層調査を例として、そこで使われた調査技術を解説する。

2. 海域活断層調査における調査技術の役割

活断層調査の目的は、活断層を発見認定し、その活動度を評価することである。まず最初の段階では、活断層を発見認定することが、必要である。活断層調査が進んでいる陸上では、活断層を発見認定するために、断層を示唆する変位地形を、航空写真によって探し、断層を発見認定する。その後、トレンチ調査を含む野外調査を実施し、地層や地形変位の累積について精査を行うことで活動履歴を見積もり、活動度を評価する¹⁾。

陸上では、航空写真と野外調査を組み合わせ、全国の活断層が調査されている。そして多くの活断層では、トレンチ調査をはじめとした野外調査によって、その活動履歴が解明されており、地震調査研究推進本部において、活断層の活動度について評価されつつある。一方、海底においても、海域活断層がいくつも発見され、活動履歴も明らかにされてはいる²⁾³⁾が、陸上とは調査の環境が大きく異なることから、活断層の発見認定を目指した調査ですら、日本周辺海域全域で陸上と同密度あるいは同精度では行われて

いるわけではなく、調査の空白域も依然として残っている。

陸上と海底との環境で最も基本的には異なっているのは、当然のごとく海水の存在である。海水は、電磁波をほとんど通さないため、陸上では、活断層を発見、認定する上で、最も有効な方法である航空写真をはじめとする光を使ったリモートセンシングが不可能である。そのため、海底におけるリモートセンシングでは光でなく、海中でも伝わる音波を使用して行うこととなる。音波を利用したリモートセンシングは、使用する周波数とエネルギーによって、分解能および探査深度が大きく異なるため、探査については調査対象に応じた適切な周波数、エネルギーを選択する必要がある。この選択を誤ると、たとえば音波探査では、音が通らず、海底下の全く記録が得られない場合もある。また、海水が存在することから、海底面に直接人間が降り立ち、観察、調査を行うことが、浅海においてすら、特殊な装備を用いなければ難しい。さらに、深海では、水圧がさらに高まり、トレンチ調査をはじめとする直接観察を行う野外調査は、潜水調査船を用いたきわめて限定されたものになるか、全く不可能な場合が多い。

以上のように、海域の活断層調査については、海水の存在のために、技術的な制約がきわめて多い、しかし、海域にも活断層調査を行う上で、有利な点も存在する。たとえば海底は、浸食作用が活発ではなく、基本的に堆積の場であることから、陸上とは異なり、地層中に連続的な記録が残されている。リモートセンシングや試料採取によって、この記録を読みとることができれば、精度の高い活動履歴の情報が得られることとなる。そして、調査地点についても、陸上に比較して制約が少なく、任意の方向に、音波探査などで連続的な調査が可能である。また、船舶を使って調査を行うことから、地形、地質構造、地磁気、重力など多数のリモートセンシングの測定項目を同時に計測することが可能であり、調査海域の構造についていろいろな解析を行うことが容易である。

海域活断層調査を実施する上で、海水が存在することを原因とする技術的な制約を克服し、また、海域の調査における利点を活かすために、多くの調査技術が用いられている。以下に、海上保安庁水路部が行っている沿岸海域海底活断層調査(図1, 2)およびプレート境界域地形・活断層

* 海上保安庁水路部企画課地震調査官

調査で使用している海底調査機器、手法を中心として紹介する。

3. 海域の活断層調査を行うための調査機器および手法

海域であることの利点を利用して、そして、陸上と比較して制約される点を改善するために、現在さまざまな調査技術が利用されている。

海底における活断層調査は、陸上における活断層調査と同様、活断層の発見認定を行い、それから活動履歴の調査を行う。使用される調査手法としては、海底活断層の発見認定のために、海底地形調査、海底音響画像調査、音波探査などが用いられる。また、活動履歴の解明するための調査では、音波探査および海底下試料採取分析などが行われる(図2)。

なお、海域の活断層調査は、調査海域の水深によって採用する調査手法が異なっている。沿岸海域では、断層による変位速度が、堆積速度を上回る場合や、浸食によって変位地形がそのままの形で保存されておらず、海底地形の判読による、活断層の把握は難しい。そのために、音波探査で海底下の構造を探査することによって活断層分布を明らかにする調査が主流となる。一方、深海では、断層による変位速度が、堆積速度よりも遅いため、変位地形が保存されやすく、海底地形から陸上と同様に、変位地形の判読ができることから、深海では陸上と同様に、地形の把握から開始し、一連の活断層調査を行うこととなる。

3.1 海底地形調査

変位地形を把握するため、および後の調査計画を作成するためには、海域において水深の計測を行い、海底地形図を作成することが欠かせない。海底地形を計測するためには、海面から海底までの距離(水深)を、音波で計測する測深調査を行う。測深調査には、測線直下の水深値のみを計測するシングルビームの測深機と測線直下だけでなく

□ 調査済み海域

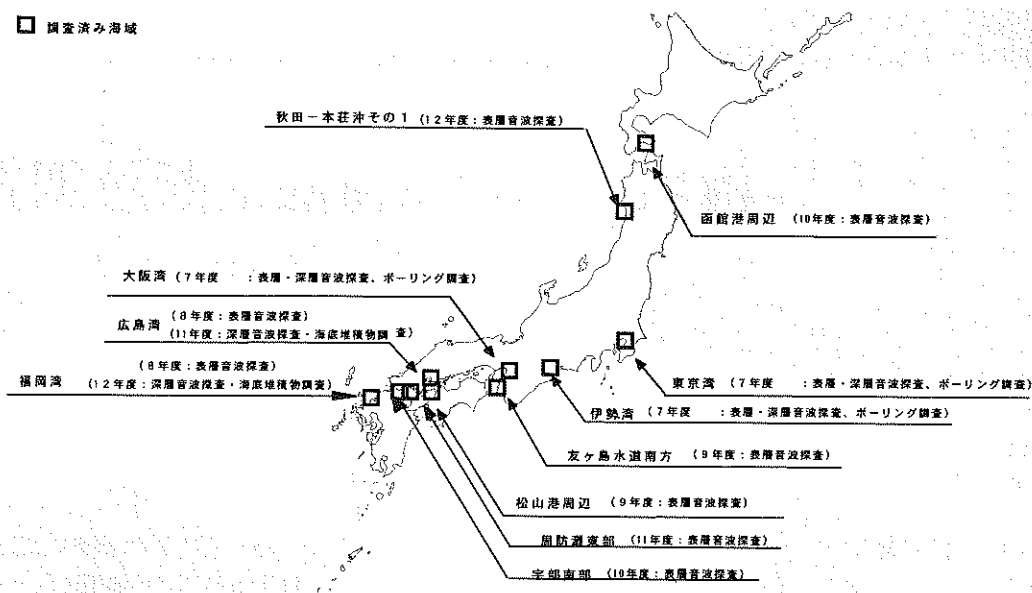


図1 海上保安庁水路部が行った沿岸海域海底活断層調査域

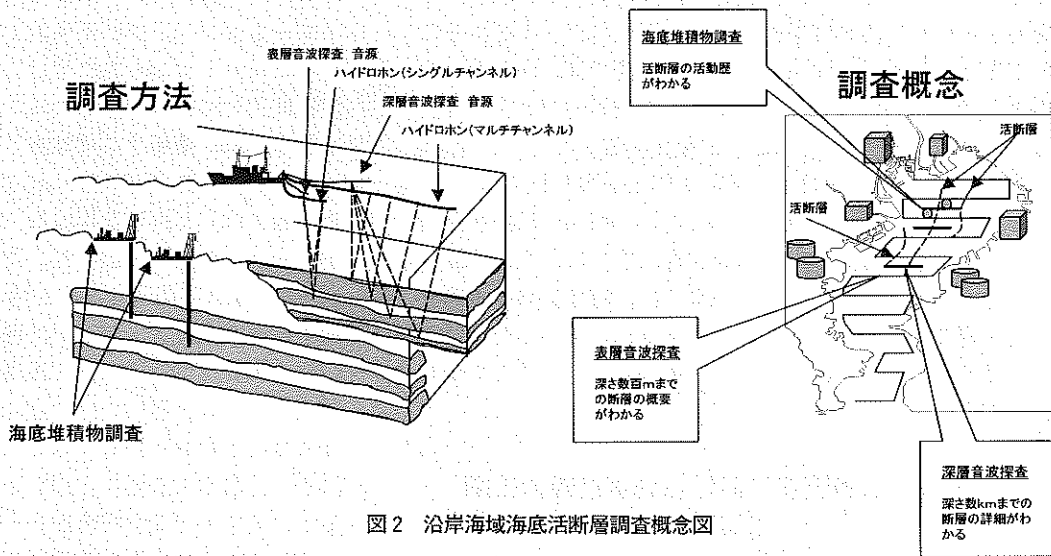


図2 沿岸海域海底活断層調査概念図

水深の何倍かの幅の海底を一度に計測可能なマルチビームの測深機を利用した調査がある。シングルビームの測深機は、現在も沿岸域を中心に多く使われている。しかし、シングルビーム測深機では、測線と測線間にはデータが存在していない海底が存在し、測線と測線の間は、データを補間しなければならず、したがって海底地形図で表現される地形全体の精度は、変位地形を判読するために十分でない。一方、深海域および沿岸域で急速に普及しているマルチビーム測深機は、調査計画にもよるが、基本的には、海底における未測域なく水深値の計測が可能である。現在、日本の国内で利用されているマルチビーム測深機としては、深海用では、SEA BEAM 2100 シリーズや、HYDROSWEEPなどが、海上保安庁水路部の測量船をはじめ、大型の調査船に船底装備されている。これら深海用のマルチビーム測深機は、計測を 12 kHz の音波で行っている。そして最も台数の多い SEA BEAM 2100 シリーズは、測深方式として、インターフェロメトリー方式を採用し、水深値だけでなく、同時にサイドスキャンソナーデータも収録可能となっ

ている。なお、SEABEAM 2100 シリーズの測深幅は、水深 1500 m 以浅では、直下の水深の約 7.5 倍までの海底を一度に計測することが可能である。一方、浅海では、SeaBat シリーズが、可搬式および船底装備として、20 式以上国内で導入されている。SeaBat シリーズは、240 kHz ないし 455 kHz の周波数の音波を使い、水深 300 m ないし 100 m までの海底を、水深の 7.5 倍あるいは 2 倍までの幅の海底を一度に計測する。測定方式は、クロスファンビーム方式を採用している。なお、SeaBat シリーズの一部の機種では、やはり水深のみではなく、サイドスキャンソナーデータも収録することが可能である。深海用および浅海用のいずれも、合成ビームの指向角は 1~2 度と変わらないが、実際の海底におけるフットプリントの大きさは、水深が浅い方が当然ながら小さい。つまり浅海の方が深海よりも遙かに水平分解能の高いデータを得ることができる。

このようなマルチビーム測深機を用い、未測域がなくなるよう計画された調査で取得された水深データは、測定する装置および、調査海域の水深によって、その精度は異なるが、きわめて精度の良い海底地形図を作成することが可能である。そして、この海底地形図を使えば、十分、陸上の地形と同様に変位地形を読みとることが可能となる。

3.2 海底音響画像調査

海底の変位地形を把握するための微細な海底の起伏を調査するためには、測深調査で水深値を計測する方法以外に、海底から反射する後方散乱波の強度を計測して、海底の音響画像を作成する方法がある。この方法では、海底地形の微細な起伏が判明するだけでなく、海底を構成する物質(底質)の差違を、後方散乱波強度の大きさに計測することが可能である。たとえば、泥の底質は反射強度が弱く、礫や砂などの底質では、反射強度が強く表現される。以上のように海底音響画像には、海底の微細な起伏が表現される他に、海底表層を構成する底質に関する情報が得られる。これから、たとえば変位地形として有効な海底谷やガレーがよく表現され、活断層の発見・認定に大きく貢献する。海底音響画像調査を行う機材としては、サイドスキャンソナーとマルチビーム測深機のサイドスキャン機能がある。いずれも扇形の指向性を持った音波を海底に発振し、海底において反射する後方散乱波の強度を計測する。サイドスキャンソナーでは、船舶からトウフィッシュと呼ばれる送受波器を曳航する。曳航体からは、対象とする海底の深さに応じ、浅海では、100 ないし 500 kHz の周波数の音波を、また深海では、9~12 kHz の音波を使い調査を行っている。このうち、浅海用のサイドスキャンソナーには、周波数が高く、フットプリントが小さいために水平分解能が高く、海底に沈んだ沈船や航空機等の映像や海底に露出する地層の映像を捉えることが可能である。一方、深海用のサイドスキャンソナーは、海面から 100 m 程度の深さを曳航する浅海曳航型と、海底面上 100 m 程度の高度を曳航する深海曳航型の 2 種類存在する。深海曳航型は、曳航体を深海底においてなるべく一定の高度で曳航する必要があることからオペレーションがきわめて難しいことと、深海曳航

のため水圧に耐えうる機材を必要とすることなど技術的に難しい点があるが、海底面までの距離(高度)が近く、浅海用のサイドスキャンソナーと基本的に同じ分解能、精度となる。浅海曳航型は、海上保安庁水路部の「アンコウ」(図 3)、東京大学海洋研究所の「イザナギ」が国内機関で所有するサイドスキャンソナーである。このうち「アンコウ」は、探査幅が 1~20 km であり、探査幅の中を 8000 ピクセルのデータとして収録する。また、「アンコウ」は、サイドスキャンソナーデータだけではなく、測深機能も有している。

なお、海底音響画像は、サイドスキャンソナーだけではなく、サイドスキャンソナー機能を有するマルチビーム測深機でも測定することが可能である。ただし現状では、サイドスキャンソナーのデータに比べ、分解能は劣っている。

3.3 音波探査

海域では、陸上に比べ観測地点についての制約が少なく、音波探査を行うことが容易であり、任意の方向に調査測線を直線として取ることが可能である。音波探査では、音源の周波数に応じた分解能で、連続した地層断面を得ることができる。音波探査は、海底下に分布する断層を、音波探査記録の反射面の食い違いとして直接イメージングすることが可能であり、海域の活断層調査のきわめて強力な調査手法の一つである。

音波探査は使用する音源の周波数および信号を受信するハイドロフォンケーブルの種類によって探査深度および分解能を変えて、海底下のイメージングを行う。たとえば、海上保安庁水路部で実施している沿岸域の海底活断層調査では、深部構造は、エアガン等の卓越周波数の低い音源を用い、受信はマルチチャンネルのハイドロフォンケーブルを使用する。浅部の構造については、より卓越周波数の高いスパーカー(図 4)を音源として用いシングルチャンネルのハイドロフォンケーブルで受信し、さらに表層部の構造については、2~7 kHz の周波数をスイープする音源を持つチャープソナー(図 5)を使用する。表層部については、チャープソナーの変わりに、同じく卓越周波数の高いソノプローブ(磁歪振動型)を使用することもある。

3.4 海底下試料採取

海底における活断層の発見認定は、基本的には今まで述べてきた音を使用したリモートセンシングで、調査することが可能である。しかし、認定された活断層の活動履歴を解明するためには、リモートセンシングから得られるデータからは不可能であり、何らかの形で、過去の活動履歴を記録しているであろう海底下の地層を採取して、地層の堆積年代などを分析する必要がある。試料採取するにあたって、重要なのは、陸上のトレンチ調査と同様に、地層の変形および変位構造から、イベントの相対的な時期を求め、そして、堆積物の年代を分析することによって実際のイベントの時期を求める必要がある。そのためには、まず、断層の変位を判読できるだけ十分多くの反射面がイメージングされている音波探査記録を得る。それから、変位量が確

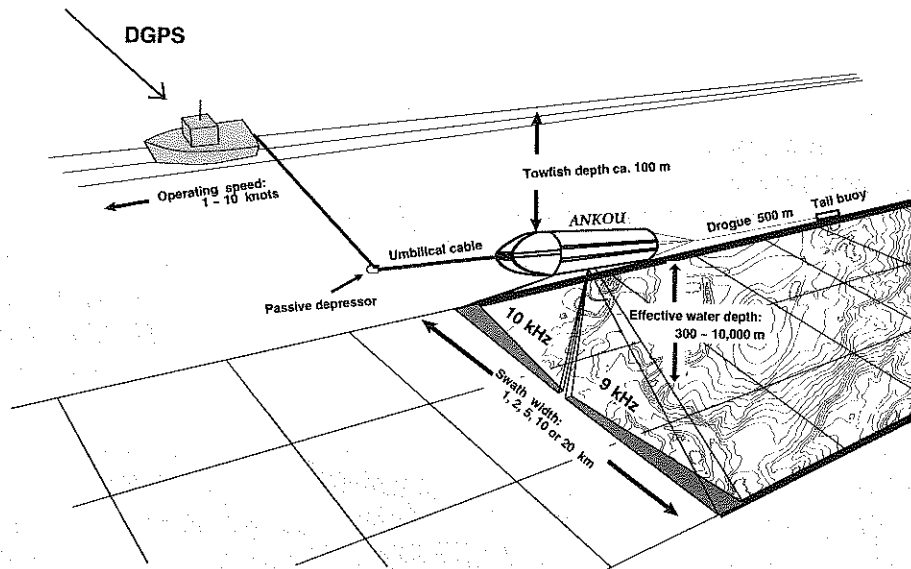


図3 サイドスキャンソナー「アンコウ」

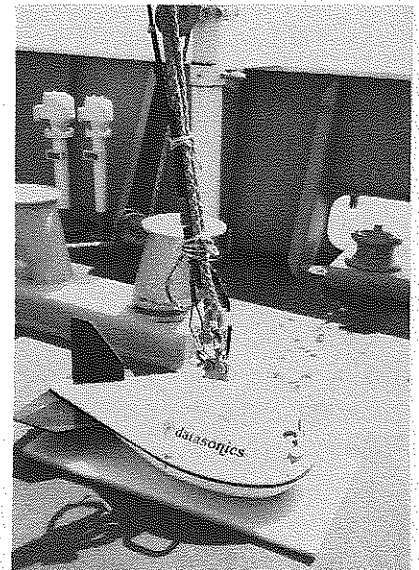


図5 チャープソナー曳航体

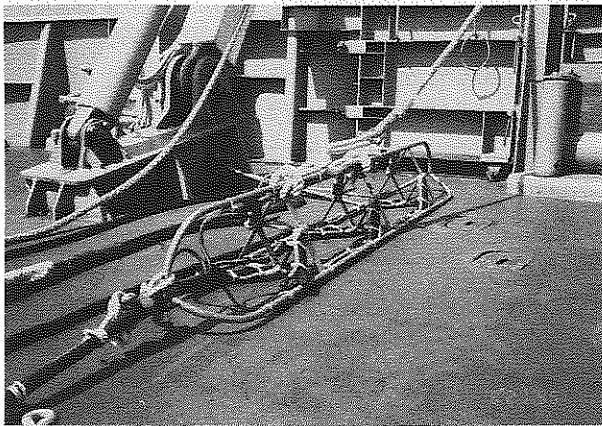


図4 スパークー発振部

認できた反射面の深度まで到達する柱状試料を得ることが最低条件となる。このような条件を満たす沿岸海域の内湾では、反射面が多く断層の変位を確認できる精度の良い音波探査記録が得られ、また、泥質の堆積物が多いことから試料の採取も比較的容易である。

活断層調査における試料採取は、成層構造を乱さない方法である必要があり、重力式柱状採泥器、パイプロコアラ―そして海上ボーリングなどの方法が使われる。このうち、重力式柱状採泥器は、泥質堆積物を効率的に採取することが可能である。また、構造が簡単なために、浅海でも深海でも使用することができるなどの利点を有する。パイプロコアラ―は、重力式採泥器では難しい砂質堆積物の採取を目的として採泥器で、採泥管を電動モータで振動させ、試料を採取する。海上ボーリングは、海上に橋などをたて、ボーリングを行う。コア長は、採泥器よりもはるかに長く取ることが可能であり、様々な岩質に対応することが可能であるが、費用が莫大にかかることが欠点となっている。

