

40 URBAN KUBOTA

アーバンクボタ・MARCH 2003 特集＝液状化・流動化

株式会社クボタ



Kubota

●表紙写真

<p>①1993年北海道南西沖地震 渡島半島の後志利別川河口近くの旧河道跡では、液状化・流動化によって、水田の中にいくつもの長大な亀裂が発生し、田が割れた(北檜山町兜野)。7章参照。</p>	<p>②1987年千葉県東方沖地震 液状化・流動化によって生じた亀裂と噴砂。旧利根川の河道を利根川の浚渫砂で埋めたところでは同じような亀裂・噴砂が多数みられた(佐原市石納)。2章参照。</p>	<p>③1993年北海道南西沖地震 液状化・流動化被害地域でしばしば観察される地波現象。ここでは砂鉄採取跡を埋め戻した砂丘地帯で発生した。(国道5号線長万部町国縫)。7章参照。</p>
<p>④1994年北海道東方沖地震 粗粒火山灰による盛土層の地すべり状の崩壊。盛土層などのように周囲と比高差がある場合、液状化層準よりも上位は、地形的に低い方に向かって移動する(別海町)。3章参照。</p>	<p>⑤1987年千葉県東方沖地震 噴砂孔の地層断面。もとの地層はラミナ(縞模様)が横方向にはっきりと刻まれているが、その縞模様が消えている部分が液状化して溶けたところ。縞模様の残っているところは液状化していない(佐原市石納)。2章参照。</p>	<p>⑥1994年北海道東方沖地震 釧路湿原内の盛土造成地でみられた白い噴砂。噴砂は細粒火山灰混じりで、このような砂は通常の砂に比べて液状化しやすいことがある(釧路市美原)。3章参照。</p>
<p>⑦1994年三陸はるか沖地震 埋立造成中の護岸内側の陥没。埋立層の液状化・流動化により護岸に大きな側圧がかかり、護岸が海側に押し広げられて護岸繋ぎ目の隙間が開き、そこから砂が海へ流出し、陥没が起きた。(八戸市河原木埋立て地区)。7章参照。</p>	<p>⑧1995年阪神淡路大震災 直下型地震で発生した噴礫現象。画面中央左寄りの孔(観測井用マンホール)から、重さ63kgの蓋を吹き飛ばして人頭大の巨礫・礫・砂・水が噴出した。(神戸市ポートアイランド第2期埋立地、K-CAT駐車場北縁)。5章参照。</p>	<p>⑨1995年阪神淡路大震災 緑色の砂の噴出。すぐ脇には染料工場があり、この染料が地層中に漏洩し染色された砂が噴出したと思われる。地震時には地質汚染現象が起きたり、発見されたりするケースがしばしば見られる(神戸市東灘区青木)。5章参照。</p>
<p>⑩1995年阪神淡路大震災 メリケン波止場の護岸の崩壊。護岸や岸壁は、大地震による液状化・流動化被害が起きやすい場所の1つで、この地震でも多くの護岸・岸壁が崩壊した(神戸市中央区波止場町)。5章・6章参照。</p>	<p>⑪1995年阪神淡路大震災 淀川左岸堤防は、旧中津川の河口跡周辺で、堤防基礎部の砂層が液状化・流動化し、堤防は河川側・陸側ともに崩壊・沈下した。この地域はゼロメートル地帯なので広範囲に浸水する危険があった(大阪市此花区西島)。4章参照。</p>	<p>⑫1995年阪神淡路大震災 芦屋浜地区(海域埋立地)を流れる宮川では、液状化・流動化による側方移動で護岸が河川側にせり出し、水路の幅が狭まり、橋桁は護岸から陸側に3m程も突き出て川岸の歩道のコンクリートをめくった(芦屋市若葉町)。5章参照。</p>

⑩の写真は三田村、⑪を除く①～⑫の写真は千葉県地質環境研究室による。

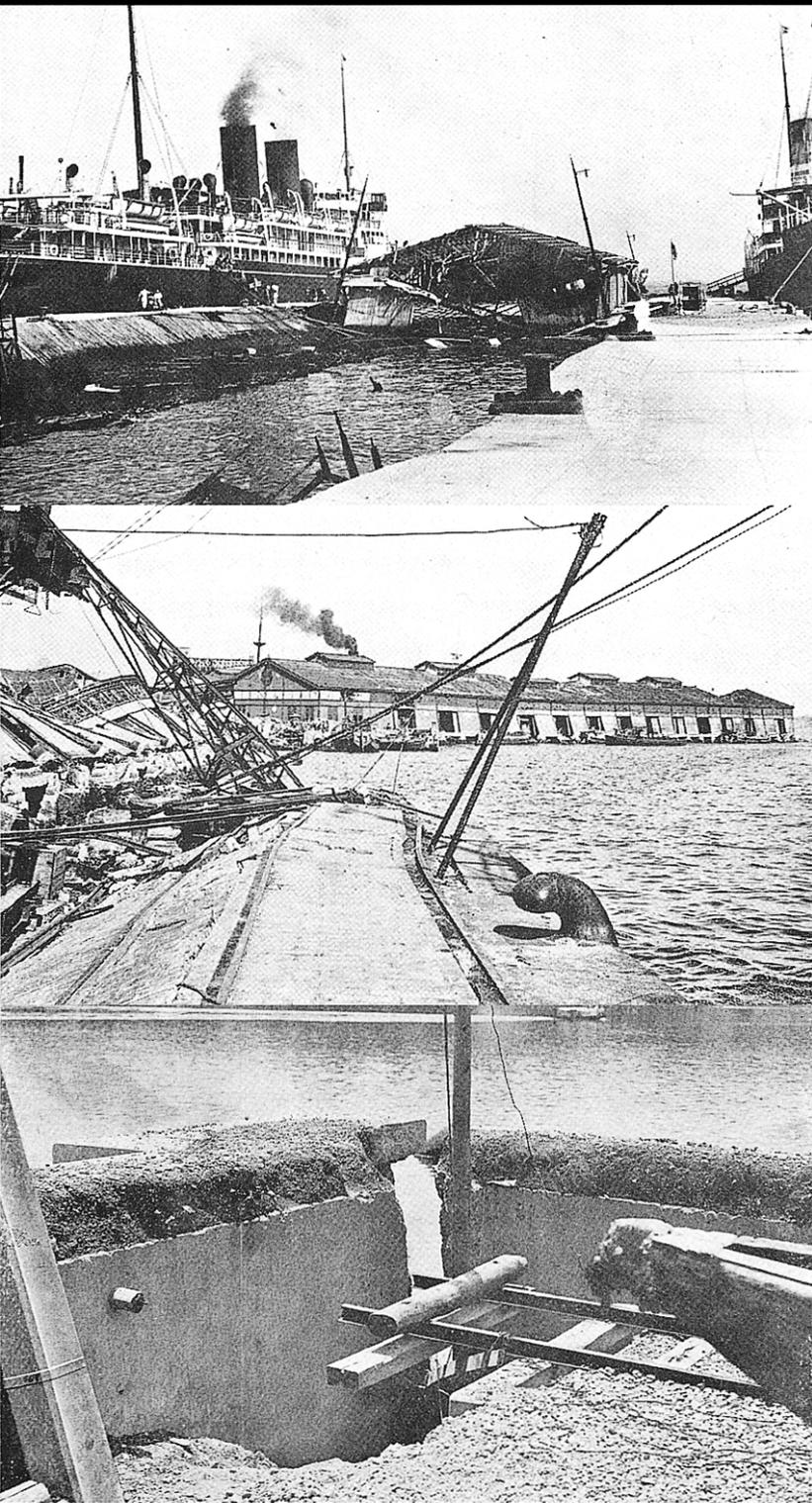
●本号では、2章、3章、5章、7章の多くの図版が「千葉県地質環境研究室」作成としてあります。以下に、これら図版作成に関する調査に携わった方々を記します(ABC順)。右肩の*印は調査時の所属で、*は千葉県地質環境研究室、**は千葉県公害防止協会環境管理課、***は千鈺エンジニアリング(株)です。

- 浅尾一巳：千葉県総務部消防地震対策課；図5・7。
 福山良二：(元)千葉県公害防止協会環境管理課；図2・2。
 古野邦雄*：千葉県環境研究センター廃棄物研究室；
 図2・1～2・5、2・7～2・19、2・21～2・25、3・1～3・7、5・2、5・3、
 5・7～5・21、7・15～7・20、7・22、7・27、7・28。
 原 雄*：千葉県環境研究センター廃棄物・化学物質部；
 図2・1、2・3～2・5、2・7～2・14、2・17～2・19、2・23～2・25。
 石渡康尊*：千葉県環境研究センター化学物質研究室；図5・7、7・27、7・28。
 香川 淳：千葉県環境研究センター地質環境研究室；
 図2・13～2・16、2・21～2・22、2・24～2・25、3・1～3・7、5・2、5・3、
 5・7～5・21、7・15～7・20、7・22、7・27、7・28。
 香村一夫*：千葉県環境研究センター廃棄物研究室；
 図2・1、2・3～2・5、2・7～2・19、2・21～2・25、3・1～3・7、5・2、5・3、
 5・7～5・21、7・13、7・15～7・20、7・22。
 風岡 修：千葉県環境研究センター地質環境研究室；
 図2・4～2・5、2・8～2・9、2・11～2・19、2・21～2・25、3・1～3・7、
 5・2、5・3、5・7～5・21、7・13、7・15～7・20、7・22、7・23。
 風戸孝之：千葉県環境研究センター地質環境研究室；
 図2・1、2・3～2・5、2・7～2・19、2・23～2・25。
 木村哲二：森町役場；図3・1～3・3
 楠田 隆：千葉県環境研究センター地質環境研究室；
 図2・1、2・3～2・5、2・7～2・19、2・21～2・25、3・1～3・7、5・2、5・3、
 5・7～5・21、7・13、7・15～7・20、7・22、7・23、7・27、7・28。
 高梨祐司*：千葉県環境生活部；図5・7。
 中村正直**：千葉県環境財団環境管理課；図2・2。
 中西 清：森町役場；図3・1～3・3。
 夏坂幸彦：ペンション「森の中の小さな家」；図3・1～3・3
 楡井 久*：茨城大学広域水圏環境科学教育研究センター地質環境部門；
 図2・1～2・5、2・7～2・15、2・17～2・19、2・21～2・25、3・1～3・7、
 5・2、5・3、5・7～5・21、7・15～7・20、7・22、7・23、7・27、
 7・28。
 酒井 豊：千葉県環境研究センター地質環境研究室；
 図2・15、2・16、2・23～2・25、3・3～3・7、5・2、5・3、5・7～5・21、
 7・18～7・20、7・22。
 斎藤喜一郎***：対馬基礎開発(株)；図2・8、2・9、2・11、2・12。
 佐藤賢司：千葉県環境研究センター地質環境研究室；
 図2・1、2・3～2・5、2・7～2・19、2・21～2・25、3・1～3・7、5・2、5・3、
 5・7～5・21、7・15～7・20、7・22、7・23。
 佐藤光男**：伸光エンジニアリング(株)；図2・8、2・9、2・11～2・16。
 島野 隆：(元)旭建設株式会社；図3・4～3・7。
 末永和幸**：末永環境地質調査事務所；図2・2。
 鈴木一男：千葉県環境生活部；図2・1、2・3、2・5、2・10、2・17～2・19。
 谷内正博：国際航業(株)；図2・5、2・17～2・19。
 遠岡康容：日本気象協会；図2・2。

特集＝液状化・流動化

話し手（発言順）

風岡 修＝千葉県環境研究センター地質環境研究室
 楡井 久＝茨城大学広域水圏環境科学教育センター長
 香村一夫＝千葉県環境研究センター廃棄物研究室
 楠田 隆＝千葉県環境研究センター地質環境研究室長
 三田村宗樹＝大阪市立大学大学院理学研究科助教



上の写真3点は、大正12年(1923)の関東大震災の被災状況を克明に調査した震災予防評議会によってまとめられた「震災予防調査会報告 第100号(丁)」(1925年刊)に掲載された写真で、〔上：第97／横濱港大棧橋の被害。中：第93／横濱港第3・4号岸壁の崩壊。下：第99／横須賀港B1突堤先端部の震害〕となっている。この当時は、まだ液状化・流動化の概念はなかったが、これらの被害写真は、阪神淡路大震災時の被害状況と酷似し、これらが液状化・流動化による被害であったことがわかる。

上：護岸内側が陥没し、水中に没した。阪神淡路大震災でも多くの波止場で同様な被害が見られた（p. 44①②, p. 45㉔写真など）。

中：護岸が海側へ移動・崩壊し、建物の基礎が海側へ移動し倒壊した。阪神淡路大震災では小野浜町の突堤で同じ被害が見られた（p. 45⑩写真など）。

下：突堤の先端部が海側へ傾動・陥没した。近年の大きな地震の際、多くの突堤で同様な被害が見られる（p. 44⑮, p. 45㉕写真など）。

1 液状化・流動化研究のはじまり	2
①1964年3月のアラスカ地震 ②1964年6月の新潟地震	
③シードとローエによる液状化・流動化の原理	
2 液状化・流動化の地層断面－千葉県東方沖地震から－	4
①千葉県東方沖地震の液状化・流動化現象の調査・研究	
②地震時の地下水位の上昇 ③利根川下流低地	
④東京湾岸埋立地 ⑤内陸造成地 ⑥九十九里平野	
3 第四紀火山砕屑物の液状化・流動化	18
①岩屑なだれ堆積物 ②粗粒火山灰による造成地	
③細粒火山灰が混じる造成地 ④軽石(軽石質火山灰)	
【補章】第四紀火山砕屑物の液状化特性	
4 阪神淡路大震災(1995)から－1	
谷埋め盛土・ため池跡地	26
①神戸・阪神間地域の地下浅層の地質 ②内陸部の人工	
改変地と被害状況 ③ため池埋立地の被害例 ④谷埋	
め盛土造成地の被害例 ⑤埋設管の被害は人工改変地で	
多い ⑥淀川下流域の旧河道の液状化・流動化	
5 阪神淡路大震災(1995)から－2	
神戸・阪神間の湾岸埋立地	38
①神戸の埋立 ②ポートアイランドと六甲アイランド	
③須磨～尼崎間の湾岸埋立地 ④神戸・阪神間の地盤変動	
⑤西宮～大阪の地盤沈下 ⑥直下型地震と噴礫現象	
6 液状化対策	54
①液状化対策工とその効果 ②小規模構造物に対する液	
状化対策工 ③地質環境の保全・利用と液状化対策	
7 液状化・流動化被害が起きた主な地震(1964～2001/日本)	58

発行所＝株式会社クボタ 業務部 企業広告グループ
 大阪市浪速区敷津東1丁目2番47号 TEL (06) 6648-2613(ダイヤルイン)
 アーバンクボタ ホームページ <http://www.kubota.co.jp/urban/>
 発行日＝2003年3月

編集製作＝(有)アーバンクボタ編集室
 図版作成＝スタジオ・ツノ
 印刷＝大日本印刷株式会社大阪工場

液状化・流動化研究のはじまり

①1964年3月のアラスカ地震

風岡 大きな地震があったとき、締まっていない軟らかい砂の地層で液状化被害が起きることは、いまでは多くの人々が知るようになりましたが、最初の頃、液状化による被害が注目を集めたのは、1964年3月に起きたアラスカ地震です。

これはマグニチュードが8を超える巨大地震で、この地震に伴ってアンカレッジとその周辺では、多くの箇所が液状化による亀裂や地すべりが発生しました。とくにアンカレッジ近くのバルデーズ市の海沿いの地域では、海岸沿いに幅約500m、長さ約2kmにわたる大規模な液状化地すべりが発生し、街の一部が海中に沈み込んでしまうという大きな被害が起きて大問題になりました。この液状化現象は、シード(Seed)氏らによって調べられ、地震動によって泥質な沖積層に含まれる比較的細粒な薄い砂層が液状化し、これによって地すべりが起きたものと考えられています(注1)。

②1964年6月の新潟地震

その3ヵ月後には、今度は新潟地震が起こって、日本の多くの人々が液状化の被害を目の当たりにすることになります。この地震の震源は粟島の南約10km(新潟市の北方100km弱)、深さ約40km、マグニチュードは7.5で、新潟県の3分の2にあたる地域が震度Vに見舞われます。この地震で、とくに被害の激しかったのが新潟市です。ここでは、市内の多くの場所で典型的な液状化被害が発生し、都市型の新しい地質災害として大きな問題となりました。こうして1964年の2つの大地震を契機にして、日本とアメリカの双方で液状化の研究が始まります。

この地震の直後から、新潟大学理学部の地質鉱物学教室の教官・学生と深田地質研究所の研究者らは、合同して市内および周辺域の被害の調査に取り組みます。とくに20数名からなる新潟大学理学部の調査は画期的で、災害直後から約1ヵ月間にもわたって続けられ、復旧の始まる前に、被害の実態を1つ1つしらみつぶしに調べあげております。

それらの調査結果は、縮尺3,000分の1の地形図にプロットされ、多色刷りの図としてまとめられますが、これが有名な液状化マップ(新潟地震地盤災害図)です。これは、その後のいろいろな分野の液状化研究の土台となる貴重な資料となりました。なおアーバンクボタ誌17号には、これを簡略化した色刷りの図が見開きページで再録され、同時にこのマップの作成をまとめられた茅原一也先生の臨場感あふれるお話も載っていますので、是非とも参照してください。

新潟地震にみられる被害の著しい特徴は、それ以前の地震の被害とは違って、いたるところで地下から砂と水が一斉に噴き出してきたことです。それらは、家屋の密集地域では、建物の周囲・側溝・道路上の弱線などから噴出し、平地では亀裂から噴き出したり、あるいは単独で噴出して小さな噴砂丘をたくさんつくりました。さらに地面が波打ったり(実際に目撃した人の話では、地面が海の波のようになって押し寄せてきたということですが)、あるいは急激に地面が沈下したり、地面が横に移動(地すべり)したりしました。このためビルなどの重い構造物は傾き沈み、地下タンクなど空洞状の地下構造物は浮き上がり、さらに電気・ガス・水道などのライフラインが切断されるなど大きな被害が生まれました。また多くの橋梁が、橋台や橋脚の沈下・傾斜などによって落橋・変形するなどさまざまな被害をこうむりました。

なかでも鉄筋コンクリート建造物の被害には特徴があって、建物自体は壊れたりしないのですが、徐々に傾きながら建物が地面の中に沈み込んでいく。そういう不思議な現象がいたるところに出現しました。これは地層が液状化し、構造物を支えられなくなったことが原因で、有名なのが川岸町の4階建ての県営のアパートです。この鉄筋コンクリートの建物は、戦後すぐに応急的に建てられたので杭基礎がなく、丸石を敷いて土台にして建てられていました。それで一部の棟は完全に横倒しになってしまったのですが、非常にゆっくり

と少しずつ傾きながら倒れていったので、建物の内部構造は少しも損傷していない。そういう倒壊の仕方をしています。木造家屋の被害にも特徴があって、倒壊した家屋はきわめてわずかで、被災したほとんどの家屋が不等沈下によるものです。

一方、信濃川河口部の港湾施設でも、多くの岸壁・埠頭が沈下・水没し、背後の倉庫群も亀裂・沈下などによって水没したり、倒壊するなどの被害が生じました。なお新潟平野の海岸側には、約70kmにもわたる長大な砂丘列が発達していますが、この砂丘上には液状化被害はほとんどみられません。ただし、砂丘と信濃川寄りの低湿地帯との境にある新興造成地では液状化被害がおきており、家屋が倒壊し人身にも被害が出ています。

このように新潟市内では、広い範囲にわたってさまざまな被害が集中したのですが、ところが被災地に囲まれながらも全く被害の生じていない区域もあるのです。そして、被災していない地域と被災地の境界線を見ますと、これが信濃川や阿賀野川の旧河道を示していて、被害は旧河道上に発生していることがわかりました。被災地に囲まれて島状に浮かび上がった無被災地は、以前の信濃川の中の砂州であったのです。

いまの信濃川と阿賀野川は別々に日本海に注いでいますが、江戸時代前期には、信濃川は河口近くで大きく湾曲して流れ、さらに、砂丘に阻まれて西方に流路を変えた阿賀野川が河口近くで信濃川に合流していました。当時の信濃川は、流域面積でも流路延長でも、わが国第1位の大河川でありました。

江戸時代中期になると、紫雲寺潟の干拓に関連して、新発田藩と幕府は、阿賀野川に砂丘地帯を切る松ヶ崎放水路を開削(1730年)します。ところがこの小河川は、翌年春の洪水で川幅を一挙に拡大してしまい、阿賀野川の本流と化して現在にいたります。

一方、信濃川では江戸中期以降、新潟平野を洪水から守るために大河津から日本海へ向けての放水路開削が提案されてきますが、これ

は、漸く明治末期になって大河津分水路工事として建設が始まり、昭和初期に完成します。この分水路の完成により、新潟平野は以前の湿地地帯から豊かな穀倉地帯へと変わっていきます。同時に、それまで信濃川と日本海の間、狭い地域に立地していた新潟市街地は、大河津分水による信濃川下流の洪水流量の減少に伴って、新潟市付近の川幅を約800mから約300mに縮小させて広い土地を生み出し、さらに対岸まで市域を拡大し、ここに新潟市の中心街が発展していきます(注2)。このように新潟市の発展は、広大な信濃川および阿賀野川の旧河道跡を利用した点に特徴がありますが、新潟地震では、その旧河道跡のゆる詰まりの軟らかな砂層が液状化し、それによって市街中心部を含む広い範囲に被害が発生したわけです。

③シードとローエによる液状化・流動化の原理

新潟地震の液状化被害の調査には、アラスカ地震を調べたアメリカのシード博士も訪れます。シード氏は、新潟地震の場合には地下水と一緒に砂が噴き出していることに注目し、液状化は、非排水状態の飽和砂(水に満たされた砂)に繰り返し荷重が加わったときに起こると考えます。そして、繰り返し三軸試験装置を考案して室内実験を重ね、その結果、荷重を繰り返し加えるにともなって間隙水圧が上昇し、砂が液状化する現象を再現します。これにより、液状化の原理とされるものが定説化され、以後広く用いられるようになります(注3)。それを模式的に説明してみますと、以下のようになります。

(a)液状化・流動化の起こりやすい地層は、ゆる詰まりの粒径のそろった細かい砂の地層であることです。ゆる詰まりですから、たくさん隙間があいていますが、全体としては砂の粒子どうしはくっついており、押し合い支え合っていて、ある一定の支持力をもっています。一方、地下水面は地表付近のごく浅いところであって、粒子の間の隙間を満たし(飽和)ています。

(b)それが強い震動で何回も揺られると、粒

注1=Seed, H. B. and Wilson, S. D. (1967); ASCE, Vol. 93. SM4, 320-353.

注2=大熊 孝(1979); 信濃川治水の歴史, アーバンクボタNo17.

注3=Seed, H. B. and Lee, K. L. (1965); Univ. Calif., Berkeley, Dep. Civ. Eng. Rep. No. TE-65-5.

子の隙間に入っている地下水(間隙水)の水圧が高まります。粒子どうしが押し合っている力よりも水圧の方が高くなり、互いにくっついていた部分の粒子は離され、全粒子がばらばらになり浮遊状態になります。地層全体が、溶けてお粥のようなどろどろな状態、液体状に変わります。これが液状化で、こうなると地層としての支持力は失われます。

(c)その直後から地下水が地表に出ていき、地層中では、下部の方から粒子と粒子の間の隙間が密に詰まっていき、地盤の沈下が生じ始めます。

(d)全層で液状化が終り、粒子間の隙間は密に詰まり、地盤の沈下も終了します。

じつは私は、さきほどから液状化・流動化とありますが、これについては、シード氏とは別に、地層の堆積構造や変形現象を研究しているローエ(Lowe)という人が整理しています。それによりますと、基本的には(b)の段階、つまり地層がお粥のような液体状に変わり、地層としての支持力がなくなる現象を液状化といいます。このとき、液体状の地層の圧力は高まっているので、実際には、水と粒子が一緒になって圧力の低い地上に噴出していく過程で、粒子はそれまでの場所から移動していきます。この現象を流動化と呼んでいます(注4)。液状化の被害というのは、よく調べると、液状化現象による被害と流動化現象による被害の両方があります。しかも両者は切り離せない関係にありますから、それで「液状化・流動化」としているわけです。

こうして、液状化・流動化が起こりやすい条件としては、

- (1)ゆる詰まりの粒径の揃った細かい砂の地層。
 - (2)それに加えて、地下水面が地表付近の浅い深度にある。
 - (3)こうした条件をもつ地層が強い揺れにあうと、液状化・流動化する。
- ということがわかりました。

一方、日本では、従来から建築物などの基礎工事のための調査には標準貫入試験が行われているわけですが、この試験値(N値)によつ

Seed, H. B. and Lee, K. L. (1966); ASCE, Vol. 91. SM6, 105-134.

吉見吉昭(1974); 砂地盤の液状化, 技報堂出版, 6-8.

注4=Lowe, D. R. (1975); Sedimentology, Vol. 22, 157-204.

て、地層がゆる詰まりか密に詰まっているか(固く締まっているか)の程度を知ることができます。それで当時、新潟地震の被災地や無被災地の多くの場所で標準貫入試験がおこなわれ、その結果、N値が20以上あれば飽和した砂の地層でも液状化してないことが明らかになりました。

また標準貫入試験では、採取した試料からその粒度組成を調べることができますし、ボーリング孔で大まかな地下水位を知ることができます。こうして新潟地震以降、N値と粒度分布をもとに地層の液状化を簡易に予測する方法が広く用いられるようになりました。

一方では、地層の液状化特性や液状化強度を調べる液状化試験も行われるようになります。そして、地層を締め固めたり、表層に荷重を加えたり、あるいは排水をよくして間隙水圧が上昇しないようにするなど、いろいろな液状化対策がたてられるようになります。

その後、私ども地質環境研究室では、千葉県東方沖地震に伴う液状化・流動化した場所での地層断面の調査をはじめ、大地震のあるごとに液状化・流動化現象を調べてきましたが、上述のモデルではおさまりきらないケースや修正した方がいいと思われる部分もいろいろとできました。また阪神淡路大震災では、噴礫を伴う液状化・流動化現象にも遭遇しますが、その辺のことは次章以降にゆずります。

編集 シルト・粘土などの砂より細かい粒子が液状化しないのは、どういう事情によるのでしょうか。

風岡 一般のシルトや粘土は、触ると手によくくっつきます。このように、ねばねばして物をくっつけようとする性質をもっているのです。たとえ泥層中の間隙水圧が高まっても粒子どうしがくっつく力が強いので液状化しにくいのです。しかし、細かいガラスの粉のようにくっつく力のない泥もまれにあり、これらは低塑性泥と呼ばれ、液状化します。この辺のことも、次章以降で説明します。

液状化・流動化の地層断面

—千葉県東方沖地震(1987)から—

①千葉県東方沖地震の液状化・流動化現象の調査・研究

楡井 新潟地震後、日本では近海を震源とする大地震がいくつかありました。そのたびに震源に近い地域では液状化・流動化被害がおきていますが、いずれの地震でも、液状化・流動化被害が起きたところは、そのほとんどが人工地層で、このことから、1970年代以降、日本の各地に人工地層が急速に拡大している様子が見えてきます。

こうしたなかで、液状化・流動化の研究や液状化対策が進展していきませんが、ただ実際に液状化・流動化が起きた地下の状態や地質環境の実態となると、あまり明らかではありませんでした。そうしたときに、1987年12月に千葉県東方沖地震が発生し、千葉県内の各地域にさまざまな液状化・流動化被害が生じました。それで、わたしども県の地質環境研究室では、液状化・流動化が起きた地層について、

トレンチ調査・ボーリング調査・地層断面の剥ぎ取り調査などいろいろな方法を使って地下の様子を詳しく調べております。

その結果、従来の知識では予測できない現象が少なからず見られること、また液状化・流動化のメカニズムについても新たな知見を得ることができました。なかでも、このときの全体的な調査から明確になったことは、液状化・流動化の被害は、ほぼ人工地層に限られるという事実です。その人工地層においても、人工地層であればどこでも被害がおきるというのではなく、いくつかの地質環境条件が重なることによって液状化しやすくなっている。ですから、液状化・流動化被害に対処するためには、従来のN値も大事ですが、それ以上に、まず人工地層であるかどうか、人工地層であればその地層構成や地質環境の特徴を知ることが非常に重要なことがわかりました。この点を最初に指摘したいと思います。

千葉県東方沖地震は、1987年12月に房総半島九十九里浜の沖合約10km、深さ58kmを震源として発生しました。マグニチュードは6.7、千葉県の震度分布は図2・1、被害は表2・1のとおりです(注1、注2)。図2・3は、千葉県東方沖地震に伴う液状化・流動化の分布地点を地質図上に示したもので、それらは、利根川下流低地、東京湾岸の埋立地、九十九里平野に集中しており、そのほか内陸の造成地に点々と分布します。以下、各地域ごとに、調査から明らかになったことを中心に液状化・流動化の様相をみていきますが、最初に地震時の地下水位の動きを一瞥しておきます。

②地震時の地下水位の上昇

千葉県内には約120カ所に地盤沈下・地下水位観測井が設置されています。そうした観測井の1つとして、九十九里平野のおおみしらさとに九十九里-2という観測井(図2・25)があり、この観測井には地表面下10.8~16.3mの沖積

図2・1—千葉県東方沖地震の震度分布

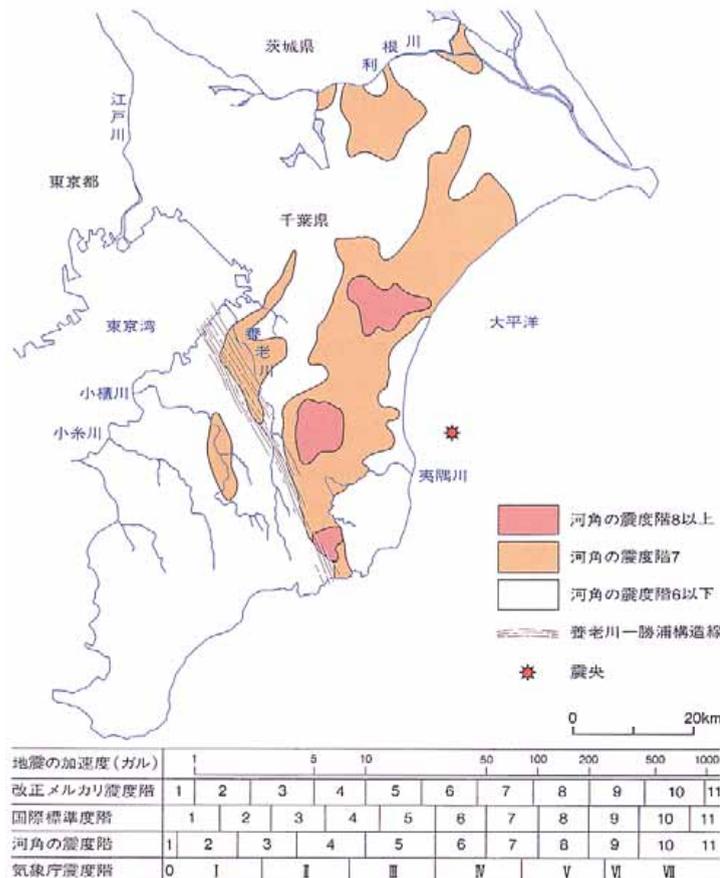
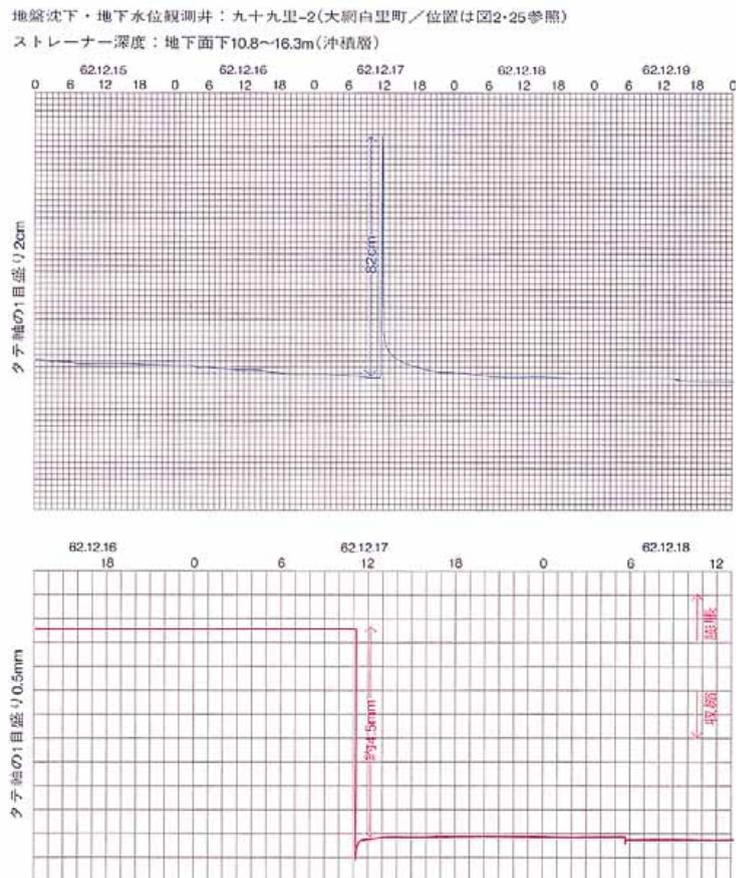


図2・2—千葉県東方沖地震時の地下水位上昇(上)と地層収縮(下)の記録



〈図2・1-2・3：千葉県地質環境研究室〉

注1=楡井 久ほか(1990英);地質学論集,35号,31-46,日本地質学会.

注2=千葉県(1989);昭和62年(1987年)千葉県東方沖地震-災害記録一,千葉県地震対策推進委員会編.

層にあたる部分にストレーナーがあります。図2・2は、この観測井が記録した地震時の地下水位の動きです。千葉県東方沖地震は1987年12月17日11時08分に発生しましたが、図に示されるように、地震発生直後には地下水位が82cmも上昇し、地震がおさまるとともに地下水位も徐々に下がっています。このように地震時には地下水位が上昇し、間隙水圧が高まるのがわかります。またもう1つの図は、同じ観測井による沖積層の収縮・膨脹の記録で、地震にともなって沖積層が4.5mm収縮したことがわかります。

③利根川下流低地

《液状化・流動化は湖沼埋立地で発生》

風岡 利根川下流沿いの低地では、この地震に伴って非常に多くの場所で噴砂孔や亀裂が出現しました。噴砂孔には径が2mにも達する大きなものもあり(写真2・2)、電柱なども2mほど沈み込み、一般の家屋ではブロック塀

や家屋の一部が傾き沈み、堤防も破損しました。この地域は震央から約70kmも離れていますが、マグニチュード7以下の地震としては、これまでになく、かなりの遠方で被害が及んだといえます。

図2・4は、利根川下流低地における液状化・流動化の分布図です。図には、明治13年頃の地形図に描かれている利根川の旧河道や河川改修後に発生した三日月湖などの水域、さらにその周辺に広がる湿地などを示してありますが、図のように、液状化・流動化は、これら水域の埋立地で起きています。

《湖沼埋立地とその地層形成》

もともとこの地域は、利根川の洪水時には冠水する低湿地帯で、それが、明治33年に始まる利根川改修工事によって河道は現在の場所に固定されていきますが、それに伴ってかつての河道であった場所は、湖沼(三日月湖)に変わります。これらの湖沼は、明治末から昭和

和20年代までの数10年間は、その姿をあまり変えることなく、湖底には砂や泥が堆積していき、昭和20年代になると、当時の食糧増産の必要からこれらの水域は次々に埋立てられ、水田に転換されていきます。

この埋立はすべて、サンドポンプ工法によって行われました。この工法では、まず埋立てる場所に囲みをつくり、そこにパイプを回します。そして浚渫船で利根川の川底の砂と水と一緒にくみ上げ、前述のパイプを通して土砂を埋立場所に吐き出します(写真2・1)。そのさい、シルトや粘土などはより遠方へ流れていき、パイプの吐出口近くほど粗い砂がつもりますが、このとき砂の粒子は、吐き出されるときの強い水流にしたがって配列し、地層中に筋模様のラミナをつくって堆積します。液状化・流動化は、多くの場合、こうした吐出口近くに堆積した砂層で発生しているようで、大きな噴砂孔はほぼ直線状に並んで分布

図2・3-千葉県東方沖地震の震度時の液状化・流動化地点分布

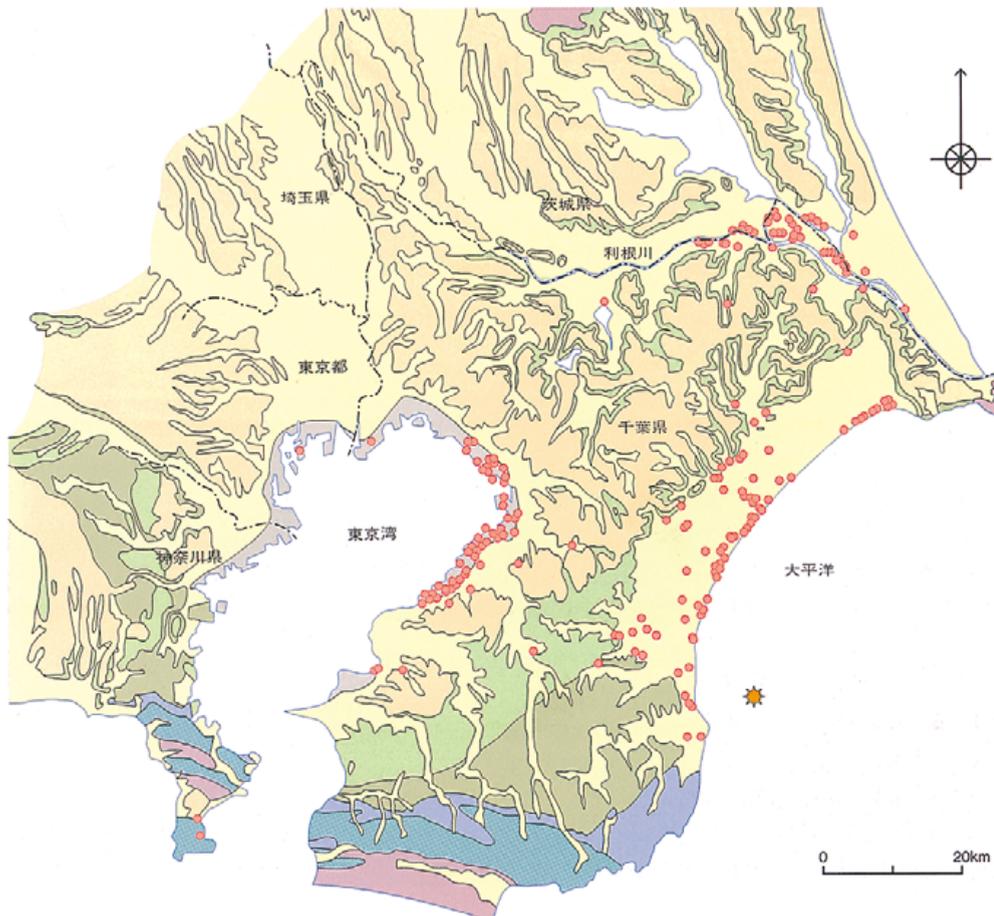


表2・1-千葉県東方沖地震による被害

死者	2人
重傷者	26人
軽傷者	118人
全壊家屋	16棟
半壊家屋	102棟
一部破損家屋(瓦落下など)	71,212棟
ブロック塀倒壊など	3,108箇所
道路の被害	1,832箇所
崖くずれ	434箇所
断水戸数	49,752戸
停電戸数	287,900戸
ガス供給停止戸数	4,967戸
液状化現象	多数

<千葉県, 1989>

図2-4ー利根川下流低地(佐原市周辺)の液状化・流動化発生域と明治初期の水域・湿地

〈千葉県地質環境研究室〉

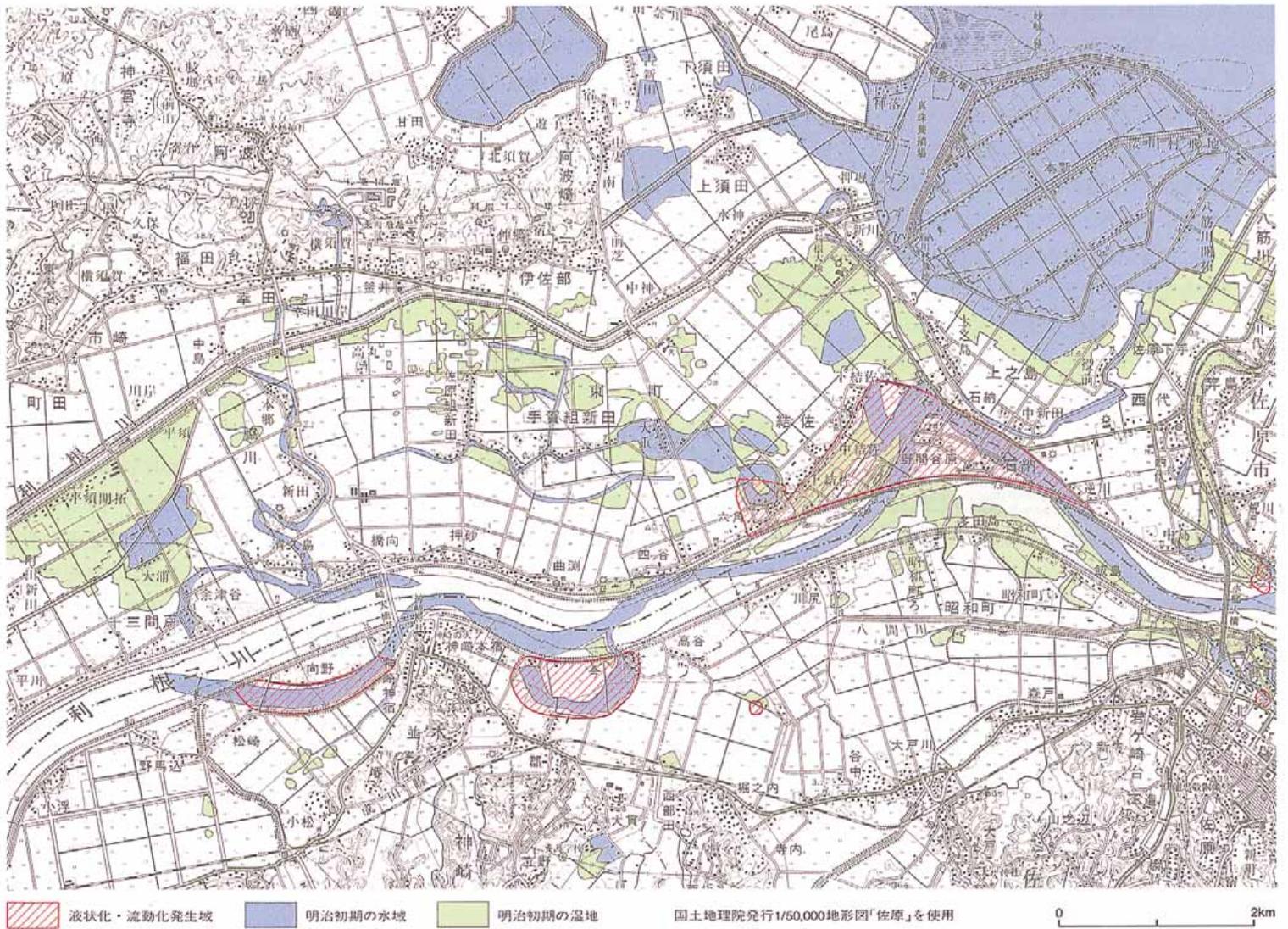


写真2-1ーサンドポンプ工法による埋立(利根川下流低地)

写真2-2ー長径2mの噴砂孔(佐原市石納)



〈写真2-1、2-2：千葉県地質環境研究室〉

しています。

《液状化・流動化した地層断面写真》

写真2・3は、埋立地の砂層が液状化するときの初期の様子がみられる地層断面です。写真下方では、横にのびるラミナ(縞模様)が中央付近では消えてなくなっています。このラミナは、いま述べたようにこの地層が堆積したときにつくられました。ですから本来なら、この消えた部分にもラミナがあったはずですが、それが液状化したためにラミナが消えているのです。このように実際の砂層中では、水槽実験とは違って液状化は砂層中で一斉に起こるのではなく、砂層の弱いところから部分的に始まっているのがわかります。

もう1つの写真2・4は、部分的に液状化・流動化した断面です。下方中央にラミナが曲げられている部分がありますが、よく見ると、ここではラミナが完全に消えているところと、まだ少し残っているところがあります。残っている部分は溶けかかっているところで、まだ完全には液体状になっていない。そして、ラミナの消えているところからは、上方に向

かって溶けた液体が、上位の地層を突き破りながらピュッと吹き上がっています。ただ吹き上がってはいるのですが、その溶けたものは上方の地層中にトラップされ、ここでは部分的な液状化・流動化に止まっています。

《大きな噴砂孔断面の剥ぎ取り調査》

次に、さきに写真2・2に示した大きな噴砂孔の断面を見えます(場所は図2・4の石納^{いしのく})。この噴砂孔の調査では、まずウエルポイントをかけて地下水を抜き、地下水位を下げます。そして孔の半分の側が残るようにして外側から掘り込んでいき、噴砂孔の地層断面をよく観察します(図2・5付図)。

一方、遺跡の発掘などでよく行われるように、そこに露出した噴砂孔の断面に樹脂を吹きかけてこれを剥ぎ取り、それを研究室に持ち帰ってくわしく調べました。それらをまとめたのが図2・5の3つの断面図です。それぞれの断面位置は付図に示してあります。

まずこの場所の層序ですが、地表から深度20cmが耕作土壌、深度20~270cmがサンドポンプによる埋立層です。この埋立層は、比較的

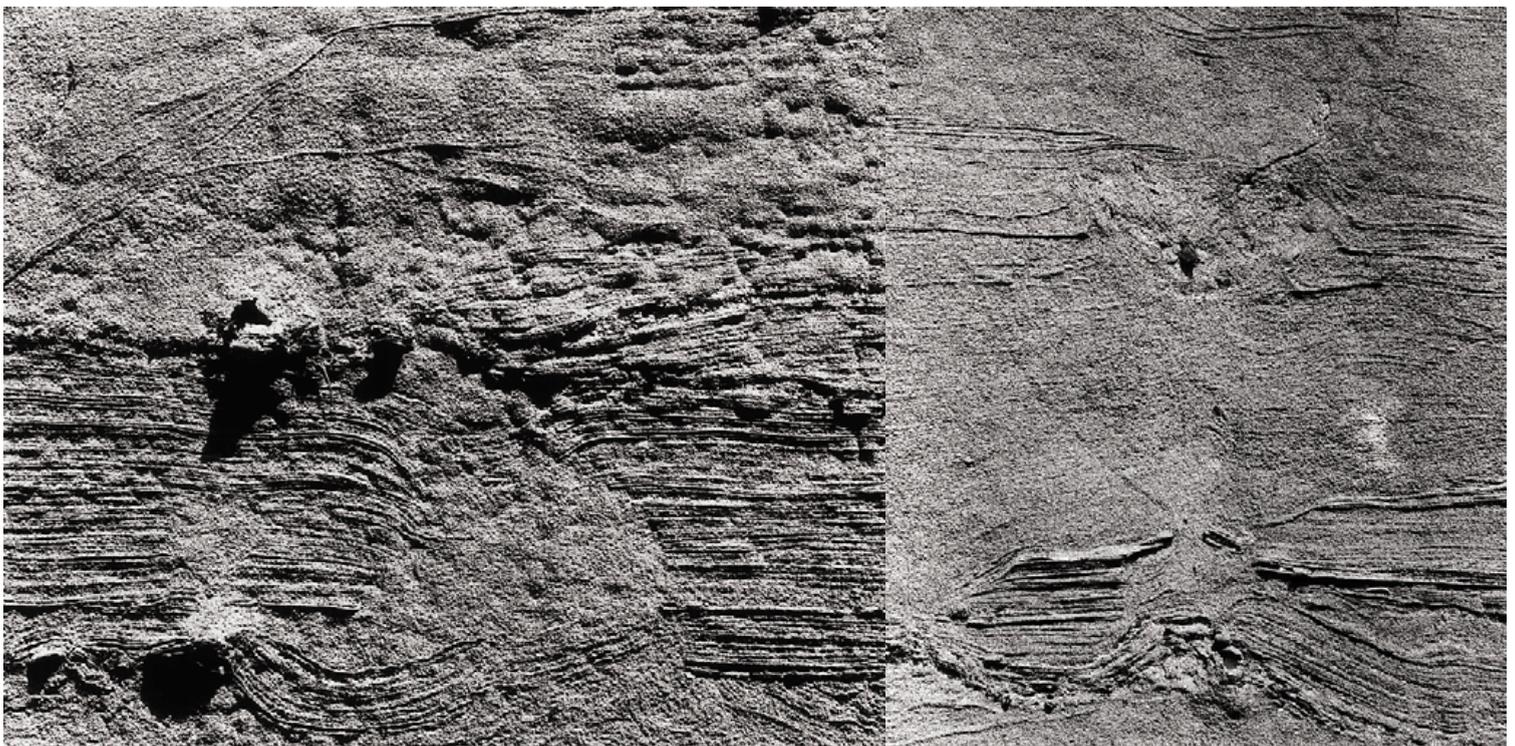
粒径のそろった細粒砂からなる砂層で、多少の泥質分を含んでいます。埋立層の下位には深度270~320cmに泥炭質な粘土質シルト層があります。これは埋立前の湖沼の底につもった地層で、この層準には液状化・流動化は見られないので、図には描いてありません。なおこの場所の地下水位は非常に高く、地表から深度20~30cmのところにあります。

