

## 昭和58年7月石見豪雨による斜面崩壊の特性

三 浦 清

(教育学部地学研究室)

---

Some notes on the slope failure in Iwami district  
—From the result of survey on the calamity  
by the heavy rain of Baiu front in July, 1983.—

Kiyoshi MIURA

---

### ABSTRACT

The heavy rain accompanying Baiu front overtook Iwami district of Shimane prefecture in July 23th 1983. In this district, rain continuously began on the morning of the 20th and lasted until the morning of the 23th of July for a period of four days. Heavy rainfall areas with greater than 650 mm of precipitation are found from Yasaka to Misumi areas. Maximum value was observed to have been 722.5 mm at Yasaka. A most remarkable heavy rainfall areas with greater than 60 mm of hourly precipitation was observed at Misumi from 5 a.m. to 6 a.m. and then shifted for Masuda from 6 a.m. to 7 a.m. in 23th. Maximum value was observed to have been 91 mm for one hour from 6 a.m. to 7 a.m. at Masuda.

Numerous sloop collapses, which was triggered by a localized downpour at stated above, attacked Iwami district from midnight to early morning of July 23th. These slope collapses let to frequent downvalley massmovements in thh form of mud and debris flows, flowed out from the valleys and spread out th valley plains and alluvial lowland, damaging croplands and settlements.

In this paper, the writer will to explain about these slope disasters from geomorphological and geological view points.

### 1. ま え が き

昭和58年7月22日から23日にかけての石見地方の豪雨は著しく斜面崩壊を多発した。この際にみられた斜面崩壊は誘因としての降雨パターンに一つの特徴があったが素因としての岩石の風化変質、地形的平坦面の分布にも重要な原因が存在していたように考えられる。これらの諸問題を整理し、石見豪雨による斜面崩壊について要約しておきたい。

なお、これらについては三浦（1984a, 1984b）によ

ってシンポジウムに提起され、十分な討議を経ていることを付言する。

### 2. 昭和58年7月石見豪雨の 降雨パターンとその分布

昭和58年7月石見豪雨の降雨は7月20日から断続的に降りはじめ、7月23日まで続いたが、特に7月22日の夜半から翌23日朝までの降雨は集中豪雨となって連続し、斜面崩壊多発の大きな誘因となった。図-1はこの4日間の降雨分布図である。降雨量の最大は那賀郡弥栄村で

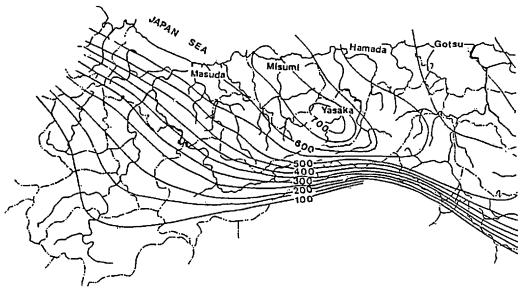
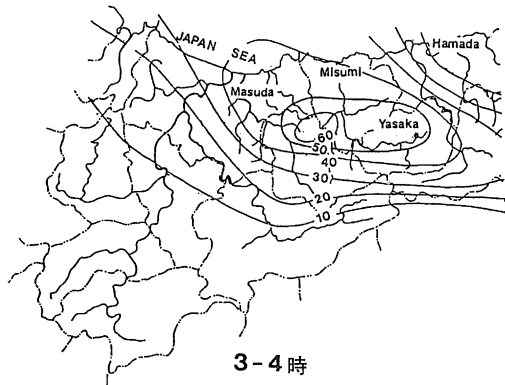


図-1. 昭和58年7月20日0時から7月23日24時までの4日間降雨量分布(島根県耕地一課資料)

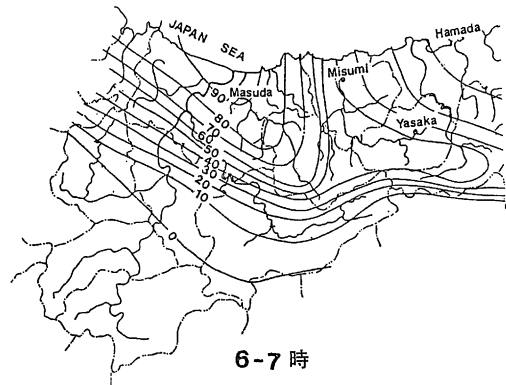
722.5mm に達し、三隅町でも 658.5mm, 益田市堀川でも 585mm に達した。斜面崩壊を含め、河川災害など石見災害に直接的影響をもたらした7月23日朝の時間雨量と地域的分布について図-2に示す。図-3は浜田(浜田市大辻町), 三隅(三隅町), 益田(益田市あけぼの町)における7月22日の21時から7月23日の13時までの時間雨量の変化を示したものである。

以上に示した降雨パタンの特徴は大量の時間雨量が弥

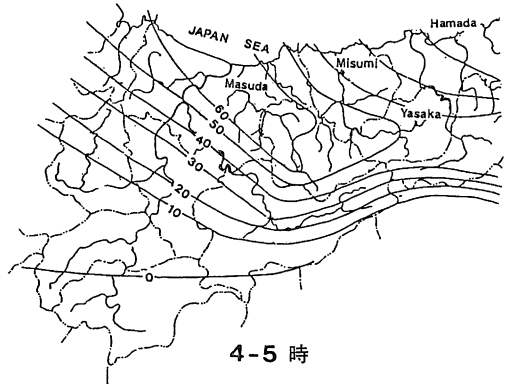
図-2. 昭和58年7月23日の石見西部における時間雨量分布(島根県耕地一課資料を改変)



