

防災科学技術 NO. 35

科学技術庁 国立防災科学技術センター



も く じ

相似流量の話	菅原正巳・1
東海大地震に備えて — その予知と防災 —	大竹政和・10
浜名湖今切口の変遷	都司嘉宣・15
小笠原硫黄島の火山現象（2）	熊谷貞治・21
東京の地震予知の研究（5）	24
国立防災科学技術センターの動き	20
あなたの家庭は大丈夫ですか	28

表 紙 写 真 説 明

昭和49年5月9日に発生した「1974年伊豆半島沖地震」の震央に近い伊豆半島南端部では、北西 — 南東方向の地震断層ができた。写真は石廊崎地区の民家裏にあらわれた断層で、崖が約30cmずれている。

相 似 流 量 の 話

菅 原 正 巳

1. 流域面積が大きいほど洪水流量は大きい、しかし洪水の比流量はかえって小さくなる

ある河のある地点に立って、その河について何かの意見を求められたとき、私がまず聞くのはこの地点で流域面積がいくらであるかということである。河川のダムサイト、取水地点等について、何か言わなければならないときも、まず知りたいのは流域面積である。河川の指標として、一番大切なのは流域面積で、それは会社の資本金のようなものである。

河のおよその性質は流域面積で定まる。たとえば、日本のふつうの河では、流域100㎢当たり、安定な基底流量はおよそ1トン/秒である。流域500㎢ならば5トン/秒、1,000㎢ならば10トン/秒と思えばよい。もちろん、およその見当だから、いろいろ例外はあるが、およその目安として、知っていて損はないであろう。

ところで洪水の方は、そう簡単には行かない。ある地域の河川の洪水流量が、流域面積が大きくなるにつれて大きくなるのはもちろんだけれども、流域面積に比例して大きくなる訳ではない。たとえば流域面積が2倍になっても、洪水流量は5割増し程度になるのがふつうである。したがって、洪水流量を流域100㎢当たり流量、つまり比流量に直すと、流域面積が大きくなるにつれて、洪水比流量は少なくなるのである。

この関係を、石狩川水系、利根川水系、北陸地方河川、南海型河川（新宮川、吉野川、那賀川）のいくつかの観測所について示したのが図1～4で、洪水流量としては昭和50年度の流量年表（建設省）に出ている既往最大流量を用いた。なお新宮川については、電源開発会社の第1回流量年表（昭和37年9月）の資料を援用し、また黒部川の資料は昭和45年度の流量年表から引いた。

図1～図4は横軸に流域面積、縦軸に洪水流量、または比流量をとり、流量、比流量と流域面積の関係を両対数方眼紙上に示したもので、図3の北陸地方河川の黒部川を例外として除けば、各点はおよそ直線的に並んでいる。そして、流域面積と洪水流量の関係ではこう配はおよそ $\frac{1}{2}$ 、流域面積と比流量の関係ではこう配はおよそ $-(\frac{1}{2})$ である。すなわち、洪水流量は流域面積の平方根にほぼ比例して大きくなり、したがって洪水流量を流域面積で割って比流量にすれば、それは流域面積の平方根に反比例して小さくなるのである。ただし、比例定数は地域によって異っている。石狩川水系、北陸地方河川では小さく、南海型河川ではきわめて大きい。

なお図3で黒部川の洪水流量がきわめて大きい値を示しているが、この河は、年間総流量、豊水量、平水量、低渇水量のすべてがとび抜けて大きいという特別な河で、日本全体でみても例外的な河川である。これを例外として除外するのは、やむを得ない。

図1～4では、それぞれこう配 $\frac{1}{2}$ 、 $-(\frac{1}{2})$ の直線を、およその目分量で引いてある。それは流域面積1,000㎢の所で、洪水流量が、石狩川水系、北陸地方河川では2,300㎥/秒、利根川水系では3,200㎥/秒、南海型河川では9,500㎥/秒になっている。

これらの直線で表された関係を数値で示したものが表1である。利根川水系について言えば、流域面積1,000㎢について3,200トン/秒、2,000㎢に対し約4,500トン/秒、5,000㎢に対し約7,000トン/秒、10,000㎢に対し約1万トン/秒というのがおよその目安である。流域面積を小さくして行くと、500㎢に対し約2,300トン/秒、200㎢に対し約1,500トン/秒、100㎢に対し約1,000トン/秒というのがおよその目安である。私は流出計算をしている関係で、比流量で表すより、流出高（mm/時）で表す方が判りやすいので、以上の関係を流出高で表現することにする。利根

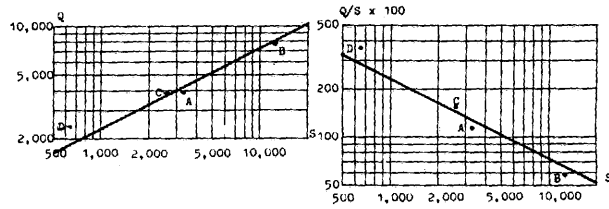


図1 石狩川水系

- A 石狩川 伊納 B 石狩川 石狩大橋
C 空知川 赤平 D 豊平川 雁来

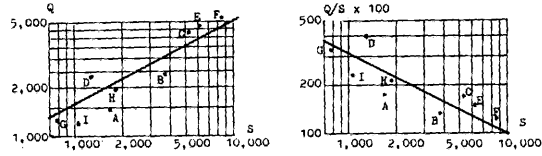


図2 利根川水系

- A 岩本 B 上福島 C 八斗島
D 鳥川 岩鼻 E 川俣 F 架橋
G 思川 乙女 H 鬼怒川 水海道
I 渡良瀬川 早川田

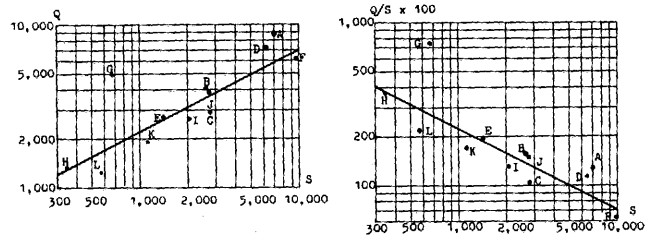


図3 北陸河川

- A 阿賀野川 馬下 B 千曲川 抗瀬下 C 犀川 小市
D 千曲川 立ヶ花 E 魚野川 堀之内 F 信濃川 小千谷
G 黒部川 愛本 H 常願寺川 瓶岩 I 神通川 大沢野大橋
J 神通川 神通大橋 K 庄川 大門 L 小矢部川 長江

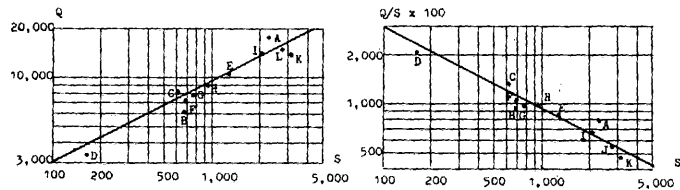


図4 南海型河川

- A 神宮川 相賀 B 十津川 風屋 C 北山川 大井
D 北山川 白川 E 十津川 宮井 F 那賀川 和食
G 那賀川 古庄 H 吉野川 豊永 I 吉野川 池田
J 吉野川 岩津 K 吉野川 中央橋

川水系について、流域1,000㎓に対し3,200トン/秒という洪水流量は、流出高にすると約12mm/時である。流域面積を大きくして行くと、2,000㎓に対し約8mm/時、5,000㎓に対し約5mm/時、10,000㎓に対し約3.6mm/時である。流域面積を小さくして行くと、500㎓に対し約16mm/時、200㎓に対して約25mm/時、100㎓に対し約36mm/時となる。図2の利根川水系では、資料として用いた観測所は、流域面積700㎓から1万㎓の間に分布している。その範囲で目分量で引いた直線を500㎓、200㎓、100㎓の所まで拡張して使うのは少々乱暴であるが、200㎓の流域に対し25mm/時、100㎓の流域に対し36mm/時というのは、起こり得る値であると思われる。

表1で流域面積10㎓の値まで出したのは、参考までに出したので、資料もないのに、ここまで拡張使用するのは、多分許されないことであろう。しかし、利根川水系において、10㎓の流域で115mm/時という流出高の洪水が、まったく起こり得ないとも思えない。利根川流域でも、時間雨量70mm程度の雨が降ることはあり得ると思われる。私の経験によると、ある時間雨量が降ったとき、その半分の雨は、その時間中のある15分間に降っていることが多い。すなわち時間雨量70mmのときは、ある15分内に35mm降っているとみてよい。つまりその15分についていえば、雨量強度は $35 \div (\frac{1}{4}) = 140$ (mm/時)になっているのである。一方、流域面積10㎓になると、流量は10分雨量に対応して変動し、降った雨はたちまち流量になって出て来る。流域は一種の積分器のようなもので、

平均化作用を持つのであるが、その時定数は10㎓の流域では20分前後の小さい値になるのである。したがって、15分間に35mm、すなわち140mm/時の強度の雨が降れば、瞬間流量が100mm/時程度になることもあり得ると思われるのである。南海型河川で、10㎓の流域に対する洪水の流出高が342mm/時となっているのも、やはり同様に、可能性なしとしない。従来の記録から考えると、この地域で150mm/時程度の雨は起こり得ると思われる。それは15分雨量にすると300mm/時の強度の雨の可能性に相当し、したがって300mm/時程度の瞬間流量もあり得るのではなからうか。

ただし、可能性なしとしないということは表1のように10㎓の所まで使ってよいということではない。そのような無茶な拡張使用は避けて、せいぜい100㎓以上の程度で使っていただきたい。

私は長いこと、この平方根の法則を、自家用として、一種の目安に使って来たが、かなり有効であった。両対数方眼紙に直線を引いて置くだけで、およその見当が読み取れるし、計算尺を使うならば、A尺に流域面積、C尺に洪水流量を対応させ、あるいはA尺に流域面積、CI尺に洪水流出高を対応させて、簡単に両者の関係を読み取ることができる。

7、8年前のことであるが、ある地方に行ったとき、県の方から、農業用小貯水池の土堰堤に対する計画洪水量があまりに大きく、あのように厳しい規則が必要だろうかと質問された。農業用小貯水池の集水面積は小さいから、もしこの平方根の法則が正しいとするならば、計画洪水量は非常

表1

流域面積 (㎓)	石狩川水系, 北陸地方河川			利根川水系			南海型河川		
	洪水流量 (㎓ ² /秒)	同比流量	同流出高 (mm/時)	洪水流量 (㎓ ² /秒)	同比流量	同流出高 (mm/時)	洪水流量 (㎓ ² /秒)	同比流量	同流出高 (mm/時)
10	230	2,300	82.8	320	3,200	115	950	9,500	342
100	727	727	26.2	1,012	1,012	36.4	3,004	3,004	108
200	1,029	514	18.5	1,431	713	25.8	4,249	2,124	76.5
500	1,626	325	11.7	2,263	453	16.3	6,718	1,344	48.4
1,000	2,300	230	8.28	3,200	320	17.5	9,500	950	34.2
2,000	3,253	162	5.85	4,525	226	8.2	13,435	672	24.2
5,000	5,143	103	3.70	7,155	143	5.2	21,243	425	15.3
10,000	7,273	72.7	2.62	10,119	101	3.6	30,042	300	10.8

に大きい値になる。ざっと暗算してみると、規則はむしろゆるすぎるのではないかと思えた。その地方は、梅雨前線の集中豪雨も、台風もよく来る地域だから、大きな時間雨量の可能性を考えれば、現在の規則にある程度の計画洪水は当然であろう、私の個人的感じではむしろ小さ過ぎるようだと説明したが、そんなにやかましいことを言われては、ため池は一つも作れないとのことで、納得していただけなかったようであった。

表1の10km²の洪水流出高の値の信頼性、可能性の問題は置くとして、局所的、瞬間的には、想像も及ばないような降雨強度や流量が出現しているのではなからうか。残念ながら、雨量計や、流量観測所の設置密度が十分でないために、そういうものが観測できないのではあるまいか、たとえ、小さな沢に、雨量計や水位計が設置してあっても、大出水があれば、沢が崩れて、計器類はぶっとばされてしまうに違いない。大雨のあったとき、いくつかの沢が崩れ、何故あの沢が崩れ、この沢が無事であったかの説明がつかないことが多い。雨の局地性を考えるのが、このなぞを解く一つの鍵ではないかと私は想像する。雨の局地的変動は大きいものであるから、たまたま局地的大雨に見舞われた沢が崩れるのではないだろうか。このように沢崩れの跡を見ると、小流域における瞬間的流出高がきわめて大きくなる場合があると想像される。

2. 平方根法則の理由づけ

流域面積と洪水流量との関係を示す平方根の法則は、簡単な割には有効で、私は長く自家用として愛用して来たのに、敢えてこれを公表しなかったのは、この法則が理論的根拠に欠け、いわばあまりにお粗末だったからである。しかし、まったく根拠がない訳ではない。

私はこの法則を、確率、統計における中心極限定理の類推から思いついたのである。雨の降り方はかなり不規則である。そこで面積雨量を独立な確率変数の和と考える。独立の仮定は少し無理であるが、各地点雨量を確率変数と考えると、各地点雨量間の相関係数は地点が遠くなるにつれ小さ

くなる。このように考えて、かかる相関関係を持つ確率変数の和(積分)が面積雨量であると考えれば、よりもっともらしい数学的モデルになる。独立でなくても、ある種の相関関係の存在のもとに、中心極限定理はやはり成立し、加え合わせる確率変数の個数(この場合は面積)が増すにつれ、和は安定する。その安定さは個数(面積)の平方根でできる。だから洪水流量は面積の平方根でできると考えたのである。

しかし、これは早トチリであって、よく考えるとそうはならないのである。中心極限定理というのは、平均 μ 、標準偏差 σ の母集団から、独立な標本を n 個取り出し、その平均を作ると、その平均値(これも確率変数である)の分布は、平均 μ 、標準偏差 σ/\sqrt{n} の正規分布に近づくというものである。平均値の代わりに、 n 個の独立標本の和を考えれば、和の分布は平均 $n\mu$ 、標準偏差 $\sqrt{n}\sigma$ の正規分布に近づくことになる。