図のJ-E断面では、濃い茶色は水田耕作土で、噴砂孔上のは崩れ落ち、孔底や孔壁に取り込まれています。黄色の部分はラミナが消え完全に液状化・流動化した部分、オレンジ色の部分には、少し溶けかかった半液状化部分と、ラミナが残っている液状化・流動化しなかった部分(非液状化部分)があります。

図の左端でこれらの関係をみると、黄色の液状化部分も、濃いオレンジ色の非液状化部分も層をなして、それらが帯状に重なりあっている状態が観察できます。そして溶けかかっている部分は孔壁にそって崩れ落ち、そこに取り込まれています。その孔壁の近くには、2次的に形成された粒子の配列がみられ

写真2・3—スポット的に液状化した地層断面

写真2・4—部分的に液状化・流動化した地層断面



〈写真2・3、2・4：千葉県地質環境研究室〉

ます。なお、図の右端下方にピラー構造とありますが、これは、液状化した地層が上方へ流動したとき、その抜け出た粒子のへりに沿って柱状の壁ができます。その壁が残ると、ピラーのように立った模様ができるので、それをピラー構造といっています。

図のI-D断面も、地層の色分けは前図と同じです。図の右側には、奥の方まで続く大きな噴砂孔壁がみられますが、左側の孔壁では、その噴砂孔をつくったときの溶け残りの部分がブロックとなって崩れ落ち、孔内に取り込まれています。そして図の左端部分では、噴砂孔をつくるまでにはいたらない液状化・流動化の様相が見て取れます。ここでは、液状化・流動化した地層が上位の非液状化・流動化部分を突き破って噴出し、さらにその噴き出たところから溶けた粒子が側方に流動している様子がうかがえます。

また図のB-G断面では、図の右側、とくに噴砂孔より右側の部分では、非液状化部分に挟まれた軽石まじりの部分が液状化・流動化し、上を突き破って上昇したものの、途中の弱く液状化した薄オレンジ層のところで力尽きて止まっているのがわかります。

《液状化・流動化の発生から終了まで》

これらの断面にもとづいて、液状化・流動化の発生から終了までの過程を推定してみると、図2・6(a~f)のようになります(注3)。

(a)地震が起きる直前の地層です。埋立層は多少の泥質分を含む砂層からなり、上から下までラミナ模様が発達しています。この人工地層の下位にあるのは、埋立前の湖沼の底に堆積した泥層です。平常の地下水位は、地表から30~40cm下のところにあります。

(b)そこに地震動がくると、地下水位が上昇し間隙水圧が高まって、地層中に散在する多くの溶けやすい箇所が、まず部分的に溶け、液状化し始めます。地層というのは、微細にみれば決して均一な状態で堆積しておらず、部分的には、泥質分の少ない箇所やゆる詰まりの場所などがたくさんあります。そうした溶けやすい箇所が、まず部分部分で液状化し始

めるわけです。そして溶けた部分ではラミナ模様が消えます。この時点では、地下水位はすでに地表近くまで高まっています。

(c)さらに地震動が続くと、溶けた箇所が拡大し、その数も増えるなどして、液状化した部分が層のなかでつながるようになります。液体状の部分が連続し、ある程度の体積になりますから動きやすくなり、圧力の高まりに応じて動きも激しくなっていきます。

(d)地震動はさらに続き、地下水の水圧も高まり、地下水位は地表面を超えるほど高くなります。地層中の液状体は、成長・拡大して激しく動き、水圧も高まるのでその動きは圧力の低い上方に向かい、上位の地層中の弱い箇所を突き破り始めます。こうして地層中の液状化部分は次々に連続し、間もなく地表の弱いところから砂と水が混じった液体状のものが一気に噴出します。この段階では、すでに流動化現象が運動の主体になっています。

(e)一旦、砂と水が噴き出し始めると、噴出口直下では恐らく対流運動も加わるようになり、噴砂孔が形成され、それは次第に大きく深くなっていきます。さらにその噴砂孔に向かってあちこちから地下水や砂が流れ込み、噴砂孔からは大量の地下水が噴出し、孔自体もさらに拡大します。この過程で、噴砂孔の周囲の地層は次々と孔内に落ち込み、ブロックとして取り込まれます。なお地層中では大小の液状化も続いていて、それらがスポット的な段階で終了した場合、地層中に風船状構造をつくり、その痕跡を残します。

(f)液状化現象も流動化現象も、地下水圧の低下と共に次第におさまっていき、噴砂孔からの砂や水の噴出もやみます。噴砂孔内の粒子は孔底に沈殿します。また、流動化部分の地層中には、コンポリュート構造やピラー構造などの流動化に伴う模様が残ります。地下水位も、元の位置に戻っています。

《液状化・流動化を起こした後の地層》

以上が、液状化・流動化の発生から終了までの過程ですが、もう一つ重要なのは、液状化・流動化が起きた後の地層がどうなるかという

問題です。それで、いま述べた噴砂孔で、液状化部分と非液状化部分の粒度分布を調べ、それぞれを比べてみました。そうしますと、明らかに液状化した部分の方が泥質分の含有量が少なくなっているのです。

これは、液状化・流動化のさいには地下水が勢いよく噴出しますから、そのときに砂粒と砂粒の間にはさまっている細かい粘土粒子なども一緒に抜け出てしまうからです。泥質分には地層の粘り気を高める作用があるので、この含有量が多い方が液状化しにくく、少ない方が液状化しやすいのです。その意味では、液状化・流動化を起こした地層は、再び液状化しやすい地層になっています。

シードさんは、液状化した地層は粒子の間が詰まるのでその後は液状化しにくいといっていますが、実際には液状化しやすくなるケースが多いものと思います。現に、養老川の旧河道では、関東大地震(1923)のときに液状化・流動化した場所が、今回の地震に伴い再び液状化・流動化しています。

それともう1つ、液状化・流動化した部分は流動化によって擾乱されていますから、地層としては軟弱化している場合が多いのです。そのため、液状化・流動化がおさまった後でも、かなりの長期間、場合によっては数年にわたって地盤沈下が続きます。地震時には、液状化・流動化に伴って建物が沈み込むような急激な「液状化地盤沈下」が起きますが、こういった場所の多くは、地震がおさまった後にも少しづつ地盤沈下が続きます。

《馬蹄形状の長大な亀裂を伴う噴砂》

以上のような大きな噴砂孔のほか、この地域では、馬蹄形状の長大な亀裂をともなって砂が噴出するという現象がみられました。場所は図2・4の^{こうざき}神崎というところで、この付近は、利根川の旧河道が大きく曲流し、水深も非常に深かったところを埋立てた地域です。

図2・7はこの地域の亀裂や噴砂の分布状況をくわしくチェックしたもので、図の赤い点はすべて1個1個の噴砂です。そうしますと、図の中央より右側では点々とした小さな噴砂ばか

図2.5-噴砂孔の地層断面図

〈千葉県地質環境研究室〉

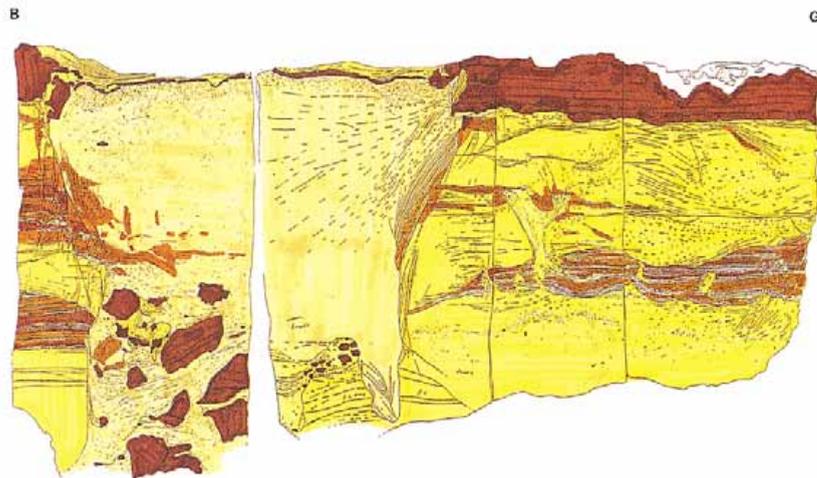
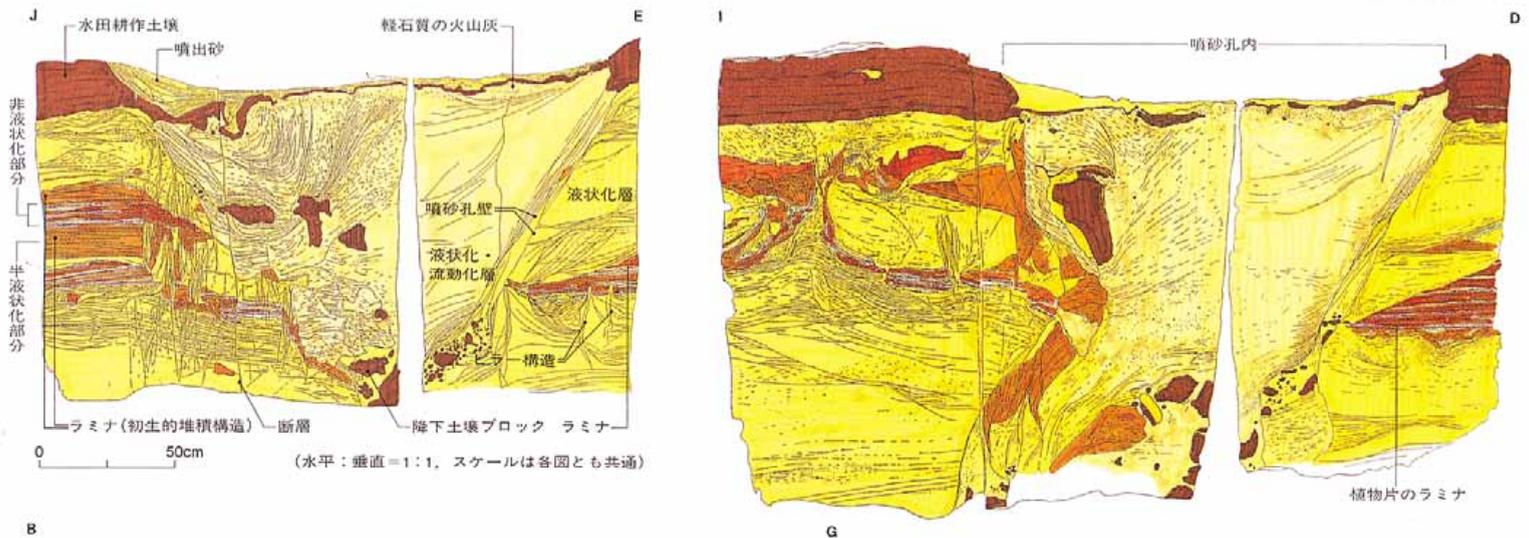


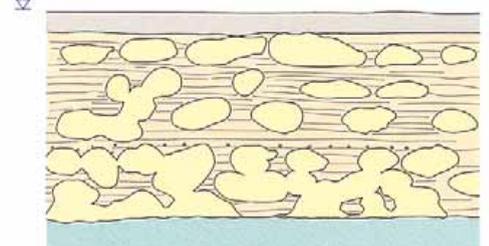
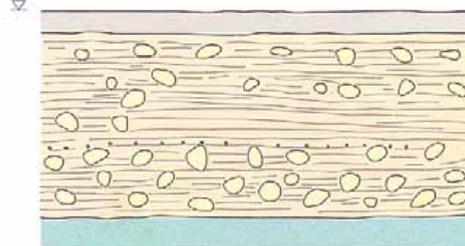
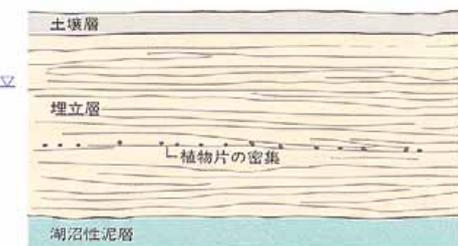
図2.6-液状化・流動化発生から終了までの地層断面模式図

〈風岡ほか, 1994〉

a地震前: 埋立層はラミナ様が見られる砂層で泥質分を含む。地下水位は高く地表下30~40cmにある。

b地震動が起き間隙水圧が上昇。地下水位は地表面近くに上る。斑点状に液状化が始まり砂が溶けラミナが消える。

c地震動が続き水圧は高い。斑点状に溶けた部分につながり始め、体積を増やし動きが激しくなる。



d水圧はさらに高まり地下水位は地表面を越える。液状化した地層が地下水と混じって流動化し地震から噴出し始める。

e水圧は依然高い。噴き出し口は対流運動によって側壁を崩しながら大きくなり、大量の地下水が噴き出る。

f地震動がおさまリ水圧が減少し、地下水位は下がる。噴砂孔からの噴出は次第におさまリ噴砂孔内の地層が沈殿する。

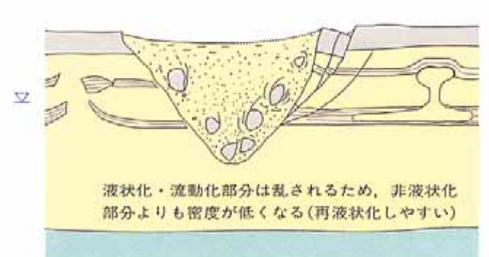
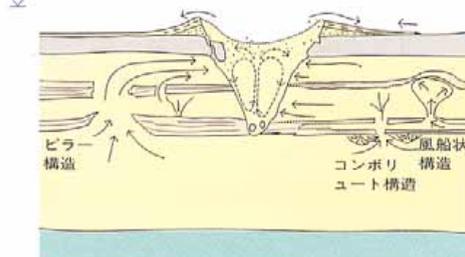
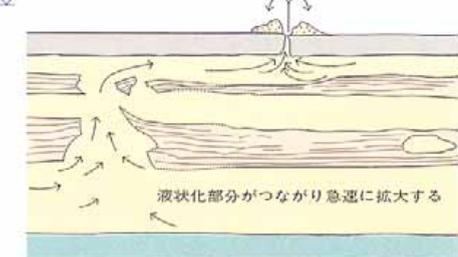


図2.5付図-噴砂孔の断面測線

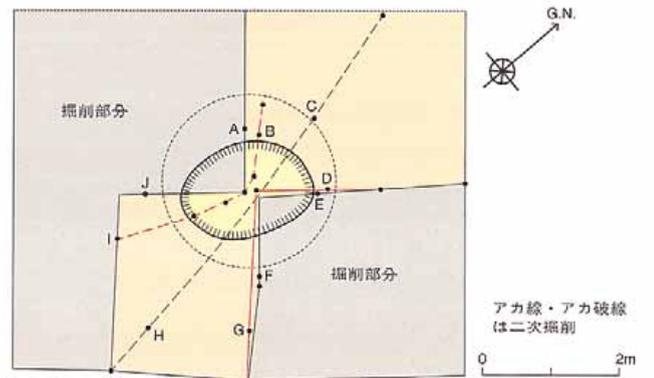


図2・7—馬蹄形状の長い亀裂・噴砂の分布(香取郡神崎町)

〈千葉県地質環境研究室〉



図2・8—連続的な長い亀裂・噴砂が発生した区域の地層断面

〈千葉県地質環境研究室〉

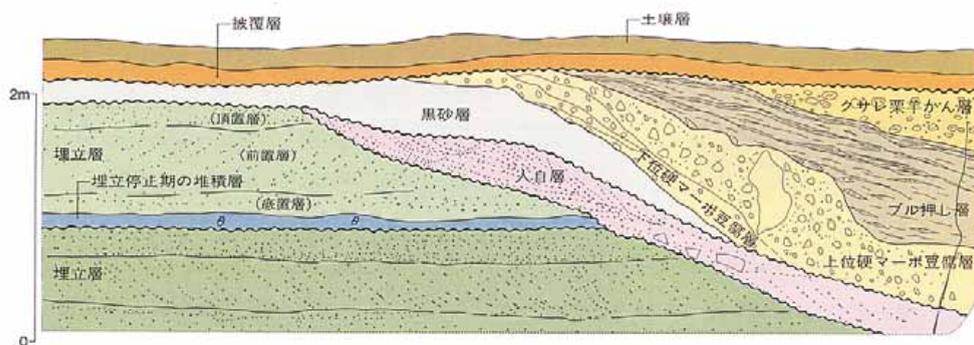
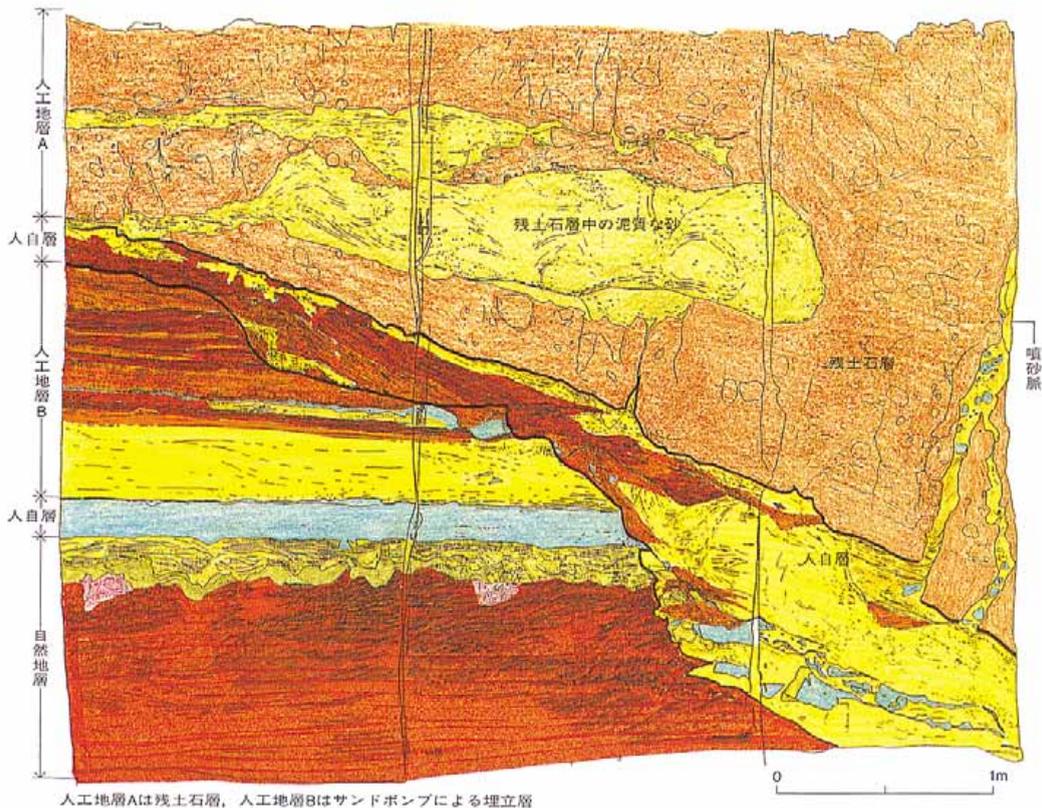


図2・9—連続的な長い亀裂・噴砂発地点の地層断面

〈千葉県地質環境研究室〉



りですが、左側になると小さな噴砂は少なくなり、馬蹄形状に長く連なる大きな亀裂を伴った噴砂が主になっています。

そこで、この場所でも地下水位を下げた掘削し、地下の亀裂・噴砂の様子を詳しく調べてみました。図2・8が、この地域の埋立層の断面、図2・9が亀裂・噴砂発生箇所の地層の剥ぎ取り調査から得られた断面です。

まず図2・8で埋立層の構成をみますと、一番下位はサンドポンプの埋立層、その上位の斜めに伸びる紫色の薄層は人自層、その上位には泥質な残土石層が重なっていて、これにはいろいろな名称をつけてあります。一番上の茶色の薄層は被覆層・土壌層です。

この地域では、最初はサンドポンプによって上から下まで全部埋立られたのですが、その後、この埋立砂を利用するために埋立層の一部が掘削されます。そして一時期、この掘削面上には、風成の自然の堆積物がつもります。それが図の紫色の薄層で、これは、人為による掘削面上に、自然の営力によって堆積した「人自層」です。その後、掘削した場所には再び人為によって泥質の残土がよそから運ばれてきて、そこがすべて埋められる。こうして出来たのがこの埋立層で、人自層を境にしてその上下の地層が、それぞれタイプの異なる人工地層からなっているのが特徴です。

《上・下の人工地層の境界／ゆる詰まりの薄い人自層で液状化》

そして、図2・9で亀裂・噴砂の発生状況を見ますと、亀裂は残土石層の縁にそって生じていて、この亀裂による噴砂脈をたどると、一番ゆる詰まりになっていた人自層のところ部分が部分的に液状化し、それが流動化して上へ噴出しているのがわかりました。

図の左下方では、下位のサンドポンプの埋立層にはきれいなラミナが残っていて、ほとんど液状化していません。一方、残土石層の基底面を追いかけていくと、右下方でドンと下がります。ここでは、液状化・流動化した砂が噴出し、砂が抜けてなくなったためドンと沈下したものと思われます(画面右端では噴

砂脈は途中でカットされていますが、この噴砂脈は地表まで延びています。

この場合、大局的にみれば、ゆる詰まりの薄い人自層を境にして、上方が水を通しにくい泥質な人工地層、下方が水を通しやすい砂質な人工地層で、このような性質の異なる地層の境界の部分で液状化が起きたともみなせます。その結果、埋立層を掘削した範囲が馬蹄形状の長大な亀裂・噴砂となって地表にあらわれたのです。このように層と層の境目のところは、いろいろなことが原因で液状化しやすい条件が、知らず知らずのうちにつくられている場合が多いように思います。

④東京湾岸埋立地

図2・10は、東京湾岸沿い埋立地の液状化・流動化地点の分布です。アカ色の点が液状化・流動化が起きた場所で、図に示されるように埋立地が一様に液状化・流動化するのではなく、液状化しやすいところで部分的に液状化が起こっています。これは、液状化・流動化現象の1つの特徴ともいえます。この湾岸埋立地では、地表面下約5.2mまでの埋立層で液状化が発生していますが、噴砂現象は、構造物の埋設部分や地下水の局所的流動によって左右されている場合が多く、また層相の境目で液状化が発生しているケースも認められました。ここでは、幕張の浜付近と検見川浜付近の2つの例を述べます。

《幕張の浜／地下堰堤の縁沿いで液状化》

東京湾岸沿いの埋立地のなかでは、千葉県沿岸の埋立は比較的新しく1960年代から始まります。この埋立もサンドポンプ工法によるもので、埋立予定地を堤防で仕切り、浚渫船で東京湾の海底の砂をとり、堤防沿いにかけてきたサンドポンプの噴出口から土砂を吐き出し、堆積させて埋立層をつくっています。

幕張の埋立地で起きた亀裂や噴砂の箇所を平面図にプロットしますと、図2・11のようになります。図のように、海岸線よりも40mほど入ったところに直線状の亀裂ができ、そこから砂が噴き出しています。また、そこから少し内陸側にも噴砂がみられますが、亀裂から

海側には噴砂は見られません。

何の変哲もないこのような場所に、どうしても直線状の亀裂ができるのか、それが不思議だったので、亀裂ができた箇所を掘ってみました。そうしますと、この亀裂の直下には、埋立地をつくったときの堤防(堰堤)が隠れていたのです。そして、この堰堤より陸側の方だけに液状化・流動化が起きていて、海側には亀裂も噴砂も全くみられません。

この状況を断面でみると、図2・12のようになります。図で地下水位をみると、堰堤があるために堰堤内側の地下水位が高い。ちょうど地下ダムがあるような恰好になっていて、陸側に降った雨は地下に入ると、その流れは全部堰堤のところで止められてしまい、堰堤内側の地下水位が上がってしまいます。雨が多く地下水位が上がったときなどは、堰堤の縁沿いに湧水が見られることもあるわけです。

このように堰堤内側では、液状化・流動化しやすい条件が備わっているのに、地下水の上昇通路にあたる堰堤の縁沿いに亀裂ができ、砂が噴出するという事になったのです。

それに比べて堰堤より海側の地下水位は、海面のレベルがほぼ地下水位にあたりますから堰堤内側に比べて3mほど低い。そのために、海側には液状化・流動化が起きていないのです。このように、地下構造物のあり方によって地下水位が高められると、液状化しやすい環境が形成されます。多くの人々が生活し、建屋が密集する埋立地や造成地でこうした環境がつくられていれば、それは大きな被害につながります。ですから、こうした地下環境が形成されないように、液状化・流動化しにくい環境をつくることが重要です。

《検見川浜埋立地の地層形成と噴砂分布》

図2・13は、検見川浜付近の埋立地での噴砂

図2・10—東京湾岸埋立地の液状化・流動化地点

〈千葉県地質環境研究室〉



分布です。この地域の埋立は1960年代に始まり、1970年代の前半には埋立域は海側に向かってぐんと拡大し、その埋立地に京葉線が走るようになります。図には、こうした状況が読み取れるように、埋立前の旧海岸線と旧海底地形、それに各時期の埋立区域を示しました。埋立は、すべてサンドポンプ工法で行われていますが、図のアカ丸印が噴砂の確認されたところ。この埋立地でも、全体的に液状化・流動化しているのではなく、部分的に液状化・流動化しているのが特徴です。

この地域の埋立層の厚さは、厚いところでは15mほどもあり、また地下水位も高いので、とてもトレンチでは掘れません。それで、図のa-a'線で2本のオールコアボーリングを行い、さらに9本のスウェーデン式貫入試験を自前で行って埋立層の地質を調べました。図2・14がa-a'線の断面で、図の太線より下位が沖積層、それより上位が埋立層です。埋立層のうち、青色は泥で埋立てられたところ、黄色は砂で埋立てられたところ、一口に埋立層といっても、その地層構成が単純でないことがわかるかと思えます。液状化・流動化が部分的に起こるのも、こうした地下の地層構成にその1因があるわけです。いずれにしても、この埋立層の断面図からは、泥の厚い場所では地層の圧密によるゆっくりとした地盤沈下に悩まされ、砂の多い場所では液状化の

危険にさらされるという、埋立層の厄介な性質が浮かび上がってきます(注4)。

《泥層と砂層の境目で液状化》

この断面図の左端には中磯辺公園があり、噴砂がみられました。それで図2・15に示すように、ここでオールコアボーリングを行って、地下のどの部分で噴砂が起きたかを調べました。標準貫入試験では、1m掘るごとに、その地層中の30cmの厚さの部分しか試料として見ることができませんが、オールコアボーリングであれば、試料は連続的に採取されるので層相の変化を正確に知ることができます。図2・16が中磯辺公園の噴砂箇所の地質断面です。オールコアボーリング(Bh99)では、幸運にも地表から約2m弱の深さのところ、泥層が砂層をくさび状に覆っている、ちょうど泥と砂の境目のあたりから砂が噴き出ているのをコアで確かめることができました。

砂層の上位を難透水層の泥層が覆っていれば、地震時に砂層中で高まった間隙水圧はこの泥層に阻まれて消散しにくく、そこでは砂層中の間隙水圧が急上昇し、液状化しやすくなります。しかも泥層と砂層では地震時の揺れ方が違いますから、その境界部では地層が変形しやすく、液状化した砂が表層部の変形した部分を通して、地表に噴出したものと思われる。このように同じ埋立層でも、層相の境界のところ、この場合には、前述の利根川低地の神崎の埋立地とは違って、砂層の上を泥層が蓋をして、間隙水圧の伝達・消散を阻むような部分で液状化が起こっているわけです。これと同じケースは、九十九里平野でもみら

れました。液状化対策についても、こうした観点からの配慮が必要だろうと思います(注5)。

⑤内陸の造成地

《谷津田(谷底低地)の盛土地で発生》

香村 内陸部には、台地や丘陵を刻みながらかなりの標高まで沖積低地(谷津田)が分布します。今回の地震では、こうした谷底低地を盛土造成して建てられた小学校や中学校などで、噴砂、噴水、盛土のり面のすべりなどがみられました(図2・3)。このなかには、液状化した部分が地下で側方へ移動し、元の場所では地面が陥没し、移動先では地面が膨れ上がるというケースが見られました。

この被害が起きたのは、海岸から数km離れた丘陵地にある長南中学校のグラウンドで、この学校は、谷津田であったところを盛土造成して建てられました。図2・17がその平面図です。この図には、もとの谷の地形を描き入れてありますが、造成するとき、周りの地山の高い部分を削って谷を埋めて平らにし、そこに校舎を建て、グラウンドをつくりました。そのさい、もとの地形は、図の左方がぐんと低いものですから、グラウンドの左端はのり面とし、その下側(図の左側)にはテニスコートをつくりました。その比高差は約5mほどあります。そうしますと、のり面を挟んで上側のグラウンドの左端が陥没し、下側のテニスコートの右端が膨れ上がるという被害がおきたのです(図2・18、写真2・5、写真2・6)。一見したところでは地すべりのように見えますが、下側の膨れ上がったところからは、地下水と砂が噴き出ています。

図2・11-幕張の浜に現れた亀裂・噴砂

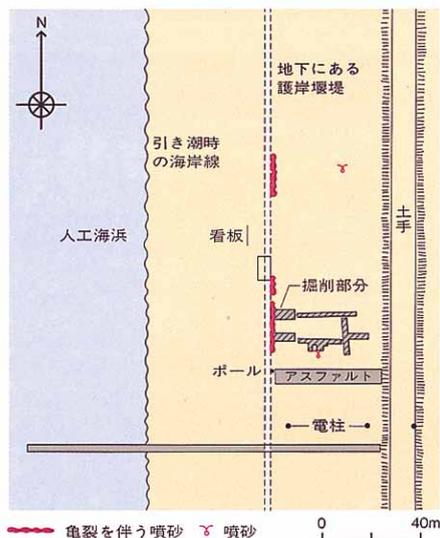
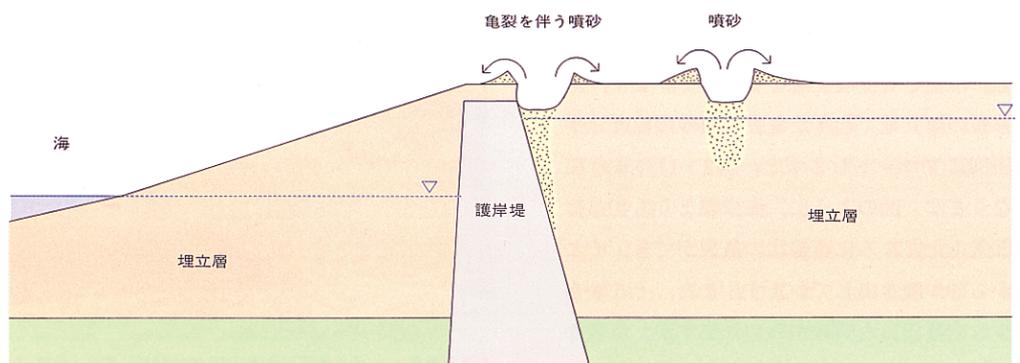


図2・12-幕張の浜における液状化・流動化の断面模式図



〈図2・11、2・12:千葉県地質環境研究室〉

注4=風岡 修ほか(1992英);第2回環境地質学シンポジウム論文集, 261-266, 日本地質学会.

注5=風岡 修ほか(2000);第10回環境地質学シンポジウム論文集, 33-38, 日本地質学会.

図2-13-検見川浜埋立地の形成と噴砂分布

<千葉県地質環境研究室>

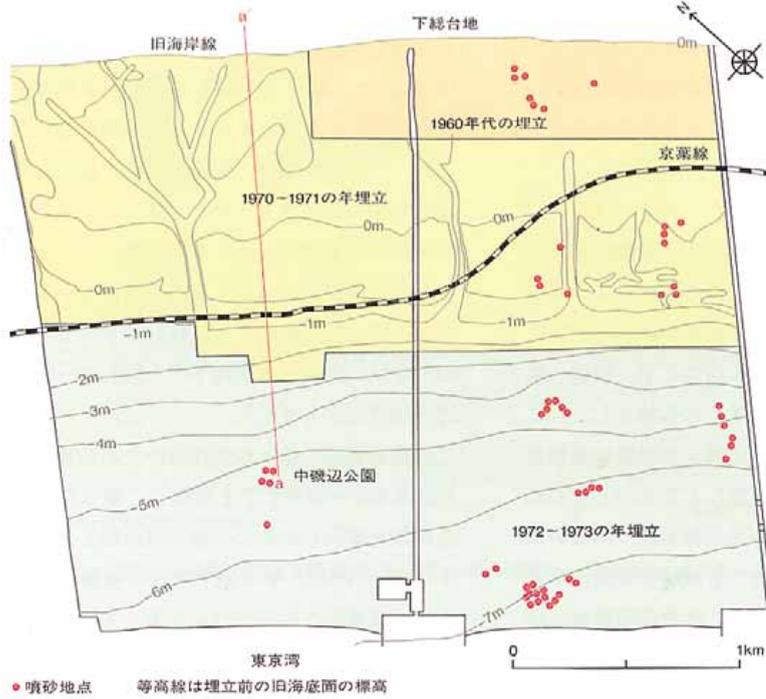


図2-14-検見川浜埋立地の地質断面図

<千葉県地質環境研究室>

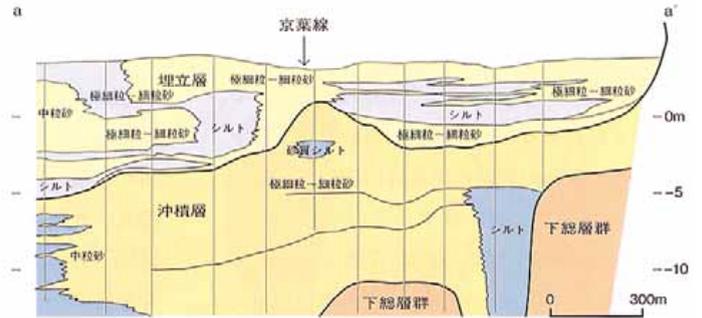


図2-15-中磯辺公園の噴砂箇所とボーリング地点

<千葉県地質環境研究室>

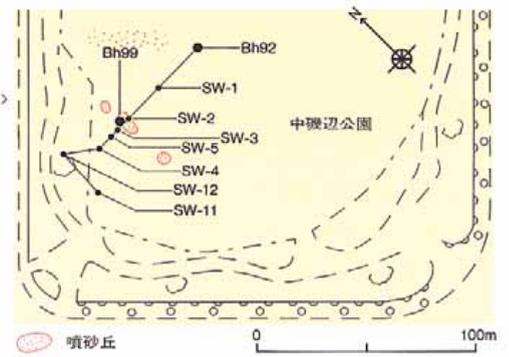
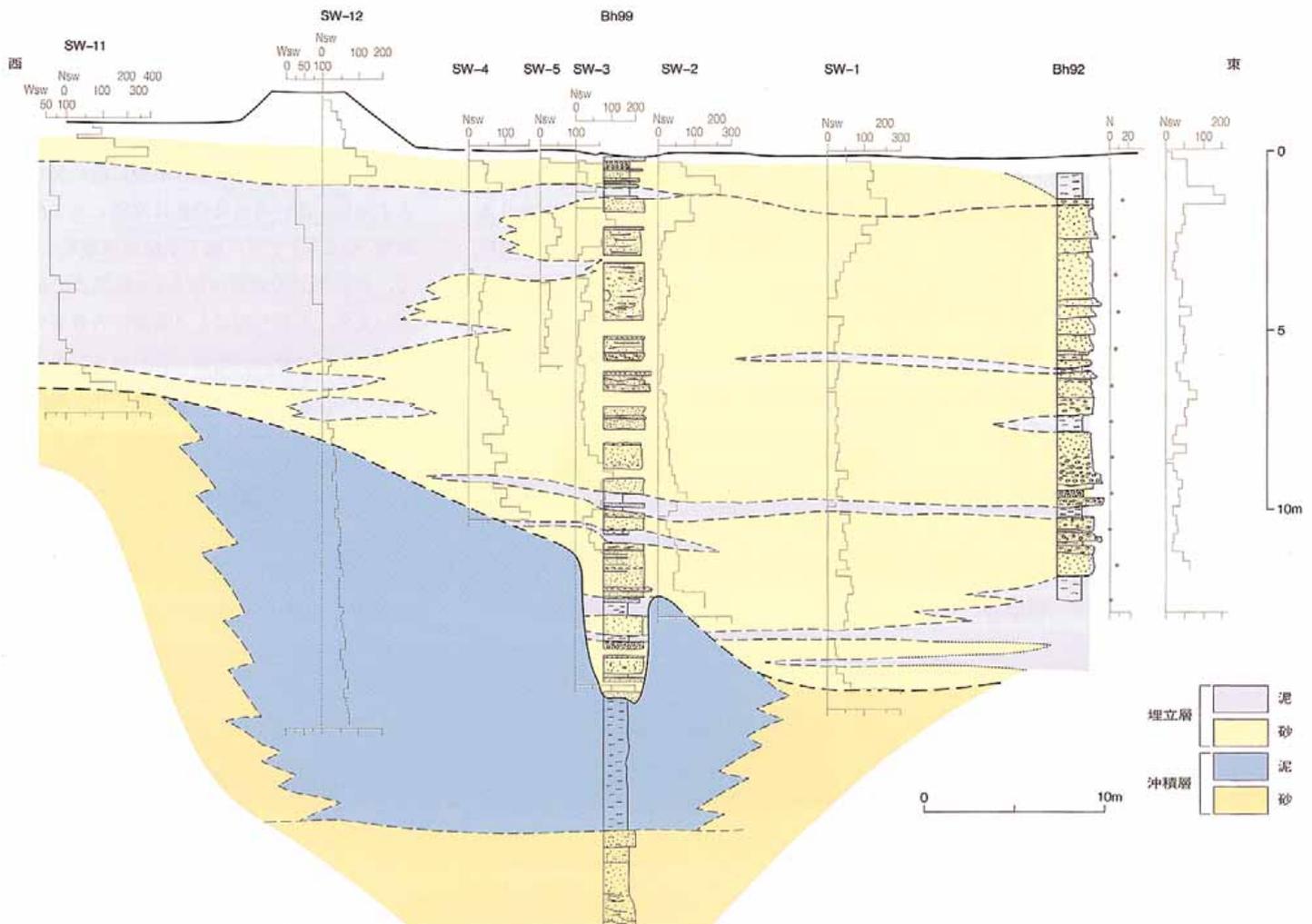


図2-16-中磯辺公園の噴砂箇所周辺の地質断面図

<千葉県地質環境研究室>



《造成地の地質構成と地下水流動》

そこで、この周辺でボーリングを行ったりトレンチを掘ったりして地層を調べました。その結果得られたのが図2・19の断面図です。図で下位にあるのは、もとの谷の砂質シルトで、その上面が以前の田んぼの面になります。この田んぼの上面に盛土しているのですが、その場合、地形の低い方は、主として周りの地山(泥岩)の軟岩を砕いた泥岩の礫を含む泥層を使って約1mほど盛土しています。その右方、地形的に高い方は、まず山砂で全体を覆うように盛土し、さらにその上には泥岩の軟岩を砕いて盛土しています。つまり、図のブルーが水を通しにくい難透水性の泥質な盛土層、黄色が透水性をもつ砂質な盛土層ということになります。

そうしますと、グラウンドの上に雨が降りますと、雨水は下にしみ込んで砂質な盛土に入っていく、この砂層で地下水は蓄えられながら低い方へと流動していきます。ところがその行く先に泥質な盛土層があるために地下水の流れは遮られ、グラウンド下の地下水位が高まってしまふ。この造成地では、こういう地下構造ができてしまっていたわけです。

そのため、グラウンド下の砂層の一部が液状化して、液体状になった砂が水と一緒に低い方へ動いていき、その動いた元の場所が陥没します。一方、液状化・流動化した地層の行く先には泥質盛土層があるので、液体状になった砂と水の動きはそれに遮られて地表に向かいます。その結果、テニスコートの一部が膨れ上がり、水も噴出した、ということになったわけです。

こういう事例がありますから、盛土造成をする場合、これまでのように余った土があればそれらを安易に盛土造成するのではなく、必ず地下水の流れを考えて、安全なしっかりと人工地層をつくるという意識をもって設計することが大切です。つまり、土の強度だけでなく、地下水流動なども含めた地質環境の創造という視点をもって、盛土材料の選定から盛土層の地質構成までを考えにい

れ、排水を万全にし、地下水位を高めない工夫が必要です。このことは造成地の大小を問わず、いくら強調してもしすぎることはないと思います。もちろん、現在問題になっている地質汚染をひきおこすような材料を使用するのは論外のことです。

⑥九十九里平野

楠田 九十九里平野の液状化・流動化地点の分布は図2・3を見ていただきます。この地域では、砂丘の内側(陸側)斜面や砂丘の内側に発達する小河川沿いの水面近くで、噴砂・噴水を伴う液状化現象が多くみられました。これらの発生原因は、主に砂丘の形態に規制された地下水の局所的流動によるものと思われます。また湖沼や旧河道の埋立地、あるいは砂丘上の砂鉄採取跡地でも液状化現象が多くみられました。ここでは、砂鉄採取跡地で起きた液状化現象について述べ、次いで液状化地盤沈下量の実測例を紹介しします。

《砂丘の砂鉄採取跡地で液状化・流動化》

新潟地震の例でも知られているように、一般に砂丘上では液状化はまず起こりません。ところが九十九里平野では、砂丘上で砂が噴き出るところがみられましたので、早速これを調べたところ、以前に砂鉄を採取し、そこを埋め戻した場所で噴砂しているのがわかりました。じつは、この数年後に起きた北海道南西沖地震のさいにも、内浦湾沿岸の砂丘上で同じ現象が起きました。これを調査しますとこちらの方が規模も大きく参考になりますので、ここでは、このケースを述べます。

1993年7月に起きた北海道南西沖地震は、地震直後の津波で奥尻島が直撃され大きな被害をだしたことで知られていますが、この地震では、北海道南部の渡島半島の沿岸部一帯と沖積平野を中心に広い範囲にわたって液状化・流動化が起きました(図7・14、注6)。

渡島半島の東側、内浦湾に接する沿岸域には図2・20に示すように、^{おしやまんべ}長万部町から^{やくも}八雲町にかけて砂丘帯がよく発達します(注7)。この砂丘帯には良質の砂鉄が多く含まれるので、かつては、長万部町中の沢、^{くぬい}国縫、^{とよつ}豊津地区な

どで砂鉄の採取が盛んに行われていました。

そして、これらの砂鉄採取跡地で液状化・流動化被害が起きたわけです。

図2・21は、砂丘上にある中の沢小学校での被害状況です。図のオレンジ色が噴砂したところ、アカ色が亀裂、青色が大きく沈下した部分です。被害はグラウンド全体に広がっているかにみえますが、ところが右端のバックネット周辺部分だけは全く被害を受けていません。一方、杭基礎の入った鉄筋コンクリートの校舎は、急激な地盤沈下のため約60~80cmほど抜け上がりました。

この地域周辺では、砂鉄採取のために地表から深さ約4mほどまでを掘削し、掘った部分を砂鉄を選別したあとの砂で埋め戻しています(注8)。ただ、中の沢小学校の教員の方からは、被害のなかったバックネット周辺部分は、以前には校舎があったところで、この場所では砂鉄採取をしていなかったという貴重な話を聞くことができました。そこで、図のSW-1、SW-2、SW-3の地点で、スウェーデン式貫入試験を行って地層の硬さを調べ、ハンドオーガーで地層を採取して地下の状態を調べました。こうして得られた断面が図2・22です。図で黄色は砂鉄採取後に埋め戻した人工地層、薄い茶色は自然に堆積したままの地層(砂鉄層)です。地下水位は深度約1.5mで、被害部分の亀裂は深さ1m以深まで続いています。これらのことと地表での被害分布からみると、砂鉄採取後に埋め戻した人工地層が、地下水位以下の部分で液状化・流動化したと結論できます(注9)。

《スウェーデン式貫入試験と液状化・流動化》

なお、液状化・流動化した地層のスウェーデン式貫入試験値(以下 N_{sw} 値と略す)はすべて60以下、また、これら砂層の粒子構成は非常に粒径の揃った細粒砂ないし中粒砂です。他方、液状化・流動化が起きなかった砂鉄層の粒子構成は、人工地層の砂層とほぼ同じ粒子分布を示しますが、 N_{sw} 値は190以上と非常に硬いことが確かめられました。

また、長万部町大浜の砂鉄採取跡地での調査

注6=千葉県水保研地質環境研究室・液状化防止技術研究会(1993);北海道南西沖地震の地質概況調査結果と千葉県の地質環境,液状化防止技術研究会,36p.
 注7=石田正夫(1983);国縫地域の地質,地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所,42p.

注8=地質調査所北海道支所探鉱課(1955);北海道のチタン資源-第1報一,地質調査所報告第165号.
 注9=風岡 修ほか(1993);第3回環境地質学シンポジウム論文集,379-384,日本地質学会.
 香村一夫ほか(1993);第3回環境地質学シンポジウム論文集,391-396,日本地質学会.

