

仙台地域の地形・地質と地震災害

—1978年宮城県沖地震を例に—

中澤 努¹⁾

1. はじめに

1978年宮城県沖地震は1978年(昭和53年)6月12日17時14分頃に、宮城県沖約100km、深さ約40kmの地点を震源として発生した(第1図)。沖合いの離れたところに震源をもつ地震ではあったが、マグニチュードは7.4で、宮城県を中心に岩手県南部、福島県北部にわたる広い範囲で震度5を記録した。仙台市周辺では家屋の倒壊やライフラインの被害が著しく、“都市型地震災害”を引き起こした典型例と言われるようになった。

最近では兵庫県南部地震が大規模な地震災害を起こし注目されているが、宮城県沖地震では、震源が比較的遠い所にある場合の地震災害と都市の地盤との関係を検討することができる。本稿では

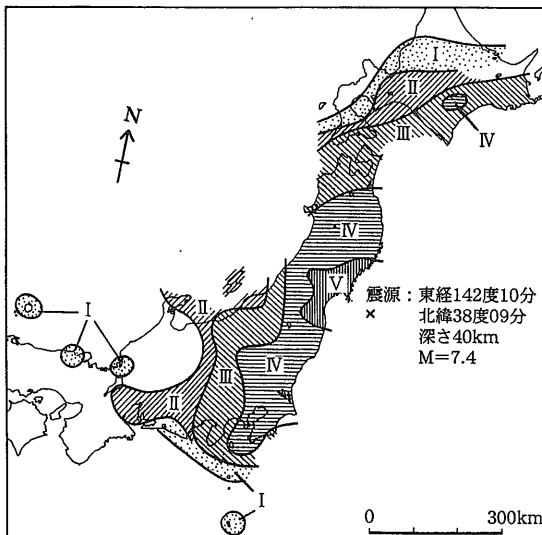
宮城県沖地震における仙台市周辺の被害調査結果をレビューし、都市部における地震災害の地質学的要因と今後の課題について述べる。

2. 仙台市周辺の地形・地質

仙台市周辺には、鮮新統の仙台層群を基盤として、海側に沖積低地、内陸側に台地(段丘)、丘陵がそれぞれ分布する。

これらのうち台地は仙台市の中心街が発達する地域にあり、台地の周辺には丘陵が発達している(第2図)。北村ほか(1986)の地形区分によると、これらは青葉山丘陵、台の原段丘、上町段丘、中町段丘、下町段丘に分けられる。青葉山丘陵は仙台市を流れる広瀬川右岸側に位置し、谷の開析が進んでいるが、頂部の標高100~200mに狭い平坦面(青葉山面)を持つ。仙台市北部の七北田川右岸に分布する丘陵も青葉山層(青葉山段丘堆積物)相当層が残存することから、一部は高位面が開析されたものと考えられている(北村ほか, 1986)。台の原段丘は主に仙台市街地の北部に発達し、標高40~90mに平坦面(台の原面)を持つ。上町段丘・中町段丘は仙台の中心街をのせる面で、それぞれ標高30~80m(上町面)、25~60m(中町面)に平坦面を持つ。下町段丘(下町面)は広瀬川沿いに位置し、沖積低地に連なっている。中川(1961)の編年に基づくと、青葉山面は多摩期、台の原面は下末吉期、上町面は武蔵野期、中町面は立川期、下町面は有楽町期にそれぞれ形成された。

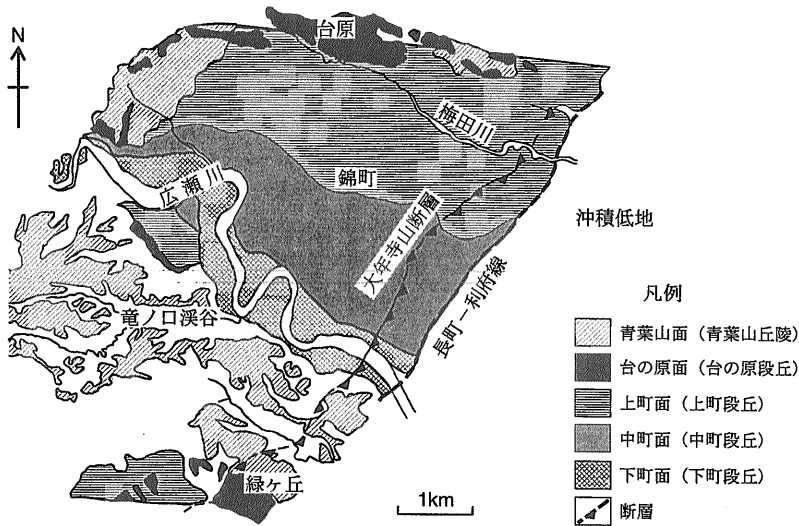
沖積低地には、七北田川、広瀬川、名取川が形成した自然堤防と旧河道、後背湿地が網目状にはりめぐされている(第3図)。海岸付近には4列の浜



第1図 気象庁による震源と震度分布(宇佐美, 1987, 図629-3に震源位置を加筆)。

1) 地質調査所 環境地質部

キーワード: 1978年宮城県沖地震, 地震災害, 地震動, 液状化, 斜面災害, 仙台



第2図 仙台市付近の段丘と断層 (中田ほか, 1976のFig.3を基に作成).