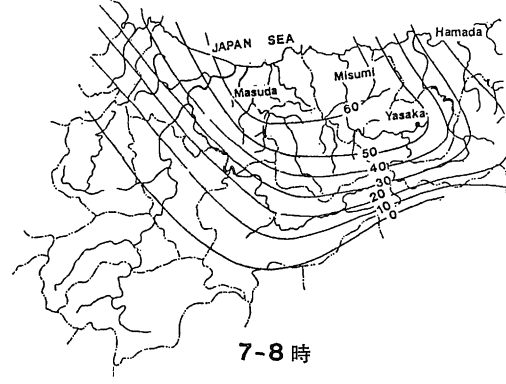
3-4時



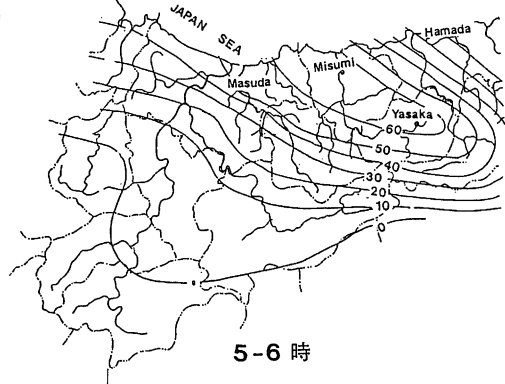
6-7時



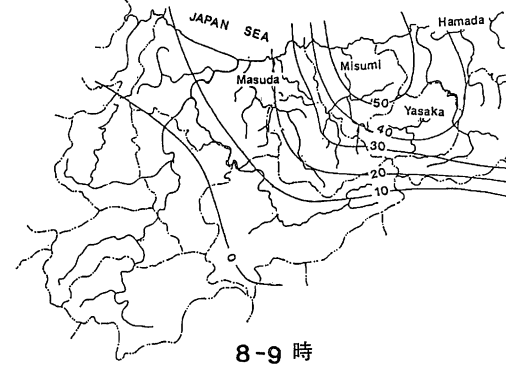
4-5時



7-8時



5-6時



8-9時

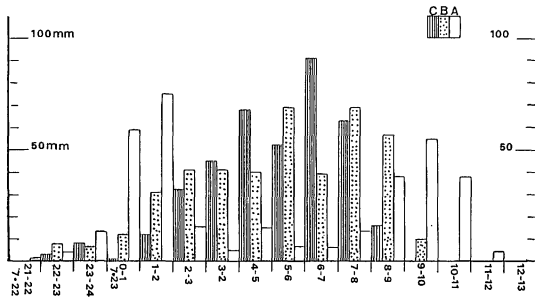


図-3. 浜田(A), 三隅(B), 益田(C)における1時間雨量変化(7月22日21時から23日13時まで)

衆, 三隅, 益田地域に集中豪雨の形をもって降ったこと, しかもこの地域に長時間にわたって居坐ったことでこのような降雨パターンが史上稀れにみるような斜面崩壊多発の誘因となったと言えよう。

### 3. 斜面崩壊の素因としての石見西部の地形的特徴と斜面崩壊発生の位置

石見地方西部では図-4に示すように300m以下に広く小起伏平坦面が分布する。またこれとは別に弥栄方面には300~500mの小起伏平坦面が識別される。このようなことは図-5の接峰面図においても明らかである。接峰面図における300~100m(低位の限界はそれ以下のこともある)の小起伏平坦面は都野津面と呼ばれ, 山陽



図-4. 石見西部の地形図

中, A, B, C, D, Eで示される区画は図6, 7, 8, 9, 10の位置関係を示す

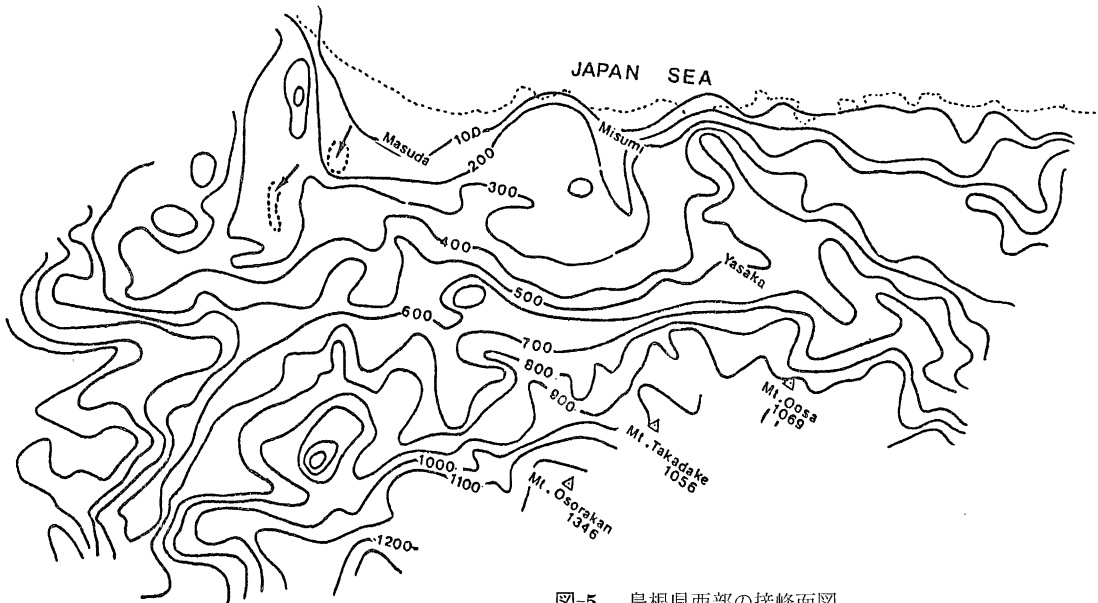


図-5. 島根県西部の接峰面図

側における瀬戸内面と対応させて考えられている。この面は洪積世初頭の都野津層を切って形成されているのでその生成の時期は少なくとも洪積世以後のことである。三隅から益田南方にかけて接峰面図の300~500mに一つの小起伏平坦面が識別されるし、さらに弥栄方面には500~700mの小起伏平坦面が識別される。この二つの面は明らかに都野津面とは性格を異にする。前者が世羅台地面が、後者が狭義の吉備高原面に対応する。