4. 海底活断層調査の実例

前章で述べてきた調査機器を用いた活断層調査の実際に

ついて、海上保安庁水路部が平成7年度に実施した伊勢湾の沿岸海域活断層調査を例としてあげ、その調査および成果について述べる²⁾。深海域における活断層調査については、水路部では、日本海海溝で開始しているが、現在データの解析中のため、ここでは詳細について述べない。なお、本格的な深海域における活断層調査については、「東海沖の海底活断層」に詳しく述べられており、参考にしていただきたい⁴⁾。

伊勢湾は、濃尾平野南方に広がる一部を除き、水深40 m以浅の平坦な浅海である。伊勢湾は、東で知多半島に、西方で丘陵に接する相対的に沈降域となっている。湾内には、伊勢湾断層、鈴鹿沖断層、白子一野間断層などが分布していることは、すでに桑原ほか(1972)⁵⁾によって指摘されており、新編日本の活断層においても、この3断層が図示されている²⁾。その後、知多半島常滑沖における詳細な音波探査による調査⁶⁾、伊勢湾北部におけるマルチチャンネル音波探査⁷⁾が行われ、伊勢湾断層が西落ちの逆断層であることが明らかになった。

しかし、伊勢湾全体における活断層分布、形態の調査については、最初に3つの断層が発見認定されて以降、詳細な調査は行われておらず、その詳細は不明であった。そこで、海上保安庁水路部は、伊勢湾全域で音波探査を実施することによって、伊勢湾における構造を明らかにすること、および伊勢湾断層の活動履歴を明らかにすることを目的とした活断層調査を実施した。

調査では、まず伊勢湾全域の浅部構造を明らかにするために、高分解の記録が得られるスパークーを音源として用いたシングルチャンネル音波探査を、北東-南西方向の約900 m間隔の測線および北西-南東方向の約2700 m間隔の測線で行った。音源であるスパークーは、容量1000 J、電圧5000 Vとし、発振間隔を0.5秒とした。さらに表層の構造を明らかにするために、チャープソナー(周波数2~7

kHz)を、発振間隔0.25秒にて調査を行った。もちろん海上における測位については、DGPSシステムを使用することによって、位置の誤差を最小にするよう心がけた。

さらに深部の構造を把握するために、3つの断層を横切るように、マルチチャンネル反射法音波探査を実施した。この探査では、音源として卓越周波数が低く、より深部まで探査可能なエアガン(GIガン、容量150 inch³、圧力110 kg/cm²)を用い、受信部としては、1chが12.5 mの24chのストリーマケーブルを使用した。また、マルチチャンネル音波探査と同じ測線を、さらにスパーカー(容量200 J、発振間隔1秒)とソノプローブ(周波数3~8 kHz、発振間隔1/3秒)による音波探査を実施した。

以上のように伊勢湾の調査では、4種類の音波探査を使いわけ、それぞれの分解能を以て探査深度に応じた記録を収録した。マルチチャンネル反射法音波探査では、2 km 弱の深度までイメージングできている。一方波長が15 m以上あり、それ以下の細かい構造については読みとることができない。また、スパーカーを使ったシングルチャンネル音波探査では、深さ150 m程度まで、分解能数mで、イメージングできている(図6)。さらにチャープソナーおよびソノプローブでは、深さ30 m程度までを分解能数十cmの精度で、探査することができた(図7)。このように周波数の異なる音波探査を使い分けることによって、活断層の深部からの浅部までの構造を解明できた。また、活動履歴の解明に使用することが可能な表層における高精度の記録が得られた。これらの音波探査記録から、伊勢湾の断層分布が図8に示すように、従来から知られていた3断層の詳細な場所、形態が明らかになった。

これらの断層の内もっとも長い伊勢湾断層について、その活動履歴を解明することを目的として、断層の北部において、伊勢湾断層により撓曲した地層を挟み東西2カ所で、海底下100 mまでの海上ボーリングを実施した(図9)。海上ボーリングは、海底に槽を組みボーリング装置を設置した。礫層では回収率が悪かったものの、その他の層準では、ほぼすべてのコアを採取した。採取したコアは、岩相の記載をして後、微化石、地磁気、火山灰の分析および貝殻片のC¹⁴の年代測定を行った。このコアの記載、分析結果と、音波探査記録とをあわせて断層を挟んでの地層対比を行った。その結果、伊勢湾断層の北部では、更新統の熱田層堆積以降も活動していたが、熱田層上部と同じく更新統の第一礫層の堆積前の活動を最後に、それ以降は活動していないことが判明した²⁾。

5. 今後の展望

現状では、海域の活断層すべて把握されているわけではなく、比較的調査を実

施しやすい沿岸海域を含め、まだ活断層の発見認定の時代である。もちろん前章で紹介したように伊勢湾をはじめいくつかの海域では、活断層の履歴が解明されているところもあるが、まだ活断層の存在の有無についての検討すら行っていない海域も残されているのが現状である。今後、ある程度調査手法の確立した沿岸海域については、既存の調査データの活用を含め、調査を着実に実施すれば、伊勢湾同様活断層の分布、活動度の評価に関するデータが多くの海域において確実に得られることが期待される。もちろん沿岸海域の活断層調査にも問題点がないわけではない。た

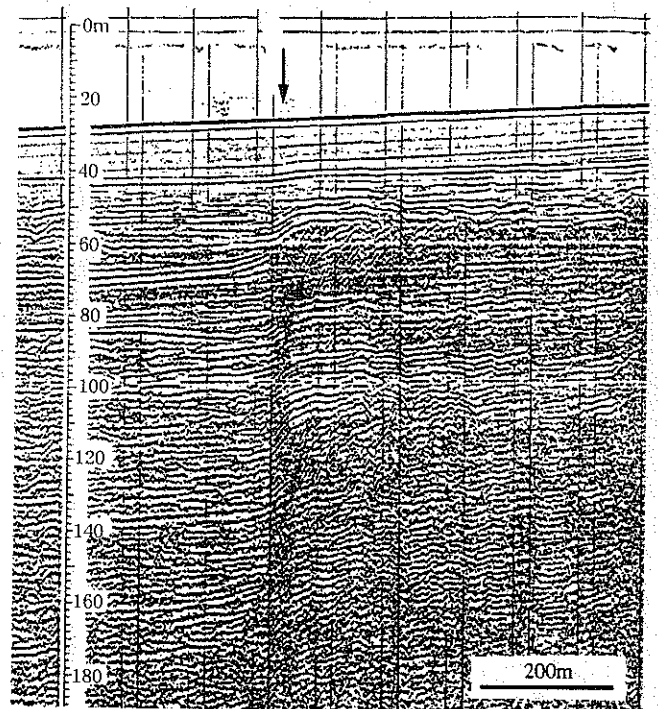


図6 伊勢湾北部のスパーカーによるシングルチャンネル音波探査記録。↓は伊勢湾断層の位置を示す。

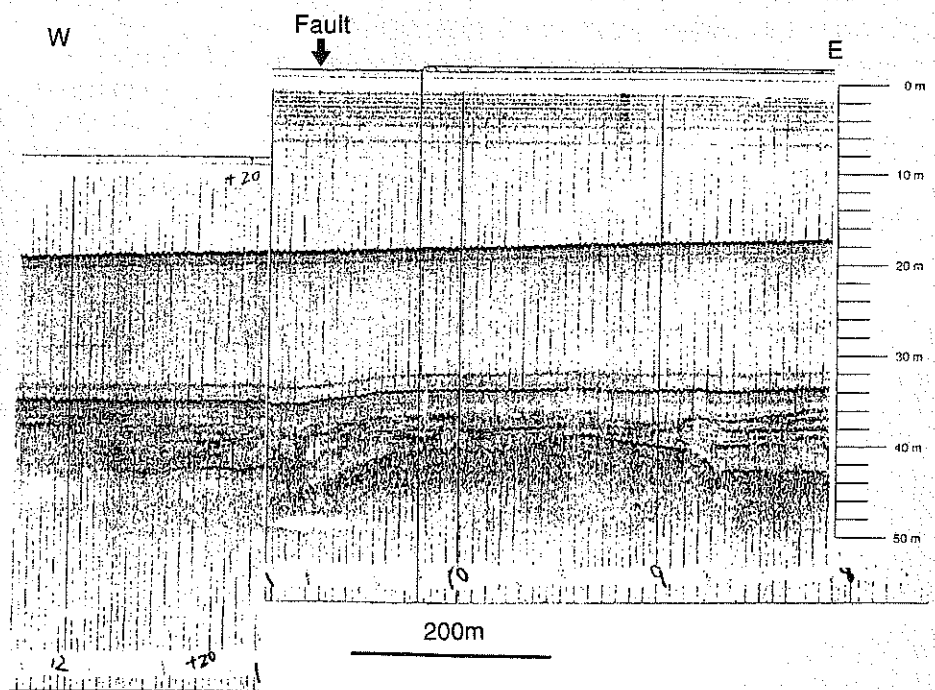


図7 伊勢湾北部のチャープソナー記録、図6と同じ測線。↓は伊勢湾断層の位置を示す。

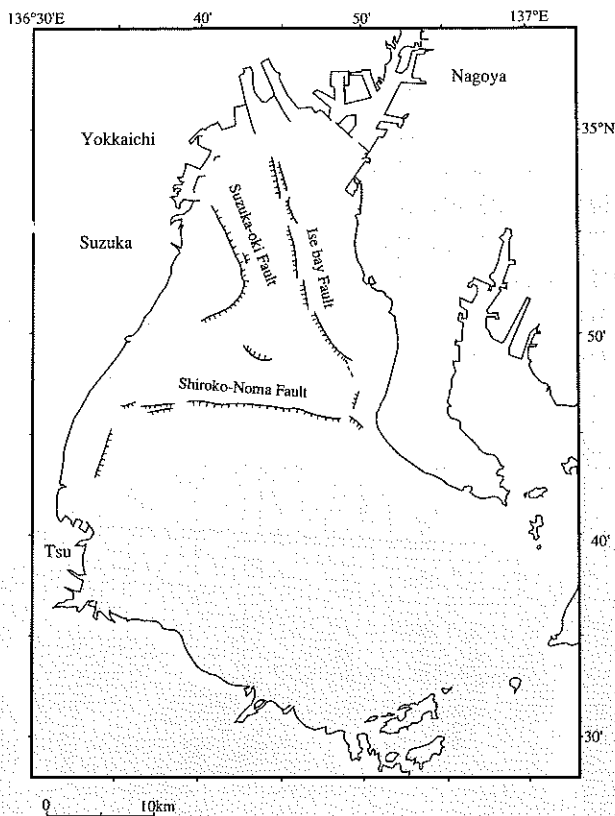


図8 伊勢湾の活断層分布図

たとえば、多量のガスが地層中に存在する海底では、活動履歴調査につながる表層部の構造をイメージングするための周波数の高い音波探査がガス層でマスクされ、必要な構造が得られない。また、砂質の海底では、比較的安価な調査手法である重力式採泥器では試料がとれず、新たな機器の導入が望まれている。

一方、深海底においては、沿岸域よりもさらにデータの密度が低く、存在が明らかな活断層についてさえも分布形態の概略しか把握されていないことも多い。深海底における活断層調査の課題としては、まずは海底の活断層を発見認定することである。そのためには、精密な海底地形、海底音響画像を整備し、陸上で活断層調査で行われてきたように、海底変動地形の判読を組織的に実施し、海底における地形判読手法の確立を図る必要がある。また、活断層履歴の解明のために、表層の精密な音波探査が欠かせない。

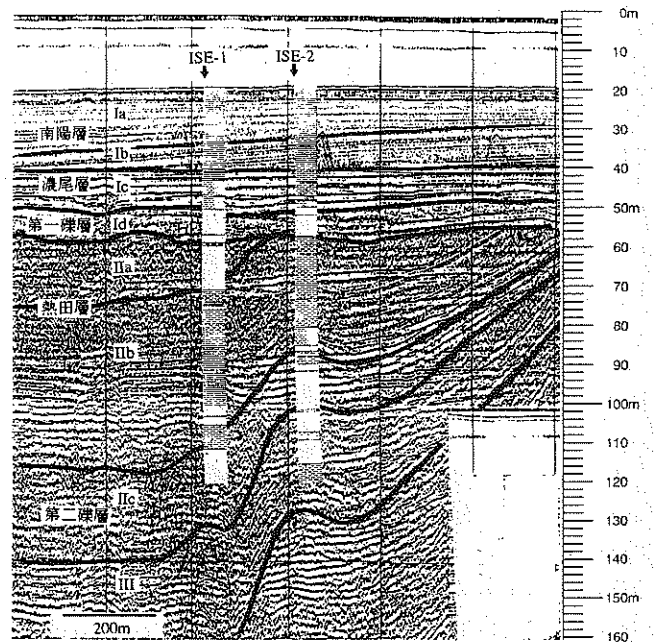


図9 伊勢湾断層を挟んだ海上ボーリングと解釈した音波探査断面

そのためには現在開発中の海底近傍における深海曳航式の音波探査技術⁸⁾のさらなる発展が望まれる。そのうえで、沿岸海域と同様、断層を挟んだ柱状採泥を行い、その活動履歴を解明する必要がある。

参考文献

- 1) 活断層研究会：新編日本の活断層，東京大学出版会，1991。
- 2) 岩淵 洋：伊勢湾における活断層調査，水路部研究報告，36，73-96，2000。
- 3) 中田 高：海底活断層の古地震学的研究，古地震を探る，古今書院，168-192，1995。
- 4) 東海沖海底活断層研究会：東海沖の海底活断層，1999。
- 5) 桑原徹・松井和夫・吉野道彦・高田康秀：伊勢湾と周辺地域の埋没地形と第四系―“沖積層”細分と伊勢湾の新しい沈降盆地化の問題―，地質学論集，7，61-76，1972。
- 6) 中部空港調査会：中部空港建設予定地における地象調査報告書，1994。
- 7) 京都大学理学部・大阪土質試験所・阪神コンサルタンツ・水資源開発公団中部支社・建設省中部地方建設局：反射法地震探査による桑名断層及び伊勢湾断層の深部形態，地震予知連絡会報，55，558-570，1996。
- 8) 西村清和・倉本真一・佐柳敬造・松田滋男：深海曳航音波探査ユニットの開発と深海構造調査，海洋調査技術，20，9-40，1998。

地震災害軽減に向けた活断層調査の現状と課題

—地震動予測地図の作成を視野に入れて—

鈴木 康弘*

1. はじめに

1995年度から当初はおおむね5カ年計画でその地震発生危険度を明らかにしようとした日本全国98の主要活断層調査は、約9割の断層について調査が行われているものの、その評価結果が地震調査推進本部地震調査委員会から公表されたのは2000年11月末の時点で6断層に過ぎない。このことは、評価の技術的困難さおよび活断層調査体制の整備の難しさを改めて示すものである。このため、今一度、活断層の危険度評価に関する技術的戦略を議論し、明確に提示し直す必要があり、本稿でもこの点に焦点を当てたい。活断層調査の目的は、地殻構造発達史やテクトニクスの理解など多岐にわたり、総合的な理解が長期的には地震災害軽減のために重要であるが、ここではやや短期的に被害軽減に効果的であると思われることに限定して議論を進める。

本稿ではまず、① 活断層ごとの地震発生長期予測(いわゆる活断層評価)の目的、および② そもそも活断層調査戦略はどうあるべきかという全体像を明らかにし、その中で、③ 地震発生確率評価のための重点調査内容と、④ 強震動予測のための重点調査内容について述べる。最後に、依然として議論が本格化しない、⑤ 活断層の位置情報に関する防災上の取り扱いについて問題点を述べる。

阪神淡路大震災以降、活断層の地震対策が社会的に必須のものとなり、その中で活断層調査は少しずつ軌道修正しつつ、自治体の協力もあって積極的に進められてきた。今一度その戦略を見直す必要があるが、これまでの調査の積み重ねは、活断層についての社会的認識を高め、その意義は大きい。95年12月から始まった地方交付金による地方公共団体の活断層調査を一時的なブームと見て、地質調査業界においても人材育成など本格的な取り組みが必ずしも十分に行われていない感があったが、地震調査研究推進本部(以下、推本と略記)が今後の地震調査研究の総合的・基本的施策を定めた「地震調査研究の推進について」(1999年)において、改めて、活断層調査は「当面推進すべき地震調査研究」の第一番目に明記された。さらに、その期間

は今後10年程度であるとされている。このような現状を重視して、長期的視野に立って、活断層調査体制を見直す必要がある。

2. 地震発生長期予測(活断層評価)の目的の再確認

トレンチ調査によって活断層の活動履歴(活動間隔と最新活動時期)を明らかにして、その結果から将来の活動を予測することが地震防災にとって重要なことは改めて言うまでもない。その重要性が認められて、今日のように活断層調査が自治体をも巻き込んで展開されるに至っている。しかし、トレンチ調査を行えば容易に活動履歴が判明し、危険度が評価できるという単純なものではないことも、また当初から指摘済みのことではあった。しかし、地方自治体が単年度計画で活断層調査を計画したり、そもそも5年計画で主要活断層の評価が完了すると理解した行政担当者がかなり多かったことから見ても、活断層調査の難しさは十分には理解されていなかった。

① 活動間隔や地震規模が過去から将来においてどの程度一定とみなして良いか、といったいわゆる固有地震説に関する問題や、② さまざまな事情によるトレンチ調査地点選定の難しさ、③ 表層部の地形改変に伴う最新活動時期の特定の難しさ、④ 炭素同位体年代測定法の誤差(±約100年)による活動履歴の不確定性に加え、⑤ 調査解析技術者の不足など難しい問題が多い。このため、数十年程度の長期的なデータの積み上げと研究の推進が不可欠である。

地震発生長期予測は、いわゆる「地震予知」ではない。地震がいつ起きるかを言い当てて人命を守るというセンスのものではない。今後の一定期間における地震発生確率の高いもの、被害が大きくなるものを明らかにして、被害軽減のための防災戦略立案に基礎的資料を提示するためのものであると筆者は考える。しかしこの辺りには誤解もあって、トレンチ調査をすれば危険か安全かを見極められると考え、そのように自治体において(市民に対して)調査意義を説明している防災担当者も多い。行政を巻き込んで、未だ不確実性の高い科学的調査を実施する際には、調査の

* 愛知県立大学情報科学部助教授

目的と技術的限界を常に確認しながら進める必要があるということは、活断層に限った問題ではない。

活断層調査結果が徐々に出てくることを見越して、その結果を実際の防災に具体的にどう活かすか、という総合的な議論も遅れている。そのため、活断層評価結果そのもの、すなわち特定の断層が安全か危険かという点だけに注目が集まりすぎているのではなかろうか。

3. 活断層調査戦略のあり方

先述した「地震調査研究の推進について」(1999年)には、活断層調査およびその他の当面推進する調査結果のひとつのまとめとして、今後10年を目途に「地震動予測図」を作成することが明記された。その方向性を明らかにするための理学・工学の連携ワークショップも2000年3月以降始まっている。このことはひとつの具体的方向性として妥当なものであり、方向性が明確に示された点が高く評価できる。それを、(被害軽減に直結する最終的なゴールではないものの)当面のゴールとして見たとき、活断層調査の手順は図1のようにまとめられると考えられる。

ひとつは、(1)活断層の位置・長さ、(2)累積変位量と変位基準(地層・地形面)の年代値、(3)断層面の立体形状、(4)断層面上でのスリップレートの算出、(5)一回の地震時変位量の分布の想定、という流れであり、その結果は、(6)モーメントマグニチュードによる地震規模の想定、としてまとめられる。