堤群が存在し、それらに挟まれた地域では湿地が発達している。沖積低地の地下には、最終氷期に下刻された七北田川や名取川の谷を埋める形で、沖積層が厚く堆積している。長谷(1967)によると、沖積層は下位から上位へ向け、下部砂礫層、中部粘土層、上部砂層、上部砂・粘土層に分けられる。このうち表層から深度8~10m程度までを占める上部砂・粘土層は地表の微地形に密接に関係し、側方へ複雑に層相を変える。すなわち後背湿地では腐植土層やシルト層が厚く分布し、自然堤防は砂層、あるいは砂とシルトの互層で特徴づけられる。一方、海岸付近の上部砂・粘土層は浜堤間の湿地に薄く分布する程度で、浜堤では上部砂層が直接露出する。沖積層全体の厚さは埋没谷の形態に規制されるが、埋没谷の深度は、七北田川や名取川の深いところで標高-60mに達する(長谷, 1967)。

以上に述べた段丘と沖積低地は北東-南西方向の直線状の境界で接しており、この境界が長町-利府線(Yabe, 1926)と呼ばれている。長町-利府線沿いでは台地側が北西隆起の撓曲崖として現れており、その基部は沖積層に覆われ観察できないが、段丘を変位させる北西傾斜の逆断層が伏在すると考えられている(中田ほか, 1976)。長町-利府線を境にして海側下部には、礫層と泥炭を含むシルト層からなる埋没段丘堆積物が発達する。北村ほか(1979)によると、この埋没段丘は中町段丘に対応

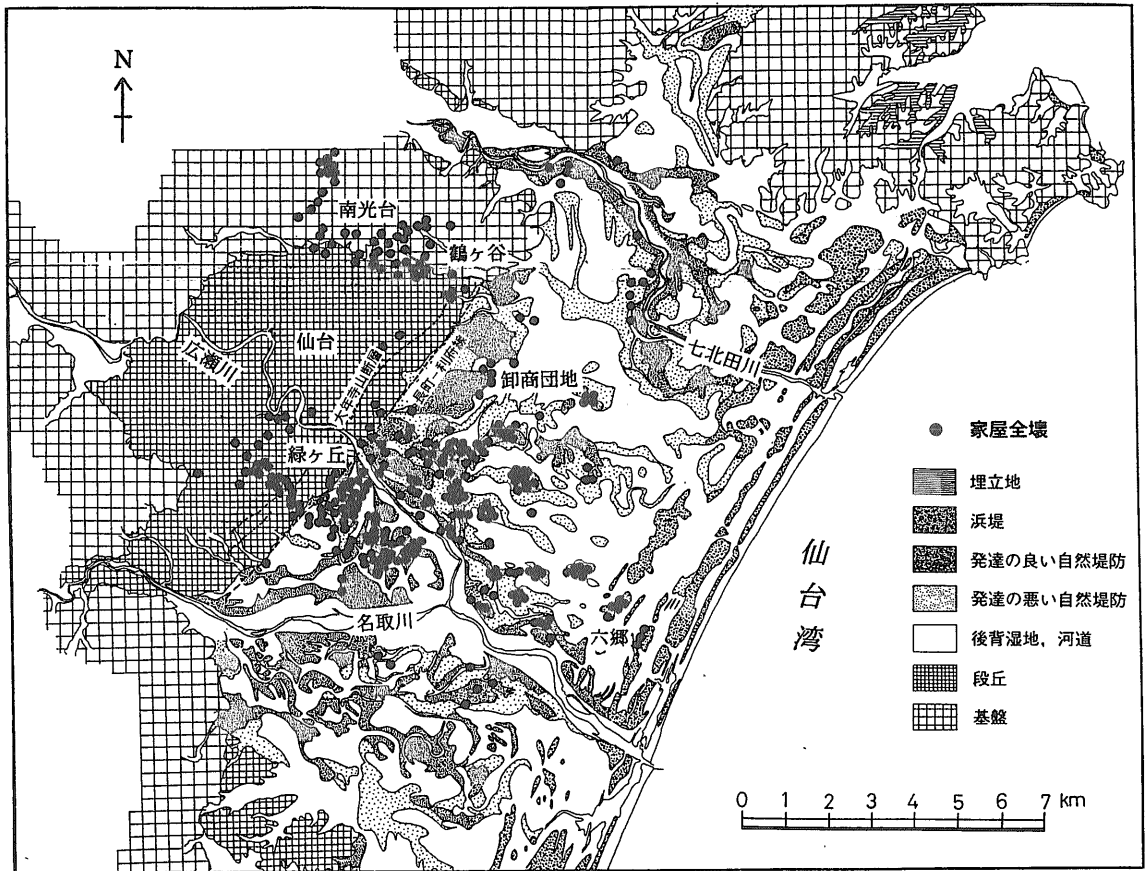
する。また長町-利府線に平行して北西約1kmには大年寺山断層が存在する。大年寺山断層は南東に傾斜した逆断層の集合体で、長町-利府線の副断層をなしている(北村ほか, 1986)。長町-利府線と大年寺山断層とに挟まれた地帯は地壘を呈し、地下に向かってくさび状をなす地塊構造を特徴とする(東北大学理学部地質学古生物学教室, 1979)。

