

山形盆地の地質構造と環境地学

小松原 琢¹⁾

1. はじめに

山形盆地周辺の衛星写真には、くっきりとした弧状の線を境として、平坦な山形盆地と起伏に富む周囲の山地の対照が鮮やかに示されている。

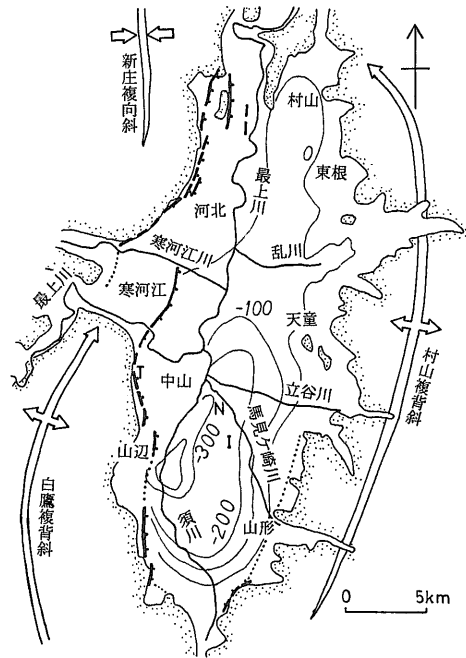
この、くっきりとした盆地の輪郭は、基本的に活断層の活動をはじめとする新しい地質時代の地殻変動によって作られたものである。この地殻変動は、単に山形盆地とまわりの山地の境界を作り出ただけでなく、盆地地下の地質構造や山地の起伏を造りだし、さらに私たちの生活に関わる地質環境を規定する大きな要因となってきた。

小論では、視線を足下に戻して、山形盆地の形成に関わってきた新しい時代の地殻変動と、それが地質環境に与えた影響について概観する。

2. 山形盆地周辺の地質構造の概要

2.1 若く活動的な沈降盆地

山形盆地は、南北約35km, 東西約15kmの紡錘形の盆地である。盆地内には、最も厚いところで500m余りに達する中部～上部第四系が鮮新統以下の地層を不整合に覆って堆積している(松岡ほか, 1984; 山野井, 1985など)。一方、盆地北端部の尾花沢盆地との接合部を除く山形盆地の周囲には、広く鮮新統以下の地層が分布し、蔵王火山や白鷹火山などを構成する火山岩類や薄い段丘堆積物を除いて第四系はごく狭い範囲にしか分布しない。鮮新統以下の地層は、大きく見ると後述するように山形盆地を向斜部とする褶曲構造をなしている(第1図)。すなわち、山形盆地は鮮新統以下の地層を基盤として、その向斜部の凹地を第四系が厚く埋積してできた盆地である。



□ 低地・段丘 ▨ 丘陵・山地 -100 第四系基底の標高
* 複背斜軸・複向斜軸
— 活断層(確実度の低いものを含む) 伏在活断層
T:土橋 N:成安 I:今塚

第1図 山形盆地の地質構造。地表地質構造は天野(1980), Funayama(1961), 山野井(1985)に基づく。第四系基底の標高は吉田(1985)に基づく。活断層の分布は活断層研究会(1980, 1991), 山崎ほか(1983), 阿子島(1995)に基づき、簡略化の上加筆・修正。

ところで、山形盆地は、いつ頃から作られはじめたのであろうか。この点を明らかにするためには、盆地を埋積する第四系基底の年代を明らかにすることが、最も直接的な手がかりとなるはずである。しかし、山形盆地の中心部では、何本かの層序試

1) 地質調査所 環境地質部

キーワード: 山形盆地, 活構造, 地質環境

錐が行われている(松岡ほか, 1984; 山野井, 1985など)ものの, 第四系の基底部からは火山灰など直接年代を推定する根拠となる試料が得られていないので, 第四系基底の年代はまだ明らかではない。もっとも, 盆地中央に近い山形市成安における300m層序試錐からは, 約 0.8 ± 0.4 Maとされる(谷, 1975)白鷹火山の噴出物が見出されていない(東北農政局, 1982)ことから, 山形盆地が活発に沈降を開始した時代は, 少なくとも第四紀中期を大きく遡ることはないと言えるだろう。