図2-17-長南中学校の敷地と旧谷地形 <千葉県地質環境研究室>

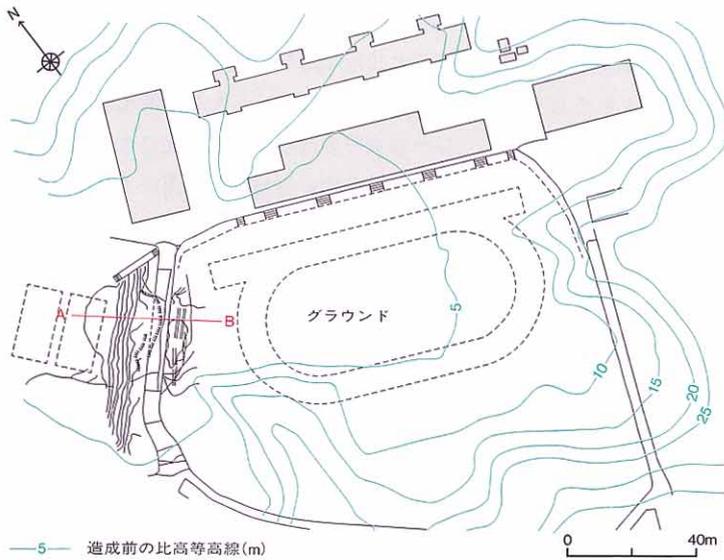


図2-18-地震発生後の法面付近の亀裂・陥没・盛り上がり <千葉県地質環境研究室>

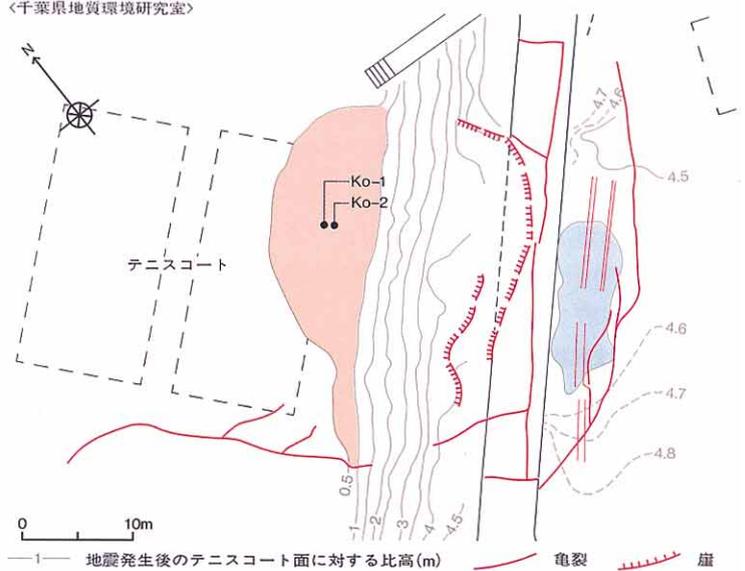


図2-19-液状化・流動化による法面周辺の盛土層の移動 <千葉県地質環境研究室>

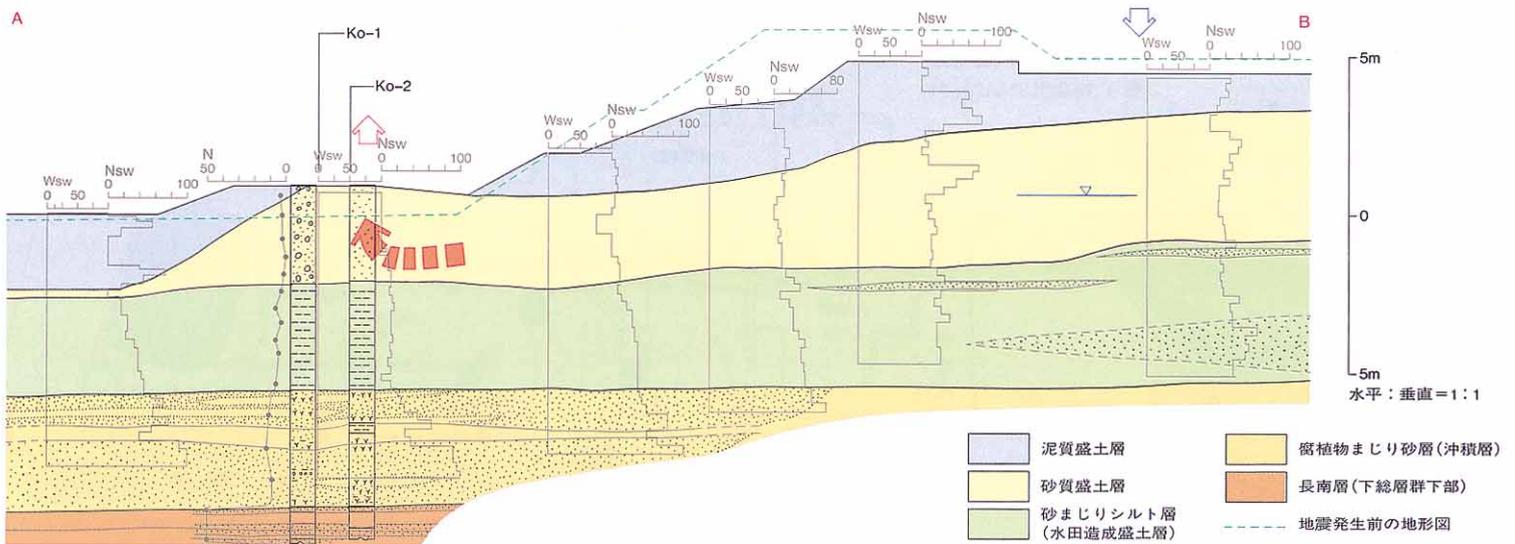


写真2-5-法面下端部の盛り上がり



写真2-6-法面上端部の陥没



<写真2-5,2-6:千葉県地質環境研究室>

では、地下水面以下のごく軟らかい砂層の部分が液状化・流動化しましたが、その砂層の N_{sw} 値は65以下、一方、液状化・流動化しなかった砂層の N_{sw} 値は155以上でした。これらの砂鉄採取跡地の例だけでなく、他の場所でのさまざまな N_{sw} 値を含めて考えると、マグニチュード7.8程度の地震の場合、気象庁の震度階でIV～V程度の揺れがあったとき、 N_{sw} 値で150～160以上の硬さの細粒～中粒砂層は、ほぼ液状化・流動化が起きないように思います。

《埋め戻しに伴う液状化・流動化被害》

以上のように、掘削し埋め戻した場所で液状化が起ることは、砂丘上に限らず他にもいろいろなケースがあります。九十九里平野では、ライフラインを埋め戻したところで液状化・流動化被害が起きています。この場合に

は、川沿いに約6mほど掘削して下水道管を敷設し、そのあとに掘った砂をそのまま埋め戻したのですが、その埋め戻した砂のところでは液状化・流動化が起き不等沈下しました。そのため管の継ぎ目が外れて、その後、復旧工事が行われています。このように掘って埋め戻すという場合には、その埋め方にも留意することが必要だと思います。例えば埋めるときに、液状化防止ドレーンを一緒にに入れてしまうというような方法もあると思います。また橋につながる場所では、橋と道路の間に60cm以上もの段差ができて車が通れなくなりました。こうなると、地震のときに活躍しなければならぬ救急車や消防車の通交も不可能になりますので、とくに幹線道路では液状化防止対策が必要です。

《液状化地盤沈下量の実測》

これまで述べてきたように、液状化・流動化すると急速な地盤沈下、いわゆる液状化地盤沈下がおこります。しかし地盤沈下というのは、地震時の液状化・流動化によるものだけでなく、他のいろいろな原因によってもおこります(図2・26)。

千葉県内では、1960年代の高度成長期に入ると、上総層群深部に含まれる天然ガスかん水や、あるいは工業用水のために、深層・浅層の別なく地下水を過剰に揚水し、これにより地盤沈下が急速に進みました。このため千葉県では、約1,200点ほどの水準点を設け、それらの水準点を毎年0.1mm単位で測量しています。同時に、多くの地盤沈下観測井や地下水位観測井を設けて、深度別の地層収縮や地下水位の観測を行い、地盤沈下が進まない程

図2・20—長万部町周辺の砂丘分布と表層地質
<石田, 1983>

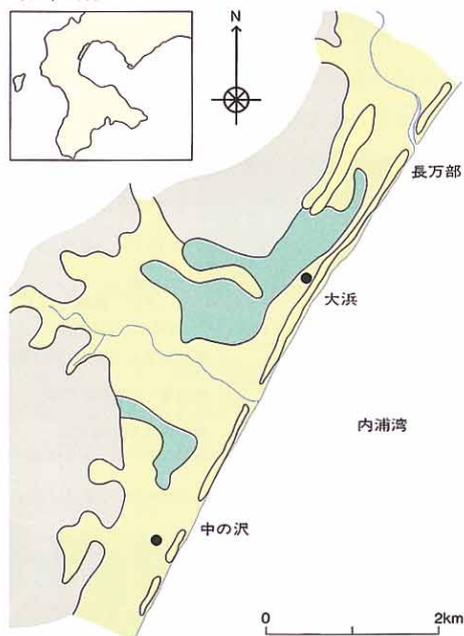


図2・20凡例

- 砂丘
- 氾濫原堆積物
- 湿地堆積物
- 更新統
- 調査地点

図2・21凡例

- 噴砂丘
- 凹み
- 亀裂
- 開口亀裂
- リッジ
- 披け上がり

図2・21—中の沢小学校の液状化・流動化被害分布と簡易ボーリング地点

<千葉県地質環境研究室>

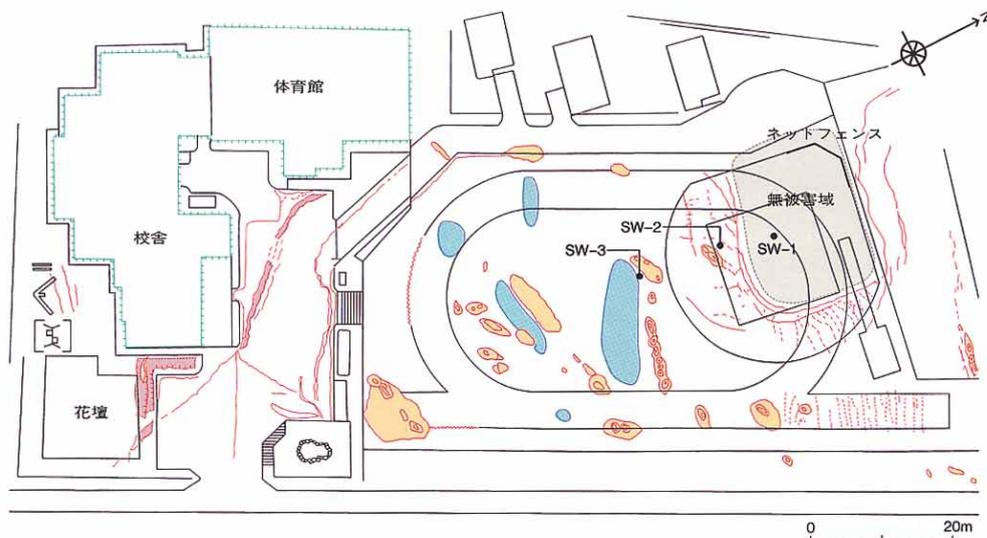
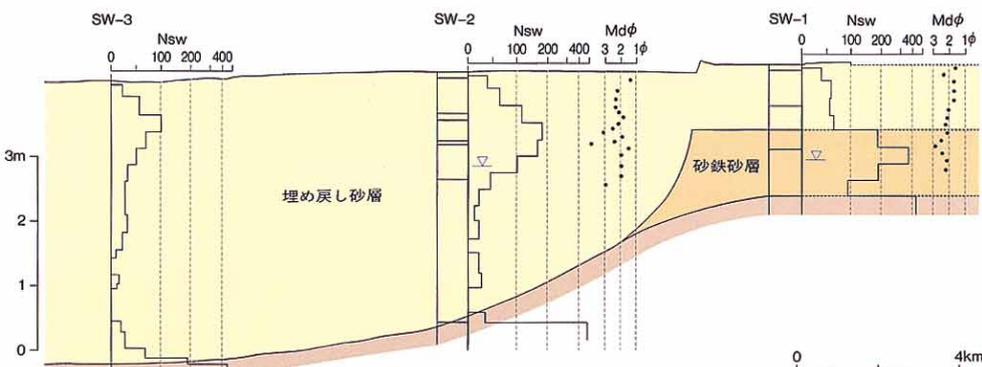


図2・22—中の沢小学校の被害域と無被害域の地質断面図

<千葉県地質環境研究室>



度にまで揚水量を削減してきました。こうして近年では地盤沈下は鎮静化し、この九十九里平野では、沈下の大きな場所でも年間2cm程度になってきています。また浅層の地下水の大部分も水位はやや上昇傾向にあります。ところが、千葉県東方沖地震(1987年12月)があった1987年1月1日から1988年1月1日までの1年間の地盤沈下は、近年にない大きな沈下を示しました。同じ1年間にかん水の揚水量が増えた事実はなく、また浅層の地下水位も低下していませんから、1987年度におきた大きな地盤沈下は、経年的な沈下に地震による沈下が加わったものと考えられます。そこで、経年的な沈下とそうでない沈下とを識別するために、九十九里平野の各水準点の変動について、地震前後のそれぞれ約10年間の記録を整理してみました。そうしますと、

1987年までの経年的な沈下傾向を示す直線と、1988年以降の経年的な沈下傾向を示す直線とが重ならず、両者の間に明瞭なギャップがあらわれるものは、九十九里平野内412点の水準点のうち30点ありました。図2・23と図2・24は、地震の影響が考えられる水準点と、その隣の通常の変動の範囲内にあった水準点との変動の様子を示した1例です。そしてこれらをもとにして、九十九里平野における地震時の変動量の分布をまとめたのが図2・25です。図にみるように、九十九里、大網白里、白子、夷隅、長南、睦沢南西部などで大きな沈下がみられ、なかには沈下量が10cmを越える場所もみられます。ただそれらは、いずれもスポット的に、狭い範囲内でおきているのが特徴です。これらの水準点の近くでは、液状化・流動化による噴砂が確認されているので、これらの沈下

は、地震時の液状化・流動化によるものと考えられます(注10)。

さきにも述べましたが、一度液状化・流動化した場所は、再び地震が起きると同じような被害がでやすいところです。人間の目や記憶だけでは不確かですから、こうした図をつくっておくことは、次の地震に備えての被害予測マップにもなるわけです。そうした意味でも、正確なデータを記録し、残しておくことが重要だと思います。

なお図2・26に、地盤沈下が発生するいろいろなケースと、それぞれの地盤沈下において地層のどの部分が収縮するのか、あるいは地層の収縮はなく全体が沈降する場合など、簡単な模式図をつくっておきましたので参考にしてください。

図2・23-白子地域の水準点変動

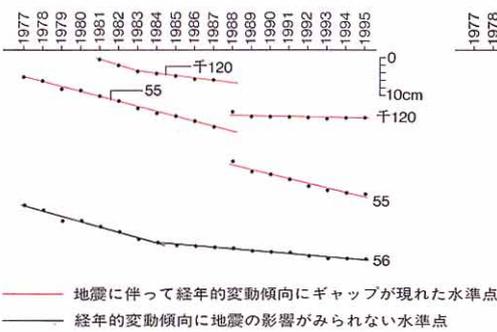


図2・24-長南地域の水準点変動

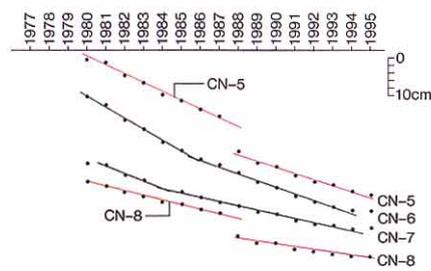


図2・25-千葉県東方沖地震に伴う九十九里平野での液状化・流動化地盤沈下量

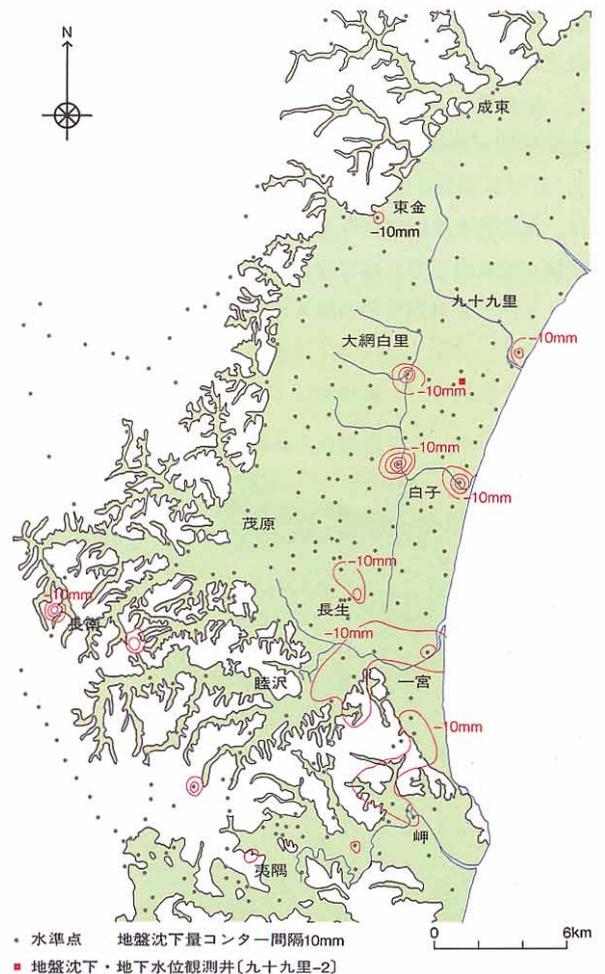
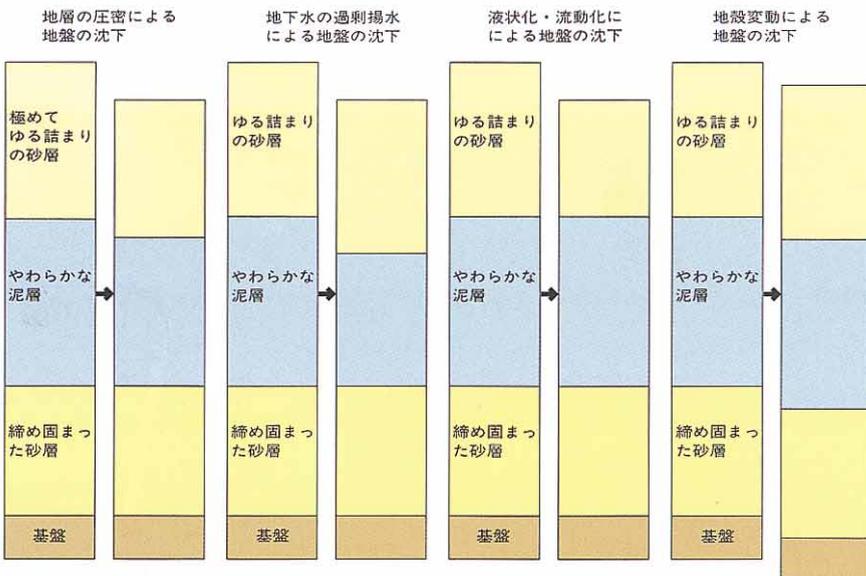


図2・26-地盤沈下の諸原因と地質環境との関係を示す模式図



<図2・23~2・25：千葉県地質環境研究室>

3 第四紀火山碎屑物の液状化・流動化

風岡 前章までは、人工地層のなかでも主としてゆる詰まりの砂層が液状化・流動化するという話でした。大筋としてはそれでよいのですが、ただ液状化・流動化現象は非常に複雑で、砂を主体としない地層でも液状化・流動化が起きます。なかでも第四紀の火山碎屑物は多様な性質をもち、人工地層はもちろん、自然地層でさえ液状化・流動化する場合があります。これまで地質環境研究室では、大きな地震が起こるたびに現地に行って液状化・流動化被害を調査してきましたが、そこで得られた第四紀火山碎屑物に関する新発見については、あわせて室内実験を行ってその結果を確かめてきました。この章では、これらの事例について述べます。

①岩屑なだれ堆積物

従来は、火山性の一見硬い自然地層が液状化・流動化するとは考えられていなかったのですが、北海道南西沖地震(1993)では、内浦湾の南に位置する北海道駒ヶ岳火山の南麓で、縄文時代以後に堆積した火山碎屑物が液状化・流動化し、被害が生じました。

北海道駒ヶ岳は、標高1,133mの成層火山で約1万年前頃から山体崩壊期に入り、山麓には、火山体の崩壊に伴う新旧の岩屑なだれ堆積物が流れ山をつくって分布し、南麓では大沼・小沼・蓴菜沼などの堰き止め湖を形成しています。これらのうち、約2,000年前頃に発生した岩屑なだれ堆積物は“クルミ坂岩屑なだれ

堆積物”と呼ばれます(図3・1, 注1)。

北海道南西沖地震のときには、このクルミ坂岩屑なだれ堆積物が分布する大沼周辺の低地や流れ山などで、この地層が液状化・流動化し、地盤沈下や陥没などが起きました(写真3・1, 3・2, 注2)。

図3・2は、森町赤井川のペンション「森の中の小さな家」の被害状況で、噴砂は敷地内に広くみられ、建物は不等沈下で破損しました。オーナーの協力を得て行ったトレンチ調査の結果では、地下水位は約80cmと非常に高く、トレンチ最下部には噴砂丘と同じ堆積物がみられ、上昇途中の噴砂脈が認められました。それで、さらに地下の地質状態を詳しく知るために4地点でボーリングを実施しました。図中のM-2・M-3が噴砂した場所のボーリング地点、M-1・M-4は被害のなかった場所でのボーリング地点です。得られた地質断面図が図3・3です。

この断面図に示されるように、深さ約12m以深には通常の堆積物が分布し、これをクルミ坂岩屑なだれ堆積物が層厚を大きく変化させ、流れ山のような恰好で覆っています。その上には、暗褐色砂質シルト層(沼沢成堆積物)がクルミ坂岩屑なだれ堆積物の堆積面の凸凹を埋めるように堆積しています。一見して明らかのように、液状化・流動化は、クルミ坂岩屑なだれ堆積物が厚く堆積している部分で発生していて、沼沢成堆積物が厚く堆積してい

るところでは液状化していません(注3)。

クルミ坂岩屑なだれ堆積物は、陸上の岩崩れによる堆積物なので、バグノルド効果により下部が細かくて、上方ほど粗くなり、上部には安山岩の角礫がたくさん含まれます。その礫も上部では急に大きくなり、なかには数mに及ぶものもあります(写真3・2)。ところが下部では、これらの礫は互いに接合することがなく、基質(礫のまわりの泥質砂の部分)に浮いた状態で、地層自体の強度は、もっぱら基質部分の強度でできてしまいます。

この地層は、標準貫入試験では、大きなばらつきがあるとはいえN値は24~50以上もあって非常に硬く、N値と粒度分布だけで液状化の簡易予測をしますと、この地層には液状化の可能性はないと判断されてしまいます。そこで、液状化試験を行ってこの基質の液状化強度を求めたところ、普通の砂に比べて液状化強度が3~4割も小さく、液状化しやすいことがわかりました(図3・11)。このため、この地層の下部の基質主体の部分が液状化し、上部の安山岩のすきまを通して火山灰が噴出したり、安山岩礫が沈降して地表が数10cmも陥没したりしたわけです。

さらに、どうして液状化強度が小さいかを知るために、基質の泥質砂だけを取り出してX線にかけその回折パターンを調べました。そうしますと、通常の泥に含まれている粘着力のあるスメクタイトやカオリンなどの粘土鉱

写真3・1-クルミ坂岩屑なだれ堆積物に発生した陥没



写真3・2-クルミ坂岩屑なだれ堆積物の露頭 (右は同露頭下部のアップ)



左写真の場所は七飯町の小学校グラウンド(写真3・1, 3・2: 千葉県地質環境研究室)

注1=勝井義雄ほか(1989)；北海道駒ヶ岳火山地質図 1:50,000, 地質調査所. 勝井義雄(1990)；日本の地質「東北地方」, 共立出版.
 注2=楠田 隆ほか(1993英)；第3回環境地質学シンポジウム講演論文集, 373-378, 日本地質学会.
 注3=楡井 久ほか(1993)；第3回環境地質学シンポジウム講演論文集, 397-402, 日本地質学会.

図3-1-北海道南西沖地震(1993)による駒ヶ岳山麓の液状化・流動化分布

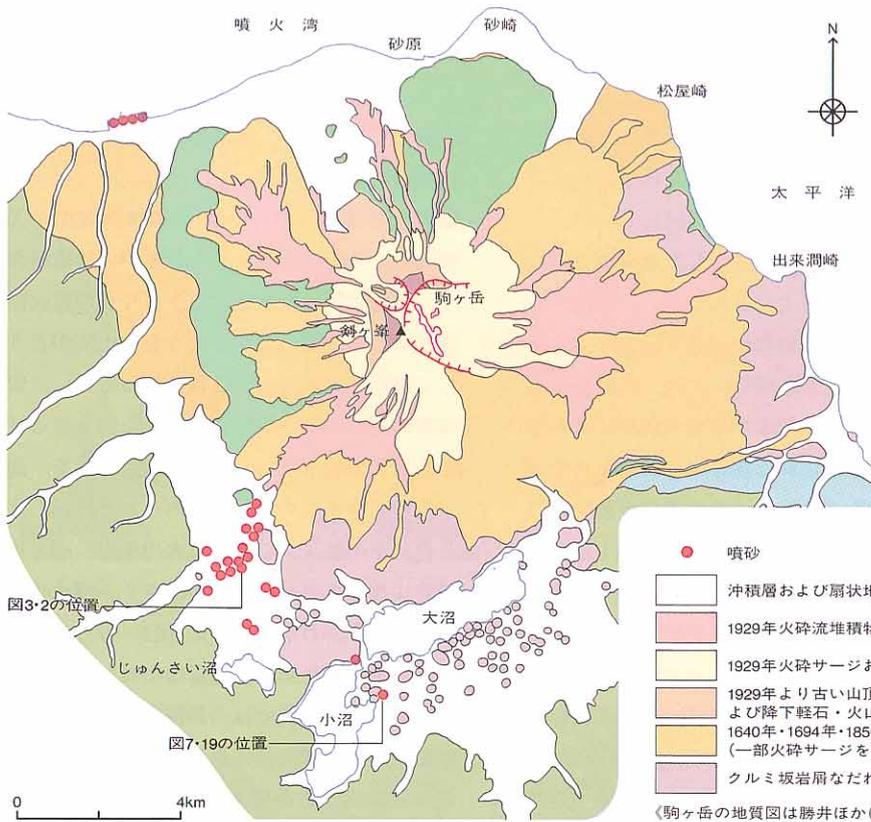


図3-2-ペンション「森の中の小さな家」周辺の見取り図と噴砂分布

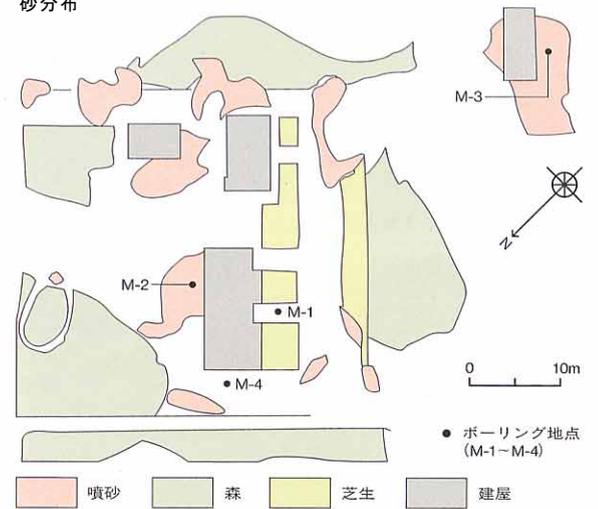
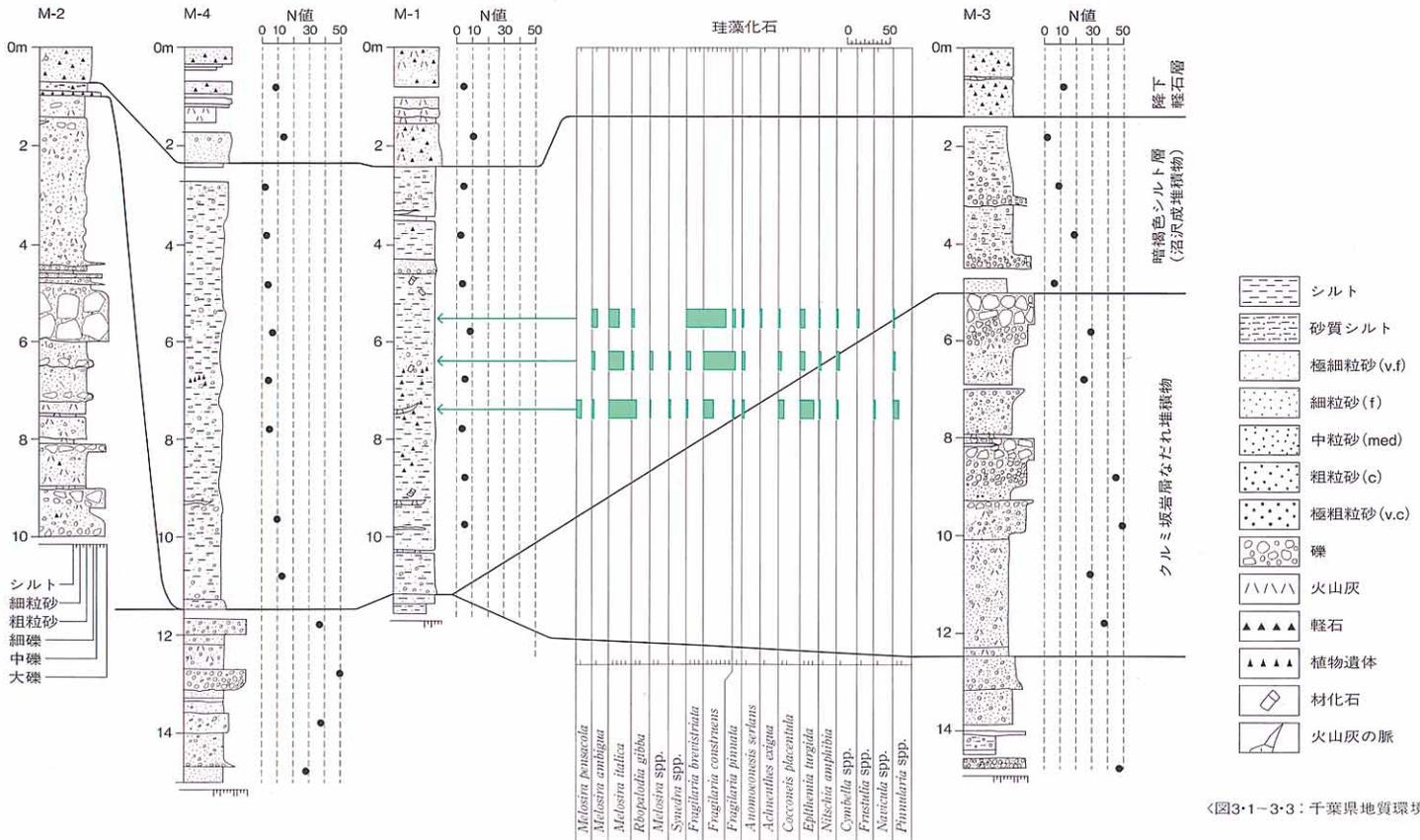


図3-3-「森の中の小さな家」周辺の地質断面図(ボーリング地点は図3-2に記載)



〈図3-1-3-3: 千葉県地質環境研究室〉

物はみられず、ほとんどがガラスから構成されています(図3・12)。つまり、この泥質分には粘り気がないのです。

それで、泥質分の塑性(粘着性)が砂層の液状化強度にどのような影響を及ぼすかを調べました。砂分には神崎町の砂、シルト分には粘着力のない火山ガラスの粉からなる雲仙普賢岳の火山灰、粘土分には粘着力のあるベントナイトと粘着力のない#4,000カーボランダムを使用し、この2種類の粘土分の配合を変えることによって泥質分の塑性を変化させ、泥質分の塑性と液状化強度との関係を調べたわけです。その結果、塑性指数が31以下では液状化強度が小さく、塑性指数が45を超えると液状化強度が急激に上昇することがわかりました(図3・13、図3・15)。つまり泥質分を25%程度含む砂層の液状化強度は、泥質分の粘着力の度合いによって大きく左右されるということです。新鮮な火山砕屑物は、多くの場合、粘着力のある粘土鉱物を含みませんから、それで液状化しやすいのです。

このように自然界には、液状化しやすい泥、つまり粘り気のない泥というのが実際に存在します。こうした泥を多く含む場合、N値の高い自然地層であっても液状化・流動化しやすいのは当然です。液状化・流動化問題を考えるとき、第四紀の風化していない新鮮な火山砕屑物については、とくに重視しなければ

ならないからです。

②粗粒火山灰による盛土造成地

この地震の翌年、1994年10月には北海道東方沖地震(震源は色丹島沖、深度約28km、マグニチュード8.1)が起き、北海道では、釧路支庁・根室支庁の広い地域が液状化・流動化の被害を受けました(図3・4、注4)。

このうち、湿原や谷を盛土した造成地での被害は特徴的で、盛土材として使った火山灰によって液状化・流動化が起きています。北海道東端部の広大な地域は、阿寒・屈斜路火山群および斜里岳～知床半島の火山群による第四紀の新鮮な火山砕屑物に厚くおおわれていて、山砂利などの非火山性の通常堆積物がほとんど分布しません。そのため、盛土造成するときには、周囲にある火山砕屑物を盛土材として使わざるを得ないのです。

図3・4に見るように、^{こんせん}根釧台地内には釧路から^{なかしべつ}中標津まで、アカ丸印の液状化・流動化地点が点々と連なります。これは、国道272号線が谷を横切っている部分で、谷を盛土造成して道路をつくったときに、火山灰質の砂が使われ、それが原因で液状化・流動化したものです。

湿原の盛土地に起きた被害でとくに顕著なのは、^{べっかい}別海町・中標津町にみられました。ここでは、別海ラピリとよばれる粗粒火山灰が盛土材として使われ、よく締め固められていた

のですが、盛土層の全体が液状化・流動化してブロック状に割れ、地すべりのように崩壊しました(写真3・3)。割れ目のなかには噴砂がみられ、その下で液状化・流動化していることが確認できますが、噴き出ているのもこの粗粒火山灰です(写真3・4)。

別海ラピリは、約7,000年前に摩周火山が大噴火しカルデラを形成したときの火砕堆積物で、発泡の悪い軽石を含むラピリ質粗粒火山灰です。この硬い岩片のような火山灰がどうして液状化するのか。これを知るために、別海町の湿原の盛土層から採取した別海ラピリの液状化試験を行い、その液状化特性を、通常堆積物や他の火山砕屑物のそれと比較しました。その結果、この粗粒火山灰も、通常堆積物に比べて液状化強度が小さく、液状化しやすいことがわかりました(図3・17)。

③細粒火山灰が混じる造成地

北海道東方沖地震では、釧路港の港湾施設と釧路市郊外の新興住宅地(美原地区)でも液状化・流動化被害が起きました(図3・5、注4)。釧路市では、1970年代の後半に旧市街地の外へ宅地が広がり、釧路湿原の南端部が盛土造成されて住宅地に変わりますが、その盛土材には主に屈斜路火山の山砂が使われたようです。写真3・5は、その美原地区の住宅地で起きた液状化・流動化の被害です。写真にみるように、大量の砂が噴き出し、地下貯水タン

写真3・3—粗粒火山灰盛土層の地すべり状の崩壊(別海町)



写真3・4—左写真の割れ目中にみられる噴砂



(写真3・3、3・4：千葉県地質環境研究室)

注4＝地質環境研究室(1994)；1994年北海道東方沖地震調査-地質環境被害調査-，液状化防止技術研究会香村一夫ほか(1995)；第5回環境地質学シンポジウム論文集，391-396，日本地質学会。

図3・4－北海道東方沖地震(1993)の液状化・流動化被害分布



写真3・5－火山灰質細粒砂の噴砂



道路の上に一面に広がる白いものが噴出した火山灰質細粒砂。人の足元付近にみられる亀裂を境に写真中央部の地面がわずかに隆起している。これは地下の防火水槽が浮上したことによる。〈写真：千葉県地質環境研究室〉。

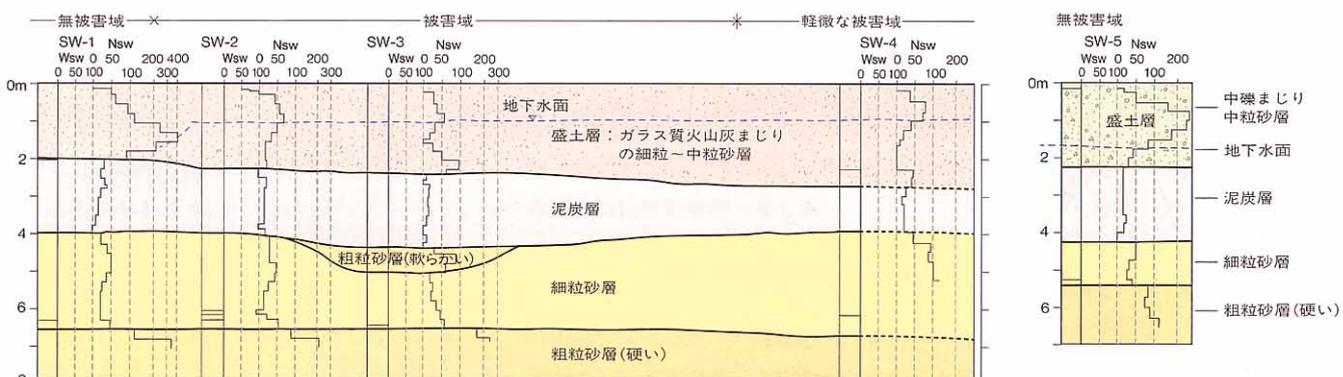
図3・5－釧路市の埋立地および盛土造成地と液状化・流動化被害分布



図3・6－美原地区の噴砂分布とスウェーデン式貫入試験地点



図3・7－三原地区盛土造成地の地質断面図(SW-1～SW-5)



〈図3・4～3・7：千葉県地質環境研究室〉

クが浮き上がっていますが、この砂のほとんどが白色です。白色なのは、噴き出した細粒～中粒砂の中に粘土～極細粒砂サイズのガラス質火山灰(以下、細粒火山灰と略す)がたくさん含まれているからです。ただ、美原地区での液状化・流動化被害は、同じ盛土造成地でも一部の区画に集中しています。そこで、被害・無被害の両地域でスウェーデン式貫入試験を行い、地下の状態を調べました。

図3・6で、赤丸は液状化・流動化の被害があったところ、黒の三角印(SW-1～SW-5)がスウェーデン式貫入試験を行った地点で、得られた地質断面が図3・7になります。図にみられるように、被害地域の盛土層は、細粒火山灰を多く含む細粒砂～中粒砂層からなり、地下水位は深度1.04mと高く、地層の硬さはスウェーデン式貫入試験値(N_{sw})が70以下と軟弱です。一方、無被害地域の盛土層は、細粒火山灰をほとんど含まない細粒砂～中粒砂層からなり、N_{sw}値は100以上でよく締め固められています。また地下水位も低い

ところにあります(注5)。以上のことから、この地域での液状化・流動化被害には、1つには、細粒火山灰の混入の有無が大きく影響していることが推定されます。そこで、新鮮な細粒火山灰の液状化試験を行って、その液状化特性を調べてみました。細粒火山灰の試料としては、たまたま雲仙普賢岳の噴火が始まっていたので、この火山灰(粘土～極細粒砂サイズ)を大量に採取し、これを使用しました。その結果、細粒火山灰の粘着力はきわめて小さく、また液状化しやすいことがわかったのです。細粒火山灰の混じった造成地や埋立地での液状化・流動化被害は、1968年の十勝沖地震での札幌市内の火山灰丘陵地の造成地(注6)や、1997年の鹿児島県北西部地震でのシラスによる埋立地(注7)でも知られています。

そこで今度は、細粒火山灰が混合する割合によって、液状化強度がどう変わるかを調べてみました。細粒火山灰の試料は雲仙普賢岳の火山灰、砂の方は、南関東で埋立・盛土造

成に広く使用されている^{まんだの}方田野層上部の砂層です。そうしますと、細粒火山灰が20%混入する程度では液状化強度はあまり変わりませんが、30%の混入になると液状化強度がぐんと低下します。さらに60%の混入になると、よく締め固まっても液状化強度はさらに低下し、細粒火山灰と同レベルの強度まで落ちてしまいます(図3・19)。

結局、細粒火山灰が3割以上混じると、普通の砂に比べて液状化しやすくなるので、こうした埋立・盛土造成には排水をよくし、地下水がたまらないようにするなど十分な注意・工夫を必要とする、という結論になります。

④軽石(軽石質火山灰)

次は、軽石層(軽石質火山灰層)が液状化・流動化した事例です。1968年5月に発生した十勝沖地震(震源は十勝沖、深度0km、マグニチュード7.9)では、北海道南部だけでなく、三戸、八戸、上北などの青森県南東部も被害を受けました。このうち、青森県南東部の地質災害については、東北大学理学部地質学古生

図3・8—青森県南東部地形区分と十勝沖地震(1968)による斜面崩壊地の分布

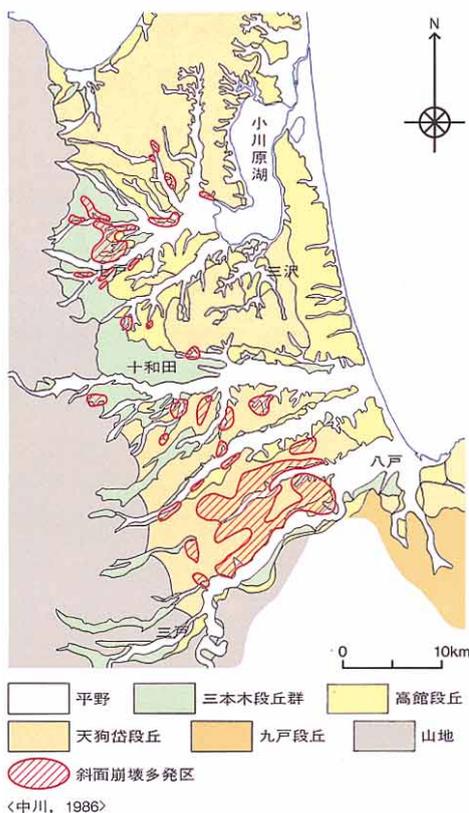


図3・9A—十勝沖地震により十和田市北里大学構内で発生したスライド型地すべりのスケッチ

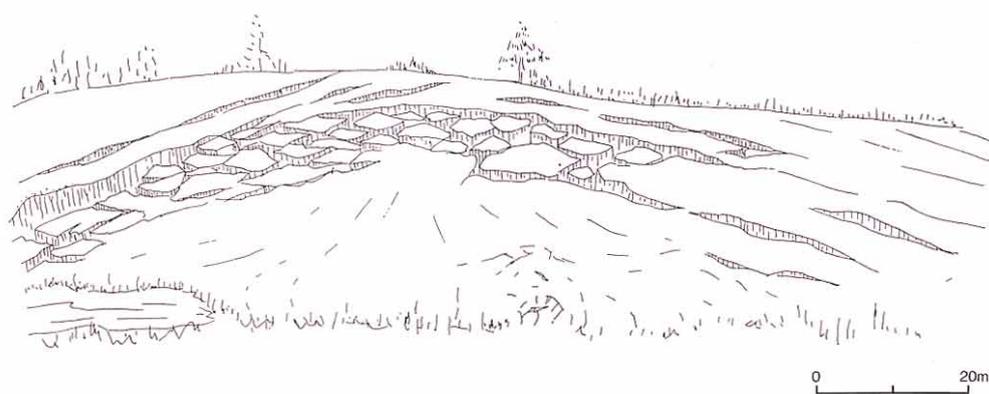
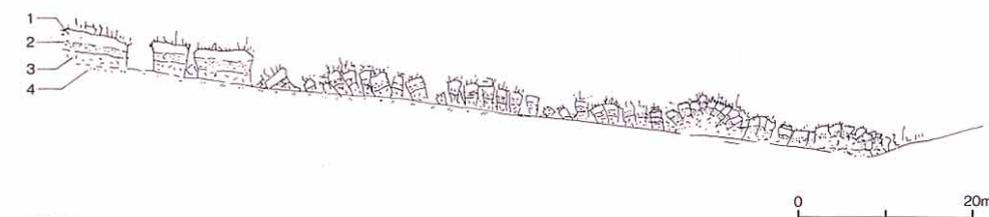


図3・9B—同上スライド型地すべりの東西模式断面図



- 1: 黒色土
- 2: 中敷浮石
- 3: 八戸火山灰上部(最上部は黒色土化)
- 4: 八戸火山灰下部(八戸浮石)

<東北大学理学部古生物学教室災害調査グループ, 1969>

注5=風岡 修ほか(1995)；第5回環境地質学シンポジウム論文集，385-390，日本地質学会。

注6=石原研而(1991)；第28回自然災害科学総合シンポジウム，122-137。

注7=沼田淳紀ほか(1998)；自然災害西部地区部会報・論文集，22号，161-166。

注8=東北大学理学部地質学古生物学教室災害調査グループ(1969)；東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告第67号，1-98。

注9=中川久夫(1986)；地質学論集，27号，125-138，日本地質学会。

物学教室災害調査グループによって詳しく調べられました(注8)。以下、この報告にもとづいてその概要を述べます。

《青森県南東部の液状化・流動化被害》

青森県南東部の低平な丘陵地には数段の段丘がよく発達しています。十勝沖地震では、平野部では特に著しい被害はなく、図3・8に示すように、段丘上で多くの崩壊が発生しました。この地域の段丘は、十和田火山に由来する更新世・完新世の火山噴出物におおわれますが、なかでも約13,000年前に噴出した八戸火山灰層は、低位から高位の段丘までを広くおおいます。その八戸火山灰層は、上部の粘土質火山灰層と下部の八戸軽石層からなりますが、十勝沖地震では、この八戸軽石層最上部の細粒軽石層が液状化し、これがすべり面となって斜面崩壊が起きました(注9)。

図3・9は、十和田市三本木の北里大学構内の南西隅で発生した斜面崩壊のスケッチです。

この敷地は高館^{たかだて}段丘上に位置し、段丘面は平坦で水平に近いのですが、縁部の広い範囲は10°前後の緩傾斜面となっています。スライドした範囲は南北約200m、東西約100mにおよび、八戸軽石(浮石)上面をすべり面として、それより上位の部分が全面的にすべり、その末端は谷底に達して対岸の斜面でとまり、谷をせき止めました。

滑落の頭部を画す地割れは、ゆるい弧状を呈して延長200m以上に伸び、両端が段丘崖に達しています。その内方には、これとほぼ同じ同心円状に並走する弧状地割れが2~3本あり、それらの間に菱形または亀甲状の亀裂が多数生じています。割れ目はすべて開き、八戸火山灰上部以上は割れ目によって分割され、層序を保ったまま下方へ滑動し、下底の八戸軽石上面に滑動擦を残しています。傾面の下方では、滑動塊が後方より押されて高まったところもみられます。

青森県南東部では、こうした斜面崩壊が広い範囲で起きたので、多くの建造物や家屋が倒壊・破損し、数10人もの人々が死亡し、農地は大きな被害をこうむりました。また、道路・

線路の路床・路盤・堰堤などでも多くの箇所が崩壊しましたが、これら崩壊箇所のほとんどは、丘陵や段丘の谷間を盛土造成したところです。被災地付近には泥質岩がほとんどなく、凝灰岩や火山灰を素材の粒度だけから砂や粘土にみだてて盛土材として使ったようで、その盛土がそのまま泥流化し崩壊したのです。丘陵内の谷間にあったある中学校では、周囲の火山灰層を崩しとって盛土し敷地としていたところ、その盛土が抜けて泥流化し、校舎は橋上の建屋のようになって残ったものの、避難していた生徒の多くが泥流にまきこまれてしまい、そのうち4人が死亡するという惨事が起きています。

十勝沖地震のもう1つの特徴は、青森県南東部では地震前の3日間雨が降り続き、その間の積算降水量が100~200mmにも及んでいたことです。通常ならば地下水面より上にある八戸軽石層も、この降雨による地下水位の上昇によって地震時には地下水面下にあったと思われる。そして、この雨があがった当日の朝、人々が久しぶりの晴天を迎えた午前10時前に地震が起きたのです。このように、大量の雨と大きな地震が組み合わさるといってきわめて稀な事態が現実になり、それによって被害が一挙に拡大したのが十勝沖地震です。

《八戸軽石層の液状化特性》

青森県南東部における十勝沖地震の地質災害は以上のように、この概要からわかるようにこの災害の発生には八戸軽石層の液状化が主要な誘因になっています。ただ、この地震が起きた当時は、まだ液状化試験がほとんど行われていなかったため、この軽石層の液状化特性については何も調べられていませんでした。そこで、八戸市滝谷沢^{たきやざわ}から採取した八戸軽石(軽石質火山灰)を試料として、通常堆積物や他の火山砕屑物の試料と比較しながら、その液状化特性を調べました。

その結果、普通の砂層は締め固まるにしたがい液状化強度が高まるのに対し、この軽石は、密に詰めても(よく締め固めても)液状化強度があまり高まらないことがわかりました。そ

の原因の1つとして、各試料とも密度を最大にした試験でも、八戸軽石の場合には、力を加えたときに地層が縮んで出る排水量が他の試料に比べて数倍も多いことがあげられます。

たぶん、隙間なく軽石が密着していても、軽石内部はスポンジのように粒子内に空洞がたくさんあるので、この間隙水が粒子外へしみ出て間隙水圧が容易に上昇するのでしょう。そのため、密に詰まっても液状化強度が高くならないと考えられます。