3. 宮城県沖地震に伴う災害

宮城県沖地震は、宮城県内において死者27人、負傷者10,962人の人的災害をもたらしたほか、家屋の全壊1,377戸、半壊6,123戸、一部破損125,375戸など、被害額にして2,688億円にも及ぶ大きな建物被害を引き起こした(宮城県, 1978)。これら災害のほとんどが仙台市街地を中心とした平野部とその周辺で起きている。仙台市周辺で生じた地震災害のうち地盤と密接に関わった災害は大きく3つに分けられる。すなわち地震動による家屋等の倒壊、地盤の液状化、そして造成宅地の崩壊である。ここではそれぞれについて簡単に触れることにする。

3.1 家屋等の倒壊被害

宮城県沖地震は仙台市周辺で多くの家屋に被害を及ぼした。しかし、これらの家屋被害は地形と密接に関わった特徴的な分布を示している(第3図および第4, 5図)。例えば仙台市の中心地は台地(段



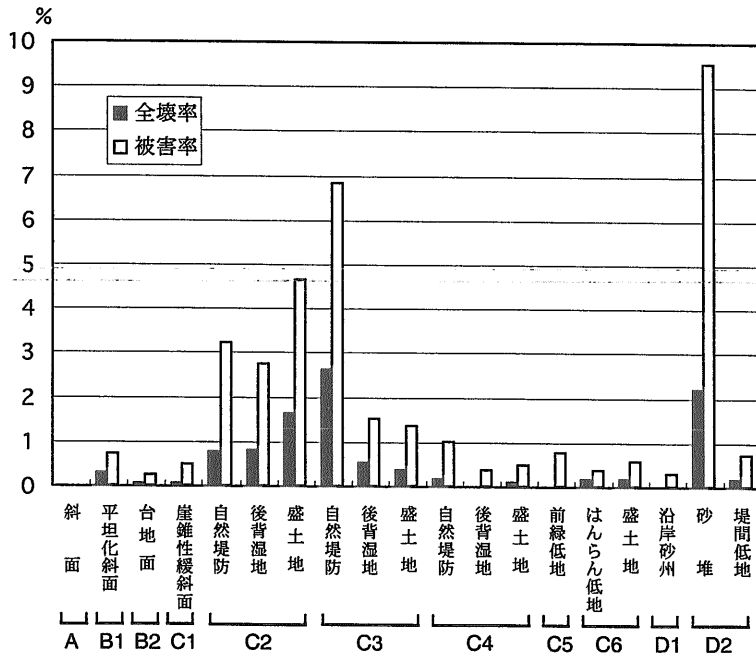
第3図 仙台市付近における家屋全壊被害分布と微地形。東北大学理学部地質学古生物学教室(1979)の微地形区分図に仙台市開発局の被害調査結果をプロットしたもの。

丘)上に分布するが、これらの地域では地震による被害はごく僅かといえる。一方、沖積低地では家屋の倒壊など、かなりの被害が発生している。第6, 7図は東北大学理学部地質学古生物学教室(1979)による「墓石の転倒率から求めた加速度と地形・地質との関係」を表した図であるが、この図でも明らかのように、台地上の仙台市中心部での加速度は270Gal程度であるのに対し、沖積低地では最大400Galにも達している。