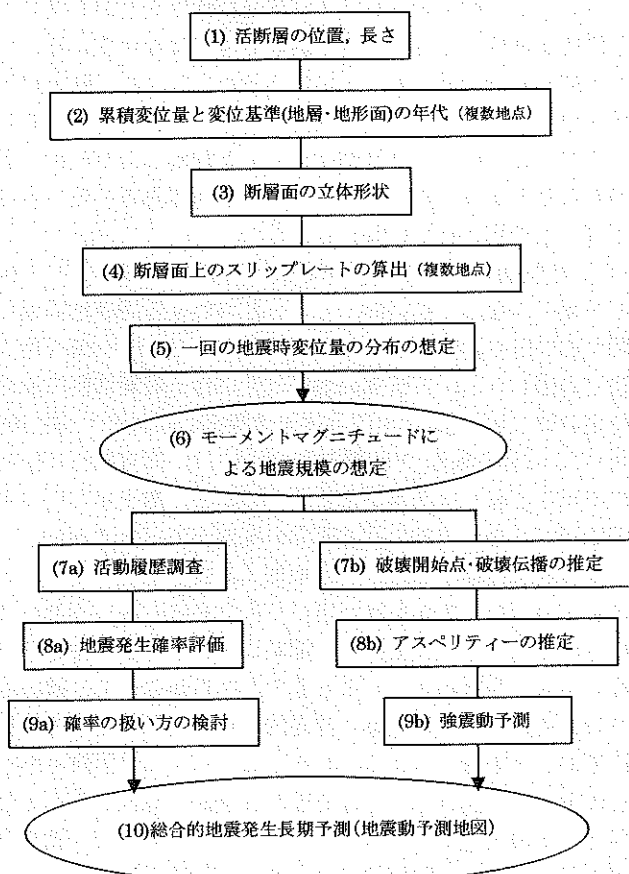


図1 活断層調査の流れ

さらにその結果を受け、(7a)活動履歴調査、(8a)地震発生確率評価、(9a)確率の扱い方の検討を行い、また一方で、(7b)破壊開始点・破壊伝播過程の推定、(8b)アスペリティーの推定、(9b)強震動予測を行う。これらを統合して(10)総合的地震発生長期予測(地震動予測地図の作成)が実施されるというフローである。

1995年以降の調査において、このうち(7a)がとくに重視されてきた。これは、上述のような活断層の危険度を知りたいという社会的背景の中ではやむを得ないことではあったが、地震の規模を明確にするための(1)~(6)は、これと同等以上の価値を持っている。なぜなら地震動予測図の作成をゴールとすれば、地震動の大きさを推定することが重要であるからであり、また本稿の最後で議論する断層直上の土地利用の問題を議論するためのベースにもなることを考えると、位置とずれ量を予測するための(1)~(6)の意義は非常に大きい。

推本がまとめた「当面推進すべき地震に関する調査観測について」(1996年)においては、「活断層の位置及び活動度はおおむね把握されている」としたうえで、活動履歴の調査の遅れを指摘しているため、とりあえずそのデータの蓄積を優先させる結果となったと思われる。しかし地震調査推進本部(1999)⁹⁾は、位置情報等の整備の遅れとその充実の必要性を改めて指摘した。

位置情報に関しては、建設省国土地理院が2.5万分の1都市圏活断層図として徐々に整備しつつあるが、この図は調査担当者名が明記され、大学関係の研究者個人の研究成果の刊行というスタイルにもなっている。そのような事情も手伝って、図幅ごとの判定基準および書式に個性が残り、不統一な表現も多い。また、都市圏活断層図という名前にも現れているように、対象地域はある程度限定され、日本全国の国土情報として活断層の位置情報を整備する計画は未だに公表されていない。個々の断層に関する(1)~(6)の情報に関しては、こうした機関に本格的なデータベース管理を本来は期待したいところである。

位置情報がいかに管理されていないかは、2000年10月6日の鳥取県西部地震(M7.3暫定)の際にも問題になっている。この地震の震源付近に活断層研究会(1991)¹⁰⁾によれば震源メカニズムに対応する活断層はない。しかし、中田ほか(2000)¹¹⁾には余震分布の線から数キロ離れた位置に、地震の発震機構と同じ特徴を持つ推定断層が描かれている。以上の事実でさえ、地震直後に責任を持ってコメントできる機関はなかった(地震調査委員会では、委員からの指摘に基づいて、上記の点が見解に反映されている)。その後の現地調査によれば、この断層線上に地表変位は確認されず、一方で余震分布の線上には断片的に破断が確認され、それが地震断層によるものか地すべりによるものかで議論になっている。気象庁マグニチュードがかなり大きいこの地震が、活断層とどのような関係にあるかは重要な問題であり、やはり位置情報およびスリップレート等に関するデータベースセンターが必要である。活断層の位置情報を防災に直接役立つ形で整備することを、いつまでも研究者の自主的参加に任すのは大いに問題であろう。

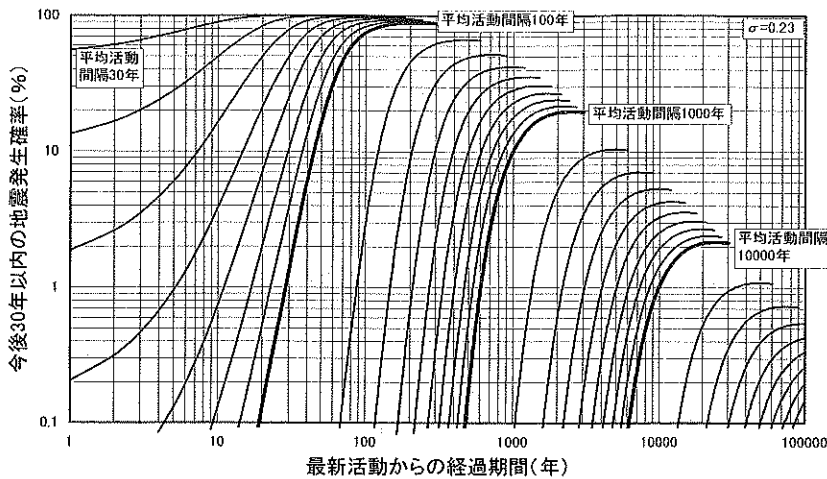


図2 今後30年以内の地震発生確率 ($\sigma=0.23$; 地震調査委員会, 1991)

「新編日本の活断層(活断層研究会, 1991)⁴⁾」, 「近畿圏の活断層(岡田・東郷編, 2000)」, 「200万分の1日本列島活断層図(中田ほか, 2000)⁵⁾」の他, 「都市圏活断層図(国土地理院)」, 「活断層ストリップマップ(地質調査所)」など, 今日では活断層カタログが数多く刊行されている。これらは先行する資料を検討しつつ, より地震防災に役立つようにするために改良を積み上げており, そういふ点では新しいデータには相応の精度と価値がある。しかし, 活断層認定の考え方の変化に伴って, 活断層の定義や認定基準が少しずつ変更されている。そのため, 一見, 資料間で活断層認定に相違があっても, 新しい資料が必ずしも古い資料を否定していない場合もある。これについて詳しく解説することはここではしないが, こうした状況に伴う混乱も今後は想定される。現行の原子力発電所の設計基準においては, A級, B級, C級という活断層研究会(1991)⁴⁾による活動度の違いに応じた対応を定めているが, この本がバイブルでなくなった以上, 見直す必要が生じる可能性がある。

4. 地震発生確率評価のための重点調査項目

当該活断層について将来の地震発生確率を算出するには, ① 活動間隔と② 最新活動時期および, ③ 再来パターンをモデル化できるだけの活動履歴情報が得られることが理想である。しかし実際には③を解明することは短時間では不可能であるため, 地震調査委員会(1999)⁶⁾では, 繰り返しパターンとして活断層全般で共通の正規分布($\sigma=0.23$)を仮定し, ①と②のデータから確率評価を行う方法を提示した。

確率評価において, 最も重要なのは①活動間隔を明らかにすることである。図2に示すように, 地震発生確率は活動間隔によってその上限が規定される。今後30年を想定した場合の地震発生確率の最大値は, 活動間隔500年の断層で約36%, 間隔1000年の断層では約19%, 5000年の断層では約4%程度である。このため, 活動間隔しかわからなくても確率の上限値を評価することはできる。

ところで, 活動間隔を求めるには, トレンチから複数のイベントを解読してその年代間隔を求める方法が一般には

考えられるが, 必ずしもそのような理想的なトレンチに成功しなくても, 変位地形の検討から推定することもできる場合がある。すなわち, 変位地形に現れた変位量の累積パターンおよび変位地形の形成年代から, 地震の発生間隔をおおよそ推定することができることがある。また, トレンチ調査結果, もしくは断層の長さ最大変位量との間の関係式から, 一回の地震時の変位量を知ることができれば, 累積変位が生じている地形面の年代とその変位量とから, 活動間隔を見積もることも可能である。このようないくつかの方法によって, もっとも確からしい

活動間隔の値を絞り込むことが, 確率評価にとって実は重要な作業である。トレンチ調査で複数回の活動が見いだされても, それらが必ずしも最新活動とその一つ前の活動とは断定しにくい。トレンチ調査結果を検証するためにも, 別の方法で活動間隔を推定することは重要である。このような検討は図1のフロー図では(2)の段階の検討事項であり, これまでのところデータは充実していない。

ところで, ②最新活動期を明らかにするためには, 形成年代の新しい地形面に変位が認められる箇所を見いだしてトレンチ調査を行い, 最新活動期を明らかにすることが定石である。しかし, そのような理想的なトレンチ調査地点を見いだすことが困難な活断層も数多い。そのような場合には, 断層上にあるにもかかわらず変位が起きていない地形面(断層が伏在している箇所)を掘って, 変位を受けていない地形面(地層)の年代を知ることでも確率評価のうえでは重要である。最新活動期からの経過年数の下限値を知ることでも, 確率値をかなり絞り込むことができる。

このように, 活断層の危険度に白黒つけるのではなく,

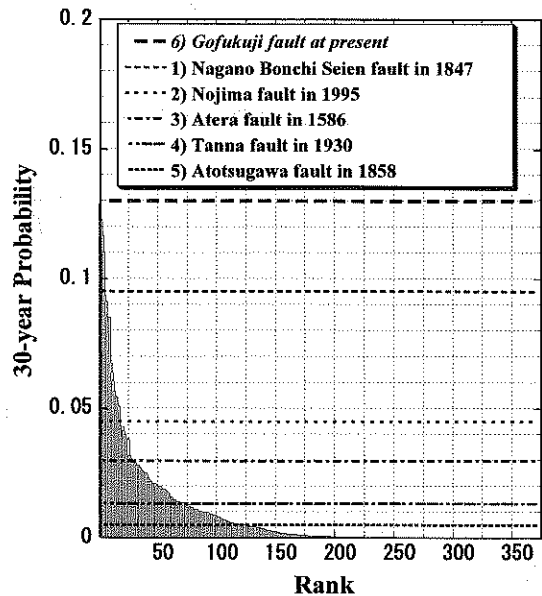


図3 地震発生確率による活断層のランク付け(モンテカルロシミュレーションにより推定した今後30年間の地震発生確率: Sugai et al, 1999)

確率を限定することに主眼を置くと、調査内容の選択肢もかなり広がる。たとえ確率値が一つに決まらなくとも、結果的には信頼度の高い評価を行うことができることを念頭に置く必要がある。

図3は、Sugai et al., (1999)⁷⁾が、モンテカルロシミュレーションによって日本の主な活断層の地震発生確率を求めた結果である。活動間隔および最新活動期のデータが未解明な状態のため、日本の活断層で判明している既知の断層データを参考に乱数で与え、シミュレートしている。この図はいくつかのシミュレーションパターンの中の1つに過ぎないが、他のシミュレーションパターンを見ても、今後30年間の確率について、次のような特徴があることがわかった。(1)確率が 10^{-3} を下回るものは約1/3、(2)確率が 10^{-3} を超えるものは約半数、(3)確率が1%を超えるものは1/3、(4)確率が5%を超えるものはごくわずか。

今後30年の地震発生確率が5%を超えるものが数個しかないとする、それがどれかの検討をつけることも、危険度の高い特定の活断層についての防災のあり方を検討するうえでは重要であると考えられる。上述の点からすれば、活動間隔をリストアップして、その短いものから確率値を順に検討していくことが効果的ではなからうか。

さらに、鈴木広隆ほか(2000)⁸⁾は、Sugai et al., (1999)⁷⁾の確率モデルによって地震が発生したことを想定し、距離減衰式によって今後30年間に400 gal以上の揺れを被る人口を試算した。数値そのものはオーバーエスティメートの可能性もあるが、その数は80万人から180万人程度と計算された。肝心なことは人口集中地域に近接する活断層の地震発生確率がもし確定した場合、さらに数値を絞り込むことができることである。危険度の高い活断層を個別に絞り込むというセンスとは別の視点で、日本全国で今後どの程度の内陸直下地震の被災者が想定されるかを推定しておくことも、総合的な防災戦略を練るためには重要な検討事項である。繰り返しになるが、このように活断層に白黒つけるという目的以外でも、発想を柔軟にして防災戦略のための活断層調査が議論されても良いのではなからうか。

5. 強震動予測のための重点調査項目

強震動予測においては、動的な断層モデルの推定が重要である。図1の(1)断層の長さ、(3)断層面の立体形状、(5)一回の地震時変位量分布、(6)モーメントマグニチュードの他、(7b)破壊開始点・破壊伝播過程、(8b)アスペリティー分布等の推定が重要である。これらの解明に向けた方法論としては、すでに鈴木ほか(1999)¹⁰⁾、鈴木(1999)⁹⁾、中田・鈴木(2000)¹¹⁾等で述べたように、断層線の幾何形状と、スリップレートの分布形状を詳細に検討することが解決の糸口である可能性が高い。前者については詳細な活断層マッピングが、後者については(2)累積変位量と変位基準の年代の把握(「どこで何万年前の地形面が何メートル変位しているか」という基礎データ)が重要である。両者とも95年以降の重点調査項目にはなっていない感じが強いことを強調しておきたい。

こうした従来重点の置かれなかった調査をどのように推進するかについては、改めて検討する必要がある。非常に基礎的なデータの積み重ねであり、「トレンチ調査によって白黒つける」といった簡潔な説明をしにくい内容であるため、これまで通り地方自治体に自主的な調査を促すことは難しいかもしれない。そのためデータを蓄積するためには別のシステムが必要になる。

一方、近年の地震学および地震工学は、断層の動的モデルを仮定し、実際の地震波形を計算することで建造物への影響を考慮するという方向にある。上記の(7b)破壊開始点・破壊伝播過程に関係するdirectivity effectや、(8b)アスペリティーの評価が重要視されている。現状においてアスペリティーの分布を事前に予測する有効な方法としては、変位地形の解析から得られる変位量分布しかなく、変位地形の検討からどこまでアスペリティーの位置(平面的および深さ方向の分布)を予測できるかは新たな研究テーマである。

6. 活断層の位置情報に関する防災上の取扱い

活断層の位置情報を、図1の(1)~(6)および(7b)~(9b)とともに一元的に管理するデータセンターの必要性についてはすでに述べた。ここでは活断層直上問題の防災上の取扱いについて考えてみたい。活断層直上においては、地層の切断や著しい変状に起因する災害が発生することは周知の事実である。1995年の阪神淡路大震災の際にも、また1999年の台湾中部地震においても、地表地震断層の直上では著しい被害が発生した。

台湾中部地震の際には一時情報が混乱し、地震断層が活断層とは関係のない場所に出現したとの報告もあったが、それは明らかな事実誤認であった。地震以前に撮影された航空写真を渡辺・鈴木(1999)¹²⁾の判読基準で見直したところ、地震断層の位置情報に関する先入観なしにブライントテストで実施しても、地震断層の出現位置はほぼ完全に予測可能であった(図4: Ota et al., 2000)³⁾。正確には、幅の広い支流性の沖積面上を活断層が横切るときには、変位地形が浸食されて残存していないため、詳細な位置の推定が困難になり、推定位置精度は最大数百メートル程度になることもあるが、それ以外の箇所では数メートルもしくは数十メートル以内に収まっている。詳細な位置の推定が困難な場所においても、ボーリング調査などを併用することによって推定精度を向上させることができる。

このような情報は、地震動予測図に当然盛り込まれるべきであり、断層直上および近傍についてどのような被害軽減策が有効かを議論することは必須である。現在、都市圏活断層図が刊行されている地域では、その図によって地表地震断層が出現する予測位置が公開されているわけだが、一般にはそのように情報を受け取っているかどうか甚だ疑問が残る。位置情報を一元的に管理する機関が、断層線上の危険性についても責任を持って警告していく必要がある。

さらに、断層直上に関して、開発計画の際に調査が義務

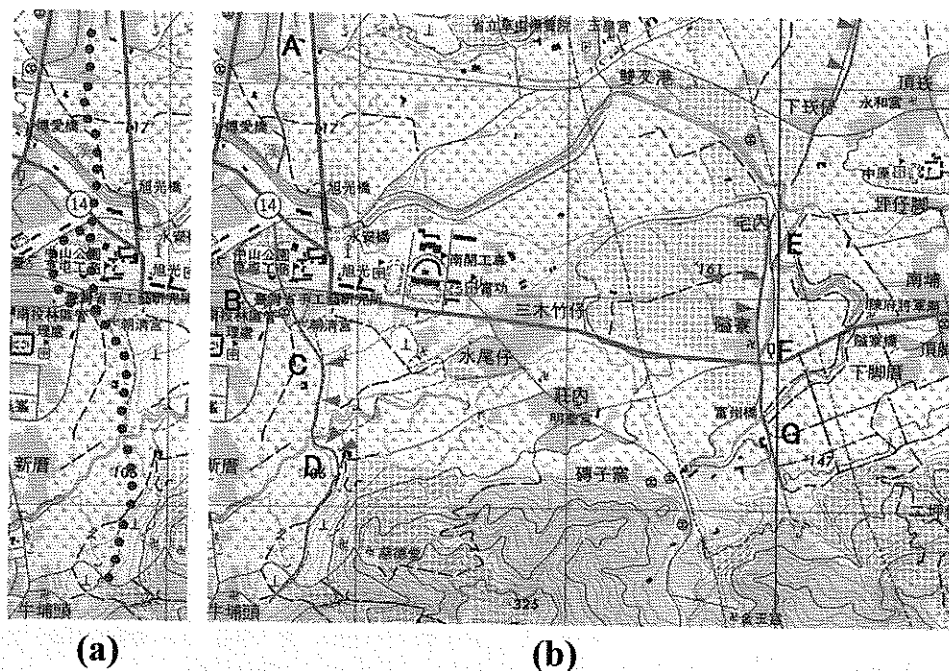


図4 台湾中部草屯付近の地震断層 (a) と活断層 (b) の対応 (Ota et al., 2000)³⁾

(b) 中の A~D を結ぶラインが活断層 (主断層)。これは (a) の地震断層の位置とよく一致する。E~G を結ぶラインは副次断層で、これに沿っても地震断層が現れた。

づけられていない現状について疑問を投げかけざるを得ない。地表地震断層の出現によって、破断 (断層破壊) が起きるか、撓曲が生じるか、そのような変位は幅何メートルになるかを予測して、対策を検討しておきたいというライフライン関係者からの問い合わせは多い。ここまで知識が普及しているにもかかわらず、活断層を無視して開発し、たとえば構造物を活断層を考慮しないままに建築するというのは許されない。また、活断層直上は、活断層の性状や活動履歴を明らかにするための貴重な調査地点であり、とくに表層部の地層は活動履歴を記録した第一級の調査研究資料である。調査しないで開発することは、こうした第一級の資料の破壊であり、広域的な地震防災のためにも損失が大きい。考古遺跡と同様である。

以上の観点から、活断層直上の調査は早急に義務づけられるべきであり、その中で適正な調査項目と対応策が示されなければならない。少なくとも地質関連の調査機関は、そのような防災上の要請に耐えられるだけの体力を付けておく必要がある。

そのような断層直上の問題に焦点を絞った法規制は必要ないという意見もあることは承知しているが、必要であるか否かについて、少なくとも公開の場で議論しておく必要がある。次の大地震が来てからでは遅い。

おわりに

活断層の地震発生長期予測が、単に個々の活断層が危険か危険でないかを判定する趣旨のものではないことを以上で述べてきた。防災上重点的に対処すべきものをリストアップすることで、次の防災戦略に繋げ、そのことによって被害軽減を実現させるべきである。今後 10 年かけて作成を

目指す地震動予測地図は、その短期的ゴールのひとつとして適当なものであり、これには断層直上の問題も含めて防災上有意義な情報が結集されることが望まれる。しかし一方で、その先の長期的なゴールの行方も議論されるべきであろう。すなわち、たとえば今後 30 年間の地震発生が 10% を越えるような活断層について、どのような有効な被害軽減策があり得るかという議論である。

こうした高次元の防災の議論に繋げるためにも、活断層の位置、活動度、活動履歴に関する基礎的なデータの積み上げが重要であることは言うまでもない。それに加えて、アスペリティーの推定法の開発等、基礎的試験研究の推進も望みたい。また、現状の地震予測手法の有効性の検証も、国内外の地震断層において、国際協力体制の元で実施されるべきである。こうした長期的な目標に向けた基礎研究の充実を地震調査研究推進本部に望みたい。

