

降水と流域斜面の安定

田 中 茂

概 説

わが国に降る雨量を欧米の文明国に降るそれに比較してみると、温帯地方には珍しい熱帯または亜熱帯地方に降る雨にも匹敵するような多量のものであるといえる。

すなわち、梅雨期には梅雨前線が日本列島の上にはほぼ東西に横たわり、これが北上したり南下したり、あるいは停滞したりして、列島のどこかに局所的に大雨を降らす。また、日本列島は台風の進路上に位置していることから、毎年、台風が列島をいろいろな進路を通して横断または縦断するから、毎年例外なくその進路をはさんで両側数百キロの帯状の部分が山岳などの地形条件と相まって豪雨の洗礼を受ける。さらに、冬季には中国大陸から日本付近にかけて西高東低の気圧配置となり、日本海上を吹き渡ってくる寒冷の季節風が暖い日本海上で暖い空気にふれて豪雪を生じ、これが日本海から高くそびえる山岳地帯に向って上昇気流を生じ、ここに豪雪をもたらす機会が多い。このような豪雪が前記山岳地帯に冬季の間に積雪が3～4 mにも達することが毎年である。このような積雪は気温が上昇した4月上中旬になると1週間ばかりの間に融けるのが毎年の例である。このような気象条件は、日本列島が背負っている幾十世紀にも亘る宿命であろう。雨が時間的および場所的に集中して降ることが非常に問題で、山腹崩壊、土石流、河川・砂防災害などをひき起す誘因をなしている。

一方、このような苛酷な降水条件を受ける側の流域斜面の有する素因もまた重要であることは論をまたない。

わが国は細長い島国で、その国土面積の約8割は山地で、多くの河川は急勾配で且つ山地流域面積の占める比率が大きいき、しかも地勢は急峻であり、地形も複雑である。地質的にみても複雑である。すなわち、わが国は環太平洋地帯の一部であり、大地震帯や頻発地震帯に富み、多くの火山脈がここに集中していて、地殻変動をはなはだしく受けているし、現在も受けつつある。したがって、この列島を構成している地盤には破碎帯が無数に発達しているところが多い。特に地殻変動をはげしく受けている山地や丘陵地に破碎帯がよく発達していると考えてよい。筆者がここで述べている破碎帯というのは断層破碎帯をふくむ以外に、断層のように「ずれ」を生じなくても単に基岩などが地殻変動や造山運動などで圧力を受けた結果、破碎を受けて「われ」を生じたものも含めている。破碎帯にはいわゆる脈状地下水が包ぞうせられていることが多い。

豪雨が自然斜面に降ると、降雨強度が斜面の地層の浸透能より大きくなるのが普通で、斜面上を流れる表流水と表土層内への鉛直浸透とが同時に起こることになる。表流水が山腹斜面を流下するとき、凹状斜面ではその上手から下手に進むにつれて、その流線が収れんするから、流量および水深が増加する。したがって、裸地斜面では浸食作用が強くなる。しかし、普通の場合は斜面は植生で一面に蔽われているが故に、表流水による土壌浸食は少い。また、時には奇岩怪石が斜面に露出していることもある。このような斜面は普通、斜面を構成している基岩には節理やわれが発達していて、そこに降った雨水がそれらを通して多量に侵入するから、表流水が流れても土壌浸食は大きくはない。凹状斜面からの表流水は溪流へそそがれる。

鉛直浸透が行われている地層の表面に貯留されるか、もしくはその上を表流する水の深さとこの鉛直浸透流量とは無関係ではない。この流量は重力、土の吸引力、表流水深または湛水深に起因する静水圧、間隙空気圧などの外力に支配されるからである。間隙空気圧は浸潤前線の降下により圧縮せられて大気圧よりある程度高い圧力となり、これが下方の毛管水帯に加わる結果、毛管水の一部が重力水に変る。この圧力はまた浸潤前線の降下速度をおくらせる作用をする。斜面の表面から雨水がまださして下方に進行しないのに表層底部に貯留水面が出現することがある。

過去に災害をひき起した豪雨の hyetograph を数多く集めて、降雨強度と継続時間とを主に吟味し、豪雨の型を数個に分類して、それらが当該斜面にどのように鉛直浸透するかを吟味することが大切である。一降雨で斜面の表面から鉛直浸透する深さはどれ位であるかということを確認する必要がある。透水係数が $1.0 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ 程度の表土層に、継続時間 10 時間で 400 mm の降雨があったとしても、飽和状態近くで鉛直浸透深は 1.5 m をこえることはまづない。

斜面を構成している地盤に破碎帯などが発達していて、そのなかの地下水頭が豪雨時には強雨強度と非常によく対応し、意外なほど上昇するし、また、相となり合っている破碎帯でも、各破碎帯毎にその変動の振巾と高さが異なり、しかも降雨とよく対応して急上昇したものが低下する時は、それはゆっくりしている。このような脈状地下水の特徴をよく認識してみると、破碎帯自身のせい弱さとをあわせ考慮して、それを発見する方法と共に実態をよく把握する方法を開発して、地形図上にこれを示す破碎線を求めた上で、地形の要素、たとえば凹状の急斜面か凸状緩斜面かということなど、とにらみ合せて危険斜面を考える必要がある。

平素から比較的高い地下水頭を有する地下水を包ぞうする破碎帯が局所に集中している場所は危険斜面と考えられ、特に、そこに存在している凹状斜面では、比較的短時間継続の豪雨時でも崩壊の危険性が大きい。その理由は、このような斜面は地表面からの浸透と破碎帯からの地下水の湧出またはその量の増大の影響を同時に蒙るからである。さらに、このような局所では各破碎帯内の地下水頭が独立的に変動していると、基岩の Seesaw 運動や基岩崩壊などが発生する危険性が豪雨の影響を受けて起り得るのである。

筆者の見解によれば、前述のような破碎帯を伴う凹状または平板状斜面では、表層中の浸透が鉛直浸透から第 2 段階の定常浸透に至りうるが、きずのない斜面の表層中では雨水の定常浸透は普通の豪雨では生じ難い。3～4 m もの積雪が 7～10 日間で融ける場合は、この融水が斜面表層に浸透するが、この場合には斜面内には鉛直浸透から定常浸透またはこれに近い状態になりうる。

これらの場合は、斜面崩壊が発生し、また土石流や地すべりをひき起すことがある。土石流は溪流が発達している流域ではここを集合運搬の形式で下流へ移動する。

1 はじめに

わが国は温帯地方に位置しているにも関わらず、熱帯または亜熱帯地方にも匹敵するような雨量、とくに豪雨の洗礼を雨期には受けるし、裏日本では冬期豪雪に見舞われるのである。台風の進路上に日本列島が位置していることや、梅雨前線が日本列島をはさんで北上したり南下したりするし、さらに、西高東低の冬期の気圧配置により日本海上を吹き渡ってくる季節風がこの海上で豪雪を生ずる機会も多い。このような気象条件は、日本列島が背負っている幾十世紀にもわたる宿命であろう。雨が時間的および場所的に集中して降ることが非常に問題であることは、何人も認めているところである。

一方、このような苛酷な降水条件を受けて立つ流域条件もまた重要である。環太平洋地帯は、とくに大地震帯および頻発地震帯に富むとともに、地殻変動のはなはだしいところである。また、わが国はその国土の約8割は山地であり、しかも地形は極めて急峻である。地質的にみてもこの列島を構成している地盤には破砕帯が無数に発達しているところが多く、山地を構成している基岩には破砕帯が特に多く発見せられている。等高線が凹状をなしている斜面も至るところにみられ、このような場所を往々にして破砕帯が横切っている。急勾配の斜面の表面は普通の場合は植生で一面に蔽われていることが多いが、時には奇岩怪石が斜面に露出していることもある。山地流域の水源地帯における溪流の勾配は非常に急であり、山塊をぬって流れるものの多くは急な深床または川床勾配を有している。

わが国の山地流域に存在している溪流の床を構成している材料の平均粒経が水源山地から流路に沿って下るにつれてどのように変化するかというと、必ずしもSternbergの法則には従っていない場合もある。すなわち、溪流をはさんでその両側にそびえている斜面を構成している地層、特に基岩の特性により、斜面崩壊が生じて深床に到達する土石の大きさが異なることになり、その流水の掃流力とのかね合いで、深床を構成する材料の大きさがきまるからである。

明治時代に入ってから一世紀余が経過したが、この間だけでも、日本列島は幾度も各地で豪雨の洗礼を受け、その都度、山地流域の斜面のかなりのものが崩壊を生じてきた。この種の災害は減少するどころか、かえって増加の傾向さえ認められる。この大きな理由は山地流域に降った降雨が自然斜面にどのように浸透していくか、また、破砕帯内の地下水の水位がどのように豪雨の影響を受けるかということなどの点が未だ十分には解明せられていないことにある。

降水条件を明確にすると同時に、斜面条件の究明も非常に大切である。降水条件の内容としては豪雨を包含した一般降雨の条件の外に豪雪をふくむ一般降雪条件も当然はある。豪雨といっても梅雨前線性のもの、台風性のもの、雷雨性のものなど多岐に亘っている。豪雪条件としては、積雪並びに融雪条件とも併せ考慮する必要がある。すなわち、冬季の間に日本アルプスなどの豪雪地帯に降り積った雪は3～4 mにも達し、これが4月に入り暖い雨を受けると1週間位の間に融けるといわれているが、このような条件は流出条件および斜面安定に大きな影響を有するのである。

2 降水条件

(1) 降水の hyetograph の検討

降雨強度を縦軸に、時間を横軸にとり、棒グラフの形で表したものが hyetograph である。このとき、降雨強度として mm/hr 、 $\text{mm}/10 \text{ min}$ などの表し方があるが、浸透などの現象をとり扱うとき、狭い集水区域からの流出などを対象とするときには短時間当りの降雨強度を採用することが望まれる。そのためには、上記目的に叶った自記雨量計の採用が前提条件として必要である。従来、自記雨量計の記録から降雨強度を読み取ってグラフ化していたのである。わが国各地で過去に災害をもたらした豪雨のうち代表的なものの hyetograph を示すと図—2・1～2・15 のようである。図—2・1は雷雨性強

雨の一例で、神戸市に降った雨で継続時間が極めて短かった。このような雨ではガケ崩れはほとんど生じていない。図-2・2は昭和41年9月に台風26号が駿河湾を北上した際に豪雨が梅ヶ島、船津両地に降ったものである。この時の雨は台風の中心が70Km/hrという高速で移動したが故に、はげしい降雨の継続時間は比較的短かった。この雨のため温泉や西湖の上手山腹斜面のうすい表層の崩壊を生じ、これが起爆剤の作用をなし、過去長年月に亘って溪流に堆積していた土石がこの雨で土石流の形で押し出た。

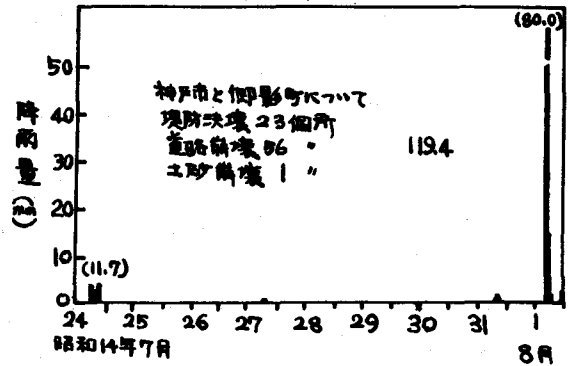


図-2・1 雷雨性豪雨

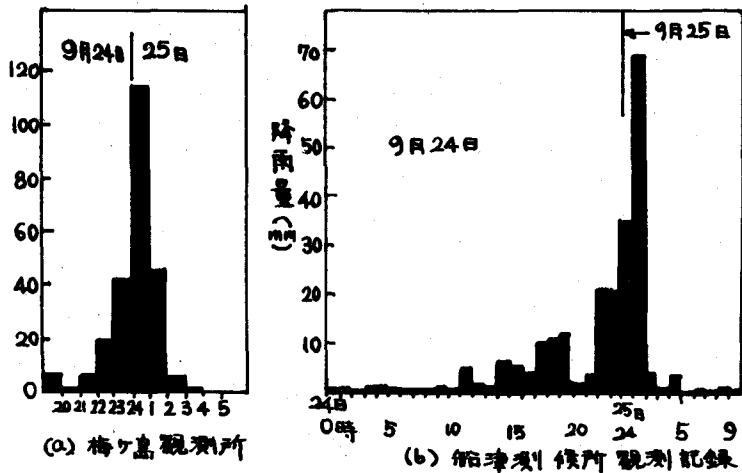
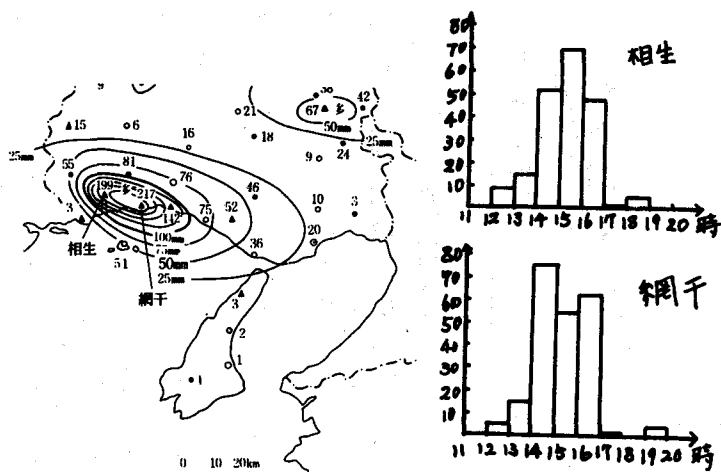


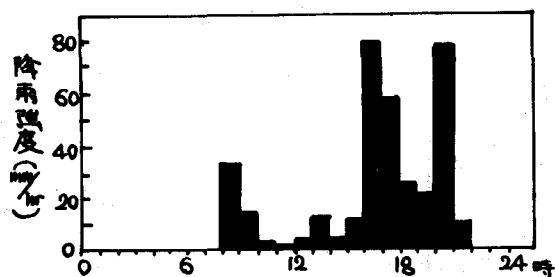
図-2・2 昭和41年9月の台風26号による豪雨

図-2・3は昭和46年7月18日の正午過ぎ兵庫県南部で雷雲が発生し、これが急速に発達して相生市から御律町にかけて停滞して豪雨を降らせた時のものである。この降雨では3時間ばかりの強い強度のはげしいものが集中した。図-2・4、2・5は昭和42年7月9日に神戸市および呉市において観測せられた豪雨の hyetograph である。

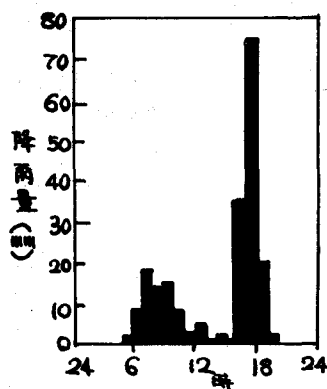
これらの豪雨の強度は非常に大きかったが、その継続時間は比較的短いものであった。マサ土よりの表土層の多くの斜面と基岩の崩壊がみられた。



図一 2・3 昭和 46 年 7 月西播地方豪雨



図一 2・4 神戸市水道局布引貯水池
(自記雨量計記録による)



図一 2・5 呉市における 7 月
豪雨の雨量分布図

図一 2・6 は昭和 47 年 7 月 4 日から 5 日にかけて高知県土坪観測所で観測せられた豪雨の記録である。累加雨量は非常に大きいものであり、繁藤地区では図に示すように第 1 回小崩壊と第 2 回大崩壊とが降雨強度のピーク時とこれが過ぎた時刻に発生している。図一 2・7 は昭和 47 年 7 月 11 日～12 日に神奈川県三保中学校で観測せられた豪雨の記録である。この例では降雨強度のピーク時に土石流が発生している。図一 2・8 は昭和 47 年 7 月 5 日～6 日に熊本県竜ヶ岳役場観測所で得られた豪雨の記録をまとめたものである。この場合も降雨強度のピーク時に土石流が発生している。図一 2・9、2・10 は昭和 47 年 7 月島根県津和野観測所と愛知県豊田土木事務所で観測された豪雨の状態である。いずれの場合も降雨強度のピークの頃に土石流が生じている。図一 2・11 は昭和 47 年 7 月初めに、えびの高原観測所で得た豪雨の記録である。この場合には、降雨強度のピークをかなり過ぎた時刻に崩壊は発生している。図一 2・12 は昭和 46 年 9 月 7 日～8 日にかけて、千葉県勝浦、多古で得た 10 分間雨量の hyetograph である。これをみると 2 時間くらいの周期で降雨強度は強くなったり弱くなったりしている。

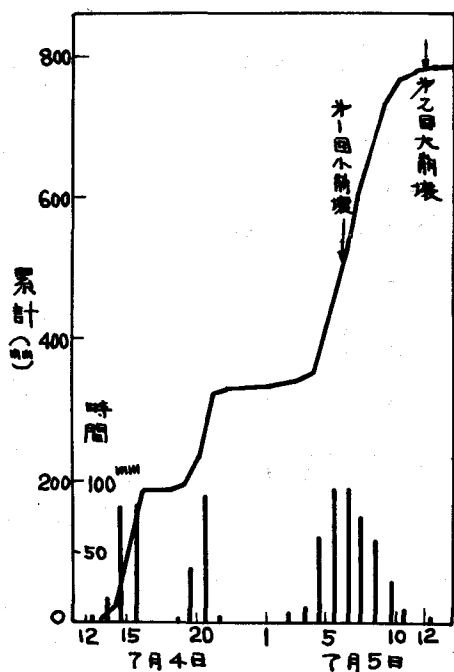


図-2-6 高知県天坪観測所の
累積雨量

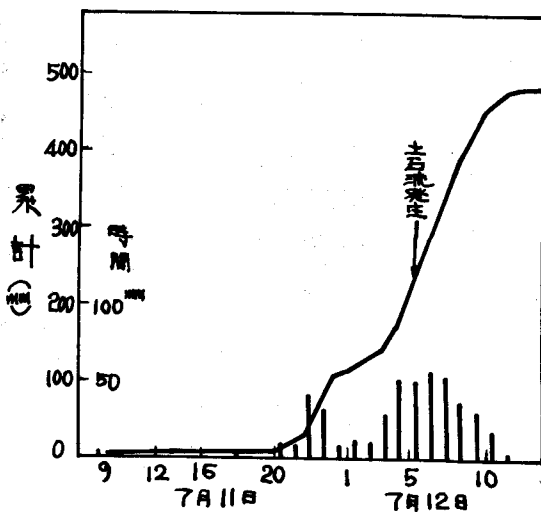


図-2-7 神奈川県三保中学校の
累積雨量

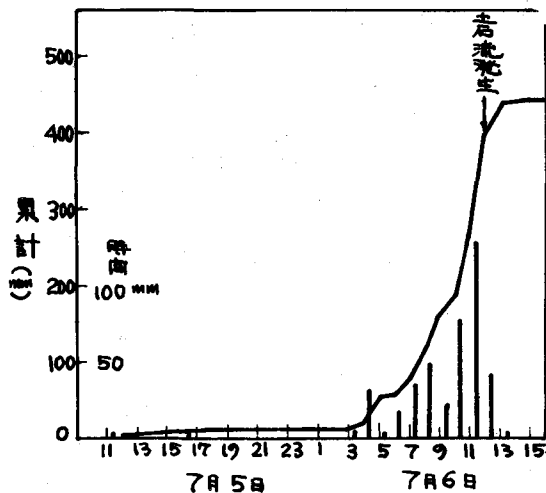


図-2-8 熊本県竜ヶ岳役場観測所
の累積雨量

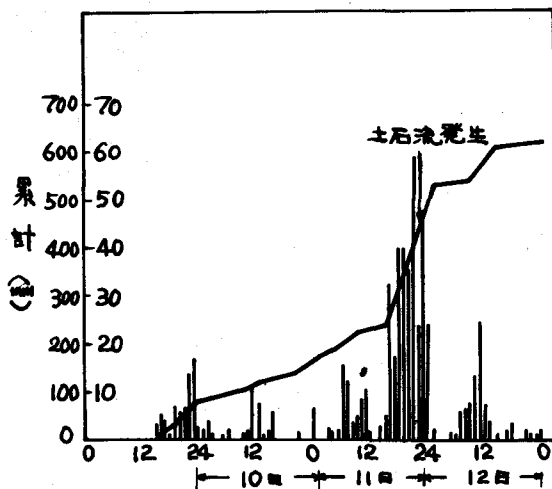
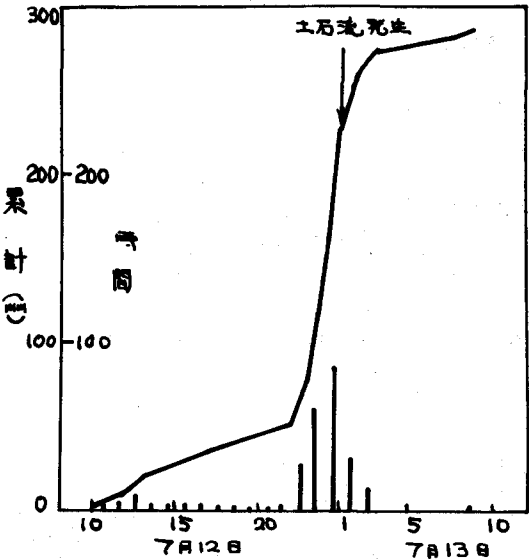


