

内陸型地震を解き明かす分析技術

活断層はいつ・どこで・どれくらい動いたか？

安江 健一

日本列島では、台風、豪雨、地震、噴火などによる災害が頻発している。このような災害から身を守るために、過去の災害状況を把握し、起きた災害リスクを理解し、防災意識を高めることが大切である。その際、災害を引き起こす自然現象の特徴を知ることは有効であり、自然現象を科学的に理解する際に分析技術

が必要である。本稿では、内陸型地震を引き起こす活断層がいつ・どこで・どれくらい動いたのかを明らかにする技術として、放射性炭素年代測定、テフラ分析、ルミネッセンス年代測定、UAV レーザ計測、メタンガス測定、地中レーダ探査、帯磁率測定について紹介する。

1. まえがき

大部分が温帯湿潤気候であるとともに変動帶に位置する日本列島では、台風、豪雨、地震、噴火などが頻繁に発生しており、自然災害を受けやすい環境にある。この自然災害から身を守るために、自然現象の特徴を知り、起きた災害リスクを理解し、日頃から防災意識を高めることが大切である。例えば、過去の津波によって海から運ばれてきた砂の分布を調査することで、過去の津波による浸水域、発生時期などを推定することができ、今後発生する可能性のある津波の対策に貢献できる。また、自然現象のメカニズムや法則性の理解は、その現象の将来を推定する際に必要であり、中長期を見据えた防災対策に貢献できる。そのため、自然現象の特徴を科学的に理解することが大切である。本稿では、日本で発生する自然現象の中でも、内陸型地震を引き起こす活断層を対象とし、調査手法と調査事例を主に分析技術に着目して紹介する。なお、分析の原理、分析装置の詳細については、それぞれの分析に関する概説書や論文などを参照していただきたい。

2. 内陸型地震と活断層

内陸型地震は、陸側のプレート内で発生する地震であり、私たちの住む足元で発生するため、激しい揺れを伴って甚大な被害となる。内陸型地震は、主に活断層のずれによって発生しており、1995年兵庫県南部地震は野島断層、2016年熊本地震は布田川断層、2024年能登半島地震は半島北側の海底活断層が活動した。活断層は、数十万年前以降に繰り返し活動し、将来も活動する可能性のある断層のことである。この活断層が、「いつ」、「どこで」、「どれくらい」動いたかを明らかにすることは、将来の地震活動の評価につながる。1つの活断層による大地震の発生間隔は、1000～数万年と非常に長いのが特徴である¹⁾。活断層が「いつ」動いたかを明らかにすることで、この活断層の活動間隔と最新活動時期の解明に貢献できる。活断層が「どこで」動いたかを明らかに

することで、正確な断層位置や長さが分かり、地震規模の推定に貢献できる。活断層が「どれくらい」動いたかを明らかにすることで、1回の変位量や地表に現れる変状の規模の推定に貢献できる。本稿では、活断層が「いつ」、「どこで」、「どれくらい」動いたかを明らかにする調査・分析技術を、中部地方に分布する阿寺断層における調査事例とともに紹介する。

3. 活断層の「いつ」に係る技術

活断層が「いつ」動いたかを明らかにする際には、断層の変位を記録している地形・地質が有効な指標になる。いつの地形・地質が、断層によって変位・変形しているか、していないかを観察する。図1は地質断面であり、地層の堆積と断層変位の関係を示している。地層の分布から断層の動きをひととくと、A層が堆積したあとに断層が動いて崖ができる。その後、地形の低い部分を埋めるようにB層が堆積する。C層がB層を覆ったあとに、断層が動いて崖ができる、現在の状態

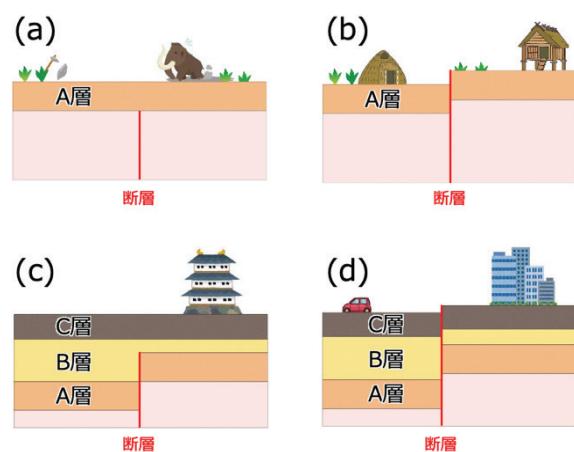


図1 活断層の運動を模式的に示した断面図。(a) A層が堆積する。(b) 断層が動いて段差ができる。(c) 低い側にB層が厚く堆積し、その後C層が堆積する。(d) 断層が動いて段差ができる。

