

第2章 調査に関する資料

第1節 滋賀の地質

滋賀県の地質として、「大阪層群 市原実 編著、創元社」より抜粋

12 古琵琶湖層群と段丘堆積層・沖積層

12.1 古琵琶湖層群

古琵琶湖層群は、上野盆地から近江盆地にかけて分布する鮮新・更新統であり、全層準にわたって淡水相を示す。古琵琶湖層群の最大積算層厚は1500 m以上に達し、その分布域の南部から北部に向かってより上位の地層が見られる。本層群に挟有されている130以上の火山灰層を基準にして、本層群は層相によって、下位より上野・伊賀・阿山・甲賀・蒲生・草津・堅田及び高島の8つの累層に区分される(KAWABE, 1989)。以下に、各累層ごとにその概略を記述する。また、化石・古地磁気層序・放射年代・地質構造・対比等についても、その概略を記述する(図12.1, 12.2)。

(1) 古琵琶湖層群の層序

A. 上野累層

上野累層は、三重県名張市から上野市周辺に分布し、基盤岩類の花崗岩類を不整合におおひ、一般に上位の伊賀累層に整合に、一部で不整合におおわれる(KAWABE, 1989)。

上野累層は、大山田地域以外では花崗岩質砂層と淘汰のわるいシルト・粘土層との互層からなり、レンズ状に砂礫層を挟有している。大山田地域では、上野累層の最下部は主に砂層からなり、その上半部は厚い粘土層からなっている。上野累層は、分布域の西部・南部・北部から上野市の北東にある阿山郡大山田村にむかって細粒化する。上野盆地西部の花ノ木地域では、本累層は模式的に発達し、砂層優勢の互層からなる予野部層下部(層厚約80 m)とシルト・粘土優勢の互層からなる予野部層上部(層厚約70 m)に区分される。

上野累層の層厚は、大山田地域及び花ノ木地域では約200 mで、本累層の下半部を欠いている島ヶ原地域・阿山地域では約30 mである。

上野累層は、花ノ木地域では、下位から上郡・西出・予野I・予野II・予野III・猪田・青葉台I・青葉台II・青葉台III・上ノ庄I・上野庄II火山灰層を挟有している(川辺, 1986)。

B. 伊賀累層

伊賀累層は、上野盆地～近江盆地南東部に広く分布する。伊賀累層は、基盤岩類を不整合に、下位の上野累層を一般

に整合に、一部で不整合におおひ。また、本累層は、上位の阿山累層に整合におおわれる。

伊賀累層に相当する地層は、上野盆地西方に位置する京都府南山城村大河原の木津川左岸山頂部・同村木屋峠・郷ノ口地域などにも分布している。

伊賀累層の特徴は、湖東流紋岩類の円礫が礫層中に多量に含まれていることにある。

伊賀累層は、伊賀～大山田地域に模式的に発達し、湖東流紋岩類の細～中礫を含む砂層～礫層を主体とする下位の炊村部層(層厚約100 m)と砂層・シルト層・粘土層の互層からなる上位の柘植部層(層厚約80 m)に区分される

(KAWABE, 1989)。本累層は島ヶ原地域では北又礫層(上治, 1944)と呼ばれ、湖東流紋岩類・チャート・頁岩・花崗岩類の中～大礫を主とする礫層からなり、甲賀地域東部では砂礫層・シルト層・粘土層の互層からなる。また、伊賀累層は、分布域の西部及び北部から伊賀町に向かって細粒になり、かつ、上方にむかっても細粒となる。

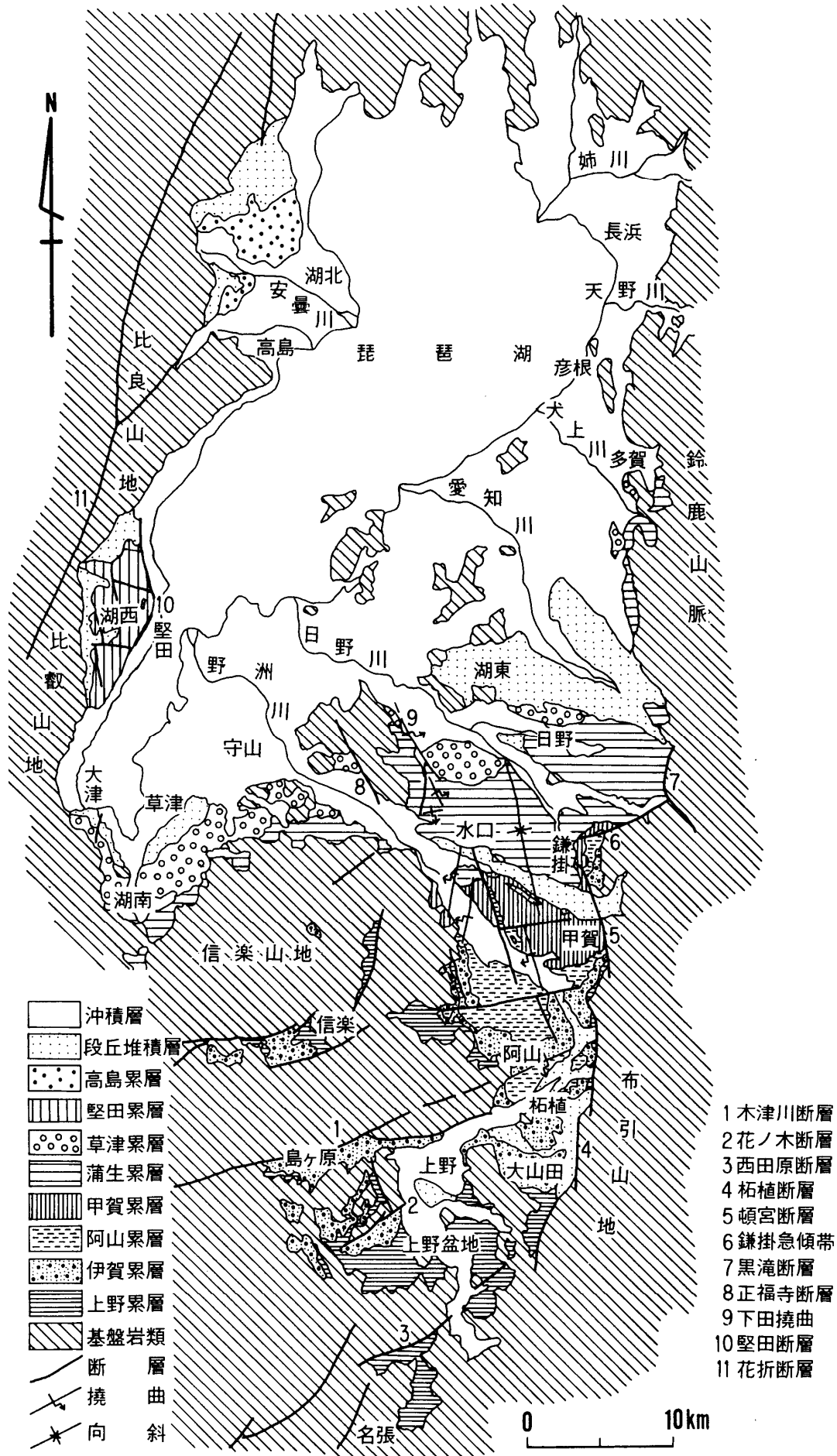
伊賀累層の層厚は、花ノ木地域・伊賀～大山田地域では約150 m、島ヶ原地域・阿山地域・鎌掛地域では40～60 mである。

伊賀累層は、花ノ木地域では、下位からきょうこ池・七本木I・七本木II・白樫I・白樫II・慈尊寺・法花I・法花II・法花III火山灰層を挟有している(川辺, 1986)。

C. 阿山累層

阿山累層は、上野盆地の伊賀～大山田地域・阿山地域、近江盆地南東部の甲賀地域・鎌掛地域に分布し、基盤岩類を不整合に、下位の伊賀累層を整合におおひ、上位の甲賀累層に整合におおわれる。

阿山累層は、甲賀地域北西部・同地域北東部・同地域南西部以外では、うすい砂層を数層準に挟有する厚い粘土層から構成されている。本累層は、阿山町～甲賀町周辺に模式的に発達し、その層相の水平的変化の違いによって、下位の和田部層(層厚28～72 m)と上位の甲南部層(層厚35～62 m)に区分される(川辺, 1981; KAWABE, 1989)。和田部層を構成している堆積物は、伊賀町付近が最も細粒で、分布域の東部にむかってより粗粒になる。一方、甲南部層を構成している堆積物は、分布域の南部で最も細粒で、分布域の東部及び北部にむかってより粗粒になり、砂礫を含