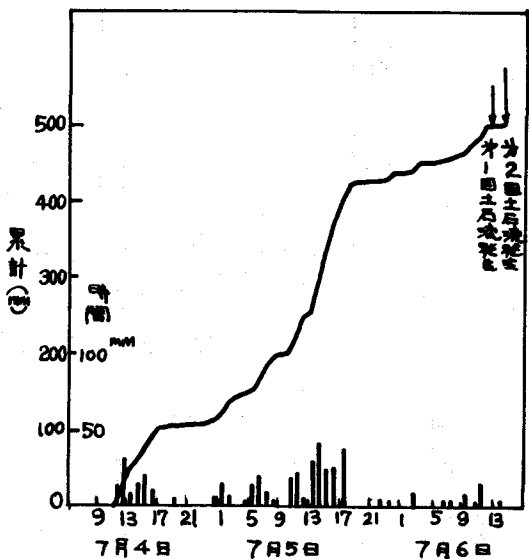
図-2-9 島根県津和野観測所の
累積雨量

図-2-13は昭和32年7月末に長崎県諫早市に大水害を起した梅雨前線性豪雨のhyetographである。図-2-14は昭和33年7月上旬に阪神大水害を起した梅雨前線性豪雨を神戸海洋気象台で観測したものである。これらの豪雨の継続時間は極めて長いものといえよう。このような型の豪雨の際には大規模な山腹崩壊が生ずることは多くの先例から明らかである。昭和28年6月下旬に北九州に大災害

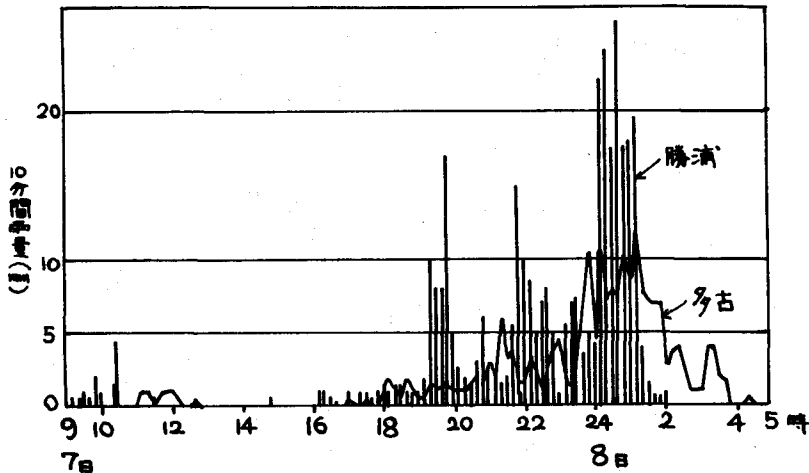
をもたらした梅雨前線性豪雨は数日にも亘って継続し、しかもかなりの強度の雨が長時間降り続くときには、山腹斜面は多数大崩壊を起す外、土石流または泥流が大規模に発生し易い。図一 2・15 は昭和47年8月～9月にかけて三重県尾鷲市を中心として豪雨に見舞われたときの総雨量分布並びに hyetograph を示したものである。尾鷲市付近を中心として8月30日の台風23号によるものと9月9日、10日の豪雨によるものとの和は尾鷲市では 1162 mm を超え、前者の雨量は尾鷲市で 479.0 mmであった。9月10日 16 時頃に山腹崩壊と土石流が発生した。



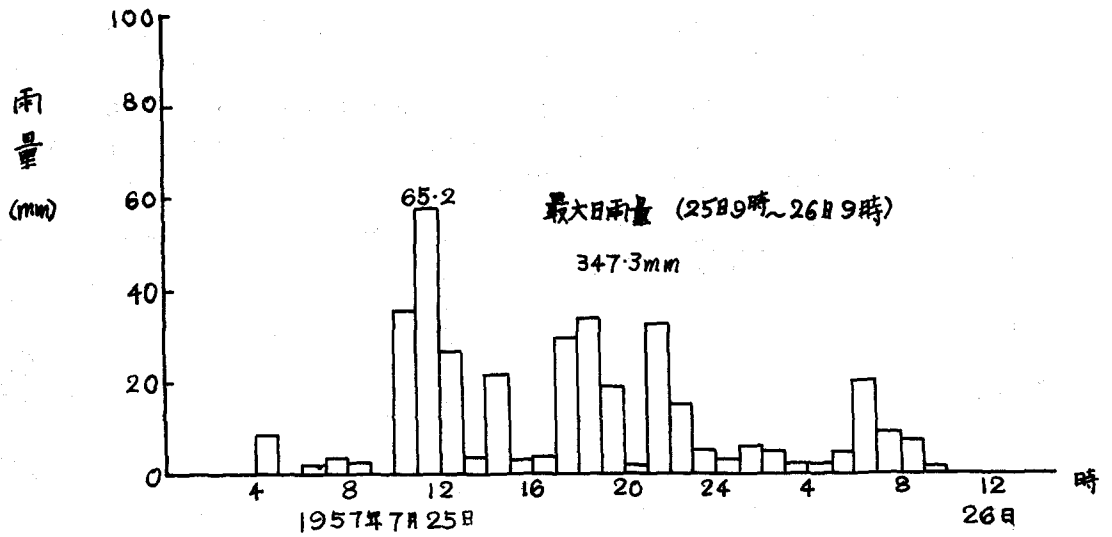
図一 2・10 豊田土木事務所の
累積雨量



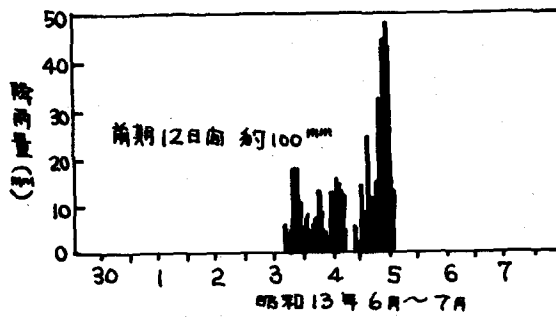
図一 2・11 えびの高原観測所の
累積雨量



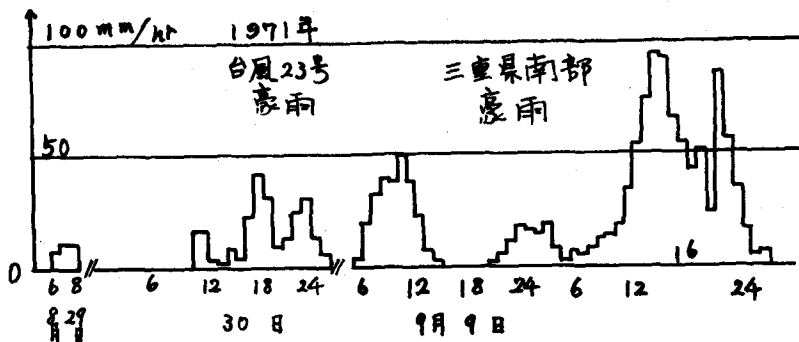
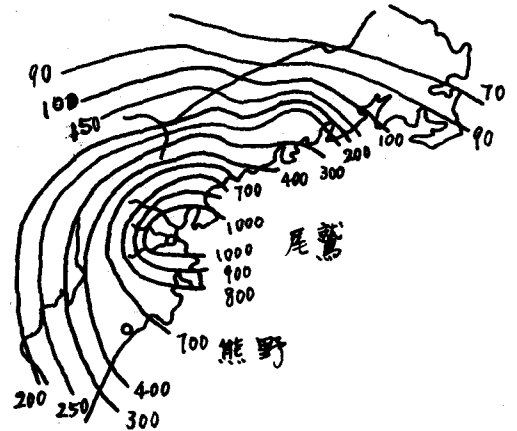
図一 2・12 勝浦および多古の昭和46年9月7日～8日
早朝の10分間雨量の時間変化



図一・2・13 諫早水害（梅雨前線）時の佐世保時間雨量



図一・2・14 梅雨前線性豪雨



図一・2・15 1971年の尾鷲市を中心とした豪雨

このように、過去にわが国各地に山腹崩壊などの災害をもたらした豪雨のいくつかを紹介したのであるが、これらのなかで、継続時間が長く且つ強度の強い豪雨の場合は多数且つ大規模な山崩れや土石流の発生をみるであろうことは誰しも考えるところである。また3mの積雪が1週間ほどの短期間に融けるということは約1000mmの降雨量が1週間で降ったのと同じ結果になり、前述した尾鷲市付近に降った雨の総雨量にも匹敵しているすごい数字である。このような融雪に際しては地盤によっては数多くの大規模な地すべりがいたる所で発生するし、また土石流も起る。しかし、尾鷲市付近に降った前記豪雨のために崩壊を生じた面積の全流域面積に占める比率は思いの外わずかで、数%にすぎない。他方、短時間で降り終る豪雨は十分に斜面表層に浸透する余裕がないという見地からみると、斜面崩壊はあまり生じないように一般的には考えられる。しかしながら、継続時間がわずか数時間の短かさの豪雨の際でも、70～80mm/hrという強い雨が続いたときには、かなりの数の斜面崩壊が生ずる例がある。これはどのように解釈できるかという点と筆者の見解によればつぎの通りである。

斜面を構成している地盤に実は破碎帯が発達していて、その延長がその斜面よりも標高が高い地盤を流れている溪流の床を横切っているのであるが、短時間に強雨が降った結果、その溪流の流量・水位が急増したが故に、当該破碎帯の内部に当該溪流床からの侵入流量が非常に急増を来たして、連通管の原理によりいま考えている斜面に発達している破碎帯内の水位の急上昇を招来するからであろう。

3 雨水の地中への鉛直浸透

(1) はじめに

雨水が自然斜面に降ると、降雨強度と斜面を構成している地層の浸透能との大小関係により、斜面内への雨水の浸透のみが行われる場合、浸透と斜面上を流れる表面流出とが同時に起る場合とがある。斜面表面を鉛直浸透のみが行われる場合の多くは不飽和浸透に属するものであろう。斜面を構成している地層は均一なことは珍らしく、透水係数を異にしている層が互層をなしている場合や基岩の上に表土層がうすくのっている場合の方がむしろ普通である。このような地層内へ雨水が浸透する場合は、雨水がある層上に貯留せられ、表層とそのすぐ下の層とで、不飽和浸透と飽和浸透がそれぞれの層で行われることになる。このほか、土のような多孔質媒体ではなく、節理やき裂の多い岩盤と表層とから自然斜面がなっている場合には、き裂の内部を雨水が浸透するという特殊な浸透状態が行われる。鉛直浸透が行われている地層の表面に貯留されるか、もしくはその上を表流する水の深さとこの浸透とは無関係ではない。

さらに大切なことはつぎの事象である。鉛直浸透が開始せられる直前に土壤間隙内に存在していた空気が浸潤前線の進行に伴い、圧縮せられて大気圧よりある程度高い圧力になる。この現象が鉛直浸透の速度をおくらせると同時に、下方の毛管水帯に加わる圧力の若干の増大が毛管水の一部を重力水に変えることにもなる。したがって、場合によっては、浸潤前線が斜面の表面から少ししか下方に進行していないにも関わらず、表層の底部に水面が出現するという現象が発生することになる。

自然斜面を構成している基岩などに破碎帯が発達していることがよくある。筆者がここにいう破碎帯とは、断層破碎帯はもとより、地殻変動や造山運動などで基岩が圧力を受けた結果、断層のようにそこで「ずれ」を生じなくて、単に破碎を受けた部分をもこれに含ませておくのである。このような破碎帯内には脈状地下が包ぞうせられていることが多い。この地下水の水頭は豪雨時には、意外なほど上昇することがあり、その結果、当該破碎帯に隣接している透水層の方へ、この地下水がかなりの抵抗を受けつつ横方向に浸透するようになることがある。

(2) 地中への雨水の鉛直浸透一般

筆者は降雨強度が雨水を受ける土の浸透能よりも大きい場合のその土中への鉛直浸透を「強雨浸透」、

前者が後者よりも小さい場合のそれを「弱雨浸透」と称する。前者の場合には当然のことながら、その土の上面に降雨強度から浸透能をさし引いた差額に相当する量の雨水が貯留せられることになる。その上面が傾斜しているときは然るべき水深をもって流れる。また、この場合の鉛直浸透時には、浸透開始直前にその土の間隙に存在していた空気は浸潤前線の背後にその一部が気泡の形で土粒子の周囲の間隙にとどまる外、大部分は前線の前方に押しつけられることとなり、その空気は大気圧よりもある程度大きい値にまで圧縮せられることとなるが、圧縮せられた空気が血路を開いて大気中へ間歇的に逃げ去る現象が起る。「弱雨浸透」の時には、浸透が行われる土層の上面には湛水が行われず、不飽和状態で鉛直浸透が行われ、この場合の土壌間隙空気の圧縮せられる程度は前者の浸透の場合よりも小さい。

鉛直浸透に関する多くの実験的研究が今日までになされてきたが、それらの研究の結果、Hansen¹⁾はこの浸透流にはつぎに述べる三つの異った領域があることを明らかにしている。伝送領域 (Transmission zone), 浸潤領域 (Wetting zone), および浸潤前線 (Wetting zone) がそれである。

伝送領域ではその含水量は流れの方向に関らず大体一定である。古くはこの部分の飽和度は 100% と考えられていたが、実は 80~90% 程度の値を示している。この領域全体を通じて飽和度は一定で、透水係数も一定と考えてよい。Bodman と Colman²⁾によれば、この領域の表面近くだけは他の部分と異り、飽和状態になっているという。浸潤領域の全水量は一定ではなく浸潤前線に近づくにつれて急速に減少する。Hauser によれば乾燥土への鉛直浸透の場合の浸潤領域は湿潤土へのそれに比較すると長いということである。

浸潤領域の前面において生ずる浸潤現象は変った様子で行われ、いわゆる「跳躍運動」を行う。この現象は特に乾燥した土壌において著しい。浸潤前線のところでは粒子間隙中において侵入してきた水と気泡とが入りまじり、かなり複雑な運動をするが故に、水の運動のエネルギー消耗はかなり他の場所に比して著しいと考えられる。

(3) 鉛直浸透の理論

浸透問題の理論的取扱いはつぎの二方法がある。

A. 第 1 解

Darcy 法則と質量保存の法則とから、鉛直下向きを +Z 軸にとると次式をうる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} K \quad (2.1)$$

ここに

θ : 媒体の含水量

K : 媒体の透水係数

D : 媒体の拡散係数, $D = K(\theta) (-d\tau/d\theta)$

τ : Soil suction head

つぎの境界条件の下にこの式を解くことになる。

$$\begin{aligned} t = 0, \quad z > 0, \quad \theta &= \theta_0 \\ t > 0, \quad z = 0, \quad \theta &= \theta_1 \\ z \rightarrow \infty \quad \theta &= \theta_0 \end{aligned} \quad (2.2)$$

このような解を得ることは必ずしも容易でなく、Klute³⁾, Childs and Collis-George⁴⁾, Crank and Henry⁵⁾⁶⁾, Crank⁷⁾, Kirkham and Feng⁸⁾, Philip⁹⁾¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾¹³⁾¹⁴⁾¹⁵⁾, Youngs¹⁶⁾などが苦心して解いている。

B. 第2解

Darcy法則をつぎのように書く。

$$dQ/dt = K \left(\frac{dp}{dz} + \rho g \right) \quad (2.3)$$

ここに p : 圧力

ρ : 水の密度

Q : 媒体の単位面積あたりの流量

p が不飽和の土の *suction* のみを示す場合にはつぎのように書ける。

$$\begin{aligned} dQ/dt &= K (dp/dm \cdot dm/dz + \rho g) \\ &= D \cdot dm/dz + K \rho g \end{aligned} \quad (2.4)$$

C. 各種の鉛直浸透に関する著者の解,^{17) 18) 19) 20) 21)}

(1) 地下水面に接続している毛管水帯が平衡状態にあるところへ地表面から浸透が始まる場合

浸潤前線の下方では空気が圧縮せられ、その圧力が大気圧 p_0 より少し高い気圧 p_a になったと考える。前線が下方へ進行しても p_a が漸増するのではなくほぼ一定の大きさに保たれるものと仮定すれば、図-3・1で明らかなように、 p_a に相当する水頭を h_a 、地面の湛水深を h_0 、土の吸引力を水頭で表したものを h_c 、浸潤領域における浸潤にもとづく圧力損失水頭を h_w 、とする。Darcy法則によれば、 ϕ を流れのポテンシャルを表すものとする、

$$dQ/dt = K \cdot d\phi/dz \quad (2.5)$$

進行しつつある浸潤前線の含水量がつねに一定と仮定すれば、つぎの関係が成立する。

$$dQ = dz \cdot ns \quad (2.6)$$

ここに、 n : 空隙率

s : 浸潤後の飽和度 s_2 から浸潤直前のそれ s_1 をさし引いた値

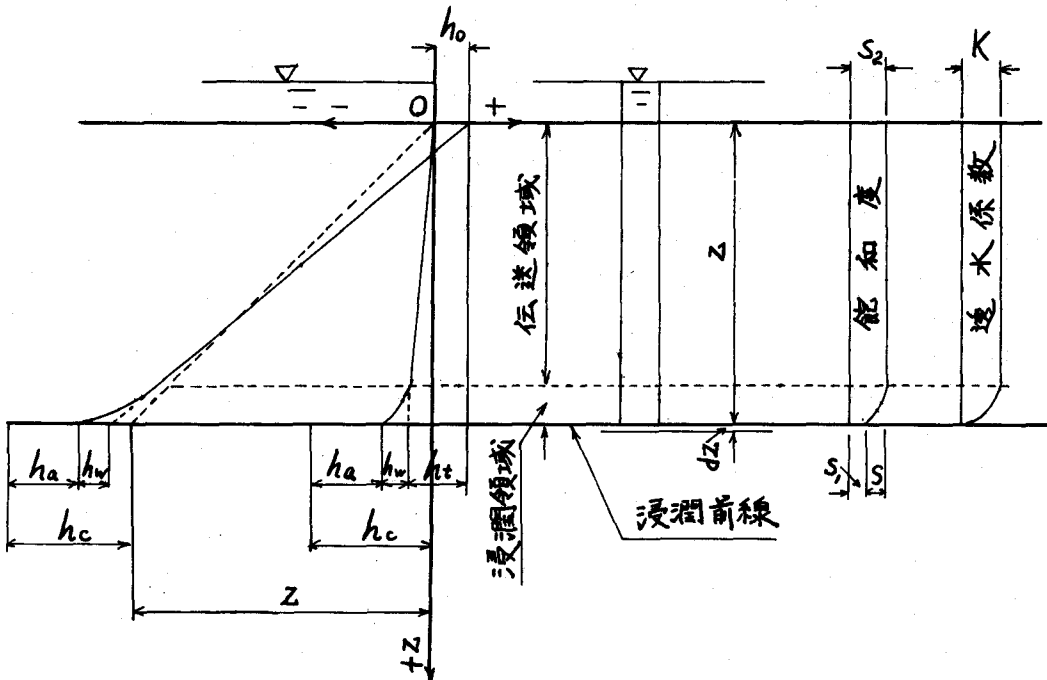


図-3・1 鉛直浸透の流れのポテンシャル関係図

(2.5)と(2.6)の両式から

$$dz/dt = K \cdot (d\phi/dz) / ns \quad (2.7)$$

この関係は伝送領域の透水係数と飽和度が一定の時の鉛直下向きの浸透に適用しうる。

$$\begin{aligned} d\phi/dz &= (z + hc - ha - hw + ho) / z \\ &= 1 + h_t / z \end{aligned} \quad (2.8)$$

