

川崎市久末の灰津波災害の発生機構について*

飯 島 弘**

目	次		
1. まえがき -----	1	4. 灰津波発生についての推論 -----	7
2. 川崎市久末付近の自然条件 -----	1	4.1 崩壊した石炭灰の特性 -----	7
2.1 下末吉台地の地質 -----	3	4.2 灰津波発生時の状況 -----	8
2.2 関東ロームの土質特性 -----	4	4.3 台地と石炭灰の地下水の挙動 -----	8
2.3 久末付近の台地の地下水 -----	5	4.4 灰津波発生メカニズム -----	11
2.4 下末吉台地周縁の谷田の水利 -----	5	5. まとめ -----	11
3. 灰津波発生に至るまでの経過 -----	6		

1. まえがき

1965年6月26日午後9時45～50分、川崎市久末大谷(おおやと)の谷頭部に捨土された石炭灰が突然崩壊し、谷中にあった新しい住宅群を埋没した。その惨状は詳細に報道された。

人口の大都市集中の動きにつれて、都市周辺地域は宅地造成をはじめとする大規模な自然条件の改変が進められている。特に最近における計画の大規模化、土木機械の大型化により、自然改変の度合および改変の速度は急速に増大している。その反動として、都市域地盤災害も深刻の度を加えつつある。経済・社会活動の活発な都市に発生する災害の多くは自然と人為の要素が入り組んで、明確な因果関係を捕えがたいのが普通である。この困難さをもたらす第一の原因は災害を意識する前と後の基本的な各種実測資料を欠くことにある。

この報告は地下水の挙動を手がかりとして、灰津波発生機構について推論・考察を加えたものである。一般的な例にもれず、ここで取上げる灰津波災害の場合にも信頼できる実測資料は皆無に近く、多くの仮定の上になたざるを得なかった。しかし必要な資料について、正確な実測を累積することにより推論の精度を向上することは可能であろう。

この報文の表題および中文に灰津波という言葉を用いている。それはこの語が崩壊時の様相を巧みに表現しているだけでなく、崩壊の発生機構の中に地震発生から津波到達までの間にある時差に似たものが降雨から崩壊までの間にあったと推論されたのであえて用いた。