また、地質調査業界には、活断層の地震発生予測に関する調査研究が決して一過性のものでなく、今後少なくとも数十年は続くものであるとの共通認識を高め、調査体制の充実と調査能力の向上を望みたい。とくに活断層調査は、本稿でも触れたように、写真判読や変位地形調査など、一般の地質調査とは異なる手法および考え方が必要であり、このことは調査経験者の共通の理解であろう。断層活動履歴を読み取る際には地形学 (とくに地形発達) の論理が重要になる。

最後に自戒を込めていわざるを得ないが、大学関係においては、阪神淡路大震災以降たびたび必要性が指摘されているにも関わらず、センターとしての機能を有する研究教育組織を立ち上げる計画は立ち消えになったままであり、活断層研究者・調査者の養成は遅々として進んでいない。もともと小さな研究グループだったため、活断層研究のコ

コミュニティが狭く、ともすれば閉鎖的な印象を持たれかねないこともネックの一つになっている可能性も考えられる。地震工学と地震学・地形学との連携が求められ、活断層に対して興味を持つ関連領域の研究者の数が飛躍的に増加した今日、連携をベースにした活断層研究自体の新たな展開が、十分な研究者養成ができる環境の形成に向けた突破口になるのかもしれない。

参考文献

- 1) 200 万分の 1 活断層図編纂ワーキンググループ (中田 高ほか): 「200 万分の 1 日本列島活断層図」—過去数十万年間の断層活動の特徴—, 活断層研究, 19, 3-12, 2000.
- 2) 太田陽子・渡辺満久・鈴木康弘・澤 祥・柳田 誠・宮脇明子・金 幸隆: 台湾中部, 921 集集地震による地震断層—とくに地震断層と既存の活断層との関係, 日本地理学会予稿集, 2000.
- 3) Ota, Y., M. Watanabe, Y. Suzuki, H. Sawa, M. Yanagida, A. Miyawaki, and H. Y. Kim: Characteristics of earthquake fault associated with 9.21 Chi-chi earthquake, central Taiwan especially on the relationship between earthquake fault and pre-existing Quaternary active fault, Proc. HO-KUDAN Internat. Sympo. and School on Active Faulting, 2000.
- 4) 活断層研究会: [新編] 日本の活断層—分布図と資料—, 東大出版会, 1991.
- 5) 地震調査委員会: 改訂試案「長期的な地震発生確率の評価手法について」, 1999.
- 6) 地震調査推進本部: 地震調査研究推進本部の活動と活断層調査, 第 3 回活断層調査成果報告会予稿集, 1-6, 1999.
- 7) Sugai, M., Y. Suzuki, T. Kumamoto and M. Matsuo: Simulations of intraplate earthquake hazards in the Japanese islands by use of the active faults catalogue and the historical records. The 8 th Internat. Conf. on Application of Statistics and Probability in Civil Engineering, Proc. ICASP 8, 1999.
- 8) 鈴木広隆・菅井径世・鈴木康弘・隈元 崇: 活断層の危険度評価に関する一考察—推定被害人口を用いた危険度のランク付け—, 地域安全学会論文集 No. 2, 2000. 11, 101-108, 2000.
- 9) 鈴木康弘: 活断層と地震防災の行方. UP, 323 号, 6-11, 1999.
- 10) 鈴木康弘・中田 高・島崎邦彦: 地震発生長期予測のための地形学/地質学的活断層研究の新展開. 地盤工学会誌, 47(2), 5-8, 1999.
- 11) 中田 高・鈴木康弘: 活断層の分布形態と破壊過程, 第四紀研究, 39, 4, 401-405, 2000.
- 12) 渡辺満久・鈴木康弘: 活断層地形判読—空中写真による活断層の認定—. 古今書院, 1999.

地震による斜面崩壊の発生メカニズムと予測

ちぎら まさひろ*
千木良雅弘*

1. はじめに

地震による斜面災害を防ぐには、その発生場所を予測すること、発生した場合の土砂の移動範囲と災害を予測すること、そして、これらに基づいて対策を講じておくことが本質的に重要である。これらのうち、最初のステップである発生場所の予測は、発生メカニズムに関する深い理解にもとづくことが不可欠である。地震によって発生する斜面崩壊には、小規模な落石から、一山全体が崩れてしまうような非常に大規模なものまであり、また、発生のメカニズムにも多様なものがある。そのため、広域的な斜面安定性評価を行う場合には、規模とメカニズムに応じて行う必要がある。小規模なものは、道路法面や宅地に隣接する斜面のような特定場所のものを除くと、ある程度広域的に評価する必要がある。また、大規模なものは、いったん発生すれば、それから避難することはほとんど不可能であることから、発生場所をあらかじめ特定して予測しておくことが不可欠である。幸い、大規模崩壊は、固有の地質と地形条件に起因して発生することが多く、また、前兆的な地形を示す場合が多いことから、これらを鍵として、個々の発生場所を予測することがある程度可能である。

本報告では、地震による斜面崩壊について、代表的なメカニズムと事例を紹介し、それにもとづく斜面崩壊発生場所の予測に触れる。

2. 火砕物の風化と地震による破壊

わが国は火山灰や軽石などの火砕物に広く覆われており、それらの崩壊は今まで多数発生して多大の被害をひきおこしてきた。たとえば、1923年関東地震(根府川, Kamai, 1990), 1949年今市地震(Morimoto, 1950, 1951; 小出, 1951), 1968年十勝沖地震(井上他, 1970), 1978年伊豆大島近海地震(Chigira, 1982), 1984年長野県西部地震(田中, 1985; 小林, 1987)の時に同様の地質構造をなす降下火砕堆積物が崩壊を起こした。いずれも移動速度がきわめて大きく、また非常に流動的で崩壊源に比べて広い移動・

堆積域を形成したことが特徴である。そのため、それぞれの人的被害も少なくなかった。

今市地震、十勝沖地震、伊豆大島近海地震の時には、厚さ3mにも満たない層がすべったものとはいえ、移動土塊が急速に流れ広がり、舌状の堆積物を形成したものが多かった(図1)。いずれも震度5から6の地域であった。十勝沖地震の時には震度5の範囲は広がったが、そのうち、五戸周辺で特に崩壊が多発した。この地域は地震直前の5月12日から15日に約200mmの降雨があった強雨域と対応していた(井上他, 1970)。今市地震と十勝沖地震の時に発生した降下火砕堆積物の崩壊の分布を図2に示す。この図から、似た性質の崩壊が非常に密に発生したことが理解できるであろう。十勝沖地震の時の平均崩壊密度は2.6個/km²であった(井上他, 1970)。

関東地震と長野県西部地震の時には、体積100万m³(Kamai, 1990)と3600万m³(御岳大崩壊, 奥田他, 1985)の大規模崩壊が発生した。御岳大崩壊の移動土砂は時速71~95km/hで移動し、大災害をひきおこした。

以上の火砕物の崩壊には共通の基本的特徴がある。それは、崩壊が比較的緩傾斜の斜面ですべりから始まり、流動に移り変わったこと(表1)、そして、それらのすべり面が風化した火山灰あるいは軽石の層に形成されたことである。以上の火砕物の崩壊で、すべり面近傍の火山灰や軽石の鉱物分析がなされているものでは(今市, 十勝沖, 伊豆大島近海, 長野県西部), いずれもハロイサイトが形成されていた。そして、いずれも液性限界をこえる高い含水率を有していた。風化してハロイサイトに富むようになった火砕物の動力学的性質は必ずしも明らかになっていないが、

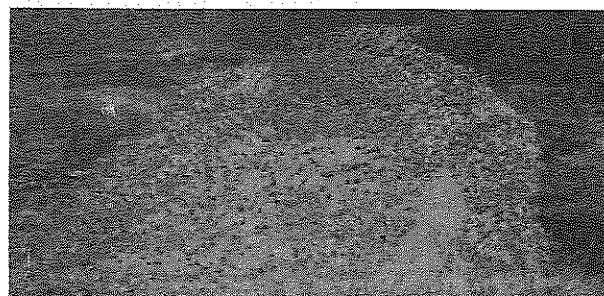


図1 伊豆大島近海地震における降下火砕堆積物の崩壊堆積物(崩壊地から移動方向をのぞむ)

* 京都大学防災研究所教授

従来の地震による斜面崩壊発生の経験は、これが何らかの特殊な性質を持っていることを暗示している。

上述のことから、次のような斜面が要注意斜面としてあ

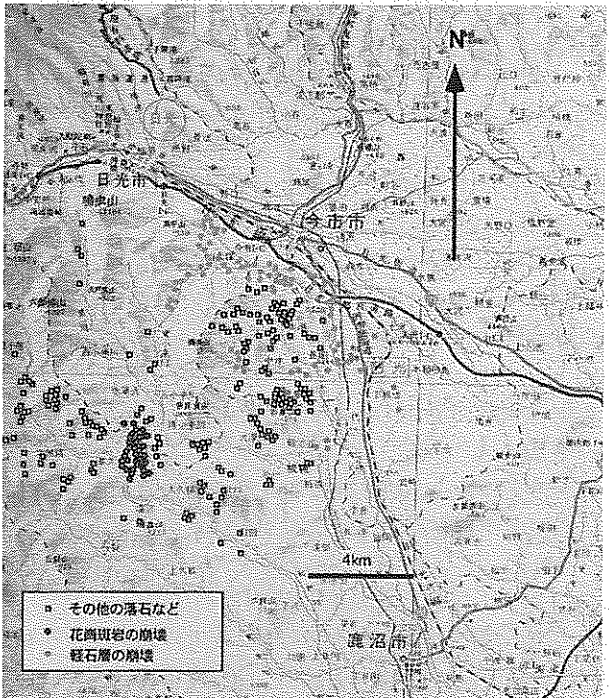
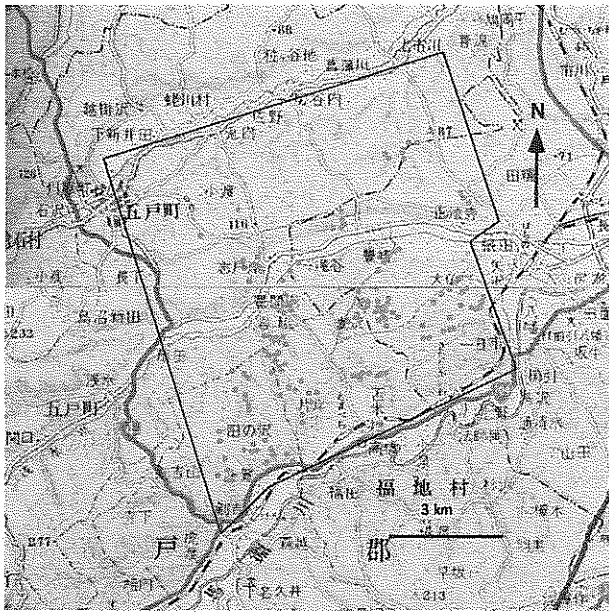


図2 今市地震と十勝沖地震によって発生した降下火砕堆積物の崩壊分布 (井上他, 1970; Morimoto, 1951)

表1 すべり面の傾斜と見かけの摩擦角 (堆積物末端から崩壊最上部を見上げた仰角)。すべり面の傾斜はほぼ斜面の傾斜と同じ。すべり面傾斜(見かけの摩擦角)

十勝沖地震 (井上他, 1970)
12° (7°), 21° (17°), 21° (9°), 15° (11°)
伊豆大島近海地震 (Chigira, 1982)
25° (14°), 22°, 30°, 30°, 20°, 30°, 15°
長野県西部地震 (川上他, 1985; 大八木, 1987)
御岳山 24° (7°), 松越 14°
関東地震 (Kamai, 1990)
大洞 14°, 根府川 8°

げられる。1) 降下火砕堆積物からなる傾斜 $10^{\circ} \sim 30^{\circ}$ の斜面, 2) 風化が進んでハロイサイトが生成している地層が存在する斜面, 3) おそらく斜面下部を切り取られた構造, 4) 震度 5~6 が期待される地域。

3. 地下水の過剰間隙圧

3.1 液状化と遮水による水膜 (Water-film) の形成

地震時に砂地盤が液状化し、地盤の側方流動あるいは側方拡大 (lateral spreading) が起こることがあることは一般的に認められている。たとえば、1964年の新潟地震、1983年の日本海中部地震などで多大の被害が発生した。側方流動は、地震時だけでなく、それが終了した後も継続して、被害を拡大する。国生 (2000) は、緩い砂層の上にシルト層などの難透水層が重なるような地質構造を持つ地盤が地震動を受けると、砂層が液状化して沈下し、砂層と上の難透水層との間に一時的に水膜が形成されることを実験的に示した。そして、難透水層の上に、下からの浸透力を押さえられるだけの重量の地層があると、水膜が持続し、この水膜がせん断力を受け持てないために、水膜上の地盤が側方流動することを示した。

以上のことは、未固結で緩い砂層とシルトあるいは砂層との成層構造があると、たとえ、これらがほとんど水平な地層であっても、地震動によって側方流動が発生しうること示している。

3.2 鋭敏粘土または液状化

北米やスカンジナビアには、鋭敏比の極端に大きな新しい海成堆積物が広く分布しており、これらはクイッククレイと呼ばれている。クイッククレイの分布地では、大地震の時に側方拡大のタイプの地すべりが発生することがよくある。もっとも有名なのは、1964年3月27日のアラスカ地震時に発生した、アンカレジの Turnagain heights (ターナゲインハイツ) の地すべりである。この時には、海岸方向の距離約 2 km、それに直交方向約 300 m の範囲の高台の地盤が、海方向に最大 610 m 移動・拡大した (図 3, Hansen, 1965)。アラスカ地震のマグニチュードは 8.5 で、震央はアンカレジから 120 km 東南東であった。以下は、Seed and Wilson (1967) および Voight (1973) の記述による。Turnagain heights の地盤 (標高 21 m) は、地表から 1.5~6 m まで砂と礫からなり、その下は 30~46 m の厚さの Bootlegger Cove Clay (ブーツレガーコブクレイ) と呼ばれる海成粘土からなっていた。これらはいずれも第四紀の地層である。これは鋭敏で (鋭敏比が 5 から 30)、ところによって液性限界をこえる含水率をもっていた。また、これは厚さ数 cm から最大 30 cm の砂のレンズを頻繁に挟んでいた。地震によって、この砂層が液状化し、また、粘土が弱体化して、すべりが発生したと考えられている。この時には上述のような水膜の考え方はなかったが、粘土と砂の組み合わせから考えて、水膜ができたことも十分に考えられる。さらに、Turnagain heights の地すべりは、地震の発生後 1 分半から 2 分たってから始まったことから、振動のピーク

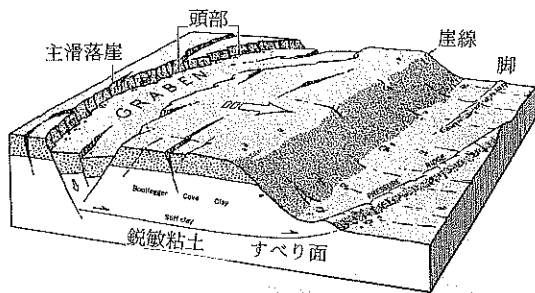


図3 ターナゲインハイツにおける側方拡大の模式図(Hansen, 1965)

時に始まったのではなく、繰り返す地震動によって地盤が強度を失った結果発生したと推定されている。すべりは、地震がおさまった後もしばらく続いた。すべりが海底の上を進行していったのは、海岸近くの海底にシルトがあり、それが滑材の役割をしたと考えられている。

ターナゲインハイツと同様の性質と規模を持つ地盤は我が国にはないであろうが、それと類似した小規模な地盤は、海岸近くの沖積層にあると考えられる。

3.3 地震にともなう間隙水圧変化

地震発生前後の地殻ひずみ、あるいは地震動は、地下水の間隙水圧を大きく変化させることがある。このような現象は、多くの地震に伴うことが明らかになってきているが(川辺, 1991), 斜面の安定との関係で明瞭に意識されたのは、1965年の松代群発地震の時(Morimoto et al., 1967; Tsuneishi and Nakamura, 1970)や1995年の兵庫県南部地震の時である(遠田他, 1995)。松代群発地震は、1965年(昭和40年)8月3日に始まり、もっとも地震活動が活発であった1966年4月11日には地震断層が現れた(Tsuneishi and Nakamura, 1970)。地震断層は、2重に雁行する割れ目群としてあらわれ、これらは全体として幅約500mの地割れ帯を構成していた(図4)。この地割れ帯の下に左横ずれの断層が推定されている。地震断層は5km以上にわたって追跡された。地震活動の最も活発であった1966年8月から9月には、いたるところから高塩分濃度で、二酸化炭素に飽和した地下水が湧出した(Morimoto et al. 1967)。この間の総湧出量は1000万立方メートルと推定されている(宇佐美, 1996)。10月以降は湧出はおさまった。地下水の湧水量が増加した9月から10月にかけて、上記の地割れ帯の中で牧内地すべりと他の2つの地すべり(西平山地すべりと、きりくぼ地すべり)が発生した(Morimoto et al. 1967, 図4, 表2)。これらの地すべりは、既存の地すべりではなかったが、水位の上昇によって有効応力が低下し、地中にせん断破壊が生じたものと解される。特に牧内地すべりは大規模であったが、発生直前に亀裂の拡大が発見され、ただちに避難が行われ、人的災害にはならなかった。

兵庫県南部地震の時には、遠く城之崎や和歌山県でも温泉や地下水の水位や温度に変化が生じた(遠田他, 1995)。特に地震断層があらわれた淡路島北部で地下水の変化が大きかった。淡路島西部には地震断層が出現し、それに近い地域で新たに涌水が生じたところが多かった。地

震断層から南東に約2km離れたぬる湯では、爆発的な地下水の噴出がおり、直径約4mの噴出孔が形成された。間隙水圧上昇に起因すると考えられる地すべりも、小規模ではあるが発生した。

地震にともなう間隙水圧変化は、場合によっては斜面の安定性にも大きな影響をおよぼすが、地震のタイプや震源断層との位置関係によって異なり、現在のところ、詳細には評価できるようにはなっていない。

3.4 すべり面液状化

液状化という現象は、通常、緩い構造を持つ飽和砂が振動を受けて、骨格構造を失い、水に浮いた状態になる現象をいう。一方、地震時のせん断力によって骨格構造をなす粒子が破碎され、結果的に粒子が水に浮いた状態になる現象もある。これは、液状化がせん断帯、つまり、すべり面近傍に集中して起こることから、すべり面液状化と呼ばれ

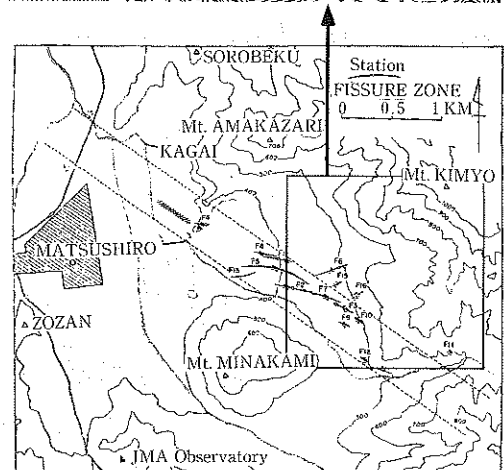
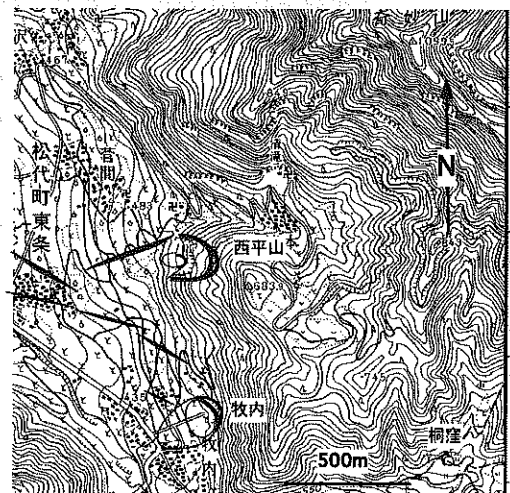