ここに, $h_t = ho + hc - ha - hw$

(2.7), (2.8)両式から

$$dz/dt = K (1 + h_t / z) / ns \quad (2.9)$$

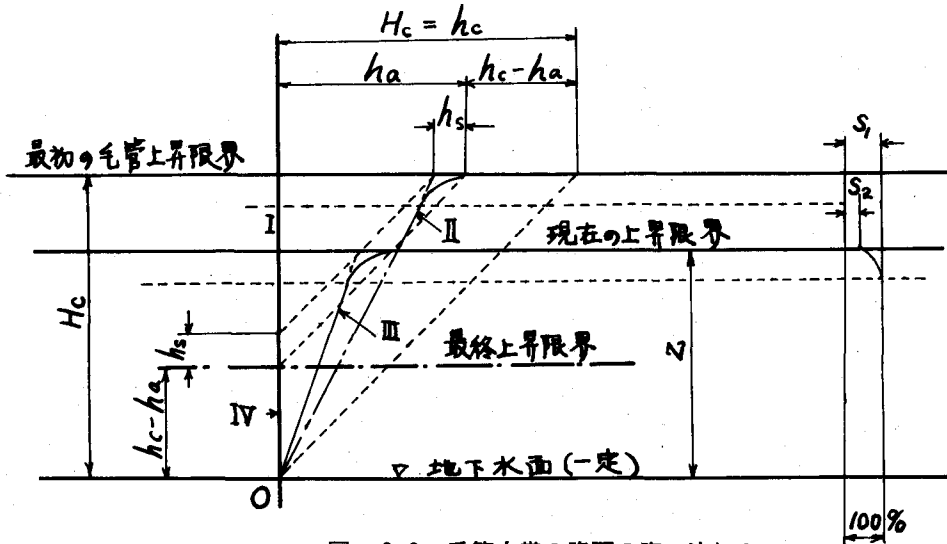
これより

$$\frac{z}{z + h_t} dz = \left(1 - \frac{h_t}{z + h_t}\right) dz = \frac{K}{ns} dt \quad (2.10)$$

h_t を一定と仮定して, $t = 0$ のとき $z = 0$ という境界条件を用いて上式を積分すると,

$$t = \frac{ns}{K} [z - h_t \log_e (1 + z/h_t)] \quad (2.11)$$

地表面から浸透が始まると直ちに前線と毛管水の上限界との間にはさまれた部分の間隙内の空気は圧縮せられる。この部分の空気の圧力 p_a を水頭で表したものを ha とすると, 上記両境界面に作用する吸引力は $p_c - p_a$ となる。水頭で表すと, $hc - ha$ となる。下の毛管上昇限界のところにおける流れのポテンシャルは O から ha に変化することになるからこの限界は鉛直下方に動くことになる。この時、空気がこの限界に入りこみこの付近の領域において空気と水との混合により失われる圧力水頭を hs とすると, この部分を除いたその下の領域ではつぎの関係が成立つ。(図—3.2参照)



図—3.2 毛管水帯の降下の際の流れのポテンシャル関係図

$$t = t, \quad z = z, \quad \frac{d\phi}{dz} = \frac{z - (hc - ha) - hs}{z} = 1 - \frac{hc - ha + hs}{z} \quad (2.12)$$

ただし, $z \geq hc - ha + hs$

毛管水帯上部の飽和度とその上部のそれとが時間に変らず一定, これらの差 s も一定とすると,

$$\frac{dz}{dt} = -K \frac{z - hc + ha - hs}{z} \frac{1}{ns} \quad (2.13)$$

$$\frac{z}{z - (hc - ha + hs)} dz = \frac{-K}{ns} dt$$

いま、地下水面が一定として、 $t = 0$ で $z = Hc$ という条件を用いて積分して、まとめると、

$$t = \frac{ns}{K} [Hc - Z + (Hc - ha + hs) \log_e \frac{ha - hs}{Z - (hc - ha + hs)}] \quad (2.14)$$

一方、地表面からの浸透水の前線は前記毛管水帯の上限界を追いかけて降下するが、前者の速度が後者のそれよりもはやいので、ある時刻には追いつくことになる。

上からの前線の降下については次式が適用される。

$$t = \frac{ns}{K} \left[L - z - h_t \log_e \left(1 + \frac{L - z}{h_t} \right) \right] \quad (2.15)$$

ここに、 $h_t = h_o + hc - ha - h_w$

式(2.14)と式(2.15)を等しいとおくと追いつく位置 z が求められる。

(図-3.3 参照)

(2) 強雨が突然停止した後の水の運動

この時は降雨がやむと直ちに地表面から空気が土壌粒子間隙に入りこみ、空気と水との境界面(空気前線と呼ぶ)に上部から毛管負圧が作用する。さらに、前線付近の気水混合領域においてはエネルギー損失がある。前線が地下水面から z の高さにきたときの流れのポテンシャル勾配線は図-3.4 の通りである。このとき次式が成立する。

$$\frac{dQ}{dt} = K \left(1 - \frac{hc + hs}{z} \right) \quad (2.16)$$

ただし $z > hc + hs$

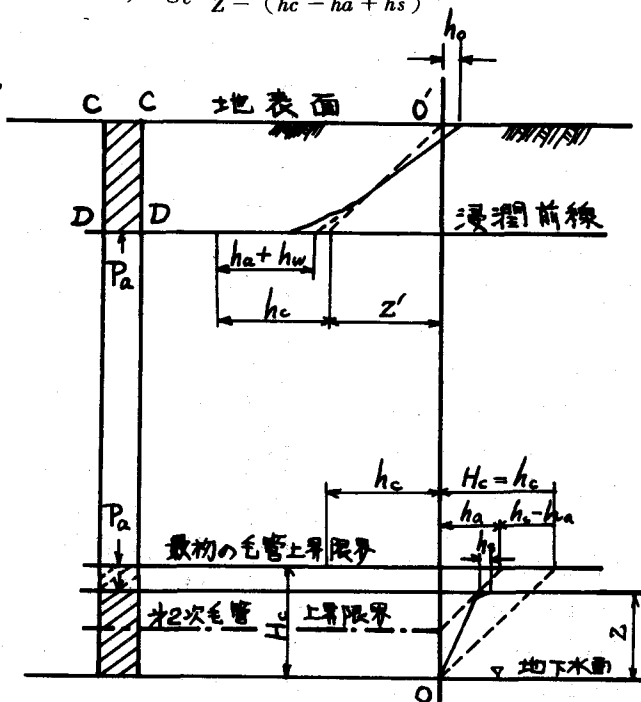


図-3.3 流れのポテンシャル関係図

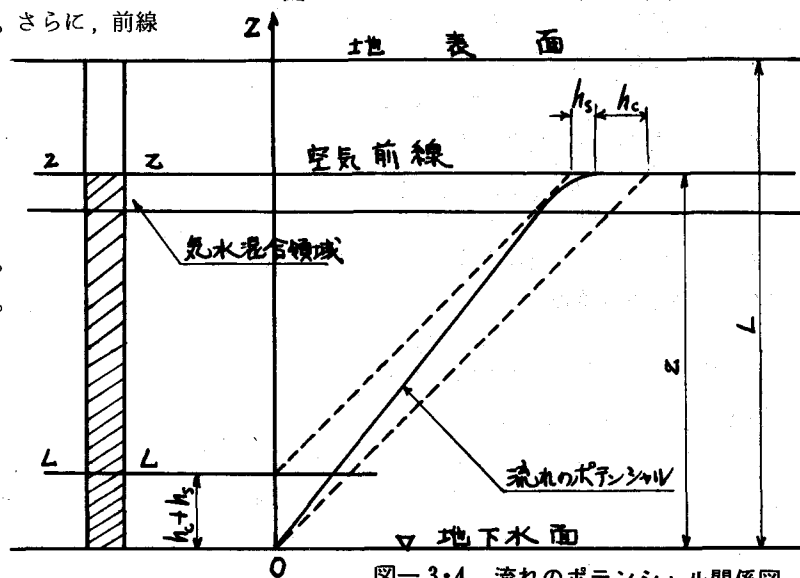


図-3.4 流れのポテンシャル関係図

これより

$$\frac{dz}{dt} = -K \frac{z - (h_c + h_s)}{z} \frac{1}{ns}$$

$$\frac{z}{z - (h_c + h_s)} dt = -\frac{K}{ns} dt$$

積分をして、 $t = 0$ のとき $z = L$ の条件で積分すると、

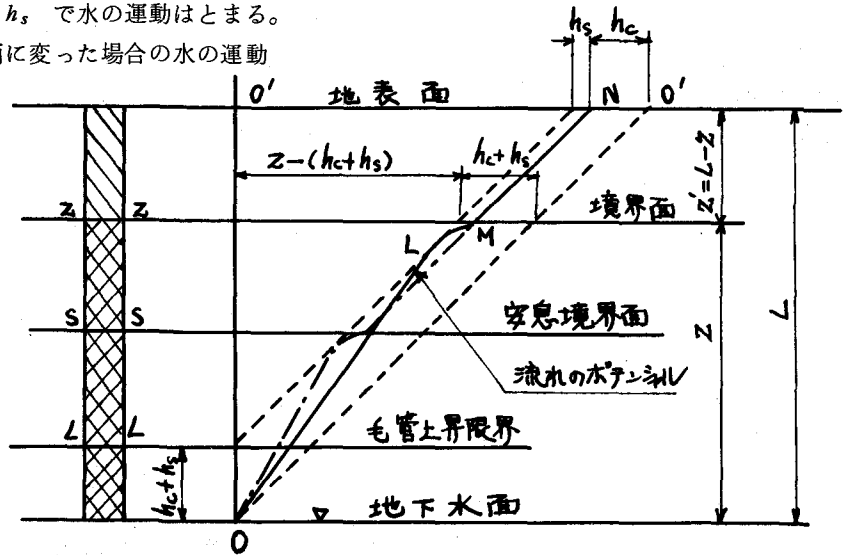
$$t = \frac{ns}{K} [L - z + (h_c + h_s) \log_e \frac{L - (h_c + h_s)}{z - (h_c + h_s)}] \quad (2.17)$$

すなわち, $z = h_c + h_s$ で水の運動はとまる。

(3) 強雨が突然に弱雨に変わった場合の水の運動

強雨による浸透と弱雨のそれとの境界が時間とともに降下する。いまこの境界面が図一3・5に示すようにに地下水面から高さ z の位置にある時を考える。

これより上の領域の
水の運動に対する流れ
のポテンシャル勾配は、
この領域の含水量がほ
ぼ一定と考えられるの
で重力のポテンシャル



図一 3・5 流れのポテンシャル関係図

勾配と等しく、図では 45° の傾きの直線 MN となる。他方、この境界面には毛管負圧が作用し、また、この境界面付近にエネルギー損失があるから、流れのポテンシャル勾配の変化は図のように OLM となる。このポテンシャル勾配は上記境界面が下方に降下するにつれて小さくなる。

上の領域に対する流量は

$$dQ_{unsat}/dt = K_{unsat} \quad (2.18)$$

また下の領域に対する流量は

$$\frac{dQ}{dt} = K \left(1 - \frac{h_c + h_s}{z} \right) \quad (2.19)$$

従って、境界面は上記両流量が等しくなる位置まで降下して平衡を保つ。この位置を求めるため両式を等しいとおき整理すると、

$$z = \frac{h_c + h_s}{1 - (K_{unsat}/K)} \quad (2.20)$$

ただし, $h_c + h_s \leq z < L$

浸透条件が変化した時間から上記の位置（安息境界面と呼ぶ）にこの境界面が到達するに要する時間は、この z の値を式（2・17）に代入すれば求めうる。

$$t = \frac{ns}{K} \left[L - (h_c + h_s) \frac{K}{K - K_{unsat}} + (h_c + h_s) \log_e \frac{L - (h_c + h_s)}{(h_c + h_s) \frac{K_{unsat}}{K - K_{unsat}}} \right] \quad (2.21)$$

(4) 前期降雨停止後小休止の後再降雨の場合

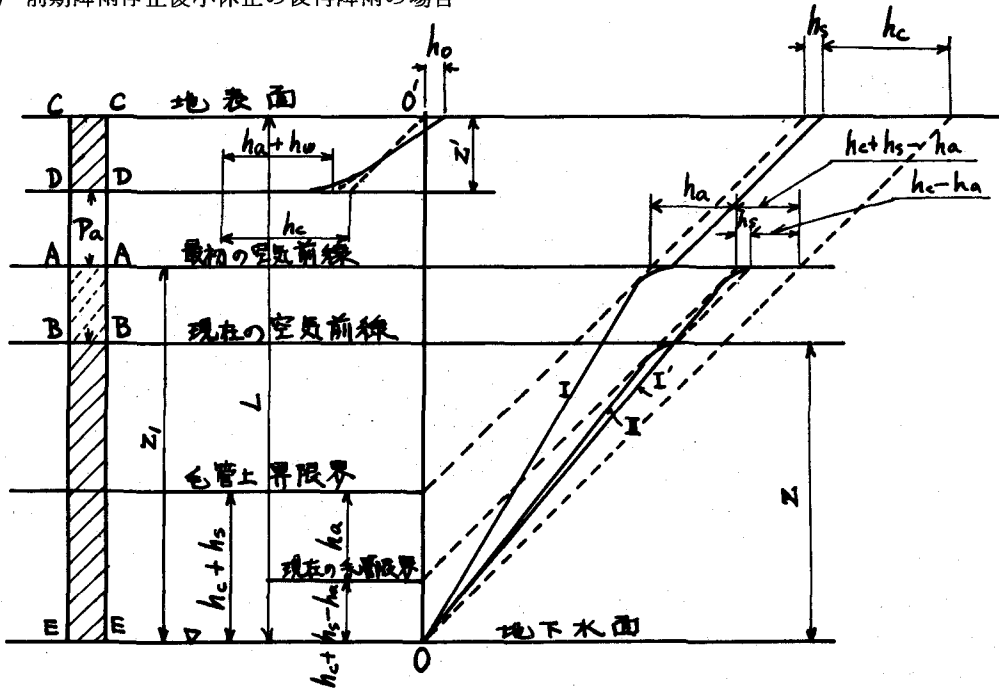


図-3.6 流れのポテンシャル関係図

図-3.6で線A-Aは再降雨が始まったときの空気前線の位置を示している。再降雨が始まると同時に、A-Aより下の部分の水の運動に対する流れのポテンシャル勾配は図の線IからI'に変化する。何故ならば、新しい前線とA-Aとの間の土粒子間隙内の空気は圧縮を受けて、両面に対して圧力 p_a を及ぼすからである。

再浸透開始から t 時間後に空気前線がB-Bの位置、すなわち、地下水面からの高さ z の位置まで下ったものとし、新しい浸透水の浸潤前線はD-Dの位置まできたものとする。

領域C~D、B~Eのそれぞれの水の鉛直下向きの運動に対する流れのポテンシャル勾配は図中に線IIと記したもので表わされる。

前期降雨が浸透した部分に対しては、

$$\frac{d\phi}{dz} = \frac{z - (h_c + h_s - h_a)}{z} = 1 - \frac{h_c + h_s - h_a}{z} \quad (2.22)$$

ただし、 $z > h_c + h_s - h_a$

また

$$\frac{z}{z - (h_c + h_s - h_a)} dz = \frac{-K}{ns} dt \quad (2.23)$$

$t = 0 : z = z_1$ という境界条件を入れて積分し整理する。

$$t = \frac{ns}{K} z_1 - z + (h_c + h_s - h_a) \log_e \frac{z_1 - (h_c + h_s - h_a)}{z - (h_c + h_s - h_a)} \quad (2.24)$$

$$\frac{dQ}{dt} = K \left(1 - \frac{h_c + h_s - h_a}{z} \right) \quad (2.25)$$

新しく浸透した水については、 z' の代りに $L - z$ を用いると

$$t = \frac{ns}{K} \left[L - z - h_t \log_e \left(1 + \frac{L-z}{h_t} \right) \right] \quad (2.26)$$

ただし, $h_t = h_o + h_c - h_a - h_w$

つぎに新しく浸透してきた水の前線がさきに浸透した水のあとに続く空気前線を追って降下し、ある所で追いつく。その位置は式(2.24)と式(2.26)を等しいとおいて

$$L - z_1 = (h_c + h_s - h_a) \log_e \frac{z_1 - (h_c + h_s - h_a)}{z - (h_c + h_s - h_a)} - h_t \log_e \left(1 + \frac{L-z}{h_t} \right) \quad (2.27)$$

この式から得た z を z_o とおけば、これが追いついた位置である。

上記 z_o の位置で両境界面が出会う瞬間において、土壌の含水量が地表面から地下水面の間に亘って一様になると、それまで上下の各領域内に生じていたポテンシャル勾配線は変化しなければならない。

(5) 前期強雨浸透に引き続き弱雨浸透があり、その境界の安息境界面が落ちついている場合に、新しく強雨浸透が始まる場合

地下水面と上の安息境界面との間の領域では前期強雨による鉛直浸透が行われ、安息境界面より上の領域では弱雨浸透が平衡状態を保っている時は、その安息境界面が落ちついている。さらに、新しく強雨による浸透が始まると、不飽和浸透の部分の粒子間隙内にふくまれていた空気は圧縮せられる。図-3.7に示すように土壌柱をⅠ, Ⅱ, Ⅲの三つの領域に分けてみる。いま、この図に示す各領域内の水の流れの方程式はつぎの通りである。

$$\text{第1領域: } dQ/dt = K \left(1 + \frac{h_t}{L-z} \right), \quad h_t = h_o + h_c - h_a - h_w \quad (2.28)$$

$$\text{第2領域: } dQ/dt = K_{unsat} \quad (2.29)$$

$$\text{第3領域: } dQ/dt = K \left(1 - \frac{h_c - h_a + h_s}{z} \right) \quad (2.30)$$

領域Ⅰ, Ⅱの境界面については,

$$t = \frac{ns}{K} \left[L - z - (h_o + h_c - h_a - h_w) \log_e \left(1 + \frac{z}{h_o + h_c - h_a - h_w} \right) \right] \quad (2.31)$$

領域Ⅱ, Ⅲの境界面については,

この境界面の最初の位置は地下水面から z_r とすると,

$$z_r = (h_c + h_s) / 1 - (K_{unsat}/K) \quad (2.32)$$

これが降下して、新しい安息境界面の高さ z_r' は

$$z_r' = (h_c + h_s - h_a) / 1 - (K_{unsat}/K) \quad (2.33)$$

$$t = \frac{ns}{K} \left[\frac{h_c + h_s}{1 - (K_{unsat}/K)} - z + (h_c + h_s - h_a) \log_e \frac{\frac{h_c + h_s}{1 - (K_{unsat}/K)} - (h_c + h_s - h_a)}{z - (h_c + h_s - h_a)} \right] \quad (2.34)$$

領域ⅠとⅡとの境界面が鉛直下方に向う速度が領域ⅡとⅢとのそれに比して非常にはやく進行する場合は、後者が新しい安息境界面に達する以前に前者が後者に追いついてしまう。

上方の境界面が下方の境界面に追いつく位置は式-(2.31)と式-(2.34)とを等しいとおいた次式から求めうる。

$$L = \frac{h_c + h_s}{1 - (K_{unsat}/K)} + (h_o + h_c - h_a - h_w) \log_e \left(1 + \frac{z}{h_o + h_c - h_a - h_w} \right) + (h_c + h_s - h_a) \log_e \frac{\frac{h_c + h_s}{1 - (K_{unsat}/K)} - (h_c + h_s - h_a)}{z - (h_c + h_s - h_a)} \quad (2.35)$$