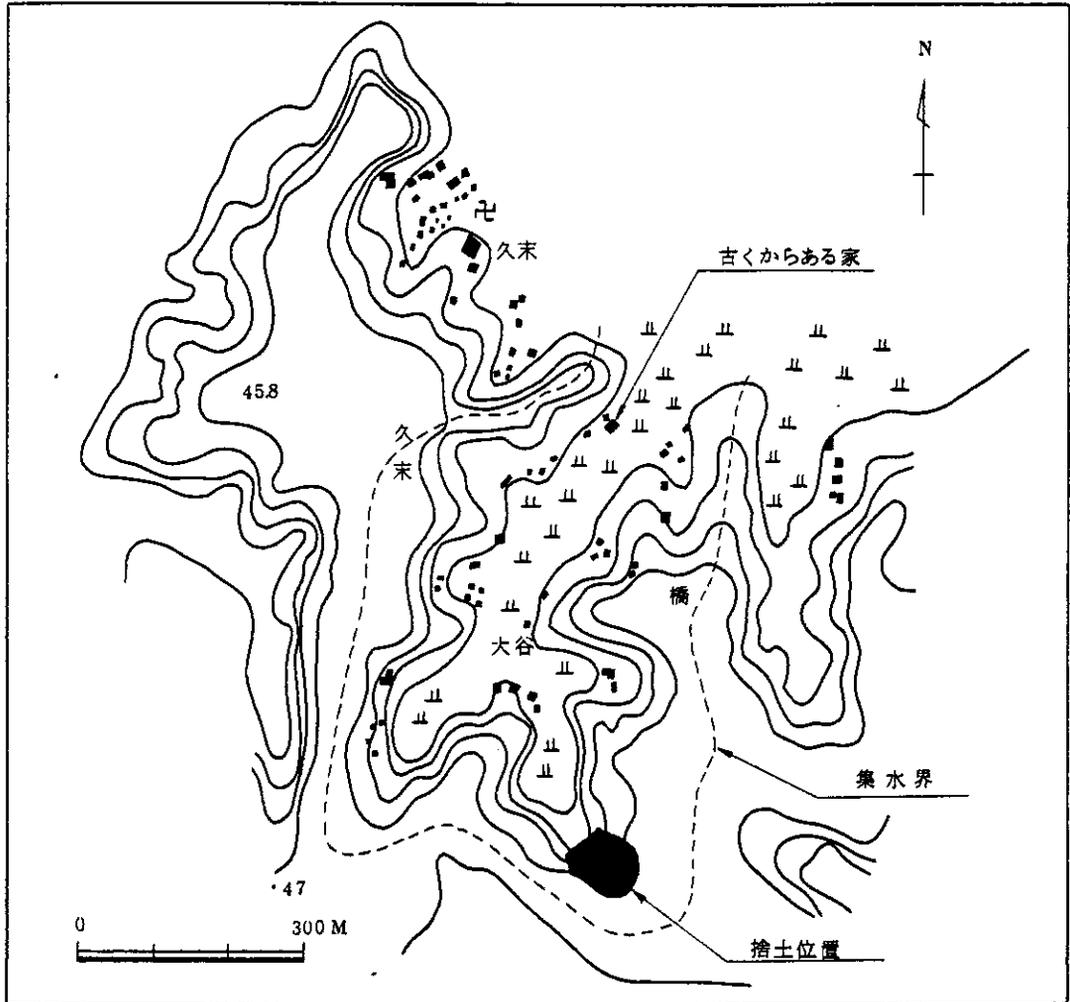
2. 川崎市久末付近の自然条件

灰津波は下末吉台地の東端近くで樹枝状に入り込んだ谷奥に発生した。下末吉台地とは横浜市鶴見区下末吉付近の台地を模式地として付けられた名称である。久末の台地と模式地との間に鶴見川があり現在は分離

* H. Iijima: On the Mechanism of the Accidental Fly-Ash Flow at Hisasue, Kawasaki City, Kanagawa Prefecture

** 国立防災科学技術センター第2研究部地表変動防災研究室

しているが、元来は一連の台地であった。下末吉台地の頂面には浸食をまぬかれた平坦面が残っているが、多くの小谷に刻まれて複雑な地形を呈している。多摩川の沖積地にのぞむ下末吉台地東端では標高40m前



図一 川崎市久末付近地形図

後、西方の多摩丘陵に接する付近では標高50~55mに達する。台地の東端部には鵜ヶ谷・大谷・後谷戸・殿谷戸・寺谷など台地を刻む小さな谷に由来する地名を多くみる。これらの谷の面積はほとんどが10ha以下で1950年代の空中写真によれば水田として利用されていた。当時からある住宅の分布をみると、水田面より数m高い谷の斜面に立地しているものが多い。住宅の立地を決定する要素にはいろいろ考えられるが、生活のための水を得ることの難易は条件の一つと考えられる。取水技術の未発達時代に谷斜面の中位付近から冬期でもかかれることなく湧出する湧水は利用しやすいものであったと考えられる。

2.1 下末吉台地の地質

下末吉台地東端部付近の代表的な地質柱状図を図-2に、露頭の写真を写真-1に示す。下末吉台地は、第3紀層ないし洪積層の基盤をおおい、海成の下末吉層および3層のローム層よりなっている。

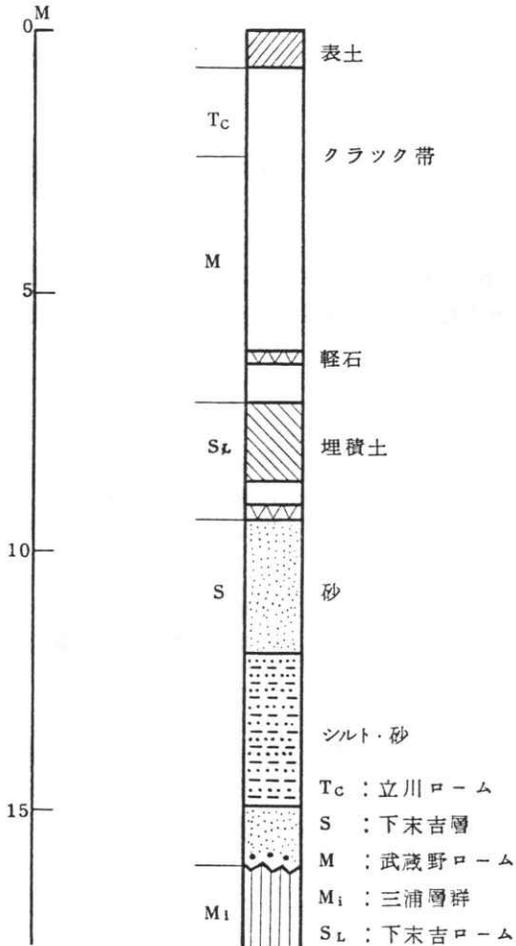


図-2 標準地質柱状図(関東ロームによる)

1) 基盤層群

台地の基盤は鮮新統三浦層群の上部層および上部洪積層よりなる。台地東部の末吉付近では三浦層群の砂層が、久末付近では泥岩が基盤を構成している。基盤を不整合におおって海成下末吉層が分布する。不整合面は局部的に凹凸に富むが、その標高は横浜西部で30~40m台地東端の日吉方面では15mぐらいまで低下する。久末の付近では標高25m付近に不整合面が認められる。一般に基盤岩類は難透水層である。