平均 μ 、標準偏差 σ の正規分布から任意の標本を取り出したとき、それが $\mu+2\sigma$ より大きいことは稀であるし(確率約2.5%)、 $\mu+3\sigma$ より大きいことはほとんどない(確率約0.15%)。そこで $\mu+2\sigma$ 、または $\mu+3\sigma$ を計画値の目安とする。これを確率変数 n 個の和にすると、 μ 、 σ の代わりに $n\mu$ 、 $\sqrt{n}\sigma$ が入って、計画値は $n\mu+2\sqrt{n}\sigma$ 、または $n\mu+3\sqrt{n}\sigma$ となる。 n の代わりに流域面積 S を入れれば、計画値は

$$AS + B\sqrt{S}$$

の形になる。つまり計画洪水は流域面積に比例するのではなく、 $AS+B\sqrt{S}$ の形になるのである。 A が B に比べてきわめて小さく、無視し得ることが示せればよいのであるが、そううまく行くとも思えない。式の中に、首尾よく流域面積の平方根が入って来た所が成功であるが、そこまでである。また、この考察では、面積雨量を考えているのであるが、問題は洪水流量である。面積雨量を流量に変換しなければならない。そこにも問題がある。平方根の法則は、中心極限定理からの類推で思いついたのだが、このルートは少し見込みが薄いようである。そこで別のルートから接近することにしたい。

洪水の流出は、荒っぽい第1近似によれば、図5 a)の単純なタンクモデルで表される。それは1次遅れ系、または不完全積分と呼ばれる線型作用

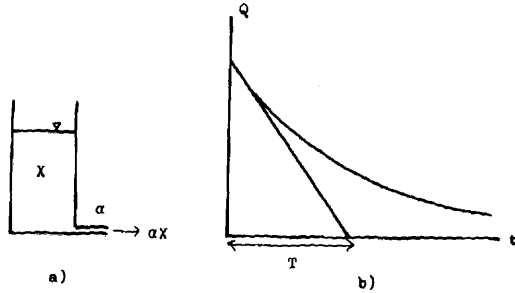


図 5

子であって、応答関数（単位流量図）は図 5 b) の指数関数である。実際には降雨の一部は浸透し、直ちに流出して来るのは一部分だから、b) の指数関数にある定数 C （ $\frac{1}{2}$ とか $\frac{1}{3}$ 程度）を掛けたものである。

さて図 5 b) の指数関数で、 $t = 0$ の点で接線を引き、それが時間軸を切る点が指数関数の時定数 $T = 1/\alpha$ で、これがタンクモデル（1次遅れ系）の性質を表す指標である。時定数 T は次の意味を持っている。いまタンク内に X の水があったとすると、その時の流出量は αX である。この αX の流出量がそのまま持続すれば（実際は流出につれてタンク内の水位が下がるから、流出は小さくなる）、貯水量 X を流出量 αX で割り、時間 $T = X/(\alpha X) = 1/\alpha$ の後にタンクは空になる。つまり、ごく荒っぽい近似で、タンクの水は $T = 1/\alpha$ でなくなるとみてよい。 T はタンクが水を持ちこたえる寿命のようなものである。時定数 T の代わりに、タンクの水が半分に減るまでの時間、半減期 $T_{1/2}$ を用いてもよい。両者の間には $T_{1/2} \approx 0.7T$ の関係がある。

時定数の説明に時間が掛かったが、ここで大切なつぎの近似法則がある。

洪水流出の時定数は、およそ流域面積の平方根に比例する。

$$T \propto \sqrt{S}$$

時定数 T は、流域面積 500 km² の河川に対して、およそ 3~4 時間の程度である。仮りに 500 km² に対し、時定数 3 時間として、 $T = C\sqrt{S}$ の定数を定め、種々の流域面積に対する時定数を求めた結果が表 2 である。

洪水の解析を行う場合、およその見当で言って、

時定数の $\frac{1}{3}$ 程度の時間を単位として用いるのがよいと私は考えている。したがって、500 km²~1,000 km² の流域に対しては（日本でふつう洪水流出解析の対象となるのは、この程度の流域が多い）、時間資料が適している。しかし 100 km² 前後の流域

（貯水池の集水面積にはこの程度のものが多い）に対しては 30 分資料を用いる必要がある。さらに小さい 5 km²~10 km² の試験流域に対しては、5~10 分間隔の資料が必要となる。表 2 には 1 万 km²~10 万 km² の場合も出して置いたが、このような大流域についても、この近似則が成立するかどうか、残念ながら経験がない。

この平方根の法則を、私は自家用として、20 年以上も前から使っているが（当時、資源調査会資料の中で述べて置いた）、ごく荒っぽい近似則とは言え、かなり役に立つと思う。1970 年 11 月、ニュージーランドのウェリントンで行われた国際水文学会のシンポジウムで話をしたとき、この近似則にふれたところ、発表が終ってから、オーストラリアの人が 2、3 人私の席にやって来て、私達もあの近似則を発見していたと言って、いろいろグラフを描いた方眼紙を見せてくれた。その方眼紙から見て、彼らは最近これを発見して、喜んだのではないかと思われる。あなたはいつ頃この法則をみつけましたかと聞くから、10 年以上前に見つけて、ずっと利用していると答えると、いささか興奮した顔をしたので、悪いことを言ってしまったと思った。オーストラリアでも成立するとすると、この近似法則の信頼性はかなり高いものとみてよかるう。この近似則を思いつくについても、ある程度の数学的類推があったのであるが、論理的根拠はきわめて薄弱であるから、とくにここで述べることはしない。

表 2

流域面積 (km ²)	時定数 (時間)
10	0.42
20	0.60
50	0.95
100	1.3
200	1.9
500	3.0
1,000	4.2
2,000	6.0
5,000	9.5
10,000	13
20,000	19
50,000	30
100,000	42

時定数 $T = 1/\alpha$ が流域面積の平方根 \sqrt{S} に比例するということは、図 5(a) のタンクモデルの流出定数 α が \sqrt{S} に反比例することである。洪水流量のピークが現れるのは、ふつうは大雨の末期で、それまでの累積雨量は、ほぼ全降雨量に等しいとみてよい。そして、それまでに流出した流量はそれほど多くないのがふつうである。つまり、大雨の全雨量がタンクにたまり、それからの流出が洪水のピーク流量だと考えて、それほどの誤差はあるまい。大雨の総雨量を P とし、それがタンク内にあれば、タンクからの流出は αP で、それにある係数 C を掛けたものが、洪水のピーク流量になると考えて、大過あるまい。

$$(\text{洪水ピーク流量}) = C\alpha P$$

定数 C を一定、ある地域における大雨の値 P も与られたとすれば、洪水流量（タンクモデルで考えるときは流出高で表されている）は α に比例する訳で、したがって流域面積の平方根に反比例するのである。ただし、きわめて小さい流域になると、時定数が短くなり、雨が降るそばからどんどん流出してしまうから、ピーク流量が現れる際のタンク内の貯留量は、全雨量よりかなり小さくなるであろう。したがって、流域面積がきわめて小さい時には、平方根式で与えるものより、洪水流量をいくらか小さ目に見積もる必要がある。もっとも、小さい流域では、雨量の局地性により、大きな雨が出現する可能性もあるから、洪水を大き目に見積もる必要性も存在する。

3. 相 似 流 量

ごく荒っぽい近似として、それぞれの地域において、洪水流量はおおよそ流域面積の平方根に比例するという近似式が成立すると思われる。そこで洪水に対しては、比流量、流量を流域面積で割り 100 倍したものの代りに、流量を流域面積の平方根で割った値を用いたらいかかなものかと考える。そしてこれを仮りに相似流量と呼びたい。

$$(\text{相似流量}) = (\text{洪水流量}) / \sqrt{\text{流域面積}}$$

洪水流量の値や、洪水流出の時定数の値が、流域面積の平方根にほぼ比例することを、一種の水文学的相似律と考えて、以上の命名をするのであ

る。

表 3 は日本のいくつかの河川について相似流量を算出してみた結果で、参考のため比流量と並べて示してある。

資料は昭和 50 年度の流量年表から取ったもので、統計年数および 15 年以上のものを取り出した。なお、新宮川相賀の相似流量が 379 という大きな値を示したので、念のため電源開発会社の流量年表の資料から同水系の他地点の相似流量を求めた結果も表 3 に出ている。この水系の相似流量はどこも大きいのである。実は相似流量の表は数年前に 45 年度の流量年表を用いて作ったことがあり、今回再び作り直したのであるが、50 年度のものには黒部川が出ていないので、黒部川だけは 45 年度の流量年表によっている。

相似流量の表を作るに際し、資料数を多数にしたいため、とくに小流域の資料を得たいために、水力調査の資料を集めた流量要覧を利用したいと思った。残念なことに、流量要覧の資料は、低水に強い代りに高水に弱い傾向があり、既往最大流量の中には、何かの誤りと思えないものが混っている。それを私の個人的判断で取捨選択することは、折角作ろうとしている相似流量表の客観性を損ずることになるので、流量要覧の利用を断念することにした。同様の理由で、私の手持ちの洪水流量記録も利用しないことにした。

以上の理由により、小数の例外を除き、昭和 50 年の流量年表の期間最大流量から作成した相似流量の表が、表 3 である。

表 3 をみると、相似流量が比流量と比較し、はるかに安定していることが判るし、相似流量の示す地域的、水文学的特性がうかがわれるような気がする。たとえば、北は石狩川から、南は遠賀川に至るまで、日本海側河川の相似流量は 70~80 程度のものが多く、大体 100 以下である。もちろん例外があるが、たとえば江の川などは、地形的にみて、日本海側河川から除外した方がよいと思われる。この水系の相似流量は太田川水系のものと似ている。

太平洋側の河川についていうと、大勢としては、日本海側河川より相似流量が大きく、北東から南西に行くに従って、傾向として相似流量が大きくなる。そして新宮川、吉野川（四国）、那賀川、仁淀川、渡川、大分川、五ヶ瀬川等で 200 から

表 3.1

No	水系名	河川名	観測所名	S		期間	欠測年	Q	Q/S×100	Q/√S		No
				流域面積 (km ²)	流量 (t/d)					比流量	相似流量	
1	石狩川	石狩川	伊納	3,379	26-50			3,884	115	66.8	1	
2	石狩川	石狩川	石狩大橋	12,697	29-50			7,533	59.3	66.8	2	
3	石狩川	空知川	赤平	2,531	33-50			3,949	156	78.5	3	
4	石狩川	豊平川	雁来	650.6	31-50			2,435	374	95.5	4	
5	十勝川	十勝川	常平	2,529	28-50			4,203	166	83.6	5	
6	十勝川	十勝川	茂岩	8,277	29-50			10,479	127	115	6	
7	岩木川	岩木川	五所ヶ原	1,740	28-50			1,692	97.2	40.6	7	
8	米代川	米代川	鷹巣	2,109	32-50	33		2,100	99.6	45.7	8	
9	雄物川	雄物川	柳田橋	475.6	31-50	30,31		1,508	317	69.2	9	
10	雄物川	雄物川	神宮寺	3,337	29-50			3,850	115	66.7	10	
11	最上川	最上川	中郷	2,100	31-50			3,216	153	70.2	11	
12	最上川	最上川	稲下	3,770	27-50			4,133	110	67.3	12	
13	最上川	最上川	高屋	6,271	34-50			6,061	96.6	76.5	13	
14	最上川	鮭川	真木	617.6	13-50	18-27		3,080	499	124	14	
15	北上川	北上川	林寺	590.3	13-50	32-34,36		3,079	62.8	15.3	15	
16	北上川	北上川	孤禅寺	7,060	27-50			4,079	57.8	48.5	16	
17	北上川	北上川	登米	7,869	27-50	29		3,553	45.1	40.0	17	
18	阿武隈川	阿武隈川	須賀川	910.2	15-50	19-27		1,404	154	46.5	18	
19	阿武隈川	阿武隈川	伏黒	3,663	26-50	32,33		3,089	84.3	51.0	19	
20	利根川	利根川	岩本	1,670	30-50	31,32		2,930	175	71.7	20	
21	利根川	利根川	上福島	3,661	25-50			4,866	133	80.4	21	
22	利根川	利根川	八斗島	5,150	26-50	28		8,730	170	122	22	
23	利根川	利根川	岩鼻	1,188	25-50	49,50		4,745	399	138	23	
24	利根川	利根川	川俣	6,018	28-50			9,393	156	93.9	24	
25	利根川	利根川	栗橋	8,588	13-50	22		10,692	124	115	25	
26	利根川	利根川	乙女	760.0	13-50	20-25		2,529	333	91.7	26	
27	利根川	利根川	北海道	1,822	24-50			3,927	216	92.0	27	
28	利根川	利根川	早川田	1,046	26-50			2,455	235	75.9	28	
29	富士川	富士川	清水端	2,121	27-50	34		5,712	269	124	29	
30	富士川	富士川	北松野	3,536	35-50	38,40,41		8,798	249	148	30	
31	富士川	富士川	徳吹野	632.0	29-50			2,632	416	105	31	
32	阿賀野川	阿賀野川	桃林橋	6,997	26-50			8,928	128	107	32	
33	信濃川	千曲川	馬下	2,596	28-50	28		4,131	159	81.1	33	
34	信濃川	千曲川	小市	2,773	28-50			2,925	105	55.5	34	

