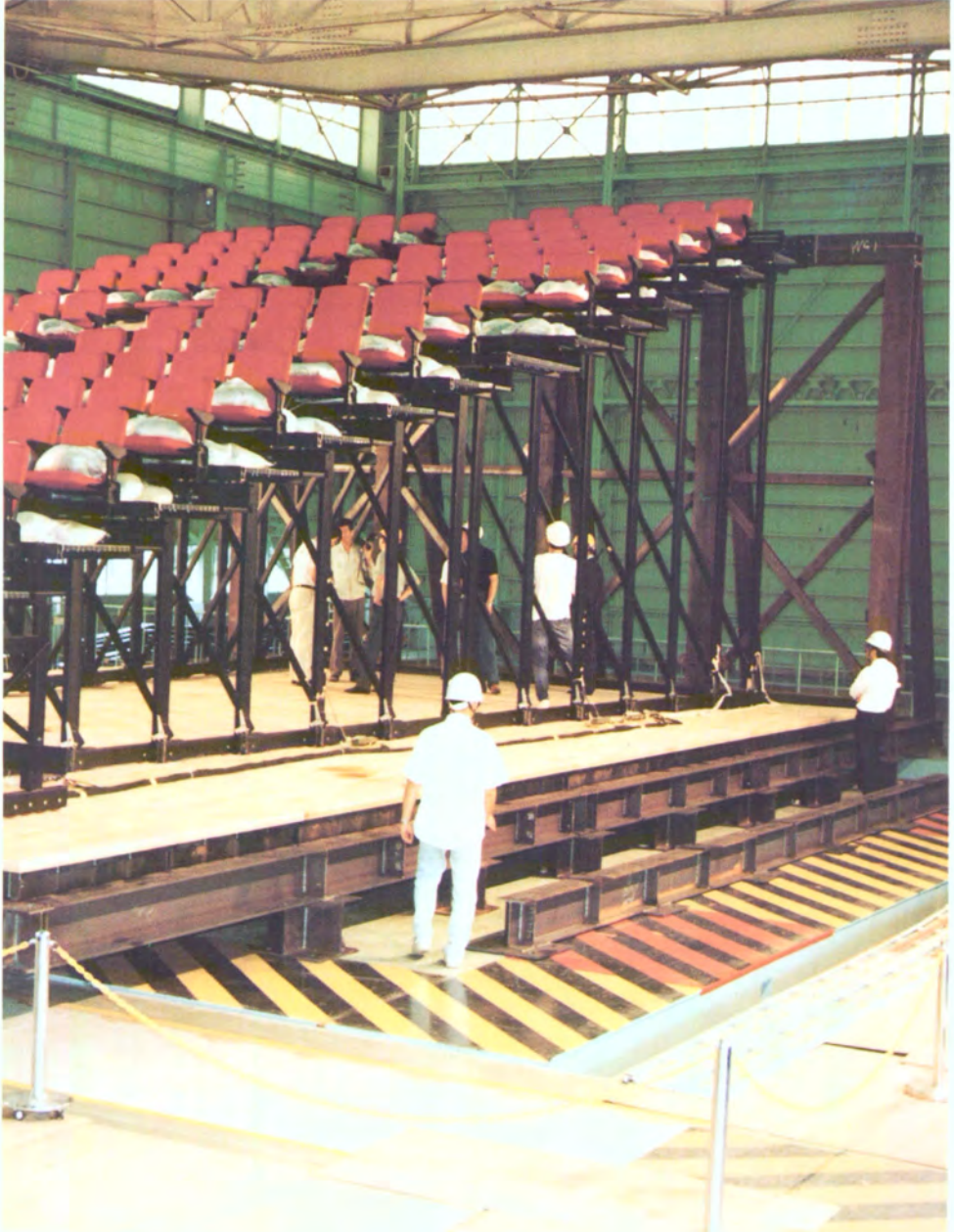


防災科学技術

NO. 72 1994
Jan

科学技術庁 防災科学技術研究所



も く じ

奥尻の教訓—避難所を近くに

—今後の津波防災対策への提言—	竹田 厚	1
北海道南西沖地震の広帯域余震観測について	飯尾 能久	10
伊豆半島東方沖の群発地震で再び地中電界変動の異常	藤縄 幸雄	
	高橋 耕三	27
気候モデルによる災害予測を目ざして	杉 正人	34
ピンポン球なだれ研究	納口 恭明	40
リモートセンシング技術による高精度2次元地表変動検出	藤縄 幸雄	46
雲仙・普賢岳の温度観測(2)	編集部	51

表 紙 説 明

愛知株式会社(愛知県名古屋市)が独自に開発した「移動式観覧席8200型」の耐震性能を確認するとともに、当該機器の耐震設計法を確立するためのデータを取得することを目的に、当研究所が愛知株式会社から研究の委託を受け、当研究所の大型耐震実験施設を用いて「移動式観覧席8200型」の耐震実験を行ったものである。(平成5年9月)

奥尻の教訓 —— 避難場所を近くに
—— 今後の津波防災対策への提言 ——

竹 田 厚

1. オオツナミは地震のわずか5分後に襲って来た

首都圏のテレビが放送中の番組を中断して、北海道南西沖地震の第一報を伝えたのは7月12日の午後10時23分頃であったと思う。「大地震」という

実感は、体感なしではすぐには湧かなかったが、その直後に「オオツナミ」警報が発せられたことに筆者は緊張した。その区域は震源に近い3区(北海道の日本海沿岸)から5区(東北地方の日本海沿岸)に及んだ。北日本沿岸の主な地点への津波

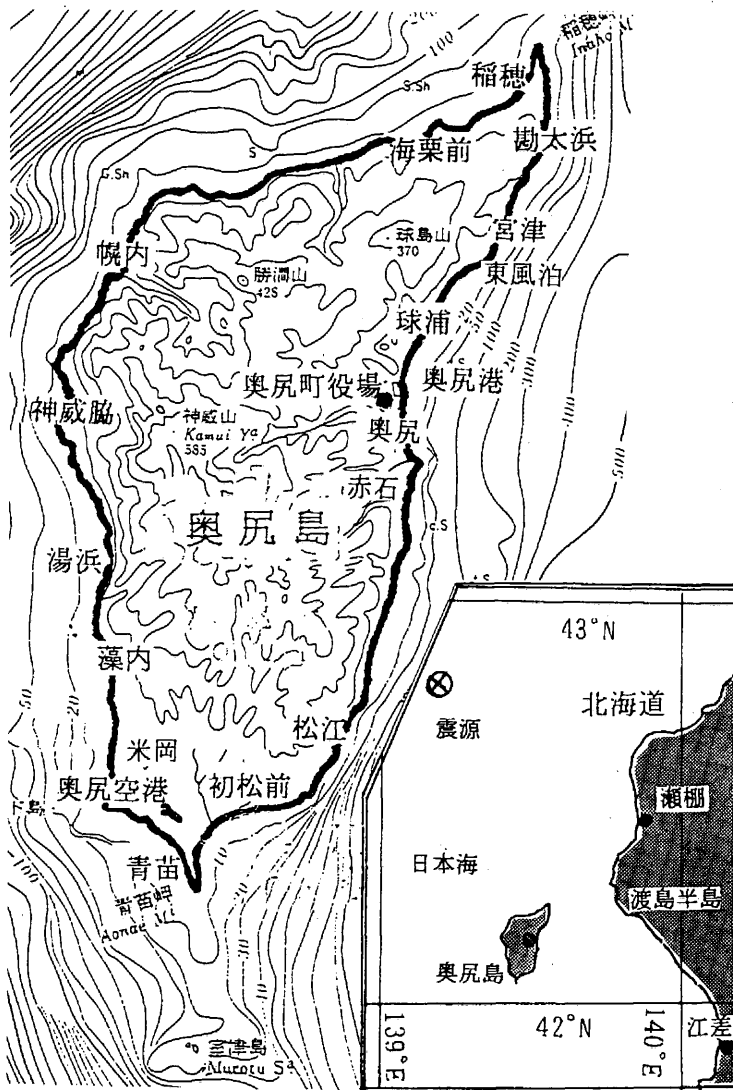


図1 奥尻島と北海道南西沖地震の震源

到達予想時刻が知らされ、やがて深浦、秋田、函館などで第1波が観測されたことが報じられた。かなり大きな津波が発生したことは間違いなかった。しかし、この時点では、震源に最も近い北海道渡島半島西岸の状況についての情報は何一つ伝わって来なかった。

これより前の午後10時17分26秒頃、渡島半島西岸の沖約30kmにある奥尻島は激しい地震に襲われた。揺れは1分以上続いた。激しい揺れの中で、多くの島民の頭の中に「あの日」のことが蘇った

という。10年前の5月26日、秋田県北部沖を震源とする日本海中部地震で発生した津波は、この島から多くの家屋や漁船、それに二人の人命までも奪ったのだった。

「津波が来る！」揺れが収まるか収まらないうちに、人々は誰言うことなく、そう思って高台へ避難を始めた(図1)。

奥尻町役場は10時20分に防災行政無線(同報無線)で津波の危険を知らせ避難を促している。この勧告が住民にどの程度伝わったかは分からない。

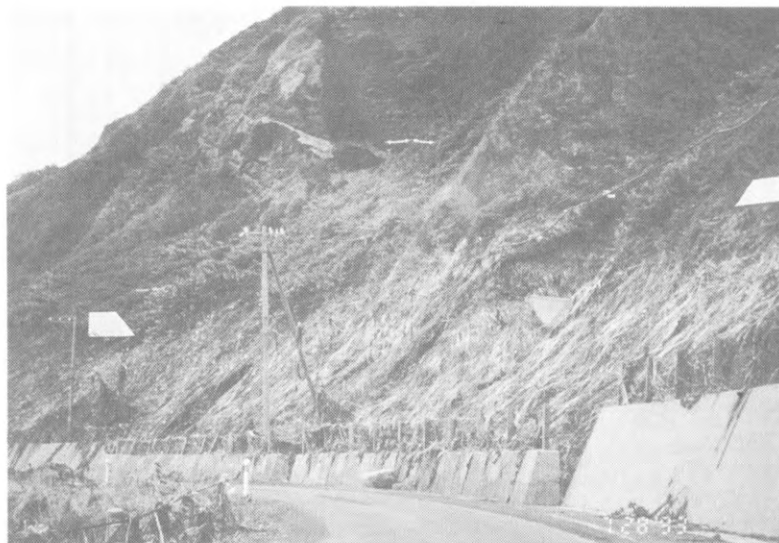


写真1 高さ10m以上の津波に呑まれた奥尻島西海岸
—斜面の草が枯れている高さまで海水に浸った。



写真2 津波に消えた街—奥尻島青苗五区

この地域の津波予報中枢である札幌管区気象台は10時17分、地震発生後直ちに札幌の震度「3」を決定すると共に、同20分までに各地からのヒジョウ報を受信し、津波予報体制に入った。同21分には北海道南西沖に震源決定、同22分に津波警報、「3区オオツナミ」「2区ツナミ」を発表している。地震発生からわずか5分、この迅速さは、日本海中部地震の際に要した13分に比べると格段の進歩であり、津波予報技術の限界に近いと言うべきであろう。NHKはこの警報を同24分27秒にテレビとラジオで伝えているが、地震発生と同時に全島が一斉に停電していた。(町役場等がある奥尻地区は30秒後に復旧)。

地震発生から約5分後(早いところでは3分後という説もある)、津波の第1波が奥尻島の北ないし西側の海岸一帯に押し寄せた。津波は海面を盛り上げ、先端を壁のように押し立てて陸へ突進して来たという。漁港も、道路も、集落もあつという間に10mを越える高さの水面下に呑み込まれて行った。〔写真1で崖の草木が枯れている高さ(白矢印)まで水位が上がった。路面の高さが海面上約5m、さらに電柱の高さは10m以上ある〕。陸に上がった津波は激流となって、家や車を押し流し、樹木や電柱を倒し、漁船を崖の上まで打ち上げた。震源に面した、稲穂、野名前(海栗前)、幌内、藻内などの集落は一瞬のうちに殆ど全滅した。

島の南端にある青苗地区は奥尻最大の集落である。青苗岬に向かって砂嘴のように突き出した低い平坦地にある青苗五区には約80戸の住宅があり、200人余の人々が住んでいた。日本海中部地震の後、津波対策として改修された天端高4.5mの防潮堤がこの地区の海岸線をぐるりと囲んでいた。その防潮堤を乗り越え、或いは押し倒して、高さ10mの津波はこの地区を一舐めにした(写真2)。この地区の端から安全な高台までは、約400mの距離がある。

「まさか!こんな早く?」と逃げ遅れた人々は、車ごと或いは壊れた家と共に海水の渦の中に巻き込まれて行った。その中には高齢者や幼い子供連れの母親もいた。

日本海中部地震の時には、奥尻島に津波が到達したのは地震発生から約20分後であった。あの時に比べて今回の揺れは大きかったとはいえ、住民が避難を開始した時点では、島から至近距離の海

底に、M7.8の震源があったことなど島の中では知る由もない。

気象台が震源を決定した頃、津波はすでに奥尻島の海岸に迫っていたのだった。

災害発生後の数時間、住民の避難誘導や被災者の早期救出が最も必要とされるこの時間帯、島は外部との通信連絡が殆ど閉ざされていた。大きな災害の発生時にしばしば見られることであるが、被災地一帯は情報の空白区域になっていた。

この地震による奥尻島(奥尻町)の死者は170人、行方不明27人、これらのうち津波による犠牲者は175人前後と思われる。この他に重軽傷者は131人。全壊住戸426棟、漁船の滅失553隻など総額約430億円の物的被害を被った(9月15日現在)。

今回の地震津波では、奥尻島に関する限り、嵩上工事を終わった防潮堤も、大幅にスピードアップされた津波警報も、災害の防止に殆ど役立たなかったことは事実として認識しなければならない。

人々に素早い避難を促して多くの人命を救ったのは、住民自らが体験した10年前の津波災害から得た教訓に他ならない。もしそれがなければ犠牲者の数は、この程度で収まらなかったであろう。それも津波の予想外の勢いと早い到達のため、十分生かされなかった。

2. 安全な避難場所は遠かった

今回の北海道南西沖地震のように、M8級の海溝型地震が陸地から至近距離の海底で発生し、大津波が海岸を襲う例は日本では珍しくはない。1923年の関東大地震でも、1946年の南海道地震でも、震源は人口の多い沿岸地帯から数10km以内のところであった。予想されている東海地震の場合も同様であろう。津波が地震発生から数分程度で海岸を襲う可能性は十分あるのだ。

日本海中部地震の時も津波の来襲は早かった。その時の教訓を活かすべく、新しい科学技術を取り入れた、いろいろな津波防災対策が各地で図られてきた。防潮堤は改修されたり新設されて、強化された。津波予報は上述のように見事に迅速化できた。それにもかかわらず前回は大きく上回る犠牲者を出してしまった。

確かに、日本海中部地震の時は「日本海には津波はない」という言い伝え?に基づく誤った危険

認識(awareness)が多くの犠牲を生んだのに対し、今回は同じ日本海側でも、前回の体験に基づき、多くの住民が地震即津波という認識のもとに、避難行動に移った点では教訓は生かされていたのだが。

わが国における津波防災対策は、海岸で津波の侵入を阻止するための防潮堤などの施設の建設を行うことと、住民に安全な場所への早期避難を促すための警報の信頼性の向上とその迅速化を図ることの2点に重点が置かれて来た。

その原型は1854年の安政の南海道地震の際、のちに「A Living God」としてLafcadio Hearnによって紹介され、教科書の「稲むらの火」のモデルとして知られる当時の紀伊国広村の郷族浜口吾陵のとった対策にあると考えられる。高台に住ん

でいた彼は、地震のあと海の異常に気付き津波の来襲を察知して、低地に住む多くの村人に知らせると共に、自宅の近くの稲むらに火を放って避難の目印にした。話の真偽は別として、これは今日の早期警報と避難誘導にぴったり対応する。彼はまた災害後、私財を投じて村の海岸に650mに亘る三段構えの堤防「広村堤防」を建設した。防潮堤によって津波から集落を守るという考え方は上述のように現代に引き継がれている。

ところで今回の奥尻島の津波災害では、長い間培われてきたこのような「伝統的な」津波対策ではカバーしきれない弱点が露呈したと筆者は考えたい。

まず防潮堤によって津波の侵入を阻むためには10m以上の高さの強固な構造のものにしない限り、

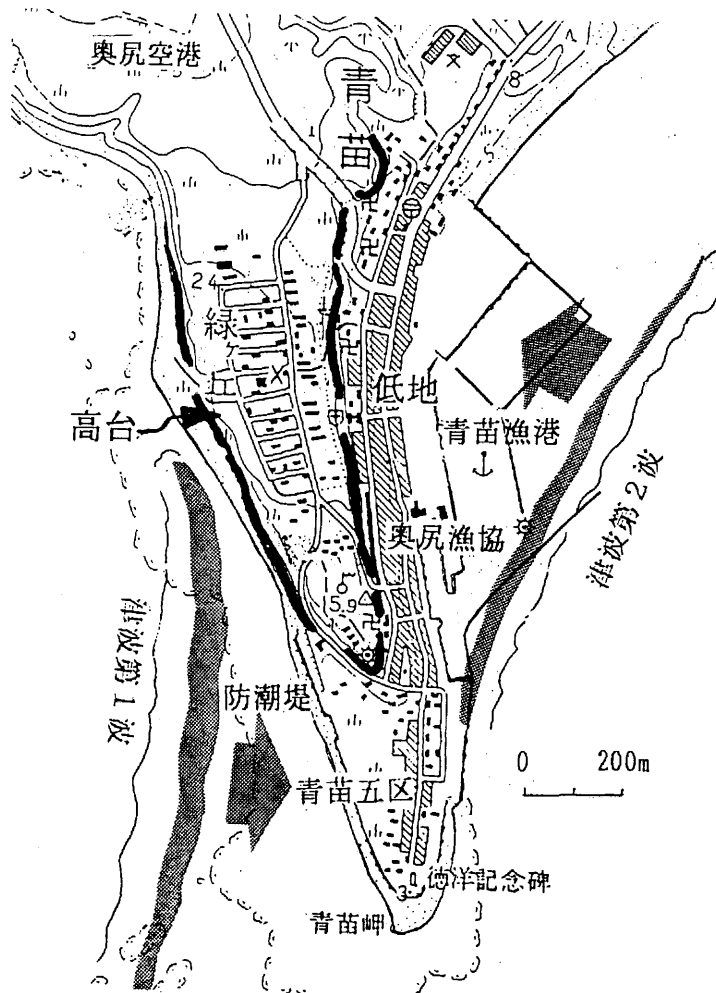


図2 青苗地区

気休めにもならないことが分かった。この建設には莫大な費用がかかるばかりでなく、その維持、管理にも多くの労力と経費が必要である。さらに自然景観や環境保全にも特別な配慮が求められる。また漁業者や港湾で働く人達にとって、行動の障害とならないことが望ましい。これらの条件を克服して、いつ来るか分からない津波の巨大なエネルギーに対抗できる施設を、全国的に造ることは容易ではない。もちろん津波の強大な破壊力や、海水の浸水によって失う経済的な損失と比較して明らかに有利であれば、当然実行しなければならない一つの方策ではあることは確かであるが。

津波による人命の損傷を防ぐためには、やはり「避難」が確実な方法である。稲むらの火の話も、今回の奥尻の場合も、「高台の安全な場所」への避難により多くの人々の命を救うことができた。問題は住民が「津波の危険」を察知してから、実際に津波が襲ってくるまでの時間内に逃げられる範囲に「安全な場所」があるか否かである。

従来の避難対策では「迅速な予報」の実現に重点が置かれ、避難路や避難に要する時間を短縮するための対策には、十分な配慮がされてこなかったことは確かである。わずかに、津波災害の経験を持つ三陸地方の市町村（例えば岩手県田老町）で、積極的に避難路を確保したり、静岡県や神奈

川県等で、海岸沿いの既存のビルを「避難ビル」に指定するなどの対策が採られているに過ぎない。

奥尻島の場合、多くの集落は海食崖の下に海岸線に沿って細長く形成されている。すぐ裏手に山がありながら登れる道は限られていて、そこまでは遠い家から海岸沿いに数100mもの距離がある。さらに、それらの道の多くは山から海に注ぐ沢沿いにあり、過去の例からも、そこを津波が遡上する危険性は高い。一方、最大の被災地である青苗地区は、奥尻で唯一低い平坦地が広がっていて、島最大の市街地が形成されていた。しかし、この平坦な市街地は、津波（と火災）によって殆ど全滅した（図2）。

日本の海岸の都市や集落は、規模の差はあっても、上述の2例に代表される地形的条件を持っている。いずれも数分間という短時間で、高台へ避難することは容易でない（青苗の場合、幸いなことに隣接して標高15m以上の高台があり、数本の自動車道路も通じていて、多くの人々の命を救ったが、犠牲者の多くはそこまでも逃げきれなかった）。特に後者のような地形は、全国的に埋立等によって拡大しつつあり、その中には港湾施設やレジャー施設等、不特定多数の人々が集まりながら、防潮堤等の機能が十分に及ばない場所も多い。津波来襲の危険が認識できたとしても、どこに短時

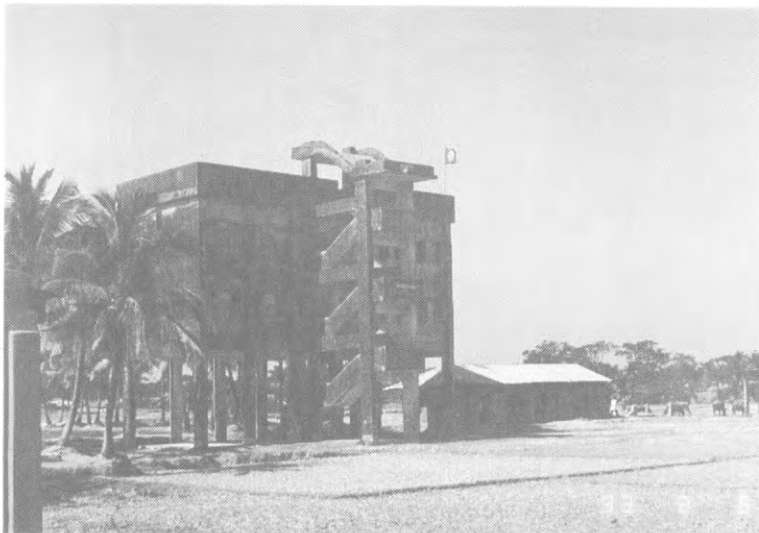


写真3 バングラデシュのデルタ地帯に設けられたサイクロン（高潮）シェルター
—渡辺正幸氏の御好意による

間で到達できる避難場所を求めたらよいのだろうか。

3. 提言「津波シェルターを近くに」

サイクロンによる高潮の常襲地帯であるバングラデシュのベルガル湾沿岸のデルタには、世界銀行や JICA の手によって、鉄筋コンクリート造の大規模な「サイクロン・シェルター」が多数建設されつつあり、現実には多くの人々を高潮の魔手から救っている。ピロティ形式で天井高25フィートの1階の上に2～3層の床を持つこれらの構造物は、平常時にはコミュニティセンターや学校などとして利用され、非常時には数千人以上を収容できるシェルターとなる（写真3）。

もし、青苗の場合も、このような構造物が海岸沿いの集落内にあり、津波の緊急の避難所に利用されたなら、逃げ遅れた多くの人々の命を救うことができたのではないかと考える。しかし、現実には津波の猛威に耐えられる建物があるのだろうか？