脊稜山地の山頂部には、これらの平坦面とは全く異なる平坦面が残存している。例えば恐羅漢(1,346m)、大佐山(1,069m)などにみる平坦面遺物がそれである。

さて、図-1、2の雨量分布図をこの接峰面図に重ねてみると斜面崩壊を多発した降雨はまさに都野津面、世羅台地面、吉備高原面上に降ったことになる。この事は後述する風化とあわせて斜面崩壊発生にとって極めて重要な意味をもつ。

図-6 A、Bは図-4に示されるAおよびB区画に相当する地域の斜面崩壊分布図である。A図では奥部で300mから日本海沿いで80m附近に顕著な小起伏平坦面が残存し、B図では200mからほぼ300m附近に小起伏平坦面を認めることが出来る。三郡変成岩類の風化面上に形成された都野津面に相当する平坦面で、斜面崩壊の多くが平坦面直下の谷頭部において、いわゆる谷頭侵食の形をとって発生し、しかもやや円弧状のすべり面をもって崩壊した。図-6 C、D、Eは、図-4のC、D、Eに対応する区画の斜面崩壊分布図である。この区域の地

質は三郡変成岩類に対して突出した、いわゆるモナドノツクの地形を示す特徴があって、世羅台地面や吉備高原面に対応する平坦面を山頂の一部に残している。岩石は後述するように、古第三紀の石英安山岩、安山岩やそれらの火山砕屑岩(図-6 C)、石英閃緑岩、閃緑岩、花崗閃緑岩(図-6 C、6 D)、後期中生代流紋岩質溶結凝灰岩(図-6 E)からなり、三郡変成岩類に対して新鮮なものでは硬質の岩石である。このような世羅台地面や吉備高原面に相当する山頂部あるいはそれに近い斜面上には赤色風化帯が厚く残存し、崩壊はこの風化帯の中で発生し、多くの場合、風化の不連続面上において崩壊している。結果としてそれが地形的遷移点にほぼ一致し、そのような位置に崩壊が集中している。形式から言えばこれも都野津面を谷頭侵食をもって崩壊する前述のものと全く同じようなものであるが、崩壊の規模は一般に大きいものが多い。

今回の場合における斜面崩壊の型にも細かく分類すればいろいろあるが、特に多いのが前述のように平坦面の直下においてこれを谷頭侵食の形をとって崩壊するもので結果としては図-7 Cのような型をとっている。平坦面上には厚い風化帯が残存するので崩壊面は基盤岩そのものに大きく食いこんだ円弧型となる。勿論、図-7 A、Bのように、表土と基盤岩の境に崩壊面のあるような表層滑落型崩壊やその滑動の過程で基盤岩を引きずり込んだような形をとるものもあったが、全体としては少なかった。

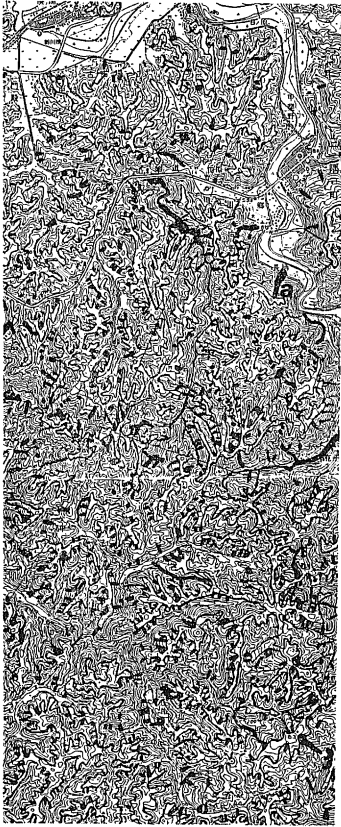


図-6.A 三郡変成岩類地帯の斜面崩壊

○ : 小起伏平坦面で主として山頂部に残存する  
 △ : 崩壊地点

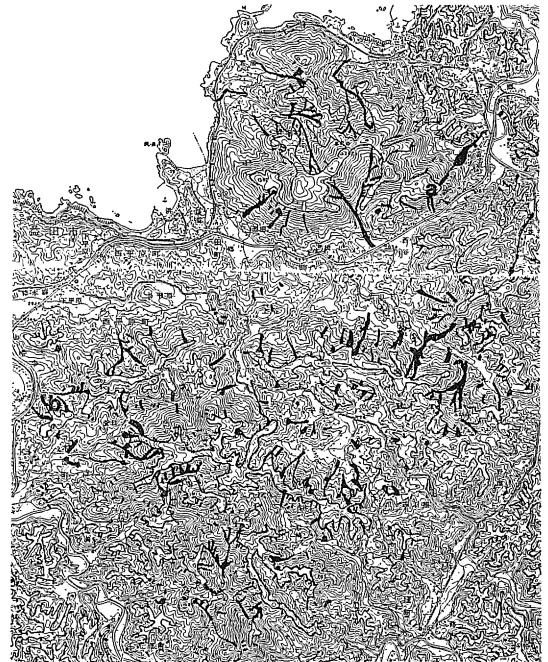


図-6.C 古第三紀安山岩石英安山岩および花崗閃緑岩～閃緑岩の斜面崩壊（周辺の三郡変成岩類地帯の地形よりも全体に一段と高い高まりを示す。モナドノック的地形とみられる）a地点は図-12, b地点は図13に対応する試料位置である。