$t = t$ のとき $z = z$ となり, このとき

$$\frac{d\phi}{dz} = 1 + \frac{h_t}{z} \quad (2.36)$$

ただし, $h_t = h_0 + h_{c1} - h_{a1} - h_{w1}$

h_{c1} : 浸潤前線の前後における土中水分の差に起因する土の吸引力を水頭で表したもの

h_{a1} : 上層中の土壌間隙空気圧を水頭で表したもの

h_{w1} : 浸潤領域において水と空気の混合によるエネルギー損失を水頭で表したもの

h_0 : 地表面上の貯留水深

いま, 上層内の単位面積当りの鉛直下方への流量を $(dQ/dt)_1$ で表すと,

$$\left(\frac{dQ}{dt}\right)_1 = K_1 \frac{d\phi}{dz} \quad (2.37)$$

さらに

$$dQ = dz \cdot n \cdot s \quad (2.38)$$

ここに, n_1 : 上層中における土壌間隙率

s : 浸潤前後の飽和度の差, $s_2 - s_1$

上の両式より,

$$\frac{dz}{dt} = K_1 \left(1 + \frac{h_t}{z}\right) \frac{1}{n_1 s} \quad (2.39)$$

この式から変数を分離して, $t = 0$ で $z = 0$ という条件を用いて積分して

$$t = \frac{n_1 s}{K_1} \left(z - h_t \log_e \frac{z + h_t}{h_t} \right) \quad (2.40)$$

つぎに浸潤前線が図-3・8に示されている境界面 AB をよぎり下層に進むときを考える。この境界面から下向きに z 軸を新たにとり, 前線がこの境界面を通過した時を $t = 0$ とする。

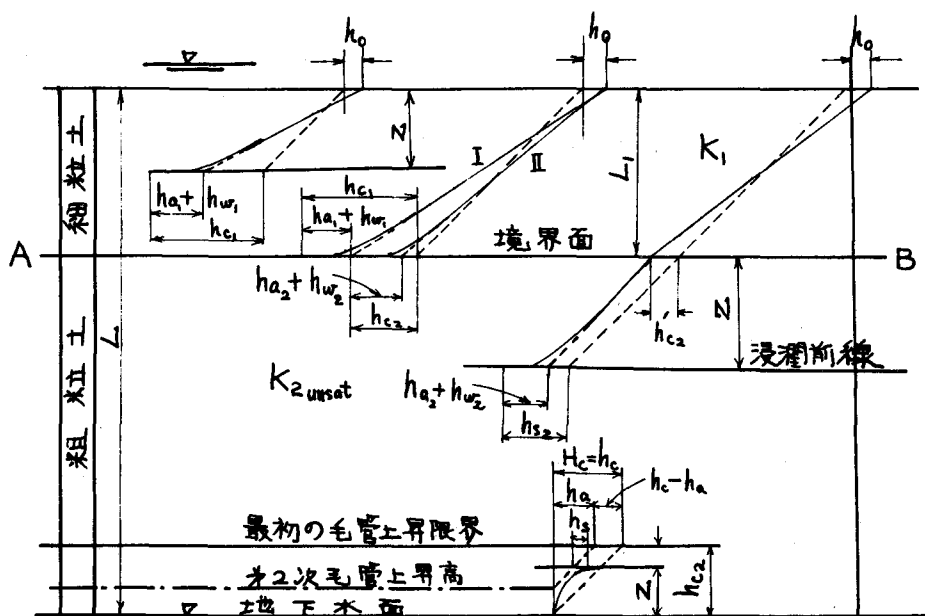


図-3・9 流れのポテンシャル関係図

いま $t = 0$, $z = 0$ の場合を考えると,

$$\left(\frac{dQ}{dt}\right)_1 = K_1 \left(1 + \frac{h_0}{L}\right) \quad (2.41)$$

$$\left(\frac{dQ}{dt}\right)_2 = \infty \quad (2.42)$$

つぎに, $t = 0$, $z = z$ の場合を考えると, 境界面上に水深 h の貯留が行われていることになる。
このとき, 上層の単位面積当り鉛直下方に動く流量は

$$\left(\frac{dQ}{dt}\right)_1 = K_1 \left(1 - \frac{h - h_0}{L_1}\right) \quad (2.43)$$

下層の単位面積当り鉛直下方に動く流量は

$$\left(\frac{dQ}{dt}\right)_2 = K_2 \left(1 + \frac{h + h_{c2} - h_{a2} - h_{w2}}{z}\right) \quad (2.44)$$

上式に用いた記号は図—3・8に示す通りである。

$(dQ/dt)_1 > (dQ/dt)_2$ という関係が存在する限りは h は増大し続けるが, これらの両流量が等しくなると, h は一定となる。

K_2 は K_1 に比して小さい。式—(2.44)より次式をうる。

$$t = \frac{n_2 s}{K_2} \left(z - h_t \log_e \frac{z + h_t}{h_t}\right) \quad (2.45)$$

ここに, $h_t = h + h_{c2} - h_{a2} - h_{w2}$

第2層の内部に存在している毛管水帯の上限界がその上部の土壌間隙空気が圧縮せられることにより, 下の地下水面が一定であるという条件でどのような運動をするかについてはつぎのようである。

$$\begin{aligned} \frac{dz}{dt} &= -K_2 \frac{d\phi}{dz} - \frac{1}{n_2 s} \\ \frac{dz}{dt} &= -K_2 \frac{h_{a2} - H_c - z - h_{s2}}{z} \cdot \frac{1}{n_2 s} \\ \frac{z}{z + (H_c - h_{a2} + h_{s2})} &= \frac{K_2}{n_2 s} dt \end{aligned} \quad (2.46)$$

z は地下水面より鉛直上方にはかった距離とする。

$t = 0$ のとき $z = H_c$ という条件の下で上式の両辺を積分すると,

$$t = \frac{n_2 s}{K_2} \left[H_c - z + (H_c - h_{a2} + h_{s2}) \log_e \frac{h_{a2} - h_{s2}}{z - (H_c - h_{a2} + h_{s2})} \right] \quad (2.47)$$

$$\frac{dQ}{dt} = K_2 \left(1 - \frac{H_c - h_{a2} + h_{s2}}{z}\right) \quad (2.48)$$

(7) 上部細粒土, 下部粗粒土からなる互層への浸透

図—3・9に示すように, 上層の厚さは L_1 , 下層のそれは $L - L_1$ とする。

上層中を地表面から鉛直浸透した水の浸潤前線が降下しつつあるときを考える。すなわち,

$$0 < z \leq L_1 \quad \frac{d\phi}{dt} = 1 + \frac{h_t}{z} \quad (2.49)$$

ここに, $h_t = h_0 + h_{c1} - h_{a1} - h_{w1}$

$$\left(\frac{dQ}{dt}\right)_1 = K_1 \left(1 + \frac{h_t}{z}\right) \quad (2.50)$$

$$t = \frac{n_s}{K_1} \left(z - h_t \log_e \frac{z + h_t}{h_t}\right) \quad (2.51)$$

浸潤前線が上下両境界面に到達した瞬間では、流れのポテンシャル勾配線は図のⅠからⅡに突然変る。前線が下層に移ろうとすると、浸透状態が変わることになる。前線が下層を降下しつつあるときを考えるとつぎのようである。境界面をはさんで上下層の含水量の差に起因する土壤吸引力を水頭で表した値 h'_{c2} が上層から境界面に作用する。

境界面 AB から鉛直下方に測った距離 z に前線がきたときを考えると、

$$\left(\frac{dQ}{dt}\right)_1 = K_1 \frac{h_0 + L_1 + h'_{c2}}{L_1} = K_1 \left(1 + \frac{h_0 + h'_{c2}}{L_1}\right) \quad (2.52)$$

$$\left(\frac{dQ}{dt}\right)_2 = K_2 \text{ unsat} \left(1 + \frac{h_{c2} - h_{a2} - h_{w2} - h'_{c2}}{z}\right) \quad (2.53)$$

記号は図に示した通りである。

$h_{c2} - h_{a2} - h_{w2} > h'_{c2}$ ならば z が増大するにつれて流量は減少するが、 $h_{c2} - h_{a2} - h_{w2} < h'_{c2}$ ならば z が増大するにつれて逆に流量は増加することになる。

下層内の前線の進行距離 z と時間 t との関係は

$$t = \frac{n_s}{K_2 \text{ unsat}} \left\{ z - (h_{c2} - h_{a2} - h_{w2} - h'_{c2}) \log_e \frac{z + (h_{c2} - h_{a2} - h_{w2} - h'_{c2})}{h_{c2} - h_{a2} - h_{w2} - h_{c2}} \right\} \quad (2.54)$$

(4) 鉛直浸透の実験

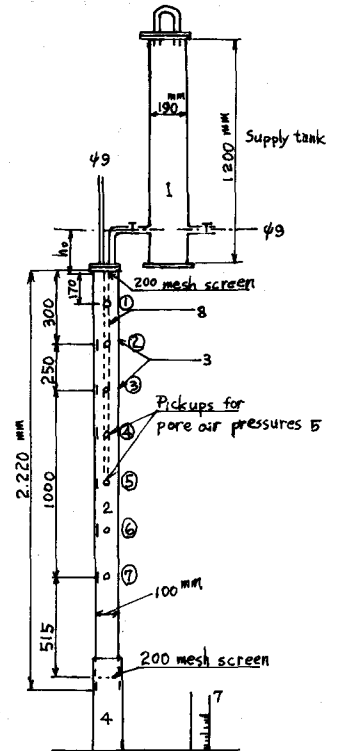
i 実験装置 (図—3・10 参照)

図についている番号毎につぎに説明する。

1. 給水装置：透明な合成樹脂製の Marriotte-Flask 型の容器、内径 190mm、高さ 1200mm、肉厚 5mm
2. 土容れ容器：細かい目の Screen を底に張った透明な合成樹脂の円筒、上蓋は取り外し可能、内径 100mm、高さ 2,220mm、肉厚 5mm
3. 土中水分測定電極：2 の円筒の内面に不銹鋼製の 6 ケづつのものが相対峙した位置に接着せられている電極
4. 受水器：溢流装置を有する円筒受水器、内径 140mm、高さ 500mm
5. 自記圧力測定装置と土の間隙空気圧測定用ピックアップ：島津製作所製 1 時間 1 回転の回転速度でチャートが回転し、水頭で土 2.0mm まで記録しうる自記圧力記録計
6. 横川製作所製 12 素子の電子管式自記記録計
7. 浸透流量測定用シリンダー
8. 透水係数の小さい層上に貯留される浸透水の貯留水深測定用の水位計

ii 実験の方法

前記の土入れ容器に約 3Kg 程度の乾燥土を投入して、カムの装置を使用して毎回 5cm の落下高で連



図—3・10 実験装置

続 25 回くり返し落下させながらつめると同時に、別に経 3 cm 長さ 2.5 m の木棒で土の表面をたたくことをくり返しながらかつめた。容器に土をつめ終った後、前記受水器にこの土をつめた円筒の底部を若干浸水させた状態で充分長時間放置して底部から毛管引力で限界まで上昇させておく。

土入れ円筒の外壁と受水器の内側との間で水で飽和されている土を填充して、受水器内の水位をそこに設けられている溢流部の天端に合せておく。

Marriotte Flask 型の給水器から土の表面に一定の水頭が作用するように土の表面に給水を開始する。この時、間隙空気圧測定用自記記録計や含水量測定用自記装置を動かして始める。また、浸潤前線の進行距離を短時間毎に記録するし、毛管上昇限界の降下状況および受水器から溢流する流量を測定し始める。

iii 実験結果

筆者が行ってきた多くの実験結果のうち、いくつかをとり上げて説明する。

a. 第 1 例 長尾硅砂のみを用い。給水を一時中断した場合

$h_0 = 6 \text{ cm}$ の条件で、給水開始後浸潤前線が下方の地下水面に達した後 15 分して一時給水をとめて 15 分経過した後に、 $h_0 = 1.2 \text{ cm}$ の条件で 20 分間再給水を行った。

図-3-11 は前線の進行状況に関して、実測結果とさきの式を用いて計算した結果とを示している。図-3-12 は給水量の時間による変化と流出量のそれとを示してある。流出量の初期の部分は底部の毛管水がその上部の圧縮空気の水でしばらく出されたものである。上部から給水した水は給水開始後 30 分経過後土入れ円筒の底から流出し始めている。図-3-13 は間隙空気圧の時間変化を示す。これによれば、空気圧はこのマサ土の場合には約 20 cm まで圧縮せられ、給水を中断したときには急に空気圧が低下し、負圧を一時示すが、再給水時に再び上昇する。このような変化で、各圧力計の位置により時間的なおくれがみられる。

b. 第 2 例 マサ土よりなる上層と千里産 B 砂よりなる下層からなる円筒、ただし円筒下部はスクリーンをへて大気に接しているものへの浸透
この場合、上層の透水係数は下層のものより少し小さい。下層内

を浸潤前線が降下する際に前線を多少確認し難い。図-3-14 は浸潤前線の進行距離一時間曲線が両層の境界面で折れた姿を示している。図-3-15 は給水流量と流出流量と時間との関係を示す曲線を計算値と実測値に分けて表している。この場合は前線が土柱の底部に達しない前には流出がない。この場合においても、図-3-16 にみられるように、間隙空気圧のある程度の上昇がみられる。

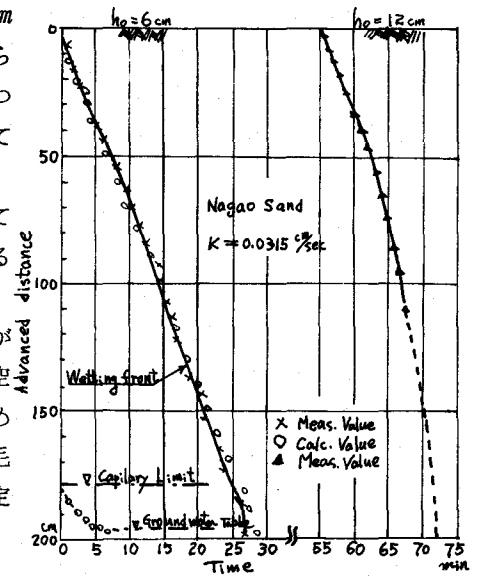


図-3-11 浸潤前線・毛管上昇限界の降下線

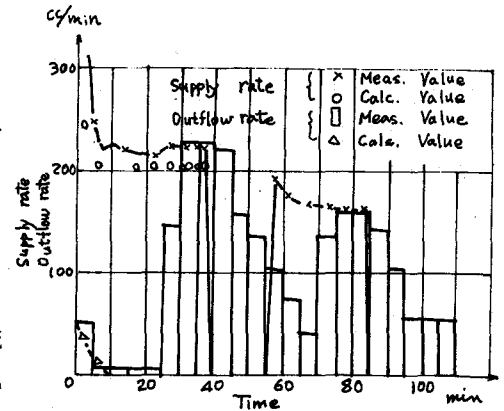


図-3-12 給水量・流出量曲線

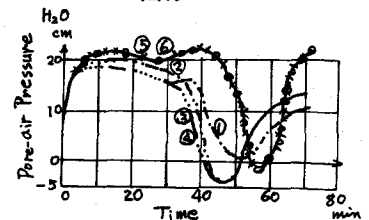


図-3-13 間隙空気圧の圧縮状況

c. 第3例 長尾珪砂よりなる上層と千里産B砂よりなる下層からなる土柱、底部は受水器に浸水しているものへの浸透

上層の透水係数は下層のそれより多少大きい。この実験では、給水量が上層の浸透能より少し小さいように調節されているが故に、上層の表面には貯留が行われていない。図-3・17は浸潤前線の進行距離-時間曲線、毛管上昇限界-時間曲線などを示す。浸潤前線が両層境界面に達した瞬間から急速に貯留水位が上昇して一定高さに落ちついている。図-3・18によれば、給水量は時間的に急変しているし、給水開始後73分で給水を停止している。流出量の最初の部分は土柱の下部の毛管水がその上に作用している間隙空気圧の上昇により、しぼり出されたものである。給水開始後約60分経過した時に、流出量が給水量にほとんど等しくなる。図-3・19によれば、空気圧-時間曲線は時間とともに変化し、番号4, 5, 6の圧力は大きい値を示している。この理由は、境界面上に貯留せられた大きい水深の影響を受けているからと考えられる。番号1, 2, 3は不飽和浸透が行われる上層内でも間隙空気圧は圧縮を受けていることを示している。

d. 第4例 C土よりなる上層、D土よりなる下層よりなる土柱、底部毛管水帯、への上面よりの連続給水による浸透

図-3・20は浸潤前線の進行距離-時間曲線と毛管水帯の降下速度曲線、上下両層の境界面上の貯留水深の増加曲線などを示す。上層の透水係数は下層のそれよりは大きい、それらの絶対値は比較的小さい。図-3・21によれば、この実験では、流出流量は小さいが約100分間継続しているが、その後、約45分間流出が中断した後、再び流出が始まったが、この流量は給水流量とはほぼ同量である。このときの間隙空気圧の圧縮せられた状況は図-3・22に示す通りであるが、圧縮された程度は比較的小さい。

e. 第5例 千里産砂よりなる上層とマサ土よりなる下層からなる土柱、底部は地下水が存在している条件での浸透

図-3・23は浸潤前線および毛管上昇限界の降下速度を示すし、境界面上に貯留せられる水位の上昇速度などが描かれている。計算値と観測値とはよく一致を示している。このときの間隙空気圧の変化曲線は図-3・24に示す通りである。給水開始後70~80分経過した時に番号5, 6, 7が増大しているのは上下両層境界面上に貯水があらわれ、その水位が大きく上昇したことによる。