北海道南西沖地震の発生から一夜明けた7月13日、テレビが報じる、津波と火災によって文字通り一面の廃墟と化した青苗の街の空撮映像を見ていた筆者は、一つのものに注目した。漁港に面した海岸に唯一の形状をはっきりと留める建造物があるではないか！ しかも窓ガラスまで健在で朝日を反射している！ 時を追って、地上のカメラ

から送られる絵に現れる惨状—コンクリート造の基礎からアンカーボルトごと引き剥がされてあとかたもなく流失した家屋の跡、陸に打ち上げられ破壊された漁船、押潰されて廃材の中に埋もれる大型トラック、ずたずたにへし折れたコンクリート製の電柱等—に対比して、その鉄筋コンクリート造らしい建物の姿は奇異にさえ感じられると同時に、大きな津波のエネルギーから破壊を免れた建造物があった！ということに惹きつけられた。

発災から2週間後、防災科学技術研究所主要災害調査の現地調査団長として奥尻島に渡った時、真っ先に青苗のその建物を見に行った。それは奥尻漁業協同組合の鉄筋コンクリート造2階建の建物で、岸壁から10m程離れたところに間口約25m、奥行約15mで海に面して建っている。どこの漁港でも見られるように、1階の大部分はピロティ構造の集荷場（魚のセリが行われる場所）で床はコンクリート面で、岸壁の天端から裏手の道路まで面一で通り抜けできるようになっている（写真4）。漁協の幹部から話を聞くことができた。1階の南側の部分には壁で仕切られて玄関、事務所、手洗、階段室があり、窓枠、天井、壁の内装は殆ど剥ぎ取られ、机等の調度品はすべて流失していた。集荷場の北側の面はコンクリートブロック積みで壁になっていたが大きく破られ、内側に崩れていた。隣の加工場が崩れて、激しくぶつかったためではないかとのことであった。集荷場の床面は中央部



写真4 津波に耐えた奥尻漁業協同組合の建物
—青苗地区

を南北に走る排水溝に向かって下る傾斜がついていたのが、逆に中央部が周囲より盛り上がる盤膨れ状態になっていた。集荷場の表と裏は夜間は鉄製のシャッターをおろして閉鎖してあったが、これは跡形なく流失していた。流された漁船が衝突した形跡はないという。しかしこれ以外の柱、天井、壁等、主体構造の部分には破損、歪み、ひび割れ等は見当らなかった。会議室等として使われていた2階部分は、床面の高さが約4mで、東(海)側と西(山)側は殆ど全面、ガラス窓になっているが、1枚も割れた様子はなく殆ど無傷のまま、災害後は海上保安庁等の救助部隊が一時的に使用していた。津波の時この建物には誰も入っていなかった。この建物の北隣には木造の水産加工場、道路を隔てて西側に鉄骨木造の倉庫があったが、それぞれ、流失或いは漁船が突入して大きく破損されていた。漁協より数100m山側にある農協の鉄骨造の建物は、1階部分の壁が流失し大きく破損していた。この一帯を襲った津波の高さは、5～6mと推定され、陸上を最大3m位の深さの激流となって暴れ回ったと考えられる。

今回の津波によって直接鉄筋コンクリート造の

建物が、構造的に破壊された例は、我々の調査した範囲では見られなかった。

一方、木造家屋は津波に対し極めて脆弱で、一たまりもなく押し潰され、或いは簡単に流失している例が多い。今回の災害の結果を見て、静岡県東海地震対策の担当者も、木造建築物の津波に対する予想外の弱さに驚いていた。

専門家の話や、今回の調査結果で得た推測から、津波の破壊力としては次のようなものが挙げられる。

1. 水流による動圧
2. 津波の前面(ボア)の前後での(静)水圧差
3. 浮力
4. 津波が巻き起こす突風の風圧
5. 水流による基礎地盤の潜堀による倒壊
6. 津波が運ぶ漂流物(家屋やその廃材、船舶、自動車、貯木場等の木材、消波用のコンクリートブロック等)の衝突

この中で木造家屋に対しては、一義的には1.と3.の作用が支配的であるようだ。

さて、海岸近くに緊急の避難場所として「津波シェルター」を設けるとなると、上記1～6の全



写真5 津波で折損した電柱

てに耐える強度の物でなければならない。これに加えて耐震性・耐火性についても十分な配慮が必要である。今回の現地調査で見る限り、基礎工事がしっかり施行されている鉄筋コンクリート造の建物で、特にピロティ構造のように下層部分の流れに対する抵抗が少なく、耐震性の大きいものであれば上記のファクターのうち1～5はクリアできるのではないかな。

残る6については不確定かつ未知の要素が多いが、周囲を強固なビルや堤防で囲まれた3階建以上の鉄筋コンクリート造の建物であれば漂流した船舶や20トン級の消波ブロックの衝突からも免れ

る「津波シェルター」として一応安全性も確保できるのではないかな。さらに、迅速な避難行動が困難な「災害弱者」のために「シェルター」の設計には安全部分へのアクセスについても特別の配慮がされなければならない。いずれにしても早急に安全な設計基準の設定のために、専門家による科学技術的な検討を行うべきである。

そもそもコンクリート製電柱を折損する程(写真5)の水流の強さ等、今後津波の破壊力の実態について解明しなければならないことは多いが、筆者が今回の津波災害から学んだことをもとに、一つの提言を述べてみた。

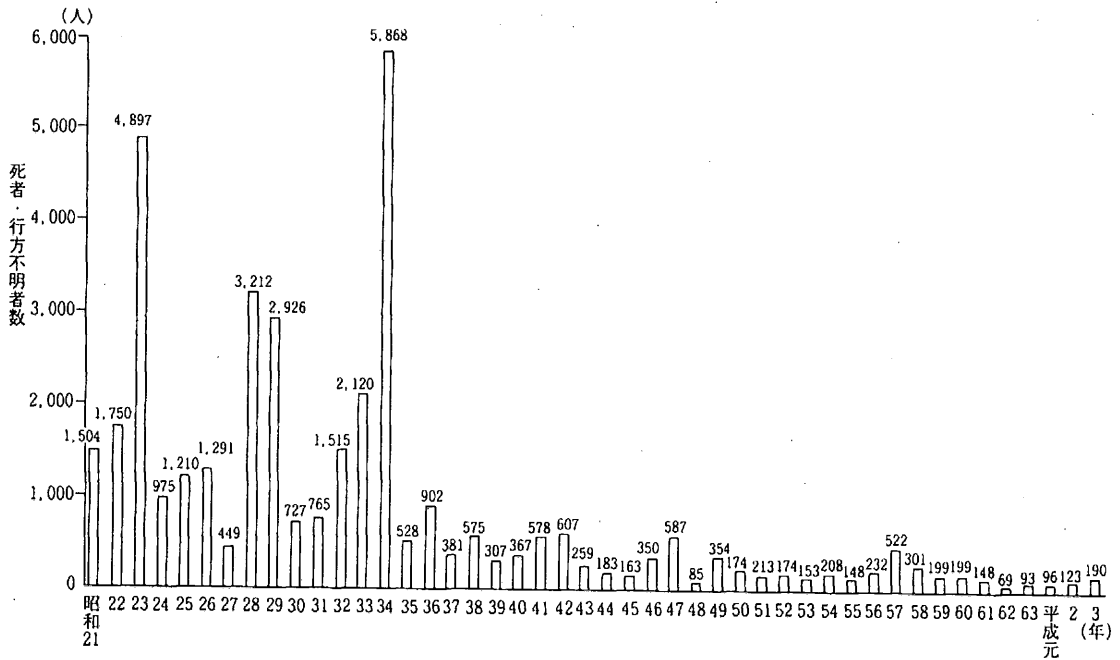


図3 日本(戦後)における自然災害による死者、行方不明者数の推移—平成5年版防災白書による

4. 結 語

日本の自然災害による犠牲者の数は戦中、戦後は毎年のように数千人を数えていたが、1960年以降は大幅に減少し、最近では年間200人を越えることも珍しくなっていた(図3)。それがことしは、度重なる災害で300人以上の死者、行方不明者が発生し、中でも1件の津波で約200人の犠牲者を出したことは大きなショックであった。近年の犠牲者数の減少は、国民の意識、行政の取り組み及び科

学技術の進歩等による、防災対策の効果が現れたものである。堤防など各種防災施設の整備や耐震構造の普及などハード面の対策に加えて、教育や予報を含めた情報によるソフト面の対策の発展も大きいと考えられる。

この中で、未だ予知ができないため最も恐れられている「地震」では、1960年以降800人近い犠牲者を出しているが、このうち少なくとも半数以上の440余人(1960年のチリ地震津波による142人を含む)が津波、それもわずか3回の津波による犠牲者であることに改めて注目する必要がある。

特に最近の2回は波源（震源）が陸地に近く、至近距離の海岸には大津波が、極めて短時間で到達したために被害を大きくした点では共通の要因を持っている。さきに述べたとおり、わが国の沿岸ではこのようなタイプの津波災害は、決して稀ではなく、今後も、もっと人口の多い地域で発生する危険性も高い。

繰り返して言うが、津波から身を守る確かな方法は、迅速な避難しかない。避難行動は、地震の発生から津波の到達までの時間内に完了しなければならない。この「時間」は震源に近く、津波災害の危険が大きい地域ほど短い。このような地域では津波警報が、たとえ地震発生と同時に発表されたとしても、避難行動に許される時間や距離は限られてくる。外部からの情報は途絶しがちである。各自が咄嗟の判断で避難できる場所が必要になる。そこで、誰もが数分間で行ける場所に、津波に対して緊急避難のできる場所、「津波シェルター」を設ける必要がある。今までの津波防災対策の中では、このような方策は余り重視されて来なかった。予報（警報）の迅速化、防潮施設の整備に加えて、安全な避難施設の設置が、今後の津波

防災対策の重点項目として取り上げられるべきであると考える。

平成5年12月、内閣総理大臣により策定された防災に関する研究開発基本計画でも「津波災害防止技術の高度化」の一課題として「避難施設の構造設計技術の開発、高度化を図る」ことが求められている。

謝 辞

本稿の執筆に際しては多くの方々からお寄せいただいた貴重な体験談、意見、情報等を参考にさせていただいた。

北海道ならびに奥尻町をはじめとする北海道南西沖地震被災地域の各自治体や住民の方々、静岡県総務部地震対策課の岩田孝仁氏、横浜国立大学の合田良美先生、東北大学工学部の首藤伸夫先生、国際協力事業団の渡辺正幸氏、国連地域開発センターの塚越功氏、防災科学技術研究所の関係諸氏をはじめ多くの方々に改めて感謝の意を表したい。

（たけだ あつし：総括地球科学技術研究官）

参考資料

高橋 博・竹田 厚他編（1988）、沿岸災害の予知と防災、一津波・高潮にどう備えるか—白亜書房
気象庁（1993）、災害時地震・津波速報—平成5年（1993）北海道南西沖地震—
国立天文台（1993）、理科年表 1993年版、丸善
北海道庁北海道南西沖地震災害対策本部（1993）；平

成5年北海道南西沖地震に係わる被害状況報告—9月15日現在
朝日新聞取材班（1993）；奥尻その夜、朝日新聞朝刊 1993年9月1日～10月16日連載（全37回）
和歌山県（1993）、和歌山県の津波と歴史、'93国際津波シンポジウム資料

北海道南西沖地震の広帯域余震観測について

飯尾能久

はじめに

防災科学技術研究所地圏地球科学技術研究部・地震予知研究センター・防災総合研究部は、「平成5年北海道南西沖地震に関する緊急研究」の一環として、北海道南西沖地震の広帯域広ダイナミックレンジの余震観測を行なった。参加メンバーは、福山英一、大見士朗、藤原広行、藤田英輔、および飯尾能久の5人である。11月1日現在、余震観測は継続されており、解析についても現在進行中である。ここでは、この観測の目的および概要と現時点までに明らかになった知見および問題点について報告する。加えて、この余震観測に際して、言い出しっぺである筆者が個人的に感じたことについてもコメントしたい。

きっかけ

1993年7月12日午後10時過ぎ、筆者は、その直前に立木に右頬をしたたかに打ちつけていたため、半ばもうろうとした頭で北海道南西沖地震発生のニュースを聞いた。(観測に)行かなければならないという強い思いだけが頭の中にあった。

そう思わせたのは、単にこれまでの経験によるものである。阿武山地震観測所にいた頃、1983年の日本海中部地震(M7.7)、1984年の長野県西部地震(M6.8)の発生直後に観測所のメンバーとともに余震観測に飛び出した。日本海中部地震では、M7.1、M6.1、M6.0等を100km程度の震源距離で捉え、大いに胸を張った。その当時、臨時の強震観測に出ようなどという阿呆は、我々以外にはいなかった。今回の地震では大学関係が多数の強震観測点を設置しているが、日本海中部地震の時の結果が1つのきっかけになったと思われる。

長野県西部地震では、誰も見たことのない至近距離における波形を記録できた。しかし、これが今日まで筆者が一番悔いていることだが、発生直

後に得たデータにあぐらをかいて、その後、さらなる徹底的な観測を長期間にわたって行わなかった。長野県西部では決定的なデータが得られるため、ちゃんと観測していれば、地震学における色々な未解決の問題に決着をつけることができたはずである。例えば、地震の大きさを決める要因を推定する上で最も基本的なデータである、地震の大きさと波動の周波数の関係は、1970年代の前半頃から研究が行われているが、未だに真実は闇の中である。筆者を含めて有象無象がたくさん論文を書いているが、万人を納得させる決定的なデータがないのである。これは、他分野の実験研究と異なって、地震観測の結果が簡単には追試できないことに起因している。波形データは、地震計の設置点極近傍の地盤特性により著しく変形されるが、著者と同じ所に地震計をおいて観測することは事実上不可能であるからである。データの質を計る明瞭な基準もなく、観測結果を否定することは簡単ではない。その結果、いいたい放題なのである。

決定的なデータを取るべきである。そして、少々極端な言い方をすれば、いい加減なデータは取らない方がよい。それは、地震学の進歩をむしろ妨げることになる。機会に恵まれれば、何を捨てても、その場において最善を尽くしていいデータを取りに出かけるべきである。これが、筆者が今回の広帯域地震観測を呼びかけた一番大きな理由である。

観測の目的

観測の具体的な目的のうち主なものは、

1. マグニチュード7クラスの余震の震源近傍における高精度の波形の解析により、これらの地震の精細な震源過程を明らかにすること。
2. 高精度の余震波形により、地震発生後の応力状態の時空間分布を明らかにすること。

3. マグニチュード3から7クラスの余震の立ち上がりの波形を精細に調べ、地震の破壊の開始と成長を規定する要因を明らかにすること。

の3つが挙げられる。この3つの目的について簡単に補足を行なう。

北海道南西沖地震は、マグニチュード8クラスの大地震であり、その余震としてはマグニチュード7クラスが発生することが期待された。奥尻島および北海道本島に広帯域高ダイナミックレンジの地震観測装置を多数設置すれば、M7クラスの余震の高精度の波形データセットが得られ、地震の破壊過程の解明が進むことが期待された。

近年、大地震の波形データのインバージョンにより、破壊過程の複雑さや不均一な変位分布が多数報告されている。これらは、断層面の“強度のようなもの”の不均質さによるのであろうという推定がなされているが、それを実証するデータはほとんどない。“強度のようなもの”の不均質さは、破壊過程の複雑さなどを生み出しただけでなく、その地震の発生と停止にも深く関係しているはずであり、これらの因果関係が明らかにされない限り、その地震の発生過程を完全に説明したことにはならない。このことは、地震の予知、特にその中・長期的な予測にきわめて重要である。1983年日本海中部地震(M7.7)の余震について、黒磯・他[1986]は、余震の波形に著しい地域性があり、それが本震の破壊過程に関係している可能性を示唆した。北海道南西沖地震は、日本海中部地震とほぼ同じ大きさであり、余震の解析により、本震の断層面の“強度のようなもの”に関する知見を得られることが十分期待された。

Iio(1992)は、微小地震の立ち上がり部分の波形を詳しく調べることにより、地震の大きさを規定する要因が明らかにされる可能性を示した。地震の開始直後に、すべり速度やあるいは破壊伝播速度が加速される時間が長いほど大きな地震となるという仮説が提案されたが、これは、微小地震だけでなく、さらに大きな地震についても解析されるべきである。北海道南西沖地震の余震は最大でM7クラスまでが期待されることから、この研究にも適している。

観測の概要

マグニチュード3-7の高精度の波形を記録するために、観測機器としては、数十秒から30Hz程度までの周波数特性を持ち、微小な振動から強振動まで記録可能なものが望ましい。そこで、臨時に使用可能なものの中から、観測目的を果たせるものを選び出した。地震計としては、広帯域で比較的感度が高いSTS2と、強振動を記録できる加速度計を併用することにした。また、簡易型長周期地震計PELSを2セット準備した。STS2は高精度ではあるが高精度ゆえにトラブルも予想されるので、その代替機を用意したわけである。また、PELSはAC電源なしでも作動可能なので、電源のないところに設置する場合にも備えた。観測点数は当初1点と考えていたが、マンパワーが確保されたので4点以上を設置することにした。観測点配置については、大きな余震が余震域の両端に起こることが経験的に知られているため、できるだけ南北に広く展開することにした。これは同時に、1つの地震に対して色々な方向での波形データを得られるという意味も持っている。奥尻島は最も観測に適しているが、地震発生直後には色々問題もあると思われたので、少し時間が経過してから設置することにした。

余震観測点の配置を図1および表1に、観測期間を図2に、観測点毎の観測項目・機器・感度等を表2にそれぞれ示す。現地に出かけた日時は、
第1次 7月17日-7月22日
第2次 8月8日-8月11日
第3次 9月6日-9月10日
第4次 10月12日-10月15日
第5次 11月15日-11月19日
の5回である。

M6.5の地震の震源過程

8月8日4時42分に、M6.5の地震が、余震域からは離れた北海道沿岸において発生した。図3にM6.5の地震の震央およびメカニズム解と、その時点で設置されていた観測点を示す。参考までに本震についても示されている。

図4(a)-(d)に、M6.5の地震の観測点毎の波形

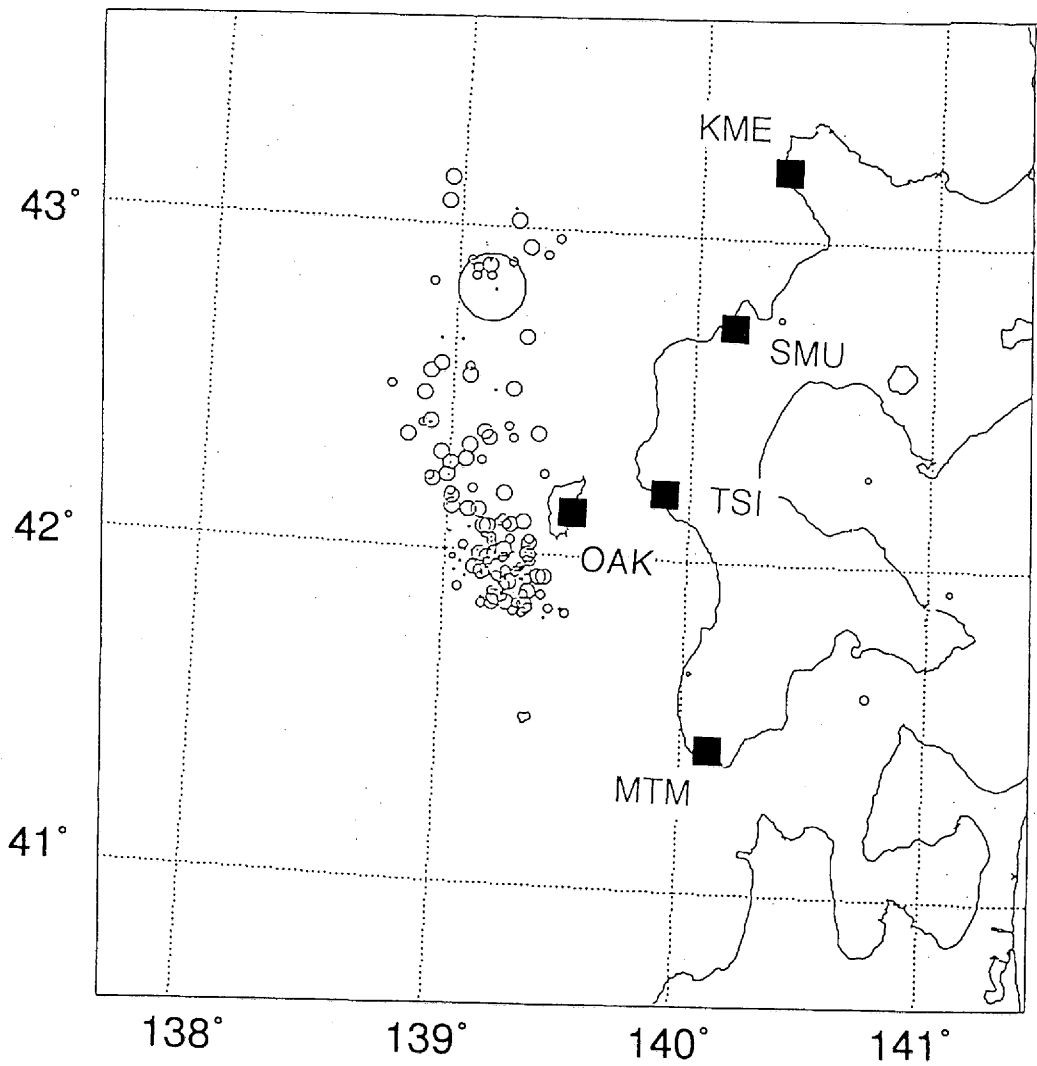


図1 余震観測点の位置。北海道大学理学部地震予知観測センターによる余震分布図（地震予知連絡会資料）に加筆。

表1 観測点コードと所在地

観測点	所在地	座標 (度)			備考
KME	神恵内村 珊内	140.35215E	43.19495N	20m	珊内健康センター
SMU	島牧村 歌島	140.15706E	43.77566N	20m	歌島小学校
TSI	大成町 貝取 潤	139.90299E	42.18671N	15m	あわび山荘
MTM	松前町 福山	140.11190E	41.42862N	25m	松前公園
OAK	奥尻町 赤石	139.51879E	42.14326N	20m	町民センター

観測点	7月	8月	9月	10月	11月	備考
KME		_____				7/20 -
SMU		_____				7/19 -
TSI		_____				7/21 -
MTM		_____				7/20 -
OAK			_____			9/7 -

図2 観測期間

表2 観測機器および感度

観測点	地震計	記録計	分解能	感度
KME	STS-2	SAMTAC-85	16bit 100Hz	トリガー 15V/(cm/s)
	ACC			1V/(cm/s/s)
SMU	STS-2	PDAS100	32bit 100Hz	トリガー 15V/(cm/s)
	ACC			1V/(cm/s/s)
TSI	STS-2	DR-M2 ¹⁾	16bit 100Hz	トリガー
		PDAS100	32bit 100Hz	トリガー 15V/(cm/s)
MTM	STS-2 ²⁾	PDAS100	32bit 100Hz	トリガー 15V/(cm/s)
	ACC			QUANTERRA
OAK	PELS	EDR1000	12bit 100Hz	トリガー 2V(cm/s)
	STS-2 ³⁾	PDAS100 ³⁾	32bit 100Hz	トリガー 15V/(cm/s)

¹⁾9月8日設置。²⁾9月6日撤収。³⁾9月17設置。

を示す。一番近かった TSI では、S-P Time が約 4 秒である。残念ながら S 波部分はスケールオーバーしている。MTM も同様に S 波部分でスケールオーバーしている。

P 波部分は解析可能であるから、STS-2 のデータを用いて、M6.5 の地震の震源過程を調べてみた。解析方法は Frankel et al. (1986) に基づいたものであり、経験的グリーン関数法を適用し、デコンボリューションにより震源時間関数を求めた。基本的には、M6.5 およびその余震の波形をフーリエ変換し、周波数領域で割り算することによって経路や観測システムの特性を取り除き、逆フーリエ変換するという方法である。経験的グリーン関