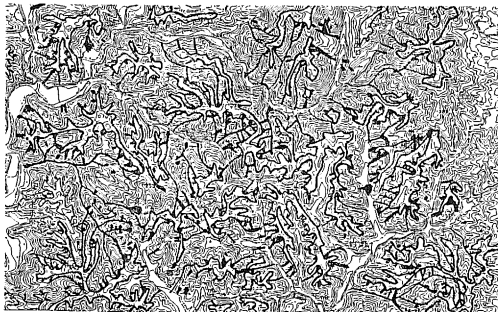


図-6.B 三郡変成岩類地帯の斜面崩壊

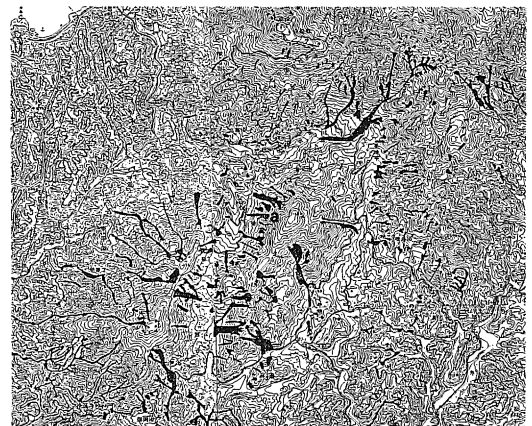


図-6.D 三郡変成岩類にモナドノック地形的に突出する閃緑岩の斜面崩壊（a地点は図-10, 11に対応する崩壊位置）



図-6.E 後期中生代溶結性凝灰岩からなる地帯の斜面崩壊

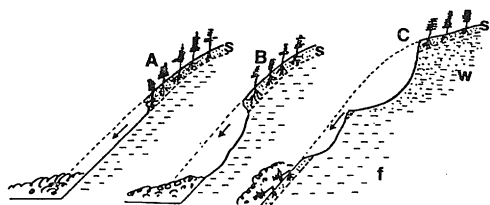


図-7. 斜面崩壊の型 (s : 土壌層, w : 風化岩  
f : 新鮮な岩石)

以上のように、石見豪雨に伴う斜面崩壊はこの地域に顕著に発達する数段の平坦面と深くかかわっており、明らかにそれも崩壊の素因の一つになったとみられるが、その果す役割りが降水の地下への浸透機能を増大せしめることと関係があるものとみられる。しかしながら一般には平坦面上を厚い風化帯がおおっているの、この事実と相まって考慮されねばならないのは当然である。

図-8 Aは多数の死者を出した浜田市 中場地区の崩壊発生点とそれをめぐる地形図である。また図-8 Bはその模式断面図である。図-8 Cは崩壊地の岩石に関するX線回折図で、A、Bは崩壊母体をなす片状砂岩のそれである。この図で示すように岩石は絹雲母緑泥石片状砂岩で風化鉱物は全くと言ってよいほど生成されず、岩片そのものは極めて硬質である。ただ著しく片理面が発達し、それに沿う亀裂の存在には見逃がせないものがある。またDは模式図に示す4の閃緑岩のX線回折図で強く緑泥石化を受け、またその中の微細な割目にはEに示

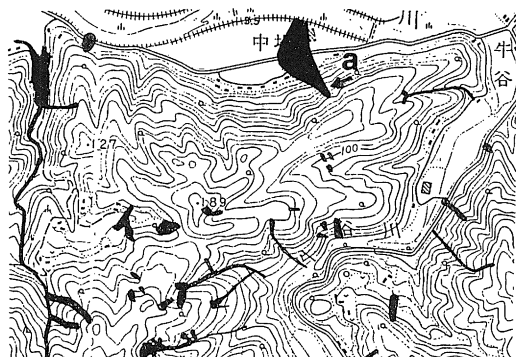


図-8.A 浜田市中場の崩壊地点と周辺の地形  
(a 地点が中場地区の崩壊地点)

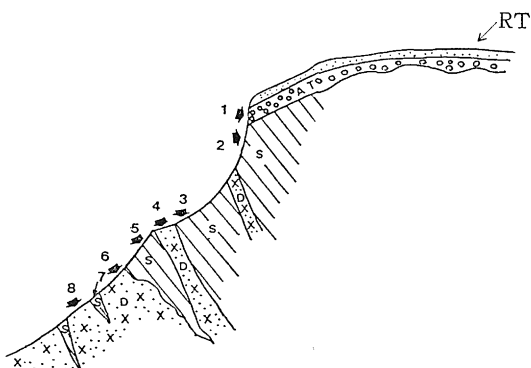


図-8.B 中場地区崩壊模式断面  
RT : 現世の表土, AT : 古崖錐堆積物  
S : 砂質片岩, D : 閃緑岩  
番号は本文中を参照

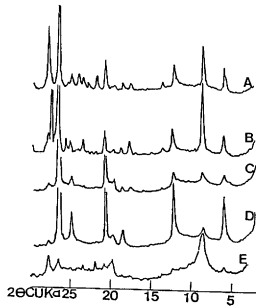


図-8.C 中場地区崩壊地の岩石に関するX線回折図

A, B: 図-8Bの2, 3 附近の砂質片岩  
C, D, E: 図-8Bの閃緑岩岩脈4のうちCは砂質片岩との境界部, Dは中心部, Eはその中に発達する微細な熱水粘土脈