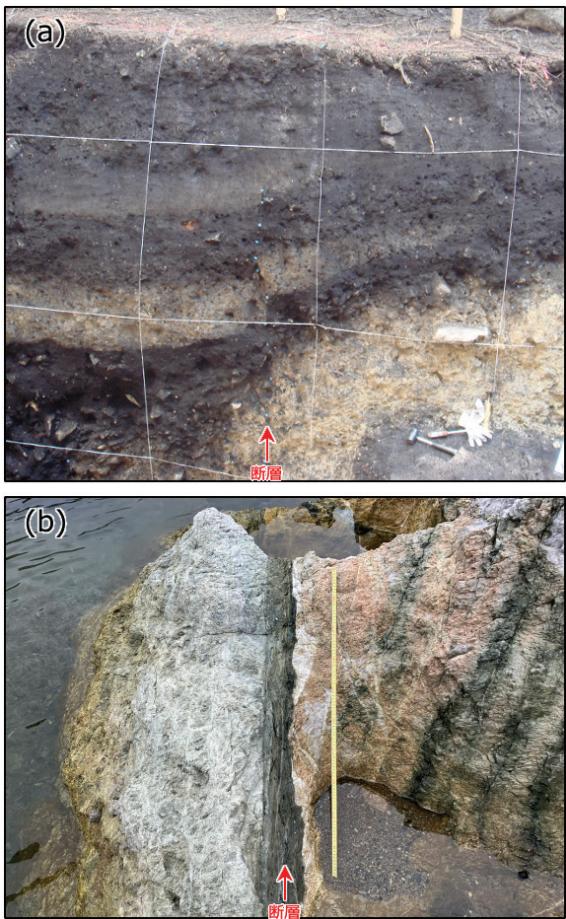


図 2 断層露頭の写真。 (a) 黒色土を変位させる断層（阿寺断層上桑原地区）。中央付近のほぼ垂直の断層を境に右側が高くなっている。白色の枠の 1 辻は約 1 m である。 (b) 岩盤中に存在する断層（阿寺断層西上田地区）。中央付近の黒い帯状の部分に断層粘土が分布する。中央の黄色のスケールは 1 m である。

になったと解釈することができる。ここで断層がいつ動いたかは、A 層堆積後で B 層堆積前に 1 回、C 層堆積後に 1 回の合計 2 回である。このように、いつごろ、断層が動いたかを明らかにするには、地層の堆積年代を決定する必要がある。なお、実際の活断層では、図 1 のような単純なものは少なく、図 2(a)のように地層や断層の分布が分かりづらい場合が多く、露頭を丹念に観察する必要がある。

一方で、河川による侵食や工事による掘削などで堆積物が全く存在せず、図 2(b)のように岩盤の中に断層が観察される場合がある。このような断層がいつ動いたかは、岩盤が断層運動によって破碎・変質した物質を用いて評価する。例えば、ジルコンやアパタイトのフィッショントラック年代、ウラン・トリウム・ヘリウム年代、カリウム・アルゴン年代、ウラン・鉛年代、ルミネッセンス年代といった、破碎帶内の物質に対する年代測定法の検討が進められているが、不確実性が残っており、基礎的な知見の拡充が求められている²⁾。他にも、石英などの鉱物粒子の表面観察³⁾、断層と鉱物脈・岩石脈との切断関係の検討⁴⁾、断層粘土の化学組成データを用いた線形判別分析⁵⁾などによる断層の活動性評価が行われている。

本稿では、断層がいつ動いたかを明らかにする分析技術として、地層の堆積年代を明らかにする放射性炭素年代測定、テフラ分析、ルミネッセンス年代測定を紹介する。

3.1 放射性炭素年代測定

放射性炭素年代測定は、活断層の活動時期を明らかにする際に、一般に利用される手法であり、堆積物中の有機物に含まれる炭素 14 (^{14}C) を用いて年代を推定する。炭素の同位体は ^{12}C , ^{13}C , ^{14}C であるが、このうち ^{14}C だけが放射性同位体であり、半減期 5730 年で減少していく。動植物の死後は、それらの中にある ^{14}C が時間とともに減少していくため、試料中の ^{14}C 濃度から年代値を推定することができる。測定は、加速器質量分析装置で行われる。測定試料は、主に植物片や炭などであるが、土壤、貝殻、昆虫なども測定される（電子付録 1）。また、簡単に壊れない木片や炭、貝殻などは再堆積でも残る可能性がある。そのため、残りづらい葉などの試料（電子付録 1）を用いることで、確度の高い堆積年代を推定することができる。適切な試料は堆積物中のどこにでもあるわけではないことから、イベントの直前・直後の年代値が得られない場合も多い。これに対応するため、黒色土を下部から連続で採取した試料を用いて放射性炭素年代測定を行い、深度方向での年代値の変化の特徴から活動イベントの認定とイベント時期を明らかにする試みが行われている⁶⁾。最近では、ほとんどの地層に含まれている花粉を効率的に抽出する技術が開発され、この花粉を試料とした放射性炭素年代測定が可能となっている⁷⁾。これらの技術の適用により、詳細な断層活動履歴の解明が期待される。