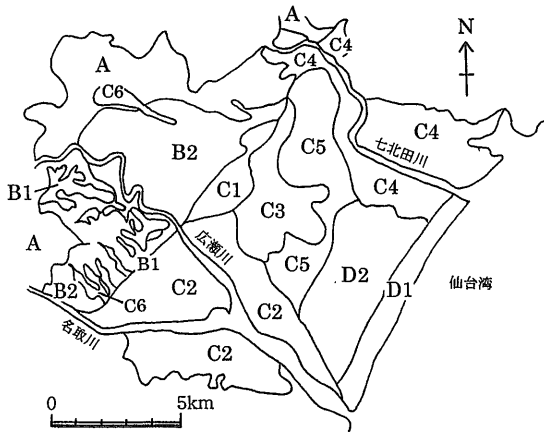
ところで、沖積低地での地震による震動の程度は、関東大地震以来、地下地質との関係がしばしば議論されている。一般にこのような地域での災害は、地下に分布する沖積層の層厚に関係すると考えられてきた。例えば関東大地震では東京下町地域に多大な被害が発生したが、その後の膨大なボーリング調査によって、これらの地域には厚さ50m以上に及ぶ沖積層の分布することが明らかにな

った。これらの軟弱な沖積層の層厚と家屋の被害率には高い相関関係のあることが認められたことから、沖積層全体が地震動を増幅させ、それが被害を大きくする要因であると考えられた。しかし宮城県沖地震では、単に沖積層の厚さに比例して家屋等の被害が大きくなるものではないことが指摘された(東北大学理学部地質学古生物学教室, 1979)。沖積層を全て一様に考えるのではなく、微地形から判断できる表層地盤が震動の強さを大きく左右していることが示されたのである。

以前、おそらく数10年前までは、人々は台地の上か、あるいは沖積低地のなかでも自然堤防や浜堤のような地盤のしっかりした高まりに家屋を建て、後背湿地に相当する地盤の軟弱な低地には水田をつくるなど、その地形、地盤にあった生活を営んできた。しかし市街地が拡大し、土地利用が地形、地盤条件とは無関係に進められてくるにつれ



第4図 仙台市の住宅被害と地形の関係。若松・松田(1980)の表3.3をグラフ化したもの。記号は第5図の区分に対応する。ここでは、全壊率=(全壊戸数÷世帯数)×100、被害率=(全壊戸数+半壊戸数×0.5)÷世帯数×100として表している。

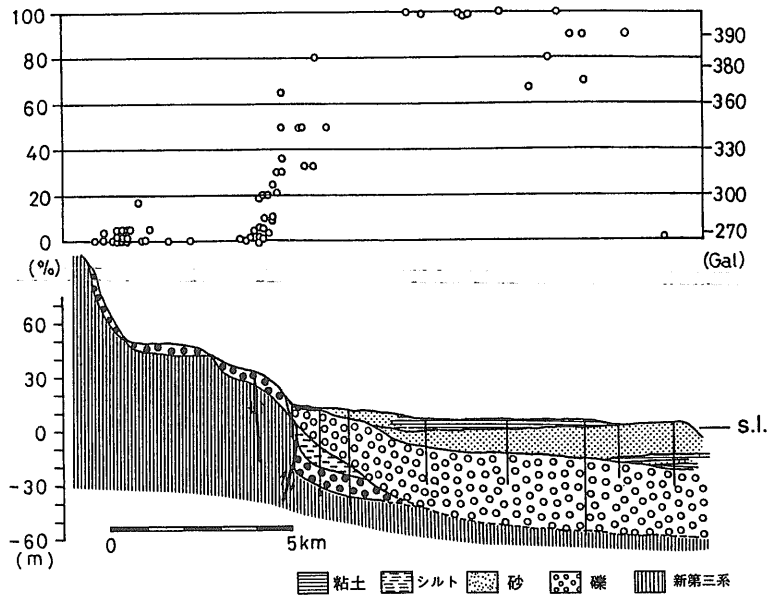


第5図 仙台市の地形地域区分。記号は第4図の区分に対応(若松・松田, 1980, 図3.9を基に作成)。

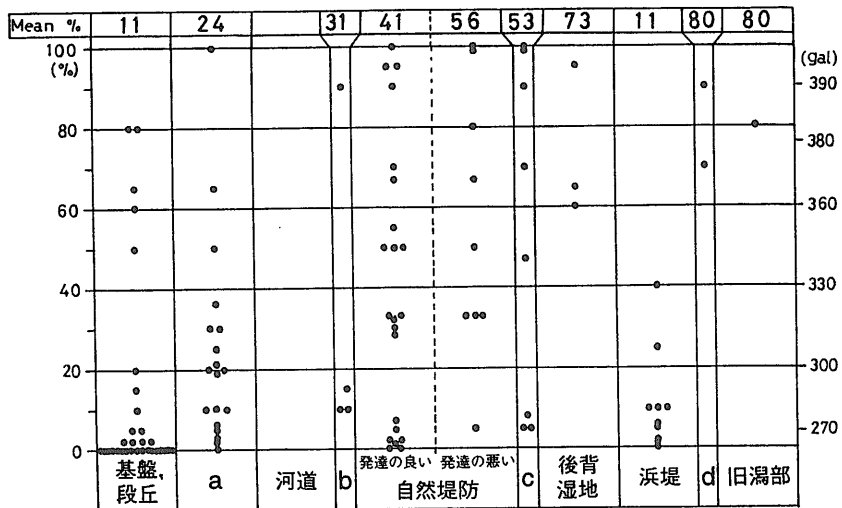
て、低地にも宅地や商工業地が進出してきた。その結果、地震による被害を招きやすい状況をつくりだすことになっている。例えば仙台市東部の卸商団地では宮城県沖地震の際、鉄筋コンクリート造りの建物が倒壊するなどの被害がでたが、この地域はもともと七北田川右岸に広がる後背湿地に相当し、地下には腐植土や軟弱なシルト層が比較的厚く分布する地域である。同様に沖積低地西縁の広