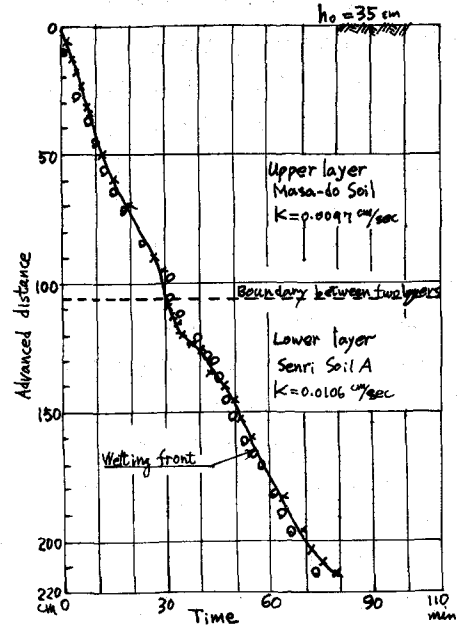


図-3・14 浸潤前線の進行状況

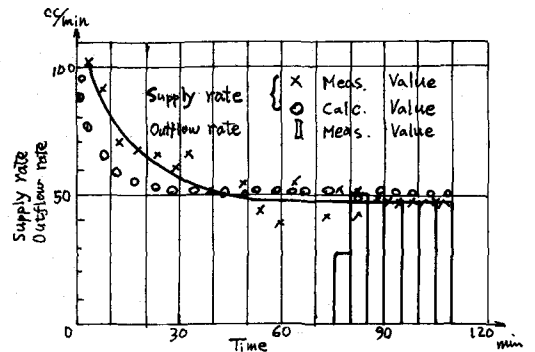


図-3・15 浸透速度

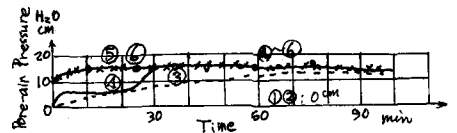


図-3・16 間隙空気圧の時間変化

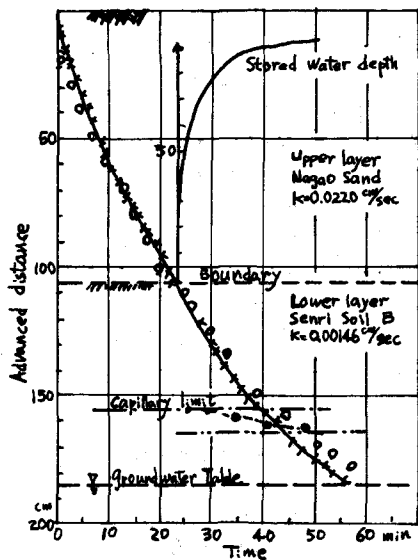


図-3-17 浸透中の浸潤前線、毛管上昇限界および貯留水深の変化

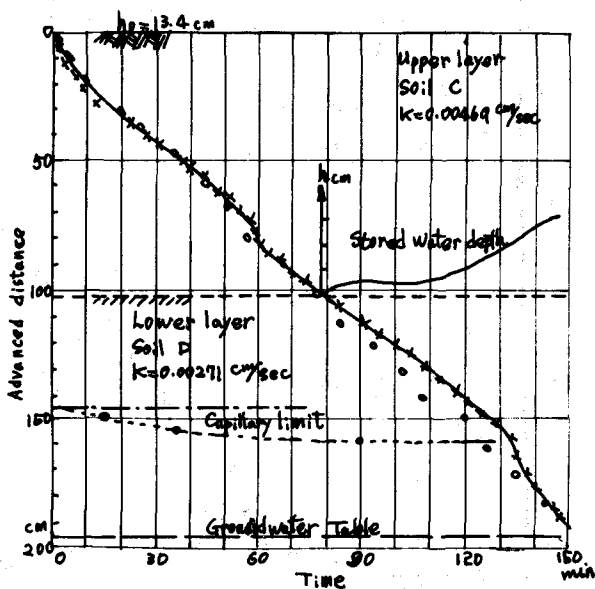


図-3-20 浸透中の浸潤前線、毛管上昇限界および貯留水深の変化

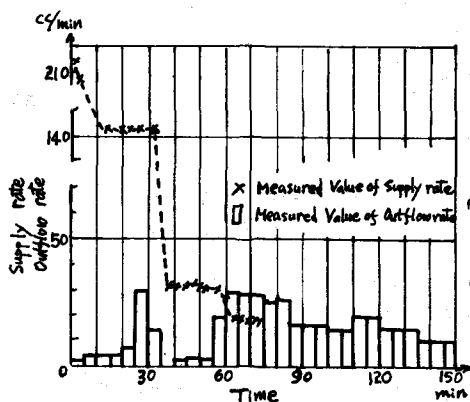


図-3-18 単位時間当りの給水量と溢流量の時間変化

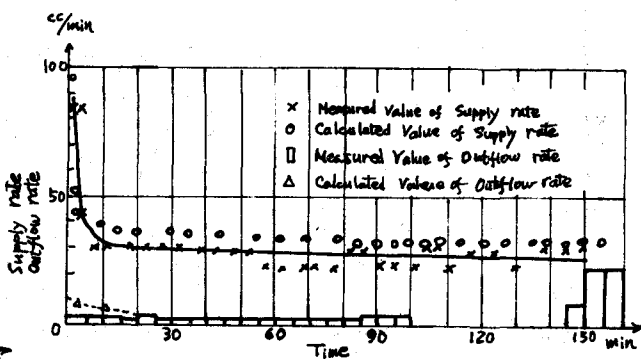


図-3-21 単位時間当りの給水量と溢流量の時間変化

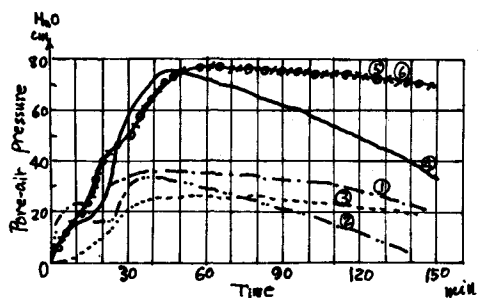


図-3-19 間隙空気圧の時間変化

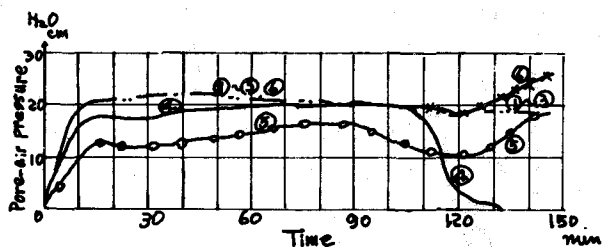
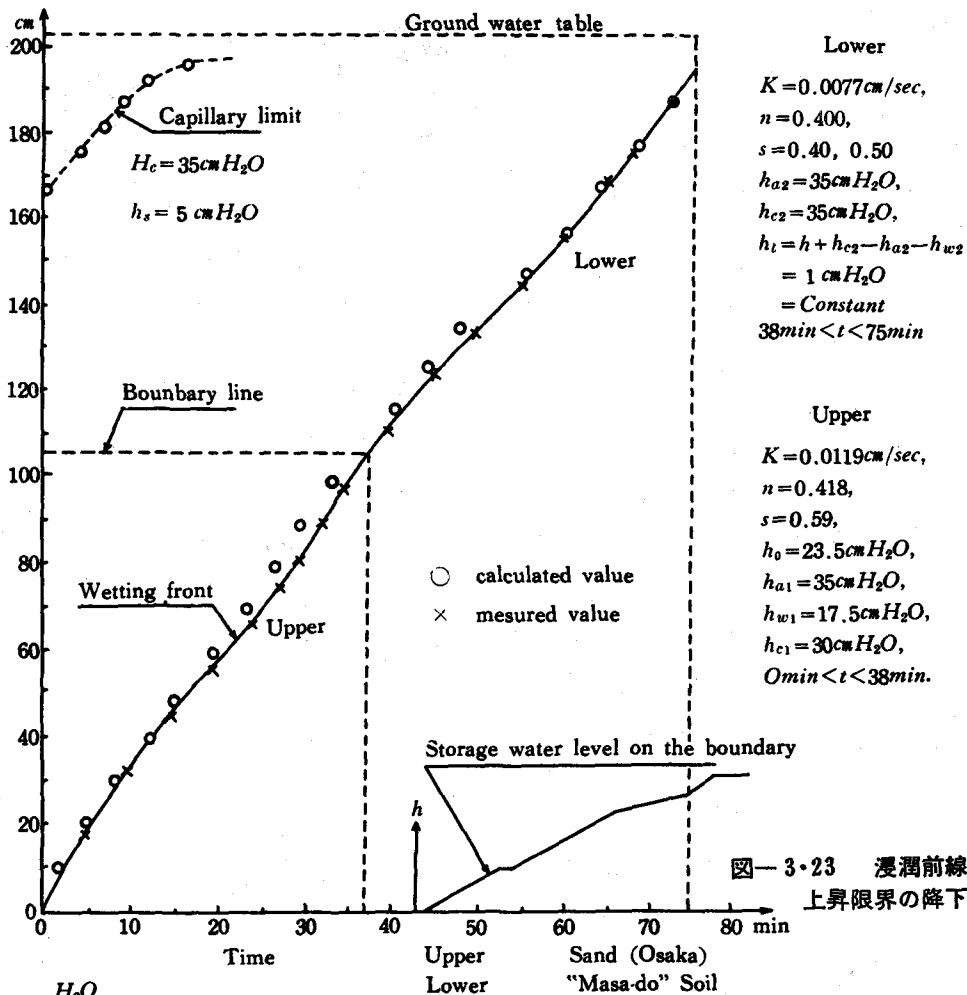
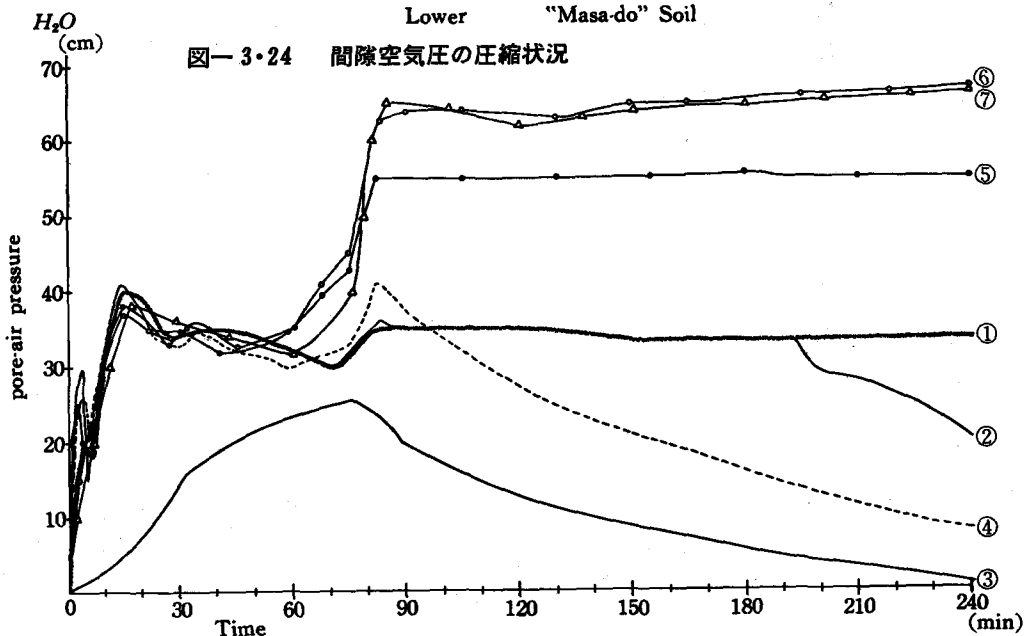


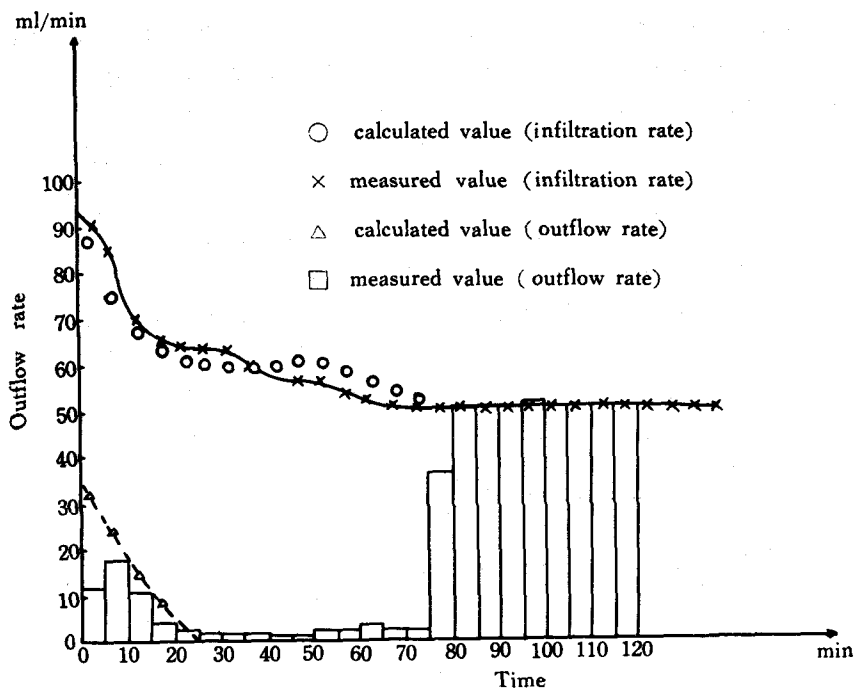
図-3-22 間隙空気圧の時間変化



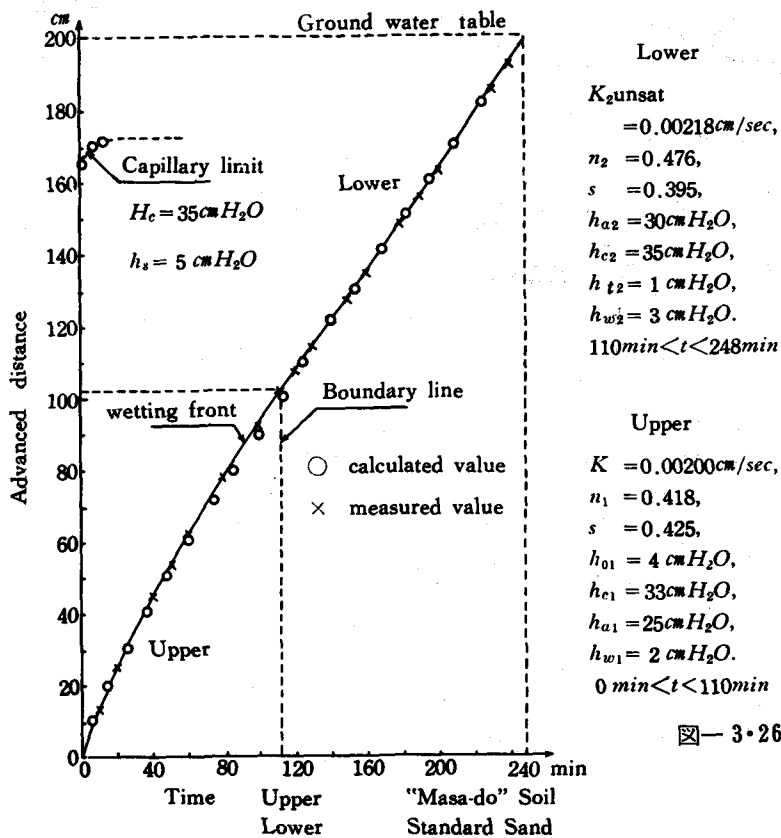
図一 3・23 浸潤前線と毛管
上昇限界の降下速度曲線



図一 3・24 間隙空気圧の圧縮状況



図一 3・25 給水量・流出量曲線

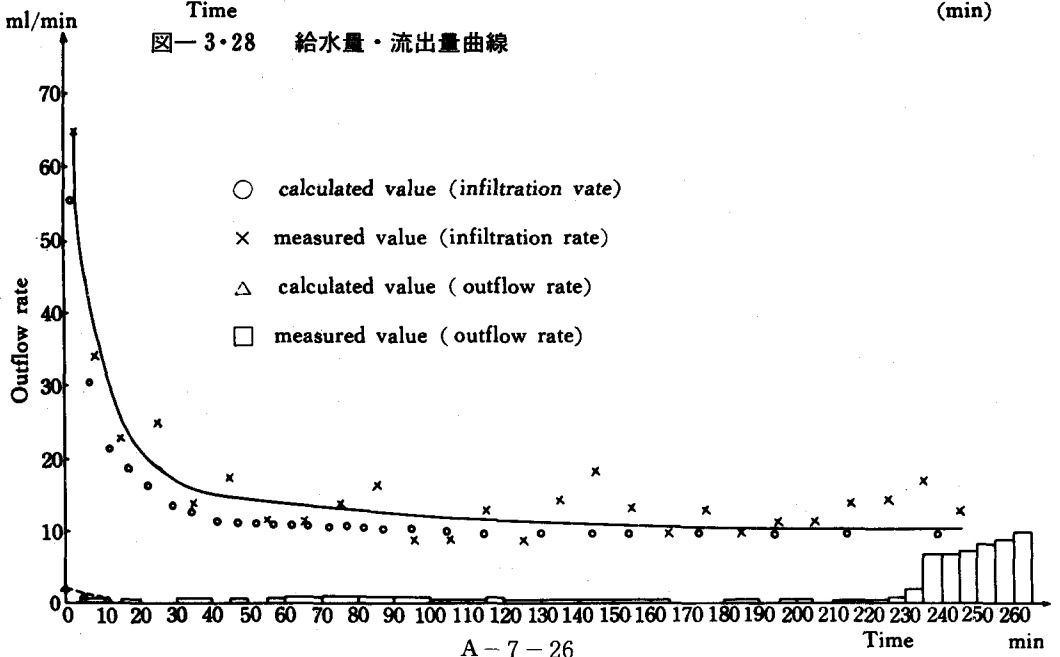
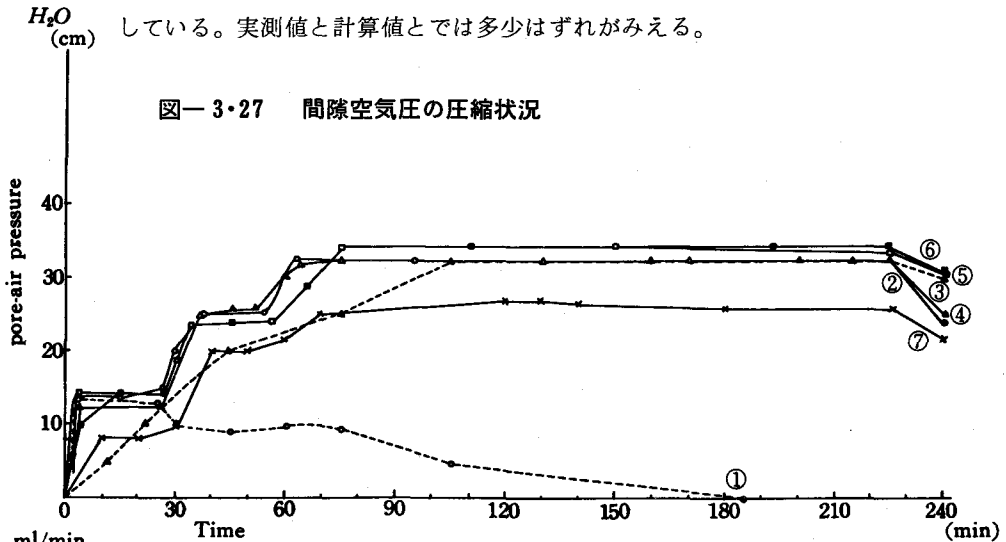


図一 3・26 浸潤前線，毛管
上昇限界の降下線

図一 3・25 には給水流量と流出流量の時間変化を示す。この図には、実測値と計算値とを比較してあるが、かなりよく両者は一致している。給水開始後約 80 分で給水流量と流出流量とが一致している。初期の流出量は毛管水帯の水がしぼり出されたものであり、受水器の貯留効果が働いているが故に計算値と実測値とが少しはなれている。

f. 第 6 例 マサ土よりなる上層と標準砂よりなる下層とからなる土柱、底部は地下水が存在している条件での浸透

図一 3・26 は浸潤前線および毛管上昇限界の降下速度を示している。この場合においては、上層のマサ土の透水係数は下層の標準砂のそれよりも少し小さいが故に、境界面上に浸透水の貯留は全然行われない。下層中の浸透は不飽和状態であろう。図一 3・27 はこの実験のときの間隙空気圧一時間曲線を示す。番号 2～7 の各点の圧力は給水開始後 75 分頃から、それぞれほぼ一定値をとる。図一 3・28 は給水流量と流出流量の時間変化を示すが、実測値と計算値とを比較してある。流出流量は僅かずつ時間的には長く尾をひいている。給水開始後約 240 分して土柱頂部から給水したものが底部から流出している。実測値と計算値とでは多少はずれがみえる。



4 雨水の斜面への浸透

(1) 緒言

雨水などの斜面への浸透は2段階に分けて考えてみる必要があると筆者は考える。第1段階の浸透は浸透開始とともに浸潤前線が進行し、それが不透水層またはこれに近い層の表面に達し、前線が消失して地表面からその層までの間の均等質の表層がすべてほぼ均一な含水状態に至るまでの浸透をさす。この段階では、重力、地表面に作用する静水圧、前線に作用する土の吸引力、圧縮せられた間隙空気圧などの作用外力と境界条件ならびに先行条件の下に浸透が行われる。

第1段階の浸透が終了すると直ちに第2段階の浸透に移行し始める。すなわち、不透水層または難透水層の表面の上に急に自由水面が出現し、これが急速に上昇を開始すると同時に、いままで鉛直下向きであった流線が急に方向を変え始める。すなわち、地表面、不透水層などのいわゆる「境界条件」に大きく影響を受け、土壌吸引力や圧縮間隙空気圧は消滅し、重力と流入面に作用する静水圧のみが作用力として働く。

図-4・1、4・2は凹状斜面および凸状斜面の表土層内への雨水の浸透の状況を示したものである。このように表層内に貯留が行われるか否かは、降雨の hyetograph と表層の浸透能と厚さなどを組合せて、3で述べたような解析を行ってみて決められるものである。一般的にはかなり長時間の降雨の継続が必要である。凹状斜面は表流水が斜面の裾近くでは集ってくる傾向が強く、浸潤前線の進行速度は頂部から裾に近づくにつれて、強雨浸透の場合は大きくなる。凸状斜面では、強雨がその上に降り表流水が斜面上を流れるとき、相となり合っている2本の流線間にはさまれた領域上を流れる流量に注目すると、つぎの通りである。上記両流線間にはさまれる集水面積は斜面上を裾に向かって進むにつれて増大するが故に、流量も増大する。一方、両流線間にはさまれた等高線の長さも増大する。従って、この等高線の単位長当りの表流水の流量が斜面の頂部から裾に進むにつれて増加するか増加しないかは凸状斜面の等高線の曲率により異なる。この流量が増加しない場合は、強雨時のこの斜面への浸潤前線の進行速度は特に裾に進むにつれてはよくなることはない。