図4 松代地震による地震断層と湧水に起因する地すべりの分布(Tsuneishi and Nakamura (1970) と Morimoto et al. (1979) から作製)

表2 松代群発地震による地すべりの一覧(Morimoto et al., 1967)

場所	発生時	斜面傾斜°	幅(m)	長さ(m)	面積(m ²)	体積(10 ⁴ m ³)
牧内	9/17	20	160	250	33000	5-10
きりくぼ	9/25	20	50	50	2000	0.3-0.6
西平山	10/9	25	160	200	27000	5-10

ている (Sassa, 1984)。すべり面液状化が起こると、移動物質は低角度のすべり面の上でも遠くまで高速で移動することができる。

4. 堆積と造構過程

堆積岩の層理面に沿うすべりは、過去の地震によって数多く発生している。多くの場合、発生以前に層理面に沿って何らかの弱層が形成されていると推定される。しかしながら、弱層が周囲の地層と異なるもの、たとえば、凝灰岩のようなものでないと、すべりの後では、それが存在したか否か、なかなか判断できないことが多い。層理面に平行な弱層は、地層が堆積後褶曲している場合、層面すべり(フレクシュラリスリップ)によって形成されることがある。これは、地層が褶曲する時にお互いにずれ動いてできる一種の断層であるが、それ沿いの地層のずれが明瞭には認められにくいことから、詳細な調査をしないと発見できない。この他、地層を切断する断層から他の断層が派生し、地層の層理面に平行になる場合もある。その破碎帯は一見地層のように見えることから、層状破碎帯と呼ばれることがある(横山, 1992)。

層理面に沿うすべりで、地震によって発生したものの代表的なものとして、1999年台湾集集地震によって発生した2つの大規模崩壊性地すべりがある。すなわち、草嶺と九分二山の地すべりである(經濟部中央地質調査所, 1999, 図5)。前者は鮮新世の砂岩と泥岩の地すべりで、後者は中新世の泥岩と砂岩の地すべりであった。前者は400 gal程度の加速度の地域、後者は600 gal程度の加速度の地域で発生した(京都大学防災研究所(1999, ホームページ <http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/iwata/chichi.html>)の加速度分布図とWang et al. (2000)の崩壊分布図の比較から)。いずれも、きわめて平面的な層理面をすべり面として発生したものである。地層の傾斜は、それぞれ、 10° – 15° と 20° – 25° であった。また、いずれでもリップル葉理の発達が認められた。これらの岩石は、軟岩である。

草嶺では、1999年の地震以前にも、同じ斜面にたびたび大規模な崩壊性地すべりが発生し(川田, 1943; Huang et al., 1983)、そのたびに崖面が後退してきたことがわかっている(表3)。そして、今回の地すべりの前に地すべりの最上部には明瞭な馬蹄形状凹地が形成されていたことが空中写真で認められた。

この地すべりのすべり面は、フレクシュラリスリップによって形成された粘土あるいはスレーキングによって形成された粘土である可能性がある。

九分二山の崩壊性地すべりは、体積3000万 m^3 で、天然ダムを形成した(經濟部中央地質調査所, 1999)。ここでも、すべり面はきわめて平面的で、層理面に平行であった。この崩壊地は褶曲軸のごく

近傍にあり(經濟部中央地質調査所, 1999)、近傍でフレクシュラリスリップによって形成された粘土も認められた。崩壊前に崩壊地上方の斜面には小規模な滑落崖があり、また崩壊した斜面には直線的な遷急線があった。このように九分二山においても地形と地質とから、崩壊の発生を予測し得たと考える。

5. クリープ岩盤の崩壊

山体表面にある岩盤は、地殻応力だけでなく、常に地形の影響を受けた応力状態にあり、きわめて緩慢に変形している。岩盤が、斜面を横断する連続的なすべり面をとまわずに徐々に変形する現象は岩盤クリープと呼ばれている。岩盤クリープは、特に、層理面や片理面などの面構造を有する岩盤に発生しやすい。これは、基本的にはこれらの面構造に沿うせん断が起こりやすいためである。岩盤クリープは、面構造と斜面との関係からいくつかのタイプに分けられるが、地震によって崩壊に移り変わりやすいのは、1) すべり、2) トップリング、および3) 座屈である。

5.1 すべり

すべりは、面構造が斜面と同方向に、斜面よりも緩傾斜していると容易に発生する。特定の弱い層がない場合でも、すべりは岩盤のいたるところに発生し、次第に局所化して弱層を形成してゆく。これは、岩石の破壊実験において初期段階に破壊が広い範囲に発生し、次第に特定のせん断面を構成するように局所化してゆくのと同様である。

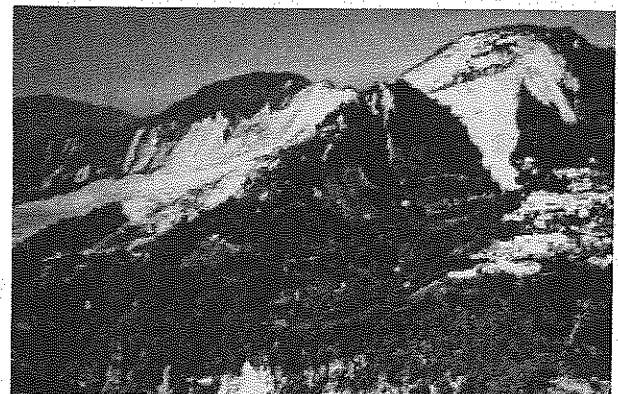


図5 台湾集集地震による草嶺の崩壊性地すべり(撮影, 諏訪浩)。地層は右から左に傾斜している。

表3 草嶺における崩壊の履歴 (Huang et al., 1983; 經濟部中央地質調査所, 1999)

1862年6月6日	地震による。詳細不明。
1941年12月17日	地震による。崩壊体積1億から1億5000万 m^3 。天然ダム形成(高さ70mから200m)。この時、数段の崖が形成された。最も高いものは、標高約950mにあった。
1942年8月10日	豪雨による。崩壊体積1億5000万 m^3 から2億 m^3 。天然ダム形成(高さ170m)。1951年5月18日6時に決壊し死傷者147名。
1979年8月15日	豪雨による。崩壊体積500万 m^3 。天然ダム形成。8月24日決壊。この時に標高600mから760mの頁岩(錦水頁岩)の露出する崖が形成され、この崖よりも下方の岩盤が崩壊した。
1999年8月21日	集集地震による。崩壊体積1億2000万 m^3 。天然ダム形成(經濟部中央地質調査所, 1999)。

崩壊の前にこのようなタイプのクリープが起こっていたか否かは、なかなか判断できない場合が多いが、崩壊前の段階を示すと思われる地形が認められる場合がある。図6は、比良山地西縁の長池というところに見られる地形である (Chigira, in press b)。ここでは、東に流れる沢の上流部が西向き的小崖に切断されており、沢が小崖と交わる場所は風隙となっている。また、沢の西方延長にあたる小崖の西側は池や湿地となっている。小崖は比高10~25mで、約1km連続し、平面上で東に凸を向けた形態をなす。これらのことから、小崖から西の部分から西から北西方向にわずかにずれ動いた結果、この地形が形成されたと判断できる。この崖の西方では、ペルム紀からジュラ紀の地層が北西に35°から56°で傾斜しており、長池周辺では斜面は流れ盤構造をなしていることがわかる。

上記の長池は、1606年の寛文地震の時に発生した町居の崩壊の南方3kmにある。町居の崩壊も流れ盤構造をしており (図7)、また、崩壊地の際上部近くに凹地を有している。これは崩壊の前兆的な地形であったように思う。

5.2 トップリング

トップリングタイプの岩盤クリープは、急傾斜する面構造 (層理面、劈開など) が地表付近で斜面下方に倒れかかるような変形であり、ごく小規模なものから一山全体におよぶような大規模なものまである (図8)。大規模なものは、地震の時に規模の大きな崩壊を起こすことがある。代表的なものは、1854年の安政東海地震の時に発生した静岡県白鳥の崩壊 (安間, 1987) と1707年の宝永地震の時に発生した静岡県の大谷崩れ (町田, 1959; 千木良, 1997) である。両者ともに震度6の地域で発生した。これらの崩壊堆積物は、それぞれ富士川と安倍川を堰き止め、特に前者は後に決壊して下流に洪水被害をもたらした。1707年の宝永地震の時には、高知県の加奈木でも同様のタイプの崩壊が発生したようである (千木良他, 1998)。これらの崩壊の多くは、崩壊地の最上部近傍に山向き小崖と線状凹地を伴い、これらは岩盤の変形によるものである。したがって、これらの地形の存在と、急傾斜する面構造を鍵として、これらの崩壊の発生場所をさぐることができる。

6. 特殊な地質構造

6.1 キャップロック

キャップロック構造は、軟質の岩盤の上に硬質の岩盤が低角度の境界で載っているような構造である。つまり、前者が後者の帽子をかぶったような形態の構造である。このような構造は、風化、侵食に対する抵抗性が両者で異なり、硬質岩盤が軟質岩盤を保護するような働きをすることから、一般に硬質岩盤が高標高部に急崖をなすことが多い。我が国では、石灰岩や緑色岩、また、玄武岩や安山岩などの溶岩がキャップロックをなすことがよくある。

キャップロック構造をなす岩盤は、上下で大きくちがう物性を持つことから、地震に対しておそらく特異なゆれ方を示す。極端に言えば、二階建て構造で、一階が軽くて弱

いもの、二階が重くて強いものからなる構造物のようなものである。岐阜県のナンノ谷と根尾白谷では、ジュラ紀のメランジュの上に緑色岩と石灰岩が低角度の衝上断層を介して載っており、これらの岩盤が、それぞれ1895年の豪雨と1965年の豪雨の時に崩壊した (田畑他, 1999; 小嶋他, 1999)。これらは直接的には地震によって崩壊したものではないが、1891年には濃尾地震が発生しており、これらの地

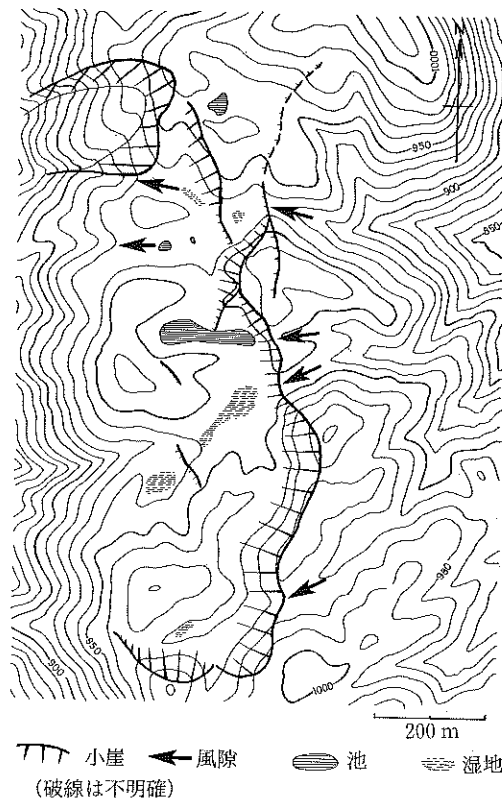
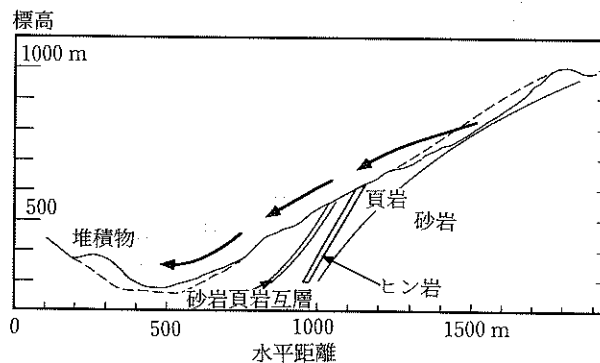


図6 比良山地西縁の長池に見られる小崖



1662年に発生した町居の崩壊の地質断面図
図7 町居の崩壊の地質断面図

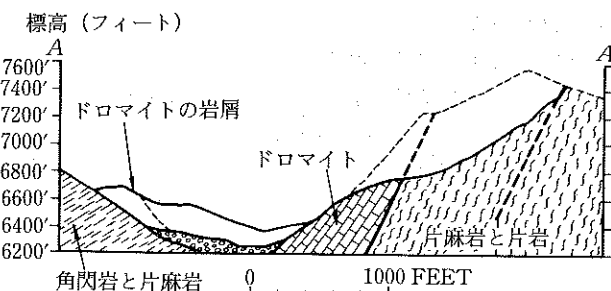


図8 赤崩れの地質断面図 (Chigira and Kiho (1994) を修正)

域は震度6の震動にさらされた。おそらく、崩壊した斜面は、この時の震動の影響を大きく受けていたであろうし、また、それ以前にも多くの地震の影響を受けていたと考えられる。これらの崩壊地の上方斜面には亀裂あるいはドリーネと思われる凹地が存在していた（小嶋他，1998；田畑他，1999）。

メランジュの上に石灰岩や緑色岩が低角度の境界を介して載っているキャップロック構造は、岐阜県西部から伊吹山、鈴鹿山脈にかけて広く広がっている。

6.2 バットレス

軟質岩盤を斜面下方で良好岩盤がバットレスのように支えている構造も地震動に弱いものと考えられる。このような岩盤が地震動によって破壊されたために崩壊した例として、次のものが知られている。1959年8月17日に、アメリカ合衆国ヘブゲン湖地震（M7.1）によって、震央から27 km離れたモンタナ州、マジソン川左岸で発生した大規模な崩壊である（Hadley, 1964）。ここでは、地震とほぼ同時に高さ約300 mの斜面から2100万 m^3 の岩盤が崩壊した。崩壊した岩盤は、先カンブリア紀のドロマイト、片岩、片麻岩からなり、片理は谷側に 40° から 55° 傾斜していた（図9）。地表面の傾斜は平均 27° であった。ドロマイトが最も斜面下方にあり、 45° の急斜面をなしていた。そして、その上方には片岩と片麻岩があり、平均傾斜 27° の斜面をなしていた。特に片岩は30 mから15 mの深さまで強く風化して軟質になっていた。ドロマイトが地震動によって破壊され、その上方の片岩などをささえきれずに、全体が崩壊したのと考えられている。

この場合、崩壊の前に前兆的な動きあるいは地形は認められていなかったが、このタイプの崩壊は、地質を鍵として事前に指摘できるものと考えられる。

7. 表層崩壊と落石

表層崩壊と落石は、個々の規模は小さいが、地震によって数多く発生し、広い範囲に被害を与える。

1987年伊豆大島近海地震の時には、特に震度5以上の地域で法面の崩壊や落石が多発し、バス、乗用車を押しつぶし、17名の方がなくなった。

1995年兵庫県南部地震は、花崗岩類からなる六甲山地に多大の被害を与えた。自然斜面には大規模な崩壊はほとんどなかったが、小規模な岩盤崩壊や落石は数多く発生した。六甲山地は震度6の地域にあたる。横山・菊山（1997）は、新鮮で割れ目の少ない岩盤や花崗岩巨礫（コアストーン）が多く崩壊したが、マサや割れ目の多い岩盤の崩壊は少なかったことを指摘している。そして、この原因を、地震時に働く慣性力に求めている。つまり、岩塊がある程度大きくなると、地震時の慣性力は岩塊を支えている力を越え、岩塊を移動・崩壊させることができるためであると考えた。そして、マサは空隙に富み、小さなかさ密度を有するので、それに発生する慣性力も小さく、また、その内部で震動エネルギーが減衰することなどにより、崩壊しにくいと考えた。

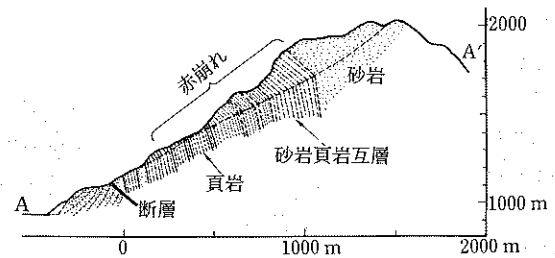


図9 マジソン川左岸の崩壊 (Hadley, 1964)

この地震による崩壊の多くが、遷急線付近から発生したことが、沖村（1995）や横山・菊山（1997）によって指摘されている。さらに、このような山体の凸部では震動が増幅することが、動的応答解析によっても示されている（芥川他，1980；落合他，1995）。

1847年善光寺地震の時には、40000箇所を越える崩壊が発生し、そのうちかなりは表層崩壊であったと考えられている（齊藤他，1999）。そして、表層崩壊は、比較的硬質な岩盤、すなわち、砂岩、礫岩、凝灰角礫岩などに多く生じた。

1999年集集地震の時には、20000個以上の崩壊が発生した。多くは、急斜面の表層崩壊であった。京都大学防災研究所が作成した加速度分布図と、Wang et al. (2000) が作成した崩壊分布図との比較によれば、概ね400 gal以上の加速度が生じた地域に崩壊が密に発生した。特に九十九峰と呼ばれる山では、更新世礫層（礫岩）が広範に崩壊し、5 km四方程度の山が全山はげ山と化した（図10）。現地での観察では、この礫岩は主に10~30 cm直径の石英質砂岩礫からなり、互いに衝突した結果と解される破碎を著しく受け、その結果締め固められた岩石であった。このような岩石であるが故に 50° から 70° の急斜面をなして、地表付近で緩んでいた部分のみが震動で剝離するように崩壊したものであろう。

集集地震による崩壊を、1995~1997年に撮影された空中写真から判読された崩壊（雨によると推定）と比較すると、前者では60%以上が 45° 以上の急斜面に発生しているのに対して、後者では80%以上が 15° ~ 45° の斜面に発生していた（Wang et al., 2000）。

以上のことから、地震による表層崩壊は、次のような特



図10 集集地震による九十九峰の崩壊（撮影、諏訪浩）

徴を持っているといえる。

- 1) 震度5強から6程度になると多発する
- 2) 尾根上、段丘崖の角など、地形的凸部に多く発生する。
- 3) 硬質の岩塊が崩落することが多い。
- 4) 表層の緩んだ部分が崩壊する場合、緩んだ部分とその下の緩んでいない部分との境界が明瞭な場合が多いようである。

8. 人為的埋め土

我が国においては、戦後急速に都市と近傍の地域が開発され、その後に都市域が大地震に見舞われて著しい被害を受けるケースが増えてきた。つまり、地震時に震動によって人為的埋め土斜面が移動あるいは崩壊して、造成地に大きな被害を与えるようになってきた。このような災害は1978年6月12日の宮城県沖地震の時から顕在化してきた。仙台市は、この地震の前にも、何度も同様の地震を経験してきたが、その後、戦後になって急速に発展し、丘陵地に膨大な数の宅地が造成された。そして、この地震は大規模な造成の後にはじめて経験する大地震となった。仙台市では震度5の地震動によって地すべり、崩壊、盛り土沈下、亀裂。造成に伴う盛り土部の崩壊が多発した。最も大規模な地すべりとなったのは、谷埋めによる造成地であった。

1995年1月17日の兵庫県南部地震は、急速に開発された都市域を初めて襲った直下型地震であった。結果的に、前述の山地災害とともに、都市域での斜面災害が多発した。それらは、いくつかのタイプに分けられている(釜井他, 1995; 藤田他, 1995)。すなわち、高盛り土の急斜面で比較的大規模の高速運動をしたタイプ(A)、造成地緩斜面における谷埋め堆積物・盛り土が緩慢な運動をしたタイプ(B)、緩斜面の現世堆積物・盛り土が緩慢な運動をしたタイプ(C)、風化花崗岩・段丘崖などの急斜面の表層物質が崩壊をしたタイプ(D)である(図11)。これらのうち最初のタイプのものは、西宮市仁川百合野町の浄水場の東側斜面に発生し、その崩壊土砂によって37名が生き埋めとなり、生存者はわずか3名であった。これらの発生は、震度6から7の地域であった。