大気の ^{14}C 濃度は宇宙線強度や地球磁場の変動によって変わることから、その変動を考慮して測定した ^{14}C 年代から真的年代を推定する暦年較正を行う必要がある。暦年較正には、ソフトウェアである OxCal⁸⁾ や Calib⁹⁾ などが用いられ、測定した ^{14}C 年代を較正曲線（例えば、IntCal20¹⁰⁾）に投影することで較正年代が得られる（電子付録 2）。年代は、1950 年が基準となっており、そこから何年前を示す値として cal BP で表す。

3.2 テフラ分析

テフラとは、火山灰や軽石などの火山碎屑物のことである。テフラを用いた堆積年代の決定では、堆積物中のテフラと噴出年代が既知のテフラとを対比する必要がある。対比する際には、テフラに含まれる火山ガラスや鉱物などの構成粒子ごとの屈折率や主成分元素組成の特徴を用いる¹¹⁾。屈折率は温度変化型屈折率測定装置などを用いて測定され、主成分元素組成は電子プローブマイクロアナライザ（EPMA）などを用いて測定される。また、これらの特徴がよく似たテフラの場合には、微量成分元素組成が用いられる。微量成分分析は、誘導結合プラズマ発光分析法（ICP-AES）を用いて行われたり¹²⁾、レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析法（LA-ICP-MS）を用いて行われたりする¹³⁾。

堆積物中に明瞭なテフラ層が見られない場合は、肉眼で層

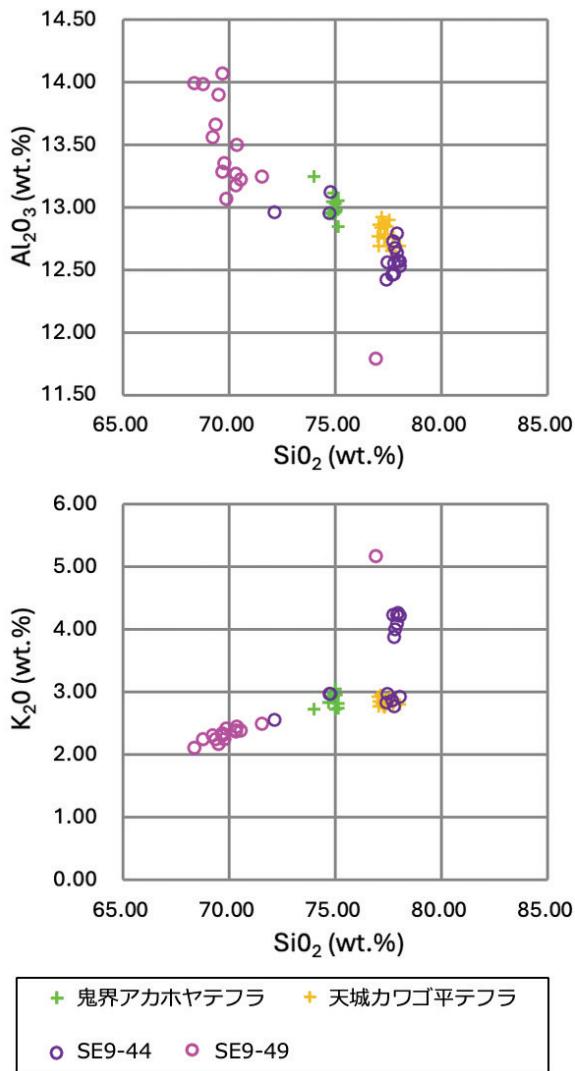


図3 火山ガラスの主成分化学組成。例として、 SiO_2 と Al_2O_3 との関係、 SiO_2 と K_2O との関係を示す。鬼界アカホヤテフラと天城カワゴ平テフラは広域テフラであり、SE9-44とSE9-49は阿寺断層上桑原地区の掘削調査の際に採取した試料である。SE9-44は天城カワゴ平テフラと鬼界アカホヤテフラに類似した火山ガラスが含まれているが、SE9-49にはそれらのテフラに対比される火山ガラスは含まれていない。

として識別できないテフラを探すことがある。このようなテフラは、クリプトテフラと呼ばれる¹⁴⁾。ただし、このクリプトテフラは、擾乱を受けて上・下位に移動・拡散すること、原位置から移動し再堆積することなどから、「テフラ降下層準」を認定することは困難である¹⁵⁾。そのため、クリプトテフラを使って堆積時期を推定する際は注意が必要である。図3は、阿寺断層上桑原地区で行われた掘削調査で観察された黒色土中のクリプトテフラの主成分元素組成のうち SiO_2 と Al_2O_3 との関係、 SiO_2 と K_2O との関係を示しており、試料番号SE9-44には既知の天城カワゴ平テフラ(3060～3190 yrsBP)¹⁶⁾と鬼界アカホヤテフラ(7300年前)¹⁷⁾に類似した火山ガラスが含まれていることが分かる。このことから、SE9-44を採取した層準は、約3000年前より後に堆積したと考えられる。