次に、通常の砂層に八戸軽石(軽石質火山灰)を混入すると、砂層の液状化強度がどう低下するかを調べました。試料に用いた砂は、前述の万田野層上部から採取した粒径の揃った中粒~細粒砂です。そうしますと、軽石質火山灰を重量比でわずか10%混入しただけで、締め固めた地層(余裕間隙比0.1以下)の液状化強度は、砂層だけの液状化強度に比べて半分以下に低下してしまいます。さらに軽石質火山灰の混入が20%になると、十分に締め固めた地層(余裕間隙比0.05以下)でも、その液状化強度は10%混入の場合よりもさらに低下することもわかりました(図3・21)。

このように、軽石質火山灰が砂層中にわずかに混入しただけで、砂層の液状化強度は大きく減少します。この場合、重要なことは、地層がよく締め固まっても液状化しやすいということです。ですから、盛土材として軽石~軽石質火山灰を使うしかないときには、締め固めるという液状化対策は役に立たないのです。この場合には、排水パイプを適宜に配置し、盛土層内に地下水を含まないようにするなどの液状化対策が不可欠です。

以上のように、第四紀の新鮮な火山砕屑物は液状化しやすい性質をもっているものがあります。日本は火山国で、こうした火山灰を盛土材として使わざるを得ない地域があると思えますが、そうしたケースでは液状化対策に十分な注意をはらい、間違いのない対策をしていくことが必要です。この点は、フィリピンやインドネシアなど海外の火山国にも共通する問題です。

〔補章〕 第四紀火山碎屑物の液状化特性

地層の液状化強度は、一般に非排水繰返し三軸試験方法(JGS T 541)によって求められている。この方法は、調べる地層を直径5cm, 長さ10cmの円筒形の供試体とし、これを三軸室という密閉容器内に入れ、地下での圧力条件下(拘束圧)で、供試体が液状化状態になるまで、供試体に垂直方向からサイン波に合わせて所定の力を周期的に加える。このとき、加える力が強ければ、供試体は少ない回数で液状化するし、力が弱ければ液状化に要する回数は多くなる。地震のマグニチュードが大きいほど強震動が長く続き揺すられる回数は多くな

るが、この繰返し回数(N)20回が関東大震災クラスの地震と考えられていて、N=20のときの垂直方向に加える力、すなわち応力比(垂直応力/拘束圧;以下ここでは液状化強度と呼ぶ)の値が、液状化予測のさい重視される。

一方、通常の砂層は、ゆる詰まりのときは簡単に液状化し、隙間なくよく詰まっているときはなかなか液状化しない。このような地層のゆる詰まりの状況を表す値として、石原(1976)により余裕空隙比が提案されている。図3・11に示すように、地層(通常堆積物)は、余裕空隙比が小さくなるにつ

れて隙間が少なくなり、最密充填状態に近づいて液状化強度が高くなる。

クルミ坂岩屑なだれ堆積物(Kr)の基質の液状化強度は、同図に見るように、同じ余裕空隙比のとき普通の砂の6~7割しかない。しかも、この基質部分の約25%を占める泥質分にいたっては、その液状化強度はさらに小さく、この非常に液状化しやすい性質の泥質分が原因で、基質の液状化強度が小さいことがわかる。

それで次に、X線粉末法でこの泥質分に含まれる粘土鉱物を調べたが、鉱物の回折ピークはあらわ

図3・10—クルミ坂岩屑なだれ堆積物(Kr)の基質の粒度分布

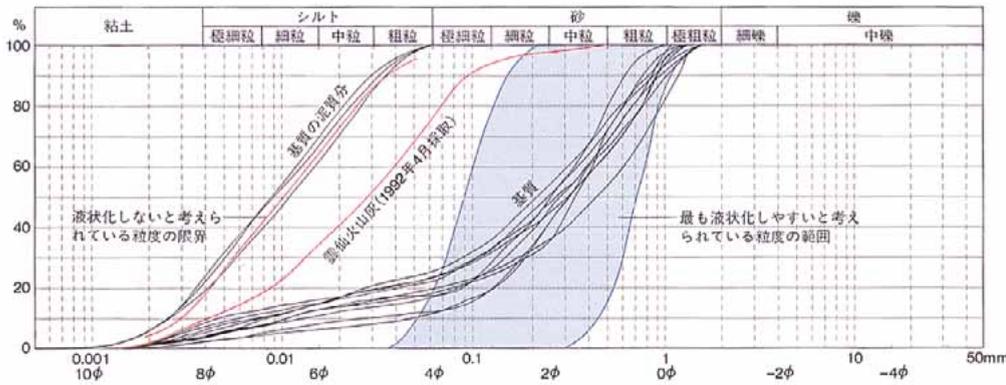


図3・12—Kr基質の泥質分のX線回折チャート

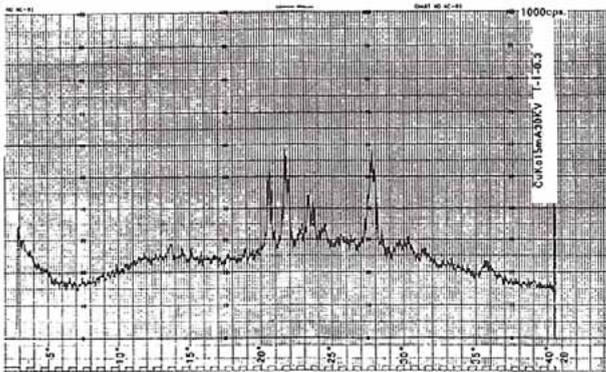


図3・14—2種類の粘土を混合した液状化試験に用いた各試料の粒度分布

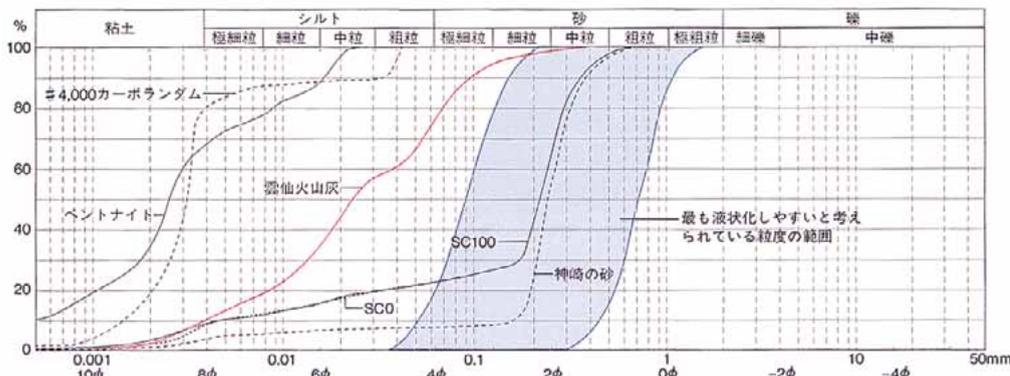


図3・11—火山碎屑物と通常堆積物の液状化強度

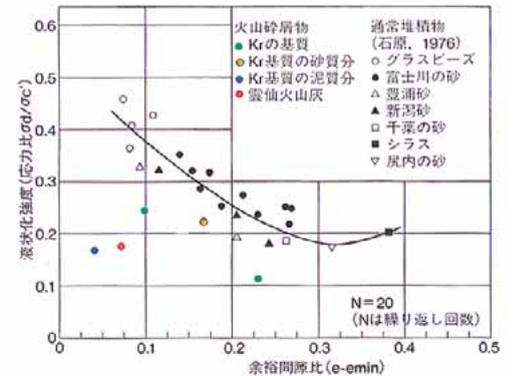


図3・13—砂に2種類の粘土を混合したときの各試料の塑性指数

試料名	各試料の混合比(%)				泥質分の塑性限界	泥質分の液性限界	泥質分の塑性指数
	神崎の砂(砂)	雲仙火山灰(シルト)	ベントナイト(すぐれた粘着力をもつ粘土)	#4,000 カーボランダム(粘着力がない粘土)			
SC 100	80	15	5	0	23	77	54
SC 90	80	15	4.5	0.5	23	74	51
SC 70	80	15	3.5	1.5	23	68	45
SC 50	80	15	2.5	2.5	24	55	31
SC 0	80	15	0	5	25	41	16
SC UA	80	20			NP	26	
Kr基質の泥質分					NP	25	
雲仙火山灰					NP	26	

NPは計測不能

図3・15—塑性指数と液状化強度

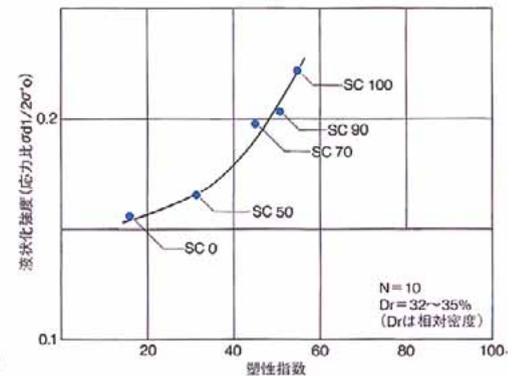


図3・10, 11, 12=風岡 修ほか(1994a); 第9回日本地震工学シンポジウム論文集, 787-792.

図3・11=石原研而(1976); 動土質力学, 鹿島出版会, 256-258.

図3・13, 14, 15=風岡 修ほか(1994b); 第4回環境地質学シンポジウム論文集, 119-124, 日本地質学会.

図3・16, 17=風岡 修ほか(1995); 第5回環境地質学シンポジウム論文集, 347-352, 日本地質学会.

図3・18, 19=風岡 修ほか(1998); 第8回環境地質学シンポジウム論文集, 187-192, 日本地質学会.

図3・20, 21=風岡 修ほか(1999); 第9回環境地質学シンポジウム論文集, 63-68, 日本地質学会.

れず(図3・12), この泥質分は, 粘土鉱物を含まない安山岩の微細な粒子の集合体であると考えられる. このため, その粘着力があまりにも小さくパサパサで, この泥質分は, 塑性限界が求められない低塑性を示す(図3・13).

では, 泥質分の粘着性(塑性)は, 液状化強度にどのように影響しているのか. これを調べるためにまず, 砂にシルト分として粘着力のない新鮮な雲仙火山灰を加えた素材をつくり, この素材にすぐれた粘着力をもつ粘土(ベントナイト)と, 粘着力のない粘土(#4,000カーボラダム)と, 2種類の

粘土を混合率を変えて添加した試料をつくった.

図3・14が各素材の粒度分布, 図3・13が作成した各試料に含まれる泥質分の塑性である.

こうして各試料の液状化試験を行って, 塑性指数と液状化強度との関係を調べた. その結果, N=10の時の液状化強度と, 粘着力の指標である塑性指数の関係は, 図3・15に示すように粘着力が増すにつれて液状化強度が増加することが明らかになった. つまり, 砂層に含まれている泥質分の粘着力は, 層としての液状化強度に思いの外大きな影響を及ぼしているのである.

図3・16, 図3・17は, いくつかの火山灰についてそれらが通常の砂に比べて液状化強度が小さいことを示した. また図3・18, 図3・19はガラス質の細粒火山灰を混入した場合の, 図3・20, 図3・21は軽石を混入した場合の液状化強度を示した. これらについては, さきに本文で述べたので繰り返さないが, 多くの場合, 砂に少量の火山灰が混入しても液状化強度が小さくなる. 盛土造成では, 火山灰の混入を避けるか, またどうしても使わざるを得ない場合にはドレーン工法を主体とした液状化対策を施しておく必要がある. (風岡).

図3・16—第四紀火山砕屑物の粒度分布

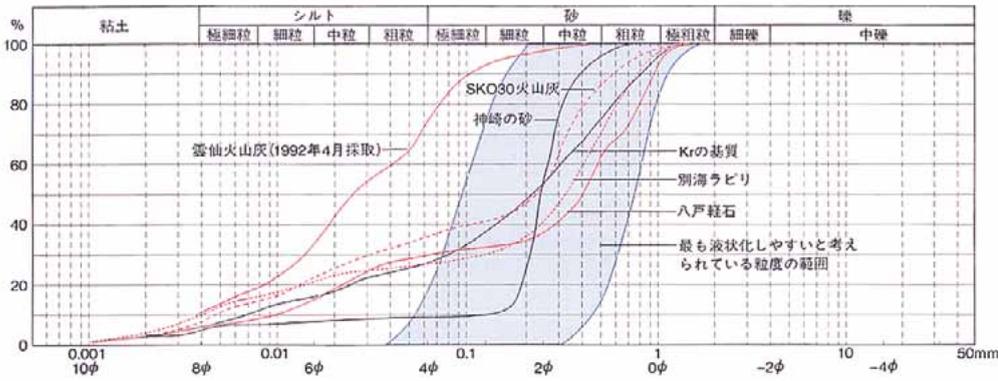


図3・17—第四紀火山砕屑物の液状化強度

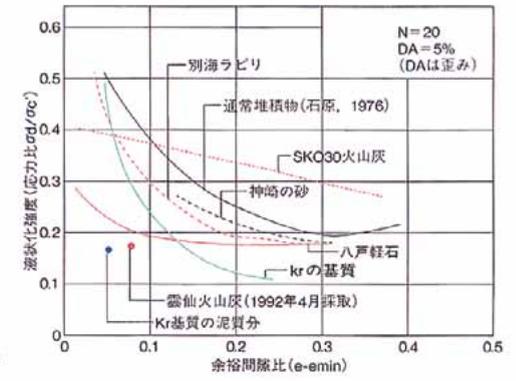


図3・18—通常砂に細粒ガラス質火山灰を混合したときの各試料の粒度分布

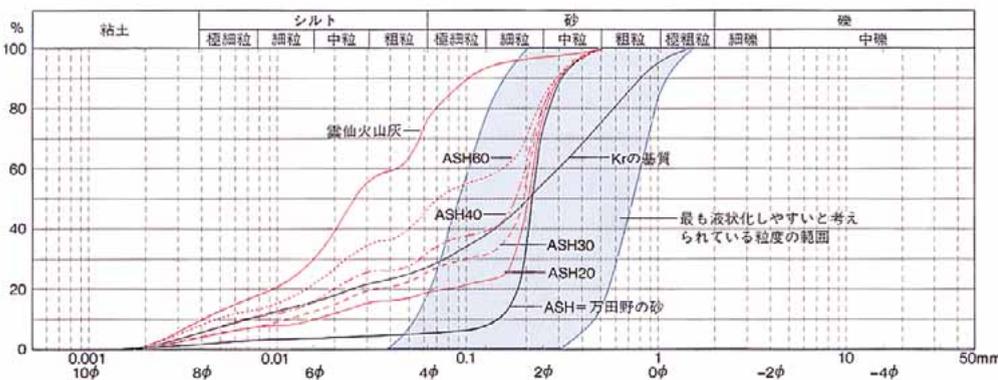


図3・19—細粒火山灰を混入した砂の液状化強度

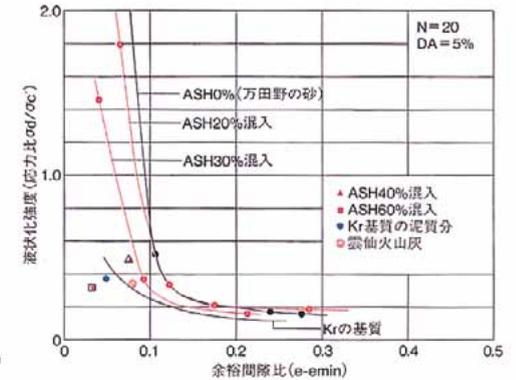


図3・20—通常砂に八戸軽石を混合したときの各試料の粒度分布

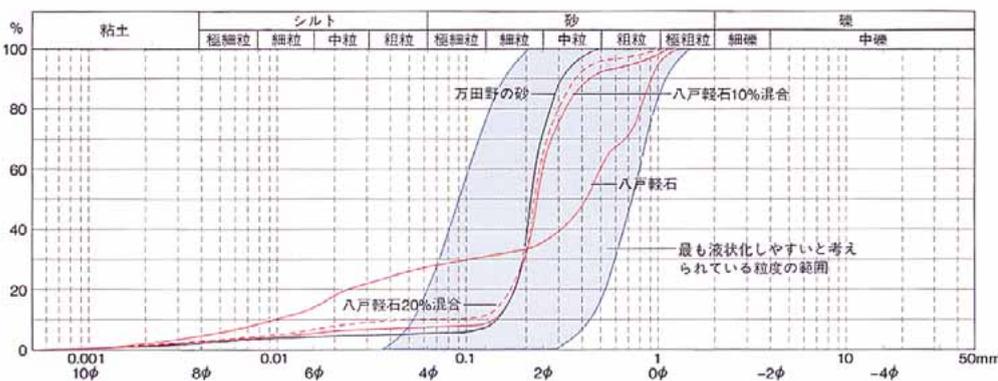
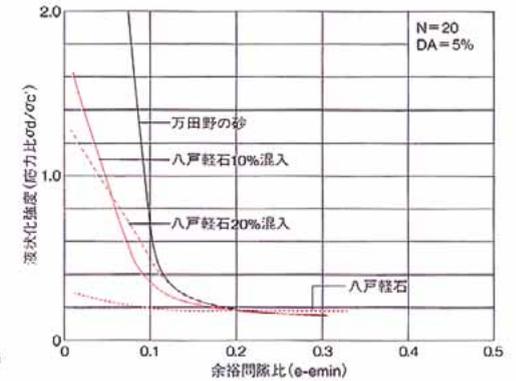


図3・21—八戸軽石を混入した砂の液状化強度





谷埋め盛土・ため池跡地

①神戸・阪神間地域の地下浅層の地質

三田村 1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震(震源は明石海峡の直下16km, マグニチュード7.3)は、阪神・淡路地域に甚大な被害をもたらしました。6,300名以上の人々が死亡し、10万棟以上の建物が全壊、道路・鉄道などの都市基幹施設が崩壊する大惨事となり、現代の過密都市の足元で起きた直下型地震の怖さを十二分に見せつけました。

この地震では、神戸市須磨区から西宮市西部にかけて幅約1.5~2.5km, 長さ約25kmにわたる帯状の地域が震度Ⅶの強烈な揺れに襲われ、家屋の倒壊率が最も高く、多くの圧死者をだしました。いわゆる“震災の帯”です。同時に、この強震動帯の南側と北側の地域、つまり南側に広がる湾岸埋立地と、北側の六甲山地南麓の丘陵や段丘上の谷埋め盛土地およびため池跡地では、液状化・流動化による深刻な被害を受けました。ここでは、この内陸部の人工地層で起きた液状化・流動化被害について述べるわけですが、まず最初にこの地域の地下浅層の地質について、その概略を説明いたします。

《神戸・阪神間地域の地質の概略》

図4・1は神戸・阪神間地域の地質の概略図です。この地域の主部は、北側の六甲山地と南側の大阪湾に挟まれた北東-南西方向に延びる細長い低地帯で、隆起する六甲山地と沈降する大阪湾域との境界域にあたり、山地と海の間には、この変動に伴う断層が何本も走ります。東部になると、山麓線は次第に海から遠ざかり、そこには伊丹台地と沖積低地が広がり、大阪平野北西部へと連なります。

このように、神戸・阪神間の主要部は山麓線が海岸の北側約1.5~2kmにまで迫る狭隘な低地帯で、ここには、北側の急峻な山地から多くの河川が流出してきます。それらの河川はいずれも、長さは短く勾配が急で碎屑物の供給量が多いのが特徴です。そのため、各河川とも比較的大きな扇状地をつくっています。このうち、海水準の低下した最終氷期につく

られた扇状地は現在では段丘化し、このなかには扇端が海岸近くまで達するものもみられます。これらは低位段丘に相当し、神戸市街地の大半がこの段丘上にあります。

六甲山地の南東麓には、2つの丘陵地帯がみられます。1つは、山地が海から次第に遠ざかる芦屋川以東の山麓で、西宮の甲山^{かぶとやま}周辺から芦屋北方にかけては標高150~200m以下の丘陵が発達し、大阪層群の砂礫層や海成粘土層が地表に露出しています。この地域では、山地・丘陵・段丘は、主として芦屋断層や甲陽断層によって画されます。そして丘陵・段丘の南側には沖積低地が広がります。

もう1つは、神戸市街地北西部の会下山^{えげやま}から西代^{にしだい}にかけてみられる標高100m以下の小起伏の丘陵で、長田山断層や会下山断層が大阪層群を切っています。丘陵南側の低地帯では沿岸流によって形成された浜堤がよく発達しています。このため他の地域とは違い、その内側の沖積低地には一定の広がりが見られ、また堆積物にも違った特徴がみられます。

《沖積低地では地区ごとに堆積相が異なる》

神戸・阪神間地域の地下浅層の地質については、阪神淡路大震災後に行われたオールコアの地質ボーリング調査・研究によって鍵層となる海成粘土層の層準が確定され、これに基づいて震災前の土木建築事業に伴う多数のボーリング資料が対比・検討できるようになり、その様相が明らかになってきました。

図4・2Aは、東は猪名川・神崎川から西は神戸市須磨区の妙法寺川にいたる、阪神高速3号神戸線(国道43号・国道2号)沿いの沖積低地の東西地質断面図で、この測線は、元来の自然海岸線(以下、単に海岸線とする)とほぼ平行に走っています。

この断面からは、一見して、地域ごとに堆積物の様相が違うのがわかりますが、それらの堆積物の特徴から、この断面を基本断面として、神戸・阪神間低地帯の地下浅層の地質は図に記したような4つの地区に分けることができます。東からみていきますと、

武庫川地区(A)は、Ma12・Ma13層の双方が

内陸まで連続して分布するのが特徴です。

東灘地区(B)は、Ma13層は分布せず、その代わりに縄文海進時に海浜に堆積した砂堆とみられる砂層(青木砂層)が青木付近を中心に東西に広がって分布します。Ma12層は確認されていません。

中央地区(C)は、扇状地成の砂礫層が顕著に発達する地区で、Ma13層は分布しません。

Ma12層は西部で部分的に確認されています。長田~和田岬地区(D)は、Ma12・Ma13層の双方が分布し、さらに沿岸部の表層に礫層が発達するのが特徴です。いうまでもなくMa13層は縄文海進時の海成粘土層、Ma12層は最終氷期の海進時の海成粘土層です。

ただし、以上のような沖積低地下にみられる各地区の堆積物の違いは、すぐ南側に広がる海域下では見られなくなります。

《沿岸海域下では全域にMa13層が厚く分布》

図4・2Bは、上述の断面とほぼ平行に、そのすぐ南側の海域を東西に走り、湾岸埋立地や人工島を通る地質断面図です。図に見るように、ここではMa13層が東から西まで全域にわたって厚く連続し、またMa12層も全域に分布します。ただMa12層は、六甲アイランドとポートアイランドの間では約30m、和田岬の直下では約20m、それぞれ東側が落ち込んでいます。前者は摩耶断層および六甲アイランド断層による撓曲のあらわれ、後者は和田岬断層による撓曲のあらわれで、これらは、Ma12層の堆積後、更新世後期以後の地殻変動によって変位したもので、この地域の変動の激しさを示しています。いずれにしても、この海域下にはMa12・Ma13層の双方が安定して分布するので、この層準を陸側に向かって追跡し、南北方向での各地層の分布を知ることができます。

《沖積低地・埋立地の南北方向の地質断面》

図4・3は、上述の4つの地区についての代表的な南北方向の地質断面で、それぞれの地区の測線は図4・1に示しました。以下、主として沖積層(難波累層)を中心に各地区の特徴を述べます。

A：武庫川地区(図4・3A I, A II)

主に沖積低地からなる広い地区で、中央に武庫川が流れます。ここでは、Ma12・Ma13層が内陸側によく連続し、広範囲に分布します。図4・3A Iは、地区東部の大阪市西淀川区中島(江戸時代の埋立地)から伊丹市^{いだけ}昆陽付近までの約10kmの断面です。Ma12層は内陸の伊丹台地の下まで連続しています。Ma12層とMa13層との間の地層は主として砂礫層、またMa13層から地表面までの沖積層上部は砂がちの地層です。このように、大阪平野主要部の北西にあたる本地区は、その地層構成も大阪平野のそれとほとんど変わりません。しかし武庫川から西になると、こうした海岸平野に特有な地層構成の分布域は、次第に狭まります。図4・2Aに見るように、Ma12層もMa13層も層厚が次第に薄くなり、地表近くの浅いところ^{しほくがわ}に上がってきて、やがて夙川付近ではMa13層は砂層に変わってしまいます。図4・3A IIは、西宮浜埋立地から阪急甲陽線苦楽園口駅付近までの南北約5kmの断面です。この断面では、Ma12・Ma13層の双方が見られますが、いずれも内陸側へはわずかしか連続せず、特にMa13層の分布は海岸線から500～600mに止まっています。そしてこの測線のすぐ西側になると、Ma13層の内陸では分布は見られなくなり、西隣の東灘地区へと移り変わっていきます。

海岸線より南側の海域下では、Ma13層は広く分布します。西宮浜埋立地はMa13層の上に造られており、そこでのMa13層の層厚は7～12m、基底面標高は-14～-20mです。

B：東灘地区(図4・3B)

芦屋市宮川から神戸市東灘区石屋川東方までの地区で、扇状地と沖積低地からなります。図4・3Bは、六甲アイランド南端から北へ約4.5kmの地質断面で、北端は国道2号です。図4・2Aで見たように、この地区には、海岸沿いに東から西まで約5km以上にわたって青木砂層が分布します。この砂層は、淘汰のよい砂層で、砂浜海岸の堆積物と考えられますが、その分布範囲は、住吉川沿いの扇状地と芦屋

川沿いの扇状地との間の扇状地間低地に限られ、Ma13層の内陸延長上に阪神電鉄辺りまで南北約800mにわたって分布します。青木砂層は、縄文海進時の砂浜海岸に形成された砂堆で、この地区を特徴づける堆積物です。東灘区は、地震によって多大の被害を被った地域として知られていますが、とくに被害の激しかった範囲は青木砂層の分布域よりも少し北側で、両者の間に顕著な一致は見られません。

海岸線より南側にはMa13層が広く分布し、南に向かって層厚を増していきます。魚崎浜や六甲アイランドの埋立地は、このMa13層の上に造られていますが、六甲アイランド南部では、Ma13層の基底面標高は-34mと深く、層厚は20mにも達します。

C：中央地区(図4・3C)

石屋川東方から神戸高速鉄道花隈^{はなぐま}駅辺りまでの地区で、その大部分が扇状地で占められます。この地区の特徴は、図4・2Aに示されるように、砂礫層・砂層からなる扇状地成堆積物が地表面から厚さ30m以上にわたって発達していることです。

図4・3Cは、ポートアイランド第1期工事南端部から北北西へ約5kmの断面です。Ma12層・Ma13層は南の海域下では層厚も厚く、よく連続していますが、海岸線付近になると急激に薄くなり、それより北では消失してしまいます。それに代わって内陸側には、シルト・粘土や腐植質の細粒層をはさむ非海成の砂礫層が発達し、海進が内陸部に及ばなかったことを示しています。ポートアイランド下のMa13層の基底面標高は-20～-30m、層厚は10～20mと厚くなります。

D：長田～和田岬地区(図4・3D)

神戸高速鉄道花隈駅付近から神戸市須磨区妙法寺川までの地区で、主として沖積低地からなります。図4・3Dは、和田岬西方約2kmの海岸から北西へ約4kmの断面です。Ma12層・Ma13層は内陸側にも分布し、Ma13層はJR神戸線付近まで連続します。

この地区の特徴は、沖積層上部に発達してい

る地層で、図に見るように、Ma13層の上位には海岸寄りに長田礫層、内陸寄りに長田泥層が分布します。長田礫層は、東は花隈付近から西は妙法寺川付近まで、海岸線よりやや内側に帯状に分布し、その基底面標高は-6～-2m、潮流と沿岸流により形成された礫浜堆積物と考えられます。

長田礫層の北側には、それと平行するように西は妙法寺川から東はJR兵庫駅の西方まで、標高0m以上に長田泥層が分布します。長田泥層は、植物片を多量に含む厚さ数m～10mの粘土・シルト層で、長田礫層とは同時異相の関係にあります。その分布と層相から、長田泥層は沿岸洲の内側に形成された後背湿地の堆積物と考えられます。長田泥層の分布範囲では、地震による家屋被害が集中しております。ここでは、表層の軟質な泥質部分で地震波が増幅し、被害がより大きくなったとみられています。

②内陸部の人工改変地と被害状況

《谷埋め盛土地とため池跡地の分布》

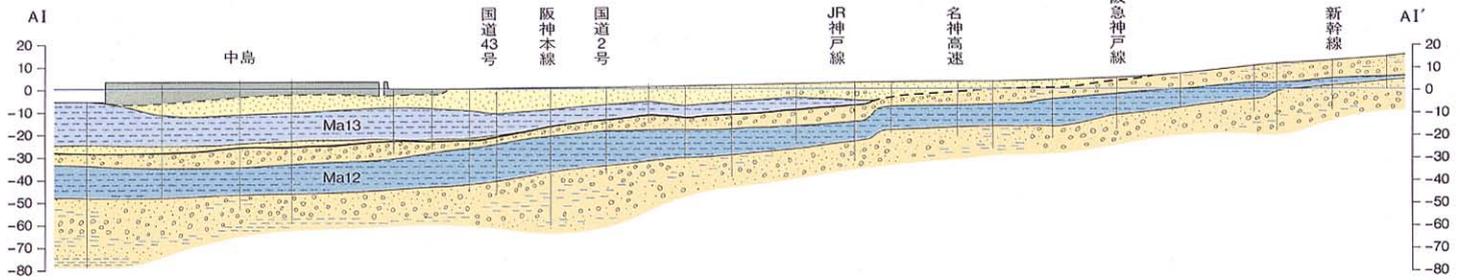
阪神淡路大震災のさい、内陸の丘陵部で起きた液状化・流動化被害の多くが盛土造成地やため池跡地などの人工地層と関連しています。ただ、こうした人工改変地の分布を知ろうとしても、現在の地形図には改変後の地形が示されているだけなので、これだけではどこが改変されたのかは全くわかりません。しかし明治19年(1886)発行の1/20,000地形図には、開発以前の元の自然地形の姿が示されていますから、この地形図と現在の新しい地形図とを詳細に対比すれば、比較的規模の大きな谷埋め盛土造成地や、ため池跡地・旧河道などを把握でき、人工改変地形の基礎資料をつくることができます。

こうして作成したのが図4・5です。図の谷埋め盛土地は、新・旧の地形図を見比べて新しい地形図の方が等高線が5m以上は高くなっているところを拾い出したものです。ですから、すべての盛土造成地というわけではなく、現在の1/25,000地形図の等高線から読み取れる範囲のもので、盛土厚が5m～10m以上の

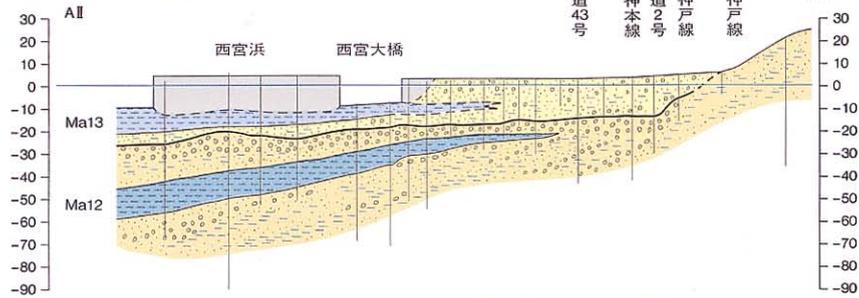
図4-3-神戸・阪神間低地帯・埋立地の南北地質断面図(A地区～D地区)

〈三田村ほか, 2000〉

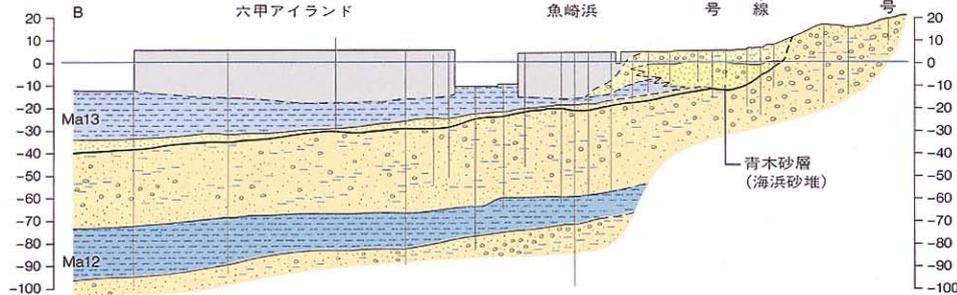
A I : 武庫川地区東部(A I - A I')



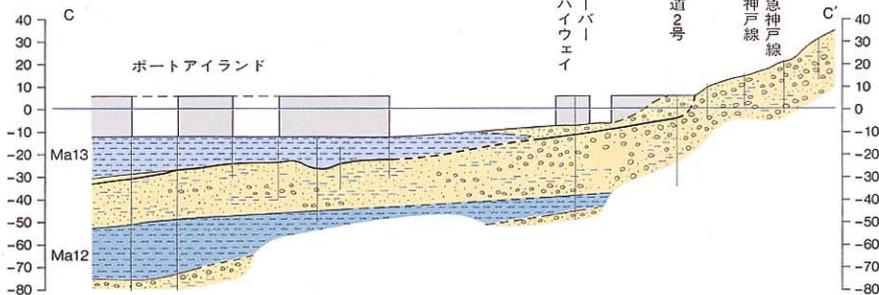
A II : 武庫川地区西部(A II - A II')



B : 東灘地区(B~B')



C : 中央地区(C~C')



D : 長田一和田地区(D~D')

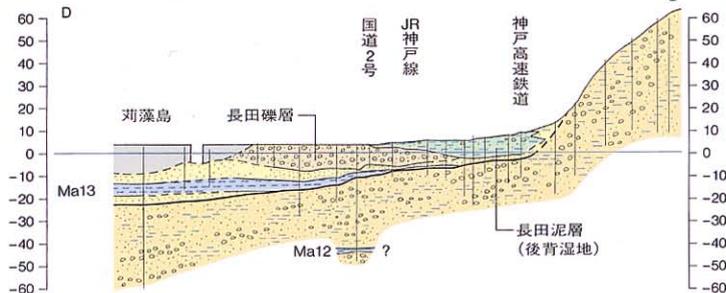
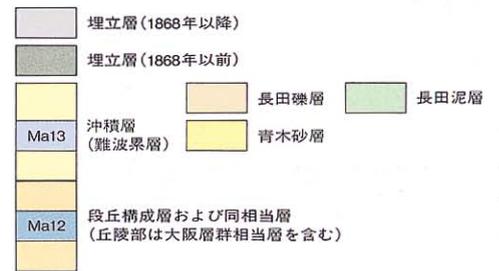
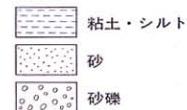


図4-2および図4-3凡例

〈地層区分〉



〈岩相〉



0 1km

比較的規模の大きな谷埋め盛土造成地で、人工改変の著しい場所ということになります。

また、現在の地形図では姿を消している多くのため池跡地は、地形図に描かれているものをそのまま写し取りました。この図から、谷埋め盛土地やため池跡地が集中して分布するのは、芦屋市北部～西宮市中部地域と神戸市長田地域の2つの丘陵地帯であることがわかります。

《改変の進展とその経過》

2つの丘陵地帯は、いずれも比高20～40m程度の小起伏地で、半固結状の大阪層群が主体となっている地層ですから、ブルドーザーやスクレイパーなどで比較的容易に盛土造成できます。また両地帯とも、大阪・神戸の市街地に近く、早くから鉄道路線が発達し、沿線周辺の開発が進んできました。

図4・6は明治19年の旧地形図に描かれた西宮中部地域の姿、図4・7は同じ地域の現在の地形図で、こちらには今回の地震による斜面被害箇所を描き込んであります。これら2つの地形図の間には、昭和11年(1936)、昭和28年(1953)、昭和45年(1970)にも地形図が発行されており、それらを見比べると、この地域での地形改変の様相がよくわかります。

まず明治19年の地形図を見ますと、図の北半分は丘陵と台地で占められ、その南側の低地帯に水田が広がっていて、そこに集落が散在しています。そして、丘陵や台地の谷の部分には多くのため池が見られます。

それが昭和11年の地形図になると、この狭い地域に、東西および南北方向に数本もの鉄道が走り、その沿線が市街地化され、田んぼがぐんと少なくなっています。田んぼが少なく

なるにつれ、ため池の埋立が進み、その数も減っていきます。

丘陵部の宅地化および谷埋め盛土地の拡大が一挙に進むのは1955～1965年間(昭和30年代)で、昭和45年の地形図では、谷は埋められ盛土されて平坦化が進み、丘陵の表面には道路や建物がびっしりと詰まっています。残された水田はごくわずかで、多くのため池は姿を消しています。このように、低地あるいは丘陵地で宅地化が進み、盛土造成地が拡大すると、その間に、田んぼがなくなり、必要のなくなったため池が埋め立てられる、そういう経過をたどりながら改変が進んできたわけです。現在の地形図では、宅地化は丘陵地の奥部に向かってさらに拡大しています。

《西宮地域丘陵部の斜面被害》

そして今回の地震では、こうした谷埋め盛土やため池跡地で多くの被害が発生しました。

図4・7には、この丘陵地帯で発生した斜面被害を要因別にわけて示してあります。この図で、厚い谷埋め盛土というのは、前述したように新・旧の地形図を比較して、新しい地形図で等高線が5m以上は高くなっている比較的規模の大きな人工改変地です。

しかし実際には、これ以外に小規模な盛土造成地が数多くあります。それでこの地域については、等高線の高さの違いは5m以下だけれども、地形図では明らかに盛土と判断できる場所をチェックし、前者の5m以上高いものは厚い盛土、後者の5m以下のものは薄い盛土として区別し、丘陵部で起きた全部の被害のなかで盛土造成地の被害がどれくらいの割合になるかを調べてみました。

西宮地域の丘陵部では、地震のために地表部が変形し、それによって建物などに被害がでた箇所を数えますと、全部で111箇所になります。このうち、盛土以外の被害としては、まず段丘崖が崩落して被害が起きたケースがあります。また谷底沖積層の側方への流動や不等沈下によって地表面が変形し、被害のでた場合があります。最後に、噴砂が発生し、液状化が原因と確認できる被害があります。こ

のように、盛土以外に関わる被害には3つの要因がみられます。

図4・4は、全体の被害のなかで、これら5つの要因による被害箇所が、それぞれどのくらいの割合になるかをみたものです。そうしますと、厚い盛土地での被害は48カ所で、全体の43%、薄い盛土地での被害は29カ所で、全体の26%です。したがって、全被害のじつに7割までが盛土地で起きているわけで、盛土造成地では、いかに被害が起きやすいかわかります。さらに、液状化地域のほとんどはため池埋立地などの人工地層ですから、丘陵部の被害の83%以上が人工地層に関わる被害ということになります。なお盛土造成地の地すべりの多くは、盛土層基底の液状化・流動化によって発生しているとみられます。

これら5つの要因によるそれぞれの被害箇所の規模や分布は、図4・7に示した通りです。

ただ、収載するスペースの関係で図4・4の被害箇所数よりは若干少なくなっていますが、主要部分はほとんど収載してあります。この図から、丘陵部の被害は、規模といい、数といい圧倒的に谷埋め盛土とため池跡地で起きているのがわかります。

③ため池埋立地での被害例

《鉄筋コンクリート建築物の破壊》

ため池埋立地での液状化・流動化被害は、その場の地質構成と人工物の関係などによって被害の状況はさまざまですが、ここでは、市立西宮高校で起きた鉄筋コンクリート建築物の破壊について少し詳しくみてみます。

(a)埋立地での校舎の配置と被害の状況

写真4・1は、この高校の鉄筋コンクリート造の5階建て校舎(特別教室棟)の東端部が破壊したときのものです。場所は、図4・6でAと記したところで、ここは、丘陵の谷沿いに南北に細長い2つのため池が連なっていました。上流側のため池を埋立て、公立の高校が建てられました。下流側のため池は現在も残っていて、新池と呼ばれています。

図4・8が高校の敷地と校舎の配置図です。敷地の南半分にはグラウンドと特別教室棟があ

図4・4—西宮地域の斜面被害の要因別割合

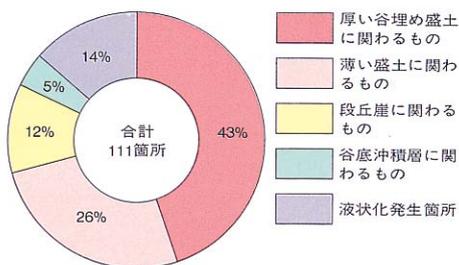


図4-5 神戸・阪神間地域の谷埋め盛土・ため池跡地の分布

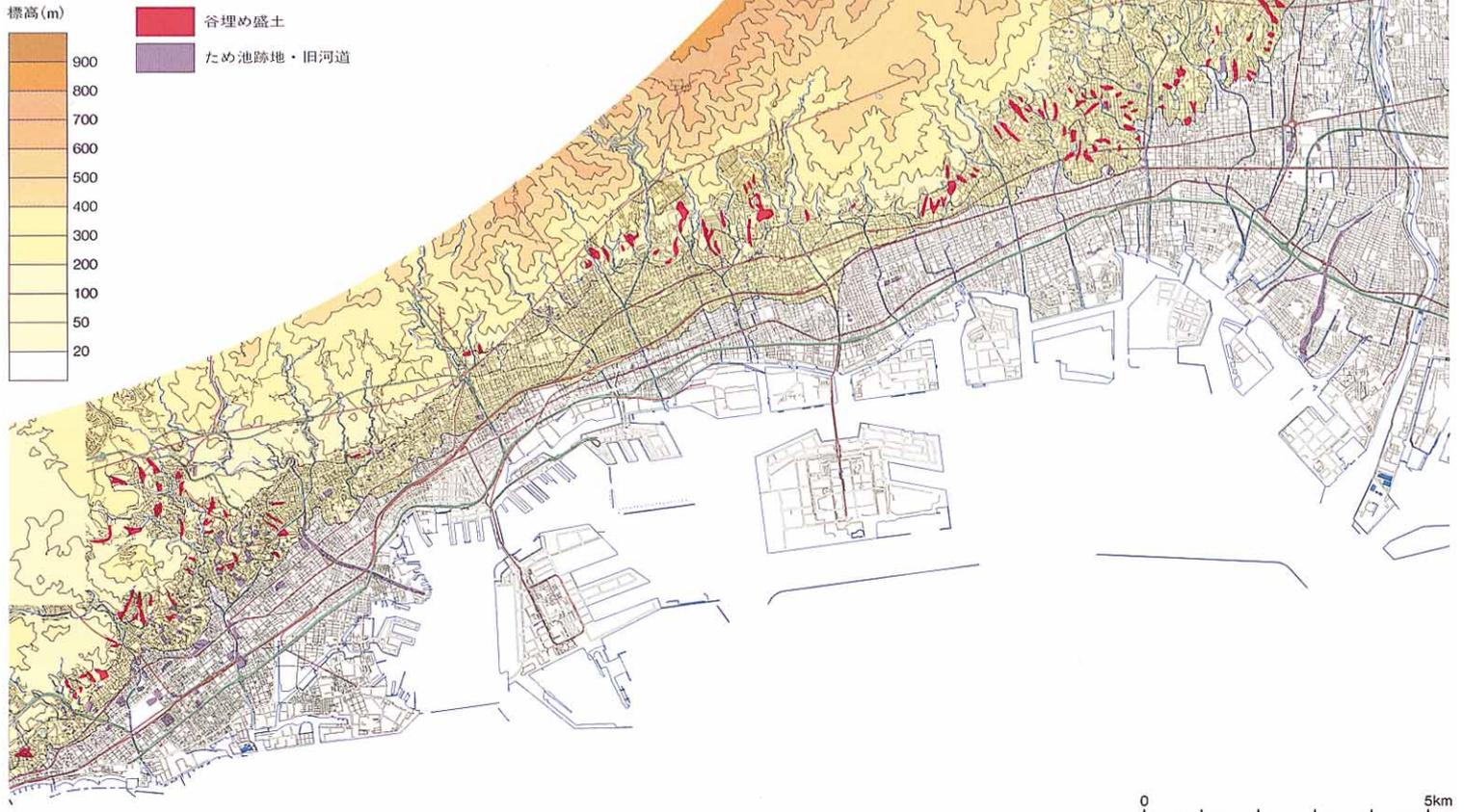


図4-6 明治19年発行の1/20,000地形図による西宮地域丘陵部

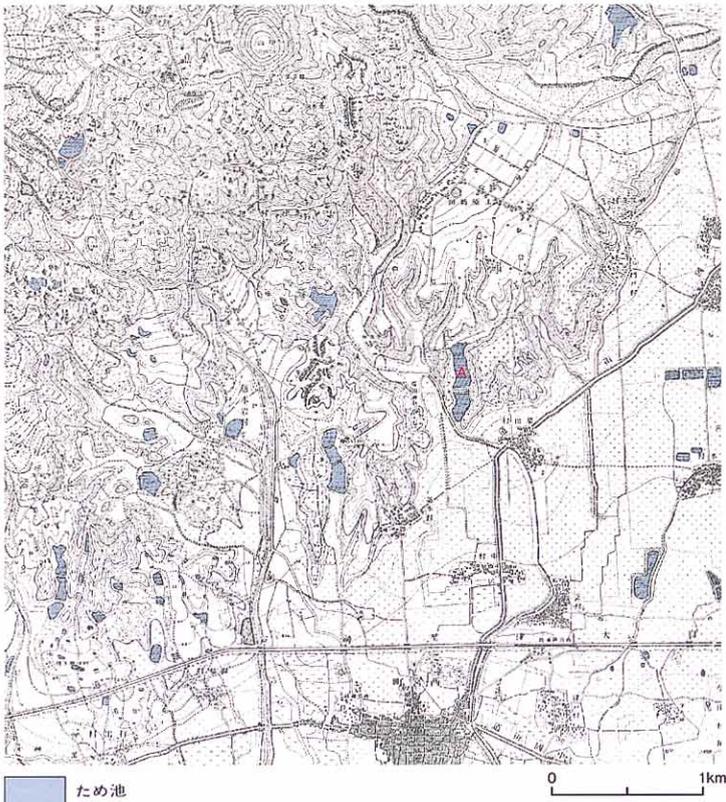


図4-7 西宮地域丘陵部の要因別斜面被害の分布

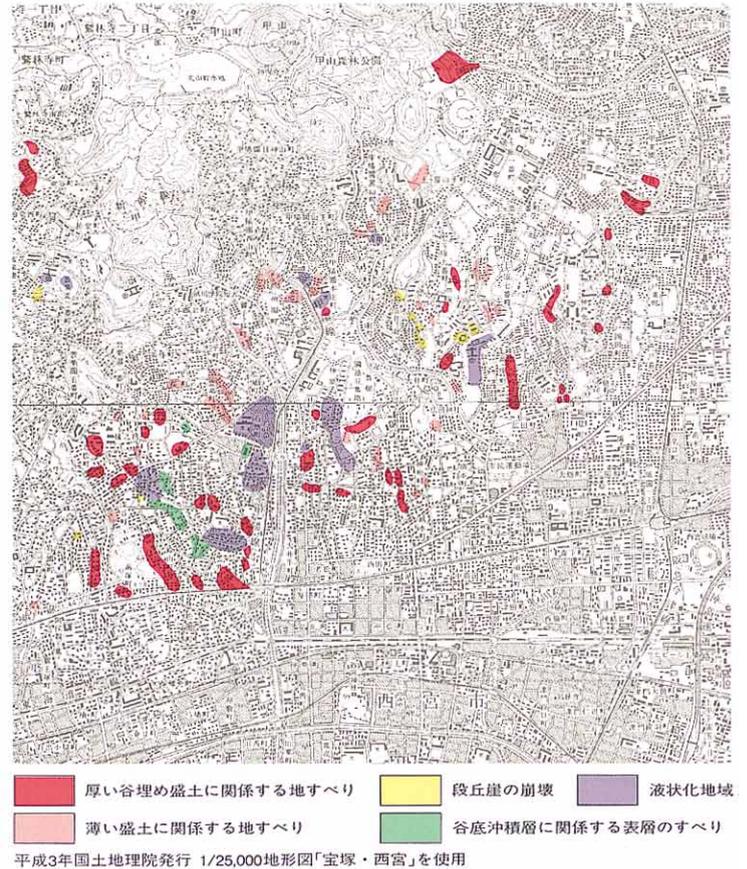
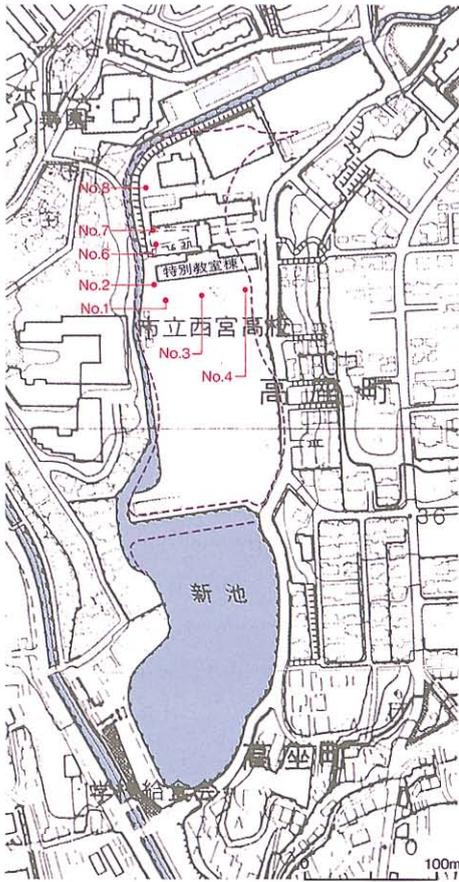