表 3.2

No	水系名	河川名	観測所名	S		期間	欠測年	Q	Q/S×100	Q/√S		No
				流域面積 (km ²)	流量 (t/d)					比流量	相似流量	
35	信濃川	信濃川	立ヶ花	6,442	26-50			7,261	113	90.5	35	
36	信濃川	魚野川	堀之内	1,408	27-50		28	2,752	195	73.3	36	
37	信濃川	信濃川	小千谷	9,719	26-50			6,106	62.8	61.9	37	
38	黒部川	黒部川	愛本	667	26-45			4,950	742	192	38	
39	常願寺川	常願寺川	瓶岩	344.0	37-50			1,332	387	71.8	39	
40	神通川	神通川	大野大橋	2,065	37-50			2,687	130	59.1	40	
41	神通川	神通川	神通大橋	2,688	33-50			4,085	152	78.8	41	
42	庄川	庄川	大門	1,120	31-50			1,906	170	57.0	42	
43	小矢野川	小矢野川	大長	569.0	28-50		注1	1,266	222	53.1	43	
44	狩野川	狩野川	徳倉	322.0	26-50		注1	4,069	1,260	227	44	
45	安倍川	安倍川	手越	568.0	19-50	40-44		1,874	330	78.6	45	
46	安倍川	安倍川	余良間	537.3	32-50	36-40,43		4,017	748	173	46	
47	天竜川	天竜川	鹿島	112.2	32-50	37-46		1,097	978	104	47	
48	天竜川	天竜川	田居	4,880	14-50	19-21,23		10,014	205	143	48	
49	豊川	豊川	石田	317.0	30-50			1,800	568	101	49	
50	豊川	豊川	布里	545.0	20-50	30		4,569	838	196	50	
51	矢作川	矢作川	津津	248.0	20-50			1,959	790	124	51	
52	矢作川	矢作川	岩津	1,356	14-50	45		3,591	265	97.5	52	
53	矢作川	矢作川	米津	1,657	13-50	19		3,770	228	92.6	53	
54	木曾川	木曾川	大木	4,684	26-50	41		11,145	238	163	54	
55	長良川	長良川	山岡	1,914	14-50	注2		6,853	358	157	55	
56	鈴鹿川	鈴鹿川	高上	268.6	29-50	49,50		1,818	677	111	56	
57	紀の川	紀の川	上船	490.0	28-50	30-35		4,154	848	188	57	
58	紀の川	紀の川	戸賀	1,558	27-50	42		8,021	515	203	58	
59	新宮川	新宮川	相屋	2,251	26-50	34,49		18,000	800	379	59	
60	新宮川	新宮川	風井	660	17-34			6,200	939	241	60	
61	新宮川	新宮川	大井	606	17-35			8,260	1,369	336	61	
62	新宮川	新宮川	白山	161	17-35			3,370	2,039	266	62	
63	新宮川	新宮川	王寺	1,270	29-35			10,800	850	303	63	
64	大和川	大和川	道明寺	655.2	30-50	39,40		1,261	192	49.3	64	
65	大和川	大和川	石川	215.2	30-50	注3		833.7	387	56.8	65	
66	大和川	大和川	相原	962.0	31-50	40,43,44		1,556	162	50.2	66	
67	淀川	淀川	島ヶ原	512.0	31-50	38-40		2,570	502	114	67	
68	淀川	淀川	名張	428.6	33-50			4,030	946	195	68	

表 3.4

No	水系名	河川名	観測所名	S		期間	欠測年	Q	Q/S × 100	Q/√S	
				流域面積 (km ²)	(m ³ /s)					比流量	相似流量
103	那賀川	那賀川	庄古	765.0	31-50	注8	7,605	994	994	275	103
104	吉野川	吉野川	永田	941.2	33-50	44	9,081	965	965	296	104
105	吉野川	吉野川	池田	2,074	29-50	34	14,047	677	677	308	105
106	吉野川	吉野川	津岩	2,768	28-50	30-33, 35	15,000	542	542	285	106
107	吉野川	吉野川	中央	3,044	30-50	34	14,304	470	470	259	107
108	遠賀川	遠賀川	川島	292.0	35-50		634.2	219	219	37.4	108
109	遠賀川	遠賀川	日の出	695.0	26-50	32	2,144	308	308	81.3	109
110	遠賀川	大鳴川	官田橋	123.0	32-50		694.0	564	564	62.6	110
111	本明川	本明川	真山	35.8	34-50	36	721.8	2,020	2,020	121	111
112	筑後川	筑後川	小瀬	532.8	34-50	40, 46, 47	2,256	423	423	97.8	112
113	筑後川	筑後川	小瀬	1,137	31-50	注9	3,879	341	341	115	113
114	筑後川	筑後川	豊蘇ノ宿	1,546	30-50	40	6,225	403	403	158	114
115	筑後川	筑後川	瀬ノ下	2,315	25-50	39, 41	6,071	262	262	126	115
116	筑後川	筑後川	小ヶ瀬	540.5	31-50	35, 40, 43	1,339	248	248	57.6	116
117	菊池川	菊池川	山鹿	586.0	29-50	36, 40	1,226	209	209	50.6	117
118	菊池川	菊池川	山鹿	906.0	29-50	38	1,868	206	206	62.1	118
119	白川	白川	代継橋	477.0	32-50	32	1,067	224	224	48.9	119
120	球磨川	球磨川	人吉	1,137	34-50	注10	4,725	416	416	140	120
121	球磨川	川辺川	柳	521.0	27-50	29, 36	2,967	569	569	130	121
122	川内川	川内川	吉松	284.0	28-50	39, 40	1,245	438	438	73.9	122
123	川内川	川内川	吉野	1,348	29-50	29	3,198	237	237	87.1	123
124	肝属川	肝属川	斧俣	450.0	28-50		1,157	257	257	54.5	124
125	大淀川	大淀川	乙房	359.0	31-50	36-38	1,653	461	461	87.3	125
126	大淀川	大淀川	高岡	1,564	25-50		5,060	324	324	128	126
127	大淀川	大淀川	田田	2,126	36-50		5,394	254	254	117	127
128	大淀川	木庄川	風城	381.0	25-50	29	2,400	630	630	123	128
129	大淀川	五ヶ瀬川	高城	396.3	28-50	29	3,260	823	823	164	129
130	五ヶ瀬川	五ヶ瀬川	三輪	1,031	30-50	40	6,023	584	584	188	130
131	五ヶ瀬川	北川	熊田	518.5	30-50	注11	5,500	1,060	1,060	242	131
132	番匠川	番匠川	番匠橋	278.0	29-50		2,560	921	921	154	132
133	大野川	大野川	太飼	1,239	31-50		8,619	696	696	245	133
134	大野川	大野川	白滝橋	1,381	25-50	27	7,570	548	548	204	134
135	大分川	大分川	明礪橋	494.0	25-50	28, 35-38	3,570	723	723	161	135
136	山国川	山国川	下唐橋	438.0	29-50		1,779	406	406	85.0	136

表 3.3

No	水系名	河川名	観測所名	S		期間	欠測年	Q	Q/S × 100	Q/√S	
				流域面積 (km ²)	(m ³ /s)					比流量	相似流量
69	淀川	木津川	茂加	1,456	13-50	注4	6,200	426	426	162	69
70	淀川	桂川	桂方	887.0	37-50	41	2,080	234	234	69.8	70
71	淀川	淀川	枚保	7,281	27-50		7,970	109	109	93.4	71
72	揖保川	揖保川	山崎	475.0	19-50	注5	1,692	356	356	77.6	72
73	揖保川	揖保川	竜保	606.5	26-50	38	2,230	368	368	90.6	73
74	揖保川	土師川	岩間	380.5	31-50	49	2,053	540	540	105	74
75	由良川	由良川	福地山	1,344	28-50		6,500	484	484	177	75
76	千代川	千代川	徳田	1,054	30-50		2,692	255	255	82.9	76
77	江の川	江の川	行栗	400.3	27-50	注6	1,512	378	378	75.6	77
78	江の川	江の川	栗屋敷	670.7	33-50	35-37	2,911	434	434	112	78
79	江の川	江の川	南畑	660.0	27-50	36-42	2,161	327	327	84.1	79
80	江の川	馬洗川	三次	630.0	27-50	34, 37, 38	3,004	477	477	120	80
81	江の川	江の川	尾関山	1,981	31-50	34, 37, 39	8,477	293	293	158	81
82	江の川	江の川	都賀	2,890	29-50	38, 40	8,477	242	242	149	82
83	江の川	江の川	加賀	3,807	44-50		9,197	242	242	175	83
84	太田川	太田川	加賀	635.0	28-50		4,414	695	695	175	84
85	太田川	太田川	加賀	1,082	43-50	43	6,137	567	567	187	85
86	太田川	太田川	矢口	1,527	45-50		7,005	459	459	179	86
87	吉井川	吉井川	湯郷	490.1	35-50	41	2,906	593	593	131	87
88	吉井川	吉井川	山之内	1,717	34-50		4,790	279	279	116	88
89	吉井川	吉井川	御休	1,996	40-50	40	5,222	262	262	117	89
90	重信川	重信川	表山	55.3	44-50		206.6	374	374	27.8	90
91	重信川	石牛川	表山	67.1	42-50	46	357.0	532	532	43.6	91
92	重信川	重信川	湯合	105.4	31-50	37	331.1	314	314	32.2	92
93	重信川	重信川	湯合	445.3	31-50		1,401	315	315	66.4	93
94	肱川	小田川	出屋敷	371.5	35-50		1,442	388	388	74.8	94
95	渡川	大正	大正	984.0	31-50	43	3,183	324	324	101	95
96	渡川	渡川	大真	942.0	35-50	37-39	7,458	792	792	243	96
97	渡川	渡川	磯ノ川	1,808	27-50		13,380	740	740	315	97
98	渡川	中筋川	磯ノ川	93.9	28-50	35-37	980.3	1,040	1,040	101	98
99	仁淀川	仁淀川	川口	944.6	36-50	注7	8,017	849	849	261	99
100	仁淀川	仁淀川	伊野	1,463	32-50	32, 33, 48	13,514	924	924	353	100
101	物部川	物部川	深淵	468.3	36-50	43	4,369	933	933	202	101
102	那賀川	那賀川	和食	690.0	38-50	33, 46, 47	7,226	1,050	1,050	275	102

300という値を示している。本州の中央部の太平洋側で120～150程度と見て大過なからう。

表3の相似流量は、昭和50年度の流量年表を用いたという制約によって、種々の欠点がある。記録期間は観測所によってまちまちであるし、たまたま非常に大きな洪水が起こっている所もあれば、たまたま大洪水が起こっていない所、大洪水記録が欠けている所もあるのであろう。専門の方が、それぞれ手持ちの資料、推定の洪水流量等を用いて相似流量を出し、内容豊富な表を作り、それを地図上に落として、自家用に利用していただけるならば、私として幸いこれに過ぎることはない。

最後に、相似流量の定義式の修飾について少しつけ加える。表1にみるように、洪水流出高が流域面積の平方根に比例すると仮定すると、この式は流域面積が小さいとき、たとえば10km²の流域に対し、きわめて大きい流出高を与える。表1では10km²にとどめたが、1km²にすると、南海型河川では1,000mm/時という流出高が出て来るのであって、いくら雨が局所的、局時的に降ると言っても、まさかこんな流出高は起こらないであろう。このようなことが起こらないようにするため、便宜的な修飾として、 \sqrt{S} に比例すると仮定する代わりに、 $a + \sqrt{S}$ に比例するとか、 $\sqrt{S+b}$ に比例すると仮定する方法が考えられる。 $a=2$ とか、 $b=10$ とかの値に置けば、100km²以上の流域に対しては今までの平方根方式とほぼ同じ結果を与え、10km²以下の流域に対してはあまり大きい流出高を与えない。 $S \rightarrow 0$ の極限において、洪水流出高が無限大になるという欠点はこの方式で除くことができる。しかし、このような技術的修飾を工夫するより、洪水流量は \sqrt{S} に比例するとし、これを100km²以上の流域に適用すると制限した方が、現状としては実用的であろう。

次に \sqrt{S} に比例するとする代わりに、 S^α に比例するとして、資料から α を求め、適合度をよくしたいことを希望される方も多いであろう。しかし、それは私の趣味に合わないのである。これは、ごく荒っぽい近似で、およその見当をつけるためのものである。もともと洪水流量の実測値そのものに、かなり大きい誤差が含まれるであろう。だから、簡単な平方根の法則、計算尺のA尺とC尺の対応でよみとれる法則にとどめて置いて、およその目安をつけるのに使うべきだと思う。一見もっ

ともらしい数学を使って、 α の数値を3けたも4けたも並べ、見掛け上の重みをつけるのは邪道だと、私は考えるのである。

注1：33, 34, 39, 41, 45

注2：17, 18, 24, 40, 42, 49, 50

注3：35, 38 - 40, 43

注4：15, 16, 19 - 23, 25, 36, 40

注5：21 - 25, 28, 31 - 33, 43 - 46

注6：28 - 31, 33, 37

注7：37, 38, 40 - 43

注8：33, 42, 44, 46

注9：32, 33, 35, 40 - 43

注10：35, 36, 39, 40

注11：30, 32, 37, 39, 40

Masami Sugawara · 前所長

東海大地震に備えて — その予知と防災 —

大竹政和

「大規模地震対策特別措置法」の適用第1号として、静岡県を中心とする6県の合計170市町村が「地震防災対策強化地域」に指定された。中央防災会議、各県、各市町村、国鉄・NHKなどの指定公共機関、石油化学コンビナートなどの民間の重要施設では、それぞれのレベルで地震防災計画を策定して、大地震の来襲に備えることになる。大地震がいよいよ発生すると判断された場合には、「警戒宣言」が発せられ、それぞれの計画に従って地震防災応急対策が実行に移される。警戒宣言は、気象庁長官から報告される専門的な地震予知情報にもとづいて、総理大臣の判断と責任において発せられることになっている。予知を前提とする地震対策という、世界にも前例を見ない野心的な試みはその第一歩をふみ出したわけである。

今回の地域指定の標的は、言うまでもなく駿河湾から御前崎沖を震源地とする「東海大地震」である。それでは、予測される東海大地震とはどのような地震なのだろうか、これを予知するためにどのような努力が行なわれているのだろうか。本稿では、東海大地震の予知に関する現状を概観してみる。

東海大地震とは何か

わが国は世界有数の地震国である。とくに、太平洋側の海溝沿いには、マグニチュード(M)8クラスの巨大な地震がくり返し発生している。四国沖から駿河湾に至る南海トラフ(やや浅い海溝)に沿った海域は、まさにこのような巨大地震常襲域である。ここでは、北々西に向かっておし寄せて来るフィリピン海プレートが日本列島を乗せたアジアプレートの下にもぐり込んでいて、両プレートの境界がずれ動くたびに大地震が発生する。1944年の南海地震(M=8.0)、1946年の南海地震(M=8.1)は、それぞれ南海トラフの中央部、西部においてプレート境界が破断をひき起こした大地震であった。

さて、問題の南海トラフ東端部(ふつう駿河トラフと呼ばれている)であるが、この付近では1854年の安政東海地震(M=8.4)以来100年以上にわたって大地震が発生していないので、プレート境界のひずみが刻々破壊限界に近づいているのではないかとかねてから指摘されていたところである。ただ、来たるべき地震でプレート境界が破断するのは主として御前崎沖で、破断の北東限は駿河湾の湾口ないし中部というのがかつての支配

的な考え方であった。しかし、最近安政東海大地震に関する古文書史料によって被害や地殻変動の状況が詳しく調査され、この地震の破断域が駿河湾の湾奥まで達していたことが明らかになった。従来海溝型大地震をひき起こす能力なしと考えられていた駿河湾北半も、確かに破断した経歴をもつことが明らかにされたわけである。