写真-1 台地断面を示す露頭、手前の植木の先端付近に基盤(三浦層群)との不整合面がみえる。

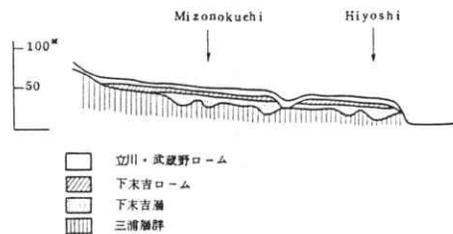


図-3 下末吉台地の地質断面図 (関東ロームによる)

ii) 下末吉層

下末吉層は上記基盤層の波食台ないしその沖合に堆積した浅海性堆積物である。台地の東部に行くほど層厚を増し、久末付近で5~8m, 日吉付近では10mを越える部分もある。一般には基盤の凹所を埋めるれき層, 中部の砂・シルト層および上部の粗粒砂層の3部層に分けられる。

iii) 下末吉ローム層

下末吉台地に分布する最下位のローム層で, 下末吉層の上部砂層を整合におおう。久末付近では厚さ3m前後で, 上部に黒色の埋没土じょうが認められる。

iv) 立川・武蔵野ローム層

下末吉層を不整合におおって分布する。久末付近の台地には8m前後の厚さで発達する。立川・武蔵野ローム層の境界付近にはクラック帯が存在する。

2.2 関東ロームの土質特性

下末吉台地に分布する三層のロームのほかに, さらに噴出時代の古い多摩ロームを加えて関東ローム層と総称されている。ロームとは土質工学の定義によれば次のような粒度組成(重量百分率)の土をさしている。

砂	:	30 ~ 50 %
シルト	:	30 ~ 50 %
粘土	:	0 ~ 20 %

関東ロームと呼ばれる赤土について粒度分析を行えば, 上記定義に該当しない部分も相当にある。しかし第四紀(10⁵年)以降の火山活動によりもたらされた火山灰が浅海ないし陸上に堆積した地層群を指して関東ロームという名称は盛んに用いられている。

i) 関東ロームの骨格構造

関東ロームの大部分は火山灰が陸上に堆積したもので, 水中堆積物とは異なる骨格をもつ。関東ロームの構成粒子は, かんらん石・輝石・角閃石・石英・長石類などの結晶や粘土化した火山ガラスおよび非晶質のアロフェンなどが骨格を形成し, 風化生成物がそれらを膠結している。

ii) 間げき比

間げき比 e は土の空げき部分の容積と土粒子部分の比と定義されている。関東ロームについての多数の実測によれば $e=3\sim4$ の範囲にあるものが多い。普通の沖積粘土の間げき比が $e=1.5\sim2.5$ の範囲にあるのと比べて非常に大きい。これはi)の骨格構造と関連をもつと同時に次によれる浸透能あるいは保水性と密接な関連をもつ。

iii) 含水比

含水比 w は次のように定義される。

$$w = \frac{W_w}{W_s} \times 100$$

ここに w : 含水比(固体部分に対する%), W_w : 水の重量, W_s : 固体部分の重量

関東ロームの自然含水比は80~180%の間にあり, 平均は110%前後と考えられている。

iv) 2) 雨水の浸透能と透水性

蔵田²⁾によれば, 関東ロームは層厚わずか1mで100mm程度の連続降雨を飲みこみうる浸透能力をもつといわれている。また地表部等を除き常時一定の含水量を保持し, 直接地下水面上昇せしめるためには, 少なくとも, 50mm前後の連続降雨がなければならぬと述べている。

各地の砂質ロームの実測から関東ロームの透水性は60~150cm/dayの範囲にあると考えられる。

2.3 久末付近の台地の地下水

台地の地下水のあり方は、台地を構成する地質と地形に支配される。以下、久末付近を中心とする台地の地下水の特性を列挙する。

i) 下末吉台地は地質の項でふれたように透水性の悪い基盤層が比較的浅い所にある。したがって台地の地下水面は基盤との不整合面より高い位置にあり、台地の周縁部には地下水面の不連続面が存在している。すなわち台地東端の日吉付近でも不整合面は標高15 mを有し、がけの斜面に露出し、沖積平地の不圧地下水面との間に十数mの落差があり、斜面に湧水がみとめられる。

ii) 台地の浅層地下水は、台地上への降雨によってかん養される不圧地下水である。

iii) 地下水面の形態は地形に支配され複雑な形をとっている。

iv) 台地の下末吉層は滞水層となりうる。基盤層の埋没谷に当る部分には砂れき層が分布し、れき径φが5~20 cmに達することもある。

v) 台地表面をおおう関東ローム層は特異な土性を示す。すなわち、空げき量は他の土に比べて大であり保水性・透透能ともに大で、有力な地下水保持層となっている。

vi) 山本³⁾によれば関東地方の台地の不圧地下水の水位変化は、2~3月に最低水位になり、8~9月に最高水位になるという。また最高水位に達する直前の7月に二次的な低水位期のあることを指摘し、関東地方の降水量の季節的配分と調和的であると述べている。(図-4参照)

久末付近の台地の不圧地下水の水位変動もほぼ同様な傾向をたどるものと考えられる。

2.4 下末吉台地周縁の谷田の水利

1955年に修正測量を行なった1万分の1地形図から概測すると、灰津波の発生した久末の大谷にも約7 haの谷田がみられる。付近の地形および谷田の規模から考えて水田の用水を他から引いてくることは考えがたい。したがって7 haの水田の用水は3.25 haの集水区域に降る雨によりまかなわれていたと考えるのが妥当である。(図-1参照)