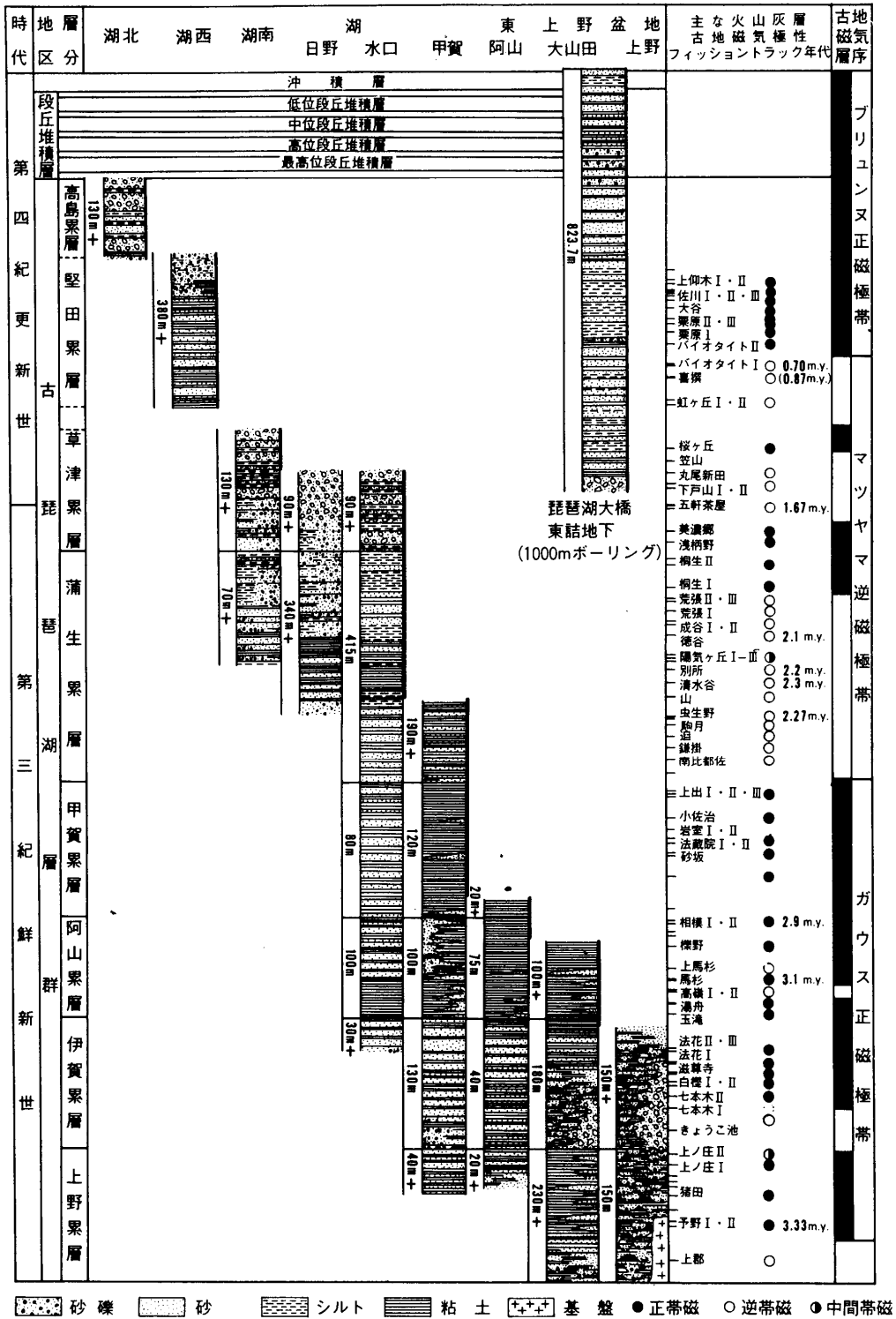


図 12.2 古琵琶湖層群の層序列

湖北地域の層序は YOKOYAMA *et al.* (1979) に、湖西地域の層序は林(1974)に、日野地域の層序は横山ほか(1979)に、水口地域の層序は古琵琶湖団体研究グループ(1977)と鎌掛団体研究グループ(1972)に、甲賀地域と阿山地域の層序は川辺(1981)に、上野地域の層序は川辺(1986)に、湖南地域の層序は古琵琶湖団体研究グループ(1981)にもとづいている。古地磁気極性は、古琵琶湖団体研究グループ(1977, 1981), HAHASHIDA *et al.* (1978), HAHASHIDA & YOKOYAMA (1983), KAWABE (1989) にもとづいている。フィッシュオントラック年代は西村・笹嶋(1970), YOKOYAMA *et al.* (1977), 市原ほか(1984), KAWABE (1989), NISHIMURA & YOKOYAMA (1975) にもとづいている。

むようになる。

和田部層の層厚は、伊賀～大山田地域で72 m、阿山地域中央部で28 m、阿山地域西部の磯尾周辺で約60 m、甲賀地域南東部で約50 m、同地域北西部で約35 mである。甲南部層の層厚は、阿山地域中央部で40 m、甲賀地域南東部で62 m、同地域北西部で約38 mである。

阿山累層は、阿山地域～甲賀地域では、下位から玉滝・湯舟・高嶺Ⅰ・高嶺Ⅱ・馬杉・上馬杉・^{いちろうの}櫛野・北上野・大久保Ⅰ・大久保Ⅱ・相模Ⅰ・相模Ⅱ火山灰層を挟有している（川辺, 1981）。

D. 甲賀累層

甲賀累層は、近江盆地南東部の甲賀地域・鎌掛地域に広く分布し、本累層の一部は、上野盆地の伊賀～大山田地域北西縁や阿山地域中央部などにも見られる。甲賀累層は、基盤岩類を不整合に、下位の阿山累層を整合におおい、上位の蒲生累層に整合におおわれる。また、本累層は、甲賀地域では佐治川部層と呼ばれている（川辺, 1981）。

甲賀累層は、主として均質で厚い粘土層（層厚2～52 m）からなり、少なくとも3層準に砂層（層厚1～10 m）を挟有している。甲賀累層を構成している堆積物は、甲賀地域西部で最も細粒で、分布域の南東部及び東部にむかってより粗粒になる。

本累層の層厚は、180～200 mで、分布域の北部にむかって厚くなる。

甲賀累層は、甲賀地域では、下位より平谷池・砂坂・法蔵院Ⅰ・法蔵院Ⅱ・岩室Ⅰ・岩室Ⅱ・善福寺・小佐治・上出Ⅰ・上出Ⅱ・上出Ⅲ火山灰層を挟有している（川辺, 1981）。

E. 蒲生累層

蒲生累層は、甲賀地域北部～北西部・水口丘陵・日野丘陵・多賀地域・湖南地域等に分布し、下位の甲賀累層を整合に、また、基盤岩類を不整合におおう。

蒲生累層は、主として砂・シルト・粘土の互層からなり、その層厚は280～400 mである（古琵琶湖団体研究グループ, 1977, 1981；横山ほか, 1979）。本累層は、水口丘陵で模式的に発達していて、下位から、布引山互層（層厚約80 m、中粒砂層～細礫まじり粗粒砂層が優勢な地層）・迫粘土層（層厚約30 m、主にシルト・粘土層からなる地層）・清田互層（層厚約100 m、シルト・粘土層と中粒～細礫まじり粗粒砂層の互層）・陽気ヶ丘粘土層（層厚約35 m、主にシルト・粘土層からなる地層）・豊田互層（層厚約80 m、シルト・粘土層と中粒～細礫まじり粗粒砂層の互層）の5部層に区分されている（IKEBE, 1934；横山ほか, 1968；古琵琶

湖団体研究グループ, 1977；KAWABE, 1989）。

蒲生累層は、甲賀地域北西部～水口丘陵西部では、下位から、^{ないま}内貴・^{みなみひづき}南比都佐・^{かいがけ}鎌掛・^{はぎま}迫・^{むしよの}駒月・^{むしよの}虫生野・青谷・マナコ谷・山・清水谷・別所・陽気ヶ丘Ⅰ・陽気ヶ丘Ⅱ・陽気ヶ丘Ⅲ・徳谷・豊田・中山火山灰層を挟有している（鎌掛団体研究グループ, 1972；古琵琶湖団体研究グループ, 1977）。

F. 草津累層

草津累層は、水口丘陵・日野丘陵・多賀地域・湖南地域等の丘陵地の琵琶湖に面した部分に分布し、基盤岩類を不整合に、また、下位の蒲生累層を整合におおう。

草津累層は、礫層を主体とする礫層・砂層・シルト層・粘土層の互層からなり、その層厚は100 m以上である（YOSHIKAWA, 1984；古琵琶湖団体研究グループ, 1977, 1981；横山ほか, 1979）。本累層は、草津周辺に模式的に発達し、淘汰のよい中粒～粗粒砂層を主体とする下位の浅柄野砂層（層厚約20 m）とチャートの中～大礫からなる亜角～亜円礫層を主体とする上位の瀬田礫層（層厚約90 m）に区分される（古琵琶湖団体研究グループ, 1981）。