海底地形の特徴や駿河湾西岸の隆起運動からも、駿河湾地域の活発な地殻変動が読みとれる。海溝部巨大地震のメカニズムから予想されるように、海岸は海のプレートのもぐり込みに引きずられて、ふだんはゆっくりした沈降運動を続けている。地震の時にはプレート境界の破断によって一挙に反転隆起するが、その隆起量は地震直前までの累積沈降量を上まわる。海岸では、沈降・隆起のサイクルをくり返しながら、地質学的な長い時間スケールではさし引き隆起が進行することになる。その進行速度は、室戸岬、房総半島南部などでは2~3mm/年程度である。駿河湾西岸でも同様の海岸隆起が見られ、最近10万年間の平均隆起速度は約3mm/年と見積られている。駿河湾の地殻変動は、南海地震直近の室戸岬などと比べても決してひけをとらないほど活発だと言ってよい。

これらの知見と最近の観測事実にもとづいて、

来るべき大地震の破断域を御前崎沖から駿河湾最奥部までと想定したのが、いわゆる「駿河湾地震説」（提唱者の名前をとって「石橋説」と呼ばれることもある）である。この地震の破断域が駿河湾北半まで及ぶとすると、静岡市、清水市など駿河湾西岸の都市を直撃することになり、その被害は未曾有のものとなるおそれがある。この地域のプレート境界の破断はいつでも駿河湾の最奥まで及ぶわけではない、という新しい知見も得られているが、今回の地震防災対策強化地域の指定にあたっては、最悪の場合を想定して駿河湾地震説の考え方を採用している。図1に示すように、想定された破断面（地震断層面）は長さ100～120km、幅50kmで、西側に20°～30°傾斜したものである。断層面上では相対的に陸の岩盤が東向きにのし上がり、断層のくいちがいは約3mになるとされている。地震の規模は、1923年の関東地震(M=7.9)とはほぼ同程度と推定される。

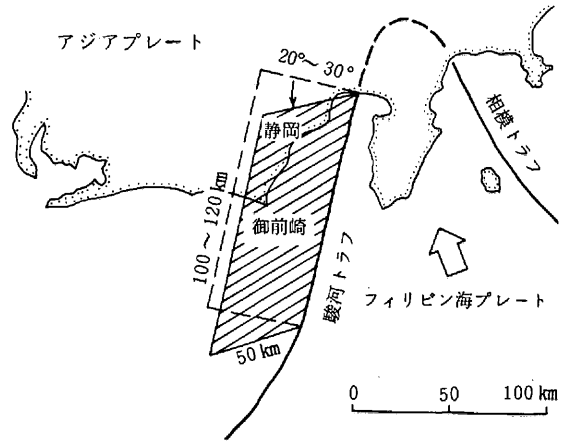


図1 東海大地震の想定断層モデル。駿河トラフ（南海トラフの北東延長部）から西側へ傾き下がるプレート境界面に沿って斜線部が破断を起こすものと考えられている。

危険期にはいった東海地域

駿河湾～御前崎沖の地下で着々と大地震の準備が進んでいることは、水準測量、三角測量、基線長測量など測地測量のデータにはっきりとあらわれている。図2は、水準測量のくり返しから得られた地盤の上下変動の状況を示したものである。第1回の測量が行なわれた1900年から最近までの73年間に、駿河湾西岸では最大40cmも地盤が沈降したことがわかる。すでに述べたように、この経年的な海岸沈降現象は、フィリピン海プレートのもぐり込みに伴って陸のプレートの先端がいっしょに引きずり込まれていることに対応している。両プレートの接触面はまだ密着しているが、ここが一挙にずれ動いて陸のプレートの先端がはね戻る瞬間が大地震の時である。駿河湾西岸の沈降は、現在も約1cm/年のスピードで進行している。

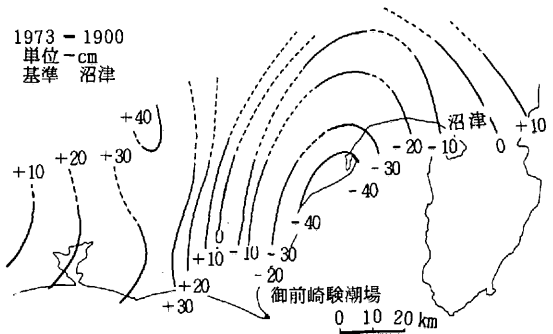


図2 東海地域の地盤上下変動。1900年から1973年までの間の変動量(+：隆起，-：沈降)。(国土地理院による)

フィリピン海プレートは伊豆半島を乗せたまま北西向きに進んでいるので、駿河湾はわずかながら幅が狭くなりつつある。三角測量、基線長測量のくり返しの結果、伊豆半島と駿河湾西岸との距離は最近90年間に約1m短くなっていることが明らかになった。この間に、駿河湾に 3×10^{-5} のひずみが進行したと計算されている。ひずみの進行速度が一定であれば、1854年の安政東海地震以来、

駿河湾～御前崎沖の地下で着々と大地震の準備が進んでいることは、水準測量、三角測量、基線長測量など測地測量のデータにはっきりとあらわれている。図2は、水準測量のくり返しから得られた地盤の上下変動の状況を示したものである。第1回の測量が行なわれた1900年から最近までの73年間に、駿河湾西岸では最大40cmも地盤が沈降したことがわかる。すでに述べたように、この経年的な海岸沈降現象は、フィリピン海プレートのもぐり込みに伴って陸のプレートの先端がいっしょに引きずり込まれていることに対応している。両プレートの接触面はまだ密着しているが、ここが一挙にずれ動いて陸のプレートの先端がはね戻る瞬間が大地震の時である。駿河湾西岸の沈降は、現在も約1cm/年のスピードで進行している。

地震活動の状況から見ても、駿河湾から東海沖

にかけてはとくに注意すべき場所となっている。この海域では、中・小地震の活動が近年むしろ不活発で、いわゆる「地震空白」となっているように見える。大地震の前数年～数十年間は、将来震源域となるあたりで、ふだんは起こっている小さな地震が起こらなくなり、地震空白現象を呈した事例が多数知られている。言うなれば、嵐の前の静けさである。空白域の周縁部では、これと対照的に、地震活動が活発化することが多い。1974年から始まった伊豆半島の活発な地震活動は、この意味でも注目すべき現象である。

東海大地震の予知に向かって

おそかれ早かれ東海大地震が発生するのはもはや避けられないように見える。前述したように、来るべき地震の規模、発生場所については、専門家のほぼ一致した見解が得られている。駿河湾～



当センターの関東・東海地域の観測施設から送られてくる微小地震を記録する24時間連続記録計群

御前崎沖には、事実上、大地震発生長期予報が出されていると言ってよい。

それでは、大地震はいつやって来るのか、数年以内なのか、10年以上先なのか。現在東海地域では、この切実な質問に答えるべく、かつて例を見ない大規模かつ集中的な観測・研究が行なわれつつある。測地測量の頻繁なくり返し(国土地理院)、体積ひずみ計(気象庁)や坑井型傾斜計(防災センター)による地殻変動の連続観測、微小地震の常時観測(東京大学、名古屋大学、防災センター)、地下水変化の観測(東京大学、地質調査所)等々である。とくに防災センターでは、東海・関東両地域にまたがる広域の微小地震および地殻傾斜の観測網を整備しつつあり、現在22観測点のデータを筑波において集中記録・監視している。昭和58年度までに新たに43観測点を追加する計画で、東海地震の予知に重要な貢献を行なうものと期待されている。

これらの諸観測にもとづいて、一刻でも早く異常現象を捕らえ、それが大地震の前兆現象であるかどうかを的確機敏に判定することが、地震予知関係者に課せられた任務である。近年の地震予知研究の長足の進歩に伴って、さまざまな地震前兆現象が見いだされ、東海地震の前兆の早期検出に全力をあげてとりくむまでに、地震予知技術も成長をとげてきた。しかし、どの観測量にいつ、どのような異常変化が現われるのかあらかじめはっきりわかっているわけではないし、前兆現象の識別・判断方法もあてはめるべき公式があるわけではない。いろいろな観測データ、解析結果を比較検討して、経験豊富な専門家の集団が総合的な判断を下す、というのが現在の予知判断の唯一現実的な方式である。予知判断に用いるデータは、種類・量ともに多ければ多いほどよい。従って、空間的に稠密で時間的にはできるだけ連続、しかも可能な限り多種多様な観測データが常時得られていることが、予知判断を保障するための不可欠の条件となっている。

地震発生時期の予知は、1年以内、1月以内、1日以内というように、時間の経過とともに順を追って正確なものになって行けば理想的であろう。しかし、このような予知ができるようになるのは、残念ながらまだ先の話である。現在の予知研究の水準では、直前予知をやりとげるのがおそらくせ

いいっぱいである。直前予知とは、地震発生数時間前、長くとも2～3日前の予知である。大規模地震対策特別措置法で警戒宣言発令の根拠となるのは、実質的には、この直前予知判断である。従って、疑わしい前兆現象が発見された場合には、それこそ分秒を争う予知判断が迫られることになる。この予知判断は、気象庁に設けられた「地震防災対策強化地域判定会」の手に委ねられている。判定会のメンバーは、萩原尊礼地震予知連絡会会長を座長とする6人の専門家で、緊急時には直ちに気象庁にかけつけ、判定結果を気象庁長官に報告することになっている。

地震予知技術はまだ研究開発の途上にあり、利用技術としてはきわめて未熟な段階にある。予知もれ、からぶりなどの失敗はおそらく避けられないであろう。それにもかかわらず、現段階でも可能な限り災害軽減に貢献して行こう、というのが現在の地震予知の考え方である。問題の東海大地震については、少なくとも予知もれという最悪の事態だけは招かないようにあらゆる努力が傾注されている。

被害について

予想通りの東海大地震が発生した場合には、東は関東地方南西部から西は名古屋付近まで、本州中央部の広域にわたって被害をもたらすおそれがある。地震断層の上盤側にあたる駿河湾西岸一帯ではとくに揺れが激しく、沼津～天竜川河口間で震度6～7となる。東京、大阪などでは最大震度5程度と考えられる。紀伊半島から房総半島まで津波に襲われるが、なかでも駿河湾内では波高数mに達するものとみられ、大きな津波の被害を受ける危険が大きい。

歴史上、南海トラフ～駿河トラフ沿いに発生した巨大な地震は合計13個知られているが、これらの地震はすべて、例外なしに、8月から2月までの7か月間に起きている。しかも、その半数以上が火気使用の多い冬期間に集中している。このような季節的に偏った分布は、単なる偶然ではわずか2%の確率でしか現れないはずのものである。原因はともかく、この海域の地震発生にはなにか季節的な要因があるにちがいない。来るべき東海大地震も、秋ぐちから冬にかけて発生する可

能性が高いと考えて、厳重な火気対策を講じておくべきである。

地震それ自体は、今のところ防ぎようのない自然現象である。しかし、地震災害は、人間の英智をもって防止あるいは軽減しうるものであるし、またしなければならない。この東海大地震が、後世「東海大震災」と呼ばれることにならないように、最大限の予知・防災努力が払われねばならない。

Masakazu Ohtake • 第2 研究部地震活動研究室

センター新刊

地震断層付近の震害に関する調査 1891年～1976年の主要内陸地震について , 防災科学技術研究資料第39号

大地震のときに地盤がどのようにゆれ動くか、ということについて正確な知識を得ることは、耐震工学の研究にとって第一に必要なことである。とくに、大きな地震の震央付近または地震断層付近での地震動を知ることは重要である。このため、本資料は、当センターに設置した内陸地震調査委員会が、地表に断層変位が現われた比較的調査資料の多い1891年の濃尾地震以後の13の地震を選んで、地震の概況、発生時刻、震央、震源の深さ、マグニチュード、発震機構、最大震度、地動加速度、地震記象及び被害の概況等について資料を整理したものである。なお、本資料集は委員会報告書の第一部で、続刊される第二部には資料の解析結果をまとめたものを出す予定である。

浜名湖今切口の変遷

都 司 嘉 宣

はじめに

静岡県浜名湖の湖口付近の地形は、明応7年(1498)と宝永4年(1707)の地震津波によって、二度大きく変化した。それで湖口の歴史をこの二つの時点で3つに区切って、新しい方から順に「近世後期」, 「近世前期」, および「中世期」とよぶことにする。この二つの津波の他に、慶長9年(1605), 安政元年(1854)にも地震津波がこの地方をおそっており、延宝8年(1680), 元禄12年(1699)には未曾有の高潮がおそっていて、それぞれ小規模な地変を生じ、関所や宿場の移転がくりかえされてきた。図1の破線は江戸時代の東海道の経路を示しているが、浜名湖口には橋がかけられず、通行は船渡しによっていた。その西の船着場には新居の関所が置かれていた。この関所

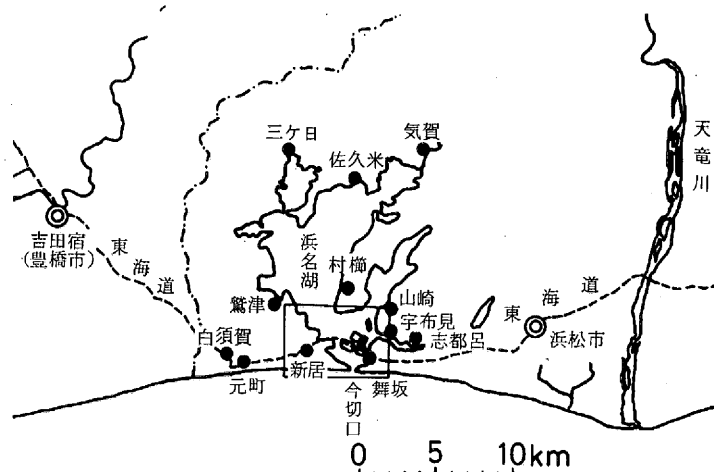


図1 江戸時代の東海道
□内はあとに出てくる図の範囲

の建物は現在も一部保存され、「新居関所史料館」になっているが、ここに「浜名湖口変遷図」という往古から近世にいたる地形変化を示した八枚の絵図が保存されている。新居町役場発行の「わがまち・あらい」という本には、これらの絵図のほかに地形の変遷を示す絵図が6枚掲載されている。これらの絵図を現代の地図に照合し、各種の地震・津波・高潮記録、および中世の紀行文などを参照しながら、浜名湖^{いまされぐち}今切口の変遷史を近世から古代へとさかのぼって、たどっていくことにしよう。