図4・8―市立西宮高校の校舎配置図



● ボーリング位置 ○ 旧ため池跡
平成3年国土地理院発行 1/10,000地形図「甲山・西宮」を使用

写真4・1―特別教室棟東端部の破壊とグラウンドに生じた亀裂



〈写真：三田村〉

図4・9A―特別教室棟南側の東西方向の地質断面図

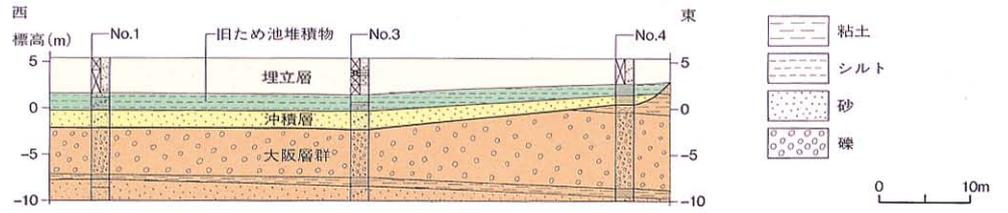


図4・9B―校舎西端の南北方向の地質断面図

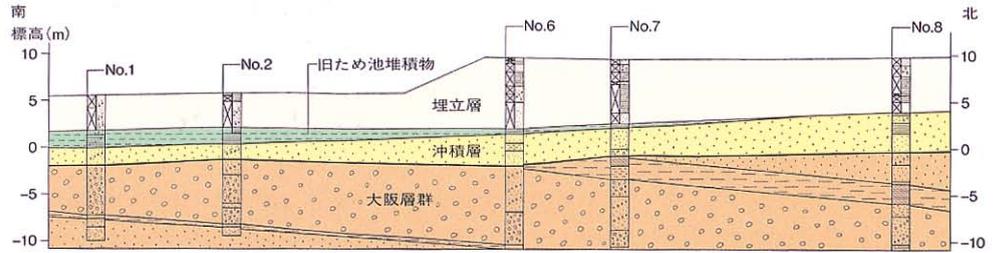


図4・10―特別教室棟の東西方向地盤断面概要図

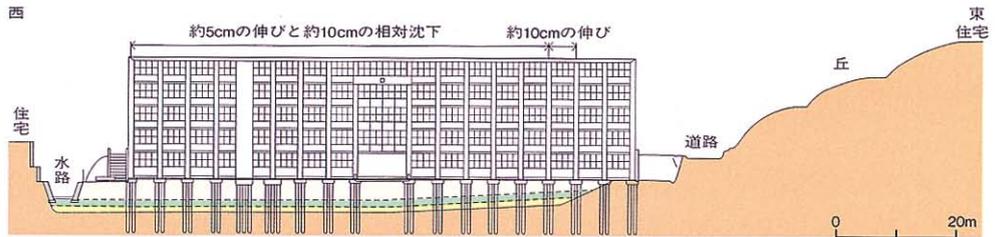


図4・11―市立西宮高校の南北方向地盤断面概要図

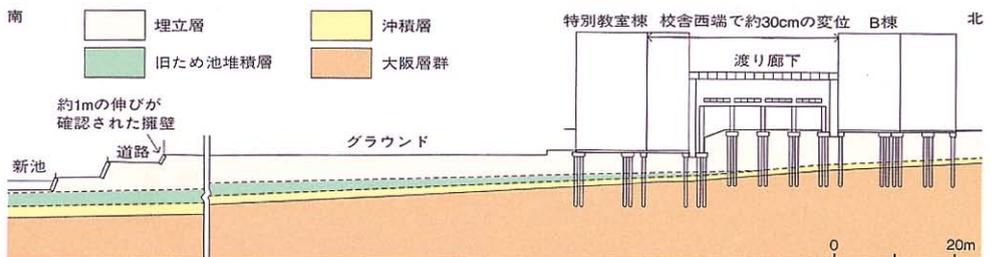


図4・12―特別教室棟の杭の掘り出し調査位置

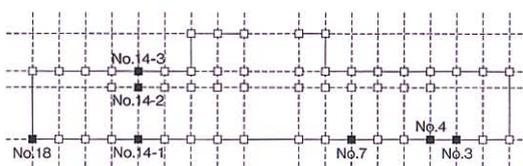


図4・13―杭頭の傾斜方向および傾斜角

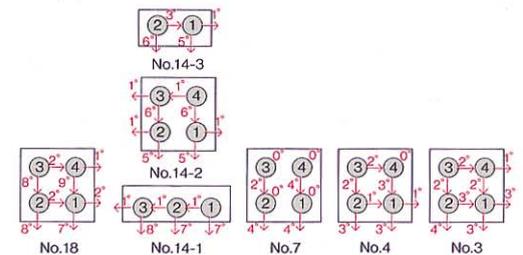
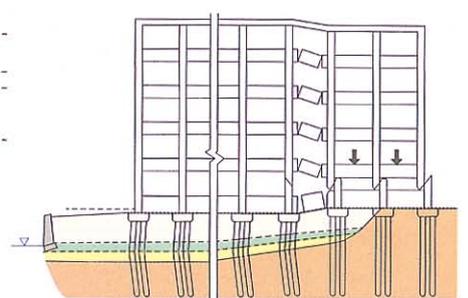


図4・14―特別教室棟の破壊を示す図



〈図4・10～図4・14は、西田ほか(1997)、兵庫県南部地震による市立西宮高校校舎の破壊機構、土と基礎、43巻3号による〉

り、これらは新池の水面より約2.5mほど高い位置につくられています。特別教室棟の北側からは約4mほど高く造成されていて、そこに渡り廊下をはさんで他の校舎が建てられています。一方、敷地の外側をみると、西側は放水路、東側は道路で、東側の道路はグラウンドより約4mほど高く、敷地北部と同じレベルにあります。

校舎は、図の旧ため池の輪郭からわかるように、旧ため池と自然地層の部分とにまたがる恰好で建てられていました。今回の地震ではすべての校舎にかなりの被害がでましたが、特に被害の激しかったのが写真の特別教室棟で、東端の3スパン(梁間)目の各階の基礎梁がすべて破壊し、東側2スパンの1階部分の柱が潰れて4層となりました。グラウンドには、谷に平行な南北方向の亀裂が何本も走り、その亀裂からは青みを帯びた中粒～細粒砂が噴出し、液状化・流動化しているのが認められました。なかでも最も大きな亀裂はグラウンド東端を南北に走るもので、これは、特別教室棟東端部の崩落した部分へと続いています。この亀裂部分は、旧ため池と外側の自然地層とのほぼ境界部にあたっています。

(b)埋立地の地下地質

図4・9は、西宮市によって行われたボーリングから明らかになったこの埋立地の地質断面で(ボーリング位置は図4・8に記載)、図のAが東西方向の、Bが南北方向の地質断面です。図で、一番下位の基盤の部分は大阪層群で、この地層は、谷の東西両側の斜面では地表に露出し、丘陵をつくっています。その上位に重なる約2～4mほどの砂層は沖積層、さらにその上には、ため池時代に池底に堆積した軟弱なシルトの薄層が重なります。一番上が埋立層で、この層厚は、南部では約3～5mですが、北部では東側の道路と同レベルにするために約6～7mと厚くなっています。埋立材には、周辺の表層土および山陽新幹線のトンネル工事のさいに排出された花崗岩の風化したまさ土が使われたようです。

図で東西断面をみると、沖積層および池底堆

積物は東側で高く、西側の放水路に向かって緩やかに傾き低くなっています。また南北断面では北側が高く、南の池に向かって傾いています。地下水位は埋立層のすぐ下にあり、砂層からなる沖積層が帯水層となっているので、この場での地下水は、西側の放水路の方向と南側の池へ向かって流動します。

(c)敷地の移動と建物全体の変位

この建物の破壊については、関西大学工学部の西田先生ほかによって詳しく調査され、その結果が報告されていますので、以下その報文にもとづいて述べます。

まず敷地および建物全体の変位ですが、グラウンド東側の大きな亀裂から西側の埋立地では約10cmの相対的沈下がみられ、グラウンド南端の東西方向の擁壁は、西方に約1m伸びていることが確認され、また南方にも約1m移動したと推定されています。ですから埋立層からなる敷地は、西側の水路と南側の池に向かって、それぞれ約1m横に伸び、拡大したわけです。これに伴い特別教室棟は、東側3スパン目が約10cm伸び、それ以西のスパンでは約5cmの伸びと約10cmの相対的沈下が生じました。さらに、東側2スパン目を軸にして建物の西端は南方に最大約30cm動いたことが確認されています(図4・10、図4・11)。

(d)杭の破壊状況と建物の破壊過程

杭はφ350mmのPC杭で、G.L. -9mまで打ち込まれ、大阪層群中の砂礫層に支持されています。これらの杭の破壊状況を見るために西田先生らは、図4・12に示す7カ所のフーチングについて、計25本の杭の掘り出し調査を行っております。その結果が図4・13で、すべての杭の杭頭が主として南方向に傾斜し、その斜面角は西側の杭ほど顕著です。またいずれの杭も、フーチングと杭頭の間に隙間あるいは杭頭付近にほぼ水平なクラックが生じていました。西方向への杭の傾斜が少ないのは、側方流動による土圧は作用したものの、校舎東端部の杭基礎が大阪層群の地山にしっかりと固定されていたことと、東西方向の杭列の群杭効果によって動きが制約されたためと考え

られています。

また杭の非破壊検査からは、東端の一部の杭をのぞき、それ以西のほとんどの杭が大阪層群と沖積層の境界付近で全断面に破損が生じていると判断され、杭の傾斜角が大きいことから、この境界付近では杭が南向きにくの字型に折れ曲がっていると推定されています。

そして、こうした杭の折れ曲がりや杭の圧壊により、No.4以西の杭頭の沈下量は約10cmと見積もられ、建物の沈下量と対応していることもわかりました。

これらの事実から、特別教室棟の破壊過程は次のように結論されています。地震に伴って沖積層の砂層が液状化・流動化し、この層がすべり面となって埋立層が西と南に側方移動し、また沈下した。そのため特別教室棟では、東側2スパン以西の埋立層部分の杭が西側および南側に押されて大きく破損し、上部の建物は10cm沈下し、また杭と一緒に反時計回りに回転した。一方、東側2スパンを支える杭は大阪層群の地山に固定されて不動なため、東側3スパン目の基礎梁に応力が集中してこれが破壊し、同時に東側2スパンの1階柱に大きな曲げモーメントと剪断力が加わってこれが崩壊した(図4・14)。

(e)その他の建築物の破壊

西宮市立高校の場合は以上のようなのですが、この他にも、ため池とその周辺谷部を厚く埋立てた造成地では、中層建物の構造破壊がみられました。そこでは、液状化・流動化によって斜面の一部が円弧状にすべり落ち、最大1～1.5mの段差ができましたが、そのすべりに伴って、鉄筋コンクリート造の中層集合住宅では建物の基礎杭の一部が移動・沈下し、建物から杭が分離するという異常な事態が起きています。従来の地震では、液状化・流動化による建物被害は、不等沈下や建物の抜け上がりによるものがほとんどでしたが、ため池埋立地の液状化・流動化被害では、以上のように、鉄筋コンクリート建築物の構造破壊に直結するケースがしばしば見られました。

《現存のため池では堤体が崩壊》

また今回の地震では、現存のため池で堤体が崩壊しています。前述の市立高校と夙川とのほぼ中間には、西宮市の飲用水の貯水池になっているニテコ池があります。この池は、谷をせき止めてつくった上・中・下の3つの池からなり、それぞれの池は仕切堤で分けられているのですが、上池・中池では堤体の下のゆる詰まりの沖積砂層が液状化し、そのために仕切堤が崩壊しました。幸いにも、下池は貯水されていなかったため堤体に被害がありませんでしたが、この池の下流側には谷沿いに住宅地が広がっていますから、もし下池の堤体が崩壊していれば大きな被害になるところで

図4・15A－芦屋市三条町周辺の昭和7年の地形を示す3次元地形陰影モデル
 <升本, 1996>
 等高線の間隔4m



写真4・2－盛土のすべりによる道路の移動・湾曲と陥没(図4・16のA地点)



<写真：升本>

した。現存のため池では、堤体の基礎部分が液状化しないよう対処しておくことが必要でしょう。

《ため池跡地の土地利用》

なお、ため池跡地が現在どのように利用されているかも調べてみました。芦屋・西宮地域では、ため池を埋立てた場所が77ヵ所ありますが、このうちの25%が公共施設に利用され、学校・病院・公民館・市民センターなどが建っています。また長田・湊川地域では、ため池を埋立てた場所が114ヵ所もありますが、このうち公共施設として利用されているものは52%にものぼります。

このように両地域とも、ため池跡地が公共施

図4・15B－芦屋市三条町周辺の平成4年の地形を示す3次元地形陰影モデル
 <升本, 1996>
 等高線の間隔4m

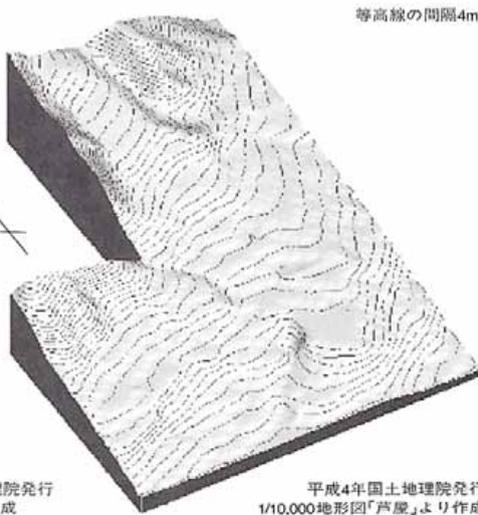
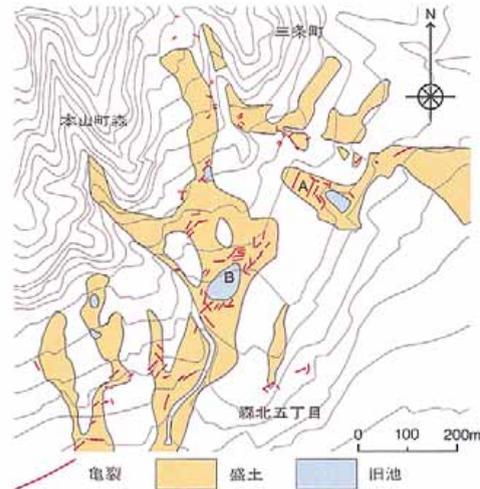


図4・16－芦屋市三条町周辺の亀裂分布と盛土地域
 <升本, 1996>



設に利用されている割合が非常に高いのですが、震災のときに避難場所として真っ先に利用されるのが学校です。被災者の治療にあたるのは病院ですし、そのほかの公共の施設もこうした緊急時には利用度がきわめて高くなります。こうした意味でも、埋立地の公共施設については液状化対策を十分に施し、安全を確保しておく必要があると思います。

④谷埋め盛土造成地の被害例

《芦屋市三条町周辺の被害》

図4・15A・Bは、芦屋市三条町および神戸市東灘区森北町周辺の山麓・丘陵地の地形を示したもので、A図は昭和7年の1/10,000地形図をもとに、B図は平成4年の1/10,000地形図をもとに作成されたものです。A図では、山麓にいくつもの深い谷が入り込んでいますが、B図になると、それらの深い谷は姿を消し、全体的に南に傾斜する平坦な地形へと変貌しています。この場合には、尾根を削って谷間を埋立てたようですが、もちろん、この緩やかに南に傾斜する広い平坦地は住宅地へと変わり、今回の地震では、この谷埋め盛土造成地で多くの被害が起きました。

図4・16は、現在の地形図上に、今回の地震で発生した地表の亀裂を描き込み、さらに上述の2つの地形図の比較から求めた谷埋め盛土の分布域とため池跡地を示したものです。この図に見るように、地震による顕著な亀裂は盛土部分やため池跡地に集中しています。その状態を現地で調べますと、これらの亀裂のほとんどが盛土と切土の境界部、あるいはため池跡地の境界部に沿うように発生し、それらの亀裂を境に盛土がブロック状にすべり出しています。

写真4・2は、図中でAと記した盛土部分の被害です。ここは、もともと真っ直ぐな道路が写真の手前から奥の方まで続いていて、写真の中央に見える電柱は、もとは道の左側の側溝の延長上にありました。それが写真のように、道路は大きく右側に湾曲し、電柱は道の真ん中あたりまで移動し、沈み込みました。このあたりの盛土は、道路では垂直方向で約

1m, 水平方向では最大3.5mも南東側にすべり出しています。また図のBの部分は、ため池跡地に生じた亀裂・沈下で、ここでは、旧ため池の縁に沿って亀裂が発生し、旧ため池側が約1mも沈下しました。

今回の地震では、震災の帯に象徴される強震動域が出現したために、以上のような亀裂や地盤のずれ動きもすべて強震動によるものと片づけられがちですが、実際には、図のようにこれらの亀裂は盛土部分で生じていて、隣接する自然地層の部分ではほとんど発生していないのです。1978年の宮城沖地震以降、丘陵や山麓の盛土造成地の危険性については何度となく指摘されているのですが、残念なことに、こうした危険をはらむ宅地が何の抑止策も講じられることなく高価で売買されているのが現状のように思います。

《仁川百合野町の斜面崩壊》

もう一つ、阪神淡路大震災の斜面災害なかでも規模が大きく、死者34名という多くの犠牲者をだした仁川百合野町の斜面崩壊についてふれておきます。さきの図4・7には、右上に浄水場があります。崩壊はこのすぐ上の場所で起きました。じつは私は、このニュースを最初に聞いたとき、崩壊したのは丘陵地の緩斜面ではなく、その北部の風化した花崗岩の急斜面だと思ったわけです。ところが、崩壊したのは大阪層群からなる丘陵地で、見た目には非常に緩やかな斜面です。それで、改めてこの緩斜面を調べてみますと、ここが厚い谷埋め盛土地で地下水の流れからも液状化を伴う地すべりが起こりやすい場所であることがわかりました。

図4・17は崩壊地周辺の地形の変遷で、Aは明治18年、Bは昭和22年、Cは平成2年に測図された地形図で、C図に記したピンク色の部分が崩壊地です。D図の航空写真では白っぽく写っているのが崩壊地で、崩壊した土砂が住宅地を直撃しています。

この崩壊地の元の地形をA図で見ますと、ここは傾斜地ではなくて、コの字形をした谷地形で、西側・南側は標高差約20mの急斜面に

なっています。そして、谷底平坦面の東側は仁川の河床へと連なっておりますが、この幅広い河床面は、現在のC図では仁川百合野町の住宅地へと変わっています。また浄水場とその関連施設が設けられている一段高い緩斜面は、大阪層群下部の砂礫層(一部に泥層)からなる丘陵地です。その南東側に広がる一段低い平坦面は上ヶ原面と呼ばれる中位段丘面で、ここには、図にも記されているように大学や住宅がつくられています。丘陵と段丘を境するのは甲陽断層で、ここでは落差15mの

崖が北東-南西方向に走り、大阪層群下部と中位段丘構成層を切っています。

B図では、コの字形の谷地形の輪郭は僅かに残ってはいるものの、全体に緩傾斜の斜面に変わっています。また、すぐ南側の一段高い緩斜面も平坦化され、そこに浄水場が施設されています。現在のC図になると、A図の谷底平坦面の面影はすっかりなくなり、全体が緩傾斜の北東斜面に変わっています。このように崩壊した緩斜面は、人工改変を重ねてつくられた盛土造成地で、その盛土層は非常に

図4・17-仁川百合野町崩壊地周辺の新旧地形図、航空写真の比較



厚く、少なくとも10~15m以上に達しています。それが地震に伴って一挙にすべり落ち、住宅地を直撃したのです。

A図には、崩落地の北西側に直線的な小さな谷があります。この谷は、大雨のときには水が流れますが、普段は水がなく谷沿いには伏流水が流れます。その伏流水が流れ込む先は谷の出口にあるもとの谷底平坦面です。

現在のC図では、その谷の出口は盛土部分で北東方向に向きを変え、表層部では仁川と合流しています。しかし、谷筋に沿って伏流してきた水は盛土層基底付近に流入しているはずで、この地下水の流れがあるために、自然地層と盛土層の境界部付近がすべり面となり、盛土層の大半がもとの仁川の河床面に向かって一挙に崩落していったと考えられます。

西宮地域に限らず、一般に丘陵や段丘周辺の盛土造成地は、谷を埋めて盛土造成するので盛土層下部は地下水で満たされやすくなって

おり、この部分が液状化・流動化して地すべりが発生し、大小さまざまな被害が起きる例が多いように思います。なかでも最大の被害が盛土層全体の崩落で、仁川百合野町の被害はその代表例といえることができます。

⑤埋設管の被害は人工改変地が多い

新潟地震以降、液状化・流動化によって埋設管に被害がでることは知られるようになりましたが、今回の地震も例外ではなく、多くの箇所埋設管が被害を受けました。ただ埋設管の被害箇所の分布を調べると1つの特徴があって、強震動帯の内部では意外に被害箇所が少なく、その北側の丘陵部や南側一帯の湾岸埋立地で被害箇所が多くなっています。これは、家屋が倒壊する主な原因は地震動の強さにありますが、埋設管の場合は、地震動そのものよりも、管路を埋設している地層中の変位によって被害を受けることが多く、そのため埋設管は、亀裂・噴砂・沈下・地すべり

などを伴う液状化・流動化による方が被害を受けやすいからです。

図4・18は西宮地域の水道管の被害箇所の分布で、図には谷埋め盛土やため池跡地、湾岸埋立地の液状化分布域に加え、震度Ⅶの分布域もあわせ示しました。この図から、強震動帯の内部では水道管の被害箇所が比較的少なく、被害箇所の多いのは、その北側の谷埋め盛土・ため池跡の分布地や、南側の埋立地の液状化地域であることがわかります。そして谷埋め盛土造成地での埋設管の被害状況を調べると、そのほとんどが自然地層と人工地層の境界部、いわゆる盛土造成地の切盛り境界付近で起きています。また、ため池跡地の場合では旧ため池との境界付近で埋設管の被害が多くみられます。

図4・19は、神戸の長田地域周辺の水道管の被害箇所を明治19年の古い地形図上にプロットしたものです。図には、海域にも被害箇所

図4・18—西宮地域の水道管被害箇所の分布と人口改変地・沿岸部の液状化地域、および震度7地域(震度7地域は、石川ほか、1998.地質学論集第51号による)

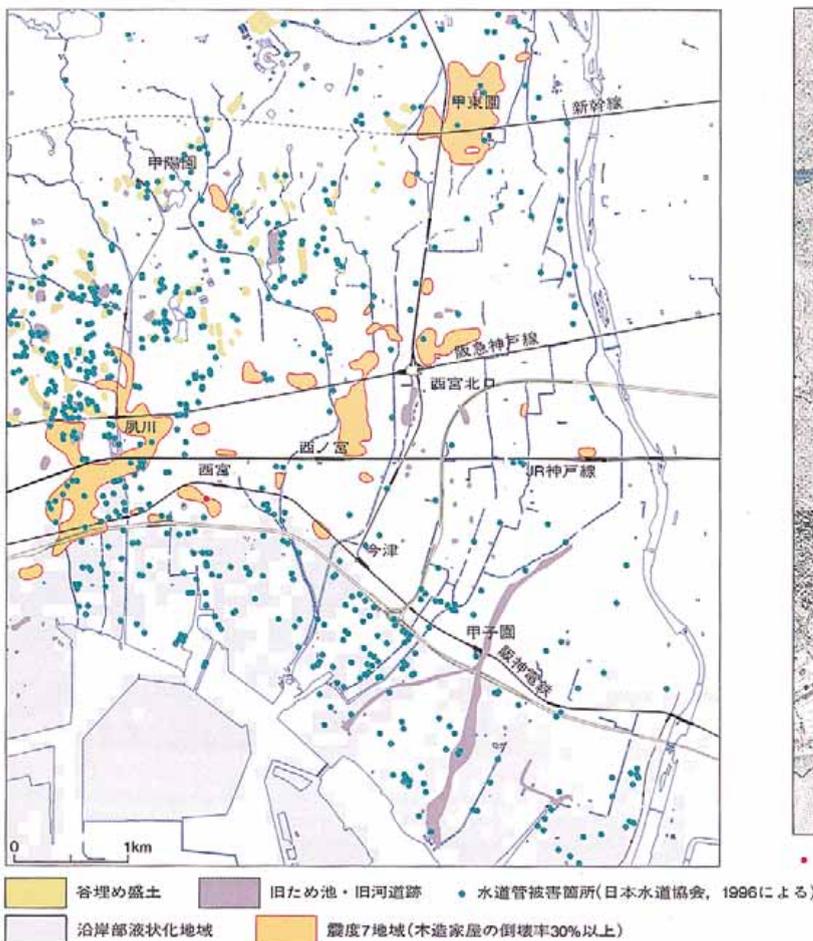
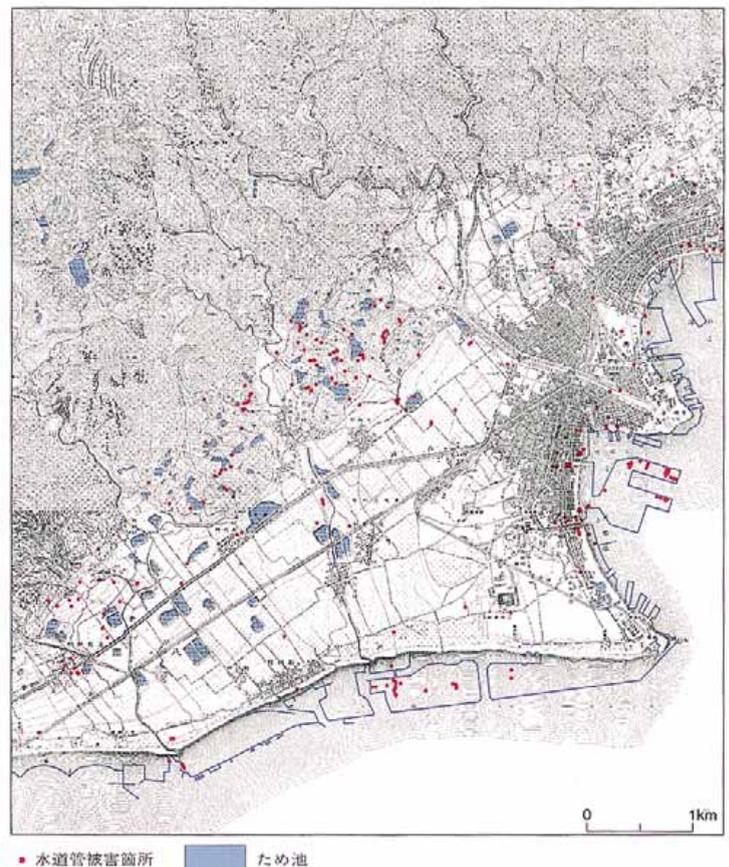


図4・19—明治19年発行の地形図でみる長田地域周辺の水道管被害分布(株式会社 管総研)



●引用・参考文献

土木学会関西支部編(1998)；「大震災に学ぶ」第1巻第2編，286p.
 阪神・淡路大震災調査報告編集委員会編(1998)；阪神・淡路大震災調査報告，共通編-2，2編地盤・地質，

354-360.
 石川ほか(1998)；地質学論集，51号，52-66.
 市原ほか(1991)；12万5千分の1「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」，アーバンクボタNo. 30.
 三田村ほか(1996)；第四紀研究，35巻3号，179-188.

三田村ほか(2000)；第四紀研究，39巻4号，319-330.
 日本地質学会環境地質研究会編(1996)；阪神・淡路大震災—都市直下型地震と地質環境特性—，東海大学出版会，305p.
 西田ほか(1997)；土と基礎，45巻3号，17-20.

が広がっていますが，ここはその後の埋立地で，その大部分が液状化・流動化したところ
 です。図に見るように，内陸部では，被害箇所のほとんどがため池跡地の周辺に集中しているのが特徴的です。そして，この両地域にはさまれた地域が震度Ⅶの強震動帯にあたりますが，ここでは水道管の被害箇所が比較的少なくなっており，西宮地域と同様な傾向が見られます。

⑥淀川下流域の旧河道の液状化・流動化

従来から，旧河道は大震災のときに液状化・流動化の起こりやすい場所の1つにあげられていますが，今回の地震では，大阪の淀川周辺地域の旧河道で液状化・流動化による被害がみられました。淀川は，明治30年から始まる淀川改修工事によって，それまで下流域を大きく蛇行していた中津川に代わって新しい淀川が開削されました。図4・20は，今回の地震による液状化および損壊家屋の分布地点に，

中津川などの旧河道を描きこんでみたものです。図に見るように，液状化および損壊家屋の分布地点が旧中津川の河道と重なっているのがわかります。

写真4・3(図4・20)は，大阪の此花区西島で淀川の左岸堤防が崩壊したものです。ここは，旧中津川の河口にあたり，明治以降に埋立てられた場所ですが，堤防南側一帯では液状化による家屋の損壊が著しく，杭基礎の建物は約10cmほど抜け上がり，直接基礎の建物の多くは不等沈下して大きく損傷しました。淀川左岸堤防は約2kmにわたって崩壊し，最も大きいところでは堤防が3mも陥没し，天端の波除けのパラペットも倒れました。その結果，水面より8.1m高かった堤防が3.5mの高さにまで落ち込みました。仮に地震で津波が発生し，崩壊した堤防から水が溢れだしていたと想定すれば，JR大阪駅を含む大阪市北区の西半分と，福島区，此花区の全域が浸水するという

大変な事態が起きる可能性があったのです。そこで建設省近畿地方建設局(当時)は，堤防基礎部を開削して詳しく調査し，堤防直下の液状化が崩壊の主原因であることを明らかにし(図4・21)，大規模な地盤改良工事を行っております。

また写真4・4(図4・20)は，淀川区十三付近の淀川右岸堤防の北側に発生した亀裂で，この亀裂により堤防北面には上下に最大30cmのズレが生じています。そして堤防北側周辺でも液状化被害が多く見られました。この場所は埋立地ではなく，自然地層で占められますが，ただ旧中津川の河道にあたり緩い土砂が堆積しています。しかも，現在の河道からは旧河道ぞいに水が浸透しやすいらしく，液状化・流動化を起こしやすい条件を備えていたようです。谷埋め盛土やため池跡地と同様に，旧河道についても液状化・流動化が起きないよう十分な配慮が必要でしょう。

図4・20—淀川周辺地域の液状化被害・家屋損壊被害の分布と旧河道

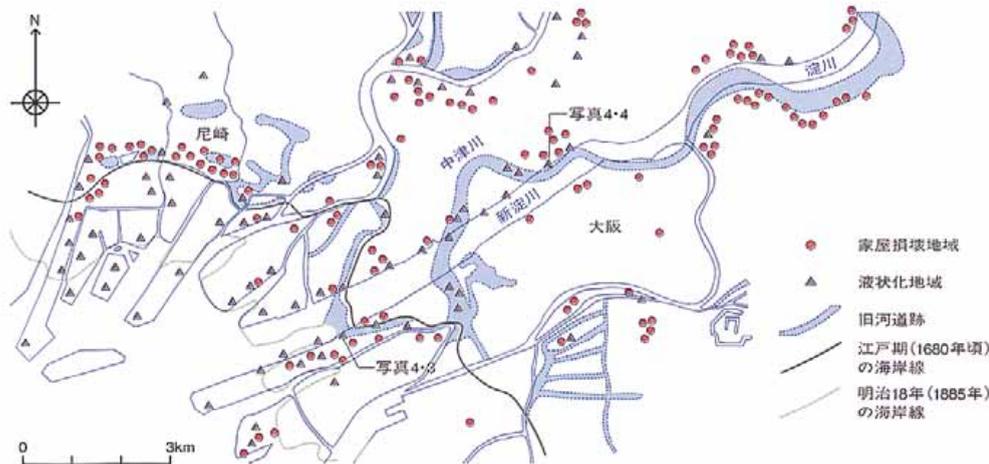


図4・21—淀川堤防の被災メカニズム

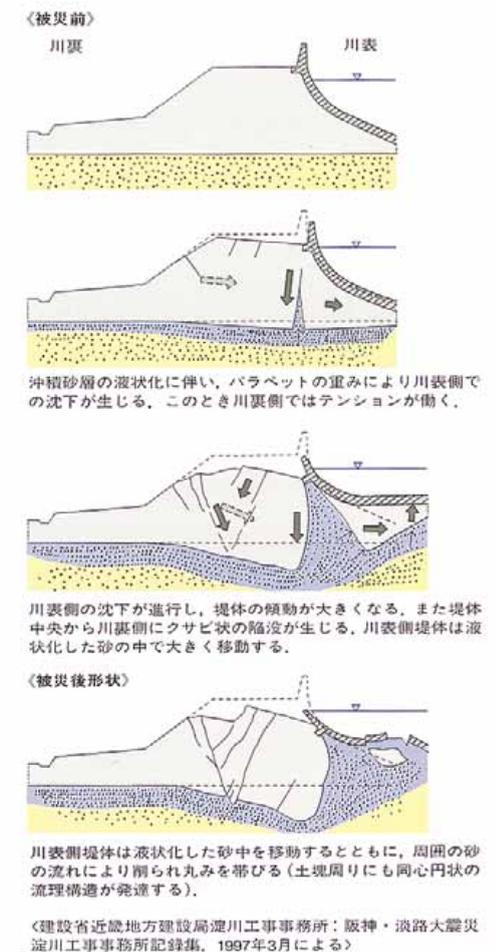


写真4・3—淀川左岸堤防の崩壊



大阪市此花区西島〈写真：三田村〉

写真4・4—淀川右岸堤防に発生した亀裂



大阪市淀川区十三〈写真：三田村〉

神戸・阪神間の湾岸埋立地

楠田 阪神淡路大震災のさい、神戸・阪神間の大阪湾岸の埋立地や人工島では、液状化・流動化によって港湾施設のほとんどが壊滅し、多くの建造物が破損するなど甚大な被害を被りました。私ども地質環境研究室では、地震直後から約1ヵ月間にわたって、西は神戸市須磨区から東は大阪市西淀川区まで、主として埋立地および人工島の液状化・流動化被害を調査しました。本日は、このときの地震直後の調査をもとにお話しするわけですが、ただ余りにも広域にわたるのですべてに触れるわけにもいきません。ここでは、2つの人工島の被害状況を述べ、他の地域については写真を中心に要点をコメントし、あと噴礫現象や地震に伴う地盤沈下の問題などに触れたいと思います。

①神戸の埋立

神戸・阪神間地域は、すぐ背後に六甲山地が迫る細長い低地帯で、大阪湾に面する沿岸は一般に水深が深く、東部の武庫川や猪名川のデルタを除けば遠浅の海岸はほとんどありません。神戸市は元来、兵庫港・神戸港という

自然の良港によって発展してきた港町で、明治前には神戸市域に埋立地はほとんどみられません。明治以降になると、神戸市域では近代的な港湾施設や臨海工業地帯のために湾岸が埋立てられますが、当初の埋立地は部分的なものに止まっています。

1950年代以降になると、神戸では、背後の六甲山地の風化花崗岩を削り取って土地を造成し、その砕屑物で前面の海面を埋立てるといって、いわゆる神戸方式の海面埋立が始まります。表5・1は、昭和28年～昭和60年の埋立事業計画で、この大規模な埋立工事によって湾岸一帯は次々に埋立てられ、沖合にはポートアイランドや六甲アイランドといった大規模な人工島がつくられます。

図5・1は埋立地と土取場の位置図で、この図には土砂の運搬・埋立の代表的な方法が描かれています。須磨の高倉山や横尾地区で採取した六甲山系の風化花崗岩(マサ)をベルトコンベヤで須磨の棧橋まで運び、そこからバージ船(平底荷船)で海上輸送し、埋立地ではバージ船の底を開いて直接に海底に投入すると

いう方法です。そして埋立事業の後半になると、西神戸の丘陵地帯に分布する神戸層群を採取し、埋立材として使うようになります。なおポートアイランドでは、引き続き同じ地域の神戸層群を採取して、図の南側にさらに人工島を拡張していきます。それでポートアイランドについては、昭和41年～55年の埋立を第1期工事(表5・1)、それに続く昭和61年～平成8年の埋立を第2期工事とよんでいます。この間、芦屋・西宮・尼崎などでも沿岸の埋立が進み、こうして須磨から西淀川までの湾岸一帯に切目なく埋立地が連なるようになります。

②ポートアイランドと六甲アイランド

《ポートアイランド》

ポートアイランドは、水深12～15mの海域を護岸で仕切り、Ma13海成粘土層の上に埋立造成した人工島です。前述のように第1期・第2期の埋立地からなりますが、第1期の埋立材は須磨の風化花崗岩、第2期の埋立材は西神戸の神戸層群です。第1期埋立地は、重力式のケーソン岸壁で囲まれ、岸壁内側の地区はコンテナ埠頭や港湾機能用地となっています。人工島の中心部は、岸壁内側の地区よりは一段高く造成され、商工業地区・住宅地区・市街地サービス地区などの都市機能用地で、これら中心地区の外周をポートライナー(高速交通システム)が環状に走ります。第2期埋立地の造成形態も第1期と同じで中心部が高くなっていますが、地震時には造成はまだ完成してないので建造物はほとんどありません。以下、被害の状況を簡単に述べます。

(a)臨海港湾部(埠頭)

人工島を囲んでいるすべての岸壁が、海側へはらみ出し(中央部が弧状に膨らみ)ながら側方移動し、そして傾き・沈み込みました。大部分の岸壁が水平距離にして海側に2～4m以上動き、同時に岸壁の内側部分が大きく陥没し、沈下しました(写真①:マルつき数字の写真はp.44～p.45に収載、以下も同じ)。構造物の抜け上がりから推定された沈下量(以下同じ)は、ほとんどの地域で2～3mを越え

図5・1-神戸港における埋立地と土取場の位置図

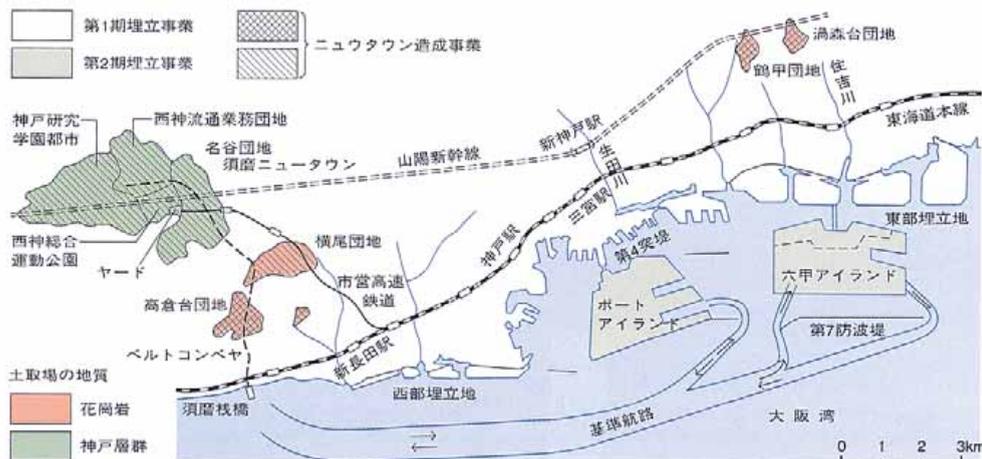


表5・1-神戸港海面埋立事業計画(昭和28年～昭和60年)

工区	東部海面埋立地					西部海面埋立地				ポート アイランド	六甲 アイランド	合計
	第1 工区	第2 工区	第3 工区	第4 工区	小計	第1 工区	第2 工区	第3 工区	小計			
埋立面積(ha)	114	88	116	121	439	38	19	47	104	436	580	1,559
埋立土量(万m³)	1,081	1,084	1,480	1,727	5,372	286	225	379	890	8,000	12,000	26,262
護岸延長(km)	5.8	5.4	6.3	5.8	23.3	3.6	1.7	2.7	8.0	13.9	12.9	130.1
土取場	鶴甲	鶴甲	渦森	高倉山		高倉山	高倉山	高倉山		高倉・横尾	横尾・名谷 流通・学園	
施工年度(昭和)	28-42	35-43	36-43	39-45		32-42	38-43	35-41		41-55	46-50	

ており、最大は中埠頭の南側岸壁内側のもので、沈下量はじつに4m70cmにも達しています(写真②, 図5・2A)。

こうした岸壁とその内側部分の破壊で、大型コンテナクレーンの脚がずれ、レールのほとんどが変形・不等沈下し、脱線しました。岸壁近くでは、側方流動によって基礎が移動・破壊し、傾いた倉庫がみられましたが、少し離れた臨海部の多くの倉庫は周囲の沈下のため抜け上がりました。

中埠頭では、岸壁内側の陥没部分にドラム缶やコンテナが落ち込み、コンテナで潰されたドラム缶から多くの化学物質やジュース類が漏れ出し、一部は海域に流出していました。

人工島と本土を結ぶ神戸大橋の橋脚が変位し、橋桁に段差ができて通行できず、人工島は孤島となり、これに隣接するポータルライナー架

橋も橋脚が変位し、橋桁には落下寸前のものがみられました。

岸壁を海側へ側方移動させた原因の1つとして、液状化・流動化による海底への砂の流失があります。そのため、噴出物は岸壁に近くほど少なく、岸壁内側の陥没部では噴砂は僅かしか見られません。しかし岸壁から離れたコンテナターミナルなどでは多くの噴砂が認められ、それらは、アスファルトの継ぎ目や側溝、地表構造物と地面の境界などから噴出していました(写真③)。

噴出物の種類は、大別すれば、風化花崗岩からなる明灰色の中・粗粒砂～細礫(マサ)と、貝殻まじりの暗灰色の中・細粒砂(海砂)に分けられます。マサは広い範囲に分布していますが、海砂が分布する地域は限られます。

粗粒のマサは、発生した亀裂付近で噴砂丘を

ついています。これらは、主として粗粒砂～細礫からなり、5cm大の礫も散在します。また礫以外にも、ジュースビンや酒ビン、フジツボ(貝)なども噴出していました。噴砂丘中心部の最大層厚は約25cm、最も長いものでは数100mもありましたが、幅は最大でも5～6mほどです。

ポートアイランドでは大量の水が噴出しました。この噴水には細粒マサ(シルト～粘土サイズの泥)が混入しており、そのためマサの分布は広範囲に及んでいます。他方、海砂の分布域は限られますが、その分布域では比較的噴砂の量が多く、噴出物の層厚も厚く、地表の変形も著しいのが特徴です。一部地域では、旧海底の青灰色の泥やケーソン基底の置換砂が噴出しているのが認められました。

噴出現象で特に注目されるのは、第1期・第2

図5・2-地震直後の構造物の抜け上がりから推定したポートアイランドの地盤沈下量(A)と噴出物の分布(B)

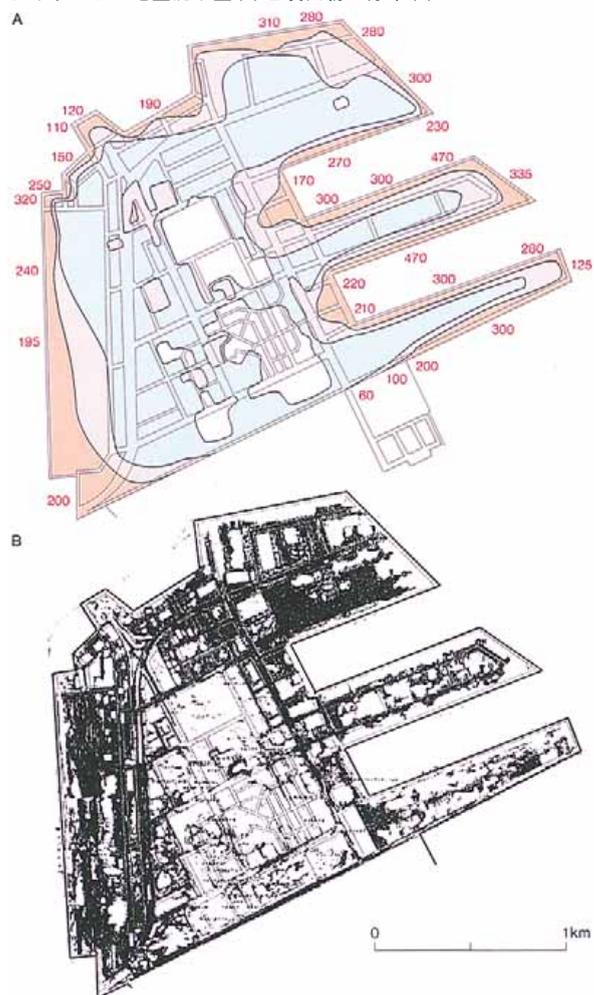
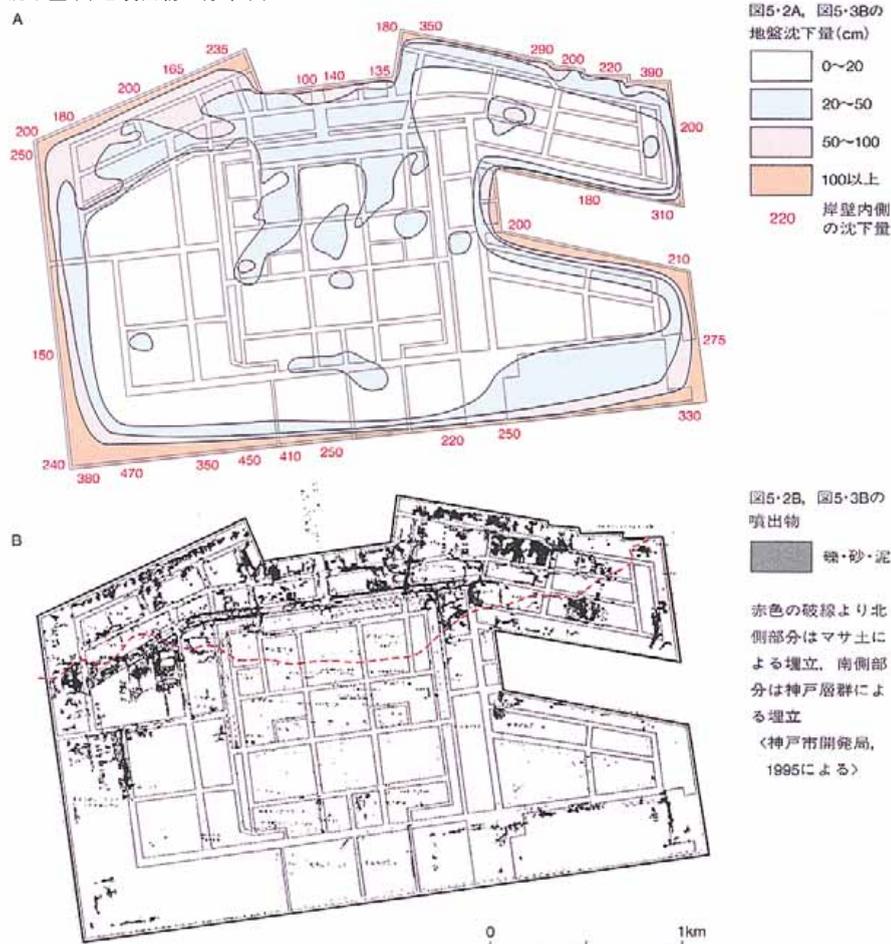