数としての余震は、8月8日9時57分に発生したものをを用いた。

図5に得られた震源時間関数を示す。TSIについてはP波の立ち上がりから4秒間、他の観測点は15秒間の記録を用いた。TSIの3成分はほぼ同じ結果が得られており、信頼できる結果であると考えられる。MTMとSMUについては上下動成分だけ示されており、MTMについてはTSIとほぼ同じ震源時間関数が得られている。SMUでは、最初の約1秒間に見られるパルス的な震源時間関数の幅がやや長くなっているが、大局的には他のデータと差異はない。

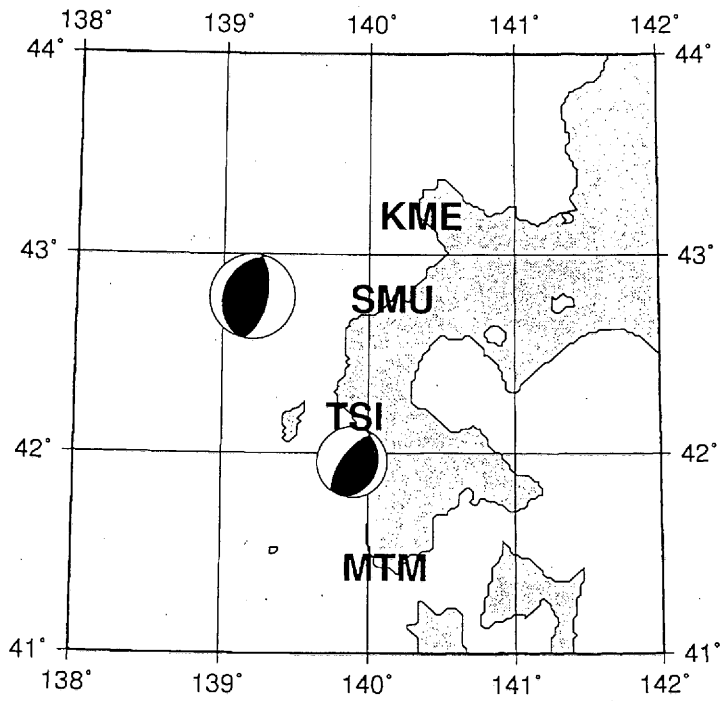


図3 M6.5の震央・メカニズム解と波形の得られた観測点位置。気象庁の地震予知連絡会資料による。

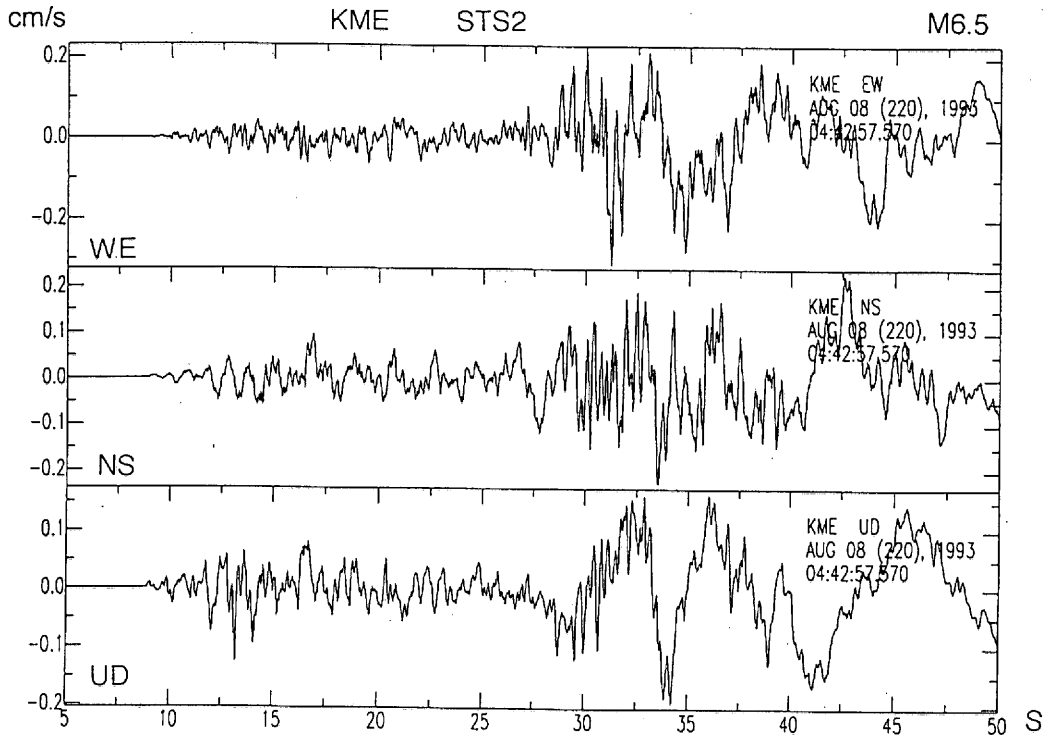


図4 M6.5の余震波形 (a-1) KME : STS-2

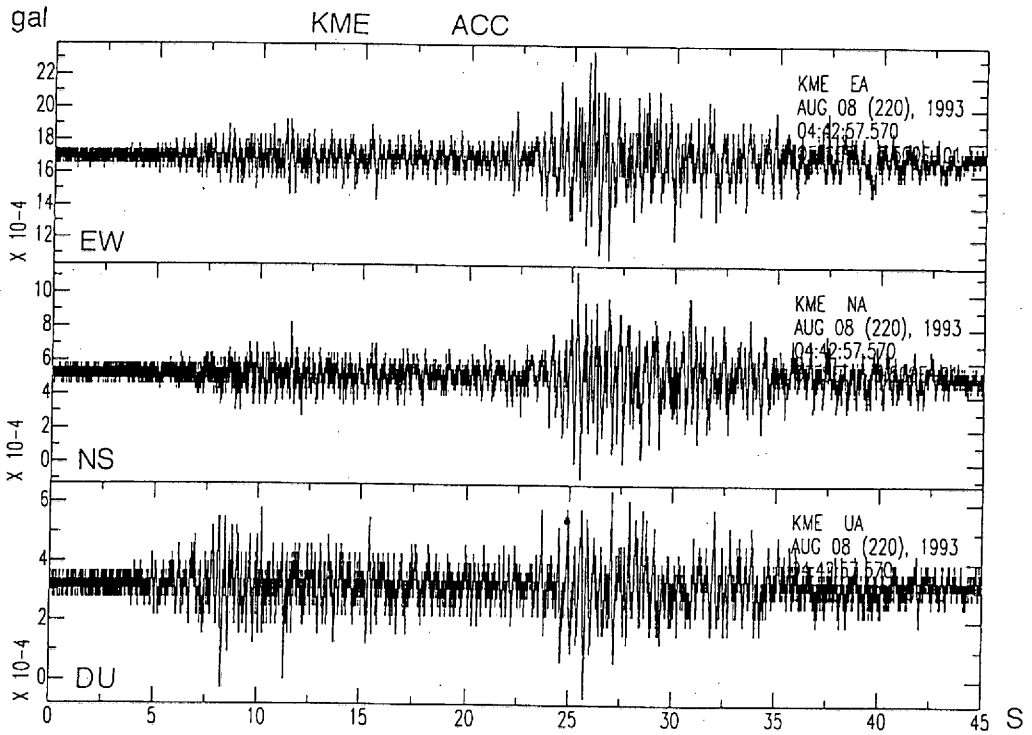


図4 M6.5の余震波形 (a-2) ACC (加速度計)

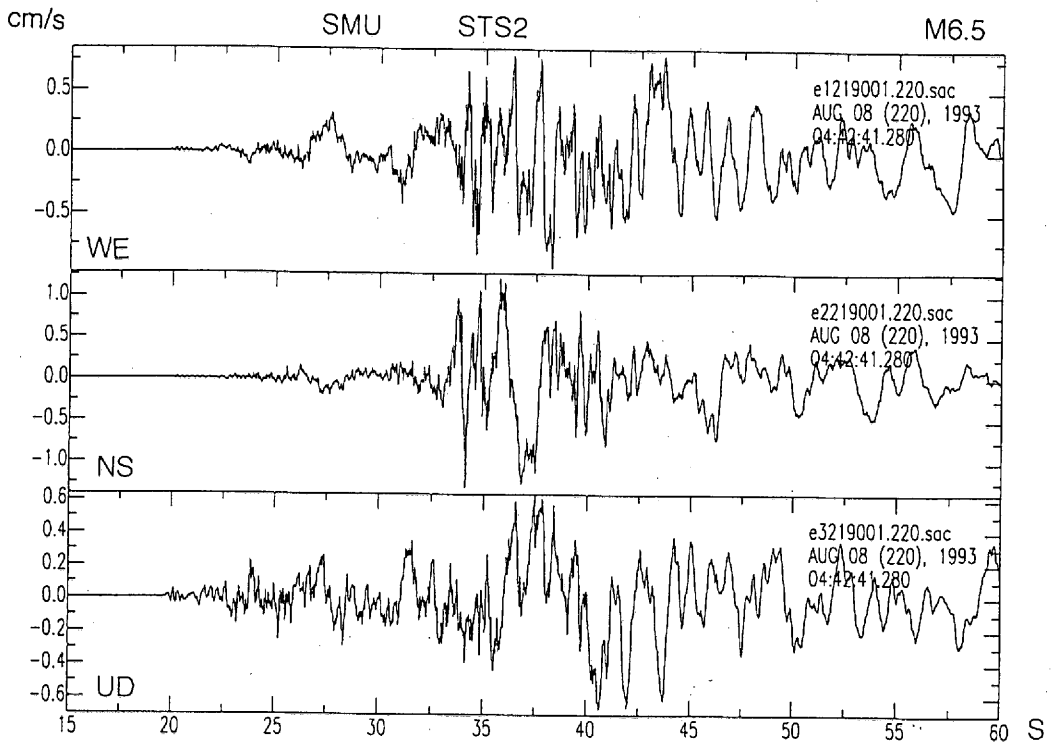


図4 M6.5の余震波形 (b-1) SMU : STS-2

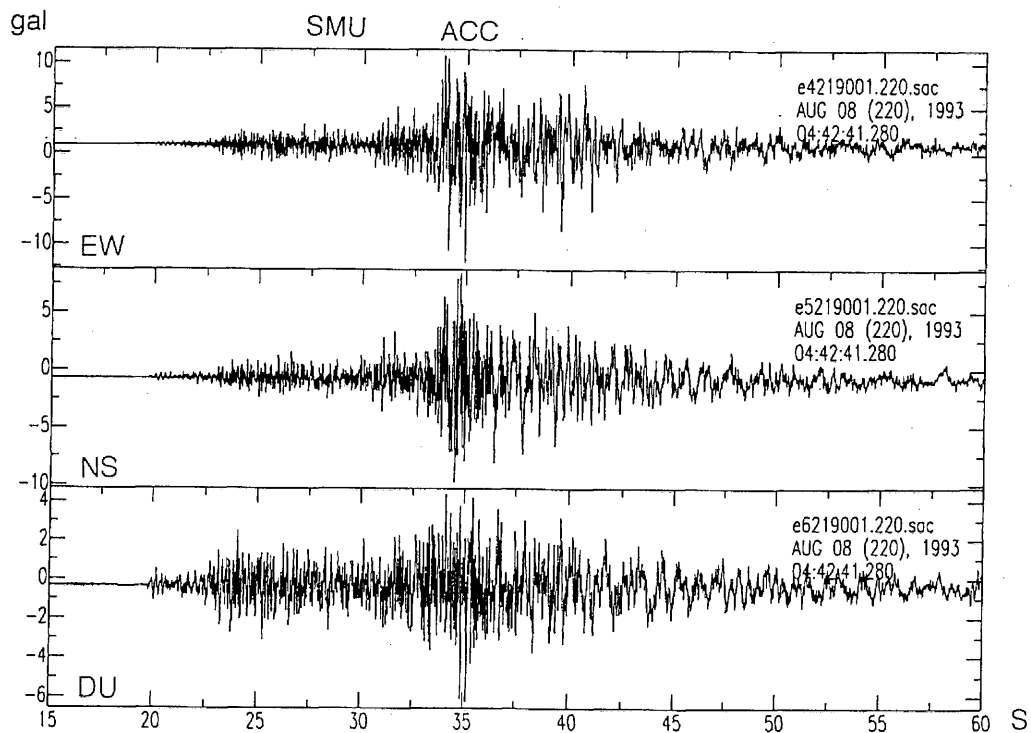


図4 M6.5の余震波形 (b-2) 加速度計

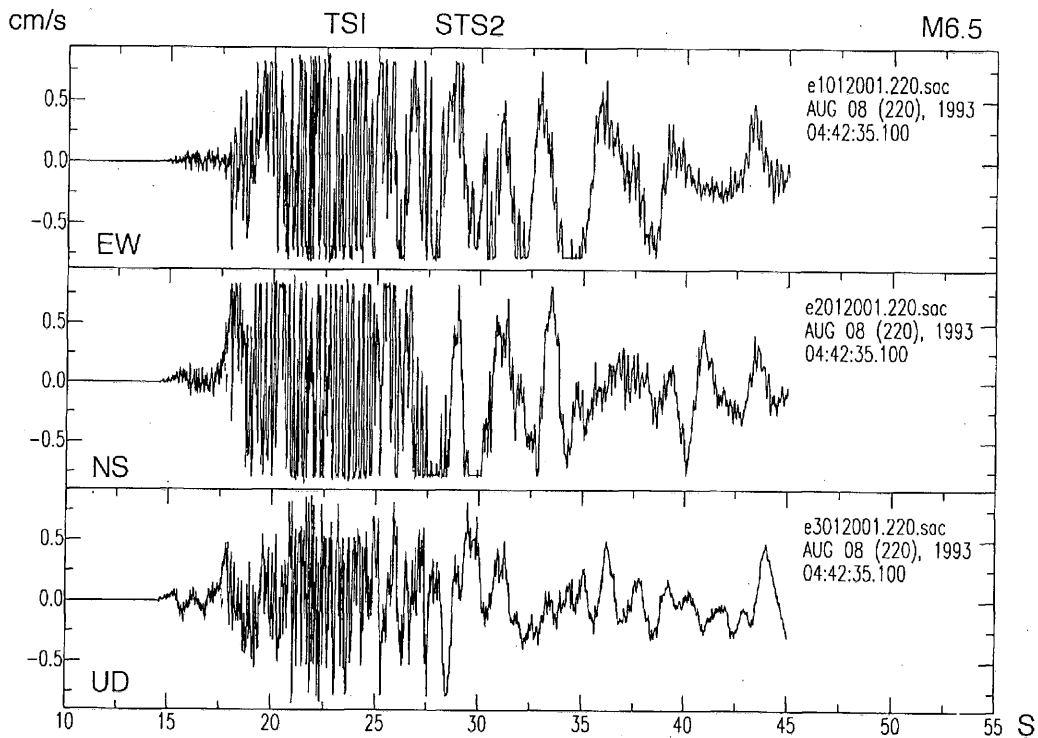


図4 M6.5の余震波形 (c) TSI STS-2

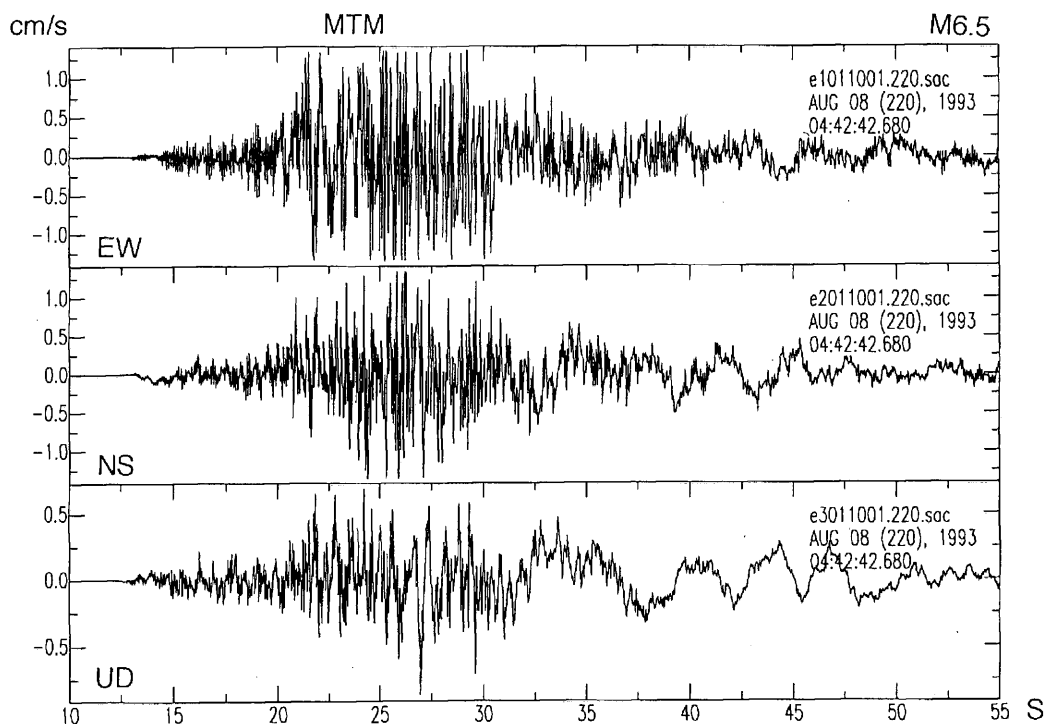


図4 M6.5の余震波形 (d) MTM STS-2

ここで注目すべきことは、得られた震源時間関数が、最初の1秒程度で終わっているように見えることである。通常、M6.5の震源時間関数は、3-5秒程度の継続時間を持つことが経験的に知られているが、今回解析したM6.5の地震はそれが非常に短い。しかし、TSIの解析区間が4秒と短いことが関係している可能性があり、今後の検討課題である。つまり、4秒以降に再び断層運動が再開したかもしれないわけである。1つ目のイベントは、その振幅からみて単独であってもM6クラスであるから、その震源時間関数が、通常のM6クラスの地震に比べて非常に短いということは事実である。これは、そのイベントの応力降下量が非常に大きいことを表している。

この結果が、今回解析したM6.5の地震に特有であるのか、それとも、どの地震も応力降下量はかなり大きいのだが、遠地で得られた、なまった波形だけを解析していたため、これまではわからなかったのを明らかにする必要がある。今後さらに詳しい解析を行う予定である。

余震波形の特徴

北海道南西沖地震の余震域は南北に約130km、東西に約50kmという広い領域にわたっており、余震波形の解析により、余震域およびその周辺の構造また応力状態が推定できる可能性がある。

図6にTSIの連続記録から切り出した、北緯42度付近で発生した余震について震央距離順に並べた波形を示す。P波初動の約1秒後に顕著なphaseが見られるほか、PとSの間にいくつかのphaseがあるように見える。速度構造の不連続面における反射波あるいは変換波である可能性が考えられる。しかし、他の領域に発生した地震については、図7にその1例を示すが、そのような顕著なphaseはPとSの間には見られない。図6に示された波形は、いずれも奥尻島の下を通ってきたと考えられる。そういう波形に顕著なphaseが見られることから、奥尻島の直下になんらかの不均質な構造があることが推定される。そのような不均一性は、応力集中を生む可能性があり、北海道南西沖地震の発生過程を考える上で非常に重要な知見である。

93/08/08 04:42 M6.5 source time function

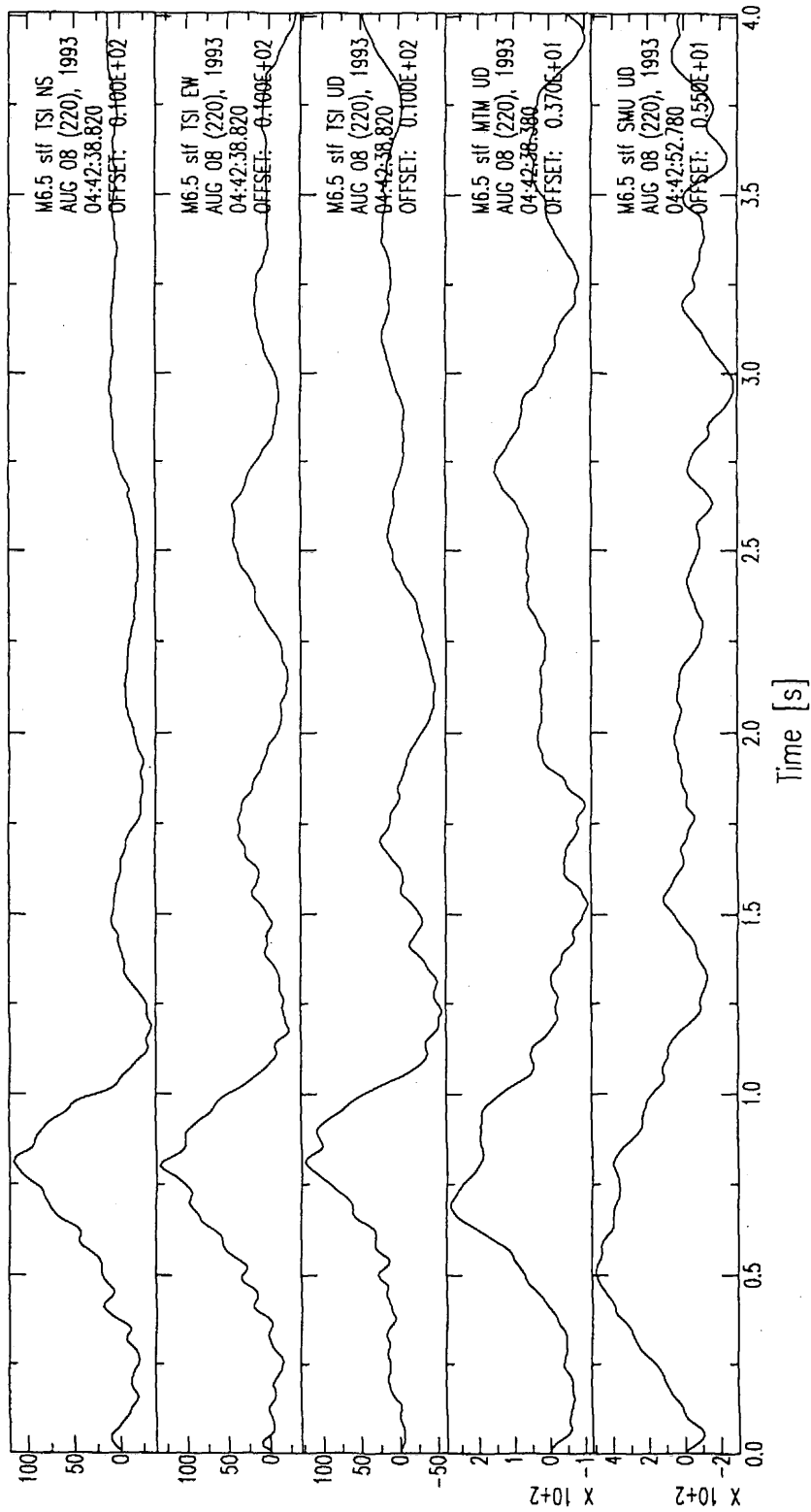


図5 M6.5の震源時間関数。上から、TSI NS, TSI EW, TSI UD, MTM UD, SMU UDの各成分を用いて得られたものである。

図8はSMUで記録された余震域北部・中部・南部で発生したマグニチュード3.8, 4.6, 4.6の余震の上下動の波形である。卓越周期は大きく異なり、余震域中部で発生した地震は高周波であるのに対して、北部および南部の余震は低周波となっている。中部と南部の地震はマグニチュードは同じであり、北部の余震はマグニチュードがかなり小さいにも係わらず中部の余震より低周波となっている。余震域南部の余震はS波コーダの振幅が非常に大きく、震源が浅かったことが推定されるので、震源が浅かったため通常の深さの地震よりも少し低周波になった可能性がある。深さの効果を正しく補正する必要があるが、それだけでは南部の余震の低周波を説明できないとなると、余震域両端において低周波の地震が発生していることになる。