日本農業と水利用(1960)¹⁾によれば、わが国の水田用水は要かんがい期間を3か月とみて、

$$10,000 \sim 14,000 \text{ m}^3/\text{ha}$$

を使用しているという。したがって7 haの谷田に要する水量は

$$70,000 \sim 98,000 \text{ m}^3 / 3\text{か月}$$

となる。つぎに水の循環について単純化して考えると次の関係がある。

$$\text{降水総量} = \text{表面流出量} + \text{大地蒸発量} + \text{地下浸透量}$$

ここで、

$$\text{表面流出量} : \text{降水総量の} 30\% *$$

$$\text{大地蒸発量} : \text{年間 } 800 \text{ mm}$$

と仮定する。灰津波の発生した大谷の谷には、雨水等を一時貯留するための溜池などの設備は認められない。そこで、統計的な雨量から表面流出量を算出してみる。図-4に東京(1876~1950)・横浜(1897~1955、ただし1923を除く)の月降水量の累年平均値を示す。主かんがい期と考えられる6月・7月・8月の3か月間の横浜における降水量を合計すると517 mmとなる。この地区の3か月間の表面流出量をSとすれば

$$S = \{ 517 - (800 \times 3 / 12) \} \text{ mm} \times 3.25 \text{ ha} \times 30 / 100 = 34,400 \text{ m}^3 \div 34,000 \text{ m}^3$$

となる。

* 飯田延男 : 水理地質学, p.208によった。

すなわち、7haの水田の用水70,000~98,000m³に対し表面流出量は34,000m³前後と考えられる。両者の差36,000~64,000m³は、一度地中に浸透・保留され、徐々に湧出する地下水によって補われていたものと推定される。

試算によって得られた補給水量の幅が大きく、仮定条件に疑問の点もあるが、この谷田において地下水の占める重要性は理解できよう。図-4に示す関東地方臨海地帯の降水特性は、12月・1月が最少降雨期に当り、9月に最大のピークがある。しかし7月に例外なく二次的な谷がみられることは注目すべき点である。稲の育成過程で比較的用水量が増し、蒸発・蒸散量がふえる時期に、雨量が減少する傾向がある。換言するならば、谷田の用水の地下水に依存する割合が最も増大すると考えられるのは7月と推定される。

台地の地下水位変動に関する実測資料がないのが残念であるが、常識的に考えて、1965年5月は例年より地下水位が上昇し、台地周縁から浸出する地下水量はふえ、同時に浸出の時期も早まったことが推測される。

3. 灰津波発生に至るまでの経過

石炭灰の捨土の経過および灰津波発生前後の気象状況については、東京管区異常気象報告第6巻第2号(1965)²⁾にふれられているので以下に抜粋する。

i) 石炭灰の捨土の経過

1964年10月 : 谷頭部に石炭灰の捨土開始。

1965年の初め : 捨土の高さ約20m、幅70m
奥行100mに達する。

1965年2月11日 : 市当局は捨土中止を指示。しかし捨土は続行された。

1965年4月23日 : 市当局は業者に防止工事を指示。これに対し業者は石炭灰斜面上の高さ15m付近に流出防止の段をつけ、ふもと(住宅側)に1m程度の流れ止め板をつけた。

1965年6月26日 : 21時50分ごろ事故発生。

ii) 1965年6月26日~27日の気象概況

熱帯性低気圧と東支那海の低気圧が共に東進し、本州南岸に停滞していた梅雨前線が北上した。東京都では26日夕刻から降り出した雨は23時ごろからしだいに強さを増し、27日1時20分すぎには毎時20mmを越す強雨となり4時ごろまで続いた。

神奈川県下では26日夕刻より降り出したが、23時ごろから雨勢が強まり夜半すぎから27日夜明けにかけて、毎時30mmを越す強雨となった。横浜における1時間降水量は図-5のとおりである。

また事故発生前1週間の降水状況について、横浜および事故現地に最寄りの観測所である溝ノ口における観測結果は次ページの表のとおりである。

図-6の降水量は、横浜の当日の9時から翌日9時までの日降水量を示す。6月26日に107.7mmに達する降雨が記録されているが、上記引用と図-5から、主たる降水は事故発生の21時50分以後にあった