また, 山形盆地の北西縁を画する湯野沢断層の周辺では, 中部更新統の北山層が, 下位の新第三系と調和的に変形している(山野井, 1985)。これは, 湯野沢断層の運動を始めとして, 山形盆地を作り出した地殻変動が, 中期更新世初頭以降に始まったことを示す証拠とされる(山野井, 1985)。

こうした資料から, 山形盆地を作り出した地殻変動は, 中期更新世初頭以降という, 地質学的にはごく新しい時代に始まったと考えられる。この新しい変動は, 山野井(1985)によって村山変動と名付けられている。村山変動の開始期は, 最近では約50万年前とされている(山野井, 1989)。

では, その後, この盆地はどのように成長してきたのだろうか。山形盆地中央部の地下では, 約11万年前, 約1万年前, および縄文時代以降という, 3つの時間面が認められているが, これらの時間面の埋没深度から盆地の成長過程を探ってみよう。

① 山形盆地の中央に近い山形市成安における層序試錐では, 約11万年前とされている古地磁気層序のBlake Eventに対比される層準が深度約175m付近に得られている(東北農政局, 1982)。同じ層準は, 山形市今塚における層序試錐の深度150~160m付近に認められている(東北農政局, 1982)。

② 山形盆地の各地で, 約1万年前を境に亜寒帯生の樹種の卓越から, 温帯生樹種の卓越へと花粉組成が急変する層準が認められている(松岡ほか, 1984; 山野井, 1985)。この層準は, 上記の成安と今塚ではそれぞれ深度10m, 8m, 盆地西部の中山町土橋付近で深度17m付近に確認されている(山野井, 1985)。

③ 山形盆地中央部における縄文時代以降の考古遺跡は, $0.9 \sim 2$ mm/yrの速度の堆積速度で新

期の堆積物によって埋積されてきたことが明らかにされている(阿子島, 1982)。

以上から, 少なくとも約11万年前以降, 山形盆地中央部では, 平均1mm/yr程度, ないしそれを若干上回る速度で地層が堆積し続けてきた, ということができる。この堆積速度は, 東北地方では庄内平野と並んで最大級, 日本列島全体でも新潟平野に比べると若干小さいものの, 関東平野や大阪湾など大規模な構造盆地中央部の堆積速度とほぼ等しい。また, 山形盆地の現在の盆地床の標高は最も低い所で80m足らずであるのに, 盆地を埋積する第四系は, 全て湖成ないし河川成の堆積物からなること(松岡ほか, 1984; 山野井, 1985)は, こうした急速な堆積作用が, 基本的には周辺地域に対する盆地の相対的な沈降によってもたらされたことを示している。このことから, 上記の堆積速度は盆地の沈降速度に近い速度を示すものと考えて良いだろう。

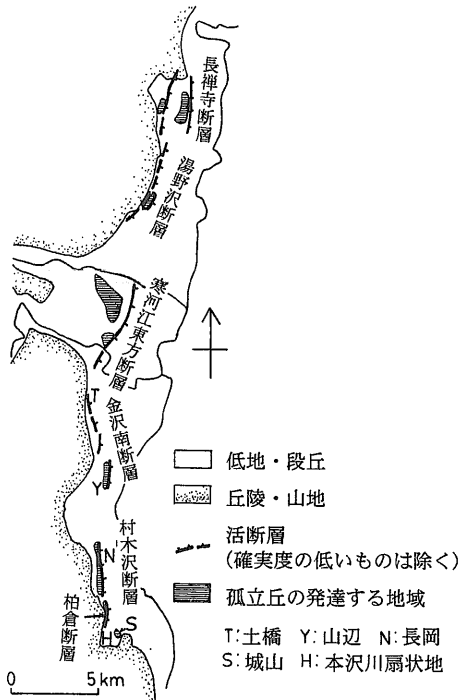
以上のように, 山形盆地は, 地質学的に極めて若く, かつ第四紀後期を通じて活発に沈降し続けている盆地である, ということができる。

2.2 西に偏った沈降運動の中心と盆地西縁の活断層

次に盆地の沈降運動の主役を演じてきた地質構造を概観する。

山形盆地では多くのボーリングが行われており, 第四系基底の構造を推定することができる(吉田, 1982)。ここでは, ボーリング資料から推定される第四系基底の構造と, 周辺地域の地表地質の資料を基に, 山形盆地周辺の地質構造を探ってみる。