瀬川と名取川に挟まれた後背湿地においても被害が多かった。この地域にも、一般家屋の全壊や鉄筋コンクリート建築物の大破が発生している。

一方、自然堤防は古くから民家が建っていたところが多く、一般的に砂質堆積物からなる良好な地盤のように見えるが、そのような地盤上でも被害が多く出る場合がある。広瀬川・名取川の北部では旧流路沿いの自然堤防縁辺部を中心にかなりの家屋に被害が見られた。仙台市付近の沖積低地内を概観してみても、自然堤防上での被害の度合いは様々であり、東北大学理学部地質学古生物学教室(1979)は、これを自然堤防の発達の間違いで説明している。すなわち河川の頻繁な流路変更によって一部には発達の良くない自然堤防も存在し、それらの自然堤防では表層の砂質堆積物のすぐ直下に後背湿地の堆積物が厚く分布することはしばしばある。特に自然堤防の縁辺はその傾向が強く、結果として地盤が良好と思われていた自然堤防においても被害が多く発生した可能性がある。表層地形からだけでなく、ボーリングによる浅部地下地質の情報を取り入れることによって、より確実な災害予測が可能となる。



第6図 仙台市北山から広瀬川—名取川北側に沿う地質断面図(長谷, 1967を一部改変)とその周辺の墓石転倒率および地盤震動加速度。(東北大学理学部地質学古生物学教室, 1979, Fig.11を一部改変)



第7図 仙台周辺の地形・地質区分毎の墓石転倒率および地盤震動加速度。a:長町—利府線と大年寺山断層群との間の地域, b:旧河道と自然堤防との漸移部, c:自然堤防と後背湿地との境界部, d:片堤と旧潟部との漸移部。(東北大学理学部地質学古生物学教室, 1979, Fig.14を一部改変)

海岸沿いでは、浜堤間の湿地で道路の変形や埋設物の抜け上がりなどが起こるなどの被害(液状化によると考えられる)は起きたが、全体的には被害は少なかったと言える。この地域はよく引き締まった上部砂層が露出している地域に相当し、地盤としてはかなり良好な部類に入る。墓石の転倒率から推定された加速度をみても、台地上と同等程度の

値しか知られていない(第6図)。

以上のように沖積低地内においては、後背湿地や発達の悪い自然堤防上で被害が多く、浜堤で被害が少ないという微地形と地震被害との密接な関連性が指摘された。これは言い換えれば、微地形がその土地の表層地盤を反映し、その表層地盤の内容が地震災害のひとつの大きな規制要因となっ



第8図 仙台市付近の液状化発生地点. 岩崎ほか(1983)によるデータを地形図に記入した
もの. 地形図は国土地理院発行1:50,000地形図「仙台」を使用.

ていることを示している。被害が大きい地域は地下に軟弱な粘土層が比較的厚く分布する箇所であることは明らかである。関東大地震の際には、沖積層全体の層厚が被害の度合いに大きく関わっているとされたが、関東平野の沖積層上部には自然堤防や浜堤の堆積物は貧弱で、軟弱な後背湿地堆積物が大部分を占めているため、沖積層の全層厚が震度を支配したと考えられている(中川, 1986)。

3.2 地盤の液状化による被害

地震による地盤災害のひとつとして地盤の液状化があげられる。液状化が地震災害として注目されるようになったのは、1964年の新潟地震からであり、先の兵庫県南部地震においても、臨海部の埋立地を中心に大規模な液状化が発生し問題となった。液状化は地表に噴砂現象として現れるとともに、陥没あるいは地盤の側方移動を引き起こす。それらは構造物に重大な被害をもたらすことが多い。

一般に地震による地盤の液状化は、いくつかの特定の条件にある地盤に多く発生することが知られている。すなわち地表から数～10数m以内の範囲に砂層が存在すること、砂層は円磨度が高く淘汰の良い細粒砂～中粒砂からなること、相対密度が小さいこと、地下水位が地表面に近いことなどが