以上に述べたような人為的素因による災害を未然に防ぐには、何とんでも、まず、埋め土の分布と性質を正確に把握することが最も大切である。

9. その他

地震によって発生する斜面崩壊のうち、主要なメカニズムと事例について述べてきた。これらの他にも、伊豆大島近海地震の時に発生した崩壊のあるもののように、熱水変質による劣化が原因となった崩壊や、おそらく濃尾地震の時に発生したと思われる断層破砕による劣化が原因となった崩壊、また、斜面に堆積した岩屑の崩壊もある。また、斜面崩壊による土砂が河川をせき止め、天然のダムを形成し、その湛水による被害、および、決壊と洪水による被害

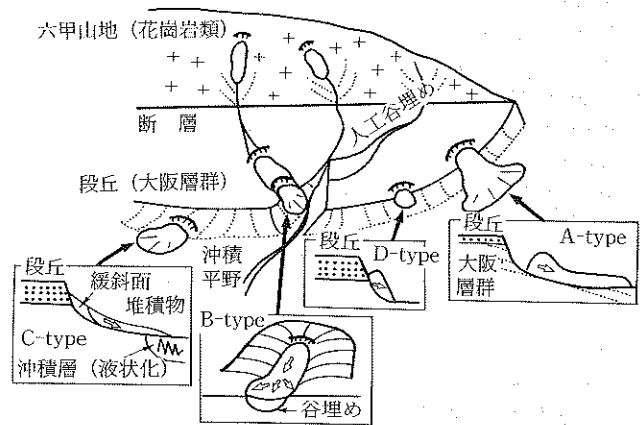


図11 兵庫県南部地震による斜面災害の模式図(釜井, 1995)

も多々発生してきた。たとえば、善光寺地震、濃尾地震、長野県西部地震、集集地震などの時に大規模な天然ダムが形成され、それらのうち、かなりの数のものが決壊して下流に大災害をおよぼした。これらについては、中村他編(2000)に良くまとめられている。

10. おわりに

以上、はなはだ概略であるが、地震によって発生した斜面崩壊の発生メカニズムについて整理して述べ、それぞれの項で、メカニズムと関連して、斜面崩壊の発生場所予測に触れた。地震の直前予測は、すべての地震について可能ではなく、また、物的被害を防ぐためには、ある程度長期的な予測に基づいて対処方法を考える必要がある。そのためには、地質構造や地形的特徴、および災害記録のみならず埋め土などの人為活動などについての記録にもとづいて斜面崩壊発生場所を予測しておく必要不可欠である。

その際、最も大切な注意点は、斜面崩壊のタイプによって、予測するための根拠や確実度が変わってくることである。たとえば、降下火砕堆積物の崩壊の場合には、前兆的な動きはないため、その発生場所予測は分布、地質構造と地形、物質の特性の評価によって行う必要がある。これと同様なのは、地下水の過剰間隙圧、堆積と造構過程に起因するものの一部、キャップロックやパットレスなど特殊な地質構造に起因するものが挙げられる。一方、徐々にクリップしていた岩盤の崩壊の場合、地質構造だけでなく、前兆的動きによって形成された地形も発生場所予測に用いることができる。

小規模な表層崩壊と落石については、例えば凸部にある分離硬質岩塊の崩壊が多いことが指摘できるが、最終的に崩壊が発生するか否かは、個々の斜面の地質、地形条件に依存することになる。大地震発生前の土地利用にあたって、これらの調査と落石が起こった場合の被害範囲の想定と重要構造物についての対策を行うことが実際的であろう。

参考文献

- 1) 芥川真知・吉中龍之進・安江朝光: 地震災害と地形・地質, 四・山地における事例を中心にして, 土と基礎, Vol. 28, No. 6, pp.

- 95-102, 1980.
- 2) 安間荘：事例から見た地震による大規模崩壊とその予測手法に関する研究，東海大学海洋学部学位論文，1987.
 - 3) Chigira, M.: Dry debris flow of pyroclastic fall deposits triggered by the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake: the "collapsing" landslide at Nanamawari, Mitaka-Iriya, southern Izu Peninsula, *Journal of Natural Disaster Science*, Vol. 4, pp. 1-32, 1982.
 - 4) 千木良雅弘：大谷崩から山伏岳にかけての大規模岩盤クリーブと巨大崩壊の可能性，日本応用地質学会平成9年度研究発表会講演論文集，pp. 89-92, 1997.
 - 5) 千木良雅弘・長谷川修一・村田明広：四国の四万十帯にある加奈木崩れの地質・地形特性，日本応用地質学会平成10年度研究発表会講演論文集，pp. 61-64, 1998.
 - 6) Chigira, M. (in press a): Micro-sheeting of granite and its role in generating landslides-Landslides due to heavy rain in Hiroshima Prefecture, Japan in 1999. *Engineering Geology*.
 - 7) Chigira, M. (in press b): Geological structures of large landslides in Japan, *Journal of Nepal Geological Society*.
 - 8) Chigira, M. and Kiho, K.: Deep-seated rockslide-avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan, *Engineering Geology*, Vol. 38, pp. 221-230, 1994.
 - 9) 藤田崇・横山俊治・佐野正人：兵庫県南部地震に伴う斜面変動の地質特性，兵庫県南部地震等に伴う地すべり・斜面崩壊研究報告書，地すべり学会，pp. 17-32, 1995.
 - 10) Hadley, J. B.: Landslides and related phenomena accompanying the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, No. 435, pp. 107-138, 1964.
 - 11) Hansen, W. R.: Effects of the earthquake of March 27, 1964 at Anchorage, Alaska, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, No. 542A, 68p, 1965.
 - 12) Huang, C. S., Ho, H. C. & Lin, C. H.: The geology and landslide of Tsaoling area, Yunlin, Taiwan. *Bull. Central Geological Survey*, pp. 95-112, 1983.
 - 13) 井上康夫・本庄静光・松島三晃・江差靖行：十勝沖地震によって青森県南東部に発生した崩壊地の地質および土質に関する検討，電力中央研究所研究報告，No. 69086, pp. 1-27, 1970.
 - 14) Kamai, T.: Failure mechanism of deep-seated landslides caused by the 1923 Kanto earthquake, Japan. *Proceedings of the sixth International Conference and Field Workshop on Landslides*, pp. 187-198, 1990.
 - 15) 釜井俊孝・鈴木清文・磯辺一洋・山川和美・神保光昭・佐藤拓二：兵庫県南部地震による都市域の斜面変動について，兵庫県南部地震等に伴う地すべり・斜面崩壊研究報告書，地すべり学会，pp. 33-48, 1995.
 - 16) 川田三郎：台湾州斗六郡草嶺の震生湖，*地震研究所集報*，Vol. 21, pp. 317-325, 1943.
 - 17) 川上 浩・小西純一・斉藤 豊：長野県西部地震における斜面崩壊のメカニズムと軽石層の土質性状，*土と基礎*，Vol. 33, pp. 53-58, 1985.
 - 18) 川辺岩夫：地震に伴う地下水・地球化学現象，*地震*，Vol. 44, pp. 341-364, 1991.
 - 19) 経済部中央地質調査所：九二一地震地質調査報告，314p., 1999.
 - 20) 国生剛治：砂層の成層構造による液状化時の水膜生成と地盤安定性への影響，*応用地質*，Vol. 41, pp. 77-86, 2000.
 - 21) 小林武彦：御岳火山の火山体形成史と長野県西部地震による伝上崩壊の発生要因，*地形*，Vol. 8, pp. 113-125, 1987.
 - 22) 小嶋智・西岡勲・矢入憲二：美濃帯中生生物界分布域にみられる大規模崩壊地の地質特性，日本応用地質学会平成10年度研究発表会講演論文集，pp. 64-67, 1998.
 - 23) 小出博：災害の研究（1950年の山地災害を中心として），林野庁，1951.
 - 24) 町田洋：安倍川上流部の堆積段丘—荒廃山地にみられる急速な地形の変化の一例—，*地理学評論*，Vol. 35, pp. 157-174, 1959.
 - 25) Morimoto, R.: Geology of Imaichi District with special reference to the earthquakes of Dec. 26th., 1949. (I). *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol. 28, pp. 379-348, 1950.
 - 26) Morimoto, R.: Geology of Imaichi District with special reference to the earthquakes of Dec. 26th., 1949. (II). *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol. 29, pp. 349-358, 1951.
 - 27) Morimoto, R., Nakamura, K., Tsuneishi, Y., Otsuka, J., & Tsunoda, N.: Landslides in the epicentral area of the Matsu-shiro earthquake swarm—Their relation to the earthquake fault, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol. 45, pp. 241-263, 1967.
 - 28) 中村浩之・土屋智・井上公夫・石川芳治編：地震砂防，古今書院，190p., 2000.
 - 29) 落合博貴・北原曜・三森利昭・安部和時：地震による山腹斜面崩壊と地震時応答解析，兵庫県南部地震等に伴う地すべり・斜面崩壊研究報告書，地すべり学会，pp. 119-132, 1995.
 - 30) 沖村孝：兵庫県南部地震に伴う斜面崩壊の特性，兵庫県南部地震等に伴う地すべり・斜面崩壊研究報告書，地すべり学会，pp. 1-16, 1995.
 - 31) 奥田節夫・奥西一夫・諏訪浩・横山康二・吉岡龍馬：1984年御岳山岩屑なだれの流動状況の復元と流動形態に関する考察，*京都大学防災研究所年報*，Vol. 28-B, pp. 491-504, 1985.
 - 32) 大八木規夫：御岳火山1984年大崩壊とそれに伴う土砂移動の全体像，*地形*，Vol. 8, pp. 127-144, 1987.
 - 33) 斉藤豊・赤羽貞幸・中村三郎・長尾勲・山浦直人：善光寺地震と山崩れ，*長野県地質ボーリング業協会*，130p., 1999.
 - 34) Sassa, K.: The mechanism to initiate debris flows as undrained shear of loose sediments, *Proc. INTERPRAEVENT 1984*, Vol. 2, 73-87, 1984.
 - 35) Seed, H. B. & Wilson, S. D.: The Turnagain Heights landslide, Anchorage, Alaska. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, Vol. SM4, pp. 325-353, 1967.
 - 36) 田畑茂清・原義文・井上公夫：濃尾地震（1891）に起因した土砂移動の実態，*砂防学会誌*，Vol. 52, pp. 24-33, 1999.
 - 37) 田中耕平：長野県西部地震における斜面崩壊の特徴，*土と基礎*，Vol. 33, pp. 5-11, 1985.
 - 38) 遠田晋次・田中和広・千木良雅弘・宮川公雄・長谷川琢磨：1995年兵庫県南部地震に伴うコサイスマックな地下水挙動，*地震*，Vol. 48, pp. 547-553, 1995.
 - 39) Tsuneishi, Y. & Nakamura, K.: Faulting associated with the Matsu-shiro Swarm Earthquakes, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol. 48, pp. 29-51, 1970.
 - 40) 宇佐美龍夫：新編日本被害地震総覧，東京大学出版会，1996.
 - 41) Voight, B.: The mechanics of retrogressive block-gilding, with emphasis on the evolution of the Turnagain Heights landslide, Anchorage, Alaska. In K. A. DeJong & R. Scholten (Eds.), *Gravity and Tectonics* (pp. 97-121). New York: John Wiley and Sons., 1973.
 - 42) Wang, W.-N., Nakamura, H., Kamai, T. and Lee, M.-C.: A photogeologic study on the earthquake-induced slope failure in central Taiwan on September 21, 1999, 第9回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp. 417-420, 2000.
 - 43) 横山俊治：大阪層群の層状破砕帯—Layer-parallel shear zone—の形成に関する地質学的問題，平成4年度研究発表会講演論文集，日本応用地質学会，pp. 149-152, 1992.
 - 44) 横山俊治・菊山浩喜：1995年兵庫県南部地震時に発生した六甲花崗岩地域の斜面崩壊の運動様式と機構，*地すべり*，Vol. 34, 17-24, 1997.

1999.9.21 集集地震に関する 応用地質学的観点からの話題

井上 大榮*

1. はじめに

台湾と我が国の地震発生の環境を比較すると、地震が多い所は似ているが、我が国では火山が多いが、台湾では火山が少ないのが特徴的である。それは、台湾は環太平洋造山帯のフィリピン海プレートとユーラシアプレートとの衝突境界に位置し、我が国は同造山帯に位置するものの、太平洋側のプレートが沈み込み、日本海側では衝突境界とされていることのプレートのセッティングによって、支配されていることの違いからくるものと思われる。

台湾では、過去 100 年の間に 5 個の地表地震断層の記録があり(張ほか, 1998)¹⁹⁾、日本では過去約 150 年の間に 21 個の数が見られている。台湾の面積が 3.6 万 km² で、我が国の面積が 37 万 km² であるから、単純に地震断層の密度を計算すると台湾の方がやや発生密度が高いということになるが、それほど意味のある数字とは思われない。

一方、活断層図のうち陸上に記載されている断層となると、我が国では 2289 本の数在新編『日本の活断層』(1991)⁸⁾ に図示されている。一方、台湾の經濟部中央地質調査所発行(1998)¹⁹⁾ では 51 本記載してあるに過ぎない。これは、台湾の方が活断層密度が小さいということではなく、空中写真や地形図が国内、国外の研究者に手になかなか入らない、公表しづらいという背景があり、空中写真判読などによる活断層調査が遅れているものと思われる。

1999 年 9 月 21 日午前 1 時 47 分にマグニチュード 7.3 の大地震が台湾中部で起き、この地震によって、尊い人命や財産が失われた。地震による災害としては、地盤の変形や振動による直接的な災害と建物や地盤の破壊の結果引き起こされる津波や火災などによる二次的な災害に分けられるが、今回の地震は津波は全く関係なく、むしろ前者の被害が圧倒的に大きかった。

応用地質学の観点から地震災害を考えると、地盤の変形による災害に区分されるものは、地震断層が直接地表で変位したり撓局的変形をすることによって被害を生じさせるものがある。我が国では重要な構造物であるダムや原子力発電所などは当然活断層の上には載せないことになってい

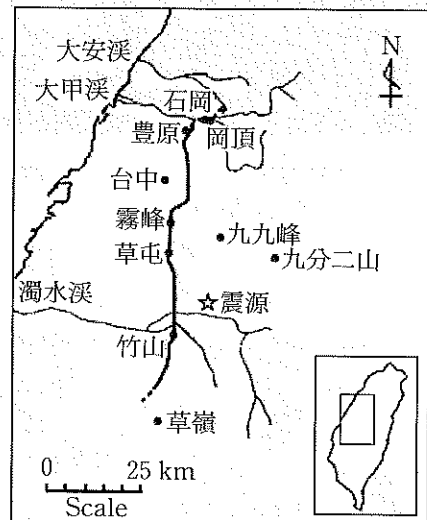


図1 台湾集集地震の地震断層と主要な都市および場所

ることから、このような重要構造物については調査方法が示されている問題といってもよい。さらにアメリカ・カリフォルニア州では活断層法という法律により一般の建物も含めて、活断層を避けることになっており、民間により活断層の位置と活動性を決めるためのトレンチ調査が盛んに行われている。

一方、もう一つの地盤災害として、振動によって発生する地すべりや崩壊などの山地災害と軟弱地盤や盛土の液状化などによる地盤災害が挙げられる。

筆者は集集地震後 3 回にわたって現地調査を実施したが、全域にわたって調査をしたわけではないので、ここでは特に平成 12 年 7 月に日本応用地質学会主催で行われた『Chichi 地震の応用地質学的側面に関するシンポジウム』で述べられた内容の一部をレビューしながら、応用地質学的側面から地震被害や地震断層について紹介したい。図 1 に地震断層の位置と主要都市およびここで述べる場所の位置を示す。

2. 山地災害

Lee S.(2000)¹⁰⁾ は人工衛星写真を判読し、今回の地震によって発生した地すべりの数と面積を報告している。それ

* 電力中央研究所 我孫子研究所 研究参事

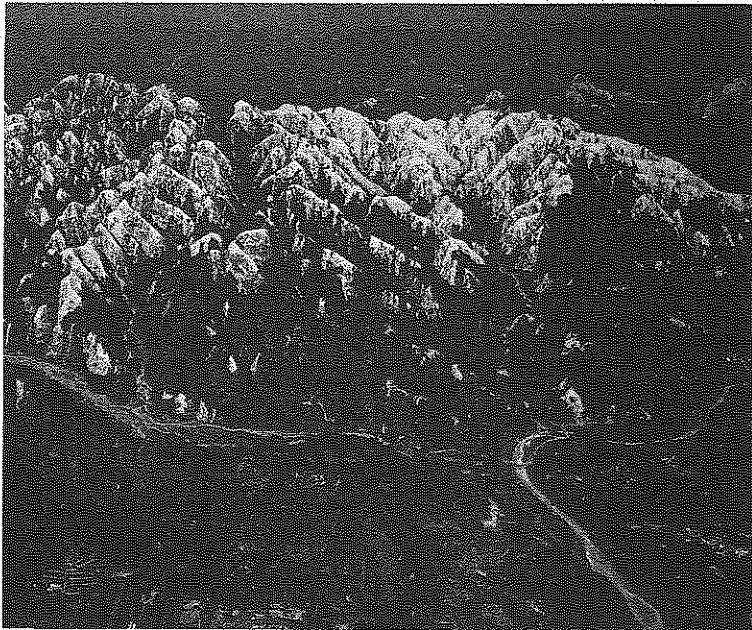


写真1 九九峰の地震後の崩壊状態 (大地烈痕, 2000 より)²⁾
山頂の白い部分が崩壊した跡

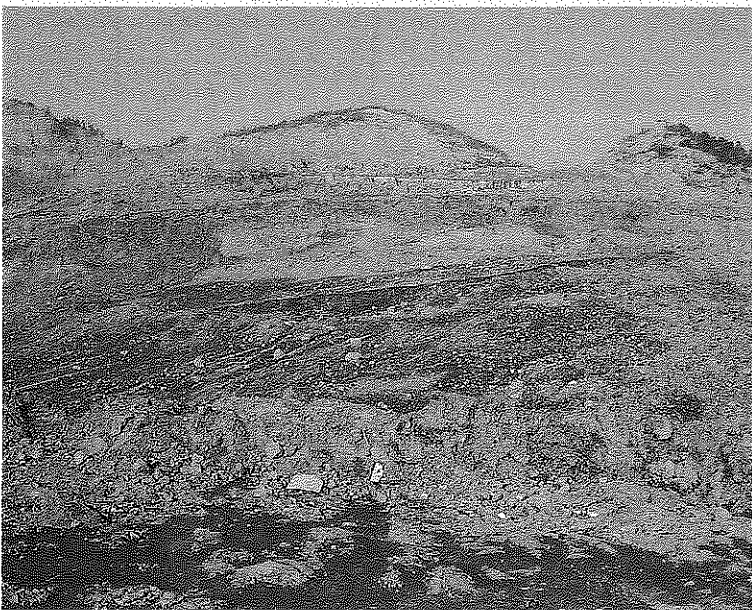


写真2 草嶺における大規模層理面すべり
遠くに層理面が見えるが、層理に沿って地すべりが発生して、手前に地すべり堆積物がたまったもの

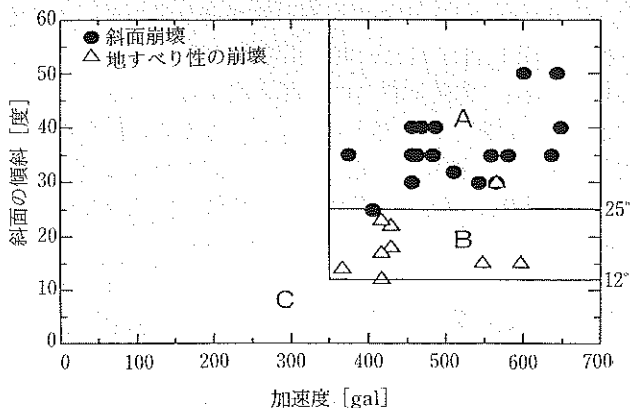


図2 地震による大規模崩壊の加速度と傾斜の関係図 (中筋, 2000)¹²⁾

によれば、地すべりの数が7,280カ所で総面積は14,766 haとしている。この中には比較的規模の大きな10 ha以上の規模を有するもの10カ所を含んでいる。

特に南投県草屯の東方に位置する最高峰の標高580 mにある九九峰の表層崩壊は、山一面が丸坊主になっており、異様な景観となっている。この地質は中華民国經濟部編の地質図, 1974¹¹⁾(1:25,000)によれば、第四紀下部更新統の頭科山層の砂岩、礫岩から構成されており、固結度の小さい礫岩が地震の揺れにより、地すべりのように崩壊したものとされている(中筋, 2000)¹²⁾。このような、地震後の地表付近の浅い崩壊は我が国でも濃尾地震(小出他, 1979)¹³⁾や北海道南西沖地震(坂本他, 1994)¹⁴⁾で発生したことが報告されている。山頂付近の尾根部で固結度の小さい岩石や風化の進んでいる岩石が分布している場合には、このような広い範囲の崩壊現象が発生するのであろう(写真1)。