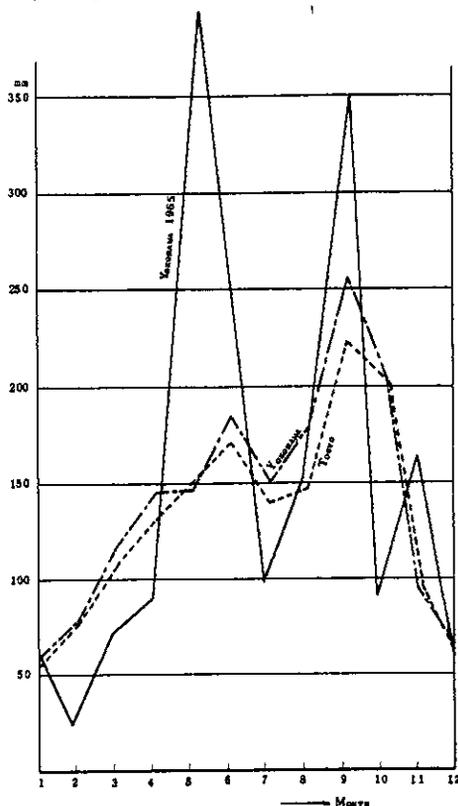


図-4 月降水量の累年平均値と1965年の月降水量

日 地名	6月20日	21日	22日	23日	24日	25日
横浜	0.0	10.6	6.4	-	-	0.2
溝ノ口	7.5	6.9	1.2	-	-	-

(単位：mm, 日界 9時)

ことがわかる。溝ノ口の資料，横浜の1時間降水量から推定して，現場付近の6月23日以降6月26日21時50分の事故発生に至る4日間の総降水量は3mm程度であったと考えられる。

次に，図-4にみられるように1965年の月降水量は1月～4月の間は例年より少なく，5月に入って約400mmの降雨があった。しかも5月中旬～6月初旬には40～60mmの連続降雨がみられた。(図-6)これが地下水に与えた影響は大であったと考えられる。

4. 灰津波発生についての推論

4.1 崩壊した石炭灰の特性

ここでいう石炭灰とは微粉炭を燃焼するとき発生するもので，高温で加熱されるので表面は融解してガラス化している。セメントの混和剤として利用されているフライアッシュとは，この石炭灰の微粒部分を精製したものである。セメントにフライアッシュをある程度混入すると，強度の低下をきたすことなく未凝固状態のコンクリートの流動性が増大する。これはフライアッシュの形状が球形に近く，流動性の増大に寄与するためと考えられている。

次にこの石炭灰について酒井⁵⁾が土質試験を行なっている。

粒度組成：シルト質ローム(シルト質66%)

液性限界：測定不能

この土質試験結果から石炭灰の土質的特徴として次の諸点をあげることができる。

- i) 石英の比重2.65などと比べて，きわめて軽い土であること。
- ii) 微粒子を多く含む組成でありながら，液性限界試験・塑性限界試験が適用できなかったことは，他の同組成の土に比べて粒子間の結合力，すなわち粘着力がきわめて乏しいこと。
- iii) 間げき比が0.92ということはゆるい状態で堆積していること。
- iv) 強度的にも弱いこと。

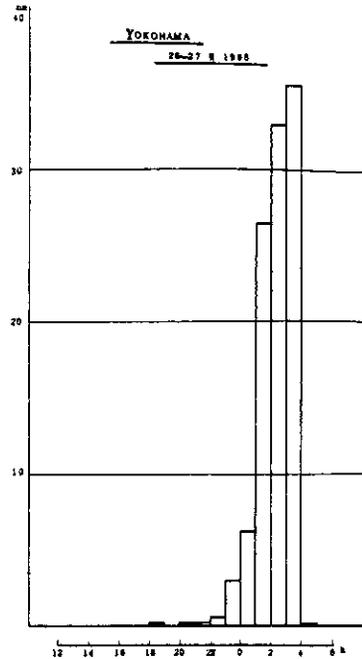


図-5 1時間降雨量(横浜)

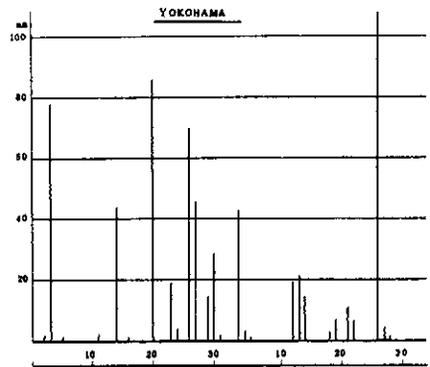


図-6 1965年5月～6月の日雨量(9時～9時)

塑性限界：測定不能

間げき比：0.92(深さ40cmの試料)

含水比：42%(")

一軸圧縮強さ：0.2 kg/cm²(")

比重：2.06

4.2 灰津波発生時の状況

酒井の記載によれば崩壊・流出した土量は約40,000 m³と推定され、流出した土は下流数百mに達し、2~3mの厚さに堆積していたという。このような流出状況から盛られた石炭灰の内部は水で飽和されていたのではないかと推定している。

また前記、異常気象報告の記述によると「石炭灰はあっというまに数百mの谷を走り、その間退避の予知などできなかった」と表現されている。

これらの記述から推論すると、石炭灰は崩壊発生と同時に液状化し水に近い状態で傾斜2°~3°の谷底を一挙に流下したものとみられる。

この状態に類似した崩壊・流出の型を示した盛土の例が新潟地震の報告書⁴⁾の中にみられる。すなわち、羽越本線221・240 km 付近の旧沼沢地上に高さ7mの砂丘の砂を使った盛土があった。この盛土が地震発生と同時に長さ150mにわたり破壊し、盛土の砂は液状化して、線路中心から115m離れた水田中にまで流出したという。ここで、盛土荷重により沼沢地堆積物は圧密沈下を起こしている、地震発生時には盛土下部の砂は地下水面以下にあり水で飽和されていたものと推定されている。この場合の液状流動化の原因は地震による振動であることは疑問の余地はない。今回の灰津波には振動の原因となるような記録は見えない。