浅柄野砂層を構成している堆積物は、分布域北東部の多賀町～秦荘町周辺で最も細粒である。瀬田礫層を構成している堆積物は、分布域の北東部にむかって粗粒になる（古琵琶湖団体研究グループ, 1981, 1983）。

草津累層は、湖南地域では、下位より浅柄野・美濃郷・五軒茶屋・下戸山Ⅰ・下戸山Ⅱ・丸尾新田・笠山・桜が丘火山灰層を挟有している（古琵琶湖団体研究グループ, 1981）。

なお、湖南大津市西部で、草津累層の上位に見られる古琵琶湖層群は、礫層・砂層・シルト層・粘土層の互層からなり、その層厚は210 m以上に達する（ISHIDA *et al.*, 1976；橋本・古琵琶湖団体研究グループ, 1987；古琵琶湖団体研究グループ, 1992）。これらの古琵琶湖層群は、^{もも}膳所累層と呼ばれていて（ISHIDA *et al.*, 1976）、基盤岩類を不整合に、また、下位の草津累層を整合におおう。膳所累層と上位の堅田累層との詳しい層序関係はまだ明らかにされていない。

膳所累層は下位から、寺辺砂層（層厚18 m）・国分互層（層厚87 m、淘汰のわるい泥質の角～亜角礫層を主体とする地層）・富士見台互層（層厚約85 m、主として砂層・シルト層・粘土層の互層）・茶臼山礫層（層厚20 m以上、チャートの亜角～亜円礫からなる砂礫層を主体とする地層）に区分されている。本累層は、下位から、寺辺・国府Ⅰ・国府Ⅱ・池ノ内Ⅰ・池ノ内Ⅱ・池ノ内Ⅲ・上別保・富士見台・園山・膳所Ⅰ・膳所Ⅱ火山灰層を挟有していて、池ノ内Ⅱ火山灰

層は大阪層群のピンク火山灰層に対比されている（古琵琶湖団体研究グループ，1992）。

G. 堅田累層

堅田累層は堅田丘陵に分布し、基盤岩類を不整合におおっている。

堅田累層は、下位から、虹ヶ丘粘土層（層厚 15 m 以上、うすい砂層を挟有するシルト・粘土層）・北浜砂層（層厚 45～50 m、下半部は粘土層と中粒砂層の互層、上半部は主に中粒砂層）・喜撰粘土層（層厚 30～35 m、砂層を伴う粘土層）・高城互層（層厚約 35 m、砂層と粘土層の互層）・比良園粘土層（層厚 35～40 m、主に粘土層）・栗原互層（層厚約 70 m、中粒砂層と粘土層の互層）・佐川粘土層（層厚 40～60 m、主に粘土層）・龍華砂礫層（層厚約 90 m、基質が泥質な亜角礫層が主体の地層、同時異相として砂泥からなる山下互層がある）の 8 部層に区分されている（林，1974）。

堅田丘陵に見られる堅田累層は、野洲河口の 1000 m ボーリング地点地下の堅田累層相当層より、一般に細粒の堆積物から構成されている。

本累層は、下位より、虹ヶ丘 I・虹ヶ丘 II・A・喜撰、B・バイオタイト I・バイオタイト II・栗原 I・栗原 II・栗原 III・大谷・佐川 I・佐川 II・佐川 III・上仰木 I・上仰木 II・C・D・E・F 火山灰層を挟有している（林，1974）。

H. 高島累層

高島累層は、地表に分布する古琵琶湖層群のなかでは最上位の地層で、湖北地域の滋賀県高島郡高島町・安曇川町・新旭町等に分布し、基盤岩類を不整合におおう（YOKOYAMA *et al.*, 1977）。高島累層と堅田丘陵に見られる古琵琶湖層群の最上部を構成している龍華砂礫層（林，1974）との層序関係は明らかにされていない。

高島累層は、主として砂礫層から構成されていて、その層厚は約 100 m である。本累層は、安曇川流域に模式的に発達し、下位から、白土谷層（層厚 20～30 m、粗粒砂層を挟有する炭質粘土層）・井ノ口礫層（層厚約 10 m、大～巨礫の円～亜円礫からなる礫層）・暁街道層（層厚約 50 m、花崗岩質砂層・シルト層・粘土層の互層を主体とする地層）・下古賀礫層（層厚 50～70 m、丹波層群起源の大～中礫からなる礫層を主体とする地層）に区分されている（YOKOYAMA *et al.*, 1979）。しかし、これらの部層間の詳しい層序関係は、まだ明らかにされていない。

高島累層を構成している堆積物は、西側に分布する基盤からはなれるにつれて細粒になる。琵琶湖湖底に掘削された 200 m・1400 m ボーリングによって得られたコアにみら

れるように琵琶湖湖底下の高島累層相当層は、粘土層からなり、丘陵地の高島累層より厚い。

本累層は、下位より、白土谷・大宝寺・暁火山灰層を挟有している（YOKOYAMA *et al.*, 1979）。

(2) 古琵琶湖層群の化石

A. 植物化石

上野累層～草津累層からは、*Metasequoia* 植物群に属する植物化石が産出する。*Metasequoia* 植物群構成種のうち、*Nyssa*（ヌマスギ）、*Sequoia sempervirens*（セコイアメスギ）は上野累層～蒲生累層下部から、*Liquidambar formosana*（フウ）、*Pseudolarix kaempferi*（イヌカラマツ）は上野累層～蒲生累層から、*Ginkgo biloba*（イチョウ）、*Glyptostorobus pensilis*（イヌスギ）、*Juglans cinerea var. megacineria*（オオバタグルミ）、*Metasequoia disticha*（メタセコイア）は上野累層～草津累層から産出する（三木，1948；TAKAYA，1963；那須，1971；古琵琶湖団体研究グループ，1977，1981）。上野累層から草津累層にかけて、*Metasequoia* 植物群構成種は次第に減少している。

草津累層の上部からは、*Pinus koraiensis*（チョウセンゴヨウ）、*Menyanthes trifoliata*（ミツガシワ）等の第四紀寒冷型の植物化石が産出する（古琵琶湖団体研究グループ，1977，1981）。この事実は、草津累層上部の時代に、寒冷期が訪れたことを示すとともに、*Metasequoia* 植物群が消滅期（市原，1960）に入ったことを示す。

堅田累層龍華砂礫層からは、*Pinus koraiensis*、*Picea cf. bicolor*（イラモミ）が産出し（林，1974）、高島累層からは、*Menyanthes trifoliata* および *Picea cf. bicolor* が産出する（YOKOYAMA *et al.*, 1979）。なお、*Metasequoia* 植物群に属する植物化石は、堅田累層及び高島累層からは産出していない。

一方、大阪地域では、*Metasequoia* 植物群に属する植物化石は、大阪層群最下部、下部から産出し、アズキ火山灰層（古琵琶湖層群の喜撰火山灰層に対比される）より上位にある大阪層群上部からは産出しない（市原，1960）。また、*Menyanthes trifoliata*、*Pinus koraiensis* などの第四紀寒冷型の植物化石は、大阪層群では福田火山灰層（古琵琶湖層群の五軒茶屋火山灰層に対比される）より上位の層準から産出しはじめる（ITAHARA *et al.*, 1984）。

以上に示したように、古琵琶湖層群に見られる植物化石の産出状況は、大阪層群にみられるそれによく対応している。

B. 長鼻類化石

Stegodon cf. elephantoides (エレファントイデスゾウ)の臼歯が伊賀累層(七本木I火山灰層の直下; 樽野, 1991)から産出している(KAMEI, 1984).