北海道南西沖地震の震源域の北側では、低周波地震であったとされている1940年積丹沖地震

(M7.0)が発生している。余震域北部の低周波の地震は、この事実と調和的である。震源域の南側については、1983年に日本海中部地震(M7.7)が起こっている。しかしながら、2つの震源域の間には50-100km程度、両地震では破壊されていないと考えられている領域が存在する。この領域が未破壊のまま残っているとしたら、大きな余震が起こる可能性が高いと多くの人が考えているわけである。しかし、1741年に江差周辺に多数の被害をもたらした寛保津波は、従来は渡島大島の噴火によると考えられていたが、最近、非常に低周波の大地震によるとの解釈も取られている。余震域南部の低周波の余震は、2つの地震の震源域の間で低周波の地震が発生する可能性があることを示唆しているのかもしれない。この知見についても、今後の活動の予測において非常に重要であり、鋭意解析を進めたい。

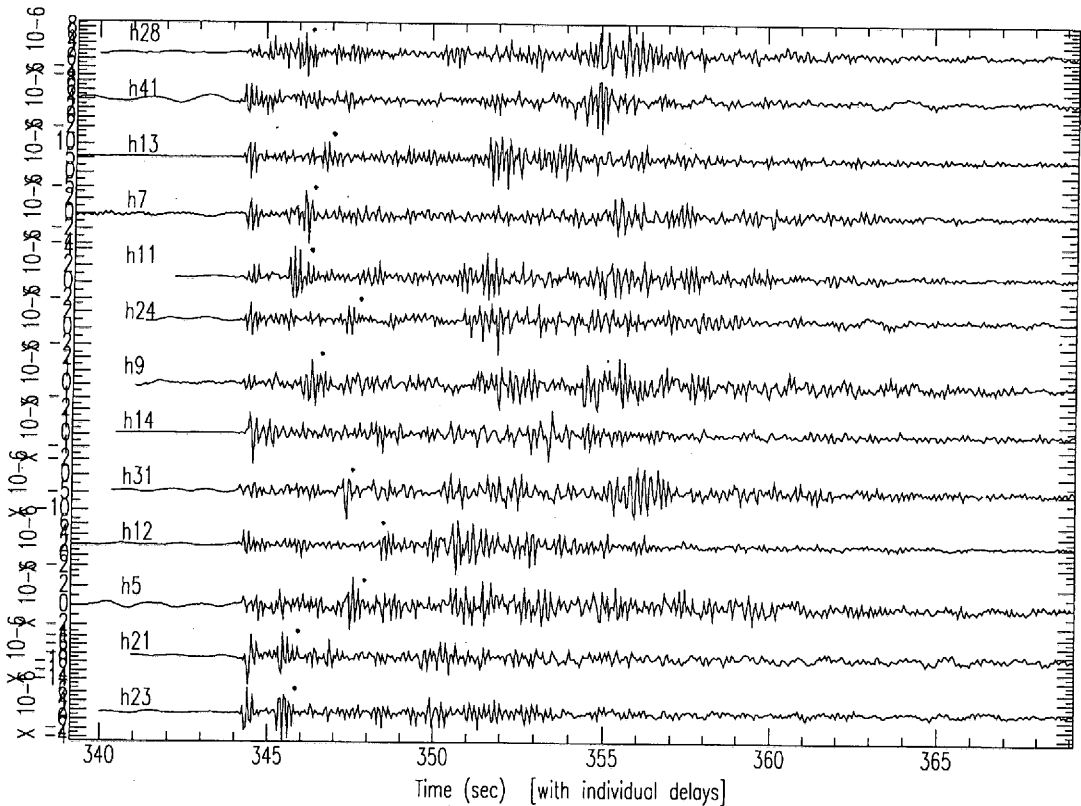


図6 余震波形にみられる後続波(黒●印)。北緯42度付近の余震波形が震央距離離りに並べられている。TSIにおけるSTS-2の連続観測により切り出された。

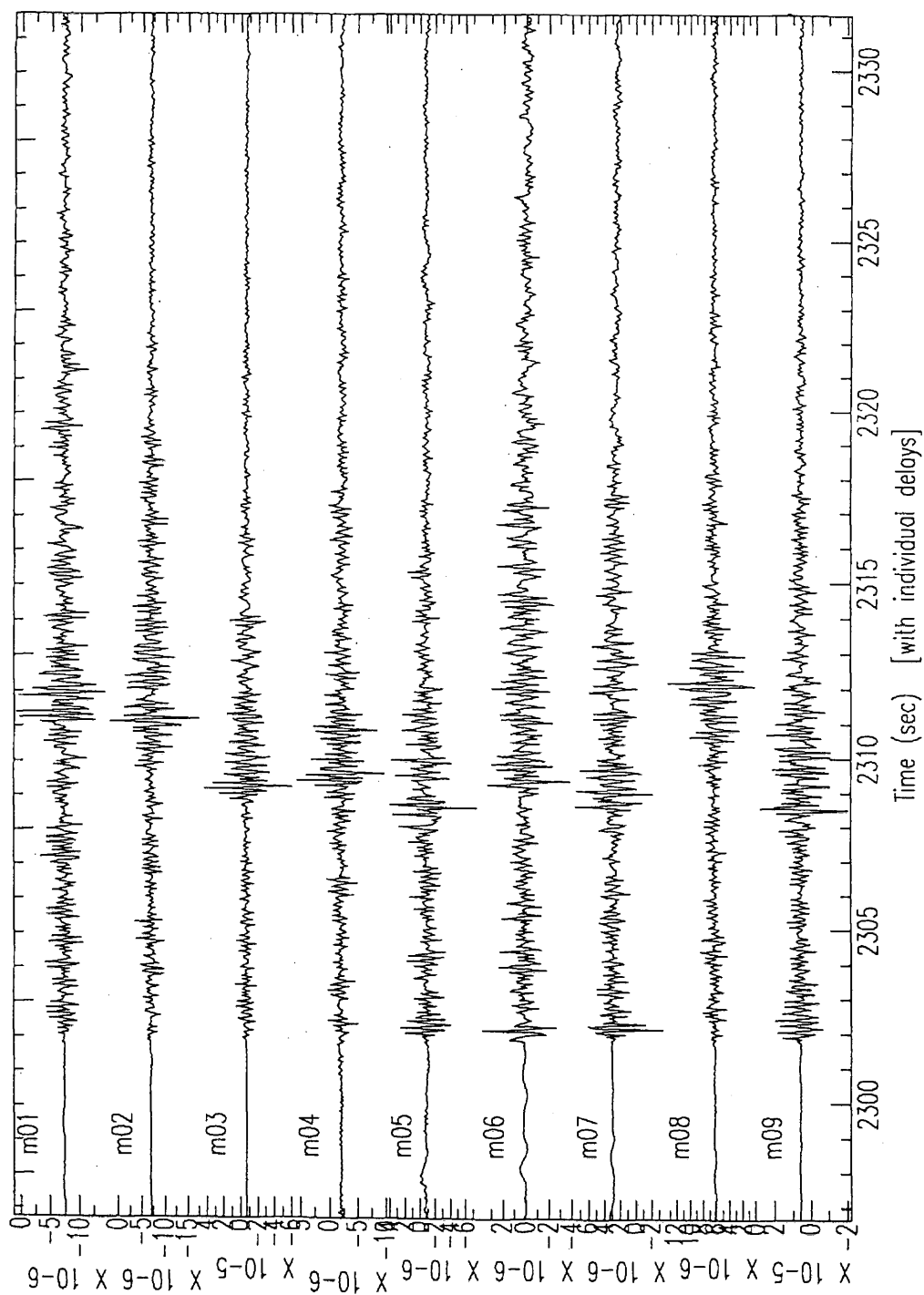


図7 後続波の見られない余震波形。TSIの真西付近で発生した余震波形。

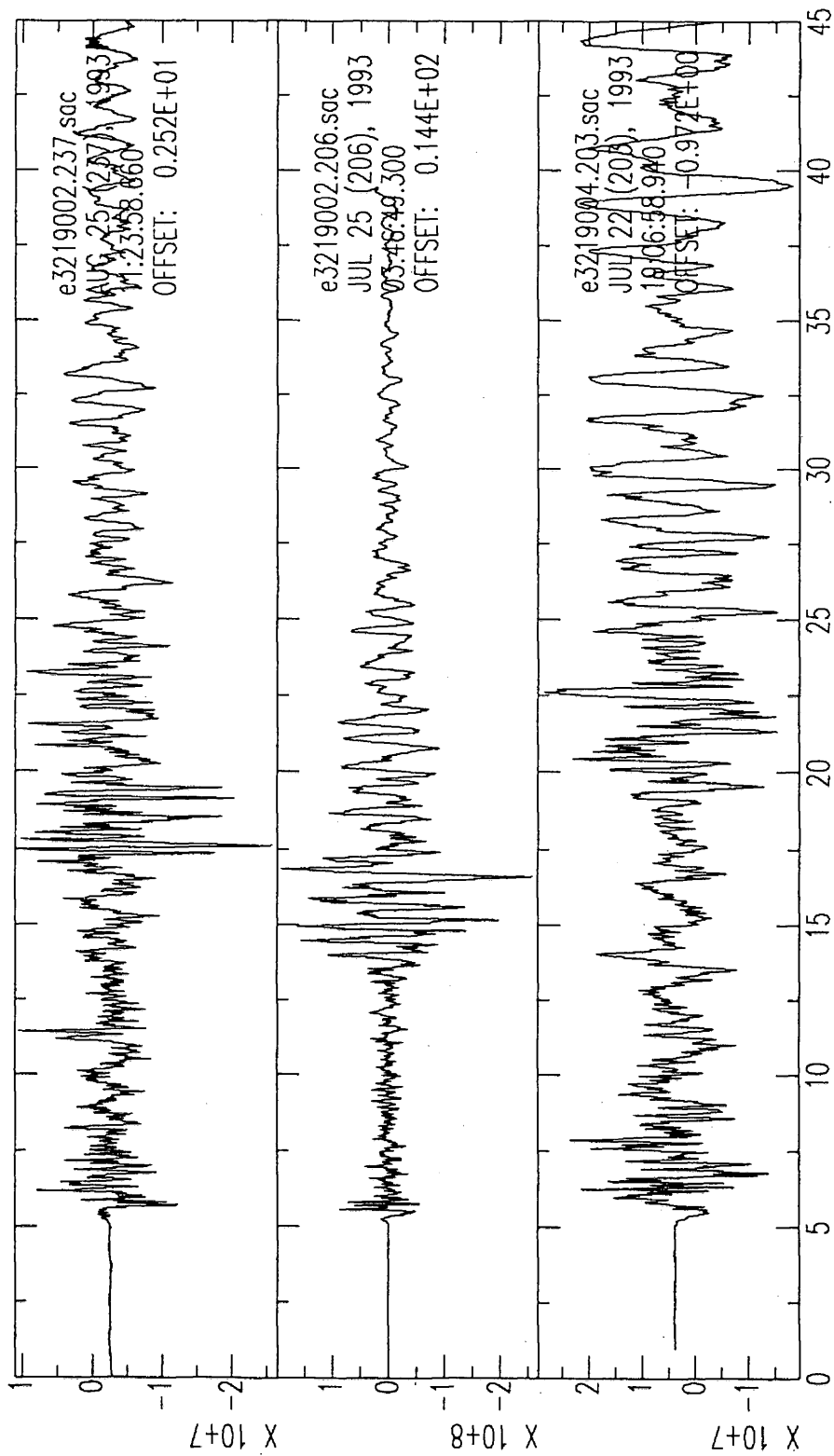


図 8 周波数の異なる余震波形。上：余震域北部 (M3.8) 中：中部 (M4.6) 下：南部 (M4.6)。

おわりに

以上、観測および解析とも現在進行形であるが、重要であると思われる知見がいくつか見えてきており、今後、鋭意研究を進めたいと考えている。

本節を終るにあたって、今回の余震観測についての反省および問題点について考えてみる。

まず第一に、今回の余震観測は利得が大きかったかどうかについて考えてみる。これを検討しておくことは、今後、大地震が起こった場合に、余震観測に出かけるべきかどうかを判断する上で非常に重要である。もちろん、研究の最終的な成果は論文であるからその質と量が最も重要であるのだろうが、現時点ではその評価はできないので、どれだけ優れたデータが短期間に得られたかについて考えてみる。ここで、優れたデータとは、最初に述べた地震の発生過程の解明に直接的に役立つものということにする。

今回は、観測開始後1ヵ月以内に、マグニチュード6.5の地震を4点で記録することができた。最も近い点は震源距離約25km、いちばん遠い点でも約120kmである。より大きな地震を、より近いところで、より多点で、より広帯域・広ダイナミックレンジの観測機器で観測することが、地震の発生過程の解明のために目指すべき方向であるが、定常的な観測網で、今回得られたのと同じ程度のデータを得ようとするのとどれくらいの労力を払わねばならないだろうか？

伊豆周辺は近年地殻活動が活発で、マグニチュード6以上の地震がここ20年で6個起きている。1974年伊豆半島沖地震が起こった後、半島内に今回と同じく約50km スパンの観測点を5点設置したとしたら、20年間にM7.1を含めて5個の地震を、観測点から数十kmの距離で記録できたはずである。伊豆半島沖地震の後すぐに観測網を展開することは、よほど直感が鋭い人間でない無理だろうが、1978年伊豆大島近海地震の後ならば誰でもこれはふつうではないと思うだろうから、その時点で観測網を設置したとすると、その後15年間で4個のM6クラスを観測できたはずである。

ここで、非常に単純に効率を計算してみる。今回は1ヵ月でM6クラス1個、伊豆で(非常にうまくやって)15年間にM6クラス4個であるから、

今回の観測の方が45倍効率が良かったことになる。ここ20年くらいの伊豆は日本中でも極めて特異的に地殻活動が活発であるから、他の地域ではさらに効率は低くなる。

北海道南西沖地震の余震観測において、現時点までに観測された最大の余震はM6.5であるが、本震と最大余震のマグニチュードの差に関するこれまでの経験的な値が1程度であることから考えると、これは特に運が良かったというわけではない。M8クラスの地震が起これば、最大余震としてはM7クラスのものが期待されるので、大きな余震の波形を近くで多点で観測するという点に関して、M8クラスの余震観測は非常に利得が大きいという結論が得られる。

観測される地震の数についても、定常的な活動を見ているよりもはるかに多くの地震を記録できる。今回、大成町において連続収録を行なったが、1分に1個程度地震が記録されているため、観測期間中に数万個の地震が記録されるはずである。数だけに限ればM6-7クラスでも大量の余震を観測できる可能性がある。1984年長野県西部地震(M6.8)では、地震発生の数日後でも、一晩で1万個程度の余震を記録することができた。ただし、起こっている現象のスケールが大きいことから、一般的にはマグニチュードが大きいほど貴重なデータが得られるであろう。

しかしながら、今回の観測にも大きな問題点がある。それは、データの質の問題である。いくら広帯域・広ダイナミックレンジで高精度の観測機器を用いても、地震計を設置した場所が良くなければ、いい観測機器もその能力を十分発揮することはできない。上記において、より大きな地震を、より近いところで、より多点で、より広帯域・広ダイナミックレンジの観測機器で観測することが進むべき方向と書いたが、いい観測点でということは、これら以前の問題として非常に重要である。今回の観測では、観測機器のAC電源と防水の制約、および時間的制約と機器の管理上の問題から、特別の便宜を計って頂いて、電源があり風雨のしのげる町村役場の施設に観測機器を置かせて頂いた。その結果、長期間安定してデータを取り続けることができ、M6.5の近地における地震波形を、その時点で設置されていた全点で記録することができた。これは極めて貴重なデータであり、上記

したように効率的にも優れていた訳である。ただし、さらに上を目ざす立場からみると、データの質は必ずしも十分とは言えない。地震観測では地下深部まで根の張った硬い岩盤上に地震計を設置することが必要であるが、構造物は平らな地盤上に建築されるものである。よって、既存の構造物内に設置しようとする限り、データの質は犠牲にしなければならない。ましてや、臨時観測においてボアホール内に地震計を設置することなどは通常は不可能である。

ここに、一般的な手法として、臨時観測が定常的な観測よりも劣っている点の一つがある。定常的な観測点ならば時間をかけていい場所を選び、しっかりした岩盤上またはボアホールにより岩盤内にセンサーを設置できるはずである。その他にも、本震は絶対に記録できないこと、長期間の時間的変化についての研究には向かないこと等、余震観測には本質的な欠点はいくつかある。したがって、研究の進め方としては、定常的な観測網に臨時観測を有機的に組み合わせることが最も理想的である。数年から数十年の時間スケールにおいて、どこに大きな地震が起こるかは東海地震を除いては必ずしも明らかでないため、現時点では、定常的な観測網を少々スパンは長くてもできる限り広い領域で展開し、事件が起これば、それを補足するように臨時的な観測を行うことが、戦略として最も効率的であると考えられる。

上記は、学問の一つの分野としての進め方であるが、一人の研究者の立場で考えたときには、臨時観測がはるかに効率的である。一人の人間が通常研究できるのは30年程度であるため、待ちの姿勢だけではその人が得ることのできるデータは限られてくる。地震現象（特に大地震）の発生頻度が人間の生活時間の尺度でみるとかなり低いからである。世界中どこへでも出かけていくつもりになれば、よいデータを臨時観測で得る可能性は毎年のようにあるはずである。

最後に、細かい技術的なことであるが非常に重要な問題について述べる。上記において、臨時観測はデータの質の点で問題があることを指摘したが、それは、現在世の中に出回っている観測機器の使用を前提とした場合についてのみ正しい。現在、観測機器の設置の際の最も大きな制約はAC電源である。そして、AC電源があるところに機器を

設置しようとするのでデータの質は犠牲になっている。DC駆動可能で同程度の性能を持つ機器は、現在の技術にしてみれば作ることは十分可能である。DC駆動で防水でかつ軽量で取扱い便利な機器があれば、今回の観測など朝飯前である。地震発生の次の朝、一人で飛び立ち2日もあれば5点くらい設置できたであろう。しかも、岩盤のいいところに設置できるから、質的にもはるかにいい観測となったであろう。

さらに重要なことは、それだけ楽であれば、観測点の数をもっと増やすことができるという点である。データの質がある程度良くなれば、ものを言うのは量であり、データ量が1桁上がれば、これまでわからなかったことが明らかになってくるものである。我々が非常に優れた観測システムを持っていれば、今回の余震観測で10kmスパンで観測点を30点くらい展開することも可能であったはずであり、M6.5の震源過程だけについても今以上に詳しく解析が行えたはずである。この様な密な観測は、余震観測を除いては、地震が予知されていない限り不可能である。

今回の観測では、出かける前に5日間機器の整備に費やし、中間でもデータ回収と調整その他でかなりの日数を観測に割いている。極端な言い方をすれば、これらは全て、短い研究人生の中の貴重な時間の浪費であり、優れたシステムを持っていれば、費やさずにすむ時間であったはずである。雑用を可能な限り切り詰め、1分1秒でも余分に研究に当てたいと思っているものにとっては、これは耐えがたいものであろう。優れたシステムは、データの質と量を改善し、研究のレベルアップを図るだけでなく、時間をも節約してくれるため、一石何鳥もの効果がある。そういうシステムの導入が是非とも必要である。現在、観測に出るといふことに二の足を踏む研究者が少なからず存在するようであるが、つまらないことに時間を費やさなくても良くなれば、我々の研究スタイルは、業界全体としても、個々の研究者の時間配分にしても、もっとバランスのとれたものになるのではないだろうか？

現時点では、まだ今回の余震観測の総合評価をする時期ではないが、残念ながら決定的なデータを得たと胸を張れるほどではなかったようである。しかし、やらない方が良かったなどという観測で

は決してなく、非常に貴重な知見が得られた有益な観測であると筆者は思っている。 (いいお よしひさ：地圏地球科学技術研究部)



付図1 観測点の状況

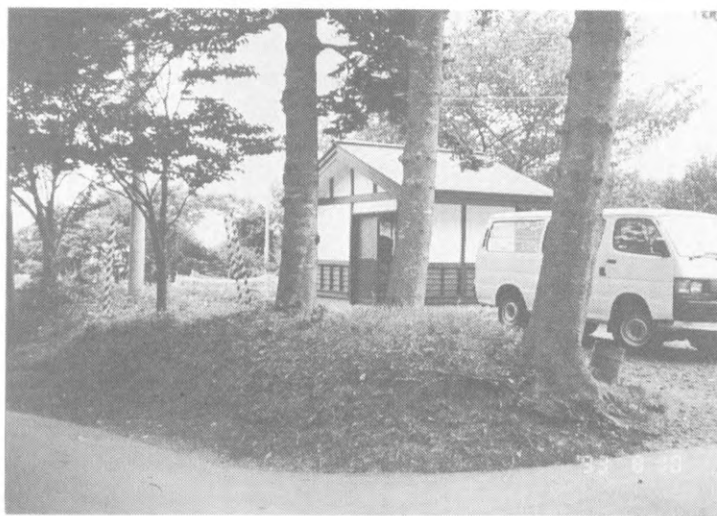
(a) KME (神恵内村冊内) 海岸近くの緩やかな斜面上に建てられた建物内のコンクリートの床面上に地震計を固定。



(b) SMU (島牧村歌島) 海岸段丘上に建てられた建物内のコンクリートの床面上に地震計を固定。



(c) TSI (大成町貝取潤) 小さな谷の真ん中に建てられた小屋のタイルの床面上に地震計を固定。



(d) MTM (松前町福島) 海岸段丘に建てられた建物内のコンクリートの床面上に地震計を固定。



(e) OAK (奥尻町赤石) 海岸近くの小さな谷の体育館の舞台下コンクリート床面上に地震計を固定。



付図2 観測システムの写真。左手前が、広帯地域地震計 STS2, 左手奥が加速度計, 右手尉が PIAS100 (収録装置)。

謝 辞

今回の余震観測では、北海道の関係市町村役場を始め、非常に多くの方々にお世話になった。防災科学技術研究所の管理部をはじめ関係の方々には、ひとかたならぬ支援を頂いた。ここでは、防災科学技術研究所以外の方々のお名前を挙げさせていただき深く感謝の意を表したい。今回の余震観測は、科学技術振興調整費「平成5年度北海道南西沖地震に関する緊急研究」により行われた。財団法人東京海上各務記念財団地震予知助成金

「北海道南西沖地震に伴う地殻活動に関する観測・調査」からも暖かい援助を頂いた。

北海道庁総務部防災消防課 早坂氏, 神恵内村近藤豊昭氏, 桑原 進氏, 佐藤敏昭氏, 島牧村役場 小林勝義氏, 村川 寧氏, 大成町役場 門間宣幸氏, 松前町役場 布川 修氏, 奥尻町役場 織戸氏, 地質調査所 伊藤久男氏, 大湊隆雄氏, 長秋雄氏, 北海道大学 笹谷 努氏, 平田賢治氏, 東京大学 工藤一嘉氏, 株式会社近計システム 高島一徳氏, 東京測振 横井 勇氏, ティアック株式会社 牧田祥雄氏。

参考文献

黒磯章夫・伊藤 潔・梅田康弘・飯尾能久・村上寛史
1983年日本海中部地震の高周波余震と震源特性,
地震2, **39**, 419-439, 1986.