3.3 ルミネッセンス年代測定

ルミネッセンス年代測定法は、石英や長石を用い、自然放

射線の作用により鉱物内に蓄積された捕獲電子を熱や光の刺激により再結合させ、その際に生ずる発光の強度を利用して年代測定を行う方法である¹⁷⁾。年代値は、試料がこれまでに浴びた放射線量を試料周辺の自然放射線による年間線量で割ることにより求められる¹⁷⁾。発光はルミネッセンスと呼ばれ、加熱による熱ルミネッセンス(TL)、光刺激による光ルミネッセンス(OSL)のほかに、電子線照射によるカソードルミネッセンスなどがあるが、年代測定にはTLとOSLが用いられる¹⁸⁾。ルミネッセンス法による年代測定は、一般に数十年前から数十万年前まで、つまり第四紀中～後期における年代決定得意としている^{18,19)}。そのため、前述の放射性炭素年代測定法が一般に適用できる5万年前より古い場合、有機物やテフラが存在しない場合などに有効である。特に風や水によって運ばれてきた堆積物は、蓄積した捕獲電子が太陽光によって完全に放出されると考えられ、堆積して光に曝されなくなつてから蓄積した捕獲電子を測定できる。試料採取においては、塩化ビニルやステンレスなどのパイプを打ち込むなどして、試料を太陽光に曝さないように細心の注意が必要である。このルミネッセンス、とくにOSL年代測定を、活断層のトレーンチ掘削調査などで用いれば、より多くの年代点を入れることが可能である¹⁷⁾。

4. 活断層の「どこで」に係る技術

内陸地震がマグニチュード6.8程度以上になると、地表に地震断層が出現する²⁰⁾。この地表地震断層の変位が累積して地形に残ったものが活断層である。つまり、活断層の存在は、過去にマグニチュード6.8程度以上の地震がこの断層で発生したことを示しており、将来も同規模の地震が発生することを示唆している。また、活断層の正確な位置は、構造物の建設や道路の整備などにおいて、断層を避けたり、考慮したりする際に重要となる。これらのことから、活断層の有無や正確な位置の把握は、防災においても重要となる。

活断層の位置は、空中写真を用いて立体的に地形を見ながら判読していく。近年、航空レーザ計測により広範囲の地形を迅速かつ詳細に把握できるようになった。さらに、レーザ測量機器をドローンなどの無人飛行機(UAV)に搭載したUAVレーザ測量も行われている。しかし、近年の侵食や堆積、人工改変によって活断層の詳細な位置が分かりづらい場合もある。空中写真は、1945年前後に米軍が撮影した古いものもあり、人工改変されて現在では見えなくなった地形も把握できる場合がある。その他、活断層の位置の把握には、活断層の存在を示唆する間接的な情報が参考になる。例えば、断層は地下深くから続く割れ目であり、流体の通り道となる。そのため、断層に沿って温泉が湧いている場合がある。阿寺断層でも温泉が湧いており、その1つは下呂温泉として観光地となっている。また、活断層から水素、二酸化炭素、ラドン、ヘリウムなどの揮発性物質が放出されているという観測事例が報告されている^{21,22)}。米国のサンアンドreas断層付近や2004年新潟県中越地震の震源域では、高いヘリウム同位体比が観測されて

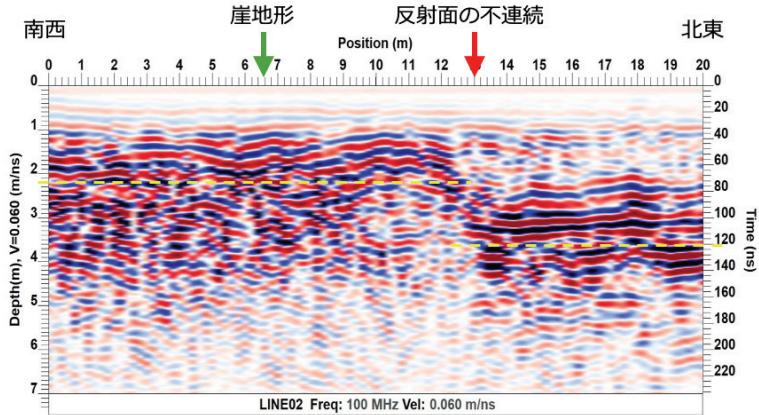


図 4 活断層に直交する地中レーダ探査断面。阿寺断層牧戸地区の例。アンテナ周波数は 100 MHz、反射波速度は 0.06 m/ns である。現地では、緑矢印の地点に断層崖のような崖地形が分布しているが、実際の断層は反射面が不連続になる赤矢印地点に埋もれている可能性が高い。黄色破線は、連続性のよい反射面の基底を示しており、赤矢印付近を境に北東側が低くなっている。