挙げられる。

宮城県沖地震における液状化の被害は、兵庫県南部地震あるいは新潟地震のそれに比べると小規模で局所的であったと言える。とは言え仙台市周辺だけでも名取川沿いの名取大橋付近、中村地区、^{ゆりあげ}関上上地区、関上大橋付近のそれぞれの地点(第8図)で噴砂を伴う液状化が報告されている(岩崎ほか, 1983)。このうち中村地区では堤防に顕著な亀裂・陥没が生じるなどの被害も受けている。また関上大橋では橋脚付近が陥没し構造物にひびが入るなどの被害を受けている。これら液状化が確認された地点は、微地形区分でいずれも現河道あるいは旧河道に相当する地域である。第1表は宮城県内の液状化地点と地形の関係を表しているが、この表で明らかのように、宮城県沖地震における液状化は圧倒的に河道や埋立地で多く発生して

第1表 液状化発生地点と微地形の関係. 岩崎・常田(1979)によるデータをまとめたもの.

| 微地形区分 | 割合% | 微地形区分 | 割合% |
|-------|-----|-------|-----|
| 旧河道 | 4 | 砂浜 | 4 |
| 現河道 | 34 | 砂丘 | 2 |
| 埋立地 | 26 | 低湿地 | 2 |
| 氾濫平野 | 26 | 自然堤防 | 2 |

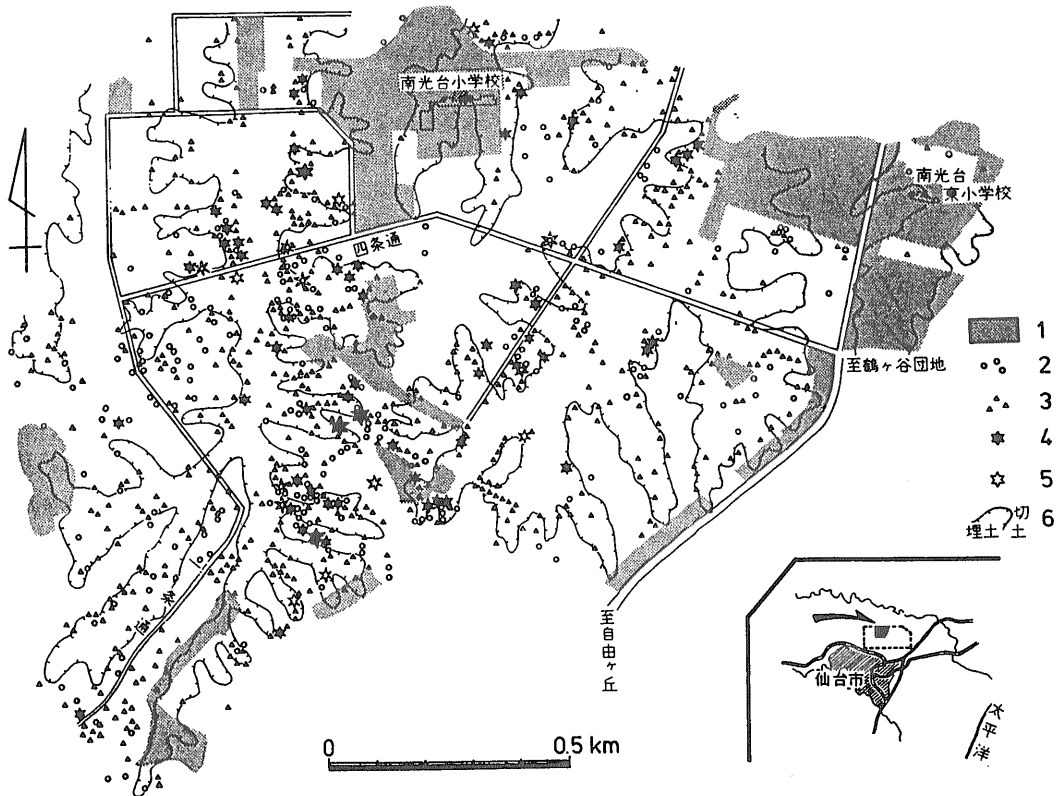
いる。また一般的にも、河道や埋立地、砂丘や自然堤防の縁辺などは地震時に液状化が発生しやすいと言われている。このような地域では地下水位が浅く、地下浅層に前述の液状化を誘発させる砂層が発達していることが多い。地盤の液状化も微地形に密接に関わっていると見える。

ところで宮城県沖地震前の同年2月にはほぼ同じ位置に震源をもつM6.8の地震が起きているが、その際にも噴砂の発生が確認されている。中村地区がその箇所当たるが(第8図)、この地域は4ヵ月後の宮城県沖地震において液状化が再発することになる。これは、地震の規模によっては過去に液状化を被った地域でも再発する可能性を示すと共に、過去の液状化地点を把握することが今後の液状化を予測する上でも重要であることを示している。