Iio, Y., Slow initial phase of the P-wave velocity pulse generated by microearthquakes, Geophys. Res. Lett., **19**, 477-470, 1992.

Frankel, A., J. Fletcher, F. Vernon, L. Haar, J. Berger, T. Hanks, and J. Brune, Rupture characteristics and tomographic imaging of M1-3 earthquakes near Anza, Southern California, J. Geophys. Res., **91**, 12633-12650, 1986.

伊豆半島東方沖の群発地震で再び地中電界変動の異常

藤 縄 幸 雄・高 橋 耕 三

1. はじめに

1989年以来小康状態にあった伊豆半島東方沖の群発地震活動は、1993年1月の小さな活動の後5月26日より再び活発化し、5月30日から31日にかけて活動のピークを迎え、6月5日頃には沈静化した。当研究所は、地震・火山噴火予知研究のため地中電界変動の観測を行っているが、つくばの構内において1989年の手石海丘の生成を伴った群発地震の際には、顕著な異常地中電界変動を観測していた¹⁾。今回の活動の期間中にも類似の電界変動が観察され、この種の異常な電界変動が地震の前兆的な現象であることの確度がより大きくなっ

たと言えよう。

2. 観測の方法

ボアホールのケーシングパイプを用いた地中電界計測のための“ボアホールアンテナ”の概念図を図1に示す。アンテナは導電体媒質中に用いるモノポールアンテナの一種で、ケーシングパイプをモノポールとし、地表近くに埋没した導線を反射器としたものである²⁾。例えば良導体である海水中での通信に用いられるアンテナの場合、船体が反射器となり、船尾より伸ばした被覆線がモノポールとなっている。本来ならばケーシングパイプ

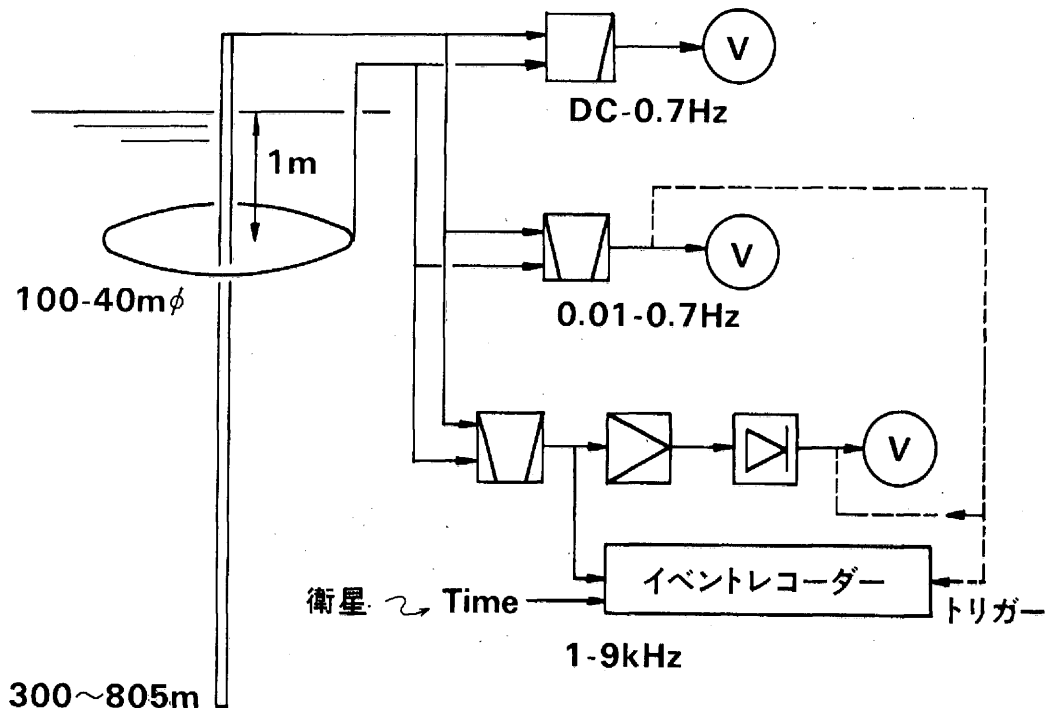


図1 鋼管深井戸を用いた地中電界変動計測の概念図。つくばの場合には深井戸の深さは603mであり、3つの周波数帯の変動を記録している。

は先端部を除きパイプの周囲の岩石と絶縁されていないが、今のところ、別目的のために作られた井戸を利用させてもらっているのです、そのように被覆を施したケーシングパイプを使うことができない。しかしながら、パイプと周囲の岩石との接触面は一般に有限の接触抵抗を有しているであろうから、この場合アンテナの給電電圧は、パイプに沿った電界強度の重みつき平均となっていると考えられる。実際、足尾第2地殻活動観測施設の長さ約2,000mのボアホールを用いた比較実験によって、このことが部分的にはあるが確かめられている。計測の対象周波帯としては、dc帯(dc~0.7Hz), ULF帯(0.01~0.7Hz), VLF帯(1~9kHz)を選び、ペンレコーダで記録し

ている。但しVLF帯は、振幅の包絡線を記録している。若干の観測点の信号は、パソコン通信によるオンラインにより、研究所構内でも収録している。

図2に、1993年3月末の時点迄の地中電界変動の観測点の位置(●印、伊豆大島、波崎、防災科研構内、粟野、千倉、甲府、勝浦、○印は計画点)を示す。

鉛直成分以外に比較のため、大部分の測点では水平成分の計測も行っている。

3. 群発地震活動の推移

1989年の群発地震活動と1993年の活動での、当

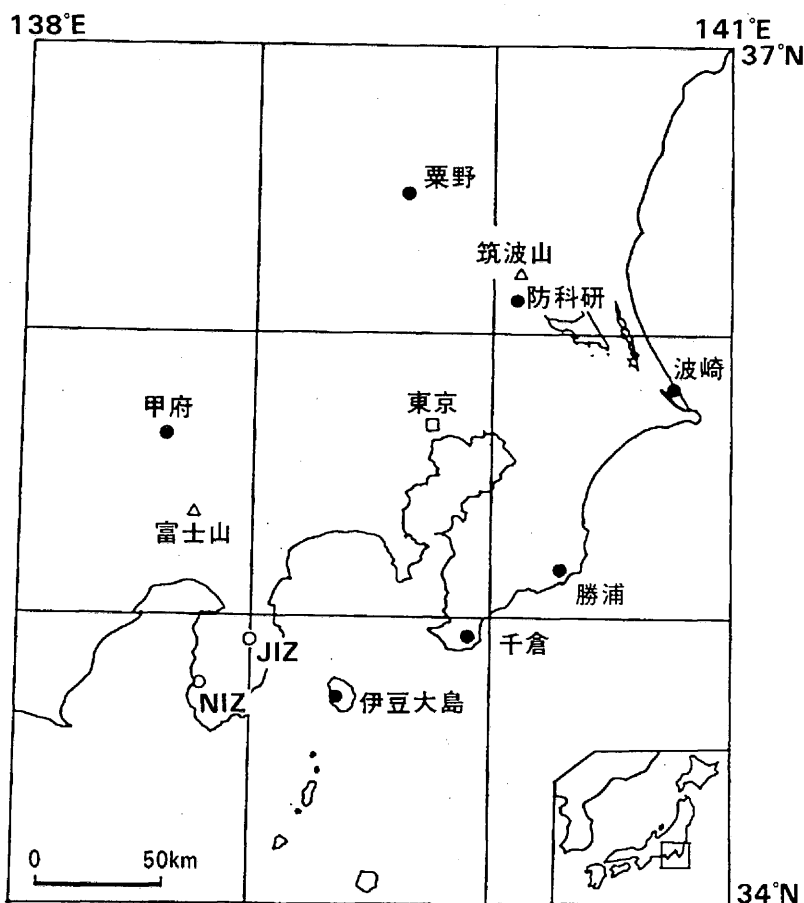


図2 1991年3月現在の鋼管深井戸を用いた地中電界変動の観測点の位置図(●印)。つくば(NIE)の深井戸の深度は603m、大島では約300m、波崎では805m、粟野では806m、千倉では800m、勝浦では約100mである。

研究所で求められた震央分布を図3に示す。活動域の中心はほぼ同じ伊東沖であるが、今回の活動域の広がりも前回の1/3から1/2であり、深さはほぼ10km以下と前回よりやや浅い。図4には、鎌田における地震の回数（気象庁）をプロットしてある。1993年5月27日頃より6月3日頃までの

約8日間にわたり活動が継続し、活動のピークが3回あったことがわかる。1989年の場合には6月30日頃より7月15日頃までの約2週間にわたり活動が継続し、今回の場合より長かった。最大地震のマグニチュード(M)も最大5.5であったのに対して、今回は4.8と小さく、今回の地殻活動は、一

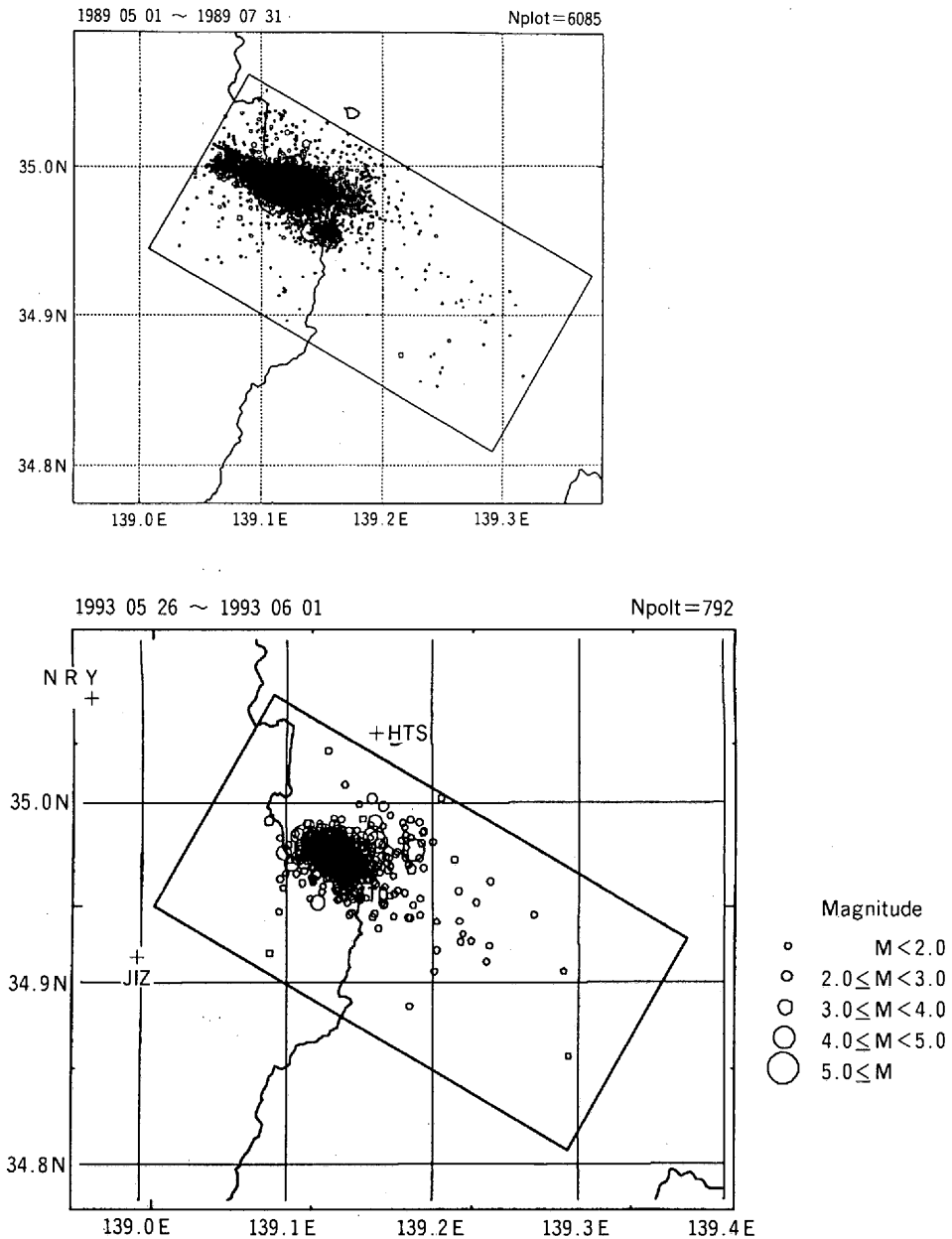


図3 前回（1989年）と今回（1993年）の群発地震活動での震央分布

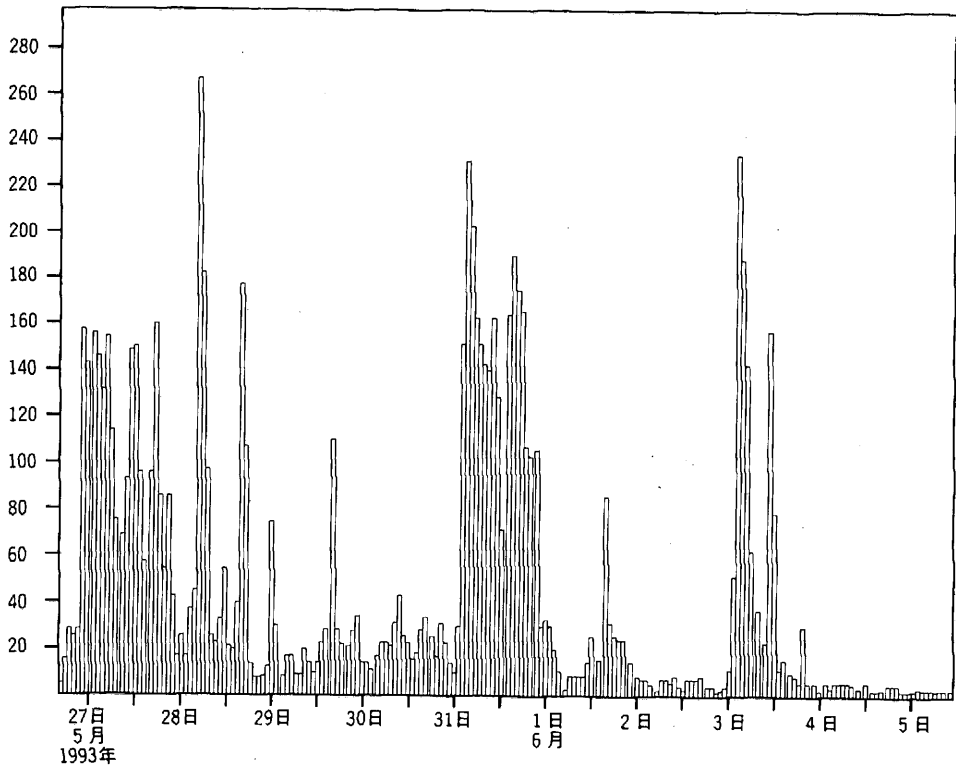


図4 今回の活動中の鎌田における時間当たり地震回数(気象庁)。活動は5月26日に始まり、6月5日頃にはほぼ沈静化している。

廻り小さいものであったことがうかがわれる。

このことは、当研究所の伊東における地殻傾斜観測記録の比較³⁾(図5)によっても推測される。傾斜変動の大きさは、今回のものが前回のほぼ半分であることが同図より明らかである。

4. 地中電界変動の比較

1993年5月中旬からの地中電界変動のVLF帯記録を見ると、14日から21日夜まで殆どノズルレベル程度であったのに、21日22時頃より信号が大きくなり、間歇的な変動⁴⁾が時々見られるようになった。その3日後の5月26日から29日にかけて、地震活動は第1のピークを迎えた。電界変動信号は23日深夜から28日夜まで再びノイズレベル以下となり、28日20時頃より30日夜にかけて再び異常信号があり、その約1日後の5月31日15時12分に

今回の群発地震活動中では最大の地震(M4.8、深度6 km)が発生した。

図6には、前回と今回の地震活動中の地中電界の異常変動を示す。上段に示した前回のものは、マグニチュード5.5の最大地震の直前の記録であり、下段に示した今回のものはマグニチュード4.8の最大地震の後で、マグニチュード4.2(6月3日3:19)の地震を含む地震活動の第3のピークの前にあたる。一見してわかることは、いずれの場合とも群発地震活動の期間中に、VLF帯(1~9 kHz)の振幅が間歇的な電界変動が記録されていることである。すなわち、30分~1時間位の周期で、振幅にはっきりした間歇的な大小が現れ、それが今回では約1日半そして前回では10数日にわたって発生した。

図6に示すような特徴的な変動が5月31日夜から発生したので、これまでの経験から⁴⁾マグニチュ

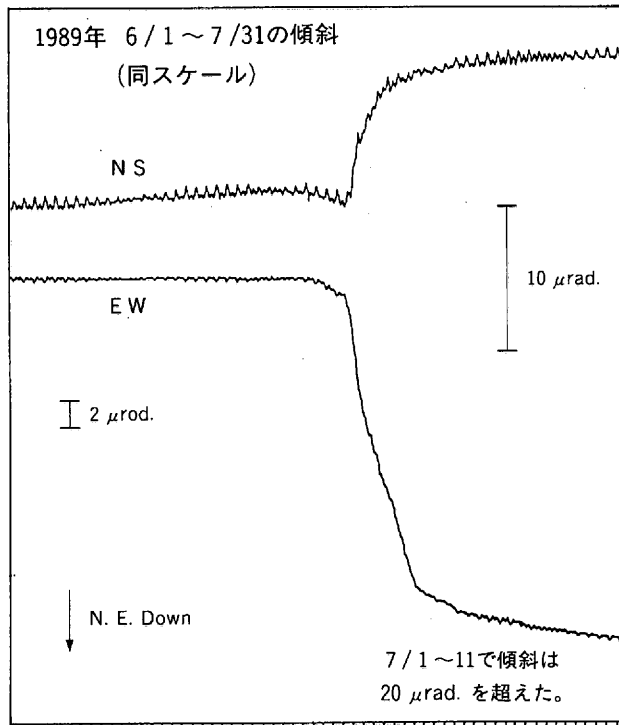
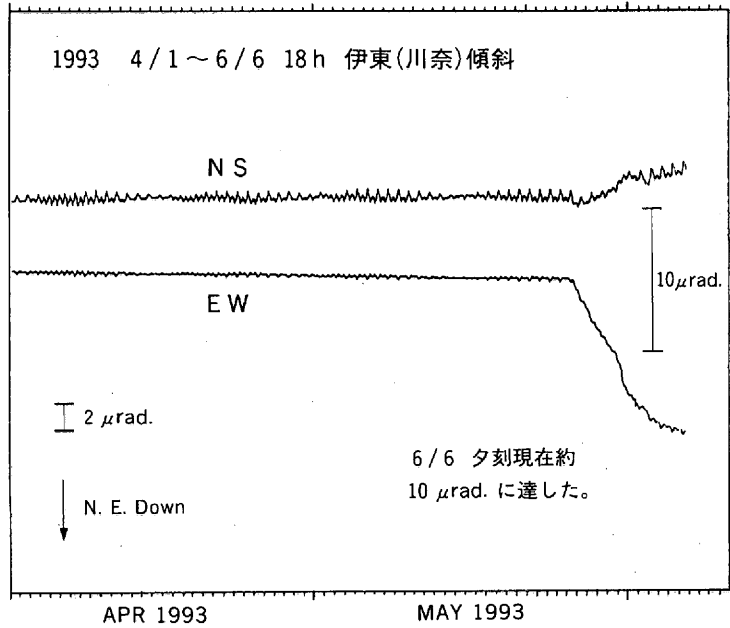


図5 伊東(川奈)における傾斜変動³⁾。今回の変動は約10マイクロラジアン(= 0.0006度)で、前回の半分程度。

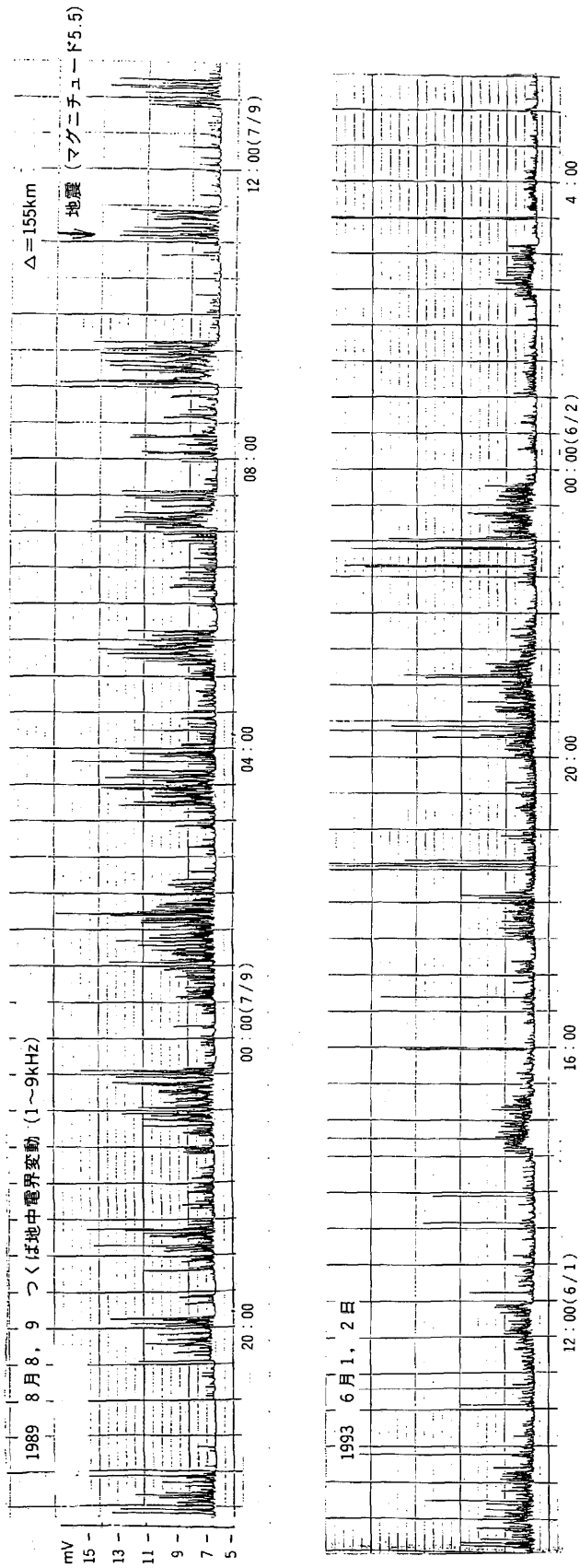


図6 つくばのボアホールを用いた鉛直電界成分観測記録中に、今回(下図)も前回(上図)と似たVLF帯(1~9kHz)の間歇的異常変動が見られる。

ード5程度以上の地震があるのではないかと予想していた。しかるにやや規模が小さいが、マグニチュード4.2の地震を含む第3の活動のピークが約2日後の6月2日の夜から3日の午前にかけてあった。6月2日午後以降には特徴的な変動は殆どなくなり、活動は終末に向うと推測されていたところ、地震活動は図4に見るように低下して行き、6月7日にはほぼ収束した。

5. 結 語

ボアホールを用いた地中電界変動の観測研究に取り組んでからかれこれ6年になろうとしている。この間、マグニチュード5クラス以上の多くの浅い地震や、非常に浅いマグマの活動が原因と思われる顕著な地殻活動の期間中に、一見して異常と判定できるVLF帯の間歇的変動現象等の先行的現象が、数多く観測されてきた⁴⁾。又、平成2~4