ひとつの斜面が与えられたとき、その境界条件、浸透層の透水係数、降雨強度などが明らかな場合は、第2段階の浸透が定常状態になったときの流線群や自由水面は、簡単な境界条件の場合には等角写像などを用いた解析が可能であるが、そうでないときには模型実験などの方法

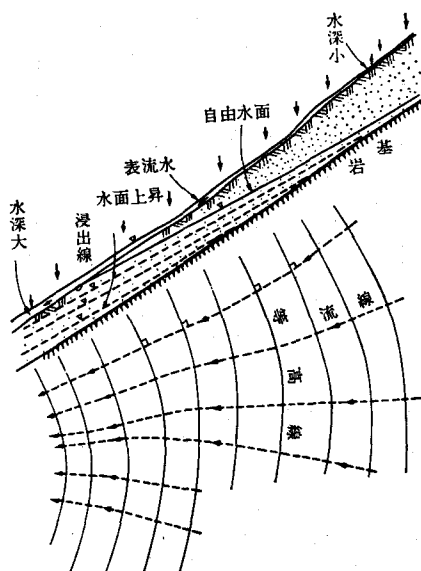


図-4・1 凹状斜面と浸透水面

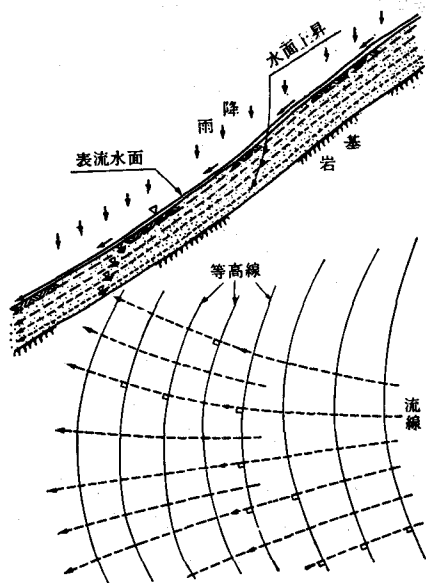


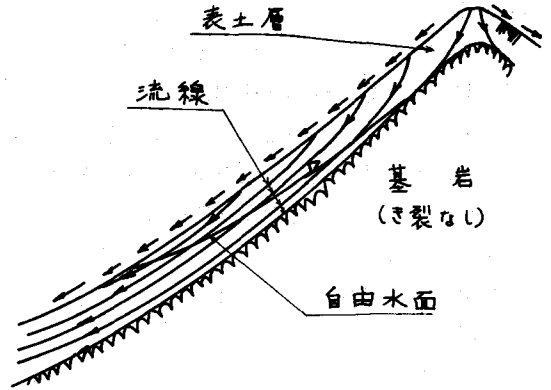
図-4・2 凸状斜面と浸透水面

によらなければならない。図一4・3は難透水性の基岩の上に、山腹斜面を構成している表土層に十分長時間強雨が継続すると仮定したとき、表土層内に出現する流線群と自由水面とを示している。図一4・4は基岩の上に粗粒と細粒との二層がのっていて、十分長時間降雨が継続したときに流線が境界面で屈折している状態と流線のむきが時間の経過につれて変る状態を示す。

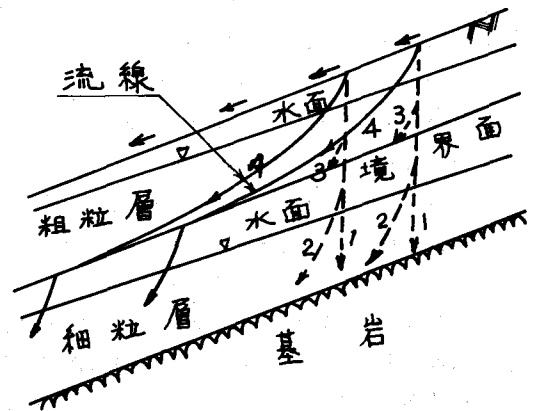
(2) 各種の流域斜面への雨水の浸透流域の地形・地質の状況により、山腹斜面の条件が異なるが故に、降雨条件との組合せにより各斜面への雨水の浸透状態が異なることはいうまでもない。斜面を構成している地質にもいろいろなものがあるが、基岩が地表面近くに存在するものと基岩は地表面付近にはなく最新世ないし中新世の地層から斜面が構成せられているものがある。

さらに、基岩を構成している地盤に「われ」などを包括した破碎帯が存在している場合とこれがない場合とがある。ここでは、流域斜面の代表的なものをいくつかとり上げて雨水の浸透を論ずることにする。図一4・5にみられるような状態になると、貯留水面と斜面の表面とが概観的にある角度で交わる。ただし、浸出線付近では水面は斜面に接することになる。このような浸透状態は普通の豪雨の場合は、透水性の良い表土層で、しかもその厚さが比較的うすい場合に実現する可能性が十分ある。たとえば、花崗岩よりなる基岩の上にマサ土からなる表土層がのっている。1.0 m内外の厚さの凹状斜面などをあげる。表土層が難透水性の土の場合には上述のような現象は生じ難い。難透水層が斜面の最上層をなして、すぐその下に比較的透水性良好な層があって、図一4・6に示すような斜面を構成している場合を考える。この図のC層（砂～風化砂岩）内に存在している地下水は破碎帯から供給せられているのであるが、豪雨時には破碎帯内の地下水頭が急増することにより、上記の供給する流量が増すことにより、この層内の水が被圧地下水の様相を呈し、上のA、B層に圧力をかけるとともに、これらの層は上下から水の浸透をある程度受ける。

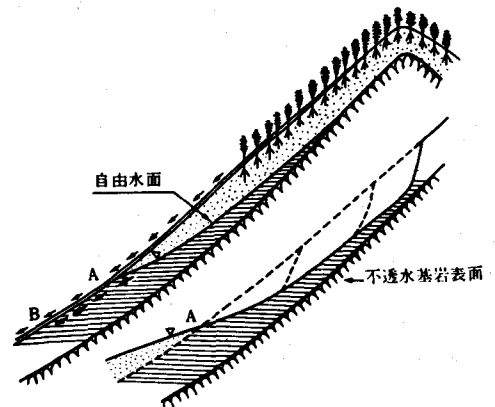
図一4・7は花崗岩の基岩の上にマサ土の表土層が敷っている斜面で、基岩に断層破碎帯が発達して



図一4・3 表土層内での定常浸透時の流線

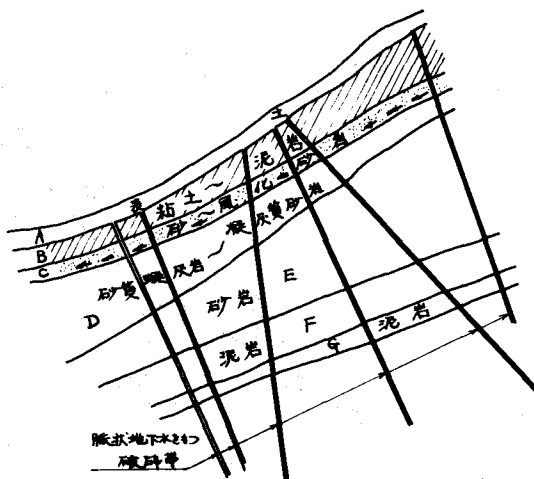


図一4・4 流線の境界面での屈折

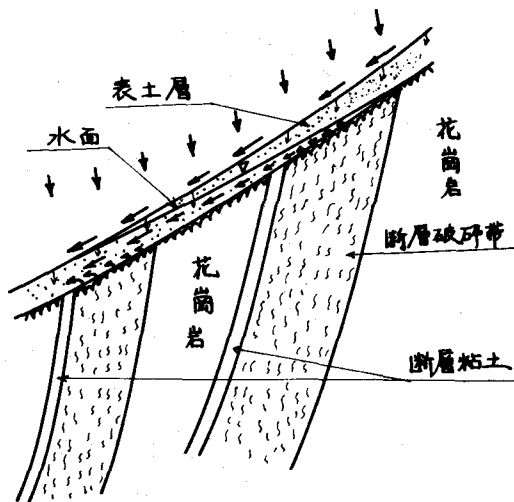


図一4・5 表層崩壊とパイピング現象

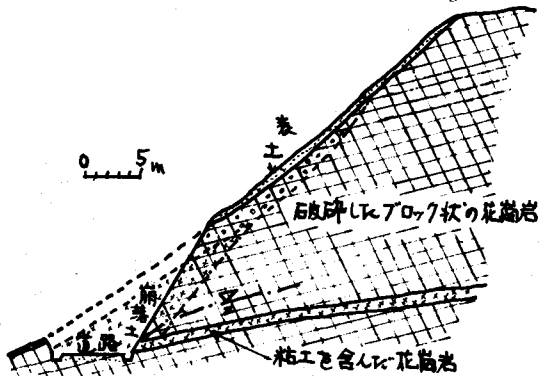
いて、その内部の地下水頭が豪雨の襲来により著しく増大して、破碎帯の頂部から溢流を開始するかあるいは溢流流量が著しく増大する結果、表土層は表面と底部からの浸透を受けてはやく貯留水面が上昇する。基岩に節理や割れ目が発達していてその内部の地下水位が低い時には、図一4・8のように雨水は表土層を浸透した後これらを通して基岩内に浸透する。この図は神戸市丸山付近の斜面中腹を切り道路を造ったところのものであるが、粘土層のうすいものをかんでいる。われ目を通して侵入した雨水はこの粘土層で降下をさえぎられて、横方向に流れて道路片側の切取面から湧出する。集中豪雨のはげしい際は粘土層上に貯留される水の水深も増加し、切取り面は安定を保ち難くなった。図一4・9は立山ドライブウェイが建設せられたきれつの多い凝灰岩、安山岩、花崗岩からなる斜面を示す。最上位にある凝灰岩は数メートル角の大きなブロックに割れている上、凝灰岩と安山岩との境界は広い面積である。凝灰岩の表面に降る豪雨はそこに発達している割れ目を通して多量の雨水が降下して上記の広い境界面で受け止められ、これが局所的に集中するようになっている。このため、この集中ヶ所の斜面が崩壊しやすかった。図一4・10は粘土と砂れきが互層をなしている累層が自然斜面を形造っているものである。このような斜面に豪雨が降ると砂れき層内へその表面からよく浸透していくが、それが粘土層上に達しやすい部分から漸次その上に貯留が行われる。粘土層の笠の下では雨水の浸透面が限られているが故に、その層に大きく貯留されることは少いと考えられる。図一4・11は累層内に地下水を包ぞうしている破碎帯が存在している場合であるが、破碎帯かられき層内へ供給される水が豪雨時には急増して、砂れき層内へ横方向から給水される。この場合は斜面部に不透水層があらわれるところから湧水がみられる。図一4・12は横浜市の丘陵地の斜面にみられる地質の断面である。下部に土丹岩がありその上に砂れき層が堆積しているが、さらに地表面には関東ロームがのっている。関東ロームは日照りが続くと乾燥収縮が大き



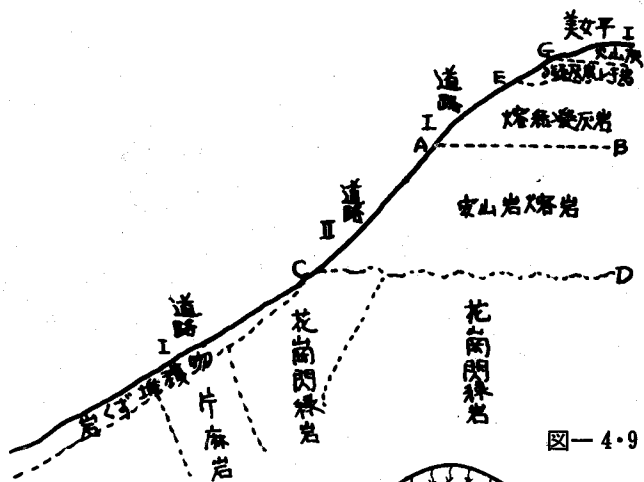
図一4・6 破碎帯の発達している地盤の地下水



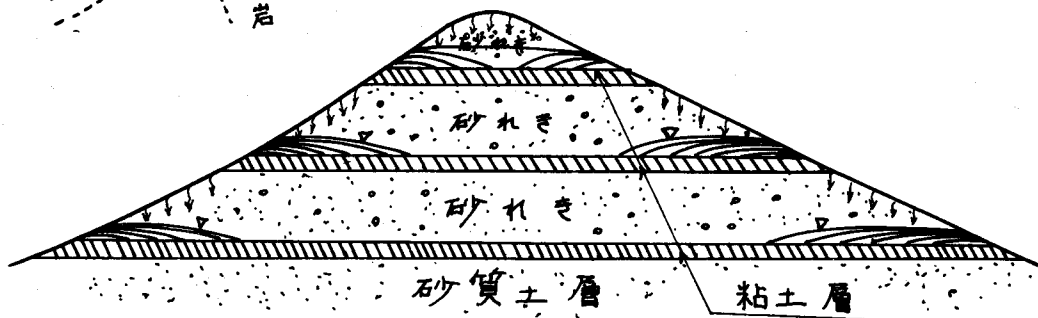
図一4・7 断層破碎帯の存在する凹状斜面



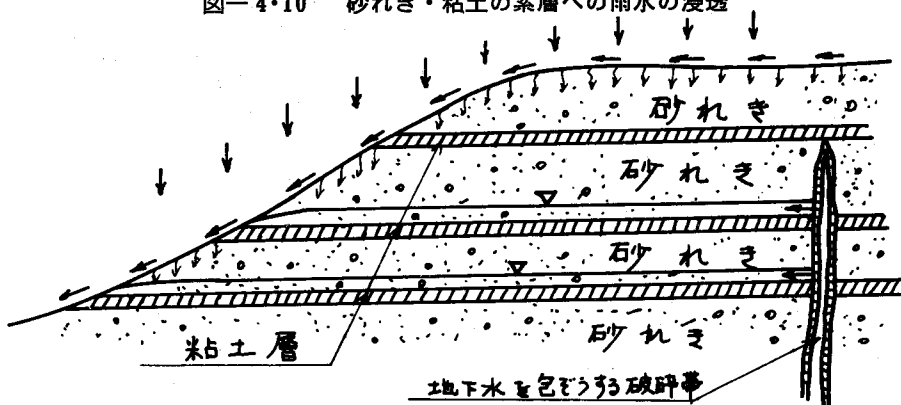
図一4・8 神戸市丸山付近の山麓道路の切取り斜面の崩壊例



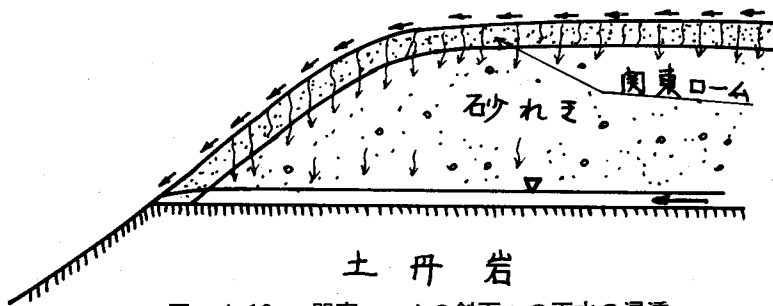
図一 4・9 立山登山道路の斜面



図一 4・10 砂れき・粘土の累層への雨水の浸透



図一 4・11 破碎帯を有する累層への浸透



図一 4・12 関東ロームの斜面への雨水の浸透

きくて数cmの割れ目が多数発達する。このような状態のところに豪雨が降ると、比較的容易に表層のローム層のわれ目を通り、その下の砂れき層内へ浸透し易い。この量が非常に多いと下部の土丹岩上に達し、ここに貯留されやすく、土丹岩が斜面に顔を出すところのすぐ上で崩壊が始まりやすい。

5 斜面の安定

(1) 安定に関する基本事項

斜面の地盤を取り上げても、土質工学的にこれを研究する人は、斜面の表土やその下の地層を対象として土の性質にメスを加えて、豪雨時における土の透水性やすべりに対する抵抗性などを調査研究して、たとえば、シラス、関東ローム、マサ土などは非常に豪雨に弱い土であるという成果を出している。また、地質学者は、斜面を構成している地質を地質学的に研究し、基岩とそれが風化して生じた表土、累層などの諸性質を明らかにして、どの層が豪雨時には弱いというような結論を出してくる。

水文学を専攻している人達は過去の水文資料を集めて、システム・情報工学的な手法を用いて、降水および出水などに関して確率的な関係を明らかにしている。水理学を専攻している人達は、豪雨の斜面上を表流するものおよび斜面表層へ浸透するものを豪雨条件と地形などの地表条件とのにらみ合いで研究をしてきた。その結果、凹状斜面は凸状斜面に比して崩壊しやすいし、表土層の厚さは豪雨の継続時間との関係で、薄いものは崩壊し易く、表土層の浸透能が基岩のそれより大きいときなどは表層崩壊が生じ易いというような結論を出している。砂防工学および林学の立場の人は、植生の効果や山腹工事の効果と、排水の重要性を力説している。また、建築の分野の専攻者とともに、斜面の勾配および総雨量と斜面崩壊との相関関係を統計的に求めるという方法と取組んでいる。地形学の立場の人は空中写真の解析結果などから統計学的に斜面の危険度を追究している。このような各分野の専門家はそれぞれの立場からこの問題ととり組んで、それなりの成果をあげてはいるが、各分野を総合して総括的な立場から眺めて、全体的に筋の通ったものでなければならない。またさらに付言すれば、この種の研究は、崩壊を起した斜面のみに注目して、崩壊を生じた後にその斜面にとりついて、上記のように専門別事項について調査研究が行われてきたが、その付近で崩壊を免れた斜面についても同時に調査研究が行われるべきで、崩壊斜面と崩壊を免れた斜面のそれぞれの条件または特性について比較検討して、それらの間の相違点の究明に欠けていた感が深い。すなわち、崩壊斜面の崩壊原因を説明し得ても、崩壊を免れた斜面が何故に免れたかという理由をも同時に説明しなくてはならない。

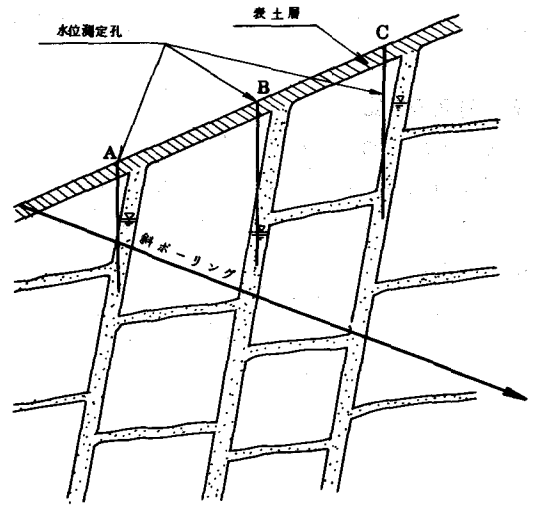
降雨に起因する地盤の不安定化として「斜面崩壊」、「地すべり」、「Seesaw運動」、「土壌浸食」、「切取りによる地盤の不安定化」、「盛土の不等沈下」等をあげうる。天然地盤の不安定化の問題も大切であるが、人工を地盤に加えることにより生ずる不安定化も非常に重要な問題である。

(2) 破碎帯内の地下水²²⁾

斜面を構成している基岩に発達している破碎帯というのは、それが断層はもちろん、基岩が地殻変動を受けた際に生じた「横われ」および「縦われ」などが雨水や地下水などの侵入の結果、風化作用を受けたものもこれにふくませる。土壌化した部分は、岩くず、砂、シルト、粘土のようになっている。図-5・1は基岩に生じている「縦われ」の一種の模式図である。横割れ部の透水性は必ずしもよくないことが多い。このようなものの内部に包ぞうせられている地下水の水頭は、相隣り合っている破碎帯を比較してもかなりの差を示していることがある。

地盤に破盤に破碎帯が集中的に走っているところで、調査を行うためには、図-5・1に示すように適当な伏角を有する斜ボーリングを施工する。このとき、Double core tubeを用い、無水掘りが可能な限りはこれを行って、all coreを採取するようにする。また、このボーリング施工時において、地