いる^{23,24)}。近年では、活断層の露頭において、断层面の極近傍からメタンガスが放出されていることが確認されている²⁵⁾。その他、 γ 線強度から活断層の位置判定および破碎帶の幅を把握する方法が提案されている²⁶⁾。断層破碎帶における γ 線は、断層物質の磁性特性によって異常値の出現状況が変化すると考えられている²⁷⁾。

さらに、活断層の存在を示唆する情報が得られた場合は、その地下に実際に断層が存在するかどうかを把握することになる。その際、物理探査は非破壊で断層の分布を推定することができる。ピンポイントで詳細な位置を把握するような精度で断層位置を推定できる物理探査としては、地中レーダ探査が有力である。

本稿では、これらの中から UAV レーザ計測、メタンガス測定、地中レーダ探査について紹介する。

4.1 UAV レーザ計測

航空レーザ計測は、1990 年代後半に実用化された測量技術であり、土木工学、防災、環境保全などの幅広い分野で利活用されてきた²⁸⁾。活断層の調査においては、草木の僅かな隙間を通って地面で反射してきたデータを使うことで、草木を取り除いた地形を可視化することができ、活断層の分布を詳しく把握できるようになった。さらにレーザ測量機器をドローンなどの無人飛行機 (UAV) に搭載して測定できるようになり、調べたい地点の高精度の地形データを自分で手軽に取得できるようになった²⁹⁾。

阿寺断層長洞地区では、UAV である DJI 社製 Matrice 300 RTK に、レーザ計測機器である Zenmuse L1 を搭載して計測したデータから地形図を作成している²⁹⁾。この図からは、植生を取り除いた地形を表現することができ、空中写真からでは見つけることが難しい断層変位で形成された小規模な崖や谷の屈曲が認識できる（電子付録 3）。

4.2 メタンガス測定

近年、レーザセンシング技術を用いたキャビティーリングダウ

ン分光法による超高精度ガス濃度測定技術が大きく進展し、小型で可搬型の測定装置が開発されており、野外で高分解能のメタンガスの測定が可能になってきた（電子付録 4）。この装置は、測定レンジが広く（メタンの場合、0~800 ppm）、かつ高分解能（メタンの場合、1 ppb）のデータをリアルタイムで取得できることから、野外における大気中のメタン濃度の微小な変化を実験室レベルの精度で検知することが可能である³⁰⁾。

阿寺断層における測定では、断層ガウジに沿って 20~30 ppm のメタンガスの放出が確認された²⁵⁾。また、阿寺断層沿いを自動車で移動しながら測定した結果、断層崖を通過する際に、濃度変化を検知した²⁵⁾。阿寺断層では、別の測定手法でメタンガスの原位置測定が実施されており、場所によっては 100 ppm を超える濃度も確認されている³¹⁾。これらのように、微量ガスを現地でリアルタイムに測定する技術が、活断層の分布を知る有用なアプローチの 1 つになる可能性がある。今後、活断層での適用例とデータの蓄積が必要である。

4.3 地中レーダ探査

地中レーダ探査とは、物理探査の一種であり、電磁波を地中に放射し反射波を捉えることで地中の構造を把握する手法の一種である。地中レーダ探査の長所として非破壊で探査を行える点、他の物理探査と比べて高分解能である点、簡便性や時間効率に優れている点、現地でリアルタイムにデータを確認できる点などが挙げられる。具体的には、トンネルの空洞調査、埋設管調査、遺跡調査、活断層調査などで使用される。活断層調査では、深度 10 m 以浅の地下浅部の連続的な断面形状を得るために技術として用いられることが多い³²⁾。また、複数の探査断面から 3 次元的に地下を把握し、地下に埋もれている旧流路から横ずれ変位量を推定する研究も行われている^{32,33)}。

図 4 は、阿寺断層牧戸地区で行った地中レーダ探査の断面である。探査は、Sensors & Software 社製の pulse EKKO PRO を用いて、中心周波数 100 MHz の送受信アンテナで