年度には科学技術振興費による省際基礎研究「地殻破壊の前兆現象としての電磁放射の研究」を、国内外の研究者と共同して行い、長波領域の電磁界変動現象が地震や火山噴火の前に発生することが多いことなどを実証的に示し、この方面の本格的研究の推進の基礎を固めることができたと考えている。今や、観測網を広範囲に展開すると共に、電磁界多成分計測を行って、この種の現象の発生源、伝播経路、感度の異常に大きい特異点(“つぼ”とも云われている)の特性等を明確にして、長波領域の電磁界変動現象と地震や火山噴火との関係の本質を明らかにする時期に来ていると考えられる。それにより、地震・火山噴火の短期・直前予知に一定の貢献ができれば。

(ふじなわ ゆきお：特別研究官)

(たかはし こうぞう：地震予知総合研究振興会、通信総合研究所)

参考文献

- 1) Fujinawa, Y. and K. Takahashi, Emission of electromagnetic radiation preceding the Ito Seismic swarm of 1989, *Nature*, **347**, 376-378, 1990.
- 2) Takahashi, H. and Takahashi, K., Tomography of seismoradio wave source regions for predicting imminent earthquakes. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **57**, 40-44, 1989.
- 3) 山本英二, 岡田義光, 大久保正: 1993年5~6月の伊豆半島における最近の地殻傾斜変動, 東方沖の群発地震活動とそれに伴う傾斜変動, 地震予知連絡会報, 第51巻, 1994
- 4) 藤縄幸雄, 高橋耕三: 地震学会1992年度秋季大会(1992)「地震に先行する地中電界鉛直成分のVLF帯における間歇的変動」

気候モデルによる災害予測を目ざして

杉 正 人

1. はじめに

「地球規模での環境変化に係る現象の解明から災害の予測、防止研究まで体系的に取り組み、地球規模の視点に立った地球科学技術の強力な推進を図るため」に平成2年に、当研究所の組織改編が行われ、その一環として平成3年度から、特別研究「全球水文過程における災害予測の研究」が開始された。そして平成4年3月にスパコンが導入され、地球規模の気候モデルの研究がスタートした。それから約1年半が経過したわけだが、スパコンを用いた気候モデルの研究というのはどういふものなのか、現在何をやっているのか、そして何を目ざしているのか、研究の現状と将来展望について紹介する。

2. 気候モデル

特別研究「全球水文過程における災害予測の研究」では、気候モデルにより将来の気候の変化を予測し、それに基づいて将来の災害の起こる可能性の予測を行い、その結果を防災に役立てることを目ざしている。最近、地球環境問題がクローズ

アップされ、多くの研究機関で気候モデルの研究への取り組みが行われるようになってきている。その中で当研究所の気候モデルの特色を一言で言うなら、それは、「災害予測のための気候モデル」ということである。そこで、研究計画では、既存の気候モデルを用いて災害の予測を行う手法の開発を行うことになっている。しかしながら、そのような目的に合った気候モデルがすでに世の中にあるわけではない。災害の予測のためには、非常に高度なモデルが必要であり、既存のモデルから出発するとしても、モデルの基礎的な改良の研究も欠かせない。

気候モデルというのは、気候の変化のシミュレーションあるいは予測を行なうコンピュータプログラムである。その中心となるのは、大気と海洋のモデルである。これらのモデルは、非常に複雑なプログラムで、その開発には、高度の知識・技術と多くの労力が必要である。当研究所では、これらのモデルを最初から開発するのではなく、既存のモデルから出発し、それらをもとに、災害予測に役立つような高度な気候モデルをつくることを目ざしている。図1に示すように、大気モデルは気象庁から、海洋モデルはGFDL（米国地球流

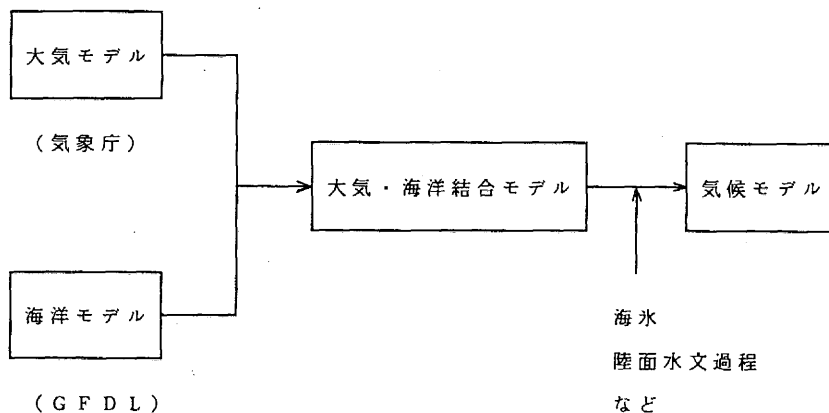


図1 気候モデル開発のフロー図

体力学研究所)から提供を受けている。気候モデルづくりの第1ステップは、この二つのモデルを結合した、大気・海洋結合モデルをつくることである。それから、海水モデルや陸面水文過程のモデル等を組み込んでいくことによって気候モデルができあがる。

大気モデルと海洋モデルを結合する場合、まず、各々のモデルを別々に動かして、それぞれの特性、長所、欠点を十分調べておかなければならない。そうしないと、結合した時に何か問題が起きてもどこに原因があるのかわからなくなってしまうからである。スパコン導入後これまでの1年半の間は、こうした各々のモデルの特性を調べるための計算を主に行ってきた。モデルの特性の調査などという無味乾燥な作業のように聞こえるかもしれないが、そのために行われたシミュレーションの計算結果は、大気や海洋の気候変動に関連するさまざまな現象の研究のための貴重なデータともなるのである。ここでは、筆者が担当している大気モデルのシミュレーション結果をいくつか紹介する。

3. 大気モデルによるシミュレーション

前述のように当研究所の気候モデルのもとになる大気モデルは、気象庁から提供されたものである。このモデルは、現在、気象庁で予報のために使われているモデルであり、その大きな特長は、高分解能の計算を非常に高速で行えるように設計されていることである。一般に気候のシミュレーションに使われる大気モデル(大気大循環モデル)は、予報に使われるモデルと比べると分解能が低い。その理由は、予報モデルでは1週間とか10日程度先までの予報の計算をすればよいが、大気大循環モデルでは、何10年、何100年ものシミュレーションの計算をしなければならないからである。当研究所の気候モデルは災害の予測を旨としているので、高分解能のモデルであることが要求される。その点で、気象庁の予報モデルを用いることは大きなメリットである。一方、気象庁のモデルは予報モデルであるため、大循環モデルとして長期間計算をした時の特性は十分調べられていない。そこで、このモデルを実際に長期間動かしてみてもその特性を調べる必要がある。

まずはじめに、気象庁で実際に予報に使われているのと同じ分解能(水平の格子間隔約100km、鉛直方向は、高さ30kmくらいまでを21の層に分けている)で、1年間のシミュレーションの計算を行った。この約100km格子のモデルの場合、当研究所のスパコンで1年間のシミュレーションを行うのに、約12日間の計算時間がかかる。30年のシミュレーションを計算しようとするとは全く休みなくスパコンを使用できたとしても1年くらいかかることになる。モデルの水平分解能を下げ、格子間隔を約250kmにしたモデルにすると、1年分のシミュレーションの計算が1日のできる。これなら30年分が1か月ですむ。海洋モデルと結合して、気候変化のシミュレーションの計算を行うのには、この程度の計算時間が適当なところで、標準モデルは、約250kmの分解能のモデルとすることにした。ちなみに、最近の大気大循環モデル(第2世代モデル)では、この程度の分解能が標準的となってきている。一方、100km格子の高分解能のモデルの1年間のシミュレーションの結果では、かなり現実的な台風が発生・発達シミュレートされていることがわかった。そこで、高分解能のモデルは当面、台風の気候モデルとして使っていくことにしている。

250km格子の大気モデルは、これまでに、1955年から1988年までの34年間の実測の海面水温を境界値として与えた34年シミュレーションと、毎年同じ気候値(平年値)の海面水温を与えた34年シミュレーションの計算を行った。これらの結果から、モデルの気候特性を調べるとともに、モデルでシミュレートされた大気の長期変動の解析を行っている。

大気モデルによるシミュレーションの計算は、地球大気の状態を大気中の格子点上の気温、風、気圧、水蒸気量の値で表現し、それらの変化を逐次計算していくことによって行われる。250km格子、21層のモデルの場合、格子点の数は約17万点となる。まず始めに、これらの格子点上で観測データにもとづいてある時刻での大気の気温、風などの値(初期値)を与える。ある時刻での大気の状態がわかると、大気の変化を表わす方程式を用いて、10分とか30分という短い時間(タイムステップ)がたった後の大気の状態を計算することができる。これをくり返していくことにより、1日

先, 1 か月先, 1 年先の大気の状態を計算していく。30分のタイムステップで, 1 年間のシミュレーションを行うためには, 約18000回の計算が必要になる。

この計算の中で, 太陽放射による加熱, 赤外放射による冷却, 地表面 (海面) からの蒸発, 降水などの計算も行われる。大気モデルのシミュレーションの計算では, 初期の大気の状態 (初期値) を与えた後は, モデルの外から与えている量は海面水温の値と季節変化・日変化する太陽放射量だけである。あとはすべて, モデル自身がその変化を計算していく。その結果, モデルの中で大気の日変化・季節変化が再現されていく。

図2は, このような大気モデルによるシミュレーション計算の結果得られた年平均降水量の分布を観測値から求められた分布と比べたものである。年降水量は, 砂漠地帯では100mm 以下であるのに対し, 熱帯の対流活動域では4000mm を超すところもあるというように, 場所によって大きく異なっている。モデルのシミュレーションでは, この大きな違いがかなりよく再現されている。降水過程には, 地表面 (海面) からの蒸発量, 大気中の水蒸気量, 気温分布, 風の分布, あるいは, 低気圧や前線の活動, 地形の効果などさまざまな要因が影響している。その結果として, 図2のような分布が実現されている。図をよく見ると, モデル

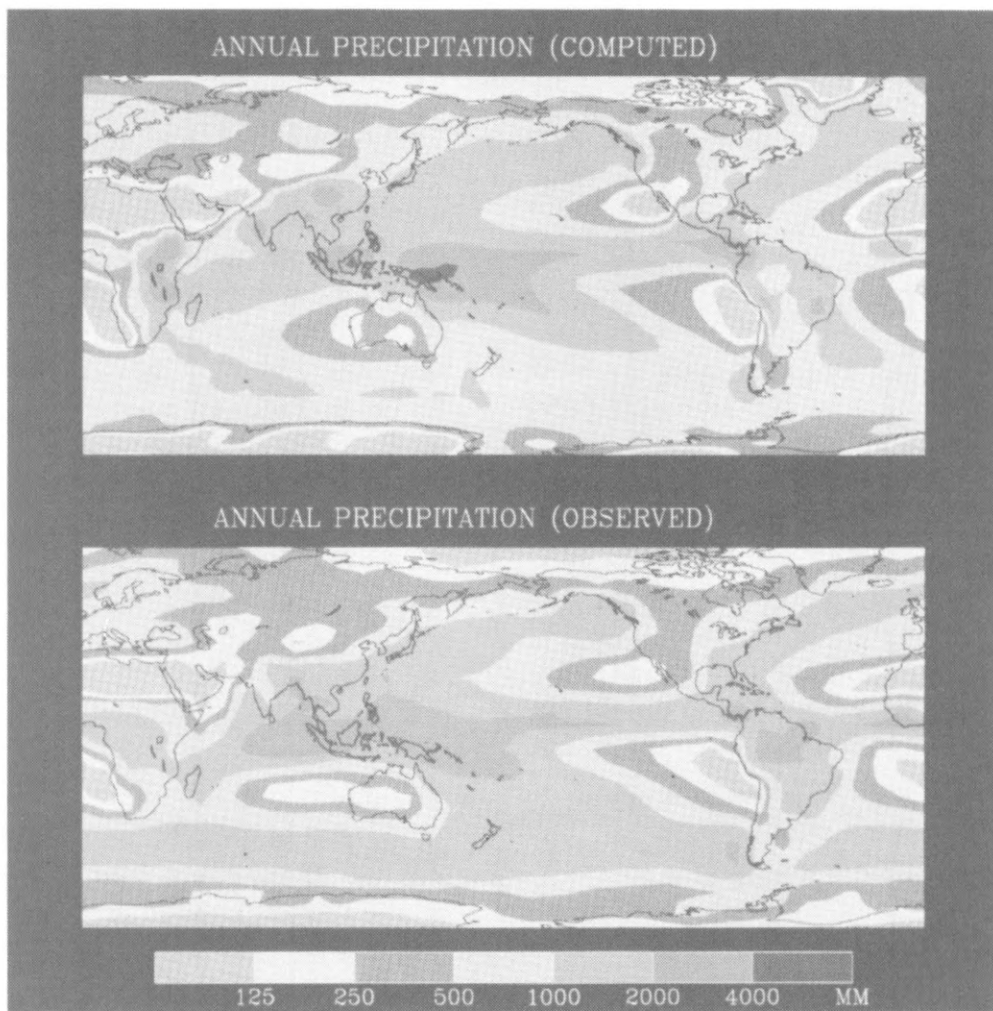


図2 年平均降水量の分布。上は, 250km 格子のモデルの34年間のシミュレーション結果。下は, 観測データから求められた分布 (Jaeger による)。

と観測値でかなり違っている所もある。たとえば、アマゾン地域では、実際には内陸部で降水量が多いが、モデルでは内陸で少なくなっている。このようなモデルと観測との差がどうして生じているかということ調べるためには、上に述べたさまざまな要因をたんねんに検討していかなければならない。

次に、モデルでシミュレートされた大気の長期変動を見てみよう。太平洋の赤道域には、3～5年くらいのスケールで海面水温が大きく変動するエルニーニョ現象がある。実測の海面水温を与えた34年間のシミュレーションでは、この海面水温の変動に対応した大気の変動が見られるはずである。図3は、南方振動指数(SOI)という量を、モデルのシミュレーション結果と観測値について示したものである。SOIは、東太平洋のタヒチ島と

オーストラリアのダーウィンの気圧の差で、東部の海面水温が高いエルニーニョの時は大きな負の値になる。図からわかるように、モデルは観測されたSOIの変動をよく再現している。すなわち、モデル大気はエルニーニョに対応した海面水温の変動によく応答した変動をしている。大気モデルがこの変動をよく再現できるということは、将来、大気・海洋結合モデルでエルニーニョのシミュレーションや予測を行う場合に重要な点である。モデルのシミュレーションでは、このほかにもっと長い10年スケールの変動(川村隆一, 1992, 防災科学技術 No. 70参照)も再現されている。

大気モデルによるシミュレーションのもう一つの例として、100km 格子のモデルによる台風のシミュレーションの結果を紹介する。1988年4月1日の大気の状態を初期値とし、100km 格子のモデ

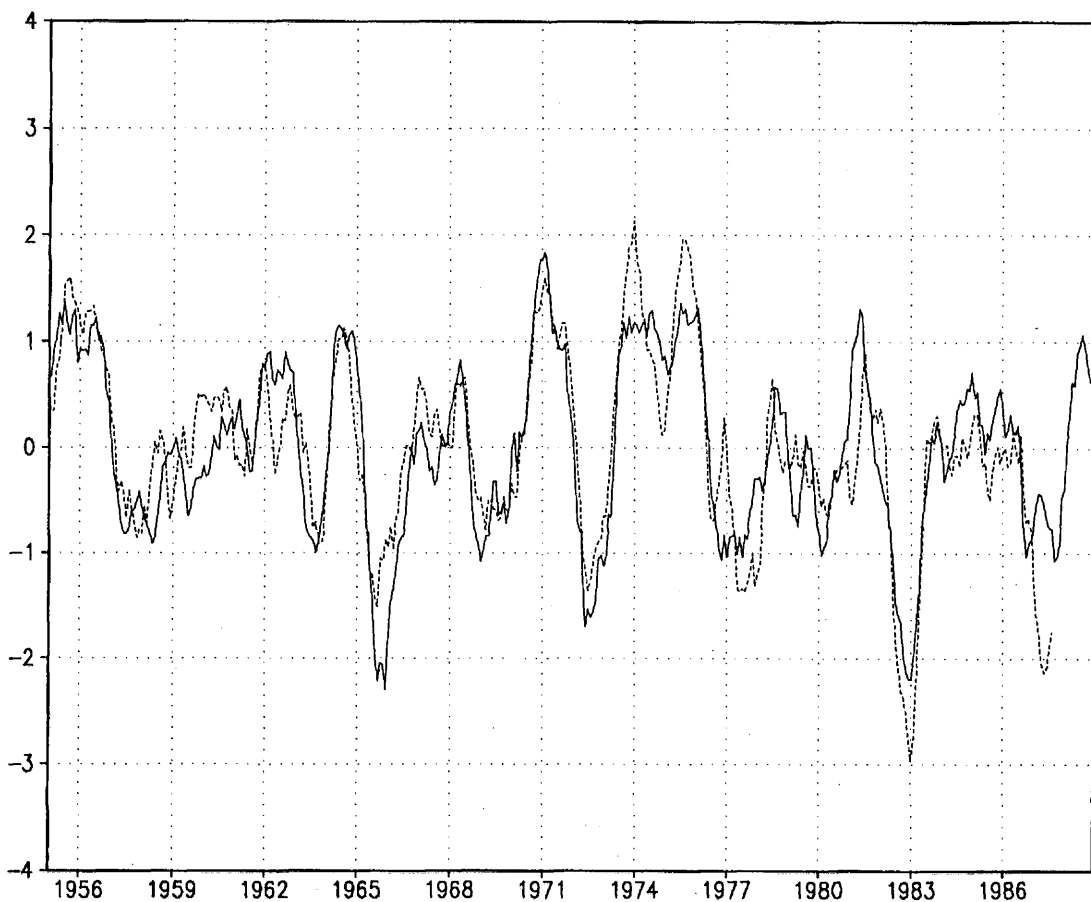


図3 南方振動指数(SOI)。エルニーニョの時には大きな負の値になる。実線は大気モデルによるシミュレーション結果。破線は観測値。

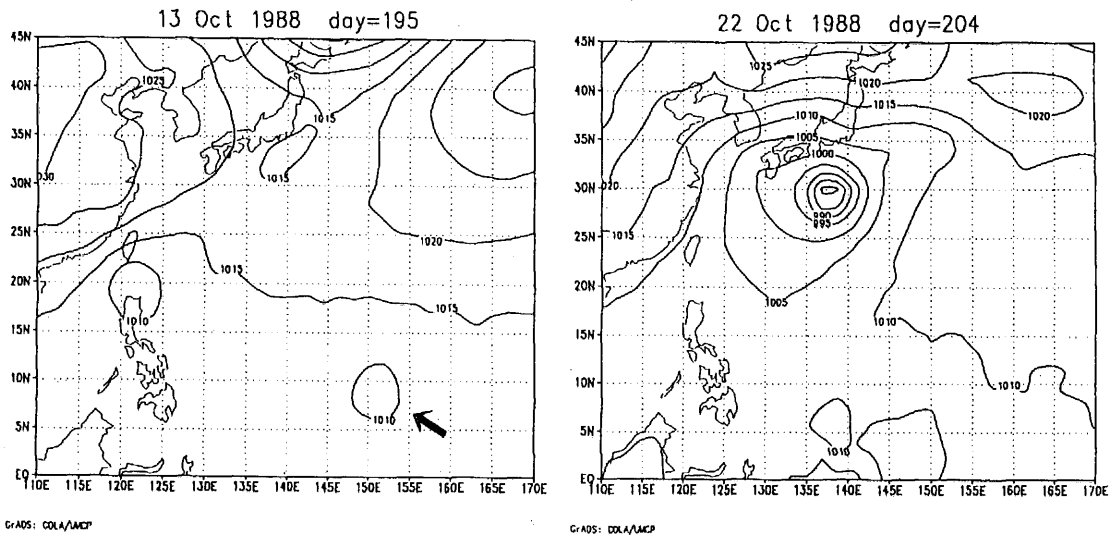


図4 100km 格子の大気モデルでシミュレートされた台風。計算を始めてから195日目(左図)で矢印の所に弱い熱帯低気圧が発生。発達しながら西北西に進み、フィリピン付近で転向し、204日目(右図)には日本の南に近づいた。

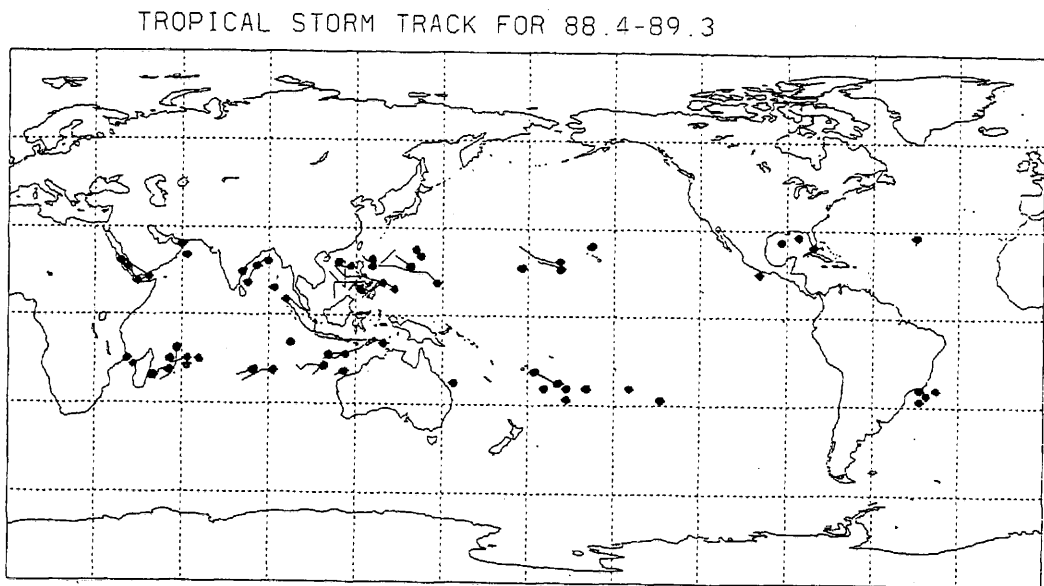


図5 100km 格子のモデルで1年間にシミュレートされた熱帯低気圧の発生場所の分布。

ルで1年間の大気変化のシミュレーションをした結果、約200日後にモデルの中で台風が発生した。図4右は、204日目(10月22日)の地上気圧分布図で、日本の南に台風がある。この台風は、これよりもさらに9日くらい前に、フィリピンの東の方(図4左の右下)で発生し、はじめ西北西に進み、フィリピン付近で転向して日本の南へ近づいたものである。これまで、大気大循環モデルは分解能が低かったため、台風はよく再現できなかったが、分解能の高いモデルを用いることによって、このように、大循環モデルでもかなり現実的な台風が再現できるようになったと言える。図5は、100km格子のモデルの1年間のシミュレーションで発生した台風(熱帯低気圧)の発生場所をプロットしたものである。実際の熱帯低気圧の発生場所の分布とかなり似ている。実際と違っているところもあり、まだいろいろ問題点が残されているが、今後モデルを改良していくことにより、大気大循環モデルを台風の気候や気候変化の研究の有力な手段として使うことができるようになるだろう。

4. おわりに

当研究所における気候モデルの研究は、まだ始まったばかりである。ようやく、大気モデルと海洋モデルを結合する具体的な作業が始まったところである。一口に結合するといっても、実際はそう簡単なことではない。大気モデルを単独で動か

す時は海の状態(海面水温)を境界条件として与えているので、大気の気温はそれから大きくずれることはない。ところが、大気と海洋を結合したモデルでは、海面水温は両者の相互作用で決まるものなので、正しい気候状態からずれていくということが起こる。さらに、例えばCO₂の増加による温暖化の予測を行おうとすれば、海水モデルの導入が不可欠であるし、また海洋の深層の循環を正しく再現することも重要である。