近世後期の浜名湖口

図2は原田吉太郎氏所蔵の明治初年の絵図である(「わがまち・あらい」より転載)。新居の関所と宿場を形成する街路の配置がとくに詳しく描かれている。2万5千分の1の地図と照合すると、絵図の正確なのに驚かされる。図の中央には関所と舞坂宿「中船着」と間の航路が朱線で表現してある。関所から出た航路はじゃかごで護岸された弁天島を縦貫する水路を通っている。今切口から入ってくる外洋の高浪の影響を避けるためであろう。航路長は五十三丁五十間(5.9km)と注記してある。新居沖合の東西に二つ並んだ島には、沖の島に「元アライ」、手前の島に「中アライ」と記し、それぞれ東西、南北の長さが書かれている。

今切口の広さは360間(655m)とある。これらの数字も参考にして、2万5千分の1の地図に絵図の配置をプロットし、海岸線を描くと図3が得られる。絵図で濃い色で表わされている街道と航路を破線で示した。住宅の密集する市街は斜線ハッチを入れて示した。中アライ、元アライの両島の南北と、弁天島北方の陸地は、すべて明治中期以後の埋め立てによってできたものである。

安政元年(1854)11月4日の「安政東海地震」の津波は、新居、舞坂両宿にも来ている。新居は関所が大破し、付近の潰家10軒、半潰家31軒を出している。溺死者14人を出した。舞坂は全宿浸水したが、全戸517軒のうち流失8軒、壊家8軒と被害は比較的少なかった。この地震による地変は舞坂付

近と雄踏町(宇布見)に沈下の記事があるだけである。

この「近世期の新居関所、新居宿」の図と、宝永四年(1707)地震の津波の後、「中アライ」から移転する前の図と比較して、宝永津波がいかにげしいものであったかを見てみよう。

近世前期の浜名湖

近世前期の浜名湖口の地形は、明応7年(1498)の大津波によって形成され、宝永4年(1707)の大津波に至るまで続いた。この間慶長9年(1609)に中程度の地震津波があり、また延宝8年(1680)、元禄12年(1699)に高潮の害を受けて小規模な地変がおきている。上述の「浜名湖口変遷図」の第四図には元禄12年以前の、第五図にはそれ以後の様子がえがかれているが、両図は関所と宿場の位置がちがうだけで地形には大差はない。その第五図を図4に示す。両図を地図にプロットしたものを図5に示す。元禄12年(1699)以前の旧関所は「阿礼の崎」とよばれる岬の先端付近にあった。元禄12年8月15日の高潮は、関所を殆んど全壊してしまった。それで元禄14年、旧関所の二丁(220m)西の藤十郎山に移転した。外洋からの高波を避けて半島北側を選んだのであろう。これに伴って関所の西に隣っていた新居宿城町の289軒もともに移動した。これを中新居という。

図5にはこの両時点の様子を一枚の図に示してある。この新居宿の移動に伴って舞坂・新居間の航路が27丁(2.9km)から1里(3.9km)に延びた。このせっかく新築した関所も宿場もわずか8年後宝永地震の津波で移転を余儀なくさせられるのである。図3と図5を比較してわかるように宝永4年(1707)10月4日の東海大地震に伴う津波は、この新居宿のあった半島の根元を海に変えてしまった。このとき関所は全壊し、一般の家屋も当時805軒のうち241軒流失、107軒破壊、溺死24人というありさまであった。そしてこの半島部分が2つの島になってしまったことは図3に見る通りである。津波ののち関所と宿場は、当時人の住居のまばらであった中之郷の現在地に移転した。

なお宝永4年から102年前の慶長9年(1605)12月16日の夜にも地震と津波があった。「当代記」という文献に舞坂に泊った者の証言が引用されており、それによると、当時100軒ほどであった橋本で70軒が流失したという。この当時すでに新居が宿場の形をなしていたことは、慶長7年6月の「路次中駄賃之覚」という文書の存在で明らかである。上の証言中には橋本の被害だけを述べて自分の泊った舞坂や、その中間の新居宿の被害には言及していない。これはこの二つの宿場の家屋の被害が橋本より相当軽かったためと考えられる。

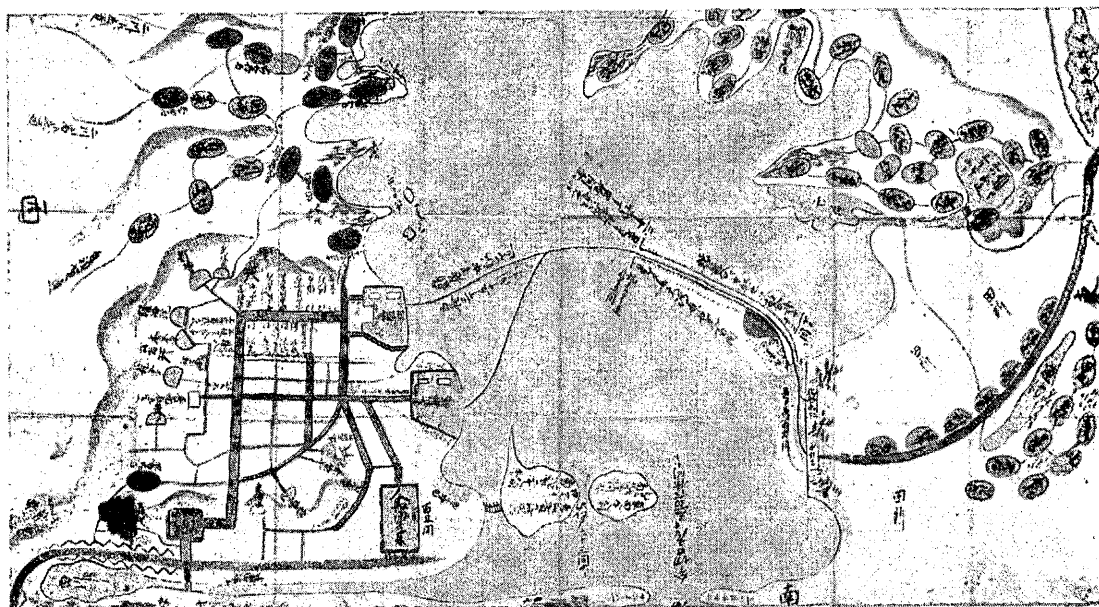


図2 明治初期、舞坂と新居渡船が通っていた頃の新居宿、関所の周辺図(資料提供・原田吉太郎)

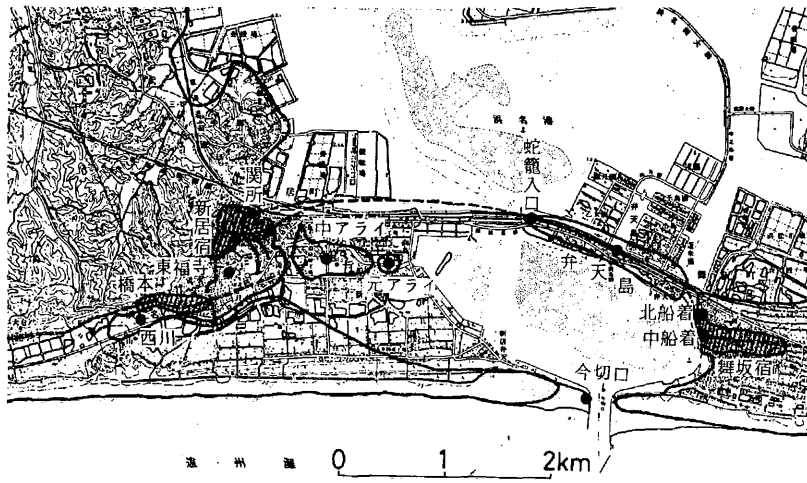


図3 近世後期の東海道と湖口

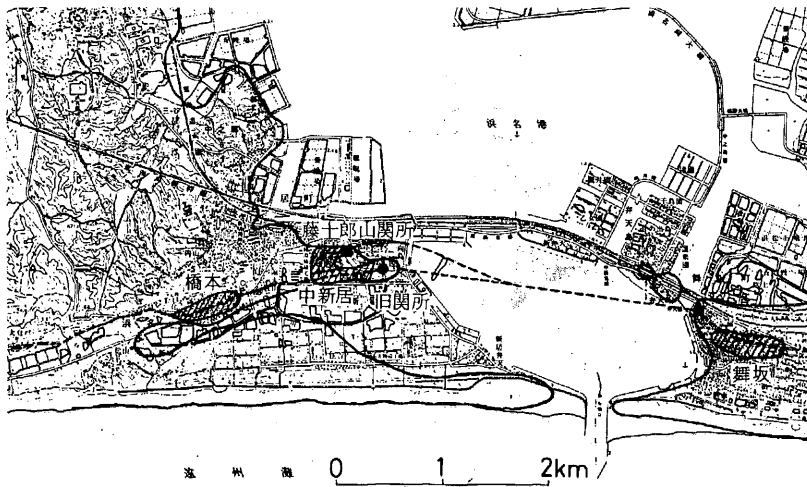


図5 近世前期の東海道と湖口

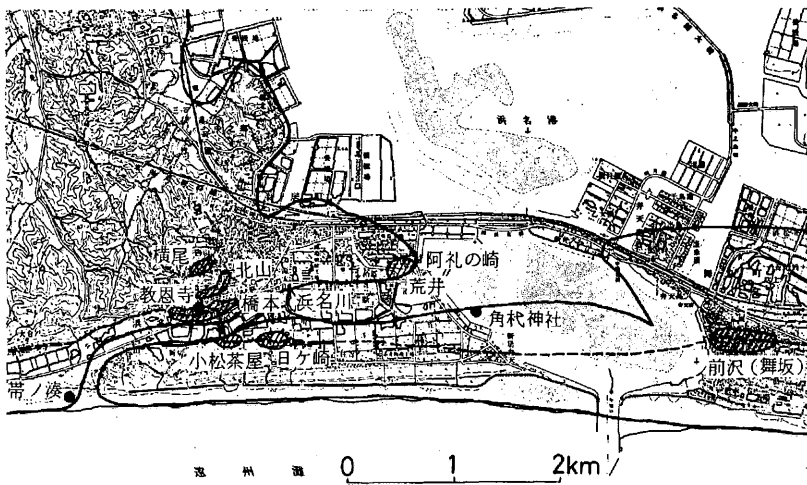


図7 中世期の東海道と湖口

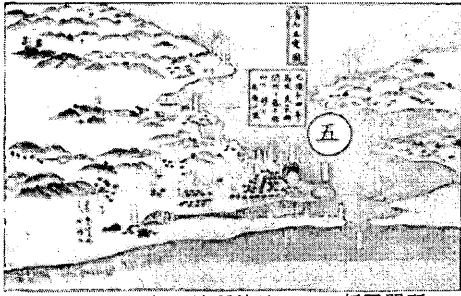


図4 宝永4年、地震津波による新居関所の中之郷移転以前の図(新居関所蔵)

さて図5によると津波の被害は海辺にあった舞坂や、半島先端にあった新居の方が橋本より被害が軽かったというのは一見奇妙なことにみえる。実は橋本の南を流れる西川は時代をさかのぼるほど幅が広がったらしく、慶長津波当時にはV字型の湾をなしており、橋本がちょうど津波のエネルギーの最も集中する湾奥に位置していたため、ここでより大きな被害が出たのではないかと考えられるのである。

中世期の浜名湖口

図6は疋田櫃治氏所蔵の絵図(「わがまち・あらい」から転載)で、明応7年(1498)8月25日の地震津波以前のようすが描かれている。「わがまち・あらい」にはこのほか二、三の同様の絵図があり、それらの知識を総合して地図にプロットすると図7のようになる。この図と図5とを見比べると、地形の変化があまりにはげしいに驚か

されるであろう。明応地震の前には湖の水は浜名川という川を通して海に流出していた。そして東海道は橋本と小松茶屋との間に架っていた浜名橋で横切っていた。旅人は渡船する必要がなかったのである。橋本の地名もこの「浜名橋」のためにあるのに由来するという。当時橋本と、その北側の北山、それに対岸の日ヶ崎は、それぞれ橋本千軒、北山千軒、日ヶ崎千軒といわれるほど繁栄した宿場であったという。新居の名の起こりとなった阿礼あれの崎みさきのところ、後世元アライと記されたあたりに荒井の集落があった。その位置は近世期の新居関所の十二三丁(1.4kmほど)東であったという。浜名川の河口には帯ノ湊という港があり、現在の松山付近に当たっている。そして日ヶ崎から前沢(当時舞坂はそうよばれていた)にかけては北に湖、南に海を見る砂の道がつながっていた。当時浜名湖は淡水湖であった、ということは外海の最高潮位の際にも海水が浜名川をさかのぼって潮に入らなかったということである。つまり浜名湖の水位は外海より1メートル以上高かったのである。また舞坂は後世のように海に面していなかった。図に示すように湖岸線はずっと北側を通過していたのである。

明応7年(1498)8月25日南関東から東海地方の沖合にかけて震源域をもつ巨大地震がおこり、沿岸は大津波におそわれた。この時浜名湖全体が沈下し、今切口が開いて海水が湖に入り、浜名湖



図6 明応7年8月の地震津波以前の湖口(資料 疋田櫃治氏所蔵)