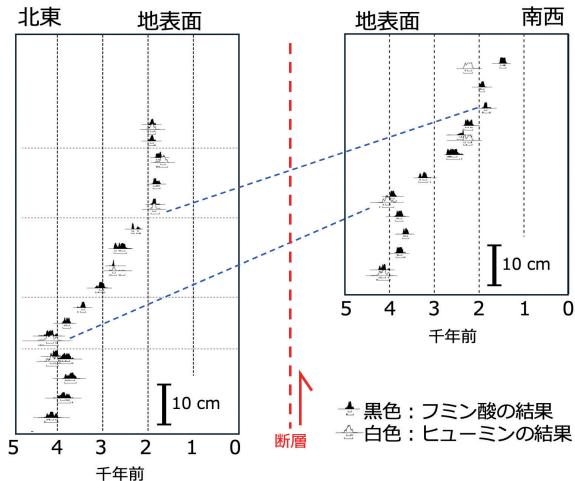


図 5 活断層露頭における黒色土の連続¹⁴C 年代測定結果の深度分布。阿寺断層上桑原地区の例。試料は、断層を境に両側 1 m 以内の堆積物を下部から上部へ数 cm 間隔で連続採取した。年代測定は、試料調製の際に得られるアルカリ可溶成分（フミン酸）と不溶解成分（ヒューミン）に分けて行った。各試料の¹⁴C 年代値を曆年較正した結果を深度ごとにグラフに表示した。断層の両側で年代値の分布パターンが類似しており、右側（南西側）が隆起していることが推測できる。

行った。地表では、6.5 m 付近の緑矢印の地点に高さ 0.5 m 程度の北東側低下の崖が存在するが、その地下の反射面に大きな不連続は見当たらない。一方で、13 m 付近の赤矢印の地下に反射面の不連続が見られ、連続性のよい明瞭な反射面の基底が 1.5 m 程度の北東側低下を示している。このことから、活断層は赤矢印付近に存在すると考えられる。緑矢印地点に分布する崖は、河川による侵食や人工的な削剥によって形成されたと考えられる。

5. 活断層の「どれくらい」に係る技術

活断層が引き起こす地震の規模を評価する際に、1 回の断層変位量を把握する必要がある。しかし、活動性が低い断層は、地形学的検知限界から変位地形を用いた評価が困難となり、堆積物中の変位の把握が重要となる。特に、活断層の活動 1 回の変位量は、数 cm～数 m であることから、露頭スケールでどれくらい変位・変形しているかの把握が重要となる。この変位・変形の有無の判断が肉眼では難しい場合に、各種手法を用いて何らかの指標を見つけ出し、それが変位・変形しているかで判断することになる（電子付録 5）。

本稿では、放射性炭素年代測定、テフラ分析、帯磁率測定の結果を用いた断層変位の確認について紹介する。

5.1 放射性炭素年代測定

断層近傍には、有機物を多く含む黒色土が分布することがある。この黒色土を連続的に採取して¹⁴C 年代を測定し、深度方向での年代値の変化を断層の両側で比較することで、断層の変位を推定することができる。図 5 は、阿寺断層上桑原地区において断層の両側 1 m 以内の黒色土を数 cm 間隔で採取し、¹⁴C 年代測定を行い、試料 1 つずつの結果を曆年較正（電子付録 2）して深度ごとに並べた図である。図 5

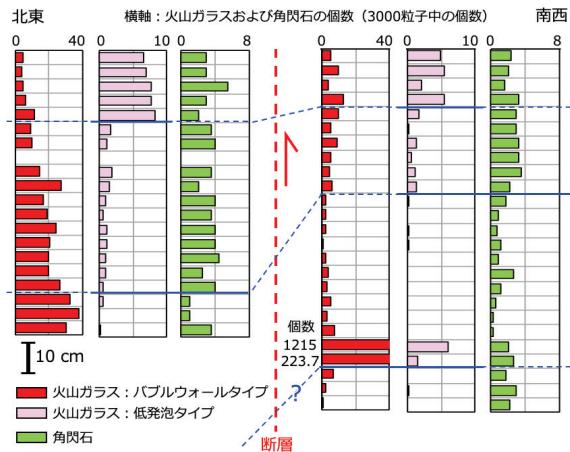


図 6 活断層両側の堆積物から抽出した火山ガラスと鉱物（角閃石）の深度分布。阿寺断層二渡地区の例。試料は、断層を境に両側 1 m 以内の堆積物を下部から上部へ数 cm 間隔で連続採取した。各試料中の 3000 粒子の中に火山ガラスおよび角閃石が何粒子あるかを示している。右側（南西側）の下部には、火山ガラスを 1000 粒子以上含む層があり、火山灰層である。主に、低発泡タイプの火山ガラスの分布傾向から断層の両側で対比すると右側（南西側）が隆起していることが推測できる。

は、このグラフを測定試料の採取深度と年代に合わせてプロットしている。また、試料調製において、草木の根や炭などを除去した後、塩酸と水酸化ナトリウムによる処理を行い、アルカリ可溶成分（フミン酸）と不溶解成分（ヒューミン）に分けて測定を行い、それぞれで得られた¹⁴C 年代値を用いて曆年較正を行っている。そのため、同じ深度に 2 つの値が記されており、黒色がフミン酸、白色がヒューミンの結果である（図 5）。断層の両側で類似の変化パターンが見られ、4 千年前ごろに堆積速度が速くなったり、年代値が逆転したりしており、それ以降 2 千年前ごろまではほぼ一定の速度で堆積している。ただ、深度は異なっており、断層の南西側（図 5 の右側）の方が 25～35 cm 浅い。つまり断層を境に南西側が隆起していると考えられる。