Stegodon akashiensis (アカシゾウ)の臼歯は蒲生累層最上部(中火山灰層と五軒茶屋火山灰層に対比される北脇火山灰層の間; 岡崎・松岡, 1979)及び堅田累層栗原互層(栗原II火山灰層の約14 m下位; 樽野ほか, 1983)から産出している。

Mammuthus paramammonteus shigensis (シガゾウ)の臼歯は堅田累層栗原互層から産出している(林, 1974; 岡崎・松岡, 1979)。

Stegodon orientalis (トウヨウゾウ)は、堅田累層佐川粘土層(上仰木火山灰層の直上)から産出している(YOKOYAMA 1969; 林, 1974; 岡崎・松岡, 1979)。

以上に示したように、古琵琶湖層群に見られる長鼻類化石の産出状況は、大阪層群に見られるそれとかなりよく対応している。しかし、古琵琶湖層群の*Stegodon akashiensis*の産出層準は、*Mammuthus paramammonteus shigensis*のそれと大きく重なり、大阪層群の*Stegodon akashiensis*の産出層準よりかなり上位にまでおよんでいる。この事実は、近畿地方以外の大阪層群相当層において、*Stegodon akashiensis*の産出層準が*Mammuthus paramammonteus shigensis*のそれに大きく重なっていることによく対応している(樽野, 1983)。

C. 軟体動物化石

伊賀非海成軟体動物群(松岡, 1985)構成種のうち、*Igapaludina stricta* (イガタニシ)、*Lepidodesma mirabilis*、*Unio oyamadaensis*などは上野累層~阿山累層最下部(高嶺火山灰層より下位)から、*Anodonta okuyamai* (オクヤマドブガイ)、*Cuneopsis gracilentia*、*Tulotomoides sanaguensis*などは上野累層~甲賀累層最上部から産出する(MATSUOKA, 1987)。つまり、伊賀非海成軟体動物群は高嶺火山灰層層準で、その構成種を大きく減らし、蒲生累層の堆積が始まるまでに消滅した。

蒲生累層下部からは、*Tulotomoides japonicus* (コビワコカタバリタニシ)、*Kobiwakodonta nakajimai* (コビワコドブガイ)、*Cuneopsis gamoensis*などが産出している。これらの軟体動物化石は、上野累層~甲賀累層から産出するそれらとは大きく異なっている。しかし、*Tulotomoides japonicus*は、*Tulotomoides sanaguensis*に由来すると考えられている(MATSUOKA, 1987)。

琵琶湖 現生種のうち、*Heterogen longispira* (ナガタニシ)、*Cristaria plicata* (ホンカラスガイ)、*Unio biwae* (タテボシ)、*Inversidens hirasei* (セタイシガイ)等は堅田累層虹ヶ丘粘土層から産出しはじめ、*Cipangopaludina japonica* (オオタニシ)、*Limnoscapha schlegeli* (イケチョウガイ)、*Anodonta calipygos* (マルドブガイ)、*Inversidens brandti* (オバエボシ)、*Inversidens japonensis* (マツカサガイ)等は堅田累層栗原互層から産出しはじめ、さらに*Semisulcospira habei* (ハベカワニナ)、*Lanceolaria oxyrhyncha* (ササノハガイ)、*Anodonta ogurae* (オグラヌマガイ)、*Anodonta japonica* (タガイ)、*Corbicula leana* (マシジミ)、*Corbicula sandai* (セタシジミ)等は堅田累層佐川粘土層から産出しはじめる(琵琶湖自然史研究会, 1986)。また、堅田累層からは、琵琶湖現生種以外に、*Semisulcospira spinulifera*、*Anodonta ogurae kisenensis*、*Lanceolaria grayana* (トンガリササノハ)、*Kobiwakodonta tomodai*等が産出する(琵琶湖自然史研究会, 1986; MATSUOKA, 1987)。

ここに示したように、堅田累層から産出する軟体動物化石群の種構成は、現在の琵琶湖に見られる軟体動物群の種構成に類似しているだけではなく、蒲生累層下部から産出するそれとは大きく異なっている。

(3) 古琵琶湖層群の古地磁気層序と放射年代

A. 古地磁気層序

古琵琶湖団体研究グループ(1977, 1981), HAYASHIDA *et al.* (1978), HAYASHIDA and YOKOYAMA (1983)等の古地磁気層序に関する研究によれば、古琵琶湖層群はギルバート逆磁極帯上部からブリュンヌ正磁極帯下部にかけて形成されたと考えられる(図12.2)。しかし、古琵琶湖層群基底部に認められる逆帯磁がギルバート逆磁極帯に確実に対比できるかどうかについては、さらに検討が必要である。

ガウス・松山境界は蒲生累層基底部(上出火山灰層と南比都佐火山灰層の間の層準)に(HAYASHIDA and YOKOYAMA, 1983)、松山・ブリュンヌ境界は堅田累層に挟まれているバイオタイトI火山灰層の約10 m上位の層準に(HAYASHIDA *et al.*, 1978)にみとめられている。

オールドバイ正磁極帯は、蒲生累層最上部から草津累層基底部にかけての層厚約40 mの地層(桐生I火山灰層直下の層準から美濃郷火山灰層直上の層準までの地層)中に存在する(古琵琶湖団体研究グループ, 1977, 1981)。

草津累層と堅田累層の間に存在する一連の地層について

は、露出不良のために、層序学的な検討が十分には加えられていない。しかし、ハラミロ正磁極帯は、この一連の地層中のいずれかの層準に存在すると推定され、湖南瀬田・石部地域の古琵琶湖層群の最上部に挟有されている桜ヶ丘火山灰層の示す正帯磁（古琵琶湖団体研究グループ、1981）と大津・石山地域の池ノ内II火山灰層の示す正帯磁（古琵琶湖団体研究グループ、1992）が、ハラミロ正磁極帯に対比されると考えられる。

B. 放射年代

図12.2に、古琵琶湖層群の火山灰層のフィッシュントラック年代を示す。

ガウス・ギルバート境界の存在が推定される層準の直上にある予野I火山灰層は 3.33 ± 0.28 m. y. (KAWABE, 1989), オルドバイ正磁極帯の直上にある五軒茶屋火山灰層は 1.67 ± 0.28 m. y. (市原ほか, 1984), プリユヌヌ・松山境界の直下にあるバイオタイトI火山灰層は 0.7 ± 0.1 m. y. (NISHIMURA and YOKOYAMA, 1975) を示す。これらのフィッシュントラック年代値は、前述した古琵琶湖層群の古地磁気層序と矛盾しない。

(4) 古琵琶湖層群の地質構造

古琵琶湖層群が分布している上野盆地～近江盆地は、東側を伊吹山地・鈴鹿山脈・布引山地に、西側を比良山地・比叡山地・醍醐山地及び信楽山地・笠置山地に、南側を高見山地、北側を野坂山地に限られている。

図12.1に示されているように、上野盆地～近江盆地では、一般に北や西へむかって、より上位の層準の古琵琶湖層群がみられる (TAKAYA, 1963; 横山ほか, 1979; KAWABE, 1989)。

上野盆地では、古琵琶湖層群は、周辺山地を構成している基盤岩類とは断層によって境されていることが多い。これらの断層は、主として、東北東～西南西方向の北あがりの高角逆断層（木津川断層・花ノ木断層・西田原断層など）と南北方向の東あがりの高角逆断層（拓植断層）からなっている。上野盆地内に存在する古琵琶湖層群には、これらの断層と同方向の東北東～西南西方向及び北北西～南南東方向の断層・撓曲がよく発達している。しかも、古琵琶湖層群の層相や層厚は、これらの断層・撓曲や盆地内の基盤の高まりを境にして著しく変化する (KAWABE, 1989)。

阿山・甲賀地域東縁部では、古琵琶湖層群は、基盤岩類と南北性の東あがりの高角逆断層（頓宮断層）によって境されている。阿山・甲賀地域の古琵琶湖層群には、この断

層とほぼ同じ方向の断層・撓曲がよく発達し、古琵琶湖層群の層相や層厚は、上野盆地の本層群の場合と同様に、これらの断層・撓曲を境にして著しく変化する (川辺, KAWABE, 1989)。

上野盆地及び阿山・甲賀地域の古琵琶湖層群に見られるこれらの事実は、これらの断層・撓曲が少なくとも古琵琶湖層群上野累層・伊賀累層・阿山累層・甲賀累層堆積中から活動していたことを示している。

湖東地域北部の水口丘陵・日野丘陵の古琵琶湖層群は、一般に北北西に緩傾斜している。湖東地域北部の東縁では、古琵琶湖層群は、鈴鹿山脈を構成している基盤岩類と南北性の東あがりの高角逆断層（黒滝断層・甲津畑断層など）で境されている (TAKAYA, 1963; 古琵琶湖団体研究グループ, 1977; 横山ほか, 1979)。また、水口丘陵東縁の蒲生郡鎌掛付近では、東北東～西南西方向の鎌掛急傾帯と頓宮断層及び基盤岩類に囲まれて、古琵琶湖層群伊賀累層・阿山累層が分布している (鎌掛団研グループ, 1972)。水口丘陵の西北部や鏡山周辺では、北北西～南南東方向の東あがりの高角逆断層（正福寺断層）や撓曲（下田撓曲など）が見られる (古琵琶湖団体研究グループ, 1977)。

湖南の瀬田・石部地域では、古琵琶湖層群は北西へ緩傾斜している (古琵琶湖団体研究グループ, 1981)。

近江盆地の丘陵地や平野部には、彦根から栗東にかけて、荒神山・長命寺山・観音寺山・箕作山・布施山・雪野山・鏡山などの湖東流紋岩類・花崗岩類からなる小山地や三上山などの丹波層群からなる小山地がそびえている。また、甲賀・水口・日野丘陵には、丹波層群・花崗岩類・湖東流紋岩類からなる小山地が点在する。さらに、琵琶湖内にも、沖島・多景島・白石などの湖東流紋岩類・花崗岩類からなる島・岩礁が点在する。これらは、近江盆地の基盤が起伏に富んでいることを示している。