しかし盛土が破壊する際に液状化して流動した上記2例から、共通的な条件を引出せば次の3点である。

- i) 土が砂ないし砂状の土、換言すれば粘着力の乏しい土である。
- ii) 土はゆるく盛られている。
- iii) 土の相当部分が水で飽和されている。

4.3 台地と石炭灰中の地下水の挙動

灰津波発生現場付近の地下水のあり方については前項でもふれた。さらに地下水の挙動と灰津波のメカニズムとの関連について推論を進めるために次の試算と観測を行なった。

i) 石炭灰が捨てられる以前の谷頭部の排水量

第1段階として石炭灰が捨てられる以前の谷頭部から排出される水量について試算を行なった。実測資料に乏しく、問題を単純化するために、二次元の問題として取り扱った。すなわち、地下水の供給は谷頭方向からだけであると仮定し、不透水層は傾斜していないものとして計算を行なった。図-7に示すように不透水層の表面に横軸(x軸)をとり、縦軸(y軸)に地下水位をとった。x=0の点は台地の地形上の分水界とした。

均一な透水性を有する地盤における不圧地下水の単位幅当りの地下水浸透流量qは定常状態の場合次式で与えられる。

$$q = -k \cdot y \cdot \frac{dy}{dx} \quad (1)$$

(1)式を変数分離によりとけば

$$q = k \frac{h_1^2 - h_2^2}{2x} \quad (2)$$

をうる。ここに

k: 透水係数(5×10⁻³ cm/sec)

x: 分水界からの路長(a=8×10³ cm)

h: 地下水位

である。h₁, h₂を与え、50mの谷頭幅から湧出

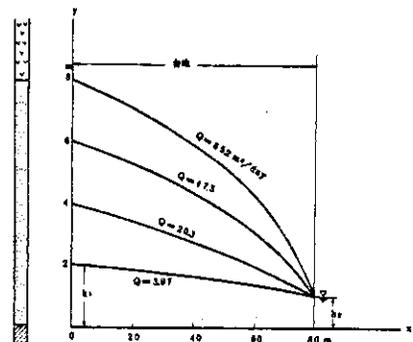


図-7 谷頭幅50mの水位h₁と排水量Qの関係(k=5×10⁻³ m/sec)

する日排水量 Q を示したのが図-7である。浸潤面低下曲線は次式によって与えられる。

$$y = \sqrt{h_1^2 - x/a(h_1^2 - h_2^2)} \quad (3)$$

図-7によれば $h_1 = 2 \text{ m}$, $h_2 = 1 \text{ m}$ のとき $Q = 3.97 \text{ m}^3 / \text{day}$

$h_1 = 4 \text{ m}$, $h_2 = 1 \text{ m}$ のとき $Q = 28.3 \text{ m}^3 / \text{day}$

$h_1 = 6 \text{ m}$, $h_2 = 1 \text{ m}$ のとき $Q = 47.5 \text{ m}^3 / \text{day}$

となるのがわかる。関東地方の台地の地下水面は年間を通じて数mの昇降を示すといわれているが、日排水量 Q は上記仮定条件下においても大きく変動することがわかる。

2.4節で水田の水収支について概算を行なった。その結果、用水中で地下水に依存すると推定される水量は $3,6000 \sim 6,4000 \text{ m}^3 / 90 \text{ days}$ と考えられた。そこで $6,000 \text{ m}^3$ の値をとり、台地周縁の延長 $2,200 \text{ m}$ から均等に湧出すると仮定し、谷頭部の幅 50 m から排出される水量 Q を算出すると

$$Q = 16 \text{ m}^3 / \text{day}$$

となる。

Q から逆に h_1 を算出すると

$$h_1 = 3.58 \text{ m}$$

となる。すなわち、地下水位が台地の分水界付近で不整合面上 3.5 m 前後にあれば約 $700 \text{ m}^3 / \text{day}$ の水が台地周辺から排出されうることを示している。

ii) 石炭灰が捨てられた後の排水量

i)と同じ仮定条件下で、台地から供給される地下水が石炭灰末端から排出される量を推定してみる。(1)式を積分して

$$x = -k_2 \frac{y^2}{2q} + C \quad (4)$$

ここで積分定数 C を決めると、図-8において

$$x = a + b \quad \text{のとき} \quad y = h_2$$

したがって

$$C = a + b + k_2 \frac{h_2^2}{2q} \quad (5)$$

(5)式を(4)式に代入すれば

$$x = \frac{k_2}{2q} (h_2^2 - y^2) + a + b \quad (6)$$

がえられる。ここで

$$b = 8 \times 10^3 \text{ cm}$$

$$k_2 = 1 \times 10^{-4} \text{ cm} / \text{sec}$$

と仮定して(6)式から各水位における排水量を算出したのが図-8である。

図-7と図-8から捨土前後の排水条件の変化の概況をみることができる。すなわち、捨土前は $h_1 = 6 \text{ m}$ のとき約 $50 \text{ m}^3 / \text{day}$ の排水が谷頭で考えられるのに対し、捨土後に石炭灰末端からの排水可能量は $h_2 = 0 \text{ m}$ としても約 $1 \text{ m}^3 / \text{day}$ と約50分の1にすぎない。