図5・3-地震直後の構造物の抜け上がりから推定した六甲アイランドの地盤沈下量(A)と噴出物の分布(B)



<図5・2, 5・3: 千葉県地質環境研究室>

期埋立地境界部にある旧護岸内側でみられた噴礫現象で、ここでは、泥水と一緒に最大径50cmにも達する巨礫が噴出しています。また、すぐ南側の第2期埋立地の神戸シテイエアターミナル駐車場でも、地下水と一緒に巨礫が噴出しました。このような噴礫現象は今回の直下型地震で初めて経験するもので、これについては後ほど改めて触れます。

(b)市街外周道路・ポートライナー

市街中心部外周を環状に走るポートライナーの橋脚は、すべて抜け上がりました(写真④)。抜け上がり量は場所によって異なりますが、いずれも10~105cmの範囲内です。市街中心部を外周する道路も50~80cmほど沈下しました。ただし沈下はほぼ均一で、道路の波うち現象は見られませんでした。

(c)市街中心部

市街中心部では、岸壁周辺に比べれば沈下量は小さいのですが、小さいといっても現実には数10cm単位で沈下していて、地下埋設のライフラインなどには大きな被害が生じました。ただ沈下量は一様ではなく、各エリアで建造物の抜け上がり量が大きく異なっていました。抜け上がり量の大きかったのは、ポートアイランドビルの110cm(写真⑤)、中央市民病院の85cm、神戸税関の70cm、市民広場入口の65cm、港島小学校の50cmなどです。一方、高層住宅エリアでは、抜け上がり量がほとんどみられま

写真5・1-ケーソン継ぎ目から海底に流出する砂礫(水深約10m/水中カメラ撮影)



せんでした。このように、各エリアで沈下量に違いがあるのは、液状化対策の有無や工法が影響したものと思われます。

市街中心部の噴砂は、市街地外周に比べれば著しく少ないのですが、ただ高層住宅エリア・商業エリアで噴砂が少ないのに対し、小・中学校のグラウンドでは多くの噴砂・亀裂がみられました。なお一部の高層住宅では、壁面にX状の亀裂が生じていました。

今回の地震ではポートアイランド全域で大量の水が噴出し、島の半分ほどの地域が泥水の洪水に襲われています。市街中心部では、半地下の構造物で噴砂・泥水の流入が著しく、中央市民病院では、半地下にある地盤沈下観測井から大量の水が噴出し、半地下の食堂・売店が泥水で水没しました。水の深さは130cm以上にも及んでいます(写真⑥)。

(d)第2期埋立地

第2期埋立地には建造物がほとんどないため抜け上がり量などが測定できず、沈下量を推定できませんでした。ただし第1期埋立地との境界付近では、第2期埋立地の方がはるかに沈下量が少なく、段差がみられました。噴砂の量も、第2期埋立地の方が少ないようです。第2期埋立地のなかでは唯一の施設である神戸シテイエアターミナル(高速船乗り場)では抜け上がり現象がみられました。ここでは、岸壁が2m近く沈下したために高速船への連絡橋が使用できず、岸壁の内側では岸壁よりもさらに1m沈下していました。

(e)地盤沈下量および噴出物の分布

図5・2Aは、地震直後の建造物の抜け上がりから推定された第1期埋立地の地盤沈下量、図5・2Bは、現地調査と航空写真の判読から得られた、第1期埋立地の液状化・流動化による地表の噴出物(泥水・泥・砂・礫)の分布です。ポートアイランドで起きた液状化・流動化現象の全体的な様相は、これらの図に反映されていますが、何よりの特徴は、一番外側の周囲の岸壁の部分で被害がきわめて激しく、島の内部になるにつれて被害が緩和していることでしょう。

《六甲アイランド》

六甲アイランドの埋立材は、北部区域が風化花崗岩、それ以外の区域は神戸層群です。神戸層群は中新世の堆積岩で、主に泥岩・砂岩の互層からなり、固結度もそう強くはなく比較的風化しやすいのが特徴です。マサに比べて細粒分が多く、液状化・流動化現象にもその影響があらわれているようです。土地利用形態はポートアイランドとほぼ同じです。

(a)臨海部・埠頭

ポートアイランドと同じく、人工島を囲むすべての岸壁が海側へはらみ出し、傾き・沈み込みました。そして岸壁の内側部分が大きく陥没し、沈下しました。とくに沈下量の大きな南西側岸壁では、沈下量は最大4m70cmに達し、このため高さ80mの大型コンテナ用クレーンが倒壊しました(写真⑦)。また南側岸壁の公園では、花崗岩のブロックでつくられた護岸が流出し、海水が侵入しました。

地震直後の応急措置として、破壊された岸壁内側の陥没部に砂礫を投入し表面をアスファルトでおおう作業が進められ、一部の埠頭では大型船が着岸し、荷揚げが再開されていました。しかし、この時期には周辺の水深約10m付近のケーソンの継ぎ目からは海中に砂礫が漏れ出しているのが水中カメラで確認されています(写真5・1)。

岸壁内側の陥没部では、液状化による噴砂はほとんど見られませんでした。少し離れた倉庫周辺では著しい噴砂がみられ、西側の倉庫では、高さ130cm以上にも吹き上げられた泥水の噴出痕が認められました。市街外周道路にも著しい噴砂がみられました。

六甲アイランドと本土を結ぶ六甲大橋では、六甲ライナーの橋脚が傾き、橋桁が落下しています(写真⑧)。傾いた橋脚の根元からは多量の砂が噴出し、深さ3m以上の亀裂・陥没が生じています。橋桁に取り付けられた落下防止用の留め金が引きちぎられていたり、橋桁が落下しなかったところでも橋桁が大きくずれ、落下寸前のものがみられました。

自動車用の六甲大橋は無傷でしたが、下部に

取り付けられたライフラインの一部が海面に落下して使用不能となり、海上交通を妨げました。六甲アイランドと本土を結ぶもう1つの経路の阪神高速5号湾岸線も、橋桁が3m以上ずれ、通行不能となりました。

(b)市街中心部

ポートアイランドとは異なり、市街中心部では、液状化・流動化による被害は極めて少なく、液状化による噴砂はほとんど認められません。建物の抜け上がりも数～20cmの範囲がほとんどでしたが、ただ市街地西部の幼稚園や小学校のグラウンドには50cmに達する抜け上がりや噴砂がみられました。また、小磯記念美術館(抜け上がり量：45cm)、向洋中学校(抜け上がり量：35cm)、そしてウエストコースト4番街(抜け上がり量：40cm)などで、比較的大きな抜け上がりが認められました。

市街地中央部を南北に走る六甲ライナーは、北部と南部の橋脚でやや大きな抜け上がりが見られました。六甲アイランドには一戸建て住宅がありますが、液状化による被害は少なく、不等沈下や抜け上がりはほとんどみられません。六甲アイランド市民病院の東側壁にはX状の亀裂が生じていました。

(c)地盤沈下量および噴出物の分布

図5・3Aは、地震直後の建造物の抜け上がりから推定された六甲アイランドの地盤沈下量、図5・3Bは、現地調査と航空写真の判読から得られた、六甲アイランドの液状化・流動化による地表噴出物(泥水・泥・砂・礫)の分布図です。ポートアイランドと同様に周囲の岸壁の部分で被害が顕著ですが、六甲アイランドの場合には、ポートアイランドと比べて地表噴出物が少ないのが目立ちます。この図には、マサ土の埋立区域と神戸層群の埋立区域との境界を示してありますが、噴出量は神戸層群の埋立区域で少なく、埋立材の違いが液状化・流動化現象に影響を及ぼしているのがわかります。

③須磨～尼崎間の湾岸埋立地

《液状化・流動化分布と被害の概要》

図5・7は、神戸・阪神間湾岸埋立地とその

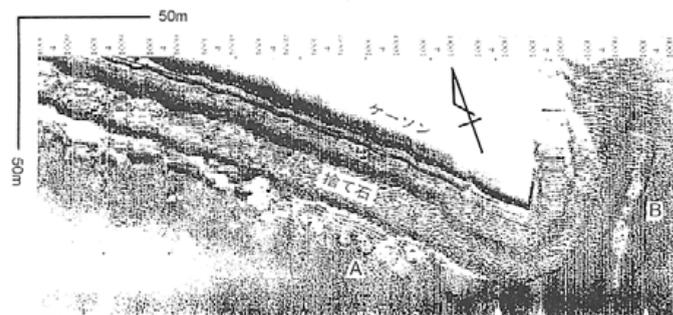
周辺域の液状化・流動化分布図です。この図には、この地域で起きた特徴的な液状化・流動化現象や被害状況について、場所ごとに簡単にコメントし、それぞれの写真を次ページにまとめました。また同図には、建造物の抜け上がりから推定された地盤沈下量を全域にわたって示してありますが、ただし独立した建造物である防波堤の沈下量については調査してないので記してありません。被害の大まかな様相はこれらのコメントや写真を見ていただくことにし、ここでは、図では十分に説明できなかったいくつかの問題を述べます。なお、これまでに発表されている報告書などから、芦屋以東の湾岸埋立地の埋立材についてみますと、次のようになっています。

- 南芦屋浜：領家花崗岩及び頁岩。
- 西宮浜：領家花崗岩・浚渫粘土及び焼却灰。
- 甲子園浜：領家花崗岩及び浚渫粘土が主体。
- 鳴尾浜：領家花崗岩が主体。
- 尼崎フェニックス地区：焼却灰などを中心とした廃棄物。

《岸壁・護岸の種類と側方移動》

図5・7を見ていただければわかるように、この地域の埋立地でも、ほとんどの岸壁・護岸が海側へはらみ出し、傾き・沈下しました。とくに神戸港での破壊はひどく、突堤の先端部が海中に水没するものも多くみられました。しかし例外もありまして、摩耶埠頭の第1突堤西側岸壁は被害をほとんど受けていません。この岸壁は、古くにつくられたもので重力式のケーソン岸壁ではなく、セル式鋼管岸壁で基礎杭が海底下に打ち込まれています。それで海側へ移動しなかったわけです。ただし岸壁の内側部分は、ほかの岸壁と同様に液状化・流動化によって陥没・沈下しました。もう一つは、須磨区東端の外浜町から和田岬にかけての護岸です。この護岸は、外海に面しているため陸側の地表からの高さが約5mもある大きなもので、海側には波浪よけのテトラポット群が積まれています(写真⑩)。そのため海側へ移動しなかったのです。しかしテトラポットには、破壊されたものや擦過痕のついたものがあり(写真⑪)、護岸の移動に激しく抵抗した様子が伺えます(46ページへ)。

図5・4ー神戸港第1南防波堤付近のサイドスキャンソナー記録



〈図5・4ー図5・6：岩淵ほか、1995〉

- (図5・4)
- A: クレーター
- B: リップルマーク上の噴砂丘
- (図5・5)
- 矢印は海底の噴砂丘

図5・5ー摩耶第1埠頭付近サイドスキャンソナー記録

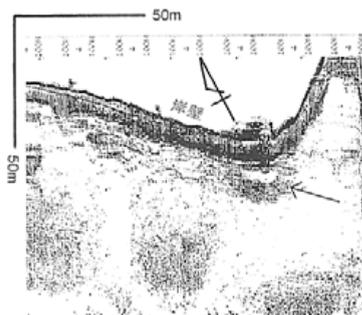


図5・6ー新港第5突堤付近のサイドスキャンソナー記録(液状化・流動化により岸壁が側方移動している)

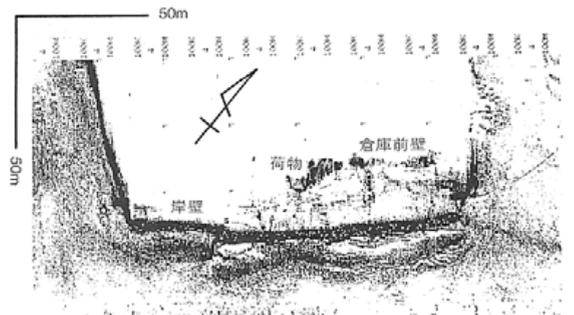
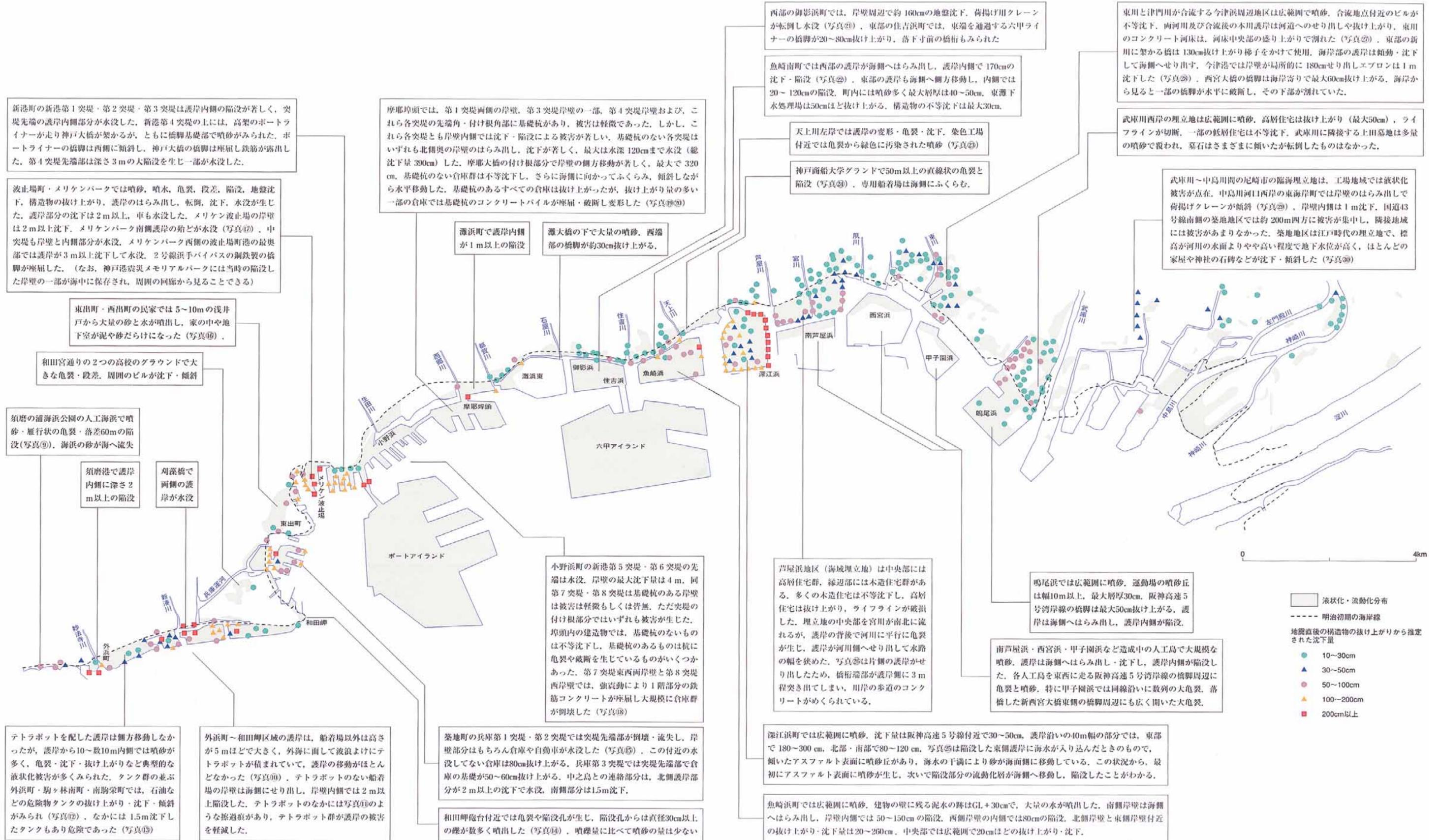
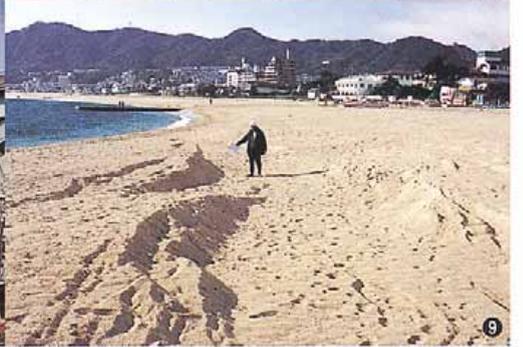


図5-7-写真でみる神戸・阪神間湾岸埋立地の液状化・流動化被害 〈千葉県地質環境研究室〉





(写真1~30:千葉県地質環境研究室)



護岸内側は約50cmほど相対的に沈下し、護岸自体も少し沈下したようです。テトラポット群のない通常の船着場は海側へせり出し、岸壁内側では2m以上も陥没していました。

《ケーソン岸壁基底部の液状化・流動化》

地震直後の神戸港では、多くの岸壁が崩壊・水没し、コンテナや自動車などが海中に流出・漂流し、また海底にも沈み込んだので、港を使用するのが難しくなりました。そのため海上保安庁水路部の岩淵さんらは、これらの障害物を発見するための掃海作業にあたったのですが、その作業の中で、海底の岸壁基底付近の状況について、貴重な記録を残してくれました。以下、岩淵さんほか(1995)の報告書(注1)から引用します。

『図5・4は、1月27日に得られた神戸港第1南防波堤付近のサイドスキャンソナー記録である。この記録から防波堤の構造、すなわち、基底部には2段の粒径の大きな捨て石があり、基礎工上部にケーソンが設置されていることがわかる。捨て石の周囲の海底がやや黒く見えるのは、地盤の強度を増すために、床掘後、粗粒砂に置き換えられているためである。この中で注目されるのは、防波堤の基部に白い斑点の列が認められることである。この斑点の大きなものは径が数mに達し、クレーター状となっている。クレーターの高まりは比較的粗粒で、内部の凹地は細粒の物質が埋めている(図のA)。これらは、防波堤前面のリップルマークの上にも認められる(図のB)こ

写真5-2-液状化・流動化が起きた墓地



多くの墓石は転倒寸前で立っている(西宮市上田墓地)
(写真5・2・5・3: 千葉県地質環境研究室)

とから、この斑点やクレーターの形成は極めて新しいものであることが推定され、形成時期や細粒物質の分布、形状などから考えて、これらが海底における液状化により形成されたものであると判断される。

海底での液状化は、防波堤のような独立した構造物の周囲だけでなく、岸壁等の周囲でも同じように認められ、噴出した物質が大きな高まりを形成しているところもある(図5・5)。図5・6では、突堤先端部のケーソンが側方移動し、前面の海底に「しわ」を形成しているのが認められる。なお、この突堤では、側方移動した岸壁の内部(陸部)にも音波が到達しているように見えるが、これはこの岸壁が沈水したためである』

さきの写真5・1では、ケーソン継ぎ目から砂礫が海底に漏れ出しているのが見られましたが、この岩淵さんらの音波探査では、ケーソン基底の置換砂が液状化・流動化している様子うかがえます。なお図5・5は、摩耶埠頭第1突堤の基底付近の状況です。この岸壁は、前述のように岸壁の移動がなく、岸壁内側で陥没・沈下がみられたのですが、内側の液状化層は岸壁外側の海底へ噴出し、そこで高まりをつくっていることがわかります。

《神戸地域と芦屋以東との沈下量の違い》

この地域全体の液状化・流動化現象を、構造物の抜け上がりから推定された沈下量の分布という点から見てみますと、大局的には、芦屋市を境にして、西の神戸地域と東の芦屋以

写真5-3-芦屋断層上の墓地



99%以上の墓石が転倒している(東灘区森北町5丁目)

東の地域とでは明らかな違いがあらわれています(図5・2A, 図5・3A, 図5・7)。

神戸地域の埋立地では広範囲にわたって20~30cmの沈下があり、さらに護岸付近の人工地層の縁辺部や船着場の突堤などでは、陥没を伴う1m以上の局所的な著しい沈下がみられます。埋立地や人工島などでは、この大きな沈下は、岸壁から20~50m離れたところでは1m以上の沈下、岸壁から50~100m離れた範囲でも50cm以上沈下しています。

岸壁内側の最大沈下量も、ポートアイランドで470cm、六甲アイランドで470cm、御影浜町・住吉浜町で約160cm、魚崎浜町で260cm、深江浜町で300cmと大きく沈下しています。そして多くの突堤では、先端部で著しい沈下がみられ、そのうちの約半数が海中に水没していません。築地町の兵庫突堤では先端部で3m以上、新港町の新港第4突堤では約3m、小野浜町の突堤では最大4m、摩耶埠頭では最大390cm、青木埠頭・神戸商船大学の船着場では約2m、それぞれ沈下しています。

なお、埋立地周辺の自然地層の分布域についてみると、新在家や御影本町などの強震動被害の大きかった地域では5cm程度沈下していますが、それ以外の神戸地域では沈下はほとんど認められません。

一方、芦屋市から東の地域になると、護岸内側での陥没を伴う1mを超える著しい沈下はほとんど見られなくなります。そうはいっても、埋立地では広い範囲で10~30cm以上の沈下が起きています。そして西宮市の今津浜や鳴尾浜の高層住宅地区、尼崎市の東海岸町の一部などでは、局所的に50cm程度の大きな沈下がみられます。以上のように、神戸地域と比べてみますと、芦屋市から東の地域では沈下様式が明らかに違っています。

《芦屋以東の液状化・流動化現象》

また噴出物についても、芦屋以東では明らかな違いがみられます。神戸地域では、砂をあまり伴わずに大量の泥水だけが噴出したり、あるいは非常に勢いで巨礫が噴出するというような、前例のない現象がみられます。しか

し、芦屋以東になるとこうした現象は見られません。噴砂口や亀裂ができ、そこから多量の砂や水が噴出しているのがほとんどで、従来の液状化・流動化現象で見られたものと変わりません。旧河口域や旧河道跡で液状化被害が発生しているのも、これまでの経験と共通しています。

建物の破損の仕方についても同様で、芦屋以東の液状化・流動化発生域では、支持力を失った液状化層によって、家屋が傾き、不等沈下するケースがほとんどです。その典型が尼崎の築地地区で、この地区には古い家屋が多く、傾いたり、沈んだりしてほとんどの家屋が被害を受けているのですが、全壊した家屋は一軒もないのです。ここでは、地震動は液状化層をつくりながら、同時に地震動のエネルギーが液状化層に吸収されている。液状化することにより、地層が液体状になるので強い揺れがそこに吸収され、地表には強い揺れがそのまま伝わってこないで、液状化層特有の揺れに変わっているのです。

墓石や石碑は、単体で独立して建っているもので、その場所での地震時の揺れを比較的良好に反映します。写真5・2は、武庫川河口右岸にある上田墓地の地震直後の状態、写真5・3は甲南女子大学東側の芦屋断層上の墓地（東灘区森北町5丁目）での状況です。

多くの砂が噴出し、液状化・流動化した上田墓地では、墓地東側半分にある306基の墓石のうち272基は、傾いてはいるものの転倒寸前の状態で立っています。また傾かず直立している墓石が22基もあり、転倒した墓石はわずかに12基を数えるだけです。一方、芦屋の墓地は、液状化・流動化や地盤沈下とは直接関係がない段丘上に位置し、強震動をまともに受けたため、99%の墓石が一瞬にして転倒してしまいました。

このように、液状化・流動化発生域では、地震波のエネルギーが液状化・流動化層の形成に使用され、また液状化層によってS波（横波）が減衰し、その分、強震動の影響が低減していったと推定されます。

④神戸・阪神間の地盤変動

地震に伴う地盤変動には、液状化・流動化による地盤沈下以外に、沖積層（とくに沖積粘土層）の地層収縮による地盤沈下、さらには地殻変動による先沖積層の隆起・沈降などがあり、変動量は、これら要因の総合された結果としてあらわれます。神戸・阪神間から大阪平野にかけての地盤変動については、国土地理院による一等水準点の変動調査が地震前では1990年7～11月に、地震後では地震直後の1995年1～3月に行われ、その結果が公表されています。

図5・8は、地震の影響がほとんど認められない姫路のJ425(不動点)から西大阪までの一等水準点の上下変動です。これを見ますと、大まかには、明石市のJ439から神戸市のJ446までは隆起傾向を、J447以東からは沈下傾向を示し、隆起から沈降へと大きな変動のギャップがみられる地点はJ446付近にあります。

沈下傾向にあるJ447以東では、神戸市内でわずかに隆起を示す部分もみられ、隆起・沈降が混在していますが、西宮市のJ460以東から西大阪までは一様な沈下が見られます。そうした中で、J452, J456, J459は、周囲とは非調和的に大きな沈下を示しています。

図5・9は、上記水準点のうち、明石市のJ439以東の各水準点の位置を地質図上に示したものです。この図で、水準点変動と地質環境の関係をみますと、隆起から沈降へと変動様式が大きく転換するJ446付近には、六甲断層系の横尾山断層と須磨断層が存在します。第四紀の六甲変動以降、六甲断層系を境に山地側が隆起し、平野側が相対的に沈降していますから、今回の地震前後の変動分布は大局的には六甲変動と調和的です。

J447以東の神戸地域では、沖積層の層相は礫

図5・8—国土地理院一等水準点の地震前後の上下変動(姫路～西大阪間)

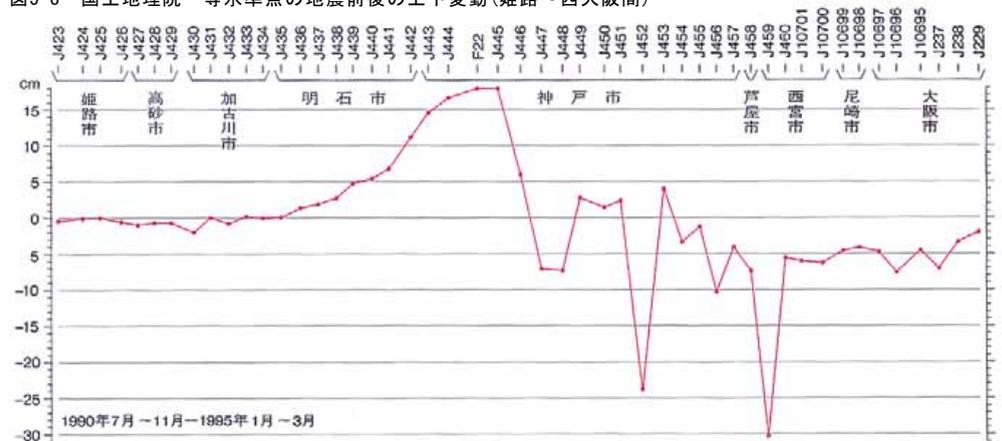
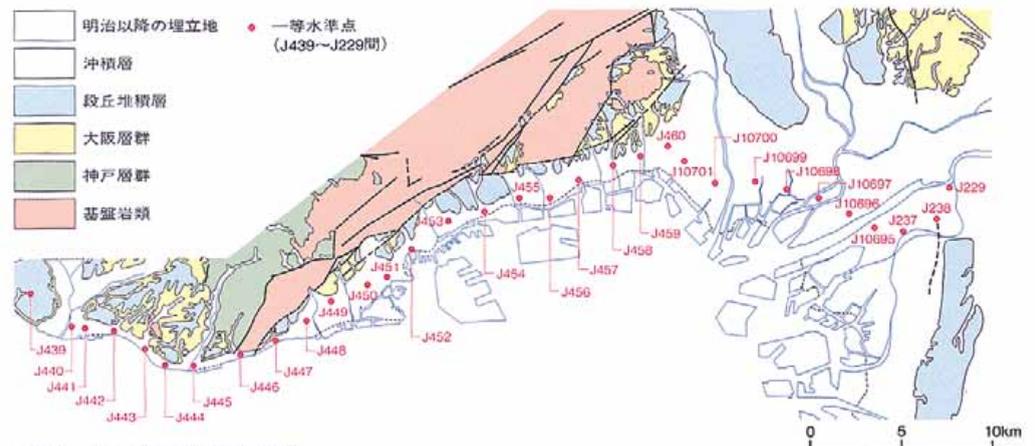


図5・9—国土地理院一等水準点(J439～J229間)位置と地層分布(地質図は市原ほか, 1991による)



〈図5・8, 5・9: 千葉県地質環境研究室〉

層・泥層・扇状地成の砂礫層・砂層など、場所ごとに様々ですが、各水準点は、こうした層相とは関係なく隆起・沈降しています。沖積層も厚くはなく、主要地域には沖積粘土層がほとんど分布しません。この地域は強震動域にあるので、これらの水準点の上下変動には、先沖積層の変動の影響が強く反映されている可能性があります。

一方、周囲とは非調和的に大きな沈下を示したJ452, J456は、液状化・流動化分布地にあり、この沈下は、液状化・流動化が主原因と考えられます。なお夙川沿いに位置するJ459の大きな沈下については、その原因を確定できるデータが見当たりません。

⑤西宮～大阪の地盤沈下

西宮から東に向かうにつれて、神戸地域とは違って沖積層および沖積層中の海成粘土層は次第に層厚を増し、大阪平野地下には、厚い難波累層(沖積層)が広範囲に分布します。今回の地震は、神戸・阪神間だけでなく、大阪平野にも広く影響を及ぼしましたから、西宮～大阪の低地帯では、広域にわたって液状化地盤沈下ならびに沖積層収縮による地盤沈下が発生しました。しかもこの地域は、過去に地下水の大量揚水によってすでに大きな地盤沈下を経験していて、その回復がのぞめない地域です。そうした状態に追い打ちをかけるように、今回の地震が起きたわけです。

《西宮市の地盤沈下》

西宮市の一等水準点の変動については、西宮

市環境保全課(1995)により、過去の変動データも含めて公表されています。測量は、地震前が1991年12月、地震後では1995年6月に行われており、地震前後の地盤沈下の状況を知ることができます。それが図5・12で、この図には地層分布、難波累層(沖積層)の層厚、液状化・流動化分布をあわせ示しました。

図で地盤沈下をみますと、低地帯では全体的に沈下していますが、とくに臨海部では5cm以上、さらには10cm以上の大きな沈下域が広がっています。図5・10は、これらの沈下した場所の過去の水準点変動の経緯です。1964年から観測が始まり、1964～1974年の10年間で最大25cmと大きく沈下し、1974年以降は横ばい状態が続いています。それが今回の地震により、一瞬のうちに大きく沈下し、その沈下量は1960年代の年間沈下量を大きく上回り、数年間分の沈下量に相当します。

一方、内陸部では、甲山の南東を走る甲陽断層の更に南東約1kmあたりに、北東方向に延びる隆起域と沈降域が並びます。また武庫川の中流部にも川に平行して大きな沈降域があり、夙川沿いにも沈下域がみられます。

これらの変動と地質環境との関係をみますと、臨海部の5cm以上の大きな沈下域は、大局的には難波累層が厚く、層厚が12m以上ある地域です。しかし詳細にみると食い違って、むしろ大きな沈下の分布域は、埋立地の分布とほぼ一致します。

武庫川中流部の大きな沈下域は、武庫川の旧

河道にあたり、液状化・流動化が発生したところですが、ただ、夙川沿いの沈下域については、その要因となる地質環境は不明です。

また、丘陵近くの甲陽断層に平行して帯状に隆起・沈降する部分は、この付近を走る城山断層(平野・波田, 1995)にほぼ一致します。

《尼崎市の地盤沈下》

尼崎市の一等水準点の変動については、尼崎市土木局緑地部河川課(1995)により1993年までのデータが公表され、また地震前後の地盤沈下の状況も同課から発表されています。これらに、前述の国土地理院のデータや図5・7の地盤沈下分布を参考にして作製したのが図5・13です。同図には、難波累層の層厚および液状化・流動化分布地も示しました。

この地域でも臨海地域で5cmを超す大きな沈下が見られます。図には、この沈下域の北側の自然地層分布域に、J10698, J10699を記してあります。図5・11は、この水準点の過去の変動履歴で、1959年に観測が始まり、1960年代前半には年間10cmもの沈下が続き、1960年代末には累計で約46cm沈下しましたが、1970年代からは横ばい状態が続いています。今回の地震では、図のように変動はわずかで近年の変動と調和的です。この地点では地震による影響は特にみられません。

地盤沈下と地質環境との関係をみますと、この地域では3cm以上の大きな沈下があった場所は、難波累層の層厚が20m以上の部分にあたり、同時にこの沈下域は、埋立地の分布と

図5・10-西宮市臨海部の代表的水準点の変動経過

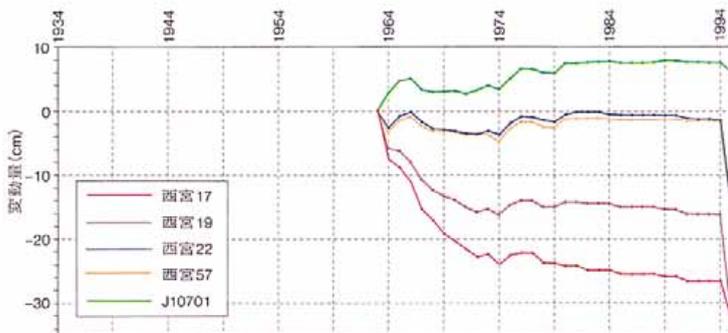
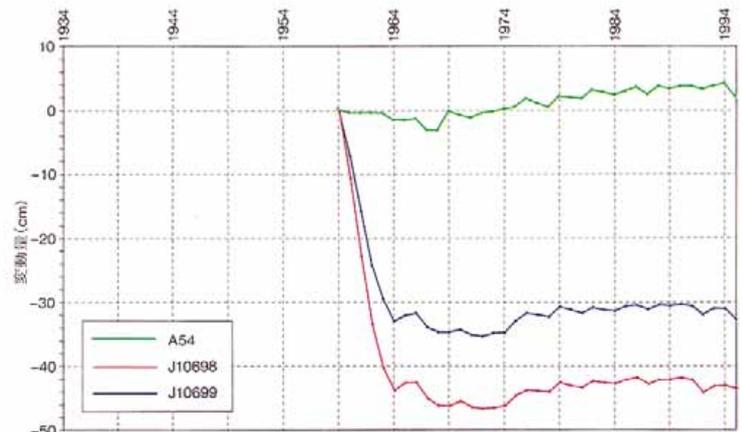


図5・10=西宮市(1995)より作図。各水準点とも1963年より観測開始
図5・11=尼崎市(1995)より作図。各水準点とも1959年より観測開始

図5・11-尼崎市における水準点の変動経過



<図5・10, 5・11: 千葉県地質環境研究室>

もほぼ一致します。しかし東部をみると、難波累層の層厚が20m以上あっても沈下のみられない区域があって両者は一致せず、東部での沈下域は、埋立地の分布と一致します。

また中央部には、沈下域が北に向かって凸状に延びる地域がありますが、この部分は液状化・流動化がみられたところですが、ですから大きな沈下は、埋立地および液状化・流動化分布地で起きていることがわかります。ただし、その中で沈下量の違いについては原因を示す具体的なデータはなく、これらは、人工地層の質の違いによると思われる。

《大阪平野の地盤沈下》

大阪平野は、安土桃山時代から始まって現在に続く埋立によって、臨海部には広大な埋立地が広がります。また大正時代からは工業活動が盛んになり、地下水の大量揚水による地下水位の低下および地層収縮をひきおこし、広範囲にわたって激しい地盤沈下が起きました。

た。1960年頃のピーク時には、地下水位が-25m~-30mまで低下し、この時には臨海部では年間14cm~18cmもの大きな沈下が起きています。その後、地下水位が上昇するにつれて年間沈下量は減少し、1990年には地下水位は大部分の地域で-3m以上に回復し、沈下は小康状態になっています。しかし昭和初期から続いた長期間の地盤沈下によって、西大阪では海拔0m以下の広大な地域をつくってしまいました(図5・18)。

地盤沈下による公害は、「一度沈下したら元に戻らない」ため、わずかな沈下量でも長期にわたると大きな沈下量となり(図5・16)、気づかぬうちにその地域の社会的・経済的基盤に深刻なダメージを与えてしまいます。現に、大阪平野の昭和初期の地盤沈下と、これによる大規模な高潮被害はその典型です。そのため大阪では、橋の掛け替え、堤防・防波堤のかさ上げ、排水機場の設置、海拔0m以下

の地域の土盛りなど、さまざまな対策を施してきており、これは現在にいたっても続けられています。

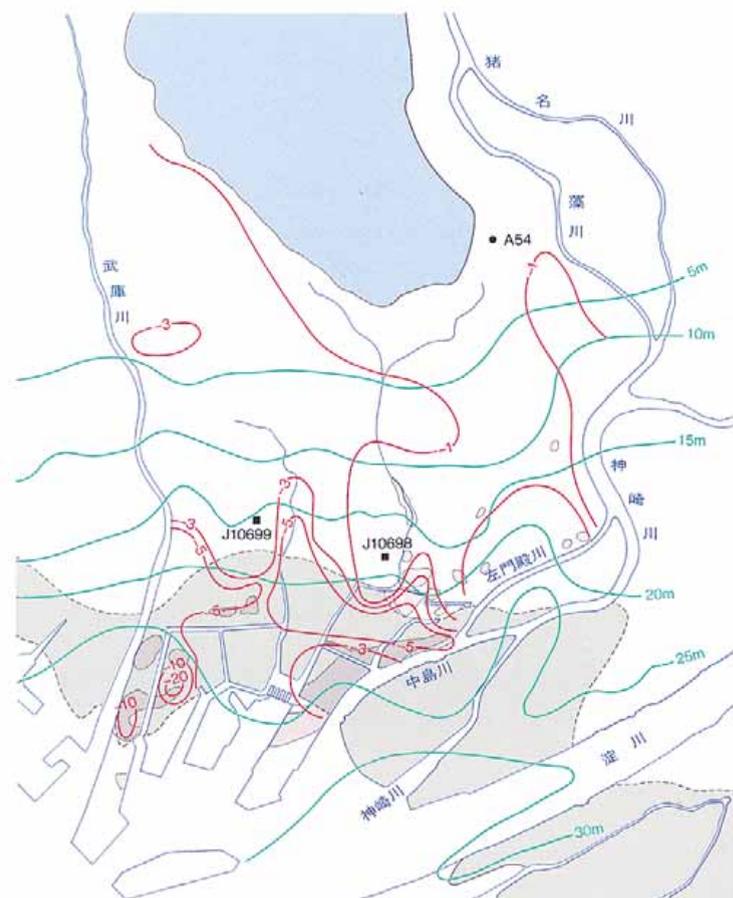
今回の地震による大阪市の一等水準点の変動については、大阪市環境保健局環境部(1995)により、地震前では1994年10月~1995年1月前半に、地震後では1995年2月~3月に測量が行われています。また過去の水準点の変動データは、現在の機関の前身である大阪市総合計画局公害対策部(1969)によって公表されています。図5・17に、大阪市の水準点変動と地層分布、それに難波累層および同中部層(Ma13層)の層厚分布を示し、図5・18に大阪市の水準点変動と液状化・流動化分布地、さらに過去の1961年11月~1962年11月の年間の地盤沈下量と、現在の標高0mの地域をもあわせ示しました。

まず水準点変動に着目すると、上町台地では隆起を示し、その北方延長部では、難波累層

図5・12—西宮市の地盤沈下と難波累層の層厚および液状化・流動化分布



図5・13—尼崎市の地盤沈下と難波累層の層厚および液状化・流動化分布



凡例およびスケールは図5・12と同じ

〈図5・12、5・13：千歳県地質環境研究室〉

が厚いにもかかわらずわずかに隆起しています。一方、上町台地の西縁の水準点は、難波累層は非常に薄いのですが若干の沈下を示しています。

北部の神崎川沿いの自然地層分布域（北部低地帯）では、ほとんどの地点が1cm以内の沈下で、神崎川と左門殿川に挟まれた地点で1～2cmの沈下がみられます。図5・14は北部低地帯の代表的な水準点の変動履歴です。両地点は、1960年代の前半に沈下が進みましたが1970年頃からは横ばいで、今回の変動は最近の変動状況と調和的で、とくに地震の影響は認められません。

南部の尻無川の南から木津川沿いまでの埋立地（南部低地帯）では、ほとんどの地点が1～2cmの沈下で、西36地点でわずかに2cmを越えています。図5・15は南部低地帯の西36、西38水準点の変動履歴で、両地点は1960年代末までは沈下が進行していますが、1970年頃からは横ばいで、今回の変動は最近の変動状況と調和的です。

これに対して、淀川河口を中心とした低地帯、神崎川の南側から尻無川の北側までの埋立地では5cm以上の大きく沈下した地点が4ヵ所みられます。ただし沈下は一樣ではなく、地点ごとに変動量が大きく変化しています（地盤沈下量乱高下地帯）。図5・16は、この乱高下地帯の代表的な水準点の変動履歴です。ここでは1930年代から沈下が進み、累積沈下量は最大地点では2m50cmにも達していますが、1970年頃からは横ばいが続いていました。それが今回の地震では、西46、西10地点にみられるように、一部の地点では最近の傾向とは非調和的に大きく沈下し、横ばい状態が一瞬のうちに降下しています。

これらの沈下と地質環境との関係を全体としてみますと、上町隆起帯の部分は別として、大局的には、難波累層の層厚の厚い部分、例えば20mより厚い部分では1cm以上の沈下が、難波累層中部層（Ma 13層）の層厚の厚い部分、例えば10mより厚い部分では1cm以上の沈下がみられます。ただし、5cm以上の大きく沈下

した地域で、とくに難波累層の層厚が厚いわけではありません。

また図5・18は、過去の地盤沈下量（1961年11月～1962年12月）および標高0m地帯と、今回の地震による沈下との関係をみたものですが、図に示されるように、過去の地盤沈下と今回の沈下との間には密接な関係は認められません。むしろ沈下の大きい地域は、埋立層の分布ないし液状化・流動化分布と一致します。しかし、その沈下域でも5cm以上の大きな沈下量の原因を直接的に示すデータはありません。これは、埋立地の地盤沈下量乱高下地帯で沈下量分布が大きく変化していることからわかるように、人工地層というのは地層構成が一樣ではなく、局地的にその構成がさまざまに異なるので、その影響が強くあらわれているからと思います。

⑥直下型地震と噴礫現象

楡井 ポートアイランドでは、従来の液状化・流動化では経験しなかった噴礫現象がみられました。1つは、ポートアイランド第2期埋立地の神戸シティアターミナル（K-CAT）駐車場北縁にある地盤沈下観測井用マンホール付近（図5・19のA地点）、もう1つは、第1期埋立地と第2期埋立地との間にある旧岸壁の北側（図5・19のB地点）です。

《A地点の噴礫現象》

A地点では、重さ63kgもあるマンホールの蓋が吹き飛ばされて移動し、そこから約1m離れた周囲に、人間の頭ほどの巨礫がドーナツ状に分布していました（写真5・4、表5・3）。これらの礫の環の幅は約2.5m、内周付近には人頭大の巨礫を含む最も大きな角礫が配列し、外周に向かって礫径は小さくなります。礫環の外側には、砂の薄層が幅2mで環状に分布し、その環のなかには中礫程度の角礫も点在します。層厚は内周部分で2cm、外周部分で0.2cm、表面に泥が薄く被覆します。その外側には、約2.5mの幅をもつ環状の浸水域がみられます（図5・20）。

図5・21は、巨礫が噴出したマンホールの構造とその中の観測井の位置で、マンホールは内

部の直径が150cm、出口が60cm、下が太くて出口が細くなっています。観測井の直径は50cm、マンホールの中心より出口側に位置しています。観測井に取り付けた鉄の足場（上から2番目のステップ）は、上方に最大5cmも曲がり、その上に大きな礫がのっています。そしてマンホール出口の直下付近には大きな礫が、マンホール内部の奥には小さな礫が沈降・堆積し、逆級化構造が認められます。

第2期埋立地の現場や既存の地質資料（神戸市、1980）からマンホール周辺のアスファルト下の層序を推定すると、次のようです。

30m以深：最終氷期のものと思われる堆積物で、砂礫層・泥炭層・砂質粘土層の互層。

深度30m～深度15m付近：縄文海進時の海成粘土層（Ma 13層）。

深度15m付近の旧海底面～深度2m：流紋岩、砂岩や風化花崗岩の角礫からなる埋立層。

深度2mからアスファルト舗装下まで：砂を多く含む角礫（ブル押し層）。

《B地点の噴礫現象》

第1期埋立地の南縁には、第2期埋立地との境界となる旧岸壁があります。この旧岸壁の北側には東西に延びる2車線道路があって、地震前には車道と歩道の高さがほぼ同じで、側溝と歩道間に15cmの段差がありました。それが、地震によって車道と歩道の間に1m10cmの段差ができ、コンクリート製の側溝の蓋のほとんどが吹き飛ばされて裏返しになっていました。側溝のコンクリート枠の多くは沈下し、周辺には泥、砂、そして人頭大の巨礫が分布します（写真5・5）。礫の分布の幅は、車道側・歩道側とも約2mで、車道側の方が礫が大きい。この噴礫現場では、水と礫と空気が噴出物の主体になっていますが、砂・泥を伴っている場合もあります。つまり、空気を含む高圧の三相流体であったと思います。

《噴礫現象の地質環境と地震エネルギー》

これまで、わが国で経験した液状化・流動化現象では、中礫程度の礫が流出した例はありません。しかし、今回のように人頭大の巨礫が爆発的に噴出したのは初めてで、これが巨

図5・14－北部低地帯の代表的水準点の変動経過

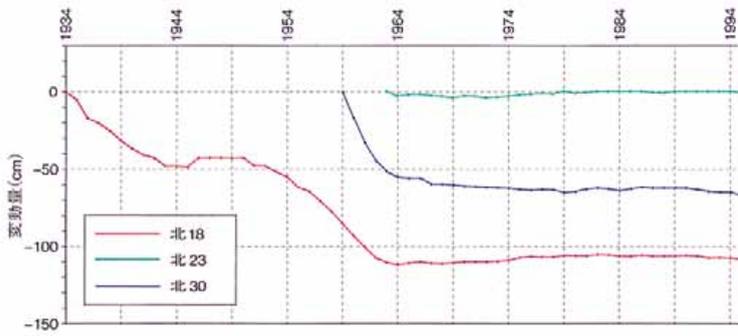


図5・15－南部低地帯の代表的水準点の変動経過

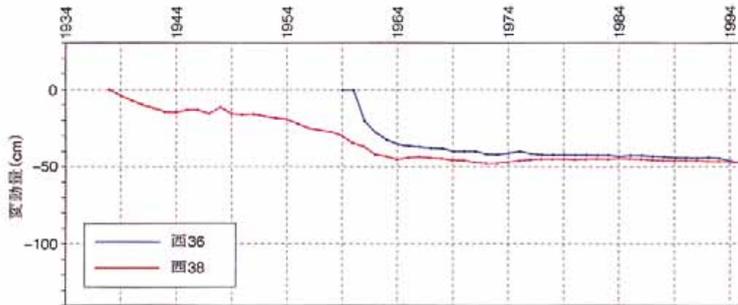


図5・16－地盤沈下量乱高下地帯の代表的水準点の変動経過

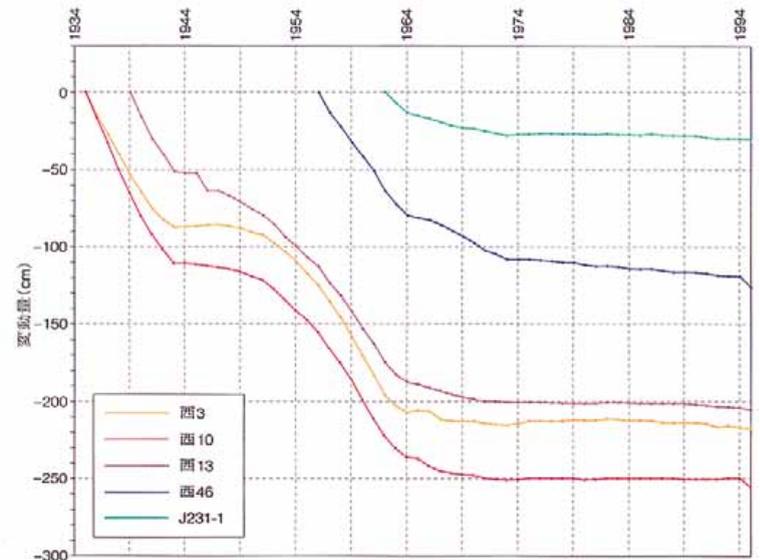


図5・14＝北18は1934年，北30は1959年，北23は1963年から観測を開始。図5・15＝西36は1959年，西38は1938年から観測を開始。図5・16＝西3 西10は1935年，西13は1939年，西46は1956年，J231-1は1962年から観測を開始。各図とも大阪府総合計画局公害対策部(1969)および大阪府環境保健局(1975, 1979, 1983, 1987, 1991, 1995)より作図。