湖西堅田丘陵の古琵琶湖層群は、一般に西へ緩傾斜し、比叡・比良山地を構成している基盤岩類にアバットしていると考えられる (林, 1974)。一方、堅田丘陵の東縁では、湖岸に沿って南北性の堅田断層が発達し、古琵琶湖層群は急傾斜している。また、堅田丘陵では、堅田断層に並行する南北性の断層・撓曲とこれらにほぼ直交する東西性の断層・撓曲が見られる。

(5) 対比

層序学的資料、特に各火山灰層の層相・岩石記載の性質（鉱物組成、ガラスの形状・屈折率、重鉱物組成等）に基

づいて、古琵琶湖層群は大阪層群及び東海層群に対比されている。

A. 大阪層群との対比

蒲生累層の桐生 II 火山灰層、草津累層の五軒茶屋火山灰層（水口丘陵の蒲生堂火山灰層・日野丘陵の北脇火山灰層に連続する）は、それぞれ大阪層群の三ツ松火山灰層・福田火山灰層に確実に対比される（吉川，1983）。

これらの火山灰層の対比は、両層群における植物化石の産出状況や古地磁気層序などによく調和している。すなわち、*Pinus koraiensis* や *Menyanthes trifoliata* などの第四紀寒冷型の植物化石は、古琵琶湖層群では五軒茶屋・蒲生堂火山灰層の数 10 m 上位の層準から産出しはじめ（古琵琶湖湖群研究グループ，1977, 1981），一方大阪層群では福田火山灰層のやや上位の層準から産出しはじめる（ITHARA *et al.*, 1984）。また、オールドバイ正磁極帯は、古琵琶湖層群では五軒茶屋火山灰層のやや下位にある桐生 II 火山灰層を挟有する地層中に認められ（古琵琶湖湖群研究グループ，1977, 1981），大阪層群では福田火山灰層のやや下位にある三ツ松火山灰層を挟有する地層中に認められる（吉川，1983；市原ほか，1984）。

堅田累層の喜撰火山灰層・B 火山灰層は、それぞれ大阪層群のアズキ火山灰層・狭山火山灰層に確実に対比される（TAKAYA, 1963；林，1974；吉川，1983）。これらの火山灰層の対比は、両層群における古地磁気層序や植物化石の産出状況とよく調和している。すなわち、松山・プリュンヌ境界は、古琵琶湖層群では B 火山灰層の約 11 m 上位の層準に存在し（HAYASHIDA *et al.*, 1978），大阪層群では狭山火山灰層のやや上位の層準に存在する（NISHIDA and ISHIDA, 1975）。また、両層群のこの層準からは *Metasequoia* 植物群に属する植物化石は産出せず、両層群ではこの層準までに *Metasequoia* 植物群は消滅している。

阿山累層の相模 I 火山灰層・甲賀累層の法蔵院 I 火山灰層は、それぞれ大阪層群の土生滝 I 火山灰層・土生滝 II 火山灰層に対比される可能性が高い（吉川，1983）。また、堅田累層の虹ヶ丘 II・上仰木 I・E 火山灰層は、それぞれ大阪層群の山田 II・サクラ・カスリ火山灰層に対比される可能性が高い（林，1974；吉川，1983）。なお、古琵琶湖湖群研究グループ（1992）によれば、膳所累層の池ノ内 II 火山灰層は大阪層群のピンク火山灰層に対比されている。

B. 東海層群との対比

阿山累層の馬杉火山灰層・蒲生累層の五軒茶屋火山灰層は、それぞれ北勢地方の東海層群の市之原火山灰層・嘉例

川火山灰層に対比される（吉川ほか，1988）。また、阿山累層の馬杉火山灰層は、中勢地方の東海層群の岩森火山灰層に対比される（吉川・吉田，1989）。これらの火山灰層の対比は、両層群からの植物化石・動物化石の産出状況や両層群の古地磁気層序などと矛盾しない。

12.2 近江盆地の段丘堆積層・沖積層

近江盆地では、古琵琶湖層群を不整合におおって、段丘堆積層・沖積層が発達し、段丘面・沖積面を形成している。近江盆地全域にわたる段丘面の区分は、TAKAYA (1963) や池田ほか (1979) によって行われた。

以下に、近江盆地の段丘堆積層を最高位段丘・高位段丘・中位段丘・低位段丘堆積層に区分し、記述する。

(1) 最高位段丘堆積層

最高位段丘堆積層（植村，1979）は、甲賀丘陵北西部から日野丘陵東部にかけて、古琵琶湖層群を不整合におおって丘陵頂部に断片的に分布し、標高 250~400 m の最高位段丘面を形成している。日野丘陵東部の西明寺・小野付近に模式的に見られる最高位段丘堆積層は、大~巨礫からなり、強く風化をうけ赤褐色化していて、その層厚は 5~20 m である。最高位段丘面の開析は非常によくすすみ、その原面はわずかに保存されているにすぎない。

(2) 高位段丘堆積層

高位段丘堆積層は一般に砂礫からなり、その層厚は数 m で部分的に 10 m 以上に達する。高位段丘堆積層がつくる高位段丘面には、一般に厚さ 1~2 m の赤色土が認められる。

湖北饗庭野地域では、下古賀礫層（層厚 50~100 m）の上に、漂白されたチャートの角礫を含むシルト・砂層（層厚 1~2 m）が存在し、強い赤色土化を受けている。この薄層が高位段丘面を形成している。しかし、石田ほか（1984）は、高位段丘堆積層は高島累層そのものであり、この赤色薄層は下古賀礫層の風化物が侵食をうけ再堆積したものと推定した。この地域では、高位段丘面は、標高 240~260 m に発達し、現在の河川勾配とは逆に北西へ緩傾斜し、その開析はかなりよくすすんでいる（池田ほか，1979）。

湖西堅田丘陵北西部の山麓部では、高位段丘面が、標高 180~360 m に旧扇状地面として発達している。

湖南地域では、高位段丘面は標高115~150 mに丘陵地の末端部をとりまいて分布し、琵琶湖へむかって緩傾斜している。

さらに高位段丘面は、湖東八日市地域では標高140~240 mに広く発達し、湖東日野地域では標高240~270 mに断片的に分布し、野洲川流域では土山から水口にかけて標高230~310 mに連続して分布する。

(3) 中位段丘堆積層

中位段丘堆積層はおもに砂礫からなり、その上部は一般に砂層・粘土層の互層となっている。本層の全層厚は2~5 mであって、その上部は、一般に黄褐色土化している。

湖東地域では、佐久良川・日野川・野洲川・杣川に沿ってはより高位の中位段丘I面とより低位の中位段丘II面が、愛知川及びその支流の和南川に沿っては中位段丘I面が分布している。和南川流域の和南の中位段丘I堆積層からは、*Tsuga sieboldii* (ツガ)、*Camellia japonica* (ヤブツバキ)、*Chamaecyparis obtusa* (ヒノキ)などの植物化石が産出する。

湖南瀬田地域では、中位段丘面が高位段丘面の前面に広く発達し、琵琶湖へむかって高度を下げていく。

湖北泰山寺野地域には、中位段丘面が広く発達し、現在の安曇川の勾配とは逆に西へ緩傾斜している。湖北饗庭野地域にも、石田川によって形成された中位段丘面が広く発達し、北へ緩傾斜している。

(4) 低位段丘堆積層

低位段丘堆積層は、近江盆地をながれているほとんどの河川の中・上流域に分布し、より高位の低位段丘I面を形成している低位段丘I堆積層とより低位の低位段丘II面を形成している低位段丘II堆積層に2分されている。低位段丘堆積層は、一般に層厚1~4 mの砂礫層からなり、新鮮でほとんど風化を受けていない。

湖東地域では、低位段丘は現在の河谷を埋積した幅広い段丘面として連続して分布し、中下流部では沖積面と交差していることが多い。神崎郡永源寺町甲津畑の和南川では、低位段丘I堆積層から *Pinus koraiensis* (チョウセンゴヨウ)、*Picea bicolor* (イラモミ)、*Picea koyamae* (ヤツガタケトウヒ)、*Tsuga diversifolia* (コメツガ)などの寒冷型植物化石が産出し、この植物化石含有層の¹⁴C年代は30,000~33,200 y. B. P.である(市原・高谷, 1965)。これらの寒冷型植物化石産出地点から約100 m下流では、低位段丘I

堆積層は始良 Tn 火山灰層を挟有している(吉川ほか, 1986)。

湖南地域では、低位段丘面は丘陵地の開析谷内では細長い分布を示しているが、平野部では北へ傾く扇状地性の緩斜面として広く発達している。

湖西堅田丘陵では、低位段丘面は河谷内を埋積した広い平坦面として発達し、上流から下流へよく連続する。大津市真野では、低位段丘堆積層は、シルト層・粘土層・砂層・炭質シルト層の互層(層厚約8 m)からなり、層厚約10 cmのガラス質火山灰層を挟有している(林, 1974)。この火山灰層は始良 Tn 火山灰層に対比される(吉川ほか, 1986)。