第1図は, 山形盆地周辺の地質構造図に盆地地下の第四系基底の等標高線図を重ねたものである。この図から, ①最四系基底の最深部は盆地の中心部ではなく, 盆地南西部に位置する, ②盆地の南西縁付近では, 第四系基底が東に急傾斜する一方, 盆地内では, 第四系基底面が全体として緩やかに西に傾斜する, ③盆地周辺の新第三系の褶曲軸は, 盆地の南北両縁でやや走向を東西に振り, 背斜軸が盆地を取り囲むように発達する, ということが読みとれる。第四系基底が山形盆地南西部で深くなっていることは, 約1万年前の時間面が盆地の西部に向かって緩く傾斜していること(山野



第2図 山形盆地西縁部の活断層の概要。活断層の分布は活断層研究会(1980, 1991), 山崎ほか(1983), 阿子島(1995)に基づき, 簡略化の上加筆・修正。多数の小規模な孤立丘が分布する地域は一括して表示。断層名は活断層研究会(1980)に倣う。

井, 1985)と調和的であり, 傾動を伴った盆地の沈降が第四紀後期に継続して行われているとすることができる。

第四系基底が急傾斜する山形盆地の西縁部には, ほぼ一連の活断層が発達する(活断層研究会, 1980; 山野井ほか, 1986など: 第2図)。山形盆地西縁の活断層は, はじめ主として地形的特徴から認定された(活断層研究会, 1980)が, 後に山野井ほか(1986)や鈴木・阿子島(1987), 鈴木(1988)などによって段丘堆積物や完新統を切る逆断層が記載されている。この活断層の活動度は, 段丘面の上下変位量からB級(平均変位速度が0.1~1m/1000年)と考えられてきた(活断層研究会, 1980, 1991)。しかし, 断層の下盤側に当たる山形盆地西部で急激な沈降が生じていることを考慮すると, 盆地の沈降軸から盆地西縁の活断層に至る変形帯全体の平均変位速度は1m/1000年を若干上回る(活動度A級の低位)と考えた方が良いだ



写真1 山形市西部・長岡付近の孤立丘。山形盆地西縁の断層上盤で段丘面が変形したものと考えられる。周囲の沖積扇状地との比高は10数m, 東側斜面に比べ西側斜面が緩傾斜の非対称な断面形を呈する。



写真2 山形市門伝の孤立丘(集落の左側の杉林のある丘)。幅数10m, 沖積低地との比高約3mの非常に小さな孤立丘である。

う。

山形盆地西縁の活断層は, 5万分の1ぐらいの縮尺で見ると, 一本の断層というよりは, 盆地に向かって弓なりに湾曲した数本の長さ数kmの断層によって構成される断層系といった方が適当である(第2図)。この活断層の位置(地表との交線)は, 地形的な盆地と山地の境界に一致せず, 第2図に示すように盆地西縁から100m~3km程度盆地側に張り出していることが多い。そして, 盆地内に断層が張り出している場所では, 東側(盆地の中央側)が急で西側が緩やかな非対称な断面をもつかまぼこ型の孤立丘を形成していることが多い(写真1,2)。また, 盆地と山地の境界と逆断層の位置が一致するところでは, しばしば段丘面の急な傾動変形が認められる。このような地形の特徴や上述した断層露頭から, 山形盆地西縁の活断層は西傾斜の断層面

を持つ逆断層と考えられている(鈴木, 1988)。

2.3 不明な点が多い盆地東縁の構造

一方、山形盆地の東方の奥羽脊梁山脈には先新第三紀の花崗岩類が露出し、地形的にも地質構造的にも大きな落差がある(写真3)。また、山形盆地東縁から東方にかけて盆地西縁と同様に急な重力勾配が認められること(小川, 1961)や、屈折法地震探査により山形盆地の東縁部に大きな変位量を持つ断層の存在が推定されること(経済企画庁・山形県, 1960)から、西落ちの断層が存在し、これが山形盆地の沈降運動に寄与してきたとされてきた(藤原, 1967; 皆川, 1970)。しかし、盆地南東縁を除いて山形盆地東縁に明瞭な断層地形は認められないことや、盆地東部に発達する扇状地に断層変位が認められないことなど、盆地東縁部の断層が第四紀後期に活動した証拠は得られていない。また、奥羽脊梁山脈は中期中新世には既に隆起を始めたとされている(天野, 1980)ことから、山形盆地の東縁の地形や地質構造の落差は、第四紀中期に山形盆地が急激な沈降を始める以前から、かなりの大きさに達していた可能性がある。