は塩水湖となった。その翌年、明応8年6月10日には、東海地方伊勢湾を中心として洪水におそわれた。その高潮が今切口から湖内に侵入し、それまでおだやかな内陸湖であったためまったく高波に無防備であった湖岸の各村落が被災した。宇布見（図1参照）の村民は丘上の金山神社に逃れて助かった。それ以来この神社の祭礼日は6月10日となった。湖北の佐久米の沖合、高瀬というところにあった村落も湖底に没した。そして繁栄をほこった橋本も、北山、日ヶ崎とともに完全に流失し、一部の村民は東北の方から湖につき出た半島の先、村櫛に移住した。村櫛とは「村越」の意味であるという。また湖口にあった角避彦神社（もとの正確な位置は不明、図7の角杖神社のことかともいう）の神靈が細江町気賀に漂着したと細江神社の由来記は伝えている。「尾崎孫兵衛の先祖はこの高潮の時みかんの木の枝に引っかかってようやく一命をとりとめた。その子孫は今も橋本に住んでいる」と宝永5年、新居関所の関司富永政愈は書き残している。京都に住んでいた高位の公家飛鳥井雅康はこの大変な時期に富士見物に出かけ、往復2度この地を通っている。彼の遺した和歌集の紀行文「富士歴覧記」によると、彼は明応8年6月1日、往路の途次にあつて湖の西岸鷺津（図1参照）の本興寺に着き、翌2日、宇布見へ船で渡っている。これは実に宇布見に高潮がおそうわずか8日前のことである。ここで彼は鷺津から、湖口付近を避けて船で直接宇布見まで渡った事実に注目しよう。もはやこの時浜名湖口は前年の地震津波のために今切の口が開いていたことを間接的に証言しているのである。彼は帰路6月10日小夜中山を通り13日曳馬野（浜松北方）を出立し、15日白須賀の塩見坂まで来ている。したがって彼は13日か14日には高潮に被災したばかりの湖岸の村落を見たにちがいない。しかし彼の文にはそのことは一切述べられていない。そのため明応8年6月10日に高潮が来たというのはウソであつて、実は明応7年8月25日に地震津波が湖口をやぶり、そのまま湖内に侵入して湖岸各地にまで被害が及んだのを後世何かの理由で明応8年6月10日と日付を誤って伝承されたのだという説がある。しかし筆者は豊橋や桑名地方に明応8年6月10日に洪水があつたという記録を見つけた。また橋本や宇布見に伝えられた伝承の素朴さから

この日高潮があつた事実を否定することはできないと考える。やはり地震津波と高潮は別の日におこっているのだ。飛鳥井雅康の紀行文は実は「どこどこに着く」「そこでよんだ歌」という世俗離れした和歌集である。高潮におそわれた民衆の悲惨なありさまなどこの本にふさわしい内容ではなかつたのである。

鎌倉時代以前の浜名湖口

明応時代以前、この地方の地震、津波、高潮のことを書いた文献はほとんどない。まして信頼のおける絵図など全くない。しかしながら平安時代の中ごろから鎌倉時代、中世前期の浜名湖口が近世のように湖が海に開いていて旅人は渡船していたのか、あるいは明応以前のように湖が閉じていて、ただ川で海とつながっており、旅人は橋を通して容易に往来できたのかということなら、判定する材料がある。京都と鎌倉、あるいは東国の間を旅した貴族や僧侶たちの紀行文である。

まず堯孝法印は永享4年（1422）9月16日ここを通つた。彼の「富士紀行」に「浜名橋をうちわたして」とあるので湖は閉じていたのだ。阿仏尼は「いざよひの日記」の中で弘安3年（1279）この地方を西から東に通つたことを記している。浜名湖口は橋を通つたとも船で渡つたとも書いてないが天竜川では渡船によつたことを明記しているのでやはり浜名湖付近は容易に通過できた。つまり橋があつた。すなわち湖は閉じていたのだ。

源親行は仁治3年（1242）やはり橋を渡っている（「東関紀行」）。源光行も貞応2年（1223）4月11日に橋を渡つたことを明記している（「海道記」）。そして有名な「さらしな日記」の作者菅原孝標の娘は1017年ここを東行した時「くろき（黒木か？）をわたしたりし」が3年後寛仁4年（1020）上京する時には「跡だにも見えず、船にてわたる」と書きのこしている。しかしこの文も浜名湖口の情景をのべた前後の文を見比べると決して近世のような今切が開いて1里余の長い渡船をしたのではなく、その川を船で渡つたと言っているにすぎないことがわかる。つまりこの時も湖は「閉じて」いたのである。

古代の浜名湖口

貞観4年（862）遠江国浜名橋が修造された。橋の長さは56丈（1丈=0.3mとすると約170m）、広さを1丈3尺（同3.9m）である、と「三代実

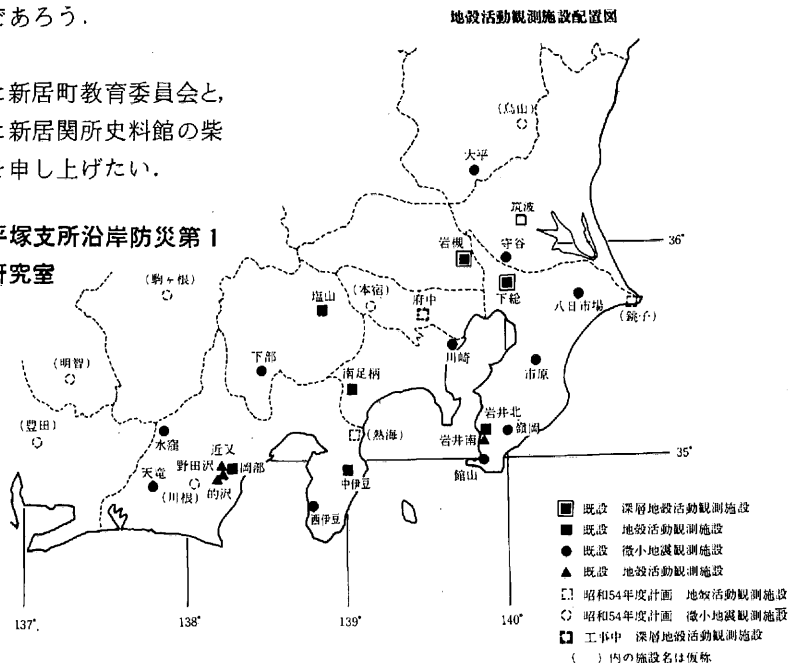
録」に記されている。「橋本」の名の真の由来となった橋は実にこの古代の橋にまでさかのぼるのである。そして浜名湖が浜名川を通じてのみ海とつながっているという「閉じた」状態は、明応7年(1498)以前、実にAD 862年にまでさかのぼってたどることができるのである。ところが「文徳実録」嘉祥3年(850)8月、角避彦社を官社に列する詔の条に「湖一口あり、開塞常なし、湖口塞れば則ち民水害を被むり、湖口開けば民豊穰を致す。或は開き或は閉じ神之を実す」とあり、この年代以前に湖口が閉じたり開いたりした時期があったことを示している。

むすび

ここ二、三年、筆者は古文書から防災の知識をさぐるという方向に研究を進めてきた。そして一つの古文書をより正確に読むためには災害に関係のある史料だけ調べるだけでは不十分であって、各時代の常識や、地元に住む人達の常識、それに文献の素性に関する知識が不可欠であることを強く感じるようになってきた。浜名湖口は東海地方の中心に位置しており、歴代の巨大地震、津波の害を最もきびしく受けてきた。また交通の要衝にあったため信頼のおける古い記録や伝承が豊富に残っていた。武者金吉などによって集められたこの地方の地震史料の記事も、ここに述べた地形と村落の変遷史の知識が基本にあってはじめて正当な評価を下すことができるであろう。

絵図転載をお許し下さった新居町教育委員会と、数多くのご教示をいただいた新居関所史料館の柴田澄雄氏には心からのお礼を申し上げたい。

Yoshinobu Tsuji · 平塚支所沿岸防災第1研究室



国立防災科学技術センターの動き

●関東・東海地域における地震予知観測網の整備

地震予知連絡会によって、観測強化地域に指定されている関東・東海地域において、当センターでも図のような観測施設を配置して観測を行なっている。

観測施設は、微小地震を調べる地震計と土地の傾きを調べる傾斜計をセットした地殻活動観測施設(既設11箇所)と地震計による観測を行なっている地震活動観測施設(既設11箇所)の2種類がある。これらの観測施設で採れた記録は、電電公社の専用回線を利用して筑波研究学園都市にある当センターへ刻々と送られてきて処理・解析を行なっており、その結果は地震予知連絡会が地震防災対策強化地域判定会などに報告を行なっており、昭和54年度には、地殻活動観測施設2箇所と地震活動観測施設6箇所の建設を行なう予定である。

小笠原硫黄島の火山現象 2

熊谷 貞治

火山活動の監視

火山の性質を平常からよく知っておき、異常現象の検出を行なうことが火山噴火予知を行なう第一歩である。

そこで、硫黄島に関して現在どのような火山活動の監視体制がとられているかを富士・伊豆南方火山系に属する他の主な火山島と比較すると表1に示すようになる。観測・調査の項目数からみると硫黄島は他の火山島に比較して多いが、常時連続観測は地震・地盤傾斜の2項目にすぎない。

本島が他の火山島に比して特に注目されることは(1)年間平均30cmに及ぶ地盤の異常隆起量 (2)年間 3×10^{23} エルグに達する熱エネルギーの放出という状態にあることである。静穏期にある火山とし

てはこれらの地盤変動量、熱エネルギー放出量とも非常に大であり、火山研究の推進及び島の安全対策上から今後観測・調査の強化・拡充を図る必要がある。

ここで、これまでの観測・調査から得られた成果を要約すると次のようになる。

- (1) 地盤の隆起速度が1940年代を境として年間11cmから30cmと増加している。
- (2) 地震活動では、初期微動の時間分布を1968年(昭和43年：米国から本島が返還された時)当時と現在とで比較するとそのピークが時間の短い方にずれている(硫黄島とその周辺地域に発生した地震で、大略の初期微動時間が3秒以下のものを対象とする)。

表1 富士・伊豆南方諸島火山系に属する主な火山の
これまで実施された観測・調査項目

項目 \ 火山名	三原山	新島	神津島	三宅島	八丈島	青ヶ島	鳥島*	西ノ島*	硫黄島	南硫黄島*
地震観測	○			○			※	※	○	※
水準測量	≡	※	※		※			※	≡	
辺長測量	≡							※	≡	
地磁気観測	○				※	※	※	※	※	
重力測定								※	※	
火山ガス等分析	※			※		※	※	※	※	
噴気温度等測定	※			※		※	※	※	≡	
地形調査							※	※	※	
地質調査					※				※	
熱流量測定									※	
断層変位測定									≡	
地盤傾斜観測									○	
潮位観測	○		○	○	○				※	
変色域調査										※

凡例 *：無人島
○：常時観測
※：臨時観測・調査
≡：定期的観測・調査

出典：主として、気象庁(1975)：日本活火山便覧

- (3) 硫黄島全体の平均的熱放出量の推定値は、1925年(大正14年)当時は 2×10^8 cal/sec. cm²(江原：1976)であったが現在は 3×10^8 cal/sec. cm²(江原：1976)と増加している。硫黄島全体の年間の熱エネルギーの放出量は 10^{23} エルグとなり、短時間に放出すれば、1970年の秋田駒ヶ岳の噴火規模(4×10^{22} エルグ)よりやや大きい噴火となる。このような多量の定常的な熱放出は、硫黄島に大規模な噴火が発生しなかった理由と考えられる。
- (4) 硫黄島で、これまで測定された噴気の最高温度は、1935年(昭和10年)には102℃であり、現在は120℃と高くなっている。
- (5) 水蒸気爆発の発生回数は1922年(大正11年)～1944年(昭和19年)の22年間に3回、1957年(昭和32年)～1978年(昭和53年)の21年間に7回であった。1945年(昭和20年)～1956年(昭和31年)の間には水蒸気爆発が発生したという報告は見当らなかった。

水蒸気爆発の発生回数が、地盤の隆起量が増加した時期でなく、しばらくしてから多くなったというこの時期のはずれに何か意味があると思うが検討していない。

さて、これらの結果を総合判断すると、地下のマグマは、近年更に地表に接近してきているといえよう。また、これらの観測・調査の結果から硫黄島で大規模な火山噴火が起る場合の前兆現象として次の様なものが考えられる。

- (i) 地盤の隆起量が更に加速し、それに伴う断層変位・地盤の傾斜が急激に変化し、その量が増大する。
- (ii) 火山性地震の増加、震源の上昇及び地震波形の変化など地震活動が活発化する。
- (iii) 噴気孔からの噴気量の増加とその温度の上昇、地熱地帯の拡大や新しい地熱地帯の発生、熱流量はかなり増加する。
- (iv) 或は、(i)～(iii)の火山現象が逆に沈静化する傾向に転じたときも、定常的な火山活動によるエネルギーの放出を抑制する何等かの変化が地中で起きたものと考えられるので、蓄積されたエネルギーが火山噴火となって一時に発生する可能性もあるので警戒しなければならない。

このような前兆現象を把えるため、現在、地震・地盤傾斜の連続観測、断層変動・噴気温度の定期観測及び刃長・水準の不定期的測量が行なわれている。しかし、地震・地盤傾斜等の観測は不十分であり、観測網の整備を早急に行なう必要がある。また、地盤隆起の連続記録のための潮位観測、熱エネルギー放出量の連続観測など必要な諸観測施設を早急に整備し、火山噴火予知の体制の早期実現を図る必要がある。上記の点が改善され観測研究が推進されるならばその成果は本島のみならず、他の火山の研究にも資することができると期待される。

硫黄島の火山防災対策

硫黄島の火山噴火予知手法の確立は今後の課題であるが、前述した諸観測施設の整備によって大規模な火山噴火の前兆現象を把握した場合に問題となるのは、絶海の孤島である硫黄島の防災対策である。もし、噴火の規模が全島の物的であると推定された場合、全員が島から脱出する必要がある。ただし、その時期の判断は非常に難しい。滑走路が使用出来る場合は航空機による脱出が可能であるが、時期を逸すれば、断層・陥没孔の生成により滑走路は使用不能になるであろう。しかし、早期に脱出すると火山活動の状況判断が困難となるため、帰島の安全性を確認することが難しくなるという問題も生ずる(脱出後、相当期間に火山噴火がない場合など)。ここでは一応最悪の事態を想定して、この島から居住者の脱出方法について検討してみる。

硫黄島には港湾はないし、滑走路も使用不能になるとすれば、固定翼機や通常の船舶による他地域からの救援は困難である。回転翼機(ヘリコプター等)を本土から飛行させるには途中の天候が問題となろう。とすれば、ヘリコプター搭載可能な船舶が硫黄島近海まで出動し、ヘリコプターにより在島者を船までピストン輸送する方法である。時期を得て出動すれば、他地域からの救援方法としては有効であろう。このように他地域からの救援を待って脱出する方法もあるが、噴火の時期を的確に知ることが出来ないと非常に困難となる。そうなるとやはり自力で脱出する方法が良いであろう。1968年(昭和43年)には、海岸にゴムボートを備えておき、そこまで徒歩で脱出する訓練を