すようなセリサイトが充填されている。この中場地区の崩壊に対する議論はいろいろあるであろうが、図-8Aに示す崩壊地の背後には標高190~140mの平坦面が発達していることは重要で、片理面に沿う降水の地下への滲透は下部の熱水変質を受けている閃緑岩体あるいはその岩脈にさえぎられ、亀裂の発達した砂質片岩が有力な容水岩盤としての機能を果たした。降水の地下への供給は広い平坦面をとおしておこなわれ、著量の降水量と相まって異常な帯水状況が出現して崩壊発生を導いたものとみられるのである。平坦面の果す斜面崩壊への役割りを考察するのにこの中場地区の崩壊は一つの好例である。

#### 4. 石見西部の地質と斜面崩壊にかかわる岩石の風化

石見西部地方の地質を要約して示すと図-9のようになる。この図と図-4, 5をくらべてみると石見西部の地形発達過程が大きく地質、岩石の影響を受けていることがわかる。すなわち、低位平坦面としての都野津面の発達している地域は広く三郡変成岩類や洪積世初頭の都野津層、新第三紀中新統の堆積岩類の分布している地域でもある。また、従来より中位平坦面と呼ばれてきた世羅台地面や吉備高原面相当面の残存している地域は後期中生代流紋岩質溶結性凝灰岩や古第三紀安山岩、石英安山岩（同質火山砕屑岩を含む）、閃緑岩、閃緑岩~花崗閃緑岩複合岩体の分布地域でもあって、これが都野津面よりも一段と突出したモノドック的地形を示すのである。従ってこれに発生する崩壊は都野津面形成過程の連続としても捉える必要がある。今回の斜面崩壊の影響を殆んど受けなかったが高位平坦面の分布地域は後期中生代の流紋岩質溶結性凝灰岩の分布地域でもある。

以上のように地形面の発達も明瞭に識別されるし、またそれが岩石物性とかかわって極めて岩石の選択性が強い点も石見西部の特性として強調されてよい事実であ

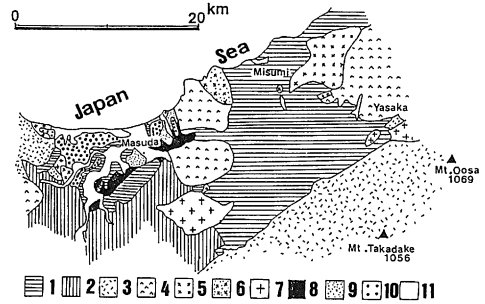


図-9. 島根県西部の地質図

1: 三郡変成岩類 2: 非変成古生層 3: 後期中生代溶結性凝灰岩 4: 古第三紀安山岩・石英安山岩 5: 閃緑岩 6: 閃緑岩~花崗閃緑岩 7: 花崗閃緑岩 8: 新第三紀中新世砂岩 9: 新第三紀中新世泥岩 10: 都野津層(洪積世) 11: 沖積層

る。

山頂平坦面が吉備高原面に相当する斜面に発生した閃緑岩風化帯の崩壊地に関するX線回折図が図-10である。円弧型の滑落崖の高さがほぼ15mで、A, B, Cは滑落崖上地表からそれぞれ3, 7, 10mの試料である。D, Eはすべり面より下位のものですべり面下2~3mに位置する。F, Gはすべり面下ほぼ30mぐらゐの試料であり、Hは硬質のこの附近の最も新鮮な岩石である。したがってHの試料の緑泥石の出現からみて、もともとこの閃緑岩体にはその固結時において熱水変質作用が働いたものとみられる。

この崩壊地では風化帯の厚さは少なくとも50m以上に達しているが特に滑落崖は赤色風化岩となっている。この図におけるA, B, CのX線回折図はもとの造岩鉱物が石英を徐いて殆んど分解し、著しくカオリン化が進んでいることを示している。D, Eでは角閃石が明瞭に残留している一方でカオリン化も著しいことを示している。さらに2θ値の28°附近に小さなピークが出現しているのは少量の斜長石が残留していることを示す。Fでは角閃石や斜長石は残留し、パーミキュライトも残っているがカオリン化はすでに進行していることを示す。これらX線回折図からみると滑落崖をなす部分の岩石には斜長石、角閃石がすでに殆んど観察されず、このような風化部分で崩壊が発生していることは重要な意味をもっている。閃緑岩における造岩鉱物としての斜長石と角閃石の含有量からすればむしろ当然であろう。

図-11は同じ試料を化学的に検討したものでその表現方法は三浦(1973)の風化尺度法による。この図的表現

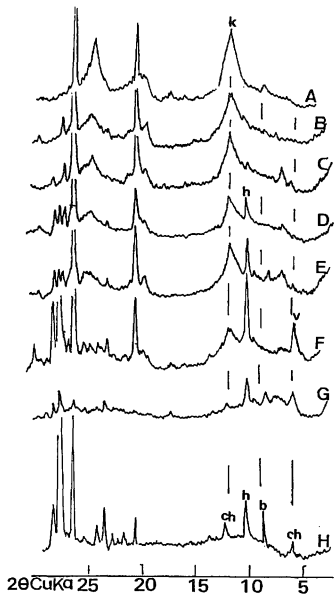


図-10. 三隅町鞍掛における三隅閃緑岩のX線回折図 (図-6Dのa点) A:3.21 B:10.21 C:10.59 D:位置的にEとほぼ同じ E:23.27 F:36.65 G:位置的にほぼFと同じであるがやや熱水の変質を受ける。H:新鮮な岩石であるがやや緑泥石化を受ける。(数字はA、D、F値) K:カオリン h:角閃岩 Ch:緑泥石 b:黒雲母 v:パーミキュライト