以上の点を考慮すると、現状では山形盆地東縁に推定されている断層が第四紀中期以降に活動しているか否かに関して決定的な証拠は得られていないと言った方が良い。盆地東縁の構造の詳細な活動履歴については、今後の調査が必要であるが、沈降運動の中心が盆地の西に偏っていることから、

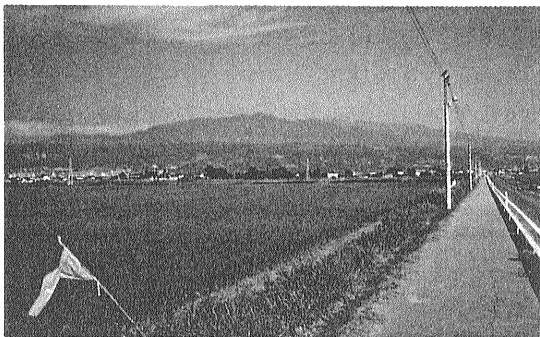
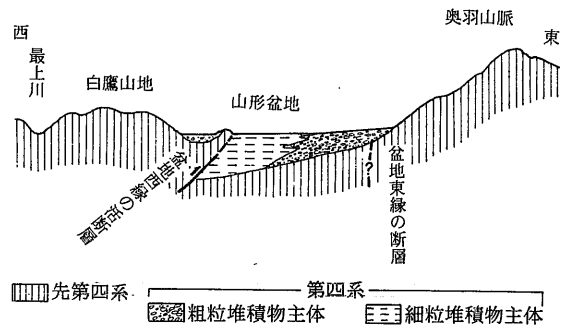


写真3 山形盆地西部から蔵王連峰を望む。蔵王連峰は先新第三紀の花崗閃緑岩が露出する基盤の高まりの上に噴出した第四紀火山である。蔵王山麓には、地形・地質的に大きな落差を持つ断層が推定されているが、その実態はよくわかっていない。



第3図 山形盆地南部の概念的構造断面図。

盆地の沈降運動への寄与という点では盆地西縁部の活断層の方が、東縁部の構造よりも大きな役割を果たしていると言えそうである。

以上のような盆地の活構造の分布や第四系の構造に着目して描いた山形盆地南部の概念的な東西断面図を第3図に示す。

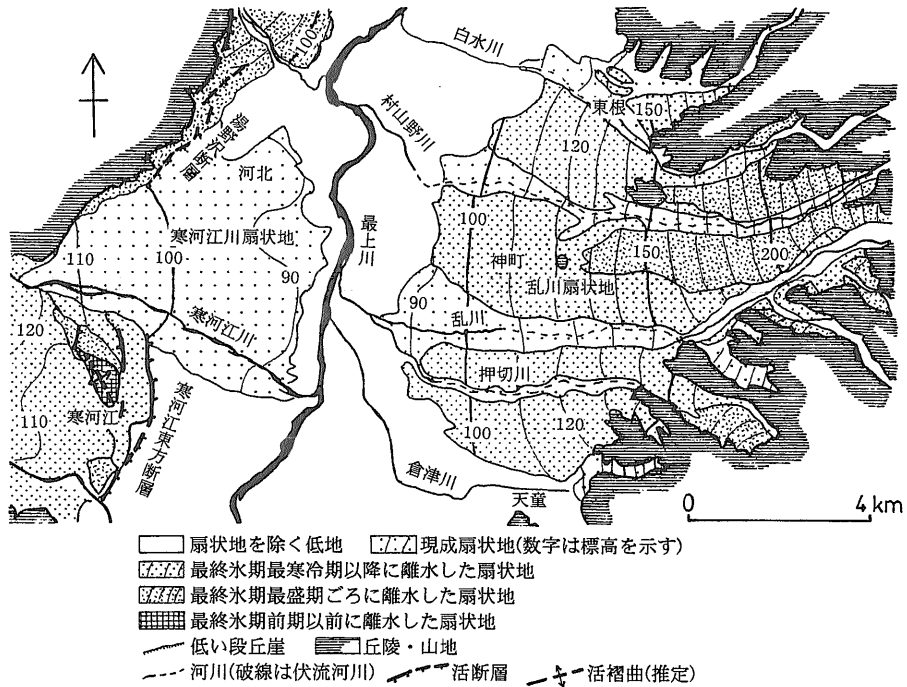
3. 山形盆地の活構造と環境地学—扇状地の地形と地下水および地盤条件を例として—