図5・17－西大阪平野の水準点変動と難波累層および難波累層中部層(海成粘土層)の層厚分布

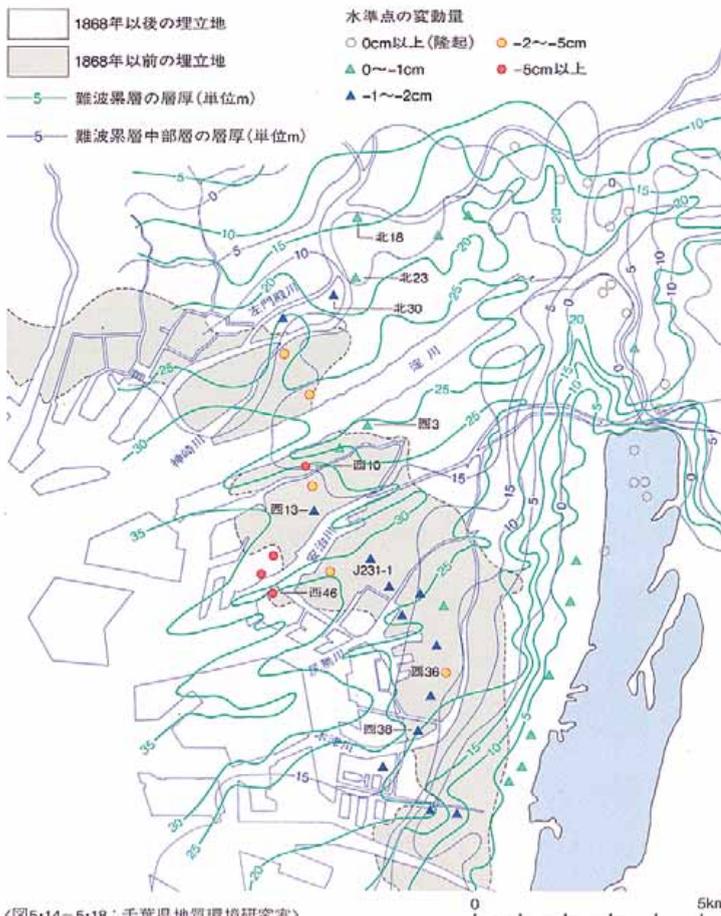
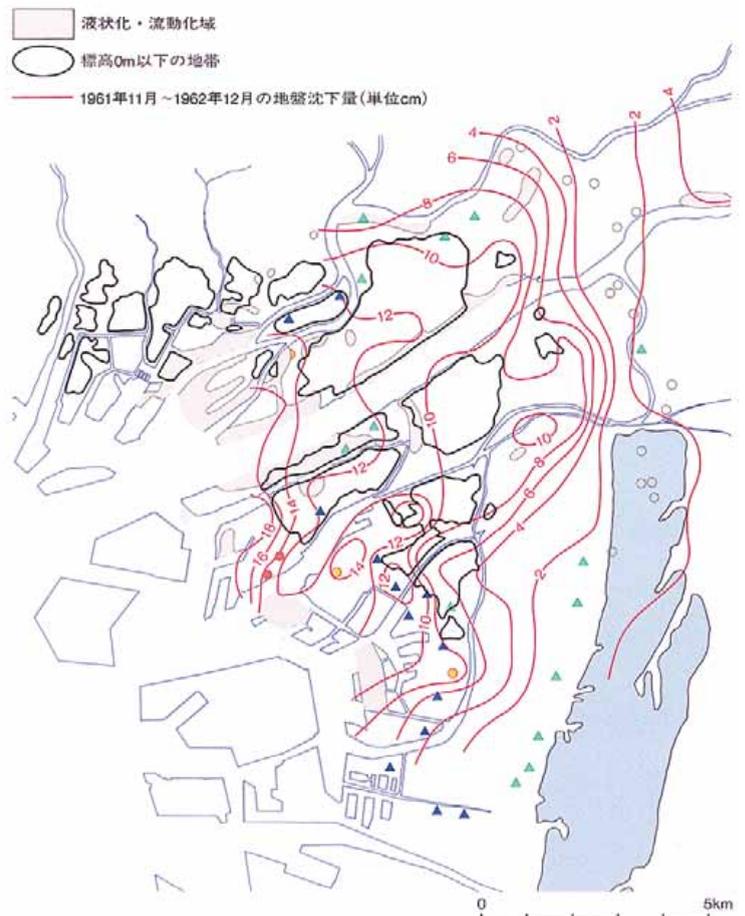


図5・18－西大阪平野の水準点変動と液状化・流動化分布，および過去の地盤沈下量(1961年11月～1962年12月)と標高0m地帯



<図5・14～5・18：千葉県地質環境研究室>

図5-19-ポートアイランドで噴礫現象が見られた場所(A, B)



A地点：神戸シティエアターミナル(K-CAT)駐車場の観測井用マンホール周辺
 B地点：第1期埋立地と第2期埋立地を境する旧岸壁の北側部分
 ③：地震計位置

表5-2-ポートアイランドにおける深度別最大加速度値
 <岩崎好規, 1995>

深度	加速度(NS成分)
GL-00m	341.2gal
GL-12m	564.9gal
GL-28m	543.6gal
GL-79m	678.8gal

図5-20-観測井用マンホールを中心に円環状に分布する人頭大の巨礫および礫・砂・水の噴出状況

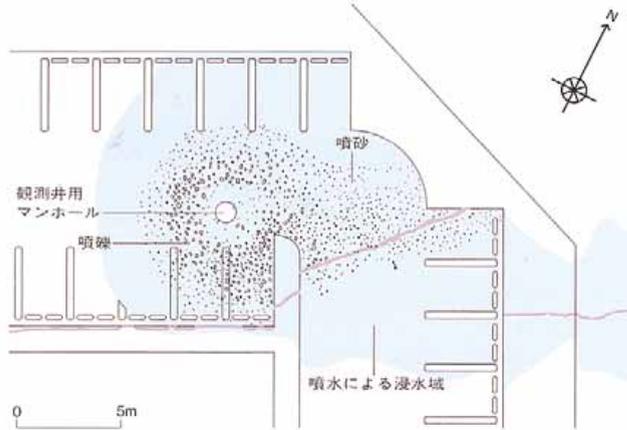
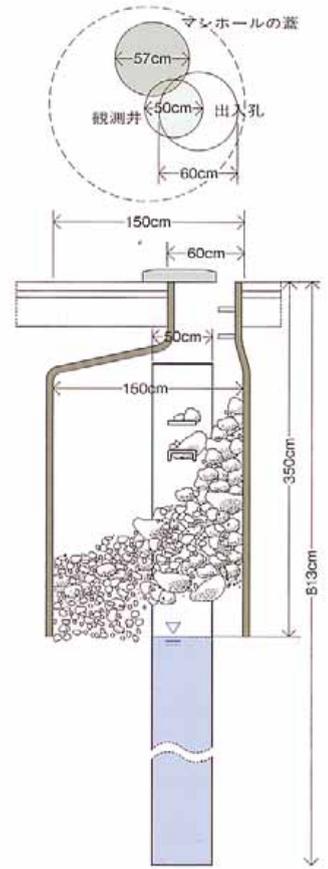


表5-3-マンホール周辺に噴出した礫の種類と重さ・大きさ

礫種	重量(kg)	大きさ(cm)		
		長径	中間径	短径
1 流紋岩	10.5	34	24	10
2 流紋岩	8.5	27	25	12
3 流紋岩	8.5	24	22	13
4 流紋岩	8.5	23	20	13
5 流紋岩	7.8	22	18	15
6 流紋岩	7.0	27	16	13
7 砂岩	5.5	22	19	13
8 流紋岩	5.5	20	17	15
9 流紋岩	5.5	25	20	10
10 砂岩	5.0	23	20	10
11 流紋岩	4.2	23	19	10
12 流紋岩	4.0	32	13	10
13 流紋岩	4.0	22	14	13
14 流紋岩	2.5	18	14	14
15 流紋岩	2.5	18	14	13

図5-21-礫を噴出した後のマンホールの断面図



<図5-19-5-21, 表5-3: 千葉県地質環境研究室>

写真5-4-マンホールから噴出し円環状に分布する人頭大の噴礫



写真5-5-第1期埋立地と第2期埋立地の間の旧岸壁北側の噴礫



<写真5-4, 5-5: 千葉県地質環境研究室>

●引用・参考文献

シンポジウム「阪神・淡路大震災と地質環境」論文集(1995); 楠田隆ほか, 125-130. 榎井久ほか, 137-142. 日本地質学会.
第5回環境地質学シンポジウム論文集(1995); 酒井豊ほか, 1-6. 古野邦雄ほか, 7-12. 香川淳ほか,

13-24. 楠田隆ほか, 25-28. 森崎正昭ほか, 29-34. 佐藤賢司ほか, 35-40. 日本地質学会.
榎井久ほか(1995); 京都大学防災研究所都市耐震センター 研究報告, vol. 9. 25-52.
楠田隆ほか(1996); 京都大学防災研究所都市耐震センター 研究報告, No. E18, 147-183.

第6回環境地質学シンポジウム論文集(1996); 成尾英仁ほか, 49-54. 榎井久ほか, 55-58. 日本地質学会.
阪神・淡路大震災—都市直下型地震と地質環境特性—(1996); 榎井久ほか, 186-207. 東海大学出版会.

大直下型地震に伴うことはいまでもありません。

この場合、噴礫現象がみられた地点は、埋立地路盤下の空隙の多い埋立礫層に設置されたマンホールや、旧岸壁沿いにある埋立礫層の多い隙間など、いずれも閉鎖的な空間に限られているという特徴があります。

地震のエネルギーが開放される場となる地表近くの閉鎖的空間は、周囲が護岸で囲まれた人工島の一部に存在しています。つまり、周囲が護岸で包囲され、そして雛壇状に埋立・盛土造成されたポートアイランドなどの場合には、中心部に近い各雛壇の段丘面から涵養された地下水は、護岸の内壁部に向かって流下します。ですから人工島中心部では、地下水位は低く、そして上戴圧も大きい。それに対して、護岸近くの低位面や護岸付近では、地下水位は高く、当然、上戴圧も小さい。しかもこの地域には、岸壁の波止場・駐車場・事務所・道路といったように舗装面積が多く、当然これらの地下直下には閉鎖的空間分布が多くなっています。

以上のような条件下で、人間が体感した浮き上がるような衝撃的地震波で人工島が揺られる場合には、例えば、大豆と水を入れて蓋をした水槽を強力に振動すると、閉鎖された水槽の一部には大豆と水と空気からなる高圧の三相流が生成されますが、これと同じように衝撃的な上下動を伴う強震動に見舞われた人工島でも、礫(巨礫・砂礫)・水・空気の三相流からなる異常高圧体が発生したと思われる。そして、この異常高圧三相流が集中し、噴出しやすい場所が、低地部や護岸における上戴圧の小さい部分なのです。K-CAT駐車場北縁のマンホールからの噴礫現象などは、この例の1つです。

表5・2は、ポートアイランドに設置された地震計の記録から、岩崎好規さんによって解析された深度別の最大加速度値です。表にみるように、深度79mでは最大加速度は697.8galときわめて大きいのですが、地表面になるとその値は341.2galとなり、約50%に減衰して

います。とくに深度12m以浅の埋立層で急速に減衰しているのが目立ちますが、ここで消費された地震エネルギーは、当然、地表部の破壊に使用されたわけで、これによる高圧化した三相流体と、雛壇状造成地の高位面からあふれ下る地下水とが合流し、護岸付近の運動エネルギーは最も大きくなったと予想されます。

こうして、直下型地震の大きなエネルギーを吸収し異常に高圧化した流体は、護岸の強さが限界に達したとき、周囲の岸壁をことごとく破壊します。また、護岸近くに圧力伝達の可能な小さな流体通路があれば、その通路めがけて高圧の流体が集中し、爆発的なジェット水流となって地表に噴出するでしょう。そのさい、地震のエネルギーを溜め込み、護岸付近の高い圧力からすれば、重さ63kgのマンホールの蓋を吹き飛ばしたり、巨礫と一緒に噴出したりすることは、いとも容易のように思われます。

《アカホヤ噴火時の噴礫現象》

ところで地震時の噴礫現象は、上述の例が唯一ではなく、過去にも発生していることが明らかになりました。成尾ほか(1996)は、こうした噴礫現象が約6,300年前のアカホヤ噴火時にも発生し、地層中に礫脈として残されていることを報告しています。

アカホヤは、鬼界カルデラが大爆発したときに広く日本各地に堆積した降下火山灰で、広域テフラとしてよく知られていますが、このときの巨大噴火で発生した火砕流はきわめて大規模で、種子島や屋久島、さらには南九州の大隅半島にも達していて、それらは、幸屋火砕流と呼ばれています。

成尾さんには、種子島や屋久島で、基盤の熊毛層群(古第三紀の堆積岩)の直上からローム層中を上昇する礫脈の露頭に案内していただき、礫脈中の礫は、基盤岩の風化砕片礫や基盤岩の上に薄く堆積する段丘礫で、礫脈はアカホヤ層の幸屋火砕流下部やその内部に達している現場を見ることができましたが、これも、ポートアイランドのK-CAT駐車場北縁のマ

ンホールからの噴礫現象と類似したメカニズムで形成されたように思います。

成尾さんによれば、礫脈が認められたのは種子島で10露頭、屋久島で5露頭です。種子島の西之表市大広野では、道路工事で出現した長さ約30mの直線的露頭に、高さや幅が違う大小4本の礫脈が認められ、もっとも大きな礫脈では、最大長約20cmの砂岩礫を含む角～亜円礫群が450cm以上にわたって連なり上昇しています。西之表市能野の露頭では、少なくとも4本の礫脈が認められ、その中には約5m連なる大規模な礫脈もみられます。そのほか、古砂丘を切って上昇するもの、上部がラップ状に開いているもの、アカホヤ層直下の縄文時代早期の土器を含むものなど、さまざまな形態の礫脈が見出されています。

また大隅半島中部では、原口岡遺跡をはじめアカホヤ火山灰層に覆われた多くの噴礫脈が確認されています。そして、アカホヤ噴火に関連した噴砂・噴礫現象は南北120kmに及んでいること、これがアカホヤ層と密接に関係することから、これらの噴砂・噴礫現象は、アカホヤ噴火時の火砕流噴出に関連した巨大火山性地震による可能性が高いと思います。

このように大地震に伴う噴石時には、時として予想外の形態で激しい地層破壊が起きます。こうした自然が放出する巨大なエネルギーに対しては、それを力づくで押さえ込もうとするよりも、そのエネルギーを分散させ逃がす工夫をして、その力を少しでも緩和するという対処が必要だと思います。巨大噴火予測地域や活断層直上地域の防災軽減手法は、むしろ日本文化の柔の術を組み込むことでしょう。そのためにも自然の摂理を深く理解する必要があります。

6 液状化対策

楠田 液状化・流動化の防止対策は、新潟地震後から取り組まれ始めました。新潟地震地盤災害図(液状化マップ)などを土台にして、主として土質工学の関係者が中心になって多くの調査・研究や室内実験が行われ、液状化対策工が進められ、現在では多くの工法が開発されています。ここでは、そうした対策工についてはごく大まかに触れ、あと地質環境の保全・利用という観点から、液状化対策について考えてみます。

①液状化対策工とその効果

《液状化対策工》

第四紀火山砕屑物の問題や地震動の大きさなどいろいろな問題がありますが、大筋としては、液状化・流動化が起こりやすいのは、1つはゆる詰まりの砂の地層があり、もう1つはこうした地層のところで地下水面が地表付近の浅い深度にあることです。こうしたところでは、地震時には、強い揺れと共に地下水圧(間隙水圧)が急激に高まるので、ゆる詰まりの砂が粥状に溶けて液状化・流動化し、構造物は支持力を失ってしまいます。

ですから液状化・流動化を防ぐには、1つはゆる詰まりの砂層を締め固める。この場合、どの程度まで締め固めれば液状化しないのかという問題は、新潟地震の経験を土台にして明らかにされました(したがって阪神淡路大震災までの対策工では、新潟地震クラスの地震動の大きさが1つの目安になっています)。もう1つは、地震時に地下水圧が高まらないように、地下水が逃げられるすきまをつくり、間隙水圧を消散させて水圧が上がらないようにする。または、浅い地下水面を予め深くまで

下げてしまう。こうした処置を施せば液状化・流動化を防ぐことができるわけです。

砂を締め固める代表的な工法としては、パイプロフローテーションとかサンドコンパクションパイル、あるいはサンドドレーンなどがあります。パイプロフローテーションは、大型の棒状の振動機を地層中に打ち込み、振動によって周囲の砂を締め固めます。さらにその孔には砂を詰めて砂の柱をつくり、水圧が消散されるようにします。

サンドコンパクションパイルは、太い鋼管を地中に打ち込み、その中に砂を注入して振動・圧縮し、強く締め固まった砂の柱(サンドパイル)を下から順につくりながら鋼管を順次上へ引き上げていき、最終的には強固な砂柱を地層中に林立させ、地層の強度を高めるものです。サンドドレーンは、主として軟弱な粘土層を対象に、地層中にサンドパイルを打ち込んで上から荷重を加え、砂の柱を通して粘土層の水分を抜き、地層を圧密・強化します。なお沖積粘土層を圧密沈下させるものにプレロードがあります。これは上から荷重を加えるだけの簡単な工法ですが、液状化強度を高めることにも役立ちます。

一方、間隙水圧を消散させる代表的な工法としてはグラベルドレーンがあります。これは、透水性のよい砕石などのパイルを地層中に打ちこんで、地震時に上昇する間隙水圧を消散させるものです。ドレーンに人工材料を用いる工法もあります。このほか現在では、鋼管杭や鋼鉄板の側面に孔をあけて排水機能をあわせもった構造物を使用する方法、あるいは杭の周囲に砂利を充填する工法なども開発さ

れています。

《液状化対策工の効果》

新潟地震の際には、液状化・流動化した地域でタンクが傾きましたが、その中で被害を受けなかったタンクがありました。それを調べると、被害のなかったタンクではパイプロフローテーション(1.5m間隔で正三角形配置、深さ5m)で地盤改良され、地層が締め固められていたことが明らかになり、これが液状化対策工の先例となりました。

その後、この経験が生かされて八戸市のある会社では、砂鉄を掘ったあとの埋め戻し地層に工場を建てたのですが、その際、重要な建物にはパイプロフローテーションを施し、重要度の小さな建物には液状化対策をしなかったわけです。そうした状況で1968年に十勝沖地震が起きたのですが、液状化対策をしたところでは被害は見られず、しなかったところでは埋め戻し地層のほとんどが液状化・流動化し、建物も被害をうけました。このように新潟地震のわずか4年後には、液状化対策工は実際の地震のなかでその効果が試され、被害を防ぐことに成功しております。

私自身が経験したことでいいますと、釧路沖地震(1993年)の液状化・流動化の被害調査に行ったとき、釧路港では、典型的な液状化・流動化被害が起きた埠頭と、ほとんど被害のなかった埠頭とがありました。釧路港の被害状況は図7・13(p.62)のようになっていますが、このうち東港の漁業埠頭では、岸壁・埠頭の幅約3mの外周部分をはじめ倉庫などの杭基礎の入った構造物が抜け上がり、それ以外の場所は20~60cm沈下しました。沈下した

図6-1 釧路港西港地区第1埠頭南岸壁(-12m)岸壁bの液状化対策工

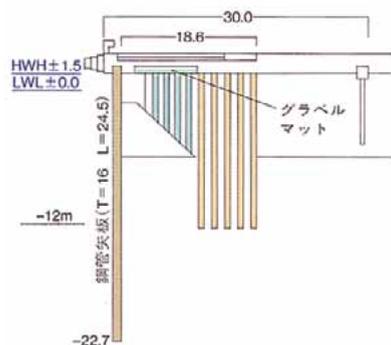


図6-2 釧路港西港地区第3埠頭南岸壁西側(-12m)岸壁dの液状化対策工

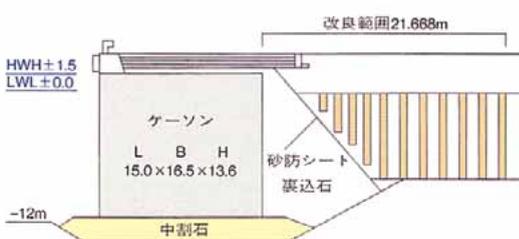
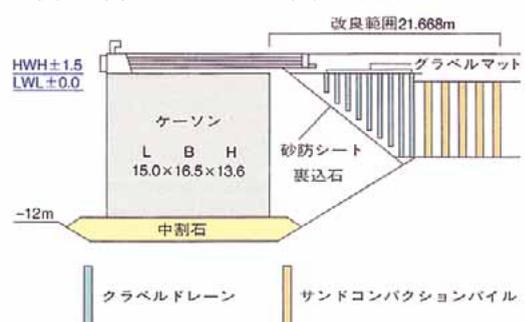


図6-3 釧路港西港地区第3埠頭西岸壁(-12m)岸壁e南側の液状化対策工 <図6-1~6-3: 松永ほか, 1993による>



部分には多くの割れ目ができ、それらの割れ目は数cm～数10cm開いています。また構造物の縁からは細粒～中粒の青灰色の砂が噴出し、地面の波打ちもみられました。

ところが中央埠頭付近ではほとんど被害がなく、また西港の埠頭でもそれほど大きな被害をうけていません。その時には、これらの埠頭では液状化対策工が行われていたという話は聞いたのですが、確かなことはよくわかりませんでした。その後、運輸省港湾技術研究所(当時)の報文(注1)に接して、各埠頭での液状化対策工を知ることができましたので、その要点を簡単に紹介します。

図7・13で、岸壁のわきにa～eの符号を記したところが液状化対策をしたところです。岸壁aは、斜めの鋼管梁で補強された鋼管構造の岸壁で、グラベルドレーンが施されています。被害はエプロンと背後地との間に2～3cmの段差が生じ、上屋の背後に数cmの開きができた程度です。

岸壁bの液状化対策後の断面は、図6・1のようになっています。この岸壁は鋼管矢板でつくられ、背後にはグラベルドレーンおよびサンドコンパクションが施されています。被害は、背後地に一部クラックが発見された程度で、被害無しといえる状態です。

岸壁cはケーソン岸壁でサンドコンパクションが施されています。被害は岸壁が10cmほど海側に出たほか背後地で沈下が見られました。

岸壁dはケーソン岸壁で、液状化対策後の断面は図6・2のとおりで、岸壁背後にサンドコンパクションが施されています。被害は、岸壁が10cmほど海側に出たほか、エプロンと背後地の境界で20～30cm程の段差ができ、ケーソン背後のエプロンに沈下・亀裂および下部に空洞ができました。

岸壁eもケーソン岸壁で、図6・3が液状化対策後の断面図です。岸壁背後にはグラベルドレーンおよびサンドコンパクションが施されています。被害は、岸壁dとほぼ同様で、ケーソン背後の裏込め部分から対策工施工位置までの間で被害がでています。

以上のように、液状化対策工を施したところは、鋼管矢板構造の岸壁はもちろんケーソン岸壁にしても、それぞれ十分な効果が発揮されています。

もう1つ、前章では阪神淡路大震災の際、ポートアイランドの市街中心部では、各エリアで沈下量に違いがあるのは液状化対策工の有無が影響していると述べました。それについても簡単に紹介しておきます。

阪神淡路大震災に伴うポートアイランドおよび六甲アイランドでの液状化地盤沈下量と液状化対策工との関係については、石原先生ほかによって図6・4のようにまとめられています(注2)。この図で、ロッドコンパクションパイは振動による締め固め効果が大きくなるようロッドに特殊な加工を施した工法。沈下量は、周辺の杭基礎のある建物は沈下なしと仮定して推定された相対的沈下量です。

図に見るように、液状化対策を行わなかった無処理区域では平均値で40～50cmの沈下がみられるのに対し、サンドドレーンによる液状化対策を施した区域では沈下量は15～18cmと少なくなっています。またサンドドレーン単独のものよりも、これにプレロードを組み合わせた場合の方が沈下量が少なく、プレロードにも相応の効果のあることが示されています。そしてロッドコンパクションやサンドコンパクションによる締め固めでは、ほぼ沈下なしという結果が得られています。

もちろんこれらの対策工は、新潟地震規模の地震動を想定して設計・施工されたものですが、それが今回のポートアイランドではそれを大きく上回る地震動に見舞われました。そうした場合にも、それぞれの対策工法によってその効果に違いがあるとはいえ、液状化対策工がたいへん有効で、液状化・流動化による被害を防げることが示されています。

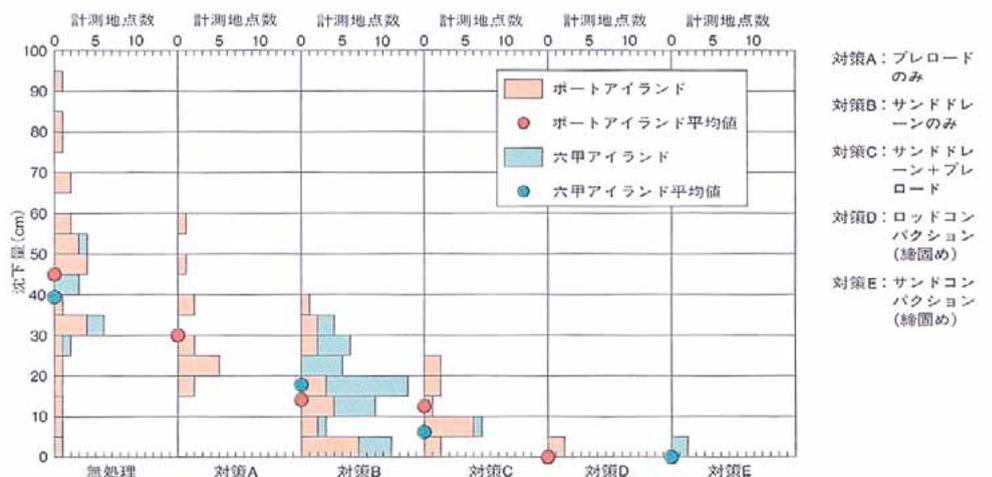
②小規模構造物に対する液状化対策工

香村 これまでの液状化対策工は、大規模構造物を対象にしたものがほとんどで、現状では、一戸建て住宅や既存の盛土造成地、あるいは道路・埋設管・共同溝などの小規模構造物を対象にした液状化対策工がありません。しかし現実の問題として、盛土造成地には一戸建て住宅がたくさん建っていますし、液状化・流動化の発生を防ぐ必要のある小規模構造物も数多くあり、ライフラインを埋設した埋め戻し地層もその1つです。

それで、こうした状況に対処できるように、私たちは、千葉県内の中小の建設会社や大学の教官など産官学が共同し「ヘチマドレーン工法」を開発しています。これについて簡単に紹介しておきます。

この工法が対象とする構造物は、いま述べたような小規模構造物です。したがって対象となる地層も、地下6mより浅い部分のゆる詰まりの砂層です。また、表層部が粘性土や砂礫などの液状化の可能性のない地層であって

図6・4—ポートアイランド及び六甲アイランドでの液状化対策工と沈下量の関係 <石原ほか，1995>



も、その地層の厚さが3m以下の場合には、過去に液状化した実例があるので、こうした場所も対象にしています。

工法の原理は、間隙水圧を消散させる方法で、グラベルドレーンなどと同じです。埋立層・盛土層や沖積層などの液状化の可能性の高い地層中に、直径12.5cmの円柱状のドレーン材を埋設し、地震時に圧力の高まった地層中の間隙水をドレーンを通して地上に排水し、間隙水圧を迅速に消散させ、液状化の発生を抑えます。

ドレーン材は、カールしたポリプロピレン製の直径2mm程度の繊維を積み重ねてきた耐圧性の高い円柱状のもので、外側には同じポリプロピレンでできたフィルター(不織布)を巻き、一番下には、液状化しても浮き上がってこないように重りをつけます。なお埋立地などでは泥層が非常に軟らかく、泥が入ってドレーンの中が詰まるケースも想定されるので、泥層と接触する部分にはテープなどを巻いて水が通らないようにします。

ドレーン間隔を決めるのに必要なデータは、1)地震の規模および地表面最大加速度、2)施工場所の砂層の透水性、3)施工場所の砂層の液状化抵抗特性などです。ちなみに東京湾岸の埋立地の稲毛海岸地域を例にして計算する

と、四角形配置の場合、細粒砂～極細粒砂層で、ドレーン間隔は1.5～1.8mとなります。

この場合に想定した地震動はマグニチュード7.5、地表面最大加速度は200galです。

ドレーンの埋設には、ごく狭い場所でも作業できるように小型建設機械を使います。この機械は、深さも一応6mぐらいまでは掘削でき、斜め方向や水平方向にも打設できます。

図6・5に、小規模構造物にたいするこの工法の適用例を示します。一戸建て住宅では、新設の場合には、家を建てる前に図のように縦にいます。既設の場合には、斜めに打ち込むことが必要になります。道路や地下埋設管・共同溝などについては、だいたい図のような形で対応できると思います。また法面のある雑壇状の盛土造成地では、斜め方向や水平方向にドレーンを打ち込むことで解決できると考えています(注3)。

③地質環境の保全・利用と液状化対策

《広い視野からの液状化対策を》

楡井 今のお話のように、液状化対策工を施すことによりその効果は上がり、液状化を防ぐことができます。ただ、これまでの液状化対策工が主に個別の構造物を対象に行われてきたせいか、最近の対策工の中には、個々の構造物に対する効果のみに囚われて周囲の状

況には全く配慮を欠き、そのために周辺の地質環境に対しては、将来にわたって悪影響を及ぼすような工法も用いられています。

自然環境に加える1つの対策によって、今度は別の障害が新たに生じる事例はこれまでも多々ありました。例えば幕張の浜(II章)での液状化もその好例で、ここでは、埋立地を仕切る護岸堤防をつくるためのシートパイル(矢板)が地下水流動を阻害し、新たに液状化しやすい環境をつくり、実際に液状化が起きました。したがって本来の液状化対策は、まず地域全体の総合的な立場からの対策を確立し、その土台の上に個別の構造物に対する対策工が選択されるべきでしょう。とくに液状化被害の予想される埋立地などでは、こうした総合的対策によって地質環境の保全に努める必要があるように思います。そうした意味で、ここでは、サンドポンプによる大規模な埋立造成地を想定し、これまでの液状化・流動化被害調査の中から浮かび上がってきたいくつかの問題を指摘したいと思います。

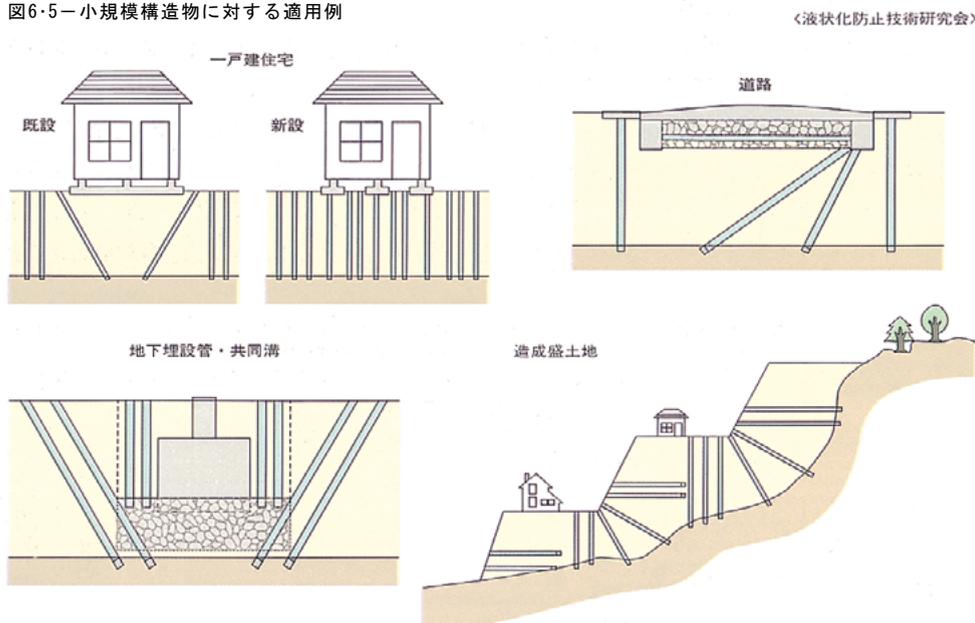
《埋立地での液状化・流動化の総合対策》

埋立地での液状化対策は、埋立層とその下位の自然地層、さらには背後地の自然地層までを含む対象地周辺の地質環境調査をしっかりと行って、地層の震動特性や透水層構造(帯水層構造)を把握し、これを基礎として総合的な視野から対策を考えることが大切です。

(I)海に面する部分の液状化防止が重要

1964年のアラスカ地震の際、バルデーズ市では、比較的細粒な新しい地層でできていた薄い砂層が液状化し、これによって海に面する幅約500m、長さ約2kmの範囲が地すべりを起こして海中に流れ出し、それと共に街の一部が海中に沈み込むという大きな被害が起きました。このように、特に細粒な砂で埋立てた埋立地では、いったん液状化すると水圧がなかなか下がらないため長時間にわたって液状化状態が続きます。そしてこの間、地層は液体状に振る舞うので標高の低い方へと動き、その結果、液状化層から上位の地層全体が海に向かってすべり出していきます。

図6・5ー小規模構造物に対する適用例



一方、阪神淡路大震災の際には埋立地の護岸の多くが海側に動き倒壊しましたが、埋立層の多くが粗粒であったため早めに間隙水圧が消散し、液状化状態が続いたのは比較的短い時間ですみました。そのため、街の一部が海中に没するというような大事にはいたりませんでした。それでも護岸の一部や護岸から数10m内側の範囲が海中に没しました。このように埋立地では、海側に向かう液状化地すべりの危険がはらまれています。埋立地外縁の護岸は、その内側の埋立層が液状化することを前提に、これに見合った強固さを備えておくことが必要です。

(II) 護岸とその基礎は透水可能な構造に

各地で起きた地震の際の液状化・流動化調査の結果から、埋立地で液状化した場所はいずれも海面よりも地下水位が高く、埋立地外縁の護岸によって埋立層内の地下水流動が阻害されていました。それに対して、三陸はるか沖地震の際には、八戸港の一部で液状化していない部分があり、これを調べると、ここでは地下水位が深いことが認められました。また幕張の浜では、護岸より海側の人工海浜では地下水位が深く海面とほぼ同じ高さにあって液状化は起きませんでした。護岸の内側では地下水位は海面よりもはるかに高く、液状化が発生しました。

したがって、埋立地をつくる際には、最初に築く護岸ないしその基礎を透水可能な構造にすることで、かなり液状化を抑えることができます。また現在の護岸では、埋立層だけでなく、その下位の沖積層の透水層が遮断されたり、あるいは護岸の深度によっては一部の洪積層の透水層も遮断されており、地下水流動が阻害されています。これを元の自然状態のように地下水流動を回復させれば、海底での湧き水が増え、海の生物活動も盛んになるケースも十分に考えられます。

ただし、すでに家屋が立ち並んでいるような埋立地では、護岸を排水構造にして地下水位を下げると、埋立層中の泥層が収縮し地盤沈下が起きるので、こうした埋立地では、この

方法は簡単にはいきません。まだ構造物ができていない埋立地やこれから造る埋立地では、この方法は経費的にも有効と思います。

(III) 対策工は泥層・砂層の境界部から始める
サンドポンプによる埋立では、吐き出し口に近いところには砂層が、遠いところには泥層が堆積します。これらの泥層・砂層の境界部は最も液状化しやすい条件がつくられていますから、予算の少ない場合には、この境界部付近の砂層部分から優先的に液状化対策を行うのが賢明でしょう。また泥層部分は、一部の例外を除いて液状化しません。境界部の次には、順次砂層のみの部分に対策工を施せばよいと思います。

(IV) 透水層を遮断する対策工は行わない。
大きな地下構造物の脇には液状化対策を液状化による側方流動を防ぐために、最近では連続地中壁工法など地下に壁をつくる工法が用いられることがあります。しかし、これは透水層を遮断し、地中壁より上流側では地下水位が上昇し、液状化が起りやすくなります。幕張の浜の例のように、埋立地をつくる際の護岸と同じことが起き、周辺の地質環境に対して将来にまで悪影響を及ぼします。ドレーン工法などで液状化対策を行えば側方流動も起りませんので、多くの場合、この方法は得策ではないでしょう。

またこれまでの被害調査では、地下深くまで達する大きな構造物の脇で噴砂が多くみられました。これは、固い構造物と軟らかい地層とでは地震動の揺れ方が違うことや、その部分で透水層が遮断されているからで、大きな地下構造物の脇では液状化しやすい条件がつくられています。したがって、こうした構造物の周辺では液状化対策を行っておくべきだと思います。ただその際、セメントなどで固めてしまう方法は地下水流動を阻害しますからこれを避け、ドレーン工法などを用いるべきでしょう。

(V) 工業用地の対策工

工業用地でさまざまな有害物質を使用する場合には、ドレーンを通じて有害物質が地下に

浸透しないよう細心の注意が必要です。とくに有害物質を扱う場所は、泥層が厚く堆積した透水性の悪い部分を使用すべきでしょう。

また砂層部分にドレーンを打つ場合には透水層単元ごとにつくり、他の透水層から地下水が入り込まないようにシールし、最悪の場合に備えて汚染が深部に拡がらないようにします。

(VI) 主要道路や橋周辺の液状化対策

新潟地震や阪神淡路大震災では、液状化・流動化によって主要道路の曲がりくねり、電柱の倒壊、橋の抜け上がりなどによって通行不能になり、このため消火活動や救助活動ができなくなりました。とくに病院に通じる主要道路や橋梁の土台には、ドレーン工法などで液状化対策を施し、地震時の通行を確保しなければなりません。これは、埋立地だけでなく、内陸の造成地も含め液状化の予想される地域には必要不可欠な対策です。

(VII) 地下ライフラインの液状化対策

また液状化・流動化が起きると、水道管・下水道管などの地下ライフラインにも被害が生じます。このようなライフラインを敷設するときには、地面を掘って管を入れ、掘った土砂で埋め戻しますが、地震時にはこのような埋め戻した部分も液状化・流動化し、大きな地盤沈下がしばしば見られます。こうした場所は、埋立地以外にもたくさんありますが、この場合には、埋め戻すときにドレーン材を入れるだけでも効果があると思います。

(VIII) 避難場所や学校校庭の液状化対策

新潟地震では、学校の校庭で液状化・流動化による地割れに生徒が落ち、亡くなっています。また北海道南西沖地震や阪神淡路大震災では、避難場所となっている学校の校庭で液状化・流動化被害がみられました。こうした場所には、最優先に液状化対策を施しておくべきでしょう。

液状化・流動化被害が起きた主な地震 (1964~2001/日本)

風岡 修=千葉県環境研究センター地質環境研究室

①新潟地震(1964)

新潟・山形・秋田3県の広い地域にわたり、液状化・流動化被害が発生し、この現象が広く注目された(1章およびアーバンクボタNo. 17参照)。酒田市内の小学校の校庭では、液状化・流動化による地波の発生に伴って地割れが生じ、小学校の生徒がのみ込まれた(注1)。学校の校庭は、一般に避難場所にされているが、このような場所では液状化対策を優先的に行っておく必要がある。また災害に備えて手動ポンプを設けておくべきで、このような井戸は環境教育の教材としても利用でき、平時から使用しておくことが肝心である。

②十勝沖地震(1968)。3章4節参照。

③伊豆大島近海地震(1978)

主として大草・安間(1980英)と国土問題研究会他(1978)をもとに述べる(注2, 注3)。この地震は、震災に伴う環境汚染の問題を提起した。持越鉾山の鉾さい堆積場が、鉾さいの液状化・流動化によって崩壊し、鉾さいが沢を流れ下り、鉾さいに含まれていたシアンや重金属が本流の狩野川を汚染した(図7・1, 図7・2, 表7・1, 注4)。

この鉾さい堆積場は、1964年に、周囲の風化した石英安山岩質の凝灰角礫岩層を崩して、まずNo. 1とNo. 2の基底部の堤体をつくり、この堤体内に細かく破碎された鉾さいを泥水状にしてポンプで圧送し堆積させたもので、その後、鉾さいの堆積が進んだ1971年以降になると、この中の鉾さいによ

って堤体を順次かさ上げして堆積を続け、地震時には、No. 1堤体は7段、No. 2堤体は5段かさ上げされていた(図7・3)。鉾さい堆積物は、極細粒砂ないし粗粒シルト～極細粒シルトからなる。一般に、このような泥層は液状化しにくいとされていたが、これが液状化・流動化して噴出した。石原ら(1978)は、この堆積物の液状化強度を調べ非常に液状化しやすいことを明らかにした(注5)。

本震直後、地下水を多く含んだ鉾さい堆積物が液状化し、No. 1堤体はかさ上げ部の7段が大音響をあげて崩壊、鉾さいは土石流となって沢を激しい勢いで下り、沢の出口にあったポンプ小屋を押し流し作業員を巻き込んだ。崩壊した堤体周辺は緩傾斜となり滑落崖は伴っていない(図7・3A)。

本震の翌日には、鉾さい付近を震央とする最大余震が起こった。その5時間20分後、今度はNo. 2堤体が崩壊した。この時には、液状化・流動化した流体は粘性が高く、ゆっくりとした速度で移動したため、基礎堤体とともに崩壊した(図7・3B, 注6)。

このように液状化した流体の振る舞いは、いろいろな条件によって大きく変わるので、被害の様相も一様ではない。いずれにしろ、このような鉾さい堆積場では排水をしっかりと行い、液状化しにくくしておく必要がある。

④宮城県沖地震(1978)

主に東北大学地質学古生物学教室(1979)の報告をもとに述べる(注7)。この地震では、盛土の危険性

が注目されることになった。仙台の市街地は、鮮新統ないし更新統を不整合におおう段丘堆積層上に位置し(図7・5)、被害はほとんどなかったが、沖積低地では、北上川や七北田川などの河川沿いの旧河道で噴砂や地波の被害があった。一方、昭和30年以降に丘陵部に広がった造成地では、液状化・流動化によって盛土が崩壊した。

仙台市南西部の緑ヶ丘は仙台層群・青葉山層からなる丘陵地帯が昭和32~37年に、仙台市北部~泉市の鶴ヶ谷、南光台、黒松では、志田層群・秋保層群・仙台層群の分布する丘陵地帯が昭和38~49年に造成された(図7・4)。ここでは、幅約100m、長さ数km、比高差20m程度の急崖を伴う直線状の谷が発達していたが、造成は、丘陵の凸部を削って、そのまま凹部の谷を埋め、全体を平坦化するという方式で行われた(注8)。

こうして谷埋め部分には、軟弱な谷埋めの沖積層の上に、厚さ20mもの人工地層(丘陵の凸部を削った盛土材)が積み重ねられた。造成地の表層部は転圧により締め固まっているものの、下部は標準貫入試験値N=0~5とゆる詰まりの状態で、しかも元は谷のところであるから地下水が集まりやすい構造になっている。このため、地震に伴い盛土層部分の下部で地層破壊が生じて円弧すべりが起こり、盛土層と地山の境界付近で亀裂が発生し、家屋に被害をもたらした(図7・6, 図7・7)。なおこの地層破壊は、盛土層下部の地層収縮、泥層部

図7・1-伊豆大島近海地震の震源と被害分布 (国土問題研究会ほか, 1978)



図7・2-持越鉾山鉾さい堆積場の崩壊 (大草, 1978)

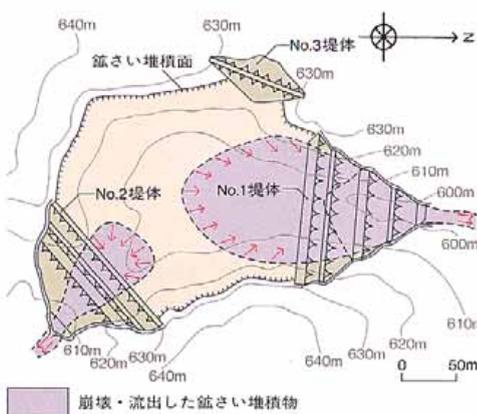


図7・3A-崩壊したNo. 1堤体の断面図 (大草, 1978)

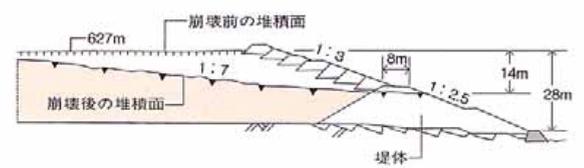


図7・3B-崩壊したNo. 2堤体の断面図 (大草, 1978)

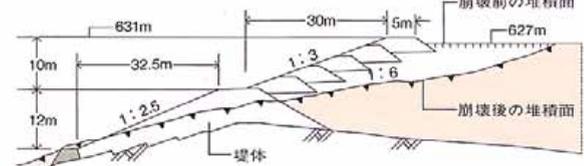


表7・1-流出鉾さいの溶出試験結果(単位: ppm)

採取地点	日時	CN	Cd	Pb	Cu	Zn	As	Hq
鉾さい堆積場	1月16日12,00	12	Nd	0.34	1.08	1.59	0.008	Nd
持越橋	// 12,40	3.4	//	0.09	0.40	0.17	Nd	//
水抜橋	// 13,00	0.14	//	0.08	0.01	0.11	//	//
狩野川本流合流前	// 13,10	0.46	//	0.44	0.06	0.71	0.008	//
遠藤橋	// 14,00	0.44	//	0.07	0.01	0.09	Nd	//

〈静岡県, 1978〉

CN: シアン Cd: カドミウム
Pb: 鉛 Cu: 銅 Zn: 亜鉛
As: ヒ素 Hq: 水銀
遠藤橋: 狩野川本流最上流部

注1=市原 実ほか(1987)；日本の平野，日本の自然第6巻，平凡社，p10.

注2=大草重康・安間 莊(1980英)；Engineering Geology. Vol. 16, 195-224.

注3=国土問題研究会ほか(1978)；伊豆の地震災害「1987年伊豆大島近海の地震」共同調査報告書，日本科学者会議，76p.

注4=静岡県消防防災課(1978)；1978年伊豆大島近海地震被害概要

注5=石原研而(1978)；伊豆大島近海地震の防災に関する報告，文部省自然災害特別科学研究費(1)202339，70-79.