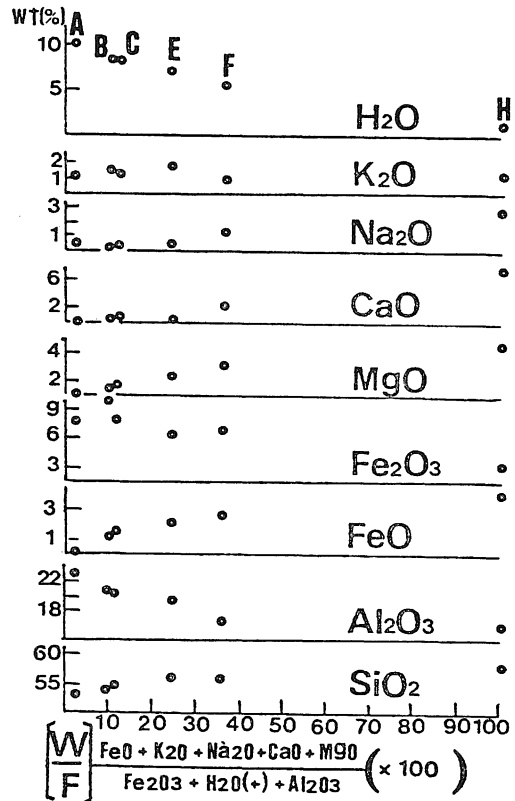


図-11. 三隅町鞍掛における三隅閃緑岩の風化状態 (図-6Dのa点)

横軸は新鮮な岩石(F)における  $\left( \frac{\text{FeO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}(+) + \text{Al}_2\text{O}_3} \right)$  で風化岩(W)のそれを徐して100倍した値を示したものでA、D、F、<sup>2)</sup>と呼ぶ。A、B、C、E、F、Hは図-10の記号と同じ。

によれば 滑落崖をなす岩石の A、D、F が20以下で、Na<sub>2</sub>O、CaO が殆んどないことは斜長石の分解を示し、MgO やまた CaO が殆んどないことは一方で角閃石の分解を示していることにもなる。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> や H<sub>2</sub>O の増加は当然カオリンの増加を反映する。

この例のように、この地域において都野津面上にモナドノック的地形でもって突出する世羅台地面や吉備高原面相当面にかかわる岩石の風化帯は一般に厚く、分解も進んでいる。

すべり面が単に風化の不連続的傾向を示す上の例はごく一般に見られるが、それが岩石の構造とかかわるような場合も現実の問題として存在する。例えば 図-6Cのa点に示す地点では国道9号線に面してそれに大きい被害を与えるような大崩壊を発生したが、これは岩石にもとも発達していた熱水性粘土脈をすべり面の底部としたものでその断面模式図は 図-12のようなものである。このような場合には必ずしも岩石が強く粘土化する必要もないようにみえる。

図-6Cのb地点の崩壊は古第三紀の安山岩風化帯に

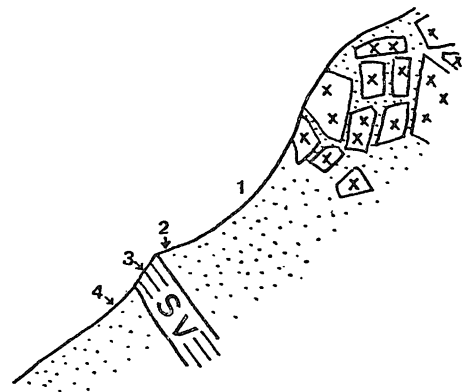


図-12. 三隅町岡見花崗閃緑岩の崩壊地点 SV:粘土脈



発生した崩壊で、地形的には世羅台地面相当面が山頂部に残る斜面上の崩壊である。図-13はこのような滑落崖における試料のX線回折図である。すべり面は少なくとも地表下 4m 以深にあり、それより上部では赤色粘土化が著しい。すべり面下における斜長石は残留するが、それより上部では消失している。図-10の例と同様、斜長石の風化分解の意味は岩石物性に対して大きく影響を及ぼすものらしくみえる。

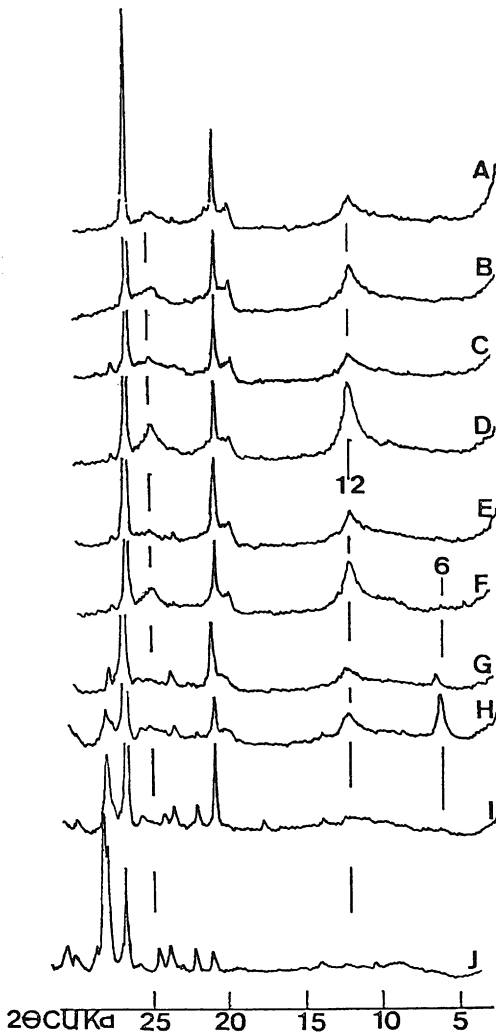


図-13. 益田市大浜における古第三紀安山岩X線回折図 (91502)

A: 表土下0.5メートル B: 1メートル C: 1.5メートル D: 2メートル E: 2.5メートル F: 3メートル G: 4メートル H: 10メートル (風化核のマトリックス部) I: 10メートル (核岩部) J: 新鮮岩