湖北地域では、低位段丘面は、石田川・安曇川・鴨川に沿って分布し、2~4段の面に区分される。いずれの河川ぞいでも、最下位の段丘面及びその上位にある段丘面が連続してよく発達している。

(5) 沖積層

近江盆地には、琵琶湖に流入する諸河川の中~下流部に勾配の大きい沖積面が発達している。この沖積面は、基本的に近江盆地周辺山地の山麓部から琵琶湖水面(標高84.5 m)にむかって張り出した扇状地性低地である。この沖積面は、琵琶湖東岸~南岸部では三角州性低地として、一方琵琶湖西岸部では狭小で急勾配の扇状地性低地として発達している。

沖積層は、礫・砂・泥から構成されていて、その層厚は、愛知川下流域で最大約20 m(宮田ほか, 1990)、日野川・野洲川下流域で5 m以下(植村・横山, 1983)、草津市御倉町・橋岡町で4 m以下(池田ほか, 1983)である。

12.3 琵琶湖湖底の地形

(1) 琵琶湖湖底の平坦面

建設省国土地理院(1964)は、音響測深法を導入して琵琶湖の深度測量を行ない、琵琶湖湖沼図を作成した。琵琶湖の地形学的調査の集大成ともいべき琵琶湖湖沼図は全25葉からなり、その縮尺は1万分の1で、等深線は50 cm毎に描かれている。琵琶湖湖沼図の作成を担当した小谷(1957, 1958, 1960, 1964, 1971)は、湖底に認められる平坦面を、下位より、湖盆底平坦面(水深70~90 m)・埋没湖底段丘(水深45~80 mに1~2段に認められる)・第1湖底段丘(水深20~25 m)・第2湖底段丘(水深約10 m)・第

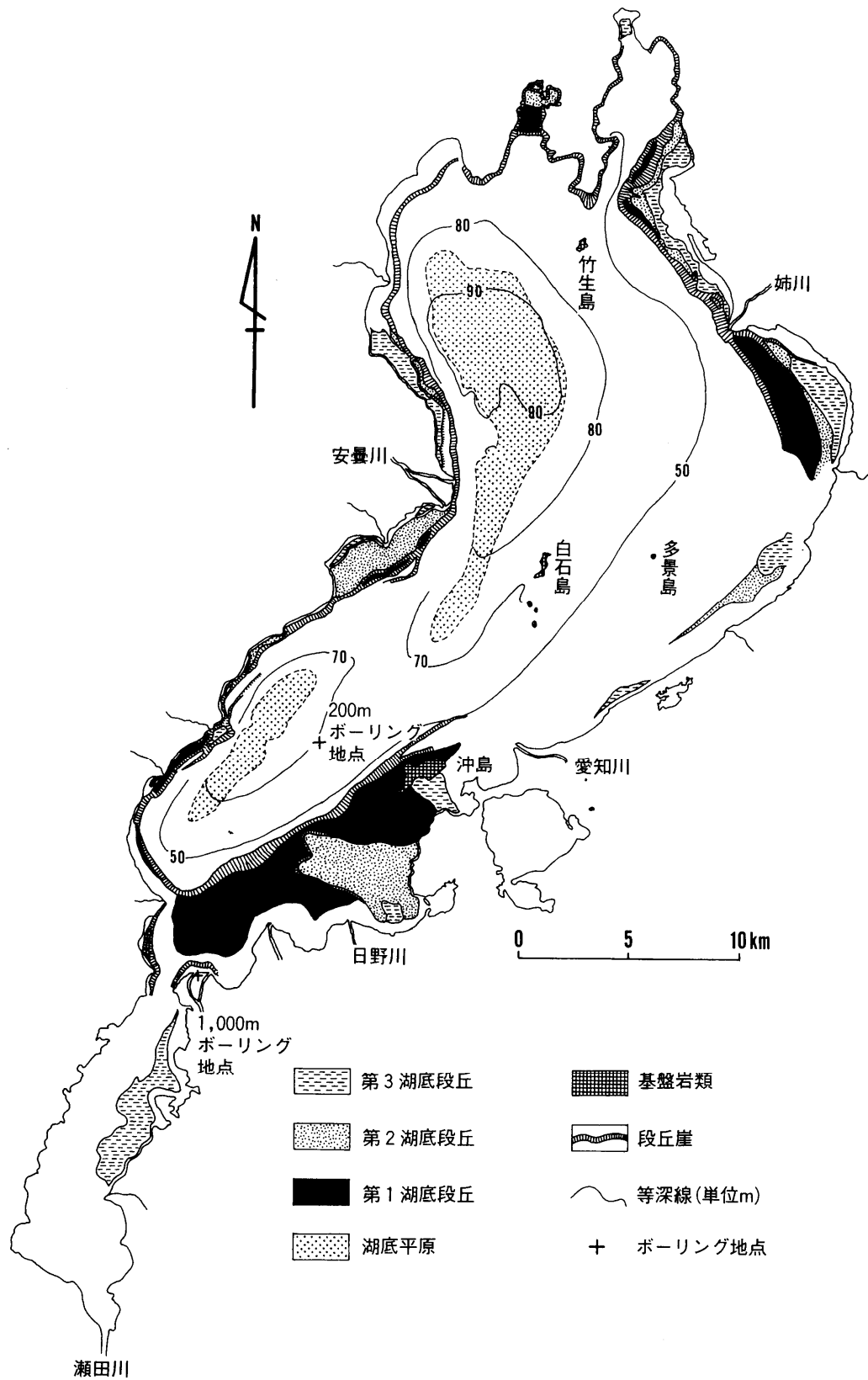


図 12.3 琵琶湖湖底の地形学的図（小谷，1971；市原，1982；植村，1987 を一部改変）

3 湖底段丘 (水深約 5 m) に区分した。これらの湖底段丘の中では、第 1 湖底段丘が最もよく発達し、埋没湖底段丘は第 1 湖底段丘下に大部分埋没している。湖底段丘面の幅は 0.2~5 km で、その勾配は 1/100~1/200 である。湖底段丘面の末端には、地形の傾斜変換点や深溝列線 (トラフ状地形) が認められる。これらの湖底段丘は琵琶湖の間けつ的な沈降にともない、後退的に重合発達した沈水デルタと考えられている (小谷, 1971; 図 12.3)。

(2) 琵琶湖湖底平坦面と地表平坦面との関係

琵琶湖湖底平坦面と地表平坦面の関係については、従来、第 1 湖底段丘・第 2 湖底段丘がそれぞれ中位段丘 (低位旧期段丘)・低位段丘 (新期段丘) に対比されるという見解 (TAKAYA, 1963; 高谷・西田, 1964; 小谷, 1964) と第 1 湖底段丘・第 2 湖底段丘がそれぞれ低位段丘 I・低位段丘 II に対比されるという見解 (植村, 1971; 大橋, 1978; 植村・

横山, 1983) とが併存している。

宮田ほか (1990) は、愛知川河口部~湖盆斜面の音波探査を実施し、湖底堆積層を上位よりユニット I~IX に区分し、また愛知川下流部の 11 地点でボーリング (深度 40~50 m) をおこなって、陸域地下の堆積層を上位から A~F 層に区分した。同研究は、ユニット I~V が A~F 層に対応すること、ユニット I~IX はそれぞれ湖底段丘あるいは埋没湖底段丘を形成していること、ユニット III の基底部、C 層の下部、D 層の上部に始良 Tn (AT) 火山灰層が挟有されていること、ユニット III の前縁付近でのその上面の深度は現水面下約 22 m にあることを明らかにしている。これらの研究結果にしたがえば、小谷の第 1 湖底段丘を構成する地層は、始良 Tn (AT) 火山灰層を挟むユニット III、C~D 層および低位段丘 I 堆積層に対比されることになる。

(林 隆夫・川辺孝幸)

第2節 急傾斜地崩壊危険箇所点検調査

「急傾斜地崩壊危険箇所点検要領 平成11年 建設省河川局砂防部傾斜地保全課」をより抜粋

1. 目的および一般的留意事項

危険箇所点検調査は、前の資料調査をもとに現地踏査を実施して対象斜面の特性を整理し、崩壊危険度を把握するために行う。

解 説

原則として5年ごとに全国一斉に実施されている。また、この調査は1/5,000～1/2,500地形図を用い、地形や地質情報あるいは崩壊に関する情報を調査表として整理するもので、対象斜面の概況、危険度、崩壊位置や形態などが明らかになるため、本調査計画の立案にとって貴重な基礎資料となる。

2. 調査の概要

調査は、建設省の「急傾斜地崩壊危険箇所点検要領」（平成11年）にしたがって実施するものである。

解 説

(1) 調査対象

傾斜度 30° 以上、高さ5m以上の急傾斜地（人工斜面を含むすべての急傾斜地）で想定被害区域内に人家5戸以上（5戸未満であっても官公署、学校、病院、駅、旅館などのほか社会福祉施設などの災害時要援護者関連施設のある場合を含む）ある場合はすべて急傾斜地崩壊危険箇所として調査の対象とする。