行ってみた結果約1時間でたどりついたというが、緊急の場合にはこの方法が最も实际的であり確実に役立つと思われる。いうまでもないが、常備する船は少なくとも在島者（常駐の人員の他、臨時に在住する員数も含める）全員を収容し、父島までの外洋を航行する能力があり、常時は砂浜で待機できるものでなければならない。次に脱出の経

路であるが、居住区から旧南波止場にいたる道路（図1参照）が、現在（1979年）までに地熱地帯や断層群もなく、過去において火山噴火の履歴もなく、この島で最も安全な脱出路と考えられる。（つづく）

Teiji Kumagai · 第3研究部地表変動防災研究室

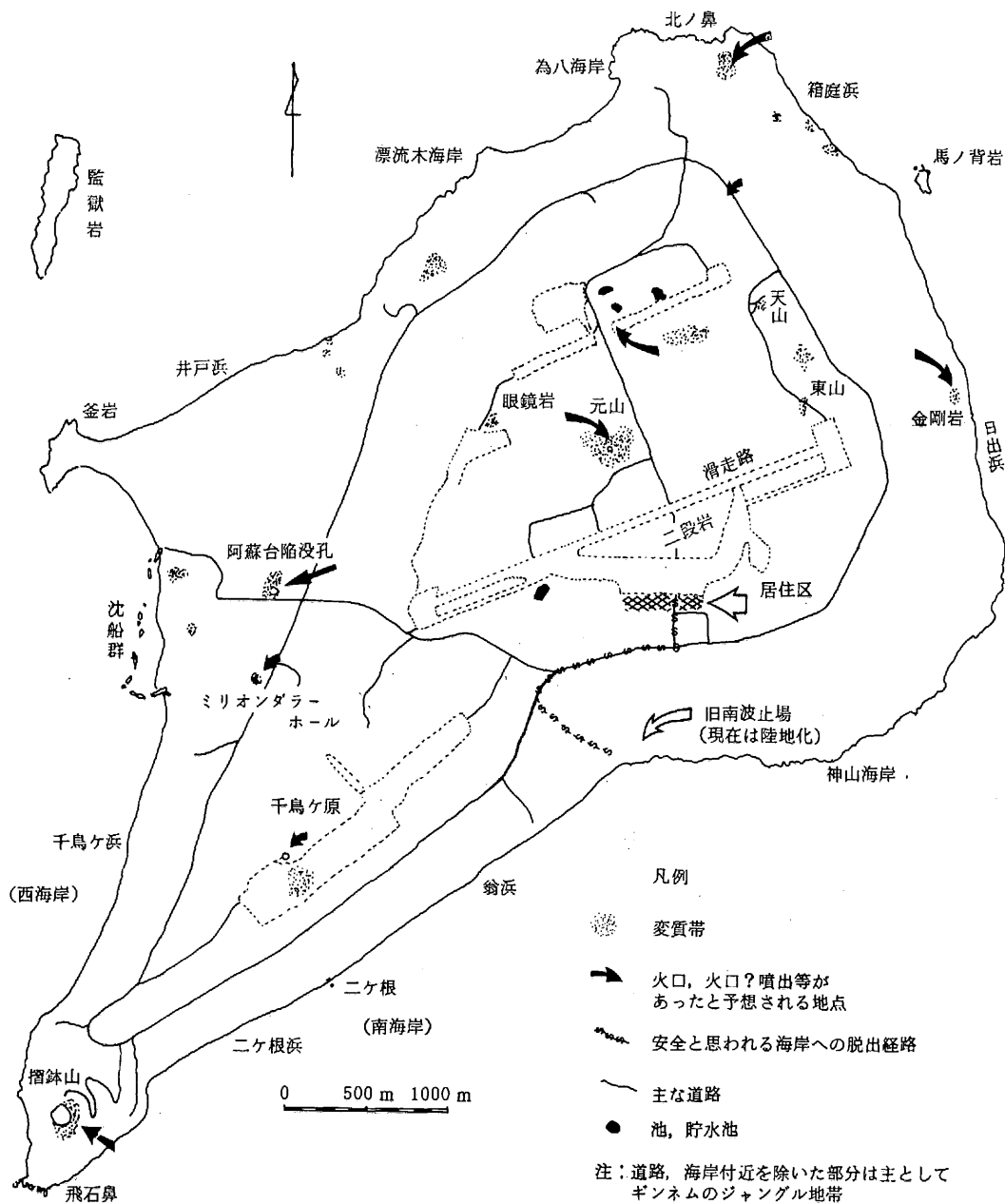


図1 火山列島硫黄島概要図

東京の地震予知の研究 (5)

第2研究部

このシリーズでは、首都圏南部の地震予知の計画から、深層地殻活動観測施設「岩槻」の作井目的、ならびにそこから得られた新しい知見について述べてきた。

今回は“東京の地震予知の研究(4)”(防災科学技術No32)で取り扱った「岩槻」の4.1.2章 坑井地質 A) 地質概要 の手続きで、検層ならびに「岩槻」周辺の地下の地質構造について述べる。

なお、「下総」、「府中」の2つの深層地殻活動観測施設については、前者はすでに完成し観測を開始しており、後者は観測井の掘削が完了し、55年度後半の観測開始を目的に観測機器等の整備が進められている。

東京を囲むこれらの3点の深層地殻活動観測網の完成によって、首都圏南部の地震予知研究は更に一層推進されることが期待されている。

4.1.2 (B) 検層結果

検層は電気・音波等の物理的手段によってボーリング孔内の深度ごとの測定を行ない、地下の地質構造を解明するもので、おもに石油開発の分野で使われてきた手法である。この手法を用いるこ

とによって実際には目で見ることができない地下の状況を地表で知ることができる。検層には、測定する物性の違いによって種々のものがあり、基本となる物理的原理もさまざまである。表1に「岩槻」でおこなわれた検層の一覧表(第4回と重複)を示す。

(i) 電気検層

電気検層は、約50年前、フランスのConrad SchlumbergerおよびMarcel Schlumbergerの兄弟によって発明されたもので、泥水で充された坑井内に電極を挿入し、自然電位および地層の電気比抵抗を測定するものである。自然電位は、坑井内を移動する電極と、地表に設置された固定電極との間の電位差が、両者の間に挿入された電位差計によって測定される。この記録はSP曲線と呼ばれる1つの曲線で示されが、これは一般に非浸透性の泥質岩のところでは平らになり、砂質岩のような浸透性の岩石のところでは正、あるいは負の振幅を生じる。これによって地下の岩石を類推することができる。

「岩槻」の測定結果の一部を図1に示す。次に、比抵抗の測定は地層中の導電率(比抵抗の逆数)の相違を測定するものである。一般に、地層中には間隙水および吸着水として水分が含有されているが、その量およびその中に溶けている塩分の濃度は地層によって異なっている。そのため、それぞれの地層特有の導電率をもつので、地層の判定に役立つ。この目的のため記録された「岩槻」の測定結果の一部を図1に示す。

(ii) 音波検査

音波検層は、音波発振器から一定間隔(普通1秒間に10回)で発信される音波が一定の長さの地層内を伝わる時間を測定・記録するものである。一般に地層下部のものほど音波速度が速くなる傾向があり、密度との間に密接な関係がある。「岩槻」の音波速度は1.5~5.6 km/secを示し、上部から2 km/sec, 3 km/sec, 5 km/secの3つの層に

表1 検層実施状況

種目	実施深度	備考
電気	m 0~300	インダクションまたは比抵抗及び自然電位
	300~2,600 2,600~3,510	
音波	300~2,600 2,600~3,510	受信点間隔1フィート
地層傾斜	300~2,600 2,600~3,510	
密度	2,100~2,600 2,600~3,510	
坑芯傾斜	0~3,510	坑井完成後
温度	0~3,510	坑井完成100日後坑口より坑底にむけ測定
セメント ボンド	0~300 300~2,600 2,600~3,510	各セメンティング作業終了 48時間以上経過後

WELL LOG 1/2000
 - SHINSO JISHIN
 WELL KANSOKU SEI
 FIELD IWATSUKI
 SPUDDED S.46.2.25
 RELEASED S.46.5.28
 COMPLETED S.46.7.18
 ELEVATION $\begin{matrix} G.L. & T.L. \\ 8.486 & 12.860 \end{matrix}$
 X - 8215.70 Y - 8592.40 (S)
 - 8244.79 - 8617.55 (E)

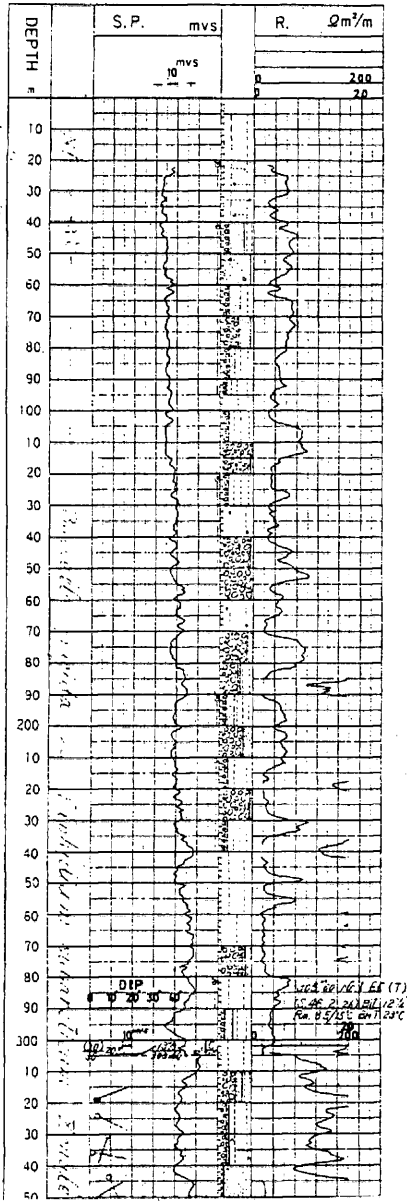


図1 電気検層図 (一部)

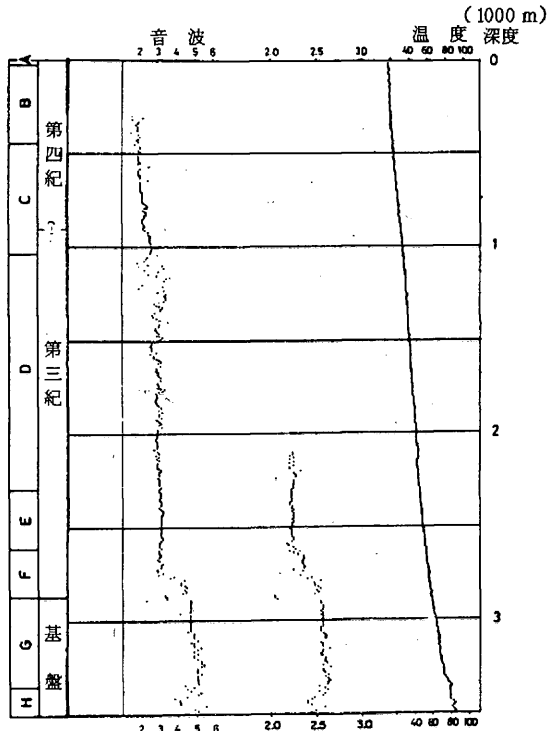


図2 各種検層結果一覽図

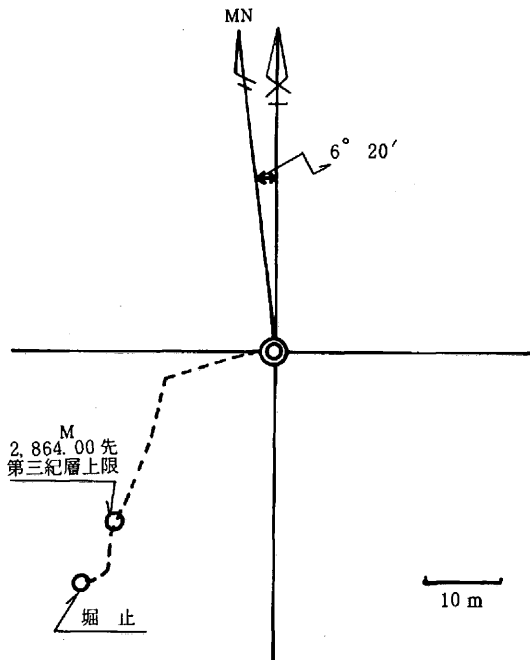


図3 坑芯図 (岩核深層地殻活動観測井)

大きく区分され、それぞれ第四紀層、第三紀層、基盤にはば対応する。(図2)

(iii) 密度検層

特定エネルギー領域の γ 線のコンプトン散乱は密度に比例するため、特定の γ 線を放射して、検出器までの距離を一定とし、 γ 線の吸収の程度を検出すれば密度を知ることができる。「岩槻」では密度検層は2,100 m以深のみおこなわれた。測定の結果、音波検層と同様に、地層が古い程、密度が高くなる傾向が見られ、F層を漸移層として、第三紀層と基盤の間では密度は2.2から2.6へと変化している。(図2)

(iv) 温度検層

これは文字通り坑井内の温度を連続的に測定・記録するものであるが、坑井完成から100日後に測定された。これは細い白金線をつけた電極を坑井内に降し、温度によって変化する白金線の電気抵抗を温度に変換して連続的に測定・記録する方法である。このようにして得られた「岩槻」の坑井全体の温度勾配は $2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ である。特にG、H層の境、深さ3,275 mから3,350 mの間の75 mで地温が 72°C から 80°C まで急激に上昇している。また坑底における温度は 82°C であった。(図2)

(v) その他の検層

「岩槻」で行なわれた他の検層としては、キャリパー、地層傾斜、抗芯傾斜、セメントボンダがある。地層傾斜検層に関しては前回述べているのでここではふれない。キャリパー、セメントボンダ検層はそれぞれ坑壁の崩壊状況、セメンチングの度合を調べる検層である。抗芯傾斜の測定の結果、坑底は坑口から38.46 m南西にずれている。これから坑口と坑底の全体としての平均傾斜角は $37.8'$ となり、坑底での $1^{\circ}10'$ に比べて半分である。その理由は傾斜方向が深さとともに回転していることによる。また地層傾斜検層の結果の一部は図1に示されている。