以上の例は世羅台地面や吉備高原面に相当する小起伏平坦面を山頂部に残す斜面の崩壊例であるが、このような地形的位置をもつ斜面ではいずれも風化が進んでおり、かつ風化帯が厚い。三浦 (1973) はかつてこのような風化帯は少なくとも洪積世初頭乃至鮮新世末と云われる都野津層に切られていることから、少なくとも第三紀末以前に形成されていたことを指摘した。日本における大規模な風化帯の形成時期は第三紀時代にさかのぼり、逆に第四紀はこれを侵食する地史的過程が強調されねばならない。勿論、第四紀以降における風化作用そのものを否定するつもりはないが、それは第三紀のそれに比してごく微弱なものであった。

図-14は益田市の高津川下流の地質を示す。都野津層は三郡変成岩類の風化帯を削るように堆積しているがなおその風化帯を残している。地形的には典型的な都野津面を形成し、山頂部は広く平坦面が発達する。このような地域での崩壊は都野津層直下の風化した三郡変成岩類に多発した。山麓には集落も発達し、その為に被害も大きかった。図-15はこのような崩壊地の滑落崖の風化状況を示すX線回折図である。崩壊に伴うすべり面はこの図のDとEのほぼ中間にあるが、風化に対して一般には強いセリサイトでさえも、かなり分解していることがわかる。この事は  $K_2O$  の溶脱ともかかわって図-16に示される。都野津層はもともと第三紀末に形成されたであろう厚い風化帯を侵食しながら堆積したもので、その際になお風化帯を残留したまま堆積した結果がこのような資料を与えている。しかし、都野津層そのものにもクサ

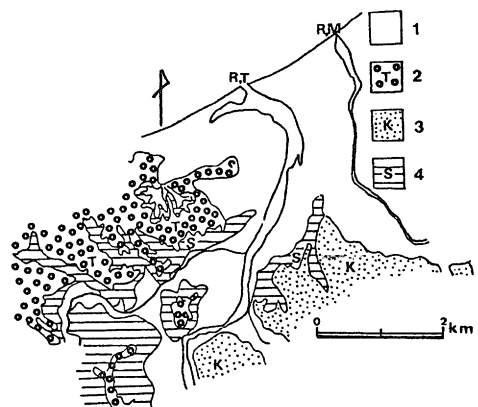


図-14. 益田附近地質図

1: 沖積層 2: 都野津層 3: 新第三紀堆積岩類 4: 三郡変成岩類  
R.T: 高津川 R.M: 益田川

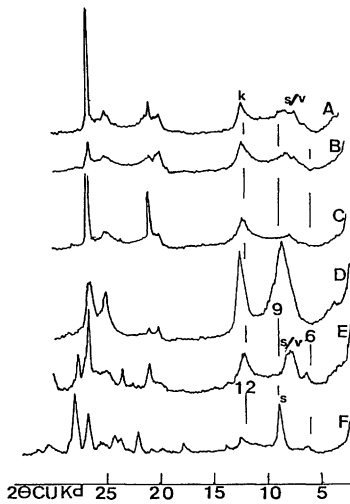


図-15 益田附近の都野津層下における泥質片岩のX線回折図 (91105A)  
 A: 土壌層下0.5メートル B: 0.7メートル  
 C: 1.0メートル D: 1.5メートル E: 2.5メートル F: この附近の新鮮な泥質片岩であるが、やや砂質

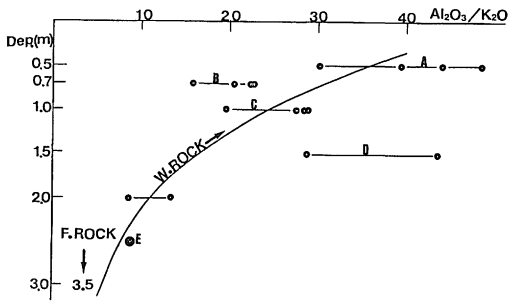


図-16 益田附近の都野津層下における泥質片岩の試料採取点の断面上の深さと  $Al_2O_3/K_2O$  の変化 (91105A)  
 A, B, C Dの記号は図-15と同じ。

り礫化が進んでいるものがあり、このような事実からすると都野津層堆積後の風化も重っていると解釈されるかもしれない。

同じ都野津面を形成している三郎変成岩そのものの山頂部にも広く風化帯が発達し、赤色風化帯を残しているところも少なくない。このような地域における崩壊地の滑落崖の風化状況の一例を図-17に示す。これは図-6Aのa地点に相当する。すべり面はほぼEで示されるように土壌下およそ4m 附近にある。斜長石の分解、バ

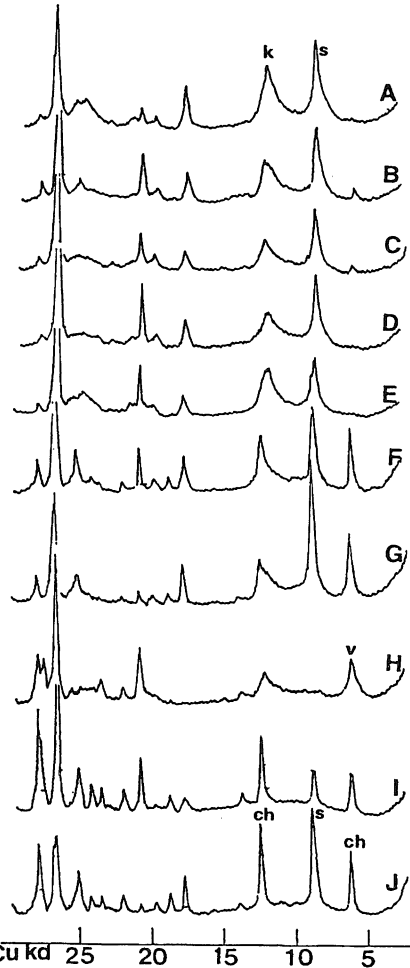


図-17 三郎附近 (図-6Aのa点) の泥質片岩のX線回折図  
 A: 土壌下0.3m B: "1.0m C: "2.0m  
 D: "3.0m E: "4.0m F: "5.0m  
 G: "13.0m H: "15.0mの厚さ3mの閃緑岩々脈 I: 土壌下40m J: この附近の新鮮な岩石 S: セリサイト Ch: 緑泥石 V: パーミキュライト K: カオリン