iii) 現地における観察と測定

事故発生から約1年後の1966年6月7日、現場で観察と湧水量の概査を行なった。谷頭部にはまだ崩壊をまぬかれた石炭灰が残っていたが、図-9に示す部分から湧水が認められ、事故後に設置された仮の水路によって排水されている。地点①における水は主として谷頭部分の延長 $150 \text{ m} \sim 200 \text{ m}$ の間から湧出したものとみられ、その水量 Q は $140 \text{ m}^3 / \text{day}$ 前後であった。下流の地点②では水量 Q は $160 \text{ m}^3 / \text{day}$ となっている。図に示すごとく谷の両岸部に数か所で湧水が認められ、i)の試算値に近い湧水量が確かめられた。



写真-2 事故発生から10カ月たった現地を台地から望む。中央にみえるのは事故の後に打たれたシートパイル。埋没した家屋15むねはシートパイルの下流で谷に曲がるあたりに建っていた。谷間に点在するのは古くからの農家。

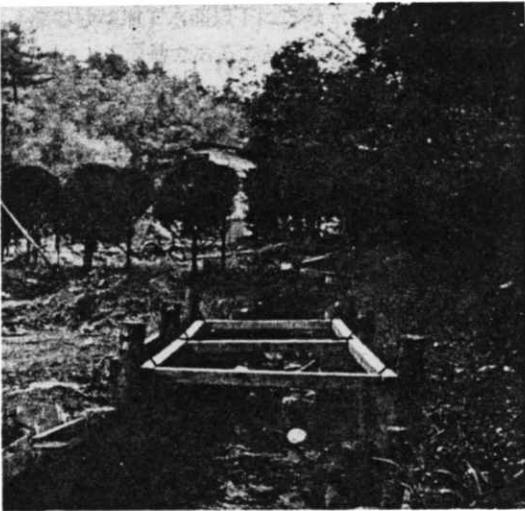


写真-3 事故発生後作られた排水路
谷頭から250m前後で1966年4月この程度の湧水が集められている。後にみえる家も内部は完全に破壊されている。

これらの資料から事故発生に至る間の地下水の挙動を推論する。ある期間、台地の地下水位(h_1)が一定であればii)の試算により石炭灰を浸透して排出される地下水量は供給可能量の約50分の1にすぎない。

もし石炭灰ちゅうを透過するより、容易に流れうる部分があれば、大部分の水はその部分に集中したと考えられる。

現地の観察によれば次の二通りの水みちが考えられる。

- a) 台地斜面と石炭灰の接触面
- b) パイピング作用により盛土内部に水みちができた。

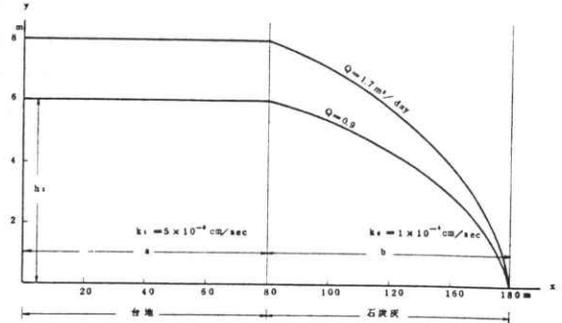


図-8 水位 h_1 と石炭灰末端よりの排水量 Q との関係

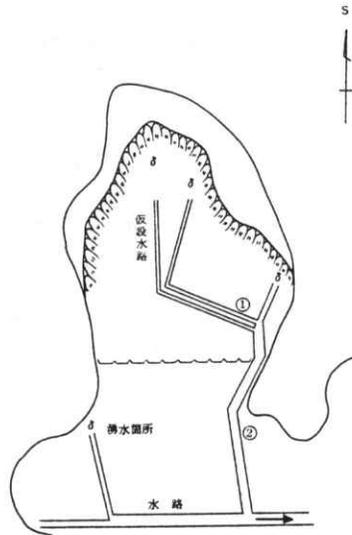


図-9 汲水箇所および測定箇所略図

a), b)とも十分に考えられるが, 事故後発掘された土管の存在および一挙に40,000 m³の崩壊を引き起こすメカニズムの可能性を考えるとb)の挙動がより優位であったと推定される。