最終的な目標である「災害予測のための気候モデル」に向けてやるべきことは多い。モデルの改良のためには、いろいろな現象のシミュレーションを行い、観測データと比較し、現実との間に差がある時には、その原因を詳しく検討していかなければならない。一方、いくつかの例で示したように、モデルは、現実の大気の現象を完全ではないけれど、かなりよく再現している。したがって、これらのシミュレーションの結果を用いて、現象のメカニズムを解析したり、あるいは、いろいろな理論・仮説の検証を行うことができる。モデルの改良とモデルを用いた現象の解明は表裏一体をなすものである。いずれにせよ、気候モデルの研究はぼう大な量の仕事であり、少人数のグループで全部をやりきれものではない。国内・国外の他のグループとできるだけ協力しながら、なおかつその中で当研究所の特色・独自性を保ちつつ研究を進めていきたいと思っている。

(すぎ まさと：気圏・水圏地球科学技術研究部)

「雪のないときは何を研究しているのですか？」という類の質問を、雪氷研究者ならこれまで何度となく受けているはずである。今回ここで紹介するピンポン球1万個を使った「ピンポン球なだれ」は、雪のないときに実施している模擬雪氷研究の1例である。

1. ピンポン球なだれとは

自然界には通常の雪崩の他、岩石なだれ、氷河なだれなど、雪以外の物質に対してもそれら粒子の集団が重力の作用で斜面上を流れ下りる現象を「……なだれ」と呼ぶことがある。この意味で、斜面上をピンポン球の集団が流れ下りる現象を「ピンポン球なだれ」と呼ぶことにする。ここであえて平仮名で「なだれ」と表記したのは、雪のなだれ、すなわち「雪崩」と区別するとともに、このような現象を総称的に表すためである。

ところで、雪崩研究者が本当の雪崩を観測する機会はたいへんまれである。ちなみに著者自身、自然発生の雪崩は1度しか見たことがなく、人工的に発生させた雪崩を含めても比較的大型の雪崩を目視した回数は5回を超えない。雲仙普賢岳の火砕流は例外かも知れないが、他の巨大崩壊による自然界のなだれ現象も同様であろう。これは単に自然のなだれが気まぐれであり、危険がいっぱいの扱いにくい対象であることに他ならない。

これに対して、ピンポン球なだれは、その構成粒子であるピンポン球の均一さ、付着性のなさ、適度な大きさ、その軽さ、夏でも融けない安定性を考慮すると、実規模スケールに近い実験や観察を行う上で、雪を材料とする雪崩と比較にならないほど扱い易いなだれといえる。また同時に、なだれ現象の共通基盤的な性質を知るための格好の材料ということもできる。

普通、ピンポン球のようなものを使った実験は何等かの自然現象のモデル実験という位置づけを

与えられるものである。しかし、ここではピンポン球なだれそのものの解明に主眼を置いて実験およびそれから得られた知見を紹介する。これは、最も安全、単純なピンポン球なだれを科学的に説明することができずに、さらに複雑な自然界のなだれを説明することはできないであろうとの考えによるものである。

2. なぜピンポン球なのか

ピンポン球というと、他の球技で使われるボールと比べて軽いというのが何といっても大きな特徴である。実際、硬式球1個は質量2.5g、直径3.8cmであり、平均密度に換算すると 0.087g/cm^3 、最密充填の場合のかさ密度にして 0.064g/cm^3 となる。この値はまさに、降り積もったばかりの最も軽い新雪の密度に相当する。

密度が小さいということは、自然界のなだれでは決してできないようなこと、すなわち観測者自らがなだれを頭から浴びてみるという疑似体験を可能にする。

それと同時に重力に対して空気抵抗の効果が相対的に大きい、すなわち空気中での重力落下の終速度が小さいため（鉛直風洞で求めた落下の終速度は約 7.5m/s ）、比較的短い時間で空気抵抗とバランスした定常もしくは準定常な状態に到達することができる。言い替えるとピンポン球なだれは、空気抵抗の効果が支配的な粒子群の運動挙動を調べるための理想的なモデル物質といえることができる。

また、ピンポン球は形が均一な球形であり、付着性がないため、集団としてはたいへん流動性に富んでいる。言い替えると自分自身の集団としての形を容易に変えることができる粒子群であるといえる。回転法によって安息角を求めると約25度となる。すなわち、空気抵抗がなければ、25度以上の斜面ではピンポン球の集団は粒子1個の厚さ

になるまで常に崩れようとする傾向を持つことになる。

われわれは、日常の経験から人間のスケール程度の粒子集団のなだれの様子は、定量的にはともかく、定性的には予想がつくものと思いがちであ

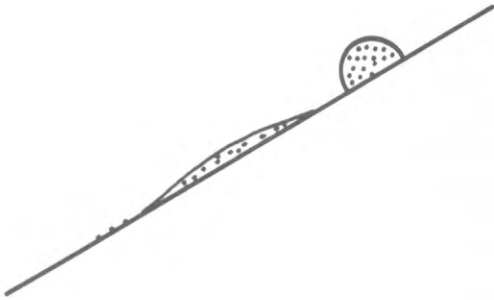


図1 机の上のインスタントコーヒーの粉はまわりに粉粒がばらばらに散乱した感じで拡散的に広がる。

る。例えば、インスタントコーヒーの粉を机の上におちまければどんな風になるかはほとんど常識的といっても過言ではない(図1)。もちろん机が傾いていて斜面となっても同様である。幸い、プラスチックビーズ粒子を用いた数メートルの斜面のモデル実験や理論解析、コンピューターシミュレーションもこの常識を裏切るものではない。

では、数十メートルの斜面上を数万個のピンポン球が流れ下るとどうなるかと言われると、さて人間スケールの日常経験で済ませられるのかどうかはさだかではない。

3. ピンポン球1万個のピンポン球なだれ

ピンポン球を使ってなだれ実験を行おうというアイデアは小杉ら(平成5年度砂防学会研究発表会概要集, 213, および平成5年度日本雪氷学会全国大会予稿集, 8)によって初めて実行に移された。図2は新庄雪氷防災研究支所の傾斜30度、幅1メートル、斜面長約20メートルの雪崩シュート上のピンポン球1万個によるピンポン球なだれの様子を示している。

この実験では、先端の速度が約8 m/sで、このシュート上での単独のピンポン球1個の終速度の

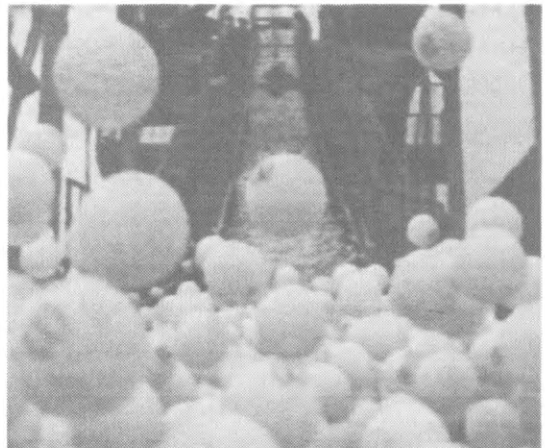
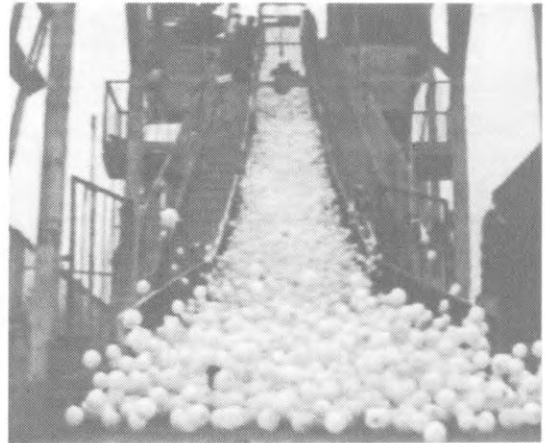


図2 ピンポン球1万個のピンポン球なだれにまさに襲われる瞬間(新庄雪氷防災研究支所雪崩シュート)。観測者もビデオカメラと並んでなだれに襲われるのを待ちかまえている。

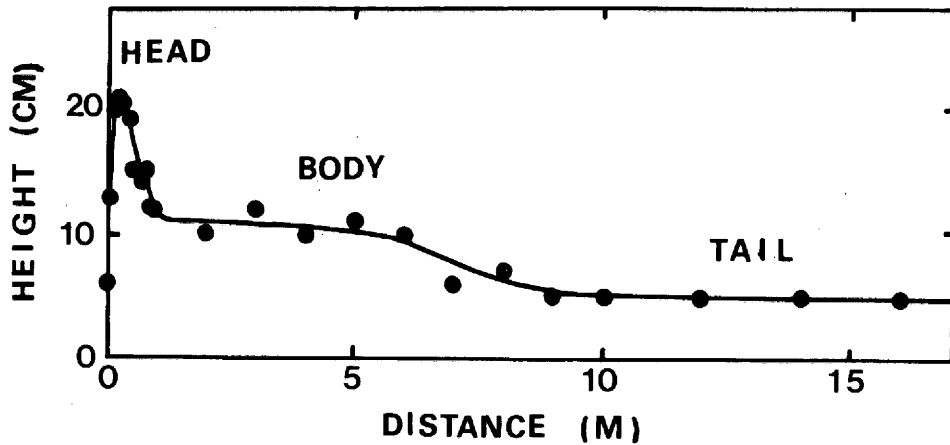


図3 ピンポン球なだれの縦断面形。

約2倍の大きさを持ち、集団の先端はクリアーに立ち上がる。これに対して、末尾では常に先端速度よりも遅く、ばらばらとピンポン球の散乱した状態で集団全体としては延びていく傾向にある。

図3は農林水産省森林総合研究所十日町試験地のさらに急傾斜のシュート(傾斜40度, 幅40cm, 斜面長18m)で行われたピンポン球3000個を使ったピンポン球なだれの縦断面形である。この形状は、頭部(head)、本体部(body)、尾部(tail)からなっており、雪煙をもくもくと巻き上げて流れ下る超大型の煙型雪崩に対する重力流のモデルではよく知られている形態に酷似している。速度に関しては、頭部で8.5m/s, 本体部で10m/s, 尾部では本体部から最後尾(6m/s)にかけて単調に減少する。ただしこのシュート上での単独のピンポン球1個の速度(5m/s)はなだれ最後尾のピンポン球の速度よりも遅い。

流下させるピンポン球の数を少なくすると、まず始めに本体部が減少を始める。しかしこの段階では先端速度はあまり変わらない。ピンポン球の数がさらに減少すると本体部が完全に消滅し、頭部が減少し始める。この段階になると先端速度が頭部の衰退に伴うかのように減少し始める(図4)。

4. 20m シュート上のピンポン球なだれは2kmの大規模雪崩

ところで20m シュート上のピンポン球なだれは雪の雪崩ではどのような規模のものに対応するのかについて触れたい。

いまここで注目するのは、簡単にするために、はじめ重力の作用で加速し、速度の増加とともに大きくなる抵抗力のためにやがて定常、もしくは準定常状態になる現象に限定する。すなわち、注目している現象が加速段階にあるのか、あるいは既に定常状態にあるのかに関する相似性である。

ここでシュートあるいは斜面の長さを L 、定常状態の速度を V_0 、重力加速度を g とすると、これらの物理量で与えられる無次元数 V_0^2/Lg が一定であれば、お互いに対応する現象を見ていることになる。たとえば、秒速50メートルの超大型の煙型雪崩でいえば、20mのシュート上の秒速5メートル程度のピンポン球なだれは、走行距離2kmにおよぶ大規模なものに匹敵することになる。

5. 先端がクリアーなわけ(集団の力学)

ピンポン球なだれの形態的特徴は、図1の机上のインスタントコーヒー粉なだれと異なり、先端にピンポン球が集中し、末尾はばらばらに散乱す

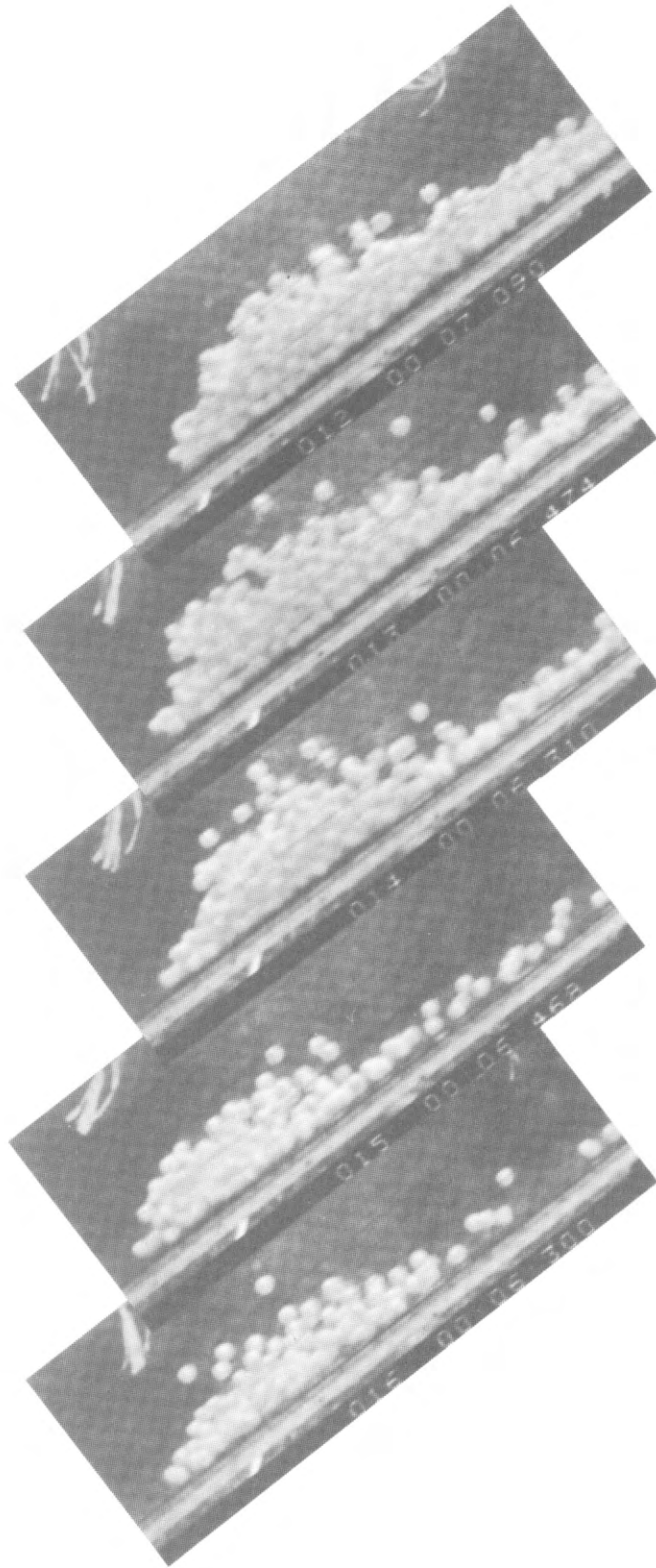


図4 ピンポン球なだれの先端の形状。流下するピンポン球の量は上から3000個、1300個、600個、200個、100個。量が変わっても先端にピンポン球が集中する傾向は同じ。

る点である。この現象は空気抵抗の効果の支配によるものである。これは、単独よりも集団の方が重力に対する空気抵抗の効果が相対的に小さいために、大きな集団の方が速度が大きくなるという

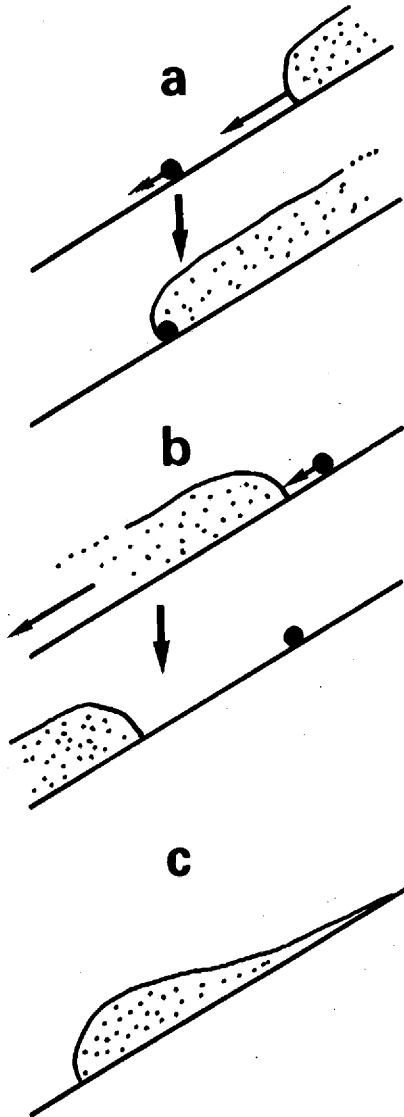


図5 a: 単独で先頭集団から抜け出そうとしてもすぐに集団に飲み込まれてしまう。b: 集団から取り残されると追いつくことはできない。c: その結果として、集団はおたまじゃくしのような形となる。

事実と対応している。

すなわち、先頭の集団からピンポン球1個が単独で抜け出そうとしても、集団の方が速度が大きいのですぐに集団に飲み込まれて抜けられない(図5 a)。これに対して、集団の末尾で取り残されると集団よりも速度が遅いのでますます集団から離され、落ちこぼれていくのである(図5 b)。この結果、先頭は集団となりながらも、後方の落ちこぼれのために全体としてはどんどん長く伸びていくことになる(図5 c)。

余談になるが落ちこぼれ(たピンポン球)が復活する方法について触れたいと思う。

自分(ピンポン球)が前方の本体部よりも遅れ始めた気づいたら、いったん立ち止まり、自分よりも後方のピンポン球が追いつくまで待つ。ある程度の小集団ができれば再び流れ下り始める。こうすると、前方で落ちこぼれとなったピンポン球を次々に吸収し、大きな集団となって先頭集団に追いつくことができるのである。このピンポン球なだれにおける現象は、流体力学の分野では段波とか転波と呼ばれる現象に対応するものである。

6. 本当にピンポン球なだれは安全か

ところで、始めにピンポン球なだれの特徴の一つとして危険がなく、観測者自らなだれに巻き込まれることができると書いたが、これは本当であろうか。ピンポン球の集団のかさ密度が新雪の密度に相当するというとずいぶん軽いという印象を持つであろうが、その一方で、大量の降雪にともなって発生する新雪雪崩は大型の煙型雪崩と同義的に使われることもあり、たいへん危険な雪崩の一つである。要するに、危険かどうかは、速度がどの程度に達するかにかかっている。

確かに、1万個のピンポン球なだれでは速度が10m/sを超えることはなかったが、空気抵抗が支配的な現象では粒子群の形状と量がその速度を支配しており、量が多くなるにつれて速度スケールも大きくなる。10万個、100万個、1000万個のピンポン球なだれではどうなるか、自然界の種々の巨大なだれを解明するためにも是非挑戦してみたいテーマである。ただし、ピンポン球といえども十分、安全に留意すべきことは言うまでもない。

7. あとがき

一般にそれぞれの分野のなだれに関する知見の高低は、その分野の研究者の能力の高低というよりもむしろ科学的観測データの蓄積量に依存するといえる。もしピンポン球なだれというのが一つの分野をなしていると考えてよければ、少なくとも他の自然界のなだれの知見を圧倒するのは時間の問題かもしれない。それは、ピンポン球なだれ

分野の研究者（そういう人がいるとして）の能力が高いのではなく、科学的データを得るための実験、観察が容易なためである。

遊園地の滑り台のような斜面とピンポン球と興味を持つ人が若干名揃えば手軽に実験ができるピンポン球なだれが、取り扱いの難しい自然界の各種なだれ現象の正体の一部を解明してくれることを期待したい。

(のうぐち やすあき：長岡雪氷防災実験研究所)

リモートセンシング技術による高精度2次元地表変動検出

藤 縄 幸 雄

1. はじめに

平成5年は北海道南西沖地震, 鹿児島県豪雨災害, 全国的な冷害を始めとして, 我が国では, 自然災害の多い年となった。歴史的にも自然災害が多く, その防止・軽減は, 常に重要な施策でありつづけよう。災害対策は多岐にわたるが, 有効なものの一つは, 災害をもたらす異常な地学現象の予知・予測であり, その実現を旨として, 災害の原因となる自然現象ごとに, 現象の生成過程の研究が進められている。特に, 地震, 火山噴火, 地すべりなどの場合には, 活動の全過程を通じて, 地表変動の計測が大きな手がかりとなる。このような観点から, 当研究所では防災衛星リモートセンシングプロジェクト小委員会(竹田 厚委員長)

を中心として, 人工衛星を利用して地表面変動を常時監視し異常現象の発生の予知・観測を行って, 災害対策の円滑な遂行に資するためのシステムを検討している。

このようなときに, フランスの国立宇宙開発センター (Centre National d'Etudes Spatiales: CNES) のグループ¹⁾が, 米国カリフォルニア州で1992年7月28日に発生したマグニチュード7.3のランダース (Landers) 地震の際の地殻変動を人工衛星搭載の合成開口レーダ (SAR) データの干渉処理によって求め, 地表での実測値と極めてよく一致する結果を得た。我が国においても今後のこの方面の開発研究を進める上でも, 注目に値するので, ここにその概要を紹介する。

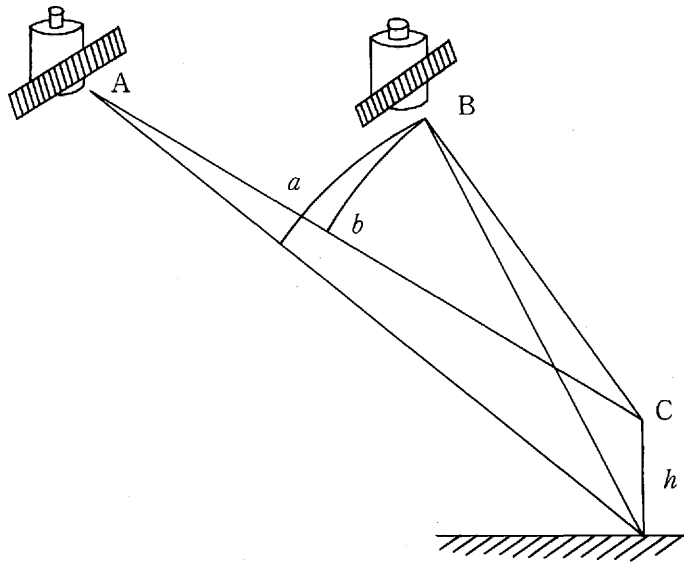


図1 わずかに異なる二つの軌道 A, B からの SAR 画像上の同一の点の位相には, 標高に比例する差がある。

2. 測定方法

合成開口レーダー画像によって地形情報の抽出を行う試みは、すでに1974年にグラハム(Graham)によってなされ²⁾、更に変動の起きた前後の画像の干渉処理よりセンチメートルオーダーの地表変動の抽出も可能である³⁾ことが示されていた。

図1にインタフェロメトリ処理によって地表変動を検出する概念を示す⁴⁾。紙面に直交する方向の

これを平面で例示したものが図3で、山地のある場合と、単なる平地の場合の位相差図が示されている。このような二つの干渉図から地形情報が読み取れるというのが、飛行機又は人工衛星を利用したSARインターフェロメトリーの原理である。

地表変動を求めるためには、少なくとも2つの干渉可能条件を満たすSAR画像が必要であり、通常は観測画像と第1近似としての標準地形モデル(digital elevation model: DEM) とによる位相との差を用いて、干渉パターンを算出している。