活断層や活褶曲といった活構造は、単に直下型地震の震源となりうる地下深部の断層に直結しているだけでなく、他の面でも、私たちの生活に様々な影響を及ぼす地質環境の形成に大きく関わっている。ここでは、直下型地震の震源以外の面で、山形盆地周辺の活構造が地質環境にどのような影響を与えているか、3つの例を挙げて考察してみる。

3.1 地殻変動様式と扇状地の地形

山形盆地の周囲は、数多くの扇状地によって縁取られている。これらの扇状地は地殻変動に伴う変形を受け、様々な特徴ある地形を形づくっている。まず、扇状地の地形形成に与える地殻変動の影響を大まかに見積もり、地殻変動様式の異なった2地域における扇状地の地形を比較してみる。

一般に扇状地の地形形成には、地殻変動だけでなく、河川流域の地形・地質・気候など様々な要因が複合して関与している。特に、起伏量の大きな山地の山麓に位置する扇状地は、上流側に長い谷底低地をもつ河川の扇状地に比べ、気候・植生の変化に伴う河床高度の変化の影響をより直接的に受けやすいと考えられる。こうした条件を考慮する



第4図 寒河江川扇状地と乱川扇状地の地形分類図。米地・豊島(1981)を簡略化。段丘面の区分と編年はToyoshima(1981)に基づく。

と、奥羽脊梁山脈の山麓に位置する山形盆地東部の扇状地は、寒河江川や最上川などの盆地西方から流入する外来河川の扇状地に比べて、地殻変動以外の要因に起因する河床高度の変化を大きく反映していると言える。

ところで、山形盆地東部の諸河川の扇状地における、最終氷期最盛期以降約2万年間の河床高度の低下量は、概ね20~40mないしそれ以下とされる(Toyoshima, 1981より読図)。この河床高度の低下量は、平均変位速度から推算される同期間における山形盆地中心部の沈降量や盆地西縁部の断層の垂直変位量と同程度である。言い換えれば、山形盆地の周辺の大部分の地域では、最終氷期最盛期以降における地殻変動による基準面高度の変化量は、他の要因による河床高度の変化量に匹敵する大きさを持っていると言える。このことから、地殻変動は、扇状地の離水(段丘化)やその勾配の増減に大きな影響を与えていると言って良いだろう。

このような観点から、山形盆地北部に位置する2つの扇状地(寒河江川扇状地と乱川扇状地)の地形を比較する。

寒河江川扇状地は、山形盆地北西部に位置する。その扇頂部付近を山形盆地西縁の活断層の一つ、寒河江川東方断層が南北方向に横断している。寒河江川扇状地では、同断層の上盤側で段丘面が寒河江川に直交ないし斜交してひな壇状に発達するが、同断層の下盤にあたる扇央部では、段丘面は発達せず現世の扇状地面が広がる(第4図)。

一方、山形盆地北東部に位置する乱川扇状地では、扇状地を変位させる活断層は認められず、扇状地の発達する地域ではおそらく盆地中央に向かって緩やかに傾動する変動が行われていると考えられる。この扇状地では、扇央部に広く更新世末期の段丘面が広がり(Toyoshima, 1981)、それを櫛の歯状に河川が開析している。現世の氾濫源は、扇状地を開析する河川沿いに細長く分布する(第4図)。また、段丘化した扇状地の傾斜は、古い段丘ほど大きい。

この2つの扇状地の地形の違いは、それぞれの河川流域の地形・地質特性と共に、次のような地殻変動様式の違いと結びつけて解釈することができるだろう。寒河江川扇状地では、断層上盤側では断層活動に伴う隆起によって古い扇状地面ほど

大きく隆起し、基準面に対して沈降傾向にある断層上盤側では、古い扇状地面を被覆して新しい土砂が堆積していった。このことが、上記のような地形が形成された大きな要因となっていると考えて良いだろう。これに対して、乱川扇状地では、扇状地が基準面に対し相対的に隆起傾向にあることを反映して、段丘化した扇状地を櫛の歯状に河川が浸食していると考えることができる。さらに乱川扇状地で高位の段丘面ほど急傾斜することは、盆地側(西側)が低下する傾動運動を反映している可能性を指摘できる。