一方、雲林県と嘉義県の県境に位置する草嶺では、層理面に沿って滑ったとされている大地すべりが発生した。地すべりの規模は幅約2 km, 長さ約5 kmで崩壊土砂は1.5億m³とされている。この崩壊地は過去約100年の歴史の中でも地震や豪雨により4回の大崩壊が報告されており、被害が記録されている所であるにもかかわらず、地震前までは人が生活していて、多くの犠牲を生んだということで、狭い国土の有効利用といえども考えさせられることである(写真2)。

このほかにも大規模な地すべりが九分二山で発生した。

地震動と地すべり、崩壊に関して、中筋(2000)¹²⁾はこれまでのデータを基に注目すべき結果を示している。それは、地形の傾斜と地震加速度をパラメーターとして斜面の崩壊について検討したもので、地震動が350ガルの加速度になると崩壊が発生し始め、400ガルを越えると頻発するようになること、斜面の傾斜が12度で地すべり性の崩壊が、斜面の傾斜が25度になると崩壊が始まることを示している。これは、構成する岩石に依存する所が大きい。これから対処するべき一つの目安として参考になるものと思われる(図2)。

3. 地盤災害

大田(2000)¹³⁾は現地調査の結果から断層に沿っては上盤側に建物の被害が集中することを確認したことを述べている。このことは逆断層タイプの地震断層においてこれまでも言われていたことであり、ノースリッジ地震でも同様な被害状況が報告されている(朱牟田ほか, 1994)¹⁵⁾。これは断層上盤側の地表が変位すると同時に下盤より地震動が大きいということを示すものである。

今回の地震による地表変位のベクトルの調査においても、上盤側が変位していることが示されているが、上記の事実を裏づけている (Azuma et al, 2000)¹⁾。さて、先に述べたように地盤災害と言っても、地震動による災害と地盤の変位による災害、硬質岩盤と軟弱地盤の災害とさまざまな災害のタイプに分けられるが、ここでは石岡ダムを破壊した地震断層そのものによる変位について以下に調査結果を述べたい。

4. 活断層 (地震断層) による石岡ダムの変位

4.1 台湾の活断層図の現状

台湾では經濟部中央地質調査所により、つい2年前の1998年に活断層図とともに台湾の活断層について、詳しくまとめられたものが出版されている [張ほか(1998)]¹⁰⁾。これには活断層についてのさまざまな考え方をレビューしたうえでこの活断層図で扱う活断層の定義が述べられている。それらについて、唐文東氏(株)ダイヤコンサルタント)が翻訳したので参考のためにその一部を以下に示す。

表1 活断層分類標準について (張ほか, 1998を翻訳)¹⁰⁾

本説明書に準じた分類標準

現地調査の判定および実用上において、本説明書は台湾地区の活断層を二つの種類に分ける。

(一) 第一類活断層 (完新世活断層)

1. 完新世 (過去1万年以内) 以来、食い違いが発生した断層
2. 現代構造物をずらした (ゆっくりしたクリープも含む) 断層
3. 地震に伴い生じた断層 (地震断層)
4. 沖積層に食い違いを生じさせた断層
5. 地形観測システムによって証明され、活動性を有する断層

(二) 第二類活断層 (更新世後期活断層)

第一類基準外の断層、下記のもの一つ

1. 過去10万年以内に食い違いが生じた断層
2. 段丘堆積物や台地の堆積層に食い違いを生じさせた断層

なお、活断層地形の特徴を有するが、地質的根拠のない断層の場合は、待調査 (疑問のある) 断層の種類として、現地調査によって新しい根拠資料を調べてから、上記の二つの分類に仕分けるか、非活断層類に区分させることができる。

(三) 活断層の疑いのある断層

1. 第四紀地層をせん断するもの
2. 赤土緩起伏面をせん断するもの
3. 地形上に活断層の特徴を有して、検証する地質資料がないもの

本説明書で採用している断層分類方法は基本的に、断層活動時代による分類方法に類似している。断層活動形態、気候、断層崖の侵食速度などの変化が早すぎるので、断層活動の絶対年代を判定出来る唯一の根拠としての年代測定試料は取り入れにくい。その代わりに、断層両側の地層の接触関係を利用して断層活動年代範囲を推測したり、断層が切断している地層により、断層活動年代の前後関係を推定することによる。例えば、台地堆積物中の断層の活動年代は更新世の地層より古く、沖積層よりも新しい。

活断層を2種類に分けるのは実用上の必要性からで、普通の建設事業は第一類活動断層の影響を検討するだけで良いが、重要な建設事業は第一類、第二類活動断層の影響とも検討しなければならない。重要な建設事業には特定の指針が必要である。あらゆる

開発計画には活断層の疑いのある断層に関しての検討が必要である。活動断層に関して年々研究を進めて、正確に分類して行くことが必要である。

このように、3種類の基準を設けて活断層図を作成しているが、前述したように空中写真判読を実施して作成したものではなく、主に文献から作成したもののである。

また、活断層かどうかの判定基準と確実度についても以下のように記載されている。

表2 活断層の判定基準と確実度 (張ほか, 1998を翻訳)¹⁰⁾

地質および地形の理論技術、衛星・空中写真などのリモート測定の資料を応用し、地震工学、地球物理学、水文地質、地球科学、考古学と歴史資料を用いて比較対比することによって、活断層の判定を行う。これらの資料の組み合わせによる総合分析によって、活断層の位置確認およびその構造的と動的パラメーターを把握することができるほか、以下のようなこともできる。①最近の地盤活動の区域を明示すること、②起こり得る地震のポテンシャル・パラメーターを推定すること、③岩石力学的性質と地盤活動との相関性を評価すること、④最近で無震区域であるが活断層の危険区域であることを確認すること。

活断層の最も有効な判定基準およびその特徴として

- (1) 若い年代に形成された地形または地質的特徴及び堆積物 (河道、河川の谷、段丘、沖積層) の食い違い
- (2) 若い年代に形成された堆積物の構成要素または層厚の変化
- (3) 震央範囲、変位の方向・範囲、地震シミュレーションのパラメーター、地表付近においての若い年代または古い年代の断裂構造、および古地震の判別資料、などを含む地震資料
- (4) 地盤深度の深い部分および岩石エリアが若い年代に活動した地球物理資料
- (5) 大地測量記録システムによる最近の変位量
- (6) 歴史または考古資料から得られた人工的または自然的な構造物 (例えば、水田) の食い違い資料

以上の判定基準の大部分については、それらの詳細資料調査により明確化しやすいが、そのほか、特に地形的特徴については議論を有するものの、地形的特徴による判定方式は最も簡便である。判定基準を決めたら活断層の確実性の分析を行う。

4.2 車籠埔断層とは

この断層 (車籠埔断層の南北走向区間) は10万年以内に動いた活断層の第二類活断層として上記の図に示されていたが、活断層調査に重要な写真判読などについては記されていない。

今回の地震断層は既存の車籠埔断層に沿って活動したと考えられているが、石岡付近では方向をほぼ東西に屈曲させて出現しており、この東西の断層は上記活断層図や地質図に記載されていなかった。そこで、ここでは、①事前の調査により今回の東西走向区間の地震断層の出現が活断層として予測できたか、②石岡ダムを破壊した地震断層は既存の断層または活断層として推定できるか (できたか)、の2点について中心的に述べる。

車籠埔地震断層のうち、台中から豊原へかけての走向が南北の区間と走向が南北から東西へと急激に屈曲する北端部に着目して調査を行った。これは、前述したように東西走向区間がこれまで活断層として認識されていなかったこ

と、同地域で石岡ダムを地震断層が破壊したが、地震断層はダム建設の際に断層として認識されていなかったとされていること(土木学会, 1999)⁹⁾、石岡ダムでの地震断層の変位量が8mもあり、この100年程度の間世界で発生した地震断層の中でも(Wells and Coppersmith, 1994)¹⁰⁾ 1, 2を争う変位量を有していることなどの理由からである。

何故このような大きな変位量が発生したかについては、別の機会に考察することとしたい。

前述した張ほか(1998)¹⁰⁾には以下に示すように車籠埔断層について詳しく記載してあるので参考のために以下に示す。

表3 車籠埔(chelongpu)断層(張ほか, 1998)¹⁰⁾

【活断層の分類と依拠】: 第二類活断層(2)

【断層分布範囲と行政区域分布との関係】: 台中県, 台中市, 南投県

【断層性質と延長範囲】: 台中盆地と豊原, 南投の両丘陵地帯との境目として, 豊原から名間まで南北走向, 全長50km以上であり, 草屯段丘の西縁に確認された草屯断層はこの断層の一部に属する可能性がある。何春蓀(1959, 1975, 1982, Ho, 1976)が, この断層が構造複雑な内麓山帯と緩やかな褶曲にある内麓山帯の境目にあると指摘した。孟昭彝(Meng, 1963)が, 車籠埔断層の両側にある地層の上下関係は, (本来下にあるはずの)錦水頁岩層が比較的新しい地層の上に逆転していることから, この部分の断層が三義逆断層の南方方向への延長ではないかと述べた。

【地形と地質特徴】: 林朝榮氏(1957)は, 豊原東方新社における段丘区域の公老坪面(LT2)が, この断層に引っ張られるように, 西方面へ下向きに撓むので, 車籠埔断層及び台中盆地が形成されたのは更新世後期であろうと推定した。

本断層は, 鮮新世の錦水頁岩と卓蘭層が上盤側に, 更新世の頭料山層および現代沖積物が下盤側に露出しているもので, したがって活断層である(Chang, 1971, 何春蓀, 1959, Hsu and Chang, 1979, 徐鐵良, 1984)。ボニラ氏(Bonilla, 1975, 1977)によると, 車籠埔断層は, その分布位置が沖積層に覆われ(見られない部分があるが), しかし, 更新世の頭料山層を切断したため, 活断層であると判断した。

張錫齡氏(Chang, 1971)は, 台中盆地の南端で, 鮮新世の錦水頁岩および更新世の頭料山層がこの断層と接触することを述べている。しかも, この部分の断層は, 東向きに凸状に呈する円弧の頂点に位置する頭汴坑と車籠埔の間であり, 車籠埔断層の崖に沿う河川の浸蝕によって形成された可能性と, 「車籠埔構造」が地表に現われたかのいずれかであると指摘した。

呉大銘氏(Wu, 1978)は, 1917年に断層の付近に発生した大地震で, この断層を横切った測線の測量結果によって, 断層の上盤側が15cm隆起したことから, この断層は活断層であると推測した。

楊貴三氏(1986)は, 豊原東南方面に位置する東陽路口(鎌村里)にこの断層の断層面の一部を見つけ, 断層の段差3m, 走向N8°W, 傾斜角60°Eであるとした。烏溪橋の南端から草屯市街区域の東縁までの一部分(草屯断層)が直線崖をなし, 陰寮溪の河床から隆起した部分が岩盤として露出している。東縁に位置する車籠埔断層の一部分である段丘状の崖が, 河川の流れの浸蝕によって生まれた可能性があると推測した。

何信昌・陳勉銘(1997)は構造図の作製を行う際, 竹子坑の西南方向1kmのところから車籠埔断層の地表露頭を見つけた。それは, 傾斜角25°E, 深部の錦水頁岩から段丘の河川の礫層までであり, 東側の錦水頁岩部分にはせん断破壊と撓み現象が見受けられ, 西側の礫層部は明らかに外力を受けず水平層状に保ったままである。当該露出部付近でトレンチ掘削によって掘り出した充填物が

破碎した頁岩と河床礫であることが判明した。したがって, この断層は車籠埔断層であると推測した。

【地下地質】: 李徳生氏(Lee, 1949)は, 地表踏査と重力調査法の結果により, この断層は傾斜角15°~16°Eの低角逆断層であり, 台中盆地が断層角盆地であることを示した。

潘玉生氏(Pan, 1967)は, 重力調査により車籠埔断層は低角断層であることを推定した。

黄金来氏(1968)は, 地震観測資料により傾斜角30°Eの逆断層であると解釈した。

張錫齡氏(Chang, 1971)は, 傾斜角40°Eの逆断層であろうと言う。

【引用文献】: Lee(1949), 林朝榮(1957), 何春蓀(1959, 1975, 1982), Meng(1963), Pan(1967), 黄金来(1968), Chang(1971), Bonilla(1975, 1977), Ho(1976), Wu(1978), Hsu and Chang(1979), 徐鐵良(1984), 楊貴三(1986)

4.3 空中写真判読

この度の調査の際に, 台湾中央大学の李助教授の協力を得て, 地震前, および地震直後の空中写真を判読する機会を得た。

地震以前の空中写真は1997年に撮影された1:18,000のモノクロをCDより再出力したもので, 1:12,500のものである。地震後の写真としては, 地震直後の1999年9月22日に撮影された1:18,000のカラー写真を使用した。

その後, 判読結果をもとに現地の地表踏査・地形測量を実施し, 地表地震断層, 地形, 地質構造の相互の関係について検討した。

4.4 事前調査により今回の地震断層の出現が活断層としてあらかじめ予測できたか

(1) 大甲溪卑豊橋~石岡ダム付近(図3)

① 空中写真判読結果

空中写真判読で認められたリニアメントは, 土木学会(1985)⁹⁾に従い, 構造運動に伴って生じた変位地形である可能性の高いものからL-A, L-B, L-C, L-Dの4ランクに分類した。

地表地震断層は, 石岡ダム下流の大甲溪左岸の卑豊橋から河床を通り, 右岸に上陸し, そこで屈曲して石岡ダムの方向へ向かうが, 右岸下流側で見られる走向がNNE-SSWのものは地震前ではL-Dランク, 地震後ではL-Aランクと判読された。右岸上流側で見られる走向がNW-SEのものは地震前, 地震後ともにL-Cランクと判読された。後述するように, この下流側の断層は道路法面の露頭で観察でき, 基盤岩である砂岩泥岩互層と大甲溪の河川が作った礫層とが接している。

一方, 左岸に出現した地震断層のうち, 卑豊橋より下流側は地震前, 地震後ともにL-Aランクと判読された。左岸側の段丘面上の卑頭および金星面付近の地震断層は地震前ではL-Dランクと判読されたが地震後ではL-Aランクと判読された。

諸機関により地震断層の出現が指摘されている箇所以外にも, 変位地形として認められるリニアメントが判読され

る。たとえば、大甲溪とその南側の丘陵との地形境界は、直線性がある急崖から構成され、崖面が比較的新鮮であることから、L-Cランクと判読した。

② 地質調査結果

基盤岩同士の断層露頭は卑豊橋直下の上流より認められた。しかしながら、調査は地震の発生から3カ月後であったことから、すでに断層露頭は削剝を受けて後退しており、断層そのものは層理面断層であったかどうかの判断はできなかった。

もう一箇所の基盤岩同士の断層露頭は、リニアメントに対応し、石岡ダム直下右岸側の民家裏手の小山の東側に認められた。そこでの断層面はN 35 W/84~90 SWで鏡肌と条線があり、条線の方向は水平面に対して66~68°上方であった。基盤の上位に分布する段丘礫層は断層を挟んで約20 mの変位が認められ、今回のここでの変位量が8 m程度であることから、累積性が認められる。

一方、基盤岩と段丘礫層とを境する地震断層が、右岸側の上記小山の西側の道路に認められた。この断層もリニアメントに対応する。この露頭は2000年6月現在ではそのほとんどが補修のためにコンクリートで覆われてすでに見られなくなっている。露頭写真とスケッチを写真3、図4に示す。

基盤岩は砂岩および砂岩泥岩互層で、層理はN 62 E/67 SEと地層は急傾斜である。基盤と段丘礫層を境する断層はN 40 E/33~38 SEの方向であるが、この場所での基盤の地層は塊状で層理に沿っているかどうかは明らかではない。

断層に沿って粘土化帯(角礫を含む)が有り、露頭の下部の断層面は直線状であるが上部ではやや曲がり不規則状を呈す。粘土化帯の幅は20~30 cmでさらに上盤側には割

れ目の多いゾーンとして20~30 cmの青灰色の部分が認められる。また、粘土化帯には砂礫層の境界付近に砂礫側の礫が挟み込まれている。これらの破砕物質があるということは、この面で何回も断層活動があるということの意味するものである。

段丘礫層は上位より上部細粒堆積物、上部砂礫層、下部砂礫層から構成される。

上部細粒堆積物は細粒の粘土から構成されており、一部に局所的に細粒の礫を挟む。上部細粒堆積物の厚さは上盤側では約2 m、下盤側では約5 mと断層を挟んで厚さが著しく異なっている。

上部砂礫層は大礫からなりその厚さは上盤側は約1 m、下盤側は約1.5~1.7 mで、傾斜は上盤側で10~15°で西側へせん減傾向が見られ、断層でひきずられている。上部砂礫層の下盤側中に砂・シルト層(厚さは50 cm~1 m)が分布し、側方変化が著しい。

下部砂礫層も上部砂礫層と同様に大礫からなり、その厚さは2 m以上で、下盤側で傾斜が東方向へ10~20°である。この傾斜は過去の断層運動による変形の可能性がある。上部砂礫層とは不整合関係にある。上盤側には下部砂礫層は分布していない。

また、この道路に沿って西側の断層と前述した東側の断層に挟まる区間の基盤岩の上位の堆積物が撓曲していることが確認されている。この地域で変位量を推定すると以下のことが考えられる。

断層の変位量は西側の露頭の基盤岩の上面で8 m以上(下盤側では基盤側が認められないことから)となる。この露頭での上部砂礫層の上面の変位量は3.5 mから7.7 m、さらに西側の断層から30 m離れた場所では10.7 mとなる。また、最も変位量が大きくなる撓曲部の頂点ではその

変位量は最大17 mとなる。また、地震後の地形の測量結果では、断層の上部にあるみかん畑で段丘面が6 m撓んでいる。

また、今回の地震による変位量はこの露頭の下部にある水路の跡から3.2 mと推定される。これより、南側の大甲溪本流の河床では約6 mの変位があることからここではやや小さくなっていることが考えられる。また、東側の断層の変位量は同じく水路の跡から8.0~8.8 mと推定される。