5.2 テフラ分析

3.2 節では、肉眼で層として識別できないクリプトテフラについて紹介した。このクリプトテフラを探す際には、堆積物を下部から数 cm ごとに採取して火山ガラスや鉱物などの構成粒子を抽出する。図 6 は、阿寺断層二渡地区の断層の両側 1 m 以内の堆積物から採取した連続試料中の火山ガラスと角閃石の量の変化を示している。低発泡の火山ガラスや角閃石の量が変化する深度を比べると断層を境に南西側の方が高い位置に存在し、断層の上下変位が推測できる。なお、バブルウォールタイプの火山ガラスが、南西側に比べて北東側に比較的多く含まれているが、これは南西側の下部に分布する火山灰層中の火山ガラスが断層の低下側に再堆積したためと考えられる。

5.3 帯磁率測定

帯磁率とは、磁化率とも呼ばれ、物質の磁化のしやすさを表しており、磁性鉱物の含有量により変わる。堆積物に含ま

れる磁性鉱物の種類や量は、堆積物の供給源の違いや降灰した火山灰の種類などによって変化すると考えられる。この変化とその分布を捉えることができれば、肉眼で識別が困難な地層でも変位基準となり、断層による変位・変形の判断に役立つ。帯磁率は、ポケット型帯磁率計を使うことで、露頭で直接測定することが可能である。断層露頭において面的に帯磁率を測定することで、磁化のしやすい層とそうでない層の分布を把握することができれば、それらの層が断層を境に変位しているかどうかを読み取ることができる³⁴⁾。

帯磁率の測定は、プラスチックキューブを使って採取した堆積物を用いて、室内で測定することも可能である。さらに、プラスチックキューブを使って定方位で試料を採取することで、帯磁率異方性を測定することができる。帯磁率が外部磁場をかける方向によって異なる性質を、帯磁率異方性といいう³⁵⁾。帯磁率異方性は、堆積物中に含まれる磁性鉱物の構造や配向を反映しており、断層の運動像を推定する際に役立つことから、活断層での適用が試みられている^{36,37)}。

6. むすび

今回、活断層を例に調査・分析を紹介したが、「いつ、どこで、どれくらい」というのは地震に限らず、火山活動や洪水においても知ることが必要であり、同様に分析技術が重要となる。本稿で紹介した以外にも自然現象を解明する分析技術や調査手法は多く存在する。どの技術・手法であっても、現地で地形・地質の観察は必要であり、適切な試料の採取には欠かせない。できることなら、現地調査をする人と分析をする人が一緒に観察・試料採取・試料調製することで、よりよい成果に結び付くと考える。また、本稿で紹介したメタンガス測定のように、技術開発が進み、現地で高度な分析が可能になることに期待する。

謝 辞

本稿を作成するにあたり、(公財)深田地質研究所の下茂道人氏、中央開発(株)の細矢卓志氏、(株)古澤地質の古澤明氏、富山大学大学院の宇治拓海氏、富山大学卒業の天児幹治氏に協力いただいた。ここに感謝いたします。本稿で紹介した研究の一部は、(独)日本学術振興会(JSPS)科研費JP26350481および23K04326の助成を受けて実施された。