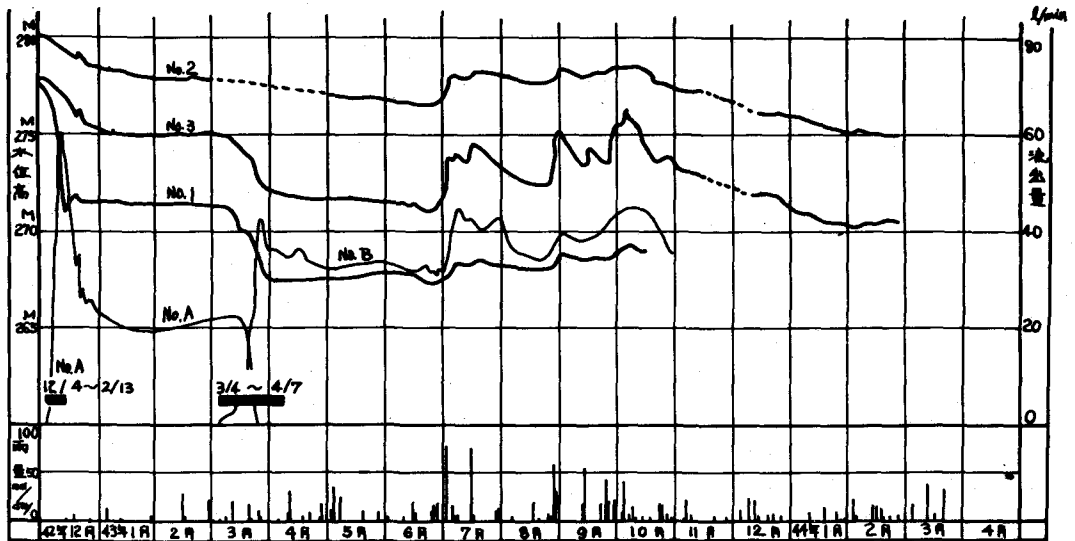
盤の「縦われ」毎にそこに内ぞうせられている地下水の水頭を斜坑を利用して計る必要がある。破砕帯内の水位は豪雨と非常によく対応を示している。図一5・2は神戸市東灘区渦森地区において有名な五助断層が走っている斜面に設けた水位観測用の鉛直ボーリング孔No.1～No.3の水位の変化曲線と水平ボーリングNo.A, No.Bからの流出量曲線を記している。図一5・3も同様な曲線を記載してある。これらの曲線を見ると、6月の梅雨期から10月にかけての降雨で75mm/day程度以上の雨では水位の変動はよくこれに敏感に対応している。降雨と水位上昇との間にはtime lagがほとんどないが、一旦上昇した水位の減水曲線はかなりゆるやかであり、しかも、一降雨による破砕帯内水位の上昇高はかなり高い。昭和44年6月末から7月始めにかけての豪雨によりNo.Dの水面は10m



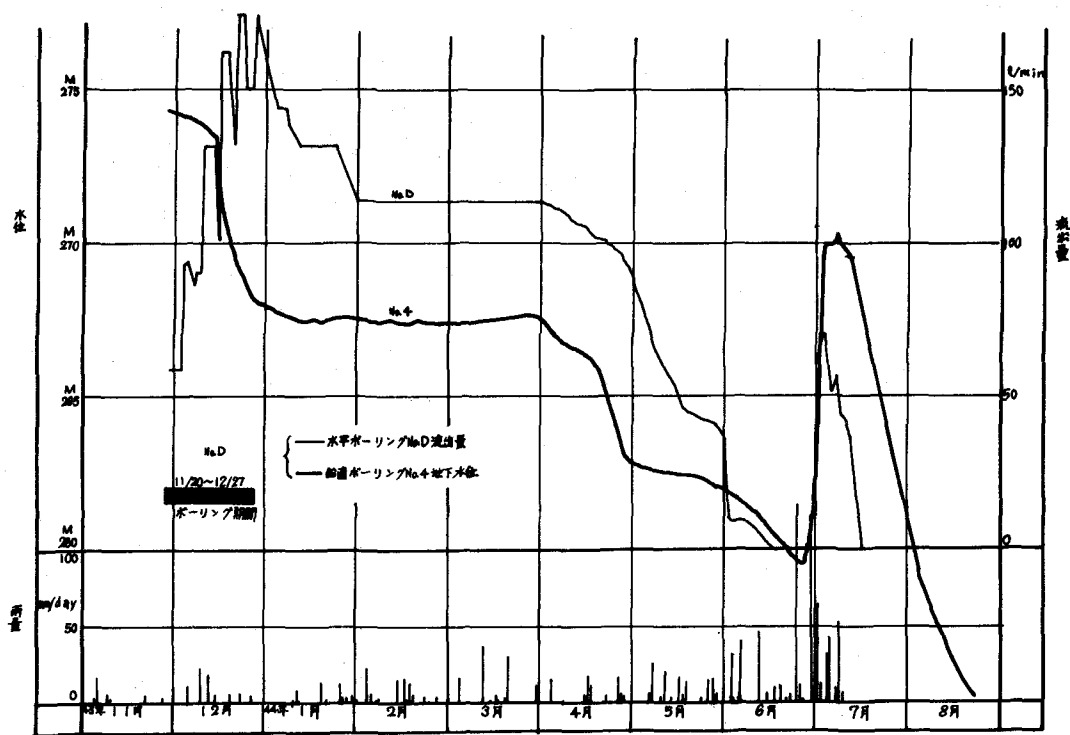
図一5・1 破砕帯の模式図

以上も上昇しているが、一旦上昇した水位は上昇前の水位にまで降下するのに1ヶ月余を要した。

各水位計の示す水位一時間曲線の振巾は場所により異なることもまた特色である。鶴甲地区の北部の破砕帯の地下水の変動に関しても同様な傾向を示している。この上昇高は、その破砕帯の構造、位置、延長線がどのような地盤高と地形のところを通過しているか、などにより大きく左右される。ひとつの破砕帯の内部の地下水面の上昇する原因は、豪雨がその場所の直上から浸透した結果というよりは、その位置から離れたところで且つ標高がいま水面上昇が起った場所の標高よりも高い所に溪流などがあり、その床には基岩が露出していて、そこを破砕帯が横切る位置から豪雨時に水深を増した溪流の水が大量に浸入したためと考える方が自然であろう。その横断は図一5・4に示すようなものと考えら

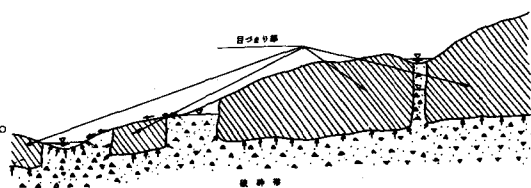


図一5・2 神戸市渦森地区の破砕帯の地下水位と排水量



図一 5・3 神戸市渦森地区の破碎帯の地下水位と排水管

れる。すなわち、破碎帯の頂部が連続的に開いているのではなくて、目づまりを生じている部分では、その地下水は被圧の形をとり、目づまり部に作用する圧力が増大することはいうまでもない。つぎに、破碎帯の走っていると考えられる実例を示すと図一 5・5 のようなものを一例としてあげよう。これは神戸市再度山の近くにおいて多くの破碎帯が集中している所である。



図一 5・4 一破碎帯の縦断面図

現場は花崗岩が山肌に露出しているが、これが非常に割れ目に富んでいるし、湧水や崩壊跡もみられる。

(3) 基岩崩壊

節理が発達している基岩、き裂の多い基岩が斜面を構成している場合、このような状態が基岩の表面から鉛直下方に続いていて、しかも豪雨や浸透水がこのような割れ目を通して浸入してくる場合に、その鉛直下方への流下が妨害されずにはるか下方まで降下するときには崩壊が発生し難い。これに反して、き裂に富んでいる基岩にうすい粘土層または粘土化した層が「横われ」のどれかにはさまっていると、この層の上に浸入してきた水が貯留せられて、ブロック状に破碎せられている岩塊に水圧を及ぼすと同時に、「横割れ」が「流れ目」になっていると、すべり出して崩壊することになる。このとき、ブロック状岩塊の大きさ、粘土層の傾斜角、豪雨の規模と強さなどにより崩壊規模は異なる。また、割れ目が目づまりを生じていて、その上に貯留せられた雨水が斜面に水圧をかけるような場合も、

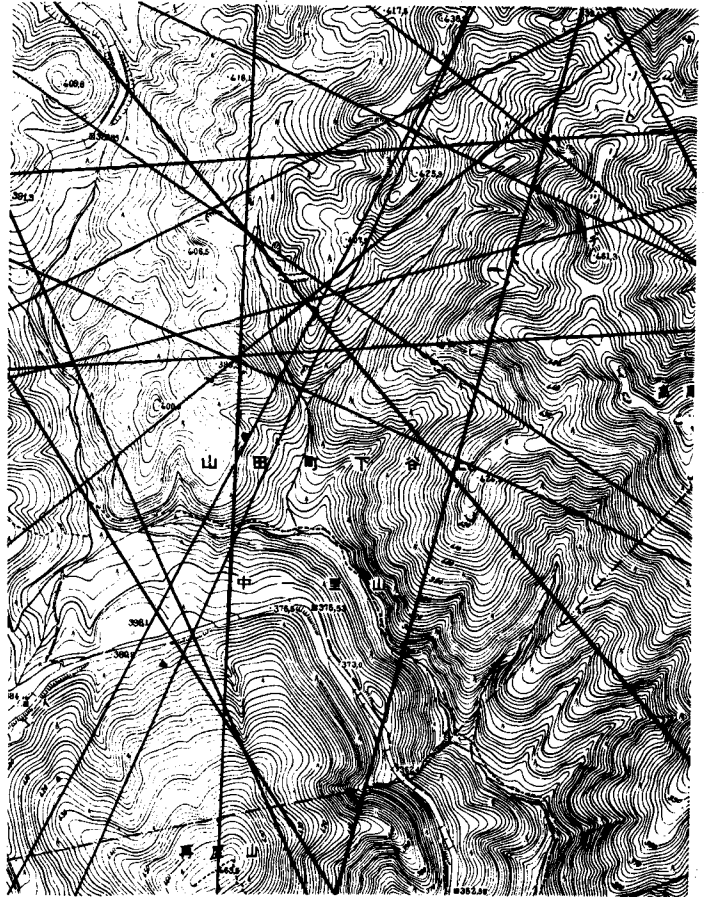
ブロック状の基岩が崩壊する。

断層破碎帯または単なる破碎帯が発達している地盤が山腹斜面をなして、それら破碎帯内の地下水がかなり高い水位を示していて、水圧をかけられていた斜面を切取った結果、切取り面がはらみ出しを起したり、崩壊を生じかけたりしたことがある。これをおさめる対策として上記の水頭を低下させるために斜ボーリングを適当な間隔で施工し、その目的を果たさせた例がある。

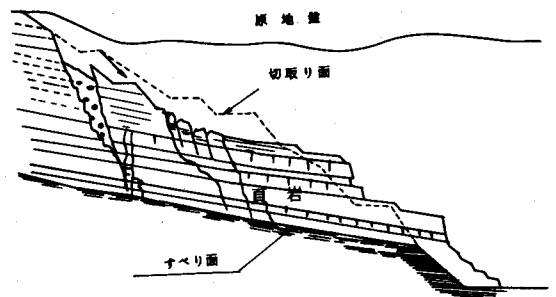
図一 5・6 は流れ盤になっている水成岩の地層を点線で示すように切取りを行った結果、滑りを起し易い基岩の傾斜した面と切取り面と同じ方向に傾いている関係で、わずかな誘因で滑り型の崩壊を生じかけた例では、流れ盤となっている傾斜した節理面にうすい粘土層がはさまれているような場合に、豪雨が割れ目から侵入して、この層に達したときにすべりかけた。

図一 5・7 は低い方へ傾斜している節理が発達している砂岩、頁岩、凝灰岩などの流れ盤の地層が多数の節理のうちのあるものに、厚さ数十mmのうすい粘土化層をはさんでいるところがすべり面となり、滑り出しを起しかけたものを示す。道路などを通すために、すべり面の下まで切りとった結果、わずかな降雨が誘因となり動きかけたものである。このような場合は切取りの深さに気をつけるか、アンカーを図のように、すべり面を貫通して適当に設ける。この場合、アンカーの配置と材料を適切に選び、すべりの防止に役立たしめる。

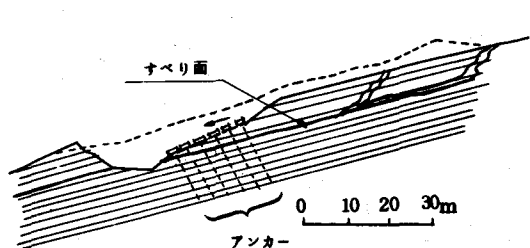
基岩に節理がよく発達していて、その節理の面とほぼ平行に切取りを行ったとき、図一 5・8 に示すように多数の平行したうすい岩片が重なっている故、豪雨の際に「たまねぎ」の皮がはがれるように岩がはがれて崩落することがある。このとき、斜面の頂部は切りとられて平坦となっているほか、節理とほぼ平行に切取り面から近い距離に破碎帯が存在している。雨水が節理のうち縦の節理の頂部か



図一 5・5 神戸市再度山付近の推定破碎線



図一 5・6 流れ盤のすべり



図一 5・7 節理の発達している水成岩のすべり

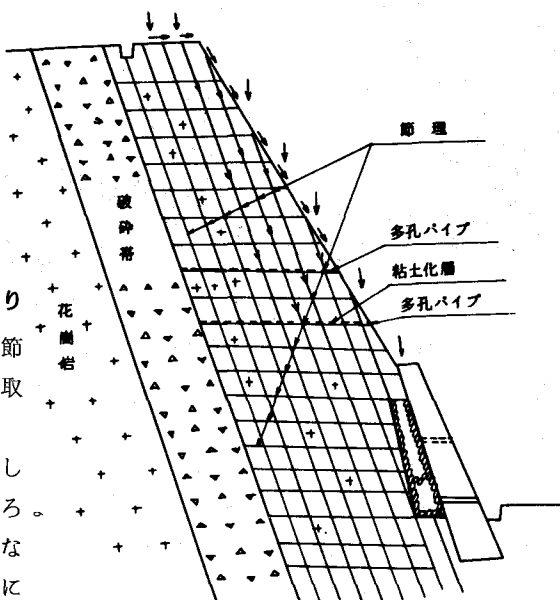
らそれらの内部へ侵入し、それが粘土化した横節理のひとつの上に貯留せられるとその水圧で切取り面に近い節理面からはがれる。

断層破砕帯および無数の平行なわれ目が発達している岩から山腹斜面になっているようなところ。は、静岡県大崩れ海岸や高知県土佐山田の斜面などがこれに該当するのであるが、崩壊が豪雨時に大規模に発生する。

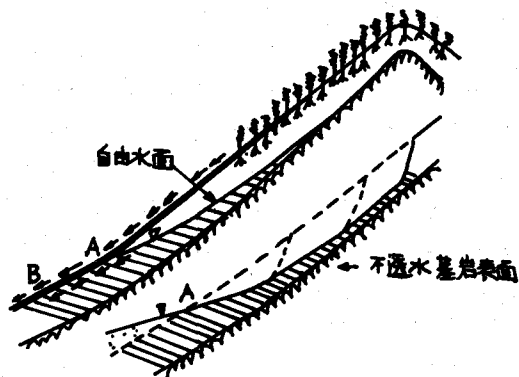
(4) 表層崩壊²³⁾

4で記述したように、貯留水の水面が斜面に浸出線を生じ、しかも地表面と水面とが表土層内においてある程度の大きさの交角をなすとき、浸出線付近で「パイピング現象」が発生すると、図一 5・9に示すように、そのときの水面と地表面との間にはさまれたクサビ状の斜面が支えを失った形で崩壊する。このときの崩壊の大きさは、水面勾配、地表面と水面との相対的關係、マサ土の性質などにより異なる。いずれにしても斜面の上手に崩壊がおよび、貯留水深が小さくなって「パイピング現象」が生じ難くなるまで崩壊は進行する。基岩に破砕帯が存在していて、その破砕帯の内部に充満している地下水がその頂部からあふれ出していて、それが表土層と基岩との境界面上を下手に向かって流下している場合のことを考えることがぜひ必要である。このように、豪雨が降らない以前からいつも表土層の下部を地下水が流れているようなところへ豪雨が襲来すると、基岩と表土層との境界面および斜面の表面が低い方に向かって凹状の等高線をなしている斜面では、このような破砕帯を有していない凹状斜面に比して、本格的豪雨の降り始めからかなり短い時間で浸出線が生じ、「パイピング現象」が発生し易い。

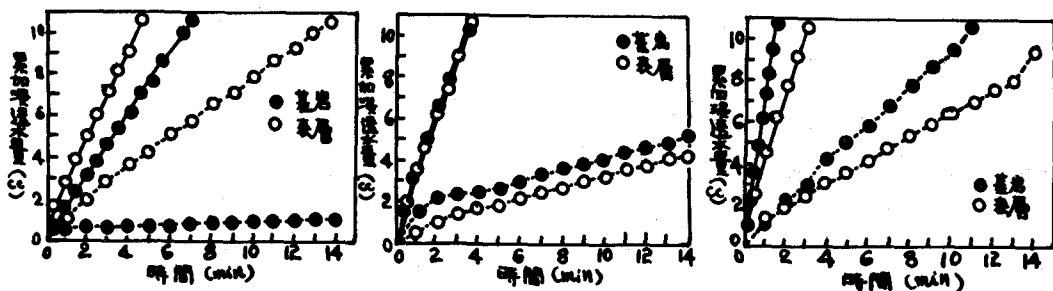
表土層と基岩など斜面を構成している地層全体を通じて、各層の鉛直方向の浸透能がどのような値を示しているかを、現場において浸漏計などを使用して実測することも大切である。図一 5・10 は筆者が実測した浸透能の一例である。表層の浸透能が基岩のそれより大きい方が多いが、場所により逆のこともあるし、ほとんど両者の間に差違のないこともある。



図一 5・8 節理に富んだ岩石への浸透



図一 5・9 浸出点に発生したパイピング現象に起因する崩壊



図一 5・11 基岩と表層の浸透能との比較図

つぎに重要な点は「パイピング現象」が発生する可能性があるかないかということである。この点に関しては筆者が実際の斜面に適用してきた調査方法につぎのものがある。

(a) 噴流のふきつけによる洗掘深の測定²⁴⁾

測定しようとする斜面をショベルで鉛直に切り、一方、18リットル入りの水入れ容器内の圧力を 30 kg/cm^2 に保ち、内径 2.5 mm の固定したノズルから噴流を10秒間噴出させる。この時のノズルの先端は鉛直に切取った面から 30 cm の距離に保ち、噴流を水平にとび出させる。噴流により洗掘され、穿たれた孔の深さ (mm) を測定する。この値が大きいほど流水の作用に対する抵抗性が小さいものと判断する。筆者は六甲山系の多くの崩壊斜面や非崩壊斜面につき、この方法で測定した結果、この値が 100 mm を超えるものは一応「パイピング現象」が発生する可能性があるかと判断している。

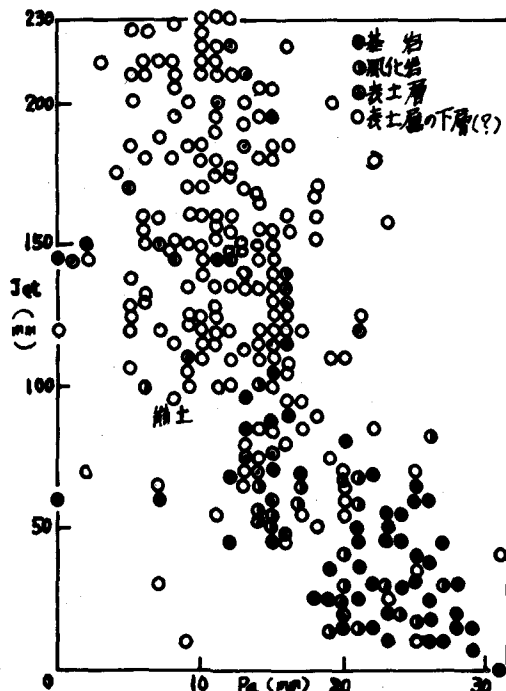
(b) 貫入抵抗値の測定²⁴⁾

中山式土壌硬度計を用いて、斜面の表面の各点において表面に直角に硬度計をおしあてて貫入抵抗値

(mm) を読みとる。測定は測定時の自然含水状態の場合と、噴流を吹きつけて水でぬらした後の二つの場合について行なう。この読みの値が小さいものは貫入抵抗が小さいし、この値が大きいものはそれが大きいことを示している。貫入抵抗の小さいものは「パイピング現象」が発生しやすい傾向を有しているから、この値である程度は上記現象の発生のしやすさの有無を知るのに役立つ。図一 5・11 は、貫入抵抗値と Jet 洗掘深との関係を、筆者の測定結果にもとづき明らかにしたものである。これによると、Jet による洗掘深が 100 mm 以下のものに関しては、この値と貫入抵抗値とはほぼ直線的な対応関係を示しているが、 100 mm 以上のものについては貫入抵抗値に変化はなくほぼ一定値 ($P_a = 10 \text{ mm}$ 程度) を示している。