3.3 造成宅地の被害

宮城県沖地震では造成宅地での地盤災害が多く発生した。これら造成宅地は丘陵あるいは台地の開析谷を切土、埋土しているもので、施工上の問題を第一に指摘できる。たとえば仙台市南部の緑ヶ丘は長町-利府線沿いの撓曲崖斜面に造成された住宅地であるが、急斜面にもかかわらず、埋土は最大15~20mに及ぶ(東北大学理学部地質学古生物学教室, 1979)。宮城県沖地震ではこのような箇所地すべりを生じる結果となった。埋土は旧谷地形沿いに移動し、多くの家屋に被害をもたらした。この箇所は造成時に植生をはぎ取ることなく埋土していることも明らかになっており、埋土と地山とのなじみがなく地すべりを起こしたと言われている。

一方、仙台市北部の南光台は小さな谷を全て埋土した広大な造成地である。この地域では地震に伴う大規模な地すべりは生じなかったが、埋土の



第9図 南光台の被害分布。1:宅地以外の土地(学校・公園・ゴルフ練習場・空地など), 2:家屋外装に被害の認められるもの, 3:道路・宅地のキレツや盛り上がり, 4:被害の著しい家屋, 5:全壊の指定を受けた家屋, 6:切土部と埋土部の境界。(村山, 1980, 第10図より)

沈下に伴い道路および宅地に亀裂が生じるとともに家屋などにも被害が多く発生した(第9図)。この地域に特徴的なことは地面の亀裂のほとんどは埋土の部分で生じているのに対し、家屋の顕著な被害は切土と埋土の境界付近で多く発生していることである。これについて中田(1978)は、家屋が切土部と埋土部の性質の異なる揺れを受けたため、被害が集中した可能性を考えている。同様に浅田(1981)は切盛の境に家屋被害が集中的に発生していることに注目し、剛性の異なる境界領域における地震波動の伝播性について問題提起している。さらに浅田(1981)は、境界付近の被害集中をより巨視的な地質および地形に応用し、第三紀層あるいは段丘と沖積層の境界付近に被害が多いことに共通性を見出し出している。この点についても今後の検討が必要である。

4. 被害率および被害分布集計の問題点

ここで地震の被害と地形との関係を明らかにしたふたつの図を改めて検討する。ひとつは東北大学理学部地質学古生物学教室(1979)による「墓石の転倒率と地形の関係」(第7図)で、もうひとつは若松・松田(1980)による「住家被害と地形の関係」(第4, 5図)である。前者の図で示された地盤震動加速度を見ると、台地や浜堤で低く、自然堤防、後背湿地の順で高くなる。一方、後者の図で示された住家の被害率をみると、台地や浜堤で低いのは前述の加速度の推定結果と矛盾しないが、特徴的なのは自然堤防上で被害率が高く、後背湿地での被害率がそれを上回ることはないということである。

両者の同じ微地形上での相違は、地震による被害などの集計の難しさを表している。例えば中田(1978)にも示されているように、家屋被害が家屋自体の条件(主として古さ、構造)に密接に関わっていることも原因になっているかもしれない。自然堤防上では古くから民家が建っていることが多いが、そのような家屋の構造が被害率を高くしているとも考えられる。

また地盤と家屋の固有周期の関連で被害が増すことも指摘されている。地震被害は建築物の種類毎に検討する必要があると言える。一方、墓石の転倒率を調べるに当たっても、墓地は自然堤防上

に多く、後背湿地におけるデータの量(母集団)が極端に少なくなる可能性がある。地震による被害分布を客観的に判断することは、その地質学的要因を検討する上でたいへん重要なことではあるが、なかなか難しい。

5. 地震災害を規制するその他の要因

宮城県沖地震では微地形と地盤震動加速度および被害の間に相関関係のあることが認められた。すなわち微地形がその土地の表層地盤を反映し、それが地震災害を大きく規制していることを意味している。これらは他地域を含めた今後の災害対策において、ひとつの示標となる。しかし、一方では表層地盤だけでは説明がつかない場合も存在する。この場合、表層地盤以外に、ある特定の地域に震動を増幅させる要因があったと考えるのが妥当である。たとえば兵庫県南部地震では六甲の山麓線から少し海側に下った地域に帯状に細長く被害が集中したが、最近では地下深くの基盤構造が地表での震動に直接関わっているのではないかとの検討が進んでいる(例えば、源栄・永野, 1995; 遠藤ほか, 1996)。