文 献

- 1) <https://www.gsi.go.jp/bousaichiri/explanation.html>
- 2) 丹羽正和, 島田顕臣, 浅森浩一, 末岡茂, 小松哲也, 中嶋徹, 小形学, 内田真緒, 西山成哲, 田中桐葉, 石原隆仙, 安邊啓明, 三ツ口丈裕, 村上理, 箱岩寛晶, 島田耕史, 渡邊隆広, 奈良郁子, 斗澤皓正, 藤田奈津子, 横山立憲, 小北康弘, 前田祐輔, 福田将眞, 鏡味沙耶, 川村淳, 三宅正恭, 小川由美, 木田福香, 神野智史, 南谷史菜, 山田来樹: JAEA Review 2024-035 (2024).
- 3) M. Niwa, K. Shimada, K. Aoki, and T. Ishimaru: Engineering Geology 210, 180 (2016).
- 4) 石渡明: 日本地質学会第123年学術大会講演要旨, R23-O-3 (2016).
- 5) 立石良, 島田耕史, 清水麻由子, 植木忠正, 丹羽正和, 末岡茂, 石丸恒存: 応用地質 62, 104 (2021).
- 6) 安江健一: JAEA-Conf 2018-002, 9 (2019).
- 7) K. Ota, Y. Yokoyama, Y. Miyairi, S.P. Obrochta, S. Yamamoto, A. Hubert-Ferrari, V.M.A. Heyvaert, M.D. Batist, O. Fujiwara, and the QuakeRecNankai Team: Quat. Sci. Adv. 15, 100207 (2024).
- 8) C. Bronk Ramsey: Radiocarbon 43, 355 (2001).
- 9) M. Stuiver and P. Reimer: Radiocarbon 35, 215 (1993).
- 10) P. Reimer, W. Austin, E. Bard, A. Bayliss, P. Blackwell, C. Bronk Ramsey, M. Butzin, H. Cheng, R. Edwards, M. Friedrich, P. Grootes, T. Guilderson, I. Hajdas, T. Heaton, A. Hogg, K. Hughen, B. Kromer, S. Manning, R. Muscheler, J. Palmer, C. Pearson, J. van der Plicht, R. Reimer, D. Richards, E. Scott, J. Southon, C. Turney, L. Wacker, F. Adolphi, U. Büntgen, M. Capone, S. Fahrni, A. Fogtmann-Schulz, R. Friedrich, P. Köhler, S. Kudsk, F. Miyake, J. Olsen, F. Reinig, M. Sakamoto, A. Sookdeo, and S. Talamo: Radiocarbon 62, 725 (2020).
- 11) 町田洋, 新井房夫: 新編火山灰アトラス-日本列島とその周辺 (東京大学出版会, 2003).
- 12) 田村糸子, 山崎晴雄: 地質学雑誌 110, 417 (2004).
- 13) 岡田里奈, 近藤美左紀, 梅田浩司, 古澤明, 天野格: 火山 68, 91 (2023).
- 14) B.V. Alloway, G. Larsen, D.J. Lowe, P. Shane, and J.A. Westgate: Tephrochronology. S. Elias (Ed.) Encyclopedia of Quaternary Sciences 4, 2869 (2006).
- 15) 長橋良隆, 片岡香子: 第四紀研究 54, 31 (2015).
- 16) 鳴田繁: 第四紀研究 39, 151 (2000).
- 17) 塚本すみ子: 第四紀研究 57, 157 (2018).
- 18) 奥村輔, 下岡順直: 地質技術 1, 5 (2011).
- 19) 塚本すみ子, 岩田修二: 地質学雑誌 111, 643 (2005).
- 20) 遠田晋次: 活断層地震はどこまで予測できるか (ブルーバックス, 2016).
- 21) C.Y. King: Jour. Geophysical Res. 91, 12269 (1986).
- 22) J.P. Toutain and J.C. Baubron: Tectonophysics 304, 1 (1999).
- 23) B.M. Kennedy, Y.K. Kharaka, W.C. Evans, A. Ellwood, D.J. DePaolo, J. Thordesen, G. Ambats, and R.H. Mariner: Science 278, 1278 (1997).
- 24) K. Umeda, A. Ninomiya, and G.F. McCrank: Geochemistry Geophysics Geosystems 9, 1 (2008).
- 25) 下茂道人, 丹羽正和, 天野健治, 徳永朋祥, 戸野倉賢一, 松岡俊文, セバスチャンビロード: 深田地質研究所年報 no.20, 45 (2019).
- 26) 吉村辰朗: 活断層研究 no.10, 73 (1992).
- 27) 吉村辰朗, 大野正夫: 物理探査 65, 151 (2012).
- 28) 国土地理院: 国土地理院技術資料 H・1-No.4 (2004).
- 29) 安江健一, 細矢卓志, 中瀬千遥, 後藤慧: 日本地球惑星科学連合 2024 年大会, SSS11-P05 (2024).
- 30) 下茂道人, 丹羽正和, 宮川和也, 安江健一, 戸野倉賢一, 徳永朋祥: 深田地質研究所年報 no.23, 21 (2022).
- 31) 黒澤英樹, 丹羽正和, 石丸恒存, 島田耕史: JAEA-Data/Code 2010-036 (2010).
- 32) 木村治夫, 堤浩之, 稲荷絢音, 谷口薰, 中西利典: 第四紀研究 62, 65 (2024).
- 33) A. Patria, H. Kimura, Y. Kitade, and H. Tsutsumi: Prog. Earth Planet. Sci. 9, 8 (2022).
- 34) 安江健一, 廣内大助: 日本活断層学会 2019 年度秋季学術大会講演予稿集, P-14 (2019).
- 35) 中井睦美: 地球科学 54, 279 (2000).
- 36) 金丸龍夫, 竹内真司, 安江健一, 廣内大助: 日本地質学会第 125 年学術大会, R15-P-3 (2018).
- 37) 築田渚, 立石良, 川崎一雄, 瀬能正太郎, 島田耕史, 岩森暁如, 小川昌也: 日本活断層学会 2024 年度秋季学術大会講演予稿集, P-23 (2024).

(2025年5月26日受付; 2025年6月30日受理)

Profile



安江 健一 (やすえ けんいち)

2003年富山大学理工学研究科生命環境科学専攻博士課程後期修了。博士(理学)。日本原子力研究開発機構研究員、内閣府原子力安全委員会事務局規制調査官、道の駅加子母ゆうらく館株式会社取締役を経て、18年から富山大学都市デザイン学部地球システム科学科准教授。現在に至る。