(c) 地質構造

第4回の坑井地層ならびに検層結果から得られた「岩槻」の各地層の深度のデータを近接する深

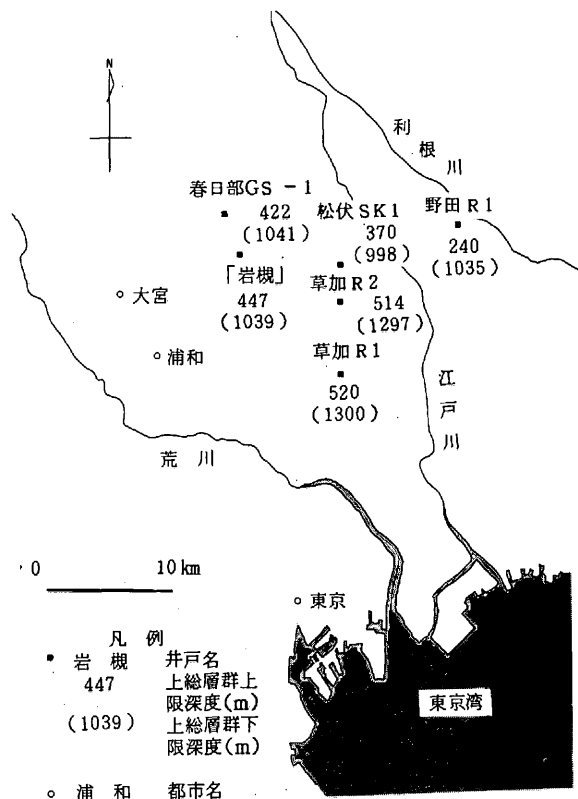


図4 岩槻付近の深井戸分布図

井戸のデータと比較してみよう。近いところに存在する深井戸としては、春日部GS-1、松伏SK-1、野田R1、草加R1、草加R2の5本の深井戸をあげることができる。それぞれの分布を図4に示す。関東平野の地質構造は、地下深く埋没した“中央構造線”を境として、花崗岩の分布が特徴的な北部と、三波川結晶片岩帯ならびに秩父古生層とそれに続く地層が帯状に分布する南部とに分けられる。これらの岩石を基盤として、この上に新しい地層が不整合で、先上総新第三系、上総層群(第三紀から第四紀にわたる地層)、成田層群(第四紀の地層)、有楽町層(第四紀の地層)の順に重なる。全体の構造は盆状を呈し、中心部付近がもっとも深く、周辺部に行くに従い、成田層群、上総層群、先上総新第三系の順に地表に露出してくる。岩槻はこの盆状構造の北部に位置している。図4の各井戸の数字は上総層群の上限と下限の深度を示している。まず成田層群と上層群の境は、野田の井戸で240 mと浅く南と西に行くに従い深くなる傾向がある。図5からも同様の傾向が認められる。ただし上総層群の基底は南に行

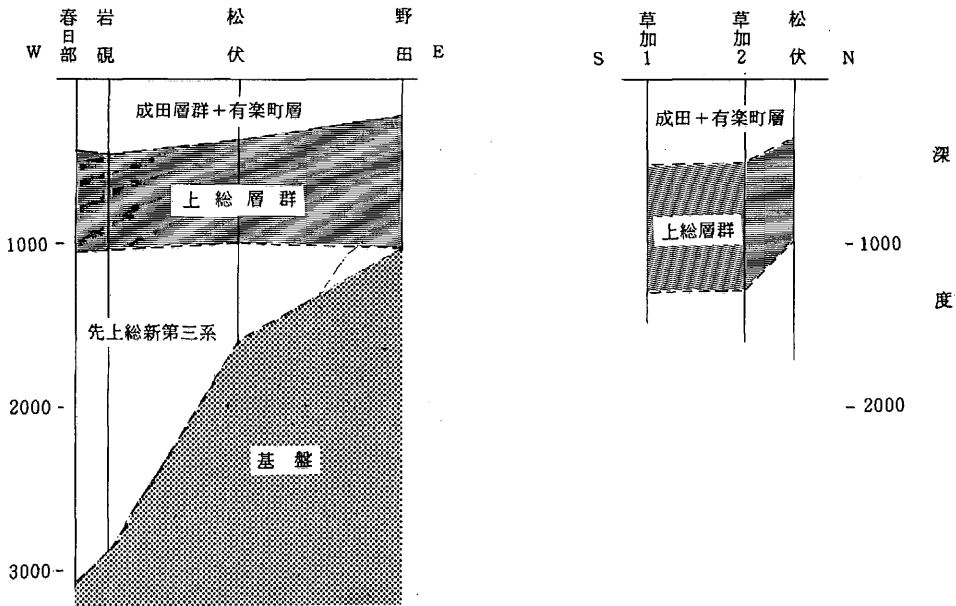


図5 岩槻付近の地質構造図

くと深くなるが、東西方向ではほとんど変わらない。これは上総層群が東側で厚くなっていることを示している。また基盤深度は大きく異なり2,000m以上の差がある。この結果、先上総新第三系は東側では堆積しなかったか、してもごく薄いものであるといえる。ただ松伏と岩槻あるいは春日部の間には南北方向の大きな断層が存在する可能性が強く、先上総新第三系がそのまま続くかどうか疑

問である。

このように関東平野地下の地質構造は徐々に解明されてきており、これらのデータは地下深所における微小地震及び地殻傾斜の観測とあいまって、首都圏南部の地震予知並びに地震による地盤振動特性に関する研究の基礎的データとして、重視されている。

(つづく)

お知らせ

当センターでは、本年度の防災科学技術講演会を下記の要領で開催する予定です。平塚市図書館は、東海道本線平塚駅から徒歩約10分のところにあります。多数ご参加下さい。

日時 昭和54年10月19日(金) 13時20分から17時まで

場所 平塚市図書館ホール(入場無料)

主催 国立防災科学技術センター、平塚市

プログラム

あいさつ	13時20分-13時25分	平塚市長	石川京一
平塚支所の歩みと防災	13時25分-13時35分	国立防災科学技術センター平塚支所長	岩田憲幸
地震予知と防災センターの役割	13時35分-14時10分	第2研究部長	高橋博
相模湾周辺を襲った歴史地震・津波	14時10分-14時45分	平塚支所沿岸防災第1研究室研究員	都司嘉宣
休 け い	14時45分-14時55分		
浅井戸の水位と地震	14時55分-15時30分	神奈川県温泉地学研究所長	大木靖衛
地震警報に対応する震災対策	15時30分-16時05分	第4研究部長	渡辺一郎
平塚市の防災対策	16時05分-16時40分	平塚市建設部道路補修課主幹	石原豪
討 論	16時40分-16時55分		
あいさつ	16時55分-17時00分	所 長	大平成人

あなたの家庭は大丈夫ですか

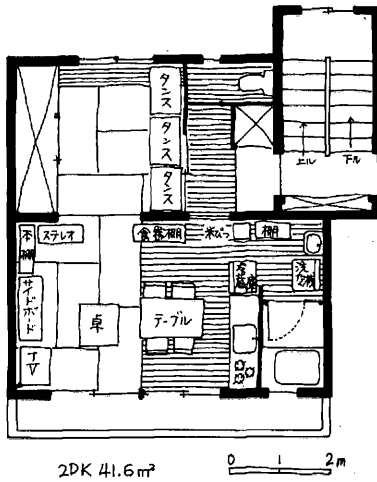


図1

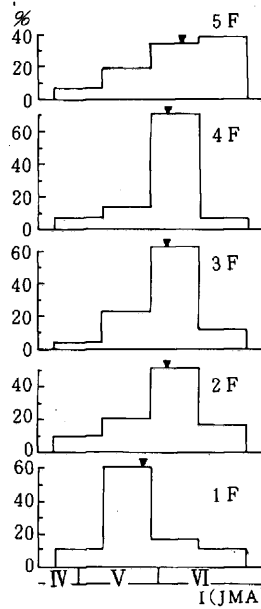


図2 各階の震度

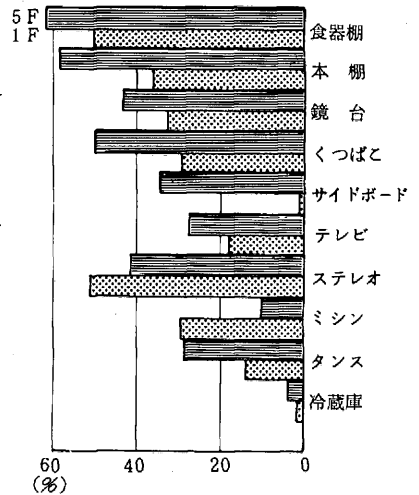


図3 家具の転倒等

昭和53年6月12日に起こった宮城県沖地震を対象に、北海道大学工学部の太田裕教授は、仙台市の日本住宅公団鶴ヶ谷団地において、地震時の震度と人間行動を中心にアンケート調査を行なった。その概要は次のとおりである。

鶴ヶ谷団地は、昭和41年から47年にかけて建設され、仙台駅の北北東4.5kmの丘陵地に位置している。アパートは鉄筋コンクリート造5階建31棟890戸からなり、このうち、14棟390戸が今回調査の対象となった2DKタイプである。

今回の地震では、鉄筋コンクリート5階建の建物本体には構造的被害はみられず、壁に微細な亀裂が入った程度であったが、玄関脇に仮設されたブロック造の自転車置場の倒壊が目についた。この地区の震度は、アンケートの結果から震度Ⅳ（この調査に関する震度の表わし方については原著を精読されたい）と推定された。

アンケート調査は、6月24日から27日にかけて、地震時に主婦が家庭に居た2DK118戸を対象とした。また、1戸当りの専有面積はベランダを含めて41.6㎡とせまいため、各部屋間の間仕切をはずして、ひと続きの空間として使用している例が

多かった（図1）。

調査の結果、建物の各階ごとの地震の強さは図2のとおり、上階に行くに従って震度は大きくなり、1階と5階では地震時のゆれにかなりの差があることがわかった。このことは家内の家具の倒れ方を見ても明らかである（図3）。家具が地震の時に倒れ、そのため室内がどのようなかについては、図1のとおり各家庭における家具の配置が壁面に沿って並び、残された空間が通路として居室と玄関が結ばれている（図4）。これが、地震後には図5のように変化する。室の間仕切壁に沿って置かれた家具が倒れたため、地震の前に通路として使用していた空間が寸断されてしまっている。1階と5階を比較すると図6のように残された空間は明らかに5階の方が少ない。

このような状況のもとで人々はどのように行動したか。図7は地震の前に人（118人の主婦）がどこにいて、直後にどこにいたかを示したものである。直前には明らかに夕食の準備という一つのまとまりがあるが、直後には混乱が起っている。そのため、けがをした人が約2割いる。

以上のようなアンケート調査の結果から、室内

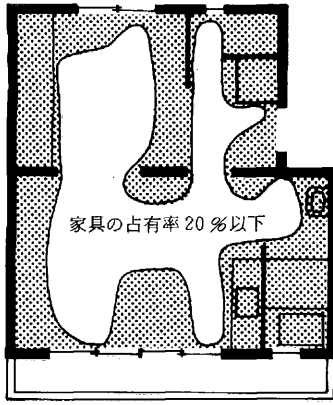


図4 地震の前

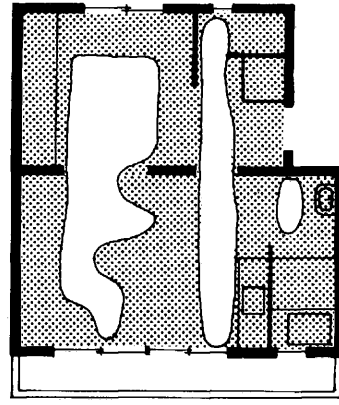
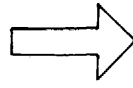


図5 地震の後

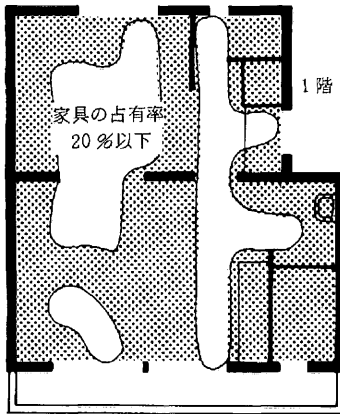
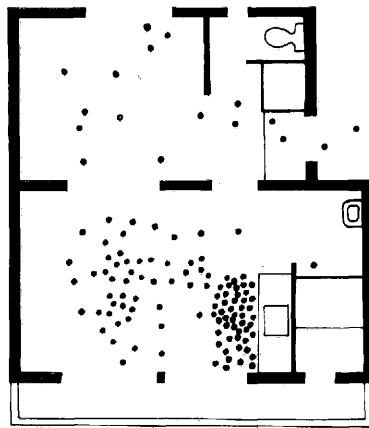
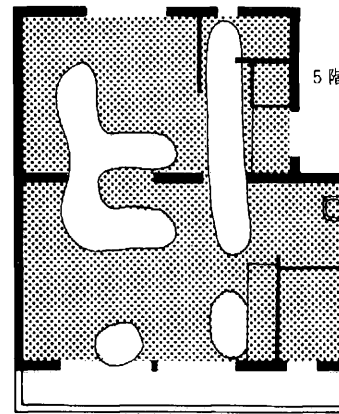
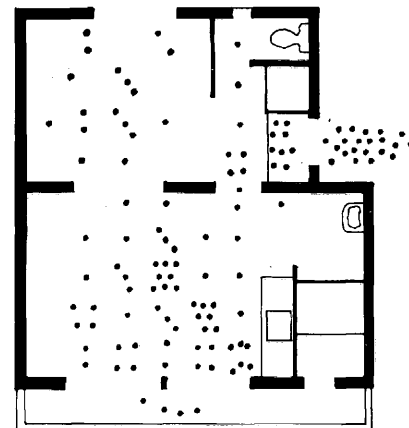


図6 地震後の自由空間



直前の位置



直後の位置

図7 主婦の行動

に置いてある家具は地震の時には動くものだという考えで、家具の配置、固定、また寝る位置の確保などを心掛ける必要がある。また、火気については地震のゆれが続いている間に2個以上の火を

消すことは相当に困難であることも明らかになった。科学技術庁資源調査所：1979；地震動強さと人間行動

(小見波正隆)

防災科学技術

No.35

昭和54年9月20日 印刷

昭和54年9月25日 発行

編集兼
発行人

国立防災科学技術センター
茨城県新治郡桜村天王台3丁目
TEL (0298) 51-1611(代)

印刷

前田印刷株式会社