こうした扇状地の地形は水害や土砂災害の発生様式と密接な関連を持っている。乱川扇状地のように、氾濫原が扇状地を開析する谷に沿って発達する場合には、たとえ大規模な洪水や土石流が発生しても、それらが流下する範囲は細長い氾濫原に限られ、段丘化した扇面が直接水害を被る危険性は少ない。一方、扇状地が段丘化していない場合には、扇面全体が洪水や土石流を受ける潜在的な危険性を持っている。事実、寒河江川扇状地では、歴史時代に多くの洪水被害が発生したことが知られている(米地・豊島, 1981)。

3.2 活断層と地下水の分布

山形盆地西縁の活断層は、しばしば短波長の背斜を伴って、盆地の端からわずかに盆地の内部寄りを南北に走っている。

このような背斜構造が地下に伏在する場合、これが盆地西方の山地から山形盆地へと流下する地下水をせき止める、ダムのような働きをする可能性がある。特に砂礫を中心とする透水性の高い第四系の中に、泥質岩を主体とし透水性の低い新第三系が突き上げている場合には、この効果は顕著なものになるだろう。

この例として、山形市南西部の本沢川扇状地(第2図H)を挙げることができる。本沢川扇状地は、山形盆地南西縁に位置し、山形盆地西縁の活断層が扇中央部を北西-南東方向に横断すると考えられる。この扇状地では、扇中央部における地下水位が浅く、湧泉が生じている(経済企画庁・山形県, 1960)。一般に、扇中央部では地下水位は深く、そこで地下水がわき出することは、異常と言える。この湧泉は活断層上盤側の孤立丘(城山)の近傍に位置すること

から考えて、扇状地の地下に城山から連続する背斜構造が伏在し、この背斜によってせき止められた地下水が湧泉となって湧き出している可能性を指摘できる。

3.3 活構造と地盤条件、地震被害

山形盆地西方の山地では、山形盆地西縁の活構造が活動を始めて数10万年間しか経過していないことや、基準面に対して断層上盤側の隆起量が大きくないため、山地の大部分は盆地床との比高が数100mに達しない。また、山形盆地西方の山地には、白鷹火山周辺など一部を除いて広く新第三紀の泥質ないし凝灰質岩が露出し、硬岩が露出する地域は限られている。さらに、山形盆地南西方の山地は、最上川によって東西に2分されるため、山形盆地南西方の山地に源を持つ河川は一般に流域面積が小さい。こうした地形・地質条件から、山形盆地の南西部には多量の土砂が盆地に供給されにくいと考えられる。

これに加えて、盆地西縁の活断層に伴う背斜構造が西方の山地から供給された土砂をせき止める役割を果たしているため、孤立丘の東側には粗大な礫が供給されにくい。さらに、盆地西縁の活断層の下盤側に当たり沈降量が大きいことと相俟って、山形盆地の南西部には軟弱な細粒堆積物が厚く堆積しやすい。以上の条件のため、この地域の多くの場所は、他の軟弱地盤地帯と同様に盛り土や重い建造物に伴う地盤の沈下や地震動による液状化といった、軟弱地盤に関係した様々な問題を抱えていると言える。

また、表層の軟弱地盤一般の特性に加え、山形盆地西部では第四系基盤の上面が急傾斜ないし断層変位していること、須川などの河川の蛇行帯では旧河道が発達することなど、地域に特有の地盤条件が重なって、地震時には地震動の振幅や卓越周期に影響を与える可能性がある。新潟地震に際して山辺町や中山町の東部では、局所的に大きな被害が生じた(阿子島, 1984; 加藤, 1996)が、これは上記の地盤条件のうちの1つあるいは複数の要因によって、地震動が増幅されたことに起因するのであろう。この点については、未だに作業仮説の域を出るものではないが、活構造が存在することによって周辺地域の地質・地盤条件に大きな影響が及