人家5戸以上とは、一連の急傾斜地の人家密集地区で5戸以上あるものをいう。

一般に2万5千分の1相当の地形図で、図2-1のように直線を引いた線 $H > B$ の箇所は渓流とみなし、一連の急傾斜地とは見なさない。

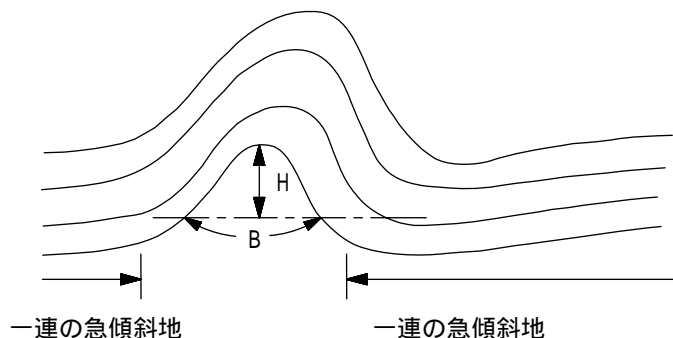


図 2-1 一連の急傾斜地の考え方

また、人家が50m以上互いに離れている場合は人家密集地区とはいわず、急傾斜地崩壊危険箇所も別の箇所として扱う（図 2-1参照）。

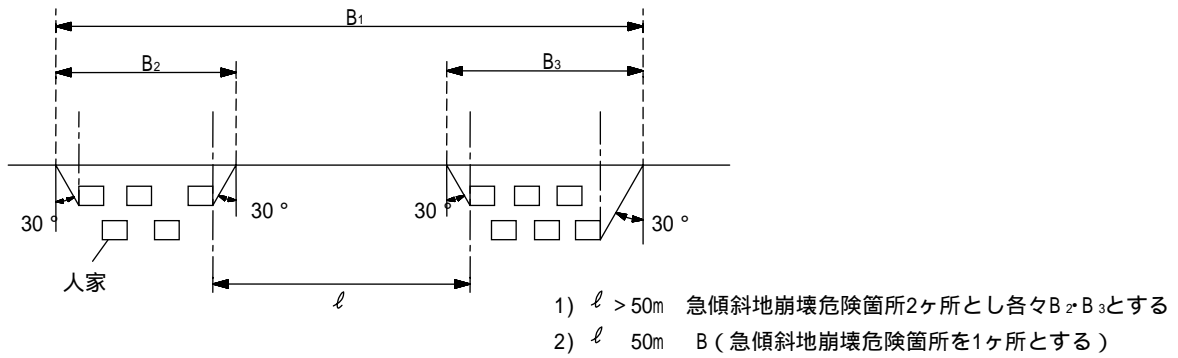


図 2-2 一連の急傾斜地の考え方

(2) 調査方法

次に示す手順により、急傾斜地崩壊危険箇所の調査を行う。

- 1) 急傾斜地崩壊危険箇所を抽出する。
- 2) 急傾斜地崩壊危険箇所を自然斜面と人工斜面に分類する。
- 3) 個々の急傾斜地崩壊危険箇所において調査対象斜面を選定する。
- 4) 調査対象斜面において調査項目を調査し、次の区分に従って自然斜面と人工斜面別に調査表に記入する。

自然斜面.....自然力により形成された斜面。ただし、過去に人工の手を加えたものであってもその後自然の力により変形などが加わり自然斜面と見分けがつかないものを含む。

人工斜面.....切土、盛土、構造物の設置など人工の手が加わっている斜面。ただし、急傾斜地崩壊防止工事、砂防工事、治山工事などを実施したものは自然斜面とする。

3. 調査内容

調査は以下に示す項目について実施し、表2-2-15としてとりまとめる。

解説

(1) 地形に関する調査項目

1) 傾斜度

のり尻から自然傾斜変換点を結んだ線が水平となす角度とし、その値を記入する(図 2-3 参照)。

2) 高さ

崩壊の発生が予想される高さとし、その値を記入する。高さについては現地調査により、地形、地質および付近で発生した崩壊あるいは崩壊跡の地形などを勘案して想定する。

傾斜度あるいは、高さにおいて決めがたい場合は次の例を参考にされたい(図 2-3 参照)。

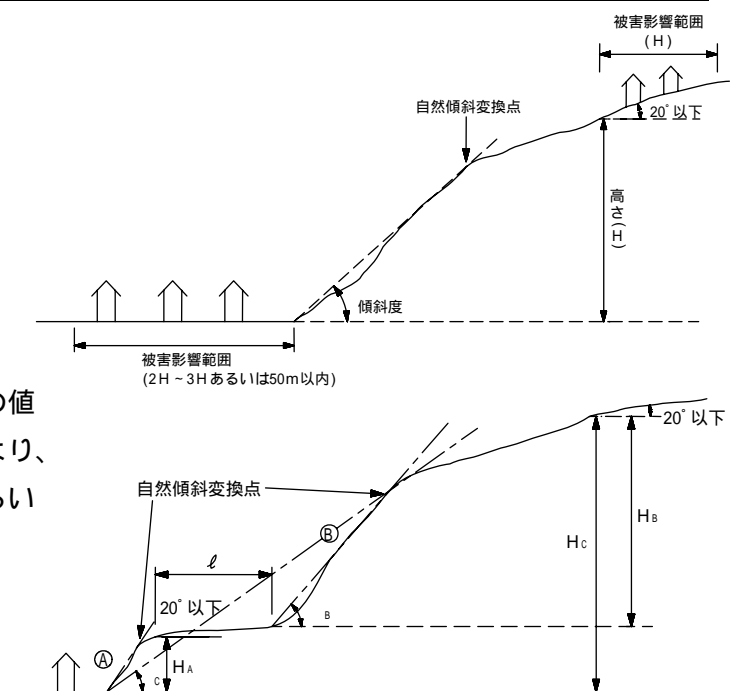


図 2-3 傾斜度・高さ

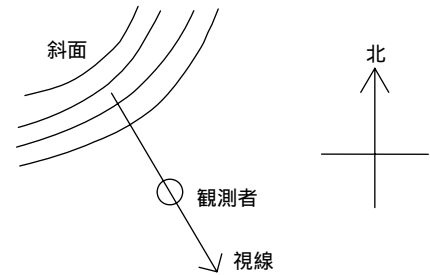
- ・ $I > 2.5H_B$
A、B 斜面をそれぞれ別の斜面として取り扱う。
- ・ $I \leq 2.5H_B$
ア) $\alpha \geq 30^\circ$
A、B 斜面を 1 つとして取り扱う。(A、B 斜面がけ高 H_c 、傾斜度 α)
イ) $\alpha < 30^\circ$
A、B 斜面をそれぞれ別の斜面として取り扱う。

3) 斜面方位

斜面に対して、背を向けた場合の視線方向を意味する。本調査においては北・北東・東・南東・南・南西・西・北西の8方位とし、該当する方位の場合を記入する。

(図2-4、表2-1参照)

なお、複数の情報がある場合には、南向き斜面に近い方位の番号を記入する。



図では斜面方位は南東

表 2-1 斜面方位

1 東向き斜面	2 南東向き斜面	3 南向き斜面	4 南西向き斜面
5 西向き斜面	6 北西向き斜面	7 北向き斜面	8 北東向き斜面

図 2-4 斜面方位

4) 斜面形状

本調査における斜面形状は横断形状(直線型、尾根型、谷型)と縦断形状(凸型斜面、直線斜面、凹型斜面)から図2-5に示す9種類の分類とし、該当する斜面形状の番号を記入する。

なお、調査斜面において、形状が複雑で選定が難しい場面には、斜面の状況から概略を判断し斜面形状を選定する。

5) 横断形状

調査する自然斜面において、図2-6に示す5種類の分類とし、該当する番号を記入する。

着眼点	最大傾斜の方向(落水線)の変化状態			
	水平断面形(等高線の平面形)による斜面分類			
	分類基準 分類	尾根型斜面 (散水斜面)	直線斜面	谷型斜面 (集水斜面)
最大傾斜の大きさ(勾配)の変化状態	凸形斜面	① 凸形尾根型斜面 	④ 凸形直線斜面 	⑦ 凸形谷型斜面
	直線斜面	② 直線尾根型斜面 	⑤ 直線直線型斜面 	⑧ 直線谷型斜面
	凹形斜面	③ 凹形尾根型斜面 	⑥ 凹形直線斜面 	⑨ 凹形谷型斜面