宮城県沖地震では長町-利府線沿いの地域で被害が多く発生していることが指摘された(浅田, 1981)。台地上においても、東縁の長町-利府線に近いところで被害が多く発生したことが知られているが、同時にこの地域では、他の台地上に比べても震動加速度が高くなっている(第6, 7図)。これについて東北大学理学部地質学古生物学教室(1979)は、長町-利府線と大年寺山断層に挟まれたくさび状の地塊は不安定な状態にあり、結果として地震動が増幅された可能性を考えている。このように断層が多く存在する地域においては、幾つかの断層に挟まれたブロックを考えて、地震動の伝播の違いについて議論することも必要である。

また、前述したような異なる地質の境界付近、例えば段丘と沖積低地の境界付近などではどのように地震波が伝播されるのか、あるいはそのような箇所ですべて性質の異なる震動を受けたときにどのようなメカニズムで被害が大きくなるのかなど無視できない様々な問題がある。

6. おわりに

地震災害は、基本的には微地形に反映された表層地盤に規制されることが多い。ただし、それはあくまでもひとつの要因であって、各地の地震災害をみるとそれだけでは被害分布の特徴に説明のつかない場合が多い。宮城県沖地震の場合、大局的には被害の分布と表層地盤との間に相関関係が認められるが、他の要因を考えることによってより合理的に解釈できる可能性も残されている。表層地盤以外の規制要因を検討する場合、同一の表層地盤条件に属しながらも被害が多い部分と少ない部分があることに注目し、なぜ被害が少ないのか、という逆の立場に立って被害の要因を考えることも重要である。今後は地震災害について多面的な方向から要因を探り、総合的に判断していく必要性がある。

最後に、本稿をまとめるに当たって大変有意義なご助言をいただいた環境地質部遠藤秀典主任研究官に深く感謝いたします。

文 献

- 浅田秋江 (1981) : 1978年宮城県沖地震による家屋被害に及ぼした地盤地質および地形の影響に関する調査研究。東北工大紀要理工学編, no.1, 39-52.
- 遠藤秀典・渡辺史郎・牧野雅彦・村田泰章・渡辺和明・ト部厚志 (1996) : 1995年兵庫県南部地震による阪神地域の被害と伏在断層との関係。第四紀研究, vol.35, 165-178.
- 長谷弘太郎 (1967) : 宮城県沖積低地の地質学的研究。東北大地質古生物研報, no.64, 1-45.
- 岩崎敏男・常田賢一 (1979) : 1978年宮城県沖地震における地盤の流動化に関する調査。土木技術資料, vol.21, 613-618.
- 岩崎敏男・常田賢一・仲野公章 (1983) : 1978年宮城県沖地震災害調査報告, 地盤災害。土木研報, no.159, 112-159.

- 北村 信・中川久夫・柴田豊吉・大槻憲四郎 (1979) : 沖積低地における地盤の安定性について—1978年宮城県沖地震の経験をもとにして—。第16回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 459-460.
- 北村 信・石井武政・寒川 旭・中川久夫 (1986) : 仙台地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 134p.
- 宮城県 (1978) : '78宮城県沖地震の概況—応急措置と復興対策—。135p.
- 源栄正人・永野正行 (1995) : 神戸市の基盤不整形構造を考慮した地震動の増幅特性に関する解析的検討。土と基礎, vol.43, no.7, 15-20.
- 村山良之 (1980) : 宮城県沖地震による仙台周辺の住宅地における被害—住宅地の地震に対する土地条件—。東北地理, vol.32, 1-10.
- 中川久夫 (1961) : 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年。東北大学地質古生物研報, no.54, 1-61.
- 中川久夫 (1986) : 1968年十勝沖地震と1978年宮城県沖地震の地盤災害および新興都市の地震災害予測。地質学論集, no.27, 125-138.
- 中田 高 (1978) : 宮城県沖地震による仙台市周辺の家屋被害と地形 (速報)—地震環境の把握のために—。地理, vol.23, no.9, 87-97.
- 中田 高・大槻憲四郎・今泉俊文 (1976) : 仙台平野西縁・長町一利府線に沿う新期地殻変動。東北地理, vol.28, 111-120.
- 東北大学理学部地質学古生物学教室 (1979) : 1978年宮城県沖地震に伴う地盤現象と災害について。東北大地質古生物研報, no.80, 1-97.
- 宇佐美龍夫 (1987) : 新編日本被害地震総覧。東京大学出版会, 434p.
- 若松加寿江・松田磐余 (1980) : 地震災害と地形・地質 (平野における事例を中心に), 土と基礎, vol.28, no.5, 91-98.
- Yabe, H. (1926) : Excursion to Matsushima and Sendai; geological guide. Pan-Pacific Sci. Congr., Tokyo, 1926, Guide Book, Excursion C-3, 775-796.

NAKAZAWA Tsutomu (1997) : Geologic setting and earthquake hazards of the Sendai district : a case of the Miyagi-ken-oki Earthquake of 1978.

< 受付 : 1997年2月28日 >