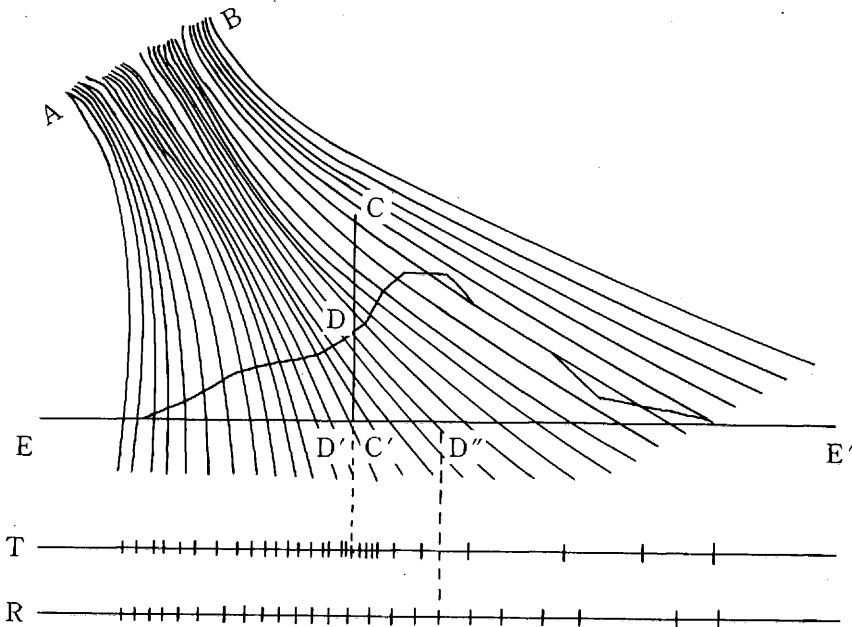
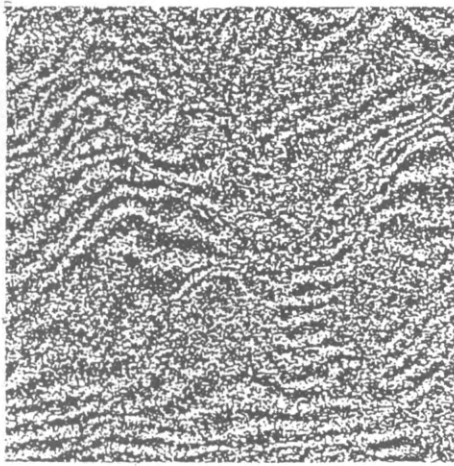


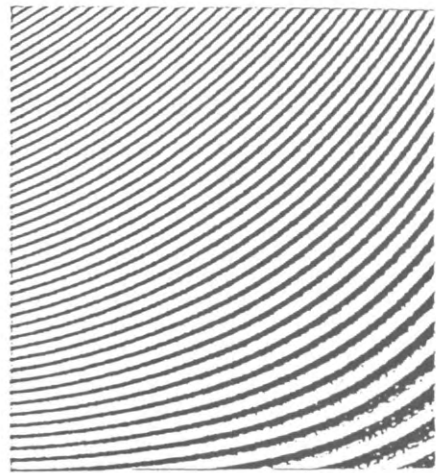
図2 軌道A, Bを含む鉛直断面内の等位相差線。線分T上に山地の地表の等位相位置を示し、線分R上には、参照となる平地の地表の等位相位置を示す。

わずかばかり異なる軌道A, Bから取得されたSAR画像の同一地点Cに対する位相には、レンジの差 ab に対応する位相差 $\Delta\theta$ が生ずる。例えば図2のような山地地形上の画像の場合A, Bで位相を測定すると⁴⁾、A, Bを含む鉛直断面の等位相差線は図に示してあるようにA, Bを焦点とする双曲線群となる。その数はABの距離を波長で割った数の2倍となるが、水平面に投影した等位相の位置は、図2の下に示すようになり、直線T上で示した山地があった場合の等位相位置は、直線R上で示した平地の場合からわずかにずれることになる。

このような方法によって地形情報が実際に求まることが示されたのは、1974年である¹⁾が、地形変形の検出に応用したのは、1985年フランスのマソネ⁵⁾(Massonet, D.)に始まり、ガブリエル(Gabriel, A.K.)らがSEASAT衛星を用いて⁵⁾、灌漑水の有無に影響された耕作地の標高変化をセンチメートルのオーダーで検出したことに始まる。今回のフランスのグループの成果¹⁾は本格的な合成開口レーダーを搭載した欧州の地球観測衛星(ERS-1)のデータを用いたものである。ERS-1の軌道高度は785kmで、回帰周期は35日である。



山地の位相差図



平地の位相差図

図3 山地地形と平坦地形の場合のSARインターフェロメトリー。両者の位相の差より標高又は、地表変動を算出する。

3. ランダース地震に伴う地殻変動

マグニチュード(M)7.3のランダース地震が1992年6月28日米国のカリフォルニア州の大断層の近傍で起きた。震源の深さは約10km以下と浅く、測地及び地震学的データの解析によって、地震に伴って最大4~6mの変位が確認された。この地震に伴う変位についてはクリッペン(Crippen, R.E.)ら⁶⁾もSPOT衛星データを用いてメートルオーダーの精度で変位を検出していたが、今回のERS-1のデータを用いた解析結果は、はるかに精度が高く、SARインターフェロメトリーによる技法の有効性を強く印象づけるものである。

図4(a)が地震の前である4月24日と地震後の8月7日のERS-1搭載のSARによる画像を用いて得られた等位相差線を、画像の輝度を用いて表現した干渉パターンである¹⁾。解析の対象とした125×175kmの領域の全範囲内の断層変位の顕著な90×110kmの範囲を示している。連続する一つ干渉縞は衛星方向への変位量28mmに対応している。断層から十分に離れた地域では地震に伴う変動がなかったものとして、波長の整数倍だけ任意性のある位相を合わせて干渉縞が求められているが、干渉縞の数は延べ20あり、断層の近傍では最

大56cmの変位まで追跡することができる。但し断層の極く近く10km程度の領域では、ピクセルの回転及び地形変動の傾度が大きすぎるため、両画像の干渉可能条件が破れ、干渉縞は消失する。二つのSAR画像が干渉可能となるためには、このような地表の条件の外に、相互の軌道の違い(Baseline)も一定の条件を満たす必要があり、欧州のERS-1や我が国のERS-1の場合には数km以内でなければならない⁷⁾。

図4(b)は地震学的に推定された断層モデルを用い、当研究所の岡田⁸⁾のアルゴリズムにより求められた変位場をもとに算出された干渉パターンであるが、驚く程両者の類似度は高い。定量的に比較するため、変動の最も大きい領域の断層に直交する方向の変位を比較したものが図5であり¹⁾、断層モデルによる結果と測定値は30mmの精度で合っているのが印象的である。なお、地震後の7月3日と8月7日の画像を用いた等位相差線図にはこのようなパターンは表れず、ただ、参照としたDEMの誤差24mmに相当する1.5サイクル程度のノイズによるパターンが目立つ程度となっている¹⁾。このほか断層方向に沿った変位の比較では、直角方向に比べてやや大きい違いが出ているが、それは、先に述べたように断層の極く近傍では干渉縞が求められないため行われた外挿近似、及び断層

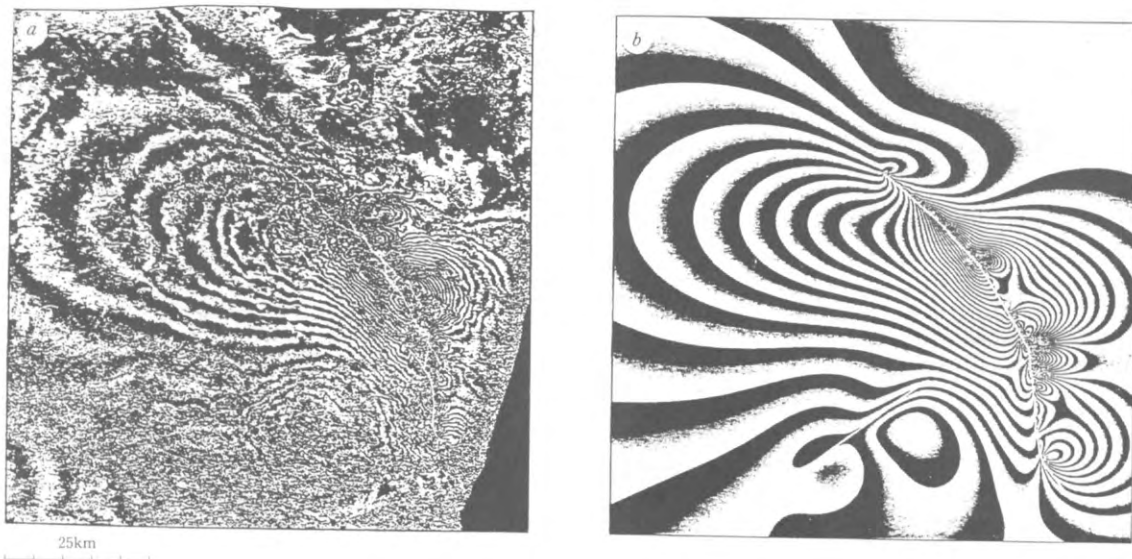


図4 SAR画像解析によって求められた地震に伴う地殻変動に起因する干渉パターン(a)と断層モデルに基づいて算出した衛星の視線方向の変位成分から推定した干渉パターン(b)は、非常に良く似ている。

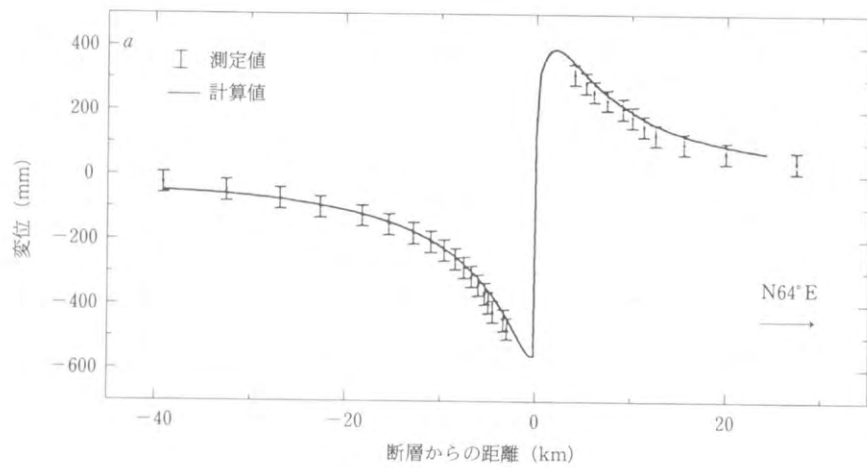


図5 断層に直行する直線上の各点における変位の衛星の視線方向の成分の比較。計算値は、断層モデルによって求めたもの。

の曲がりのためとされている。

4. おわりに

干渉処理によって地表変動を求めるには、先に述べた地表面での各条件や誘電率が一定に近いと

いうことが必要である。今回ランダース地震の場合に見事な結果が得られたのは、地震の起きた場所が砂漠地帯で植生の変化も殆どなく、地表の状態がかなりの精度で一定であったということであろう。従ってこの方法が我が国ですぐ広範囲に応用できるとはかぎらないが、近年の人工反射物を

用いた実験ではミリメートルオーダーの変化も検出されている例もあり⁹⁾, 必要に応じて人工反射物 (rader reflector) を併用するなどして, 地表変動の2次元分布をリモートセンシング技術によって高精度に検出することは可能であろう。それにより従来の地殻変動計測手法を補完・拡充して, 浅

い地震や火山噴火に伴う地殻活動の過程を解明できるばかりでなく, 雪氷の分布・変動などを求め, 地球規模の水収支モデルの向上にも大きな進展をもたらすことは間違いなく, 今後我が国が本格的に取り組むことができるテーマと言えよう。

(ふじなわ ゆきお: 特別研究官)

参考文献

- 1) Massonet, D. *et al*, *Nature* **364**, 138-142, 1993.
- 2) Graham, L. C., *Proc. Inst. elect. electron Engrs.* **62**, 763-768, 1974.
- 3) Massonet, D., Etudedede principe d'une detection de mouvements tectoniques par radar Internal memo No. **326**, Centre Nationale d'Etudes Spatiales, Toulouse, 1985.
- 4) 梶田彰一ほか, 日本リモートセンシング学会, 第12回学術講演会論文集, 165-168, 1992.
- 5) Gabriel, A. K, *et al*, *J. geophys. Res.* **94**, 9183-9191, 1989.
- 6) Crippen, R, E. *Episodes* **15**, 56-61, 1992.
- 7) 篠原 博ほか, *SANE* 91-26, 15-22,
- 8) Okada, Y., *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, 1135-1154, 1985.
- 9) Cafforio, C. *et al.*, *IEEE Trans. aero. elect. Syst.* **27**, 194-207, 1991.

はじめに

火山体の温度分布を把握し、熱学的手法による火山活動の予測等火山噴火予知研究を推進するため、当所が開発した「火山専用空中赤外映像装置(VAM-90A)を用いて、空中から雲仙岳の温度観測を1990年(平成2年)11月23日を第一回とし、1993年(平成5年)6月6日に10回目を実施した。

第9回観測までは、本シリーズの「防災科学技術」のNo.70, 71等に観測の概要や結果が紹介されているので、ここでは今年度の最初に観測した6月6日の観測概要と結果を簡単に報告する。

1. 観測高度と飛行コース

観測は、従来2か3コースを実施し、そのうち1コースは、雲仙普賢岳山頂地域の雲仙普賢岳の標高1,359mを基準面として、対地高度を1,000m(航空機の飛行高度は、気圧高度で2,300mで観測)で観測した。

しかし、火山活動が継続して活動域が拡大したため、空中からの目標点としてきた「普賢池」の大部分が埋没し、「鳩穴」の位置は殆ど判らなくなった。そのため、目標点を火山活動の影響を受けない地域まで1本の飛行コースで観測するために、対地高度を600mあげて1,600m(気圧高度2,900m)で観測した。これで観測幅は1,100mから1,800mとなった。

今回は、対地高度を1,600m(気圧高度2,900m)で山頂付近の西北西約3kmの地点から東南東方向へ約11kmのコース及び対地高度3,100m(気圧高度4,100m)で雲仙温泉街から北東方向へ約12kmの2つのコースで観測した。飛行コースを図1に示す。

2. 観測結果

(1)最高温度は、第11ドーム(溶岩ロープが正式な呼称、ここでは従来のドームと言う事にしました)の西北西端に近い場所の中心から3方向へ放射状に伸びた割れ目の内部が401°Cから484°Cを示し、中央部が最も高く、484°Cであった(図2)。

(2)火砕流等の影響を極力受けにくい一定の範囲約56万m²(約800m×約700m)を選定し、0°C以上の温度について、温度帯域別に画素数を計測した結果を表1に、図3に画素数を抽出した範囲を示す。

(3)山頂部及び溶岩ドームから崩落した火砕物質が堆積した以外の場所には、温度異常域は検出されなかった。

3. 観測結果の検討

(1)最高温度

1992年11月15日に観測された最高温度は472°Cで今回は484°Cと計測され、今回の方が高い。しかし、この程度の温度差で火山活動を簡単に評価できない。

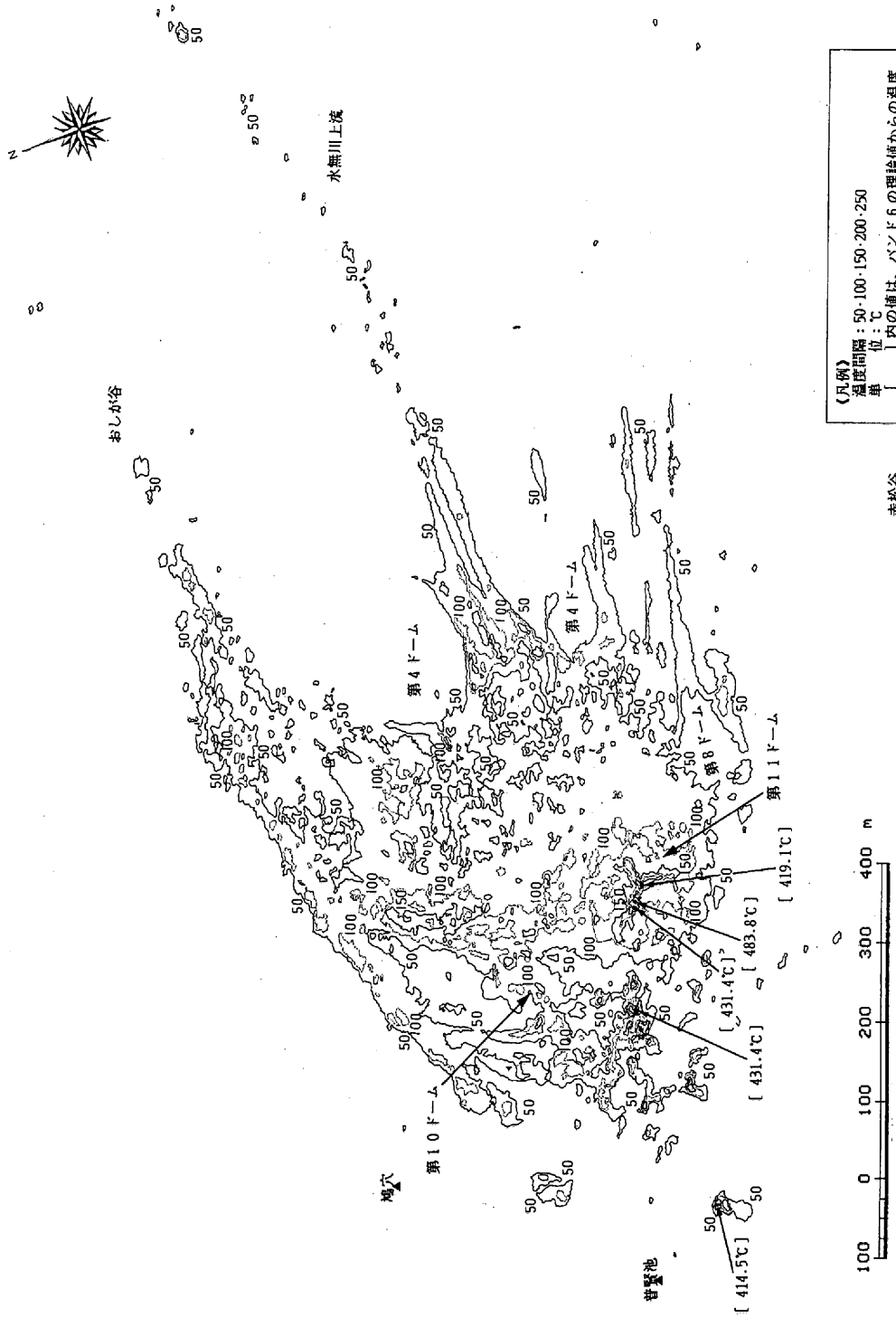
(2)温度帯域別の画素数

次回に今回と全く同じコースと高度で観測を予定しているので、その観測結果を待って温度帯域別面積の変化を比較検討し、火山活動を評価したい。

※以上が平成5年6月6日に実施した温度観測結果の主な内容である。



図1 観測した飛行コース



(凡例)
 温度間隔：50・100・150・200・250
 単位：℃
 [] 内の値は、バンド6の理論値からの温度

図2 霊仙普賢岳山頂部付近の等温線図
 矢印で第11ドームと指示してある左側2本目の位置が今回の最高温度を示した場所
 (観測時期：1993年6月6日)

0 100 200m

6/8/93AM

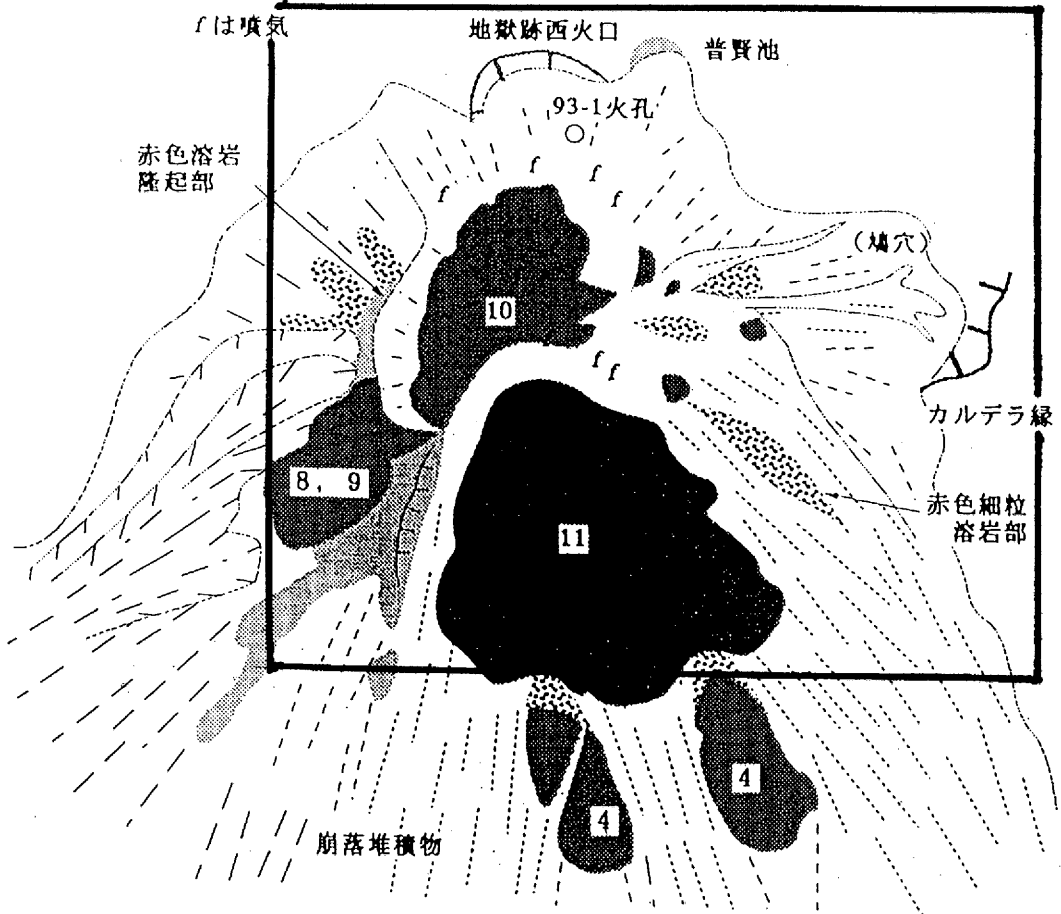
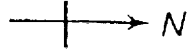


図3 温度帯域別の画素を抽出した範囲。基図は第64回火山噴火予知連絡会に提出された「大学合同班」の資料の第1図a 溶岩ドームの平面スケッチ（上=1993年6月8日）。

黒枠内がサンプリングエリア

表1 温度帯域別の画素数。1画素は約1.8m²。1993年6月6日観測(図1のU-1) 温度観測の波長は3.5~4.2μmを使用

温度帯域 (単位:°C)	画素数
以上 未満	
0 ~ 50	285,010
50 ~ 100	13,740
100 ~ 150	1,496
150 ~ 200	1,583
200 ~ 250	3,008
250 ~ 300	1,130
300 ~ 350	171
350 ~ 400	107
400 ~ 450	39
450 ~ 500	7
500 ~	0

防災科学技術

No.72 1994 Jan

平成6年2月7日 印刷

平成6年2月10日 発行

編集兼
発行人 防災科学技術研究所
茨城県つくば市天王台3-1
TEL. (0298) 51-1611 (代)

印刷 ニッセイエプロ株式会社