上記の結果からここで判読されたリニアメ

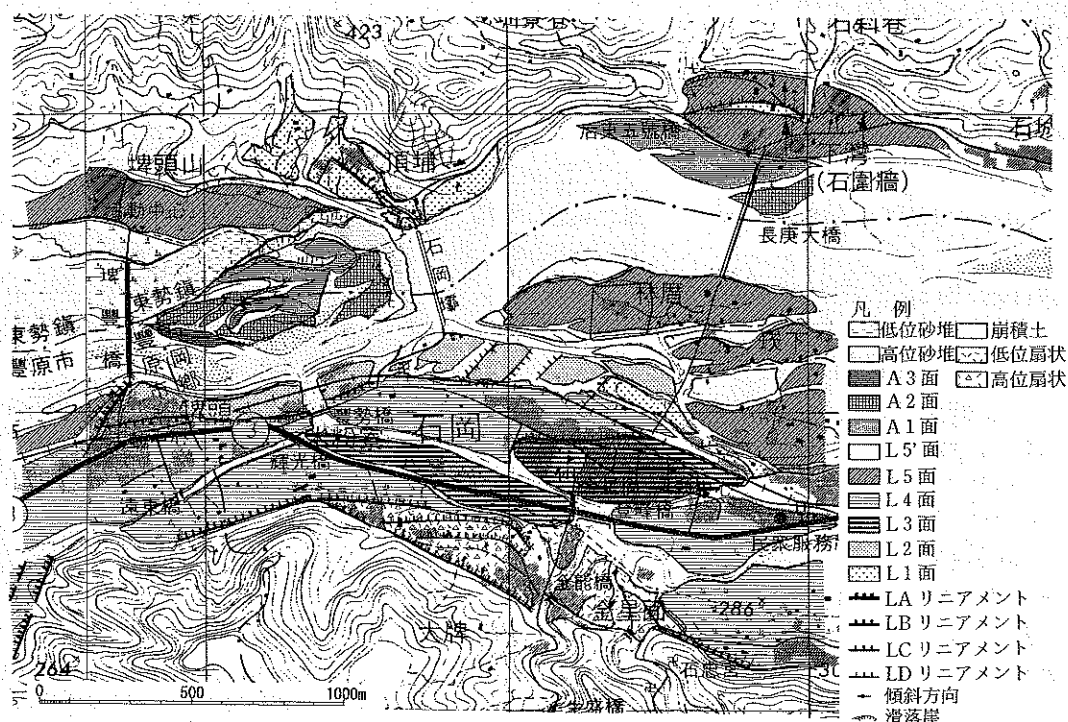


図3 石岡ダム周辺の1997年撮影の写真判読結果(井上他, 2000)⁷⁾

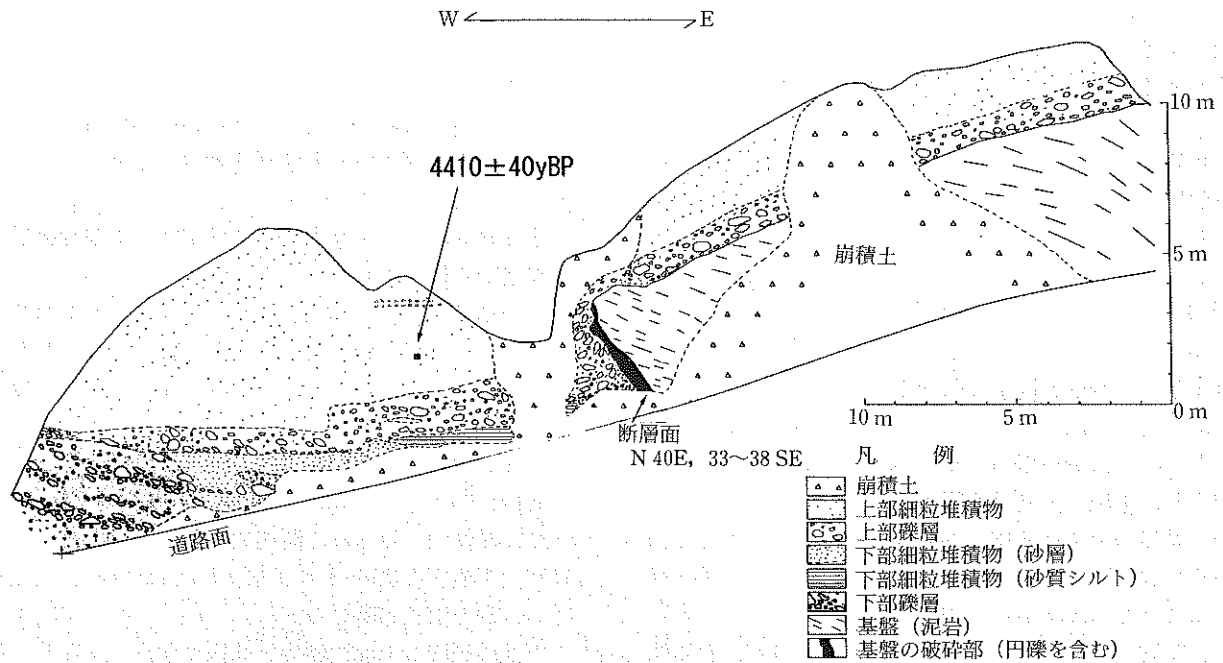


図4 石岡ダム右岸道路沿いの断層露頭 (井上他, 2000)²⁾

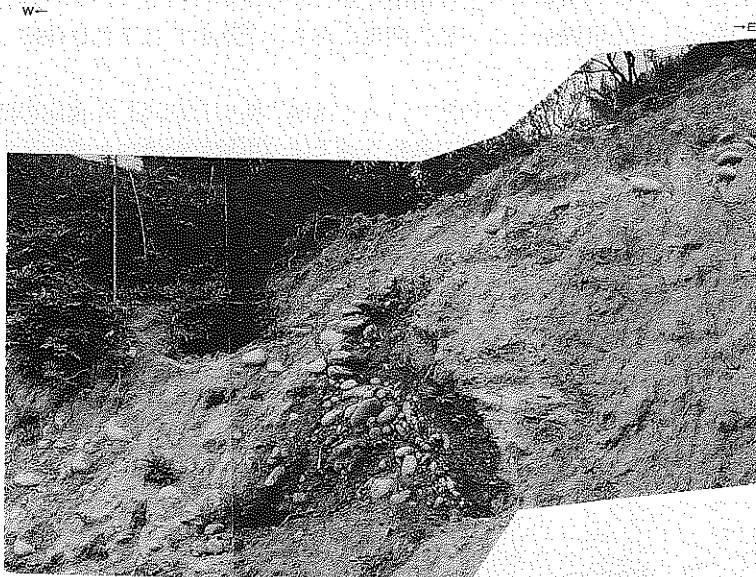


写真3 石岡ダム右岸道路沿いの断層露頭全景
図4のスケッチ箇所、断層の走向傾斜はN 40 E/33-38 SEを示す

ントは現地調査結果からも累積性があることが確認された。

(2) 石岡ダム東方・岡頂付近 (図5)

① 空中写真判読結果

石園橋の南東方約400mの岡頂付近に東北東-西南西方向の地表地震断層が出現した。空中写真判読では、幅50~150mの撓曲崖を伴っており、地震以前および地震以後の空中写真にもL-Aランクのリニアメントとして抽出される。

地表地震断層は、比高2~3m、幅3~4mの地表変形帯を伴っており、明瞭な断層面は認められず撓曲変形している点が特徴的である。また、複数の段丘面を変位、変形させており、今回の地表地震断層自体の規模はどの面内でも変わらないが、ともなっている撓曲帯(崖)は、より高位の面内で大きい。このことは活動の累積性を示していると考

えられる。

② 地質調査結果

調査地域付近の地質は、砂岩・泥岩互層とそれを不整合に覆う段丘堆積物(円礫層)から構成され、基盤岩および地形面ともに岡頂付近を軸とするN-S~NE-SW方向の背斜構造を呈している。撓曲帯に相当する箇所では、基盤岩中には規模がある断層は認められず、地表地震断層出現箇所に向かって(下流/西方に向かって)徐々に傾斜が急になっていく構造が認められる。一方、地表地震断層の直下付近を境に地層はキック様に折れ、地質構造はほぼ水平となる。すなわち、地表地震断層直下には断層は認められなく、地表地震断層は褶曲のヒンジ線付近に位置している。

地震断層位置より4~5m上流側に、N 60~70 Eで北落ちほぼ垂直の断層が認められる。断層に沿った引きずり変形ならびに断層ガウジが認められ、断層面より近い側から順に幅1~2mmの茶

黄色粘土、幅約3cmの暗青灰色粘土~シルトで構成される。断層の組織からは複数回の活動が推定される。ただし、今回の地震時については、形成されたガウジはないか、あってもフィルム状であり、かつこれを被覆する段丘礫層に変形は認められるが、明瞭な変位は与えていない。

以上のことから、今回あらわれた地表地震断層は累積性を有する活構造に伴ったものであること、集集地震時における変位の大部分は、撓曲変形によってまかなわれたものであることが考えられる。

(3) まとめ

このように、地震以前の空中写真判読においても、地震断層箇所活構造を示唆するリニアメントが確認される。また、一部ではリニアメントに対応する基盤の断層や褶曲が確認され、基盤岩においても同じ場所で、繰り返し活動している証拠を見つけ出した。これは基盤岩、上位層とも

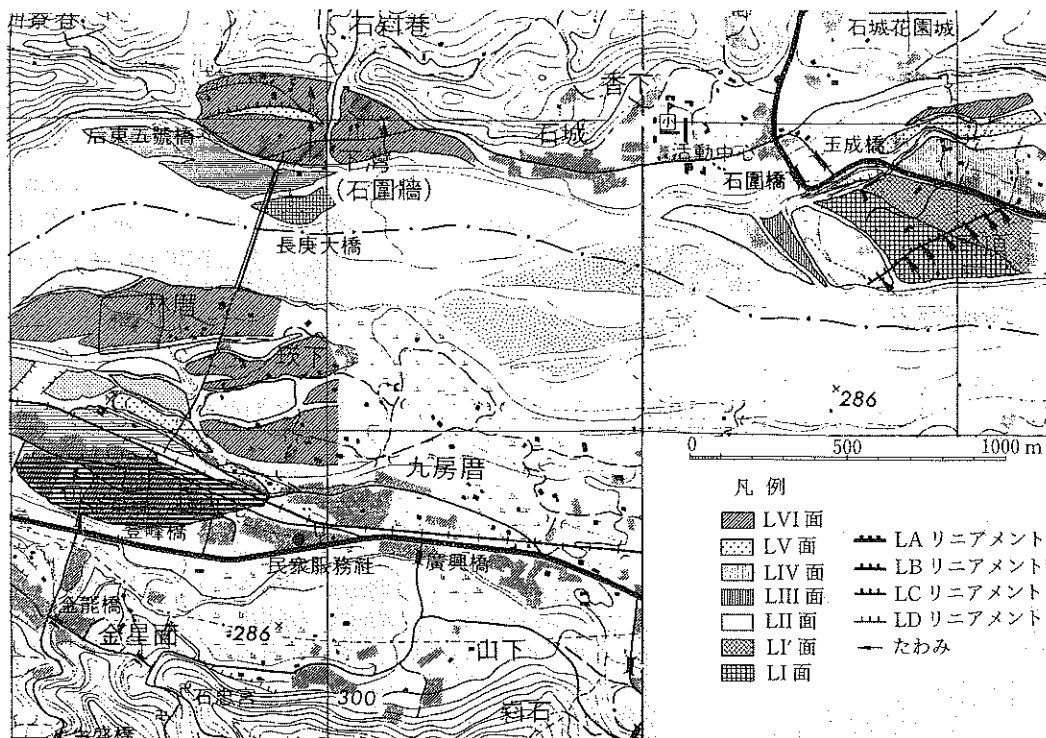


図5 岡頂周辺の1997年撮影の写真判読結果(井上他, 2000)

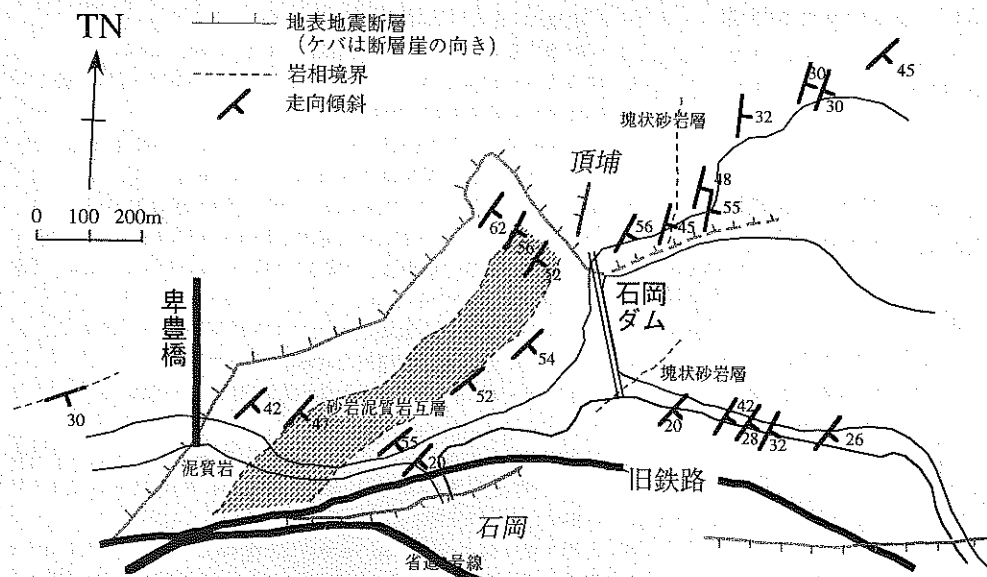


図6 石岡ダム周辺の地質図(井上他, 2000)

に同じ場所に変形が生じていることを意味しており、累積性があることは明らかである。

したがって、詳細な写真判読と地表踏査を実施することにより、車籠埔断層の東西方向の断層は、活断層として事前に予測できたものと考えられる。

4.5 石岡ダムを破壊した地震断層は地質学的に既存の断層として推定できるか

(1) 石岡ダム周辺の地質調査からの推定

中華民国石油地質図(1994)³⁾によれば、石岡ダム周辺の地質は、中新世～鮮新世の桂竹林層から構成されている。

本研究では、卑豊橋下流約2kmの鉄橋付近から石岡ダ

ム上流約1kmの長庚大橋付近まで地質調査を実施し、地質図を作成した(図6)。岩相は以下のように区分されるが、大局的には今回のルートの中で下位より泥質岩、砂岩泥岩互層が出現し、上部では厚い砂岩が見られる。これらの岩石は強度測定は実施していないが、我が国の中新世後期～鮮新世の一般的な岩石と比較すると、より硬質な岩石である。以下に地質図作成時の地層区分の特徴を簡単に示す。

- ① 泥質岩(スレーキングにより表面が亀の甲羅状にみえるもの)
- ② 砂岩・泥質岩細互層(細かい単位で互層しているもの)
- ③ 砂岩(粗粒な砂のパッチを偽礫として含む淘汰の悪い砂岩)
- ④ 砂岩(塊状、比較的軟質で淘汰の良いもの)
- ⑤ 砂岩(粗粒砂岩を主体とし、1/10程度の厚さの泥質岩を挟むもの)

地質構造は今回出現した地震断層に挟まれるブロックごとに異なっている。卑豊橋より下流の走向はN70E～EWで傾斜は20～30Sである。卑豊橋より上流で石岡ダ

ムを破壊した断層までの間の走向はN50～60Eで、傾斜は50～60Sである。石岡ダムを破壊した断層より北側の走向はN10～30Eで傾斜は50～60Sで、一部で30Sと緩くなる。

卑豊橋から石岡ダムの間は左岸崖部、右岸河床部、右岸崖部と地層の層相(特に砂岩・泥質岩細互層)の連続が認められ、その間に大きな断層は無いものと考えられる。一方、石岡ダム上流の貯水池を挟んで右岸と左岸では、砂岩(④)が良い鍵層となり、その下限境界が地震断層を境として大きく食い違っていることから、地震断層の場所に既存の断層が存在したことが示唆される。

(2) ダムの調査データからの推定

台湾省水利局 (1976)¹⁷⁾ の石岡ダムのボーリング調査結果によれば、ダムのボーリング柱状図のうち、右岸側の地震断層が出現した場所のみ基盤岩の中に“unconsolidated”の記載がある。すなわち、ダム軸 B 断面 no. 201 のボーリングでは約 11 m までが、河床礫で、それより 18.17 m (孔尻) までは灰色シルト岩とされ、そのうち特に 14 m 以降は未固結とされている。また、ここでの採取率は 9~25% ときわめて悪くなっている。

このことは、今回の地震断層が通過しているこの位置に断層が存在していたことを示唆する事実の一つであると思われる。

(3) まとめ

地震断層を境として地質構造が異なり、かつ、鍵層がつかないこと、地震断層が通過するダムの箇所調査ボーリングに未固結と記載してあることから、石岡ダムの破壊箇所には既存の断層が通過していたことが推定される。

4.6 結論

車籠埔地表地震断層北端の東西走向区間周辺において、地震の前後いずれでも、地表地震断層箇所が変位地形として抽出されることが明らかとなった。また、地表踏査からは、活動の累積性が確実な断層露頭および変位地形が確認された。これらのことは、東西走向区間においても、活断層の存在ならびに地表地震断層の出現箇所が事前の調査により予測できた可能性があることを示していると考えられる。

一方、ダムを破壊させた地震断層は既存の断層が再活動したものと推定されるが、この地震断層は下流側では前述のダム右岸の地震断層に連続する。

最初の項で述べたように、ダムに最も近いリニアメントから判読される活断層は L-C ランクで、この断層の端はダム右岸のアバットから 180 m の所に位置している。

我が国の建設省河川局 (1984)⁹⁾ はダムの調査段階における、第四紀断層の調査と対応に対する考え方を述べており、1次調査の段階でダム敷近傍(おおよそ 300 m としている)に第四紀断層が存在する場合には 2次調査に進み、さらに要注意な第四紀断層がダム敷に存在することが判明した時には、調査結果を総合判断して、ダムの位置の変更を含む適切な措置をとるものとしている。ここで言う要注意な第四紀断層とは、最新活動年代が 1 万年前以降または 1 年から 3 万年の間で長さが長いもの、または繰り返し活動した規模の大きい第四紀断層である。

これをこの地点にあてはめれば、最近 1 万年以内に活動した断層がダム敷に向かっていることは空中写真判読や地表調査によって判断が可能であり、我が国でこのような調

査を現在の時点で、この考え方に基づいて調査をすれば、ここにダムの建設は避けることになるであろう。

なお、本文の後半部の石岡ダムの調査については電力台湾地震断層調査グループによって実施された調査結果を要約して記したものである。また、原稿の内容は電力中央研究所宮腰勝義氏によって査読をして頂いた。図面の一部は大和地質研究所阿部朋恵氏が作成した。関係者に深く感謝の意を表するものである。

引用文献

- 1) Azuma, T., Sugiyama, Y., Kariya, Y., Lee, Y., Shih, T., Lu, S. and Wu, W.: Surface fault of the September 21, 1999 Chi-chi earthquake, Taiwan, Proc. Hokudan Int. Symp. School on Active Faulting, 19-22, 2000.
- 2) 地孔技術研究発展基金会: 大地烈震, 2000.
- 3) 中華民国石油地質図, 1994.
- 4) 中華民国經濟部編: 台湾地質図 (25 万分の 1), 1974.
- 5) 土木学会原子力土木委員会: 原子力発電所地質・地盤の調査・試験法および地盤の耐震安定性の評価手法報告書第 2 編, 地質調査法, 1985.
- 6) 土木学会台湾地震災害調査団ダムグループ: 土木学会ホームページより, 1999.
- 7) 井上大榮・Lee Chyu-Tyi・電力台湾地震断層調査グループ: Chelungpu 断層 Fengyuen-Shikanga 間の応用地質学的課題, 1999 Chichi 地震の応用地質学的側面, 平成 12 年度シンポジウム予稿集, 日本応用地質学会, 1-14, 2000.
- 8) 活断層研究会: 新編日本の活断層, 東大出版会, 1991.
- 9) 建設省河川局開発課: ダム建設における第四紀断層の調査と対応に関する指針(案), 1984.
- 10) Lee San Wei: 921 CHI-CHI earthquake and debris disasters, 全国治水砂防協会集集地震シンポジウム, 2000.
- 11) 小出 仁・山崎春雄・加藤碩一: 地震と活断層の本, 1979.
- 12) 中筋章人: Chichi 地震による崩壊・地すべりの実態, 1999 Chichi 地震の応用地質学的側面, 平成 12 年度シンポジウム予稿集, 日本応用地質学会, 39-51, 2000.
- 13) 太田陽子: 台湾 921 集集大地震による地震断層から何を学ぶか, 日本地質学会関東支部講演会講演要旨集, 2000.
- 14) 坂本 容・岩橋敏広・井上大榮: 北海道南西沖地震, 電力土木講習会テキスト, pp. 169-196, 1994.
- 15) 朱牟田善治・大友敬三・遠田普次・井上大榮: ノースリッジ地震による電力設備の被害と復旧, 電力中央研究所調査報告, U 94022, PP. 7, 1994.
- 16) 台湾中央地質調査所: Surface rupture of Chelungpu fault after Taiwan Chi-Chi earthquake, ホームページ (99/12/24 更新) より, 1999.
- 17) 台湾省水利局: 石岡壩工程計画地質調査報告, 1976.
- 18) Wells and Coppersmith: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Ame. 84, 4, 974-1002, 1994.
- 19) 張徽正・林啓文・陳勉銘・盧詩丁: 台湾活動断層概論, 50 万分の 1, 台湾活動断層分布図説明書, 台湾經濟部中央地質調査所, 1998.