(c) 乾燥密度

基岩が風化作用を受けている程度が大きいほど、乾燥密度が小さい。花崗岩が風化を全然受けないものの乾燥密度は 2.65 g/cm^3 であるが、風化を受ける程度が大きいほど、この値は小さく、空けき



図一 5・11 Jet 洗掘深 $\sim P_a$ の値
(昭和42年7月豪雨による神戸市内の崩壊斜面の現場調査結果より)

率も大きくなる。従って、上記現象も発生しやすい。
マサ土の場合には、この値が 1.35 g/cm^3 程度以下のものはこの現象が起りやすいと筆者は考えている。

(5) 地すべり

地すべりは天然のままの地盤が対象となる場合と人工を加えた場合とがある。地すべりの原因や機構は決して単純ではなく複雑な場合が多い。地盤条件と降水などの気象条件が大きくこの地すべりに関係している。

天然地盤で地すべりを起す地盤は突然いま始まったものではなく、昔からいく度も前歴があり、すべては小康を得て、またすべるといふ経緯がくり返えされているところがほとんどである。地すべりは粘土層や粘性土の所に生じやすいし、凝灰岩、泥炭などにおいても発生する。地すべりが生ずる場所は傾斜地である上に、透水性良好な地層と難透水性地層とが傾斜した累層をなしているところが多い。透水性良好な地層にどこから水が供給されるかが問題であろう。すなわち、地表面から直接浸透するものと、地盤に存在している破碎帯から供給されるものと、これらの組合せのものがある。

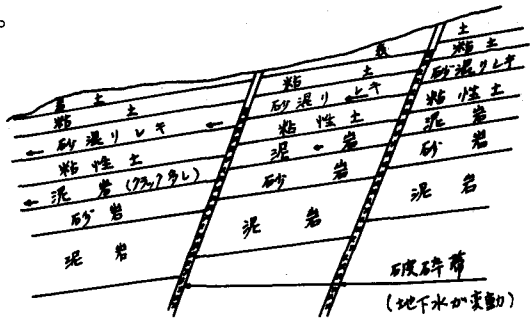
図—5・12 は破碎帯の存在する場合の説明図である。破碎帯内の水がこれと接している透水性良好な地層内へ横方向へ抵抗の大きい通路を通じて供給せられて、その水が被圧水の形かそうでない形で存在し、しかも各相となり合っている破碎帯内の水頭に大きな差があるとき、粘性土のなかやクラックのある泥岩内にすべり面が生ずる。

図—5・13 はき裂の多い泥岩の表面が傾斜している上を粘性土が蔽っているものが、き裂の多い泥岩の内部の被圧水の揚圧力が高まり、すべりを起した例である。

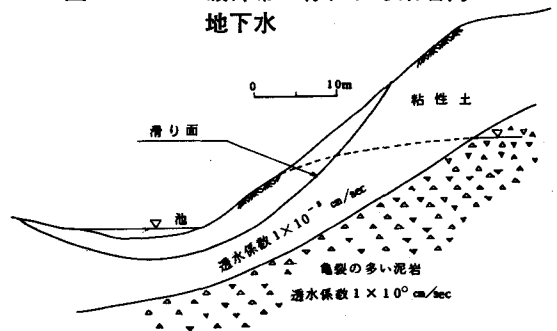
図—5・14 は花崗岩の内部に発生したすべりを示したものである。「たて割れ」と「横われ」とが非常に発達しているところであり、しかもそれらの割れのうち、後者は非常に風化しているし、前者にかなり高い水頭を有するものがある。

(6) シーソー運動 (Seesaw Motion)²⁵⁾

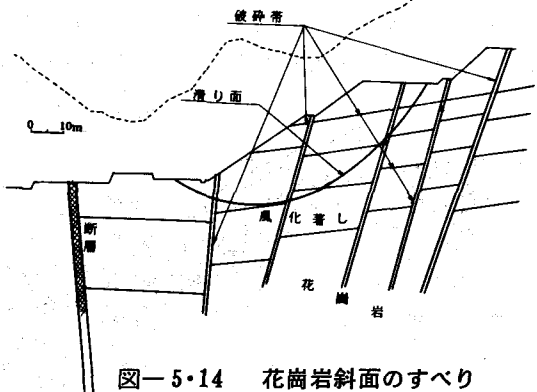
神戸市灘区鶴甲地区の北部に大月断層とこれに続く土橋断層が走っている。この地区は神戸市が鶴甲山の切り取りを行い、その跡地として造成したところである。この地区の上記断層にひっかかって鉄筋コンクリートの中高層の分譲住宅が4棟建設せられた。このうちの2棟が建築後2～3年経た頃には、壁などにき裂を生じ、さらに戸や建具などの開閉にも支障を生ずるに至った。なお、この建物



図—5・12 破碎帯の存在する累層内の地下水



図—5・13 粘性土のすべり



図—5・14 花崗岩斜面のすべり

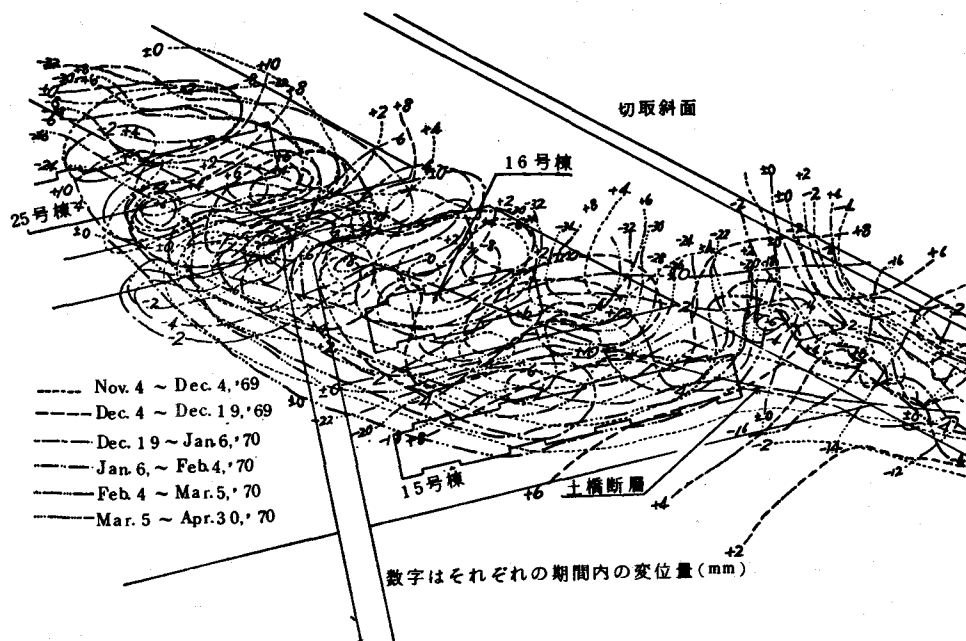
は壁構造である。別の2棟はラーメン構造であるが、これらには支障が生じていない。これらの建物の建てられている現在の基礎の地盤の表面はもとの地盤面から30～40 m程度の切取りを行ったものである。この地区の石積、煉瓦塀、道路の舗装などにも同じ時期に異常を生ずるに至った。神戸市開発局の技術者と筆者らはこのような異常や支障のあらわれた地区の地盤の動きをいろいろな方法を用いて調査したのであるが、それらの調査結果のうち、ある期間内の地盤上の各点が鉛直方向に上昇（正の付号）または下降（負の付号）した量をmmで表わしたものにもとづき、等鉛直変位置量曲線を描いたものを数期間に亘って重ね合せたものを図—5・15に示す。この図に示した線は多く重ねすぎたので見え難いうらみがあるが、これからつぎの事項を筆者は読み取った。

- i) 地盤は上昇と下降とをくり返しているようにみえるが、位置により動きの大きさが異り、動きは非常に複雑である。
- ii) 等変位置量は扁平なダ円形に似た形状を呈しているところが目立っている。しかも、それらのダ円の長軸と筆者の示した破碎線の方角とはほぼ同じである。
- iii) 観測時の日数間隔が一定していないので、上昇と下降との周期がはっきりと把握できていない。
- iv) 15号棟と16号棟付近の建物は建物の長軸に近い線を軸としてSeesaw運動をしているものとみなしうる。

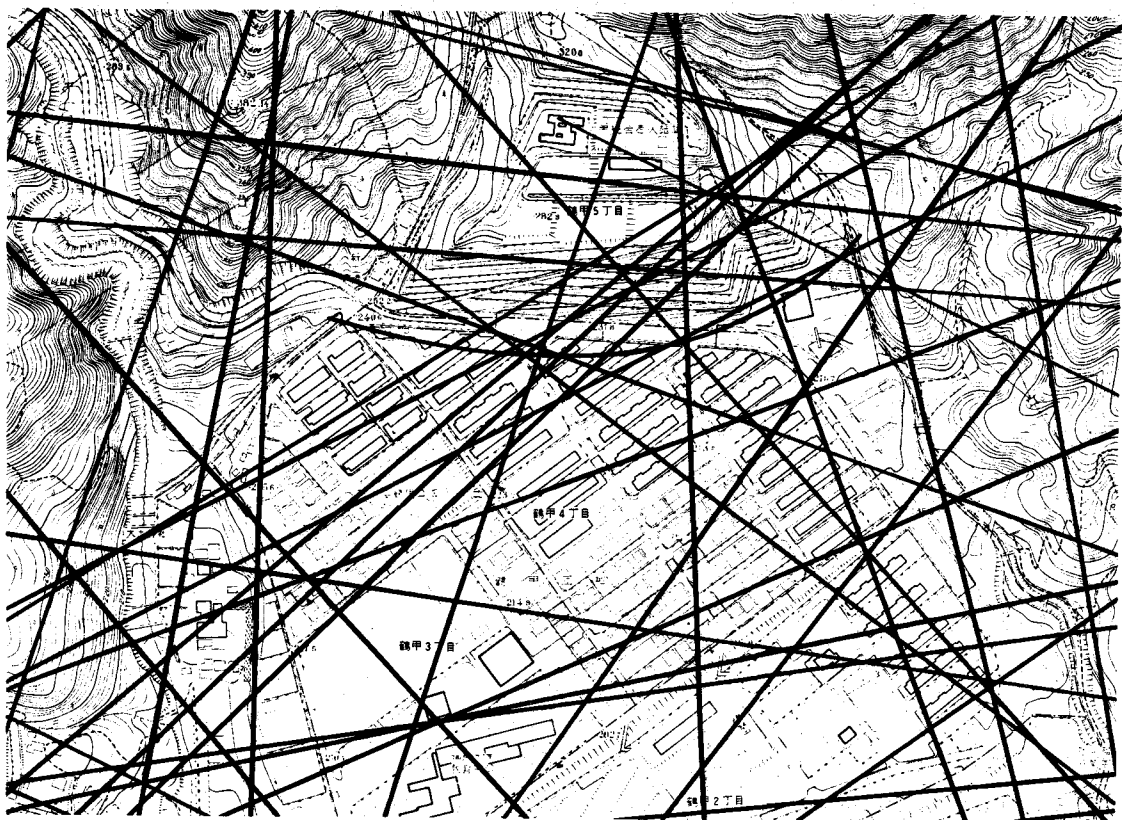
問題は各破碎帯毎に地下水頭が異っている上に、降雨毎にそれらは独立した上昇運動を行っていることである。筆者が示した当該地区付近の破碎帯は図—5・16にみられる通りである。このように局所に多数の破碎帯が集中していて、しかも、それらの相隣り合っている破碎帯内の地下水頭にかんがりの差があって、さらに豪雨時における各地下水頭の変動値は異っていることも特徴である。

(7) 山地流域の崩壊予想²⁶⁾

筆者は山腹斜面が豪雨時に崩壊するのは斜面を構成している地盤に欠陥がある場所がほとんどであると考えている。一豪雨で降る降雨量はわが国では数百耗乃至500耗程度のものがほとんどであるが、



図—5・15 地盤の昇降を示す等変位置線



図一 5・16 神戸市鶴甲地区の推定破砕線

この程度の降雨量で斜面に降った雨水が斜面の表面から鉛直浸透する進行距離は、豪雨の継続時間が数時間から20時間余であろうが、 $1.0 \sim 2.0 \text{ m}$ のことが多いと考えられる。ただし、表層を耕作したり、笹が密生していたり、乾燥収縮されつが著しく発生しやすい表土の場合は、この限りではなく、 $3 \sim 5 \text{ m}$ にも達することがある。一般に表層の厚さは $1.0 \sim 3.0 \text{ m}$ 程度のことが多い。山腹斜面の表層中を雨水が鉛直浸透して、その下の基岩の表面に達したとき、その基岩の浸透能が表層のそれより小さくなく且つその内部の地下水の高さが低い場合には、雨水は基岩の上に貯留されることはない。

斜面に豪雨が降ると、等高線が低い方に向かって凹状を呈している所は表流水の流線が収れんして、斜面の裾に近づくにつれて水深は増大していく。表流水の流量が増大するほど、斜面の土壌浸食が大きくなる危険性はある。ただし、これは裸地または植生の貧弱な斜面についての話しである。自然山腹斜面は普通は地被植物で蔽われていることが多いが故に、これが繁茂している限りは土壌浸食防止に大きな働きを有している。しかし、笹などが繁茂している斜面が豪雨の浸透を受けて、うすい表土もろともに崩落した後は、集中的な表流水の作用により大きな土壌浸食を受けることになるし、人工の斜面などで植生が未熟な場合も相当な浸食を特に砂質土は受けることになる。土壌浸食がひどく発達すると、これが斜面崩壊をもひき起すことになろう。山岳道路などを築造するとき、道路側溝が局部的に山腹崩壊が発生した結果閉塞せられたために、道路が流路状を呈し、広い集水面積に降った雨水を集めて、集中的に局所でこれが道路から山腹斜面上を流れるとき、そこに斜面崩壊が発生する。上述した欠陥というのは具体的にいうと筆者のいう地下水を包ぞうしている破砕帯を主として指す。

断層は勿論この範ちうに属するが、過去長年月の間に幾回となく豪雨の洗礼を受けて崩壊すべきものは崩壊してしまっていることが多い。

筆者は縮尺 1/3,000 の地形図を用意して、これに筆者の方法²⁷⁾で描き、つぎの事項を考慮しつつ将来の豪雨時に崩壊をすと思われる斜面を予想する。

- i. 破碎線が横切る斜面で等高線が凹状または平行状を呈している場所で、過去の豪雨時に崩壊してもなお崩壊すべき不安定性を有しているところ、
- ii. 破碎線が直接横切っていないくても、そのすぐ上手を通過して、しかも、表土層の厚さ、表土と基岩の乾燥密度、浸透能、*Jet* による洗掘深などを総合的に検討して、さらに地表面の等高線の凹状または平行状あるいは緩凸状の場所で、比較的容易に崩壊条件が豪雨時にとこのうところに注意して、それらの各斜面につき、縦横断図を描いて、これに浸透能、乾燥密度、洗掘深、表土層と基岩との境界面を記入して、然るべき豪雨の hyetograph を数型想定して、これらについて崩壊斜面を予想する。

参 考 文 献

- 1) V.E. Hansen : Infiltration and Soil Water Movement during Irrigation, Soil Science Vol. 79, No. 2, 1955
- 2) G.B. Bodman & E.A. Colman : Moisture and Energy Conditions during Downward Entry of Water into Soils, Soil Sci. Soc. Amer. Proc. (1943) 8, p.p 116~122, 1944
- 3) A. Klute : A numerical Method for solving the Flow Equation for Water in Unsaturated Materials, Soil Sci. 73, p.p 105~116, 1952
- 4) E.C. Childs & N. Collis-George : The Permeability of Porous Materials, Proc. Roy. Soc. [London] 210 A, p.p 392~405. 1950
- 5) J. Crank & M.E. Henry : Diffusion in Media with Variable Properties, I. Trans. Faraday Soc. 45, p.p 636~642, 1949
- 6) J. Crank & M.E. Henry : Diffusion in Media with Variable Properties, II. Trans. Faraday Soc. 45, p.p 1119~1128, 1949
- 7) J. Crank : Diffusion in Media with Variable Properties, III, Trans. Faraday Soc. 47, p.p 450~461, 1951
- 8) D. Kirkham & C.L. Feng : Some Tests of the Diffusion Theory, and Laws of Capillary Flow, in Soil Sci. 67, p.p 29~40, 1949
- 9) J.R. Philips : The Theory of Infiltration, Part 1, Soil Sci. 83, p.p 345~357, 1957
- 10) J.R. Philips : The Theory of Infiltration, Part 2, Soil Sci. 83, p.p 435~448, 1957
- 11) J.R. Philips : The Theory of Infiltration, Part 3, Soil Sci. 84, p.p 97~182, 1957
- 12) J.R. Philips : The Theory of Infiltration, Part 4, Soil Sci. 84, p.p 257~264, 1957
- 13) J.R. Philips : The Theory of Infiltration, Part 5, Soil Sci. 84, p.p 329~339, 1958
- 14) J.R. Philips : Numerical Solution of Equations of the Diffusion Type with Diffusivity Concentration-Dependent, Trans. of the Faraday Soc. Vol. 51, Part 7, 1955
- 15) J.R. Philips : Numerical Solution of Equations of the Diffusion Type with

- Diffusivity Concentration-Dependent, Australian Jour. of Physics, 10, p.p 29~42, 1957
- 16) E.G. Youngs : Moisture Profiles during Vertical Infiltration, Soil Sci. 85, p.p 283~290, 1958
 - 17) S. Tanaka : An Approximate Theory concerning Infiltration, Memoirs of the Faculty of Engg. Kobe Univ. No. 7, 1960
 - 18) 田中茂ほか : 浸透並びに土砂輸送に関する研究, 浸透の部, 建設工学研究所報告 No.2, p.p 249~270
 - 19) 田中茂, 飯田幸男 : 土壌間隙空気の圧縮を伴う水の浸透速度に関する研究, 第13回水理講演会講演集 p.p 15~20, 1969
 - 20) S. Tanaka et. al. : Researches on Infiltration of Rain Water into Stratified Soils associated with Pore Air Compression, No. 10 Reports of the Construction Engineering Research Institute Foundation, p.p 215~225
 - 21) S. Tanaka : Researches on Infiltration of Water into Soil associated with Pore Air Compression, Proc. Vol. 4 of the 13 th I.A.H.R. p.p 265~272, 1969
 - 22) 田中茂 : 地下水を包ぞうしている断層破碎帯などに関する研究, 建設工学研究所報告 No. 13, p.p 25, 1971
 - 23) 田中茂 : 豪雨による砂質斜面の崩壊機構, 新砂防 No. 22, 昭和 31 年 9 月
 - 24) 田中茂 : 斜面の安定, マサ土の工学的性質とその取扱い指針, 土質工学会マサ土研究委員会 p.p 99~115, 1970
 - 25) 田中茂 : 破碎帯内の地下水と地盤の安定, 第 8 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集 p.p 187~190, 1971
 - 26) 田中茂 : 急勾配流域からの流出土砂量並びに流木量の予想法について, 第 9 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集 p.p 175~178, 1972
 - 27) 田中茂 : 地下水を包ぞうしている断層破碎帯などに関する研究, 建設工学研究所報告 No. 13, p.p 25~35, 1971