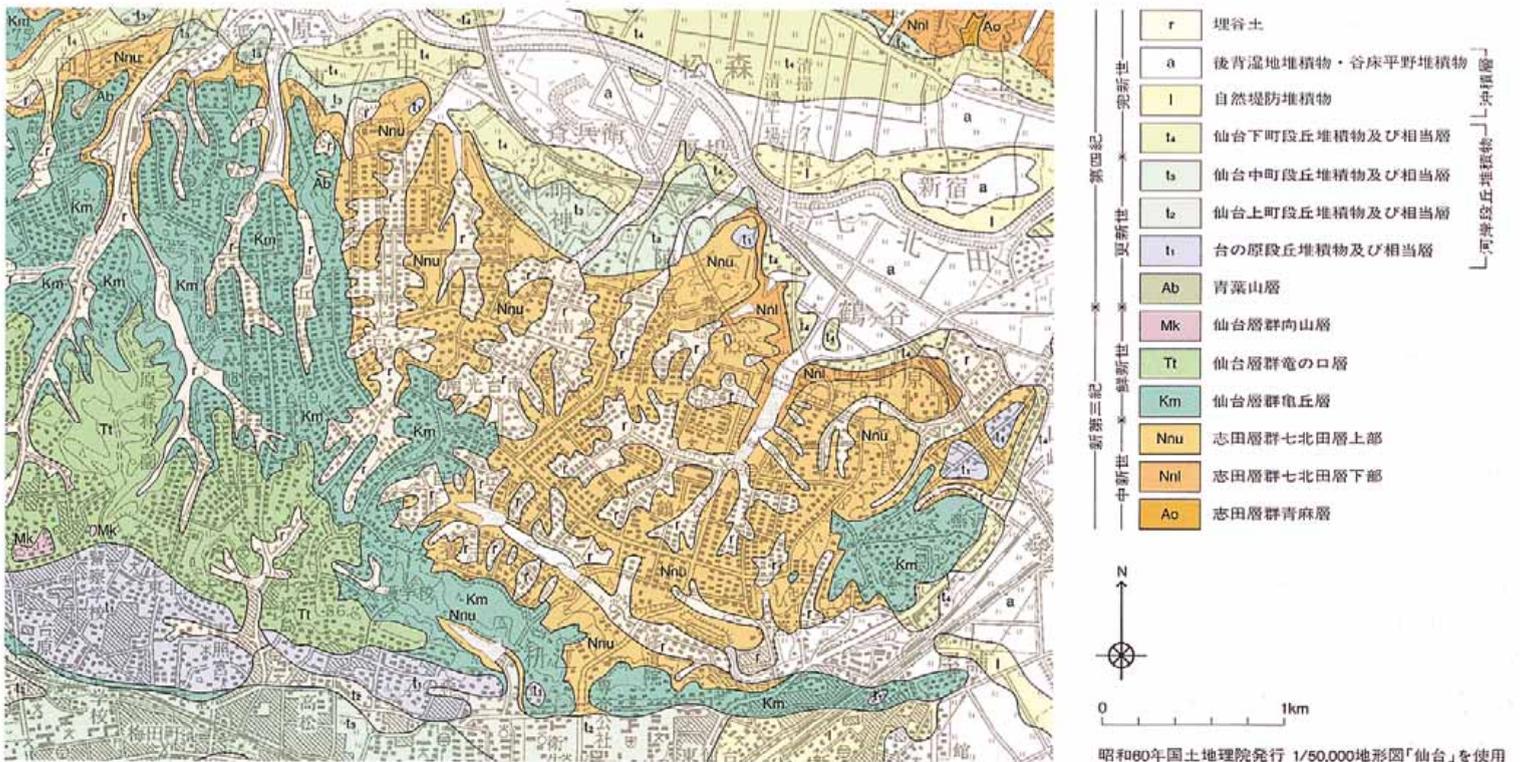
注6=大草重康(1978)；伊豆大島近海地震による斜面と土構造物の破壊，JSA シンポジウム予稿集.

注7=東北大学理学部地質学古生物学教室災害調査グループ(1979)；東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告，第80号，1-97.

注8=北村 信ほか(1986)；5万分の1地質図幅「仙台地域の地質」，地質調査所.

図7・4-仙台市北東部の丘陵の地質

地質調査所，5万分の1地質図幅「仙台地域の地質」1986による，一部簡略化，第75300-20030220-001号



昭和60年国土地理院発行 1/50,000地形図「仙台」を使用

図7・5-仙台周辺の地質概略図

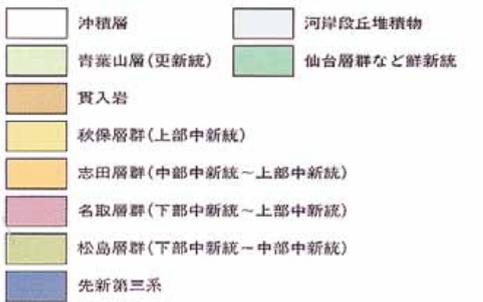


図7・6A-仙台市鶴ヶ谷の埋土の厚さと亀裂

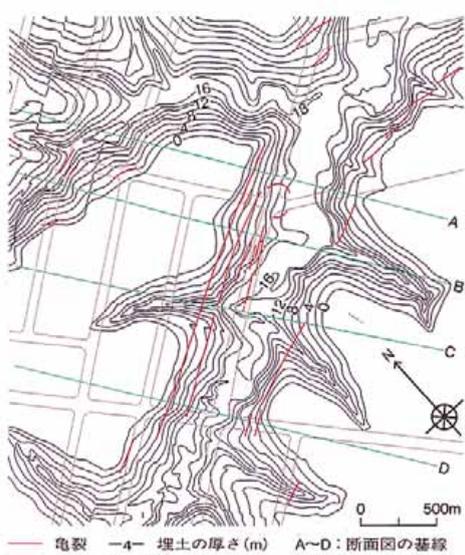
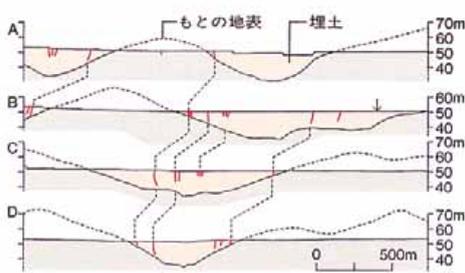


図7・6B-仙台市鶴ヶ谷の造成地断面図



↓: 沈下した小学校校庭

図7・7A-仙台市緑ヶ丘の埋土の厚さと亀裂

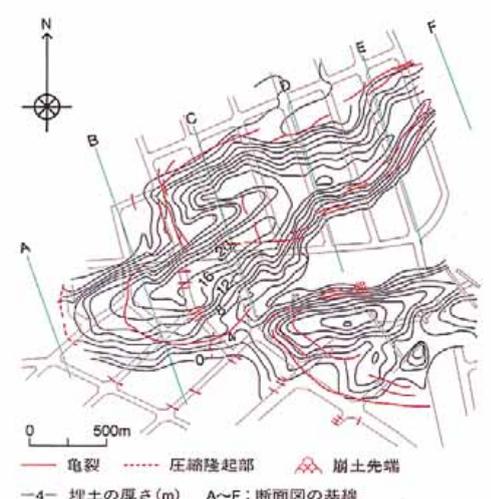
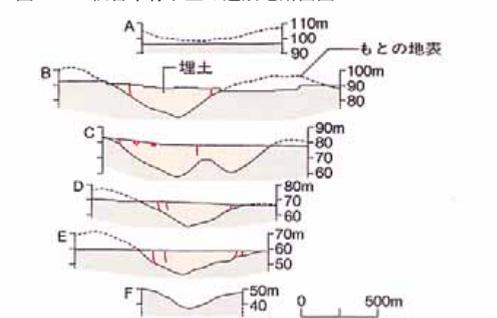


図7・7B-仙台市緑ヶ丘の造成地断面図



〈図7・6，7・7：東北大学理学部地質学古生物学教室，1979〉

分の液性限界の超過、砂層部分の液状化などが複合して起きたと考えられる。

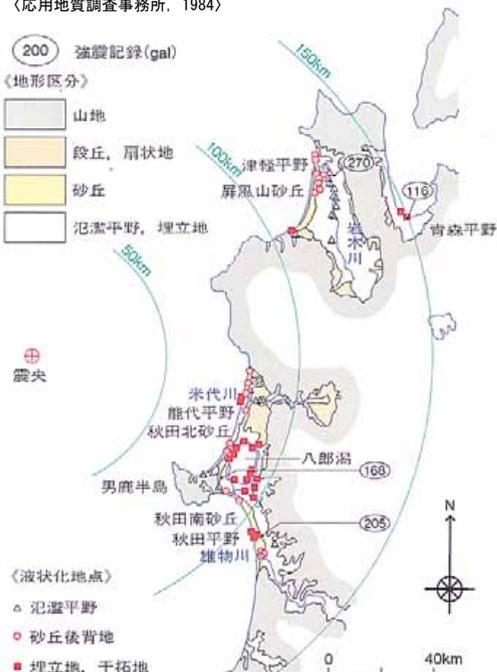
また仙台市の南西約30kmの白石市寿山では、上部中新統の軽石質火砕流凝灰岩の丘陵を崩した谷埋め造成地で、盛土部分が崩壊して土石流となって流れ下り、通りがかった人が巻き込まれた。崩壊物には多量の水が含まれていたことから、この崩壊は、軽石を含む盛土層の液状化が引き金になった可能性がある(3章4節参照)。

近年、残土石の盛土層が無計画につくられており、これらの盛土層は、仮置きという名目からか、一般に排水設備が施されていない。また有害物質を含んでいる場合もあり、これによる地質汚染が問題になっている。これらの残土層も含めて、盛土層は下部からよく転圧し、地層中にはきちんと暗渠排水設備を施し、その地下水質をモニターし、結果を公開することが重要である。

⑤日本海中部地震(1983)

主に(株)応用地質調査事務所(1984)と日本海中部地震(1983年)秋田大学地質調査班(1986)をもとに述べる(注9、注10)。この地震は日本海沿岸域に深刻な津波の被害をもたらしたが、それだけでなく秋田県・青森県の沖積低地を中心にした広い地域に、液状化・流動化被害を発生させた(図7・8)。被害のあった場所は、砂丘縁地、干拓地、海岸・河川沿いや沼沢の埋立地、沖積低地(とくに旧河道

図7・8 日本海中部地震による液状化地点の分布
(応用地質調査事務所, 1984)



を含む河川氾濫原)に限られる。

《干拓地での液状化・流動化被害》

八郎潟の干拓地では、堤体の約8割が波打ち・陥没・亀裂・噴砂などを伴い、地すべりや沈下(最大1.5m)が生じた。また多くの橋梁も被害を受けた。特に被害程度の大きかったところは、盛土層の厚さに関係なく沖積層の厚い場所であった。なおこの堤体は、昭和35年の着工以来、今回の地震を含め6回にわたって地震による液状化・流動化被害を繰り返している。

《埋立地での液状化・流動化被害》

河口～臨海部の埋立地の多くで被害が発生した。秋田港では、沈下・陥没、亀裂、噴砂、道路の波打ち、岸壁のはらみ出しなどがあった(図7・12)。被害の大きい岸壁は、埋立層の厚いところや氾濫原前面の沖積層の厚いところであった。丘陵・台地や砂丘の前面の埋立地では被害は小さかった。

また河川や湖沼などの内陸の水域を埋立てた場所でも被害が発生した。雄物川流域を埋立てた秋田市新屋元町・茨島、砂丘の後背湿地を埋立てた能代市松美町では、噴砂・噴水を伴う地割れや階段状の陥没により、家屋が倒壊・損傷した。

《河川氾濫原での液状化・流動化被害》

岩木川や米代川の旧河道で大規模な液状化・流動化による被害が発生した(図7・9)。能代市の清助町～昭南町は米代川の旧河道に位置し、旧流路に平行な亀裂がたくさん走った。松美町～萩の台は、1955年頃に旧河道上に残る戸戸沼を砂丘砂で埋立てた造成地であるが、ここでは著しい噴砂・噴水・隆起・陥没が起こり、家屋や道路が激しく損傷した。またこの沼の南縁に沿って600mも亀裂が伸び、沼中心部に向かって全体が水平移動する液状化地すべりが発生した(図7・10)。

能代駅を中心にJR線の東側の地域も同じく米代川の旧河道であるが、ここでの被害はさほどでもなかった。これは同じ旧河道でも、この地域は礫層で構成されているからである。このように、液状化を予測する場合、地形を見ることで概略を知ることができるが、中身の地層をみないことには正確な予測ができないことが明らかになった。

秋田市内では、水田の盛土地(手形大松沢など)や泥炭地上の盛土地(横森・屋寝など)などで、噴砂・亀裂・沈下が起こった。

《砂丘周辺部での液状化・流動化被害》

砂丘の内陸側で一般の沖積低地面よりも一段高い沖積面上にある若美町五明光や玉の池で、典型的

な液状化・流動化被害がみられた(図7・11)。比較的標高の高い砂丘との境界付近の緩傾斜部では、砂丘の傾斜方向とは直行する段差を伴う複数の亀裂が発生し、水田内には大規模な陥没や地波がみられた。また標高10m以下の地域では多数の噴砂が発生し、とくにビニール敷きの水田で著しかった(注11)。同じような現象は、能代市南部の浜浅内でも見られた。以上の地域は沖積層も厚い。

また砂丘間低地では、沼沢を埋立てた造成地につくられた男鹿工業高校で噴砂があり、沈下に伴って鉄筋コンクリート校舎が激しく抜け上がり、周囲の付帯設備との接合箇所被害が生じた。

⑥千葉県東方沖地震(1987) 2章に詳述。

⑦釧路沖地震(1993)

主に千葉県地質環境研究室・液状化防止技術研究会(1993)の報告書(注12)を中心に、現地調査結果をふまえて述べる。この地震では、冬季における表層部の凍結によって液状化・流動化被害が抑制されたと考えられる。最も強く揺れた釧路市では、釧路市東部の大楽毛丘陵に位置する釧路気象台で700galを超える揺れが記録された。大楽毛丘陵は、更新世中期の比較的軟らかな火山灰質の砂層(大楽毛層)からなり、この丘陵の造成地では、盛土部分がいたるところで崩れた。

液状化・流動化被害は、釧路港などの埋立地や釧路市美原などの湿原内の火山灰質な材料で盛土造成した場所で起きた。港湾の埋立地では、浦河～根室の広い範囲で被害があった。とくに釧路港では広範囲で被害があった(図7・13)。ここでは、護岸の内側が亀裂を伴って20～60cm沈下し、10～15mの波長で振幅数10cmの地波が見られた。水道管は地中で切れ、杭基礎をもつ構造物は抜け上がり、その縁には青灰色の細粒砂～中粒砂が噴出した。護岸内側の地下水位は、岸壁に亀裂が入り地下水が流出していたにもかかわらず、地震の1週間後でも海面よりも高かった。なお液状化対策工が施されていた中央埠頭では被害は殆どなく、対策工の効果が実証された(6章参照)。

釧路市北部～釧路町にかけての下水道では、マンホールが最大1.3mも浮上した。ここでは、下水道工事のとき泥炭層を掘削して下水管を敷設し、山砂で埋め戻しているが、この砂層が液状化し浮力が生じたと考えられる。岡崎(1933)は、浮き上がった部分では沖積層が周囲よりも厚いことを指摘しており(注13)、この部分での地震動の増幅も影響していると考えられる。

注9=(株)応用地質調査事務所(1984);日本海中部地震被害調査報告.

注10=日本海中部地震災害(1983年)秋田大学地質調査班(1986);地質学論集, 27号, 237-256, 日本地質学会.

注11=白石建雄(1984);秋田大学教育学部研究紀要(自然科学), 34, 139-151. 白石建雄(1989);日本の地質「東北地方」, 共立出版.

注12=千葉県地質環境研究室・液化化防止技術研究会(1993);千葉県環境地質研究, 24巻, 1-37, 千葉県水質保全研究所地質環境研究室.

注13=岡崎由夫(1993);釧路沖地震—地盤地質と被害—, Borealiopithecus 地学団体研究会北海道支部機関紙, 145号, 1-14.

図7-9—津軽平野における液化化地点分布(応用地質調査事務所, 1984)

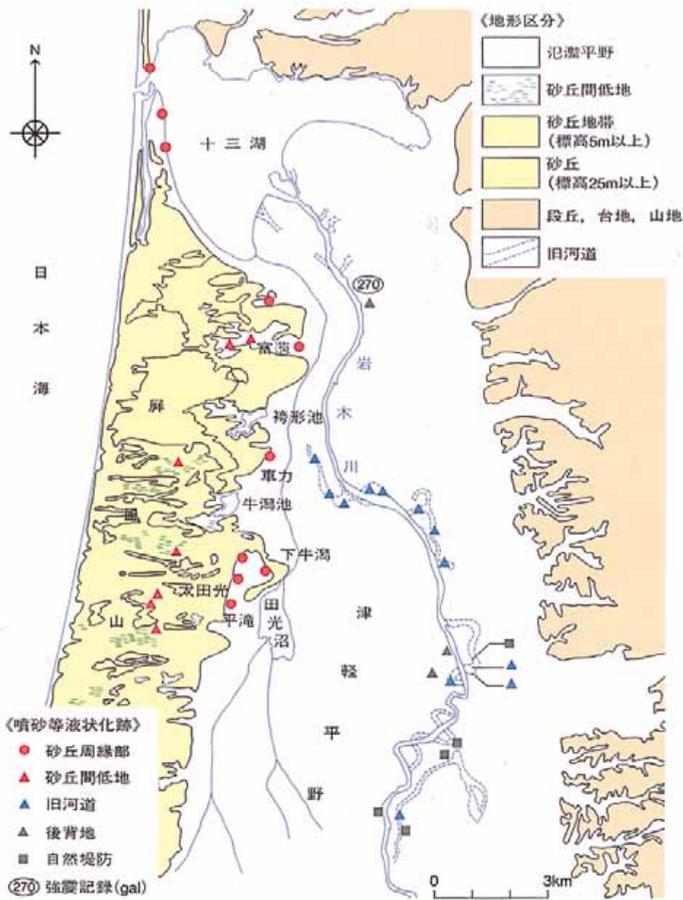


図7-10—熊代市中心部周辺の液化化・流動化被害分布(日本海中部地震災害(1983年)秋田大学地質調査班, 1986)

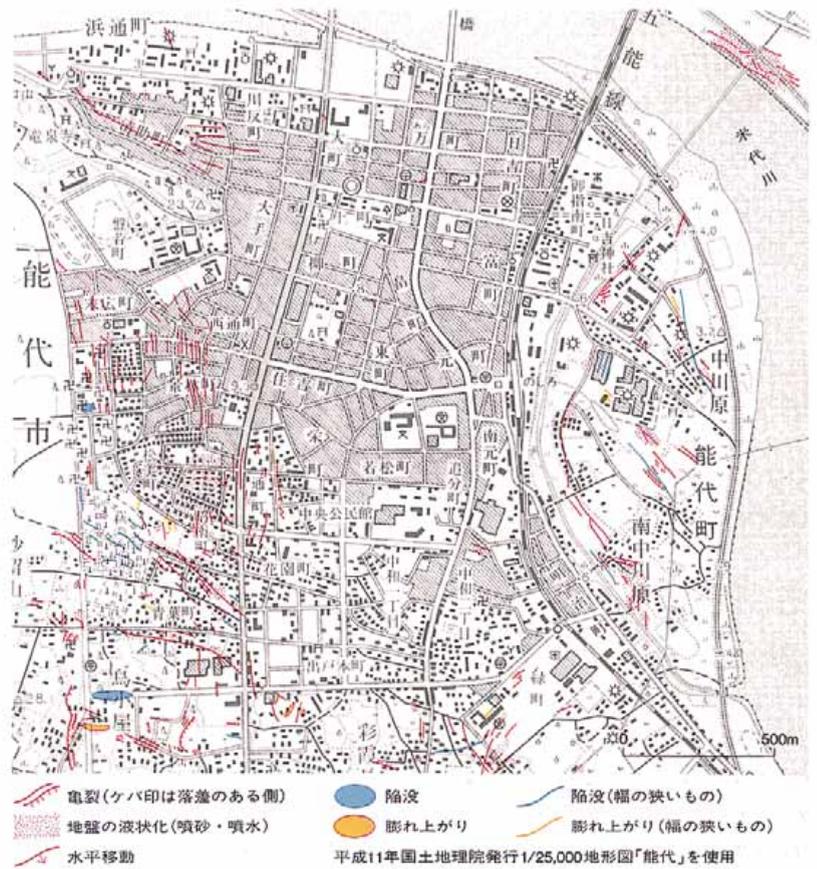


図7-11—秋田県若美町五明光・玉の池地区の液化化・流動化被害分布(白石, 1989)

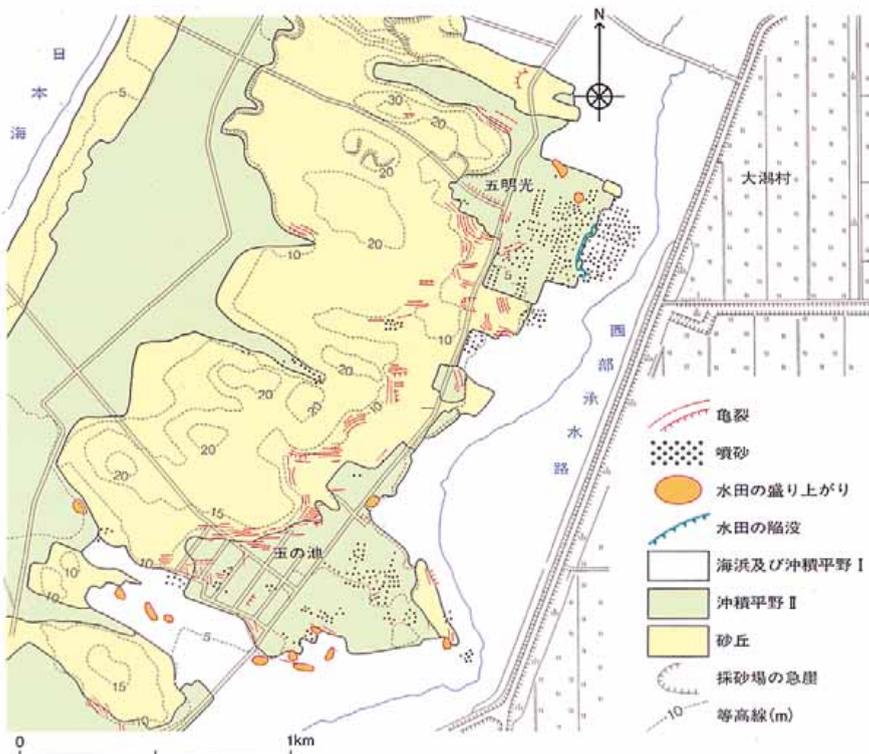
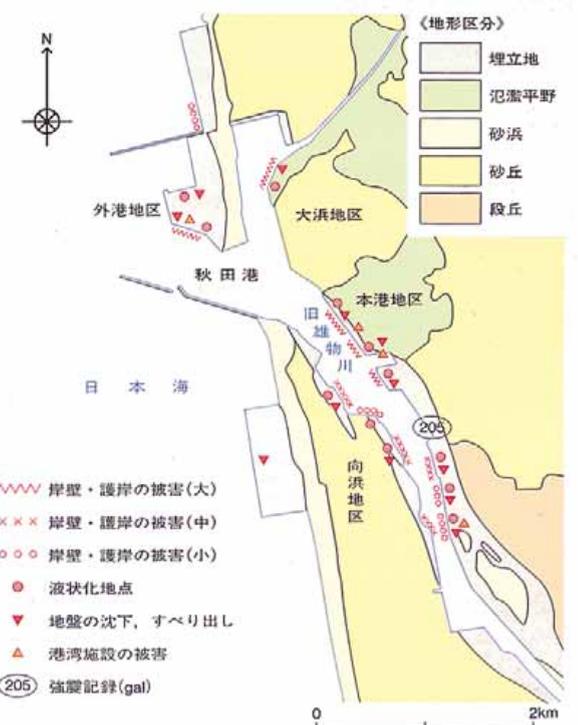


図7-12—秋田港周辺の地形と被害箇所(応用地質調査事務所, 1984)



注14=千葉県水保研地質環境研究室・液状化防止技術研究会(1993)；北海道南西沖地震の概況調査結果と千葉県の地質環境，液状化防止研究会，36p.

注15=北海道立地下資源調査所(1995)；北海道地盤液状化予測地質図(1:600,000).

注16=楠田 隆ほか(1995英)；第3回環境地質学シンポジウム論文集，373-378，日本地質学会.

注17=石丸 聡ほか(1994)；地下資源調査所研究報告，第24号，55-66，北海道立地下資源調査所.

一方，周囲の火山灰を主体とする地山を切り崩し，盛土してつくった山間の沢を横切る道路盛土部分では，流動性の高い崩壊が生じた。崩壊部分には多数の水たまりがあることから，盛土層の液状化・流動化が関わっていると考えられる。釧路湿原北東部の標茶町茅沼シラトロエトロの盛土造成地でも，同様な被害が起きた。

この地震では，揺れが強かった割には被害の程度はそれほど大きくはない。これは，当時は冬季で地表から数10cmまでは凍土となっており，このことが被害をある程度抑止したと思われる。春になって，凍土が融けてから沈下などの被害が生じたところがある(岡崎，1993)。

⑧北海道南西沖地震(1993)

液状化防止技術研究会(1993)の報告書(注14)および環境地質学論文集の報告と，現地調査結果をふまえて述べる。この地震では，火山灰層や火山灰質な礫層の中には，液状化・流動化しやすいものがあることが明らかになった。液状化・流動化被害は，主に5地域で見られた(図7・14，注15)。また地域ごとに液状化・流動化した地層が違うので被害の特徴も異なっていた(注16)。

後志利別川沿いの沖積低地では，地形的に残されている新しい旧河道の部分で，地割れや沈下が起きた(図7・15，図7・21，注17)。下流部の^{かぶとの}兎野では特に被害が激しく，道路では波長数10m，振幅50cmを超える地波が見られ，水田は10m四方程度に割れてブロック状に大きく水平移動し，極細粒砂～細粒砂の膨大な量の噴砂があった。

江差の沖積低地では，^{あづきぶ}厚沢部川の周辺で液状化・流動化による噴砂が見られ，防火用水槽が浮き上がった(図7・16)。

噴火湾(内浦湾)沿岸の沖積低地では，砂丘の内側の砂鉄採取跡を中心に，噴砂・沈下・地割れ・地波やガソリンスタンドなどの地下タンクの浮上，電柱の傾動・沈降などの被害があった(図7・16および2章3節参照)。このガソリンスタンドからは，石油が地下に漏洩し地質汚染を招いた。また国道5号線は，いたるところで地波(写真7・1)や橋の抜け上がりが生じ，通行に支障をきたした。図7・20は，豊津付近の地波を詳細に調べたもので，地波の向きや波長が変化していることが明らかになった。この場所の200m南の地波地点でのスウェーデン式サウンディング試験結果(図7・22)から，地表から約4mの部分で砂鉄採取のため掘削・埋め戻され，その部分で液状化・流動化が起きたものと推定される(注18)。

函館では，港湾の埋立地で被害があった(図7・18)。多くの埠頭では噴砂がみられ，護岸内側の沈下，護岸の海側への移動・傾動，電柱やセメントサイロの傾動・沈降，パイプ敷設のため掘削・埋め戻した部分での沈下などがみられた。中央の万代埠頭では，高さ1mに達する噴砂が吹き上がったことが観察されている。

駒ヶ岳山麓では，クムリ坂岩屑なだれ堆積物が液状化・流動化した(3章1節参照)。図7・19は，この堆積物中に点在する流山の液状化・流動化による変形の例である。流山は真ん中から割れ，周囲か

らは液状化・流動化した火山灰が噴出した。一般に，切り土となっている地山部分では液状化・流動化は起こらないが，この地層は地山部分が液状化・流動化し，不等沈下によって家屋の基礎が割れるなどの深刻な被害を生じた(注19)。不等沈下の原因は，逆級化構造をなすクムリ坂岩屑なだれ堆積物が，下部の基質の多い部分で液状化し，上部の巨礫が支持をなくして沈降したことによる。このため，避難場所の^{ななふ}七飯町の小学校のグラウンドでは直径数10m，深さ約1mの陥没が起きていた。

⑨北海道東方沖地震(1994)

前述した釧路沖地震(1993)とほぼ同じ場所で，同様な液状化・流動化被害が再び発生した。ただし今回の方が被害は大きく，火山灰質な人工地層の多くが液状化・流動化した(3章2節・3節参照)。これは，地震の震源位置が異なることや，今回の地震が地表面が凍る前の時期に起きたことなどが影響している。

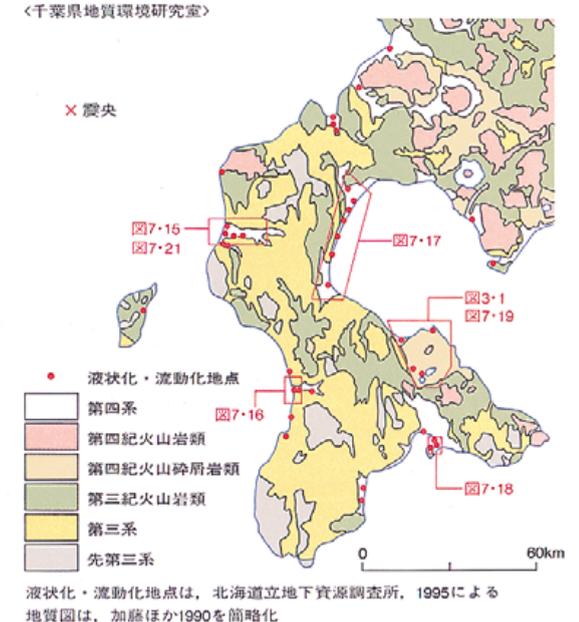
⑩三陸はるか沖地震(1994)

主に環境地質学論文集の報告(注20)と，現地調査の結果(図7・23)をもとに述べる。今回の地震の前は降雨量が少なく，十勝沖地震時とは異なり八戸軽石層が液状化することはなかった。強震動に伴う被害(図のC1・C2・D1・I1)や液状化・流動化による被害は，第三紀層および第四紀層の厚さが急に薄くなっていく地域にみられる。これは，こうした地質構造の部分では，その下位の先第三紀層(岩盤)に比べて新生代層が軟らかく，地震動の増幅が起こりやすいこと，また地震波の伝わり方

図7・13-釧路沖地震による釧路港の液状化・流動化被害



図7・14-北海道南西沖地震時の液状化・流動化地点



注18=森崎正昭ほか(1993)；第3回環境地質学シンポジウム
論文集, 385-390, 日本地質学会。

注19=楡井 久ほか(1993)；第3回環境地質学シンポジウム
論文集, 397-402, 日本地質学会。

香村一夫ほか(1993)；第3回環境地質学シンポジウム論文
集, 409-414, 日本地質学会。

〈図7-15・図7-16・図7-17の凡例〉

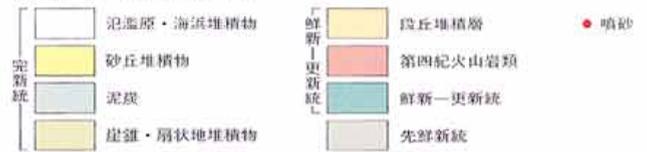


図7-15-後志利別川・太櫓川沿い沖積平野の液状化・流動化分布
地質図は〈広田ほか, 1986による, 一部簡略化〉

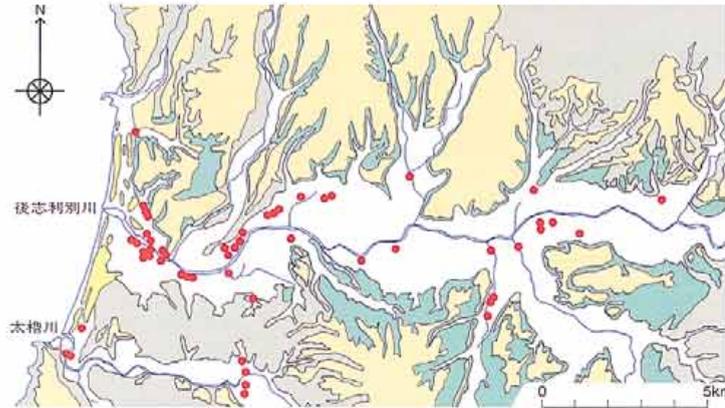


図7-16-江差市周辺の液状化・流動化分布
地質図は〈大原ほか, 1984による〉



図7-17-長万部平野・八雲平野の液状化・流動化分布
地質図は〈広田ほか, 1986による, 一部簡略化〉



図7-18-函館港の液状化・流動化被害



国土地理院発行1/50,000地形図「函館」を使用

図7-19-北海道駒ヶ岳火山山麓の流れ山(クルミ板岩屑なだれ
堆積物)に発生した亀裂・噴砂

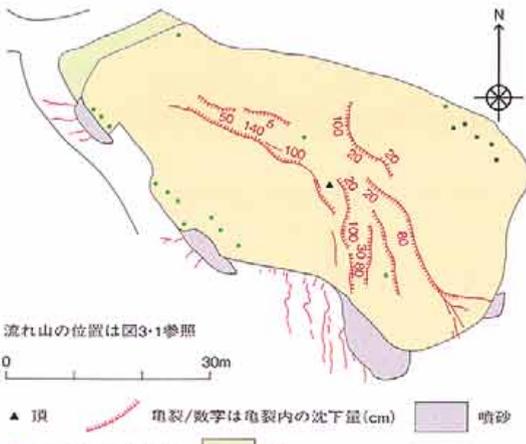
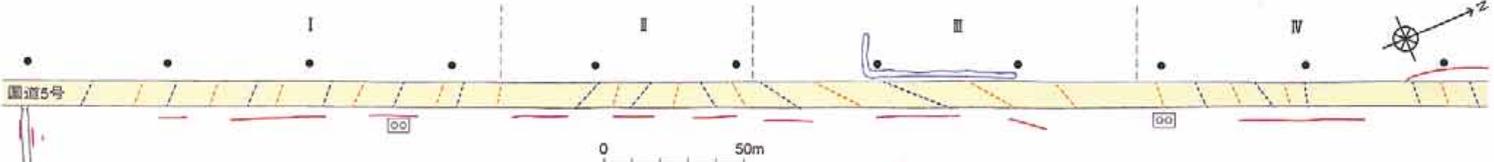
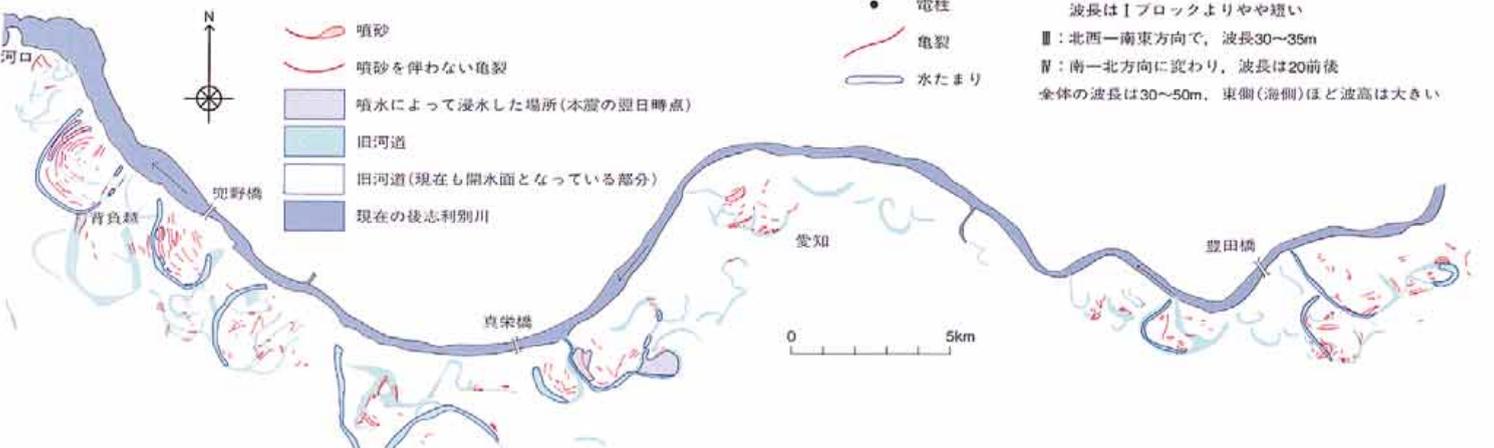


図7-20-国道5号線豊津地区で認められた地波の形態



〈図7-15-7-20:千葉県地質環境研究室〉

図7-21-後志利別川左岸の旧河道と亀裂・噴砂の形態
〈石丸ほか, 1994〉



から地震動が集中しやすくなっていることによる(注21)。

八戸港の埋立地の一部で、噴砂・地波・沈下・岸壁の海側への移動が起きた。埋立造成中の河原木地区(図のA2)では、埋立層の大規模な液状化・流動化によって岸壁が海側へ移動した結果、岸壁中のつなぎ目から砂が海中に流出し、護岸の内側には直径数m～10m、深さ数mの大きなすり鉢状の陥没が多数できた。八太郎大橋東側の埋立地上の道路(図のB1)では本震により地波が発生し、日に日に地波の振幅が大きくなり、余震後さらに大きくなった。臨海部の埋立地で簡易貫入試験を行った結果、液状化した場所では砂層は軟らかく地下水位も浅かったが、液状化しなかった場所では地下水位は海面と同じレベルにあり、地層もよく締まっていた。このように埋立地では、排水を良くし、締め固めることが大切である。

松ヶ丘団地の谷埋めの造成地(図のG1)では流動性の高い地すべり状の崩壊があった。この盛土は付近の地山を崩したもので、火山灰質であった。崩壊地には多くの水たまりがあり、液状化・流動化が契機となって崩壊した可能性が高い。

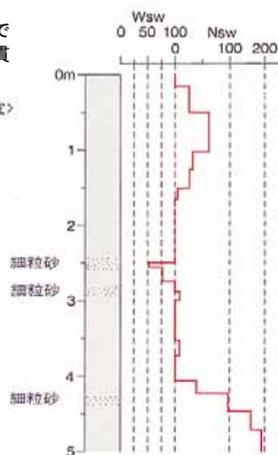
写真7-1 国道5号線豊津地区の地波



<千葉県地質環境研究室>

図 7-22 地波近辺でのスウェーデン式貫入試験結果

<千葉県地質環境研究室>



⑪兵庫県南部地震(阪神淡路大震災:1995)

4章および5章に詳述。

⑫鳥取県西部地震(2000)

中海周辺の埋立地を中心に、液状化・流動化現象がみられた(図7・24、注22)。この地震では、液状化・流動化現象が長時間にわたって持続し、それに応じて被害も変わることが明らかになった。境港市の埋立地にある竹内工業団地では、大規模な噴砂が多数見られたのでスウェーデン式サウンディング試験を行ったが、その結果、2章4節で述べた中磯辺公園の例と同様に、サンドポンプによる埋立地では砂層堆積域と泥層堆積域とができ、前者では液状化・流動化が起こり、後者では液状化・流動化してないことが確認された。

一方、液状化・流動化被害の時系列の変化・進行を調べた結果では、以下のような現象がみられた。この団地では、地震直後には、噴砂を切る地割れはどこにも観察されていないが、約1ヵ月後になると団地の最南部で北北西～北向きに延びるクラックが連続して発生し、約20cm開いていた。また団地南部の北西方向に延びる水路沿いの道路は地波により波打ったが、地震後に補修し、凹部を埋め

て平らにした。ところがその3ヵ月後には、凹部を埋めた部分が盛り上がり、かつての波頭部分は沈下し低くなってしまった(図7・25、注23)。

この地層の場合、いったん液状化・流動化するとすぐには固くならず3ヵ月以上もの長期にわたって流動変形が進行したものと推定される。このことから、液状化・流動化被害を復旧する際には、本格的な工事は、地下水位が低下し、沈下の進行が止まったことを確認してから行うのが賢明である。

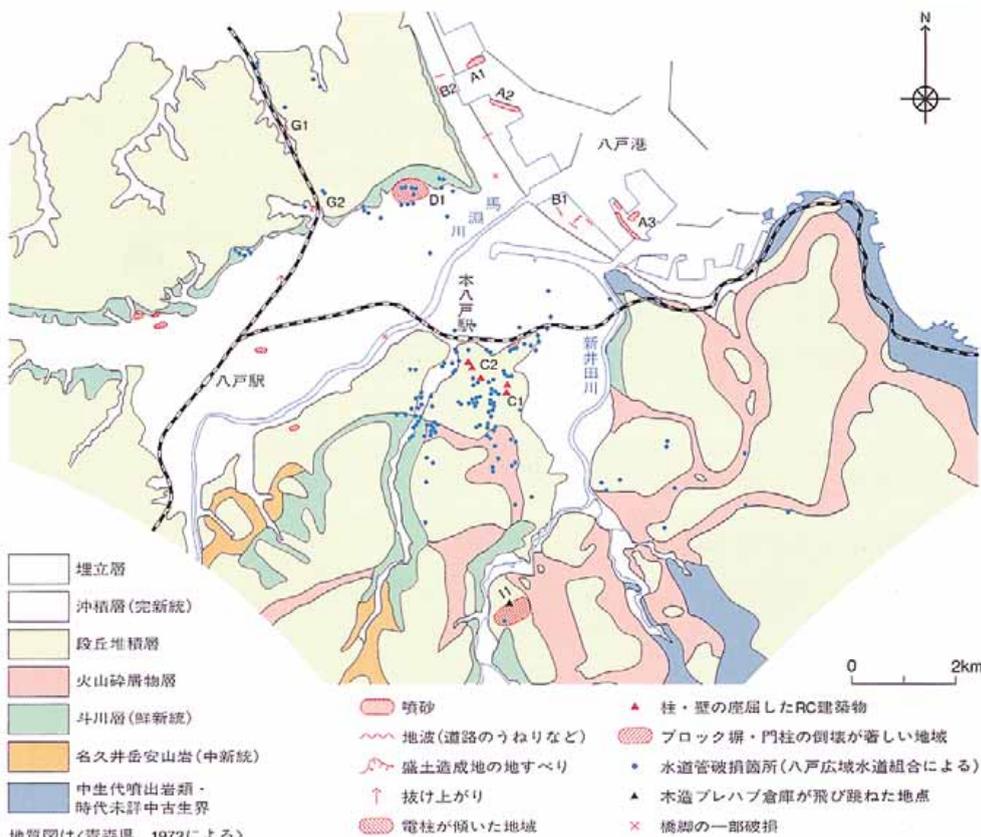
⑬芸予地震(2001)

マグニチュード6.7と中規模で震源の深さが51kmと深かったわりには中国・四国地方で強く揺れ、広島・愛媛両県の広範囲にわたって埋立地を中心に液状化・流動化被害があった(図7・26、注24)。この地震では、埋立て護岸のつくり方の違いによって液状化・流動化の被害程度も異なること、また鳥取県西部地震と同じように、液状化・流動化被害の時系列変化も明らかになった。

図7・27は、廿日市市木材港での被害分布図で、北東部の埋立地では、護岸の内側約5m付近に護岸に平行な数cmの開口を伴う亀裂がみられた。なかでも東に面する護岸では20cm程度の沈下と10cm

図7-23 三陸はるか沖地震による八戸市周辺の被害および液状化・流動化分布

<千葉県地質環境研究室>



注20=楠田 隆(1995)；第5回環境地質学シンポジウム論文集, 397-402, 日本地質学会。

注21=Jackson, P. S. (1971)；Bull. Seism. Soc. America. Vol. 61, 685-695。

注22=島根大学鳥取県西部地震災害調査団(2001)；鳥取県西部地震災害調査報告書, 島根大学総合理工学部地球資源環境学教室。

注23=風岡 修ほか(2001)；第11回環境地質学シンポジウム論文集, 419-424, 日本地質学会。

注24=愛媛大学芸予地震学術調査団(2002)；愛媛大学芸予地震学術調査団最終報告書, 愛媛大学。

程度の海側への移動が確認された。しかし、他の護岸では移動がみられない。移動しなかった護岸の前面には石積があり、これが側方への移動を抑制したものと思われる。また、この埋立地とここから南東に延びる貯木場用の堤との接合部では、護岸と貯木場堤の揺れ方が異なるのでコンクリートどうしがぶつかって割れた。地震応答が異なる構造物どうしをつなぐ場合の注意点であろう。

木材港の南西部の埋立地では、護岸に沿う外周道路の一部に地波がみられた。この道路内側の緑地帯では、護岸に平行な亀裂が走り、アルコーズ質な細粒砂および粗粒砂～細礫が噴出した。これら噴砂丘は、地震後2週間後には亀裂により切られたり、噴砂をのせたまま陥没したりしていた。また隣接する工場の壁には噴砂丘の跡がついており、噴砂後10cmほど沈下していることがわかった。

一方、この亀裂・噴砂部分で、地震から約2週間後と約4週間後の2回、亀裂沿いに20cmずらして簡易貫入試験を行った(図7・28)。その結果、地震から約2週間後までは液状化・流動化した地層は軟らかいままで、地震から約4週間経つ頃には締め固まった。なお復旧工事を行っていた人の話では、波打

った道路は、地震直後は日が経つにつれ凹凸がひどくなっていったとのことであった。東予市の埋立地では、被災した工場の方々から、噴砂・噴水は地震後の翌日まで続いたこと、北西方向から海の波が押し寄せるように地面が波打ったとの証言を得た。一方、液状化・流動化は、埋立造成後に地下パイプの敷設などのために掘削工事を行った場所で起きているようである。

工場建屋付近では、地震から約1ヵ月後の4月23日時点で、噴砂のあった場所や地波のあった場所を中心に数cm～10cm程度の沈下があった。また4月23日時点で抜け上がりが約5cmであったところが、5月24日時点では約10cmに進行していた場所もあった。なお工場建屋内では、地震から約1ヵ月半経った頃から一部で地盤沈下がみられるようになった(注23)。

以上、地震時の地層の液状化・流動化に伴う地表面の変形は、地震後1ヵ月以上も続く場合のあることが明らかになった。復旧工事に際しては、このような点に注意することが必要である。

●本章で扱った地震の諸元一覧

- ①新潟地震
1964 6.16(昭和39)新潟県沖
北緯38° 21' 東経139° 11' 深度40km M=7.5
- ②十勝沖地震
1968 5.16(昭和43)青森県東方沖
北緯40° 44' 東経143° 35' 深度0km M=7.9
- ③伊豆大島近海地震
1978 1.14(昭和53)伊豆大島近海
北緯34° 46' 東経139° 15' 深度0km M=7.0
- ④宮城県沖地震
1978 6.12(昭和53)宮城県東方沖
北緯38° 09' 東経142° 10' 深度40km M=7.4
- ⑤日本海中部地震
1983 5.26(昭和58)鹿角半島沖
北緯40° 21' 東経139° 05' 深度14km M=7.7
- ⑥千葉県東方沖地震
1987 12.17(昭和62)千葉県東方沖
北緯35° 22' 東経140° 30' 深度58km M=6.7
- ⑦釧路沖地震
1993 1.15(平成5)釧路沖
北緯42° 55' 東経144° 21' 深度101km M=7.8
- ⑧北海道南西沖地震
1993 7.12(平成5)奥尻島北方沖
北緯42° 47' 東経139° 11' 深度35km M=7.8
- ⑨北海道東方沖地震
1994 10.4(平成6)色丹島沖
北緯43° 22' 東経147° 41' 深度28km M=8.1
- ⑩三陸はるか沖地震
1994 12.28(平成6)八戸東方沖
北緯40° 26' 東経143° 45' 深度0km M=7.5
- ⑪兵庫県南部地震(阪神淡路大震災)
1995 1.17(平成7)明石海峡
北緯34° 36' 東経135° 02' 深度16km M=7.2
- ⑫鳥取県西部地震
2000 10.6(平成12)
北緯35° 17' 東経133° 21' 深度11km M=7.3
- ⑬芸予地震
2001 3.24(平成13)
北緯34° 07' 東経132° 43' 深度51km M=6.7

地震の諸元は、気象庁「地震月報」による

図7・24-鳥取県西部地震による中海周辺の液状化・流動化被害

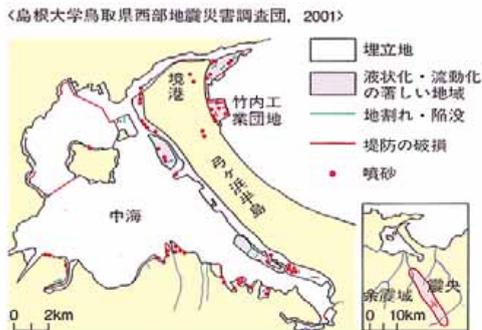


図7・26-芸予地震による液状化・流動化被害分布



図7・25-液状化・流動化後2ヵ月間の地層変形(竹内工業団地)



図7・25, 7・27, 7・28: 風岡ほか, 2001

図7・27-廿日市市材木港の液状化・流動化分布



図7・28-噴砂後約4週間の地層の強度変化(材木港)