4.4 灰津波発生メカニズム

水で飽和された土中を水が流動するとき, 土の骨格構造と水の摩擦により浸透圧が作用する。すなわち浸透圧は流線に沿う土に働く水頭差である。断面Aの土に対し長さLの区間に作用する浸透圧をPとし, 水頭差を Δh , 水の単位容積重量を γ_w とすれば

$$P = \Delta h \cdot A \cdot \gamma_w \quad (7)$$

となり単位容積当りの浸透圧をpとすれば次のごとくなる。

$$p = \frac{\Delta h}{L} \cdot \gamma_w \quad (8)$$

一方, 土に浸透圧が作用し, パイピングやボイリングを発生する限界条件は次式で与えられる。

$$i_c = \frac{G-1}{e+1} \quad (9)$$

ここに, G:土の真比重, i_c : 限界動水こう配。(9式によって問題の石炭灰の i_c を求めると $i_c = 0.55$ となり, 同一間げき比の砂に比べて約64%しかない。

ここで図-8の例について考えてみる。 $h_1 = 6$ m, $h_2 = 0$ mの浸潤面をとった場合, 平均動水こう配を i とすれば,

$$x = 177 \text{ m (のり先きから3 m) のとき } y = 40.5 \text{ cm, } i = 0.53$$

$$x = 178 \text{ m (のり先きから2 m) のとき } y = 35.2 \text{ cm, } i = 0.67$$

となる。すなわちのり先きから1~2 mの間に石炭灰の限界動水こう配 $i_c = 0.55$ を越える点があり, もしこの部分に空間があれば石炭灰が沸騰状態になることを示している。

次に事故直後の写真に谷頭から下流に埋設されている土管がみられた。この土管は谷頭部の湧水の一部を集めて下流に流すための施設と考えられる。したがって捨土開始からある期間は湧水を排出していたことは考えられる。捨土の進行につれ, 土管が埋設されたとしても, (8式)のLが小なる状態では, その延長部に水みちを作ることは容易と考えられる。すなわち, 崩壊直前の盛土状態において, 水みちなどを考慮しない条件下での上記試算においても石炭灰の先端部は不安定であり, かつ捨土の過程において水みちが形成される可能性は十分にあった。

以上の各種資料および仮定から灰津波発生メカニズムを次のように推論する。

- i) 1965年5月下旬以降の降雨によって, 石炭灰の盛土はかなり水で飽和されていた。
- ii) 石炭灰中に埋設されていた土管の先端からのり先に向かって水みちが形成されていた。これは捨土の進行につれて延長されていた。
- iii) 水みちが形成されるとパイピングが促進され, 水みち上部および先端の石炭灰が流失し, 盛土内部に空洞が発生した。
- iv) 空洞は, 土管に沿ってしだいに谷頭方向に拡大され, 動水こう配の増大と共に加速度的に進んだ。
- v) 空洞が谷頭に近づくと動水こう配の増大および透水断面の増大により, 水みちの排水量は急速に増加した。空洞の相当部分は水で満たされる状況を呈した。
- vi) 空洞上部の石炭灰の均衡が破れ, ブロック状に陥没した。
- vii) 間げき水圧は急上昇し, のり先き付近では噴砂をともない液状流動を発生した。

5. まとめ

灰津波災害の発生機構について各種の資料に基づいて, また多くの仮定をおいて考察を加えてきた。その要約は次のごとくである。

- i) 灰津波は背後の台地から供給された地下水の作用によって発生したもので, 事故発生当日の雨とは無

関係である。

ii) 台地をおおう関東ロームの特性および1965年5月下旬～6月初旬の連続降雨が、灰津波を発生せしめた地下水のかん養に最も深い関係をもっていたと考えられる。

iii) 捨土開始前後における谷頭部の地下水の挙動は大幅に変化した。

iv) 石炭灰盛土中に水みちが作られ、パイピング作用によって空洞が発生し、谷頭部に向かって進行していった。

v) 空洞上部の石炭灰が陥没し、間げき水圧の急上昇、せん断強さの減少を招き飽和状態の石炭灰は液状流動を発生した。

以上が本報告の要約であるが、メカニズムの核心にふれる部分の資料に乏しく、定性的・観念的な記述にとどめざるを得ない点が多かった。

終わりに水利・水理問題について適切なお助言を賜わった丸山第2研究部長、原稿の校閲をしていただいた大石研究室長および気象資料の収集について協力を惜しまれなかった熊谷研究員に心からお礼申し上げる。

参 考 文 献

- 1) 農林省農地局編(1960):日本農業と水利用・水利科学研究所。
- 2) 蔵田延男(1955):水理地質学。朝倉書店。
- 3) 山本莊毅(1962):地下水の動態-関東平野を例として-科学, 32, No. 12, 岩波書店。
- 4) 東京管区气象台(1965):東京管区異常気象報告, 6, No. 2。
- 5) 酒井淳行(1965):川崎市久末の石炭灰崩れ。地すべり, 2, No. 1。
- 6) 多田美朝外(1964):新潟地震調査報告。鉄道技術研究報告, No. 448。
- 7) 関東ローム研究グループ(1964):関東ローム。築地書館。
- 8) 河上勇義(1963):土質力学。森北出版。

(1966年6月24日原稿受理)