ーミキュライト、緑泥石の消失、カオリンの多量の出現などそれなりの変化のみられる層準である。しかし、図-15、に示す益田地域の例ほど風化が進んでいないし、また、図-18にみる化学的变化も図-16の例ほど進んでいない。これはもともと厚い風化帯をどれほど侵食して削り込み、結果的に都野津面を出現したかと云うこととかがわっている。都野津層におおわれぬ三郎変成岩類の都野津面の山頂部は、ほぼこの程度の風化帯とみることが出来る。

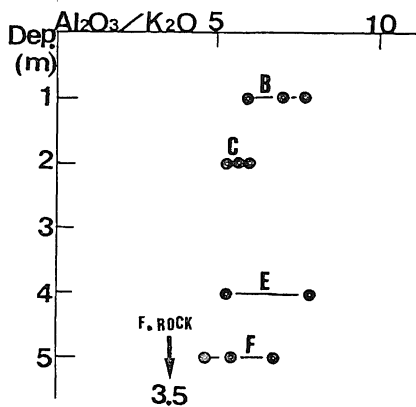


図-18. 三隅附近の泥質片岩の試料採取点の断面上の深さと  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  の変化 (110101) B, C, E, F の記号は図-17に対応する

以上、石見豪雨に伴う斜面崩壊と風化の関係について述べたが、これを要約すると世羅台地面や吉備高原面相当面とかかわる風化帯は厚く、崩壊の規模も大きい。なお、このような風化帯の形成主時期は少なくとも第三紀末よりも古いものである。一方、都野津面はこのような世羅台地面や吉備高原面に厚く形成されていた風化帯を侵食して発達した平坦面であり、山頂部には風化帯も残存し、そのうえに第四紀の風化作用も重なった筈である。崩壊は平坦面上の風化帯を侵食する形をとって進行した。しかし、その風化帯の規模は世羅台地面や吉備高原面相当の面下のものより一般に小さく、その為に崩壊の規模も一般には小さいと云える。

### 5. 石見豪雨に伴う斜面崩壊の特徴と地域性

昭和58年7月の石見豪雨はその強さにおいても記録的なものがあったが、また長時間にわたって殆んど同じ位置で降り続いたことも大きな降雨上の特徴であった。その位置がたまたま数段の顕著な地形的小起伏平坦面の発達地域であったことは極めて重要視されねばならない事実である。低位平坦面と呼ばれる都野津面は極めて広域にわたって分布し、中位平坦面と称される世羅台地面や狭義の吉備高原面はそれに対してモナドノック地形をなす如く突出した形で残存する。そしてこれら平坦面上には厚い風化帯が発達するが特に中位平坦面上で厚く残っている。崩壊はこれら風化帯の発達する平坦面を破壊する如く、谷頭侵食の形をとって進行した。風化帯におおわれる小起伏平坦面は一方では降水の地下への浸透機能

を増大せしめるのに大きな役割りを演じたものとみられる。

今回の石見豪雨に伴う斜面崩壊は誘因として集中豪雨のスケールが強さにおいてもその分布範囲においても桁違いに大きかったことやしかもそれが長時間にわたって同一地域に居坐ったことがあげられる。しかし、素因としての地形的平坦面がこの石見西部に特によく発達し、その分布がまた集中豪雨の分布地域と一致し、そのうえ平坦面上には厚い風化帯がおおっていることなど斜面崩壊発生にとって好条件が重なっていたことによって多発した。このことは石見豪雨に伴う斜面崩壊の最も特徴とするところであって本邦においてもあまり例をみないほどの大災害に発展した大きな原因である。

以上のような誘因と素因の組合せに対し、筆者は特に「石見型斜面崩壊」と言う名称を提起したい。

### 6. あとがき

昭和58年7月の石見豪雨による災害研究は京都大学防災研究所 角屋 睦教授を代表者にして各方面から多数の研究者が参加して行われた。筆者も主として岩石学的立場から参加し、その結果は総合研究報告の中ですでに報告したところであるが〔三浦 (1984c)〕、今回はその後の研究成果をさらに加えて石見豪雨による斜面災害を総括した。その結果、石見豪雨に伴う斜面崩壊に対してその独得な性格を指摘し、これに対して「石見型斜面崩壊」と呼ぶことを提案した。

### 文 献

- 三浦 清 (1973) : 深成岩の風化に関する研究 (第1報) 一新第三紀末の赤色風化作用による江津深成岩体の風化, 応用地質, Vol. 14, No. 3, 87-102.
- 三浦 清 (1984a) : 島根県石見地方の斜面崩壊と地質・岩石的背景, 昭和58年度災害科学総合研究河川分科会シンポジウム論文集, 26-51. 災害科学総合研究班河川災害分科会.
- 三浦 清 (1984b) : 島根斜面崩壊災害の地質学的特性, 島根災害と斜面崩壊シンポジウム論文集, 1-11. 地すべり学会関西支部.
- 三浦 清 (1984c) : 崩壊の岩石学的特性, 自然災害科学総合研究昭和58年7月山陰豪雨災害の調査研究報告, 68-81. 自然災害総合研究班.