び、それが様々な形で遠地地震の被害を増幅(時には軽減)する可能性を指摘できるのではないだろうか。

4. おわりに

小論で取り上げた活構造と地質環境の関係に関する3つの例は、両者の関係の一部にすぎないだろう。ここに挙げた例以外でも、たとえば、1995年兵庫県南部地震の際に注目された基盤の形状が地震動に与える影響や、従来から指摘されてきた断層破碎帯の土質地質学的問題など、活構造が関係する環境地質学的問題は多岐にわたっている。こうした、いわば活構造がただ存在することによって生じる環境地質学的問題は、地震の源としての活断層(活構造)問題と同様に、未解明の点が多く残されている。小論をまとめながら、活構造に関する環境地質学的研究が重要な課題であることを感じた。

謝辞：本稿をまとめるに当たって、地質調査所環境地質部の遠藤秀典主任研究官、石井武政水文地質課長には粗稿を校閲していただき、有益なご助言を頂きました。山形大学教育学部の阿子島功教授からは山形盆地周辺における表層地質および地震の記録とそれらに関する文献について御教示を賜りました。また、地質調査所環境地質部の栗田主任研究官には山形盆地周辺の活構造に関して御議論を賜りました。厚く感謝申し上げる次第です。

文 献

- 阿子島 功(1984)：山形盆地の考古遺跡の埋没深度と微地形(予報)。日本地理学会予稿集, 25, 54-55.
- 阿子島 功(1984)：山形盆地の埋積過程と地盤型。山形応用地質, 4, 1-8.
- 阿子島 功(1995)：山形盆地西縁の活断層群。山形応用地質, 15, 32-33.
- 天野一男(1980)：奥羽脊梁山脈宮城・山形県境地域の地質学的研究。東北大学地質古生物学研究邦文報告, 81, 1-56.
- 藤原健蔵(1967)：山形盆地の地形発達。地理学評論, 40, 523-542.
- 加藤 啓(1996)：山形県およびその周辺に起こった地震一記録にみる過去から現在までの記録一。山形応用地質, 16, 54-61.
- 活断層研究会(1980)：日本の活断層一分布図と資料一。東京大学出版会, 366 p.
- 活断層研究会(1991)：新編日本の活断層一分布図と資料一。東京大学出版会, 437 p.
- 経済企画庁・山形県(1960MS)：最上川水系宮川・須川水系地下水調査報告書。
- 松岡 功・阿久津 純・真鍋健一・竹内貞子(1984)：山形盆地の第四系一特に地質年代と堆積環境について一。地質学雑誌, 90, 531-549.
- 皆川信弥(1970)：山形盆地における活構造の研究(I)。山形大学紀要(自然科学), 7, 347-361.
- 小川健三(1961)：山形盆地重力探査。地質調査所月報, 12, 947-971.
- 鈴木康弘(1988)：新庄盆地・山形盆地の活構造と盆地発達過程。地理学評論, 61, 332-349.
- 鈴木康弘・阿子島 功(1987)：山形盆地北西縁, 大高根における完新世断層露頭。活断層研究, 4, 21-27.
- 谷 正己(1975)：山形盆地周縁の新生代火山岩の年代について。日本地質学会第82年学術大会講演要旨, 211.
- 東北農政局(1982)：「山形盆地地区地盤沈下報告書(地形・地質編)」。農林水産省東北農政局計画部, 124 p.
- Toyoshima, M. (1981)：A geohistorical study of fluvial landform through the last 30,000 years at the eastern fringe of the Yamagata basin, Japan. Sci. Repts. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.), 31, 15-28.
- 山崎晴雄・栗田泰夫・下川浩一・衣笠善博(1983)：50万分の1活構造図, 6, 「秋田」。地質調査所。
- 山野井 徹(1985)：山形盆地の形成とその自然環境の変遷。昭和58・59・60年度山形大学特定研究経費成果報告書「東北地方における盆地の自然環境論的研究」, 47-86.
- 山野井 徹(1989)：地すべりの発生と侵食作用一奥羽山系を例として一。山形応用地質, 9, 42-52.
- 山野井 徹・阿子島 功・鈴木雅宏(1986)：山形・尾花沢盆地の第四系。日本地質学会第93年学術大会見学旅行案内書, 第4班, 57-84.
- 米地文夫・豊島正幸(1981)：土地分類基本調査5万分の1「楯岡」地形分類図および同説明書。山形県, 17-28.
- 吉田 公(1985)：山形盆地の第四系と地下水。山形応用地質, 1, 41-46.

KOMATSUBARA Taku (1997) : Geological structure and environmental geology of the Yamagata Basin.

< 受付：1997年2月20日 >