図 2-5 斜面形状の考え方

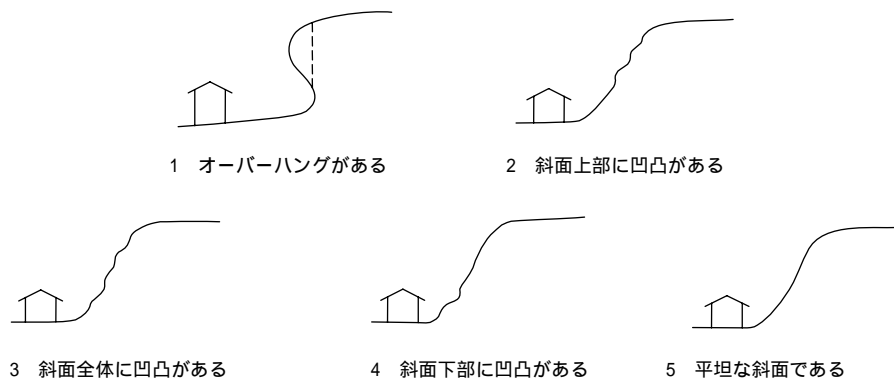


図 2-6 横断形状の種類

6) 遷急線

表 2-2 遷急線の分類

遷急線とは、斜面上方から見て勾配が緩から急に変わる点を結んだ線である。本調査では遷急線の明瞭さを表2-2に示す3種類とし、該当する遷急線の番号を記入する。

番号	1	2	3
分類説明	遷急線が非常に明瞭	遷急線が明瞭	遷急線が不明瞭
形状図 断面図	 A ~ A 断面	 B ~ B 断面	 C ~ C 断面
平面図			

(2) 地質、土質に関する調査項目

1) 地表の状況

地表の状況とは、亀裂、風化などの斜面上の状況および斜面を構成している地質・土質の種類を意味するもので、表2-2-3に示す5種類とし、現地調査により該当する番号を記入する。

ここで、転石、浮石とは、地表からはみ出しているものとする。該当するものが2つ以上ある場合には、若い番号を記入する。

表 2-3 地表の状況

番号	地表の状況
1	亀裂が発達、開口しており転石、浮石が点在する
2	風化、亀裂が発達した岩である
3	れき混り土、砂質土
4	粘質土
5	風化、亀裂が発達していない岩である

2)表土の厚さ

表土とは、表面の腐食土、有機質土、風化土をさす。ただし、表土下に非常にルーズな崩積土などが出ればそれも含めた厚さとし、その全体の値を記入する。

なお、調査斜面において表土の厚さの確認が困難な場合には、地形・地質が同様な周辺斜面の情報を参考に推定し、その厚さの値を記入する。

3)地盤の状況

地盤の状況とは、斜面を構成している地質、土質、岩質の種類を意味するものであり、分類として以下に示す6タイプとし、地質図および現地調査により該当する地質、土質、岩質の番号を記入する（表2-4参照）。

また、参考にそれらの崩壊形態を図2-7に示す。

a) 崩積土 b) 火山碎屑物（しらす、ローム等）

c) 強風化岩（まさ等） d) 段丘堆積物 e) 炊岩 f) 硬岩

表 2-4 地盤の状況

1	崩積土	2	火山碎屑物	3	強風化岩	4	段丘堆積物	5	軟岩	6	硬岩
---	-----	---	-------	---	------	---	-------	---	----	---	----

4)岩盤の亀裂

岩盤の亀裂の状況を本調査においては岩盤の亀裂の間隔で表現し、分類として以下に示す4タイプとし、該当する番号を記入する（表2-5参照）。

なお、調査斜面において確認が困難な場合には、地形地質が同様な周辺斜面の情報を参考に推定する。

表 2-5 岩盤の亀裂

1	亀裂間隔が10cm以下	2	亀裂間隔が10～30cm
3	亀裂間隔が30～50cm	4	亀裂間隔が50cm以上

5)斜面と不連続面の傾斜関係

斜面と不連続面の傾斜関係を意味するものであり、分類として図2-8に示す7タイプとし、該当するタイプの番号を記入する。

なお、不連続面とは、層理面、節理面、断層面、亀裂などを意味する。調査斜面において確認が困難な場合には、地形地質が同様な周辺斜面の情報を参考に推定する。また、不連続面のない地層については、Gタイプの番号を記入する。

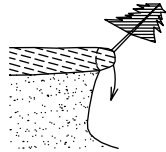
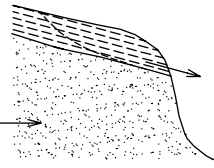
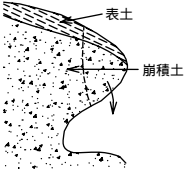
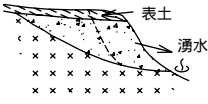
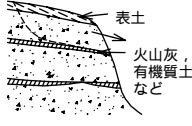
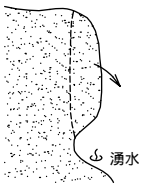
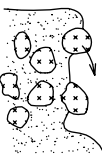
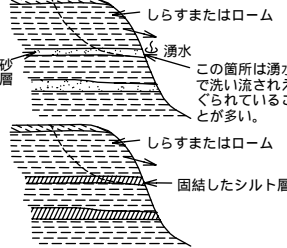
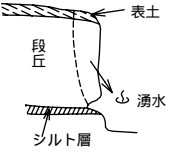
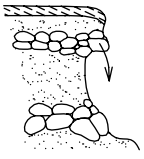
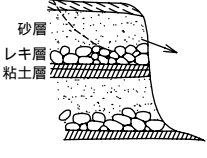
表 土	1 - (1) 表土の崩落		1 - (2) 表土の滑落		
	 <p>風, 雨, 地震力などにより発生する。表土の下層が侵食または人工により, えぐられ, 表土が張り出した状態になっている部分が崩壊する。</p>		 <p>岩(風化岩を含む), 火山砕屑物, 火山放出物(ローム, まさ, しらすなど), 崩積土, 段丘堆積物など。</p> <p>表土のみが滑落するもので, すべり面は表土と下層(同時にすべらないものとする)との境にある。崩壊で最も多い。</p>		
崩 壊 土	2 - (1) 崩積土の崩落		2 - (2) 崩積土の滑落		
			2 - (2) - a 基盤の境	2 - (2) - b 不連続面	
	 <p>比較的例の少ないもので, 地すべりの末端部などにときどき見られる。</p>		 <p>崩積土がその下盤である岩盤または, その風化帯を境界面としてすべり見ることができ。下盤は層理を有する堆積岩(頁岩, 砂岩, 礫岩, 片岩など)であることが多い。一般にがけ面全体が一度にすべることが多い。がけ下には湧水を見ることが多い。</p>		 <p>崩積土中の不連続面ですべるもの 崩積土がその生成の過程において粒度が異なったり, 火山灰をはさんだり, 有機質土をはさんでおり, これを境界面としてすべりものである。 現地調査においては, これらがけ面内になんらかの不連続面(はさみ層)を見つけたら, その粒度, 色調, その箇所での湧水状況を記載するとよい。</p>
火 山 砕 屑 物	3 - (1) 火山砕屑物の崩落		3 - (1) - b 風化集塊岩, 凝灰角礫岩等		
	3 - (1) - a しらす, ローム		しらす, ローム		
	 <p>しらすの崩落が最も特徴的であるが, ロームでも砂質の層をはさむ場合は同様の現象が見られる。特に地震に対して弱い。 しらす, ロームでも一般に下部に湧水があり, その侵食によってえぐられるのが原因である。また, 流水によって下部が侵食されている場合もある。</p>		 <p>岩礫以外の部分の風化, 侵食が進み, 残った岩礫が崩落する。</p>		 <p>しらすまたはローム 砂層 湧水 この箇所は湧水で洗い流されえぐられていることが多い。 しらすまたはローム 固結したシルト層</p> <p>しらす, ロームとも滑落は一般に全体が均質でなくて, 砂質の湧水, 透水層があるか, または, 固結したシルト層などの相対的な不透水層がある場合に見られる。 降雨により, 不透水層の上にあるしらすまたはローム中のパイピングや間隙水圧が上昇してすべりを誘発する。</p>
段 丘 堆 積 物	4 - (1) 段丘堆積物の崩落		4 - (2) 段丘堆積物の滑落		
	4 - (1) - a 不透水層		4 - (1) - b 礫の抜け出し		
	 <p>例が非常に少ないが, シルト分を多く含んだ地層の周辺に湧水のある場合に発生することがある。</p>		 <p>礫層以外の侵食が進み残ったレキが崩落する。</p>		 <p>砂層 レキ層 粘土層</p> <p>円礫層が滞水層になっているので, この滞水層で地下水をのみ切れない場合にはすべりを起こす。 地形的には, 水を集めやすい所に発生しやすい。</p> <p>(注) 土石流堆積物の崩壊は, 崩壊土または段丘堆積物とほぼ同じに取扱える。 土石流堆積物は問題となるようながけ面を形成することが比較的少ない。</p>

図 2-7(1) 地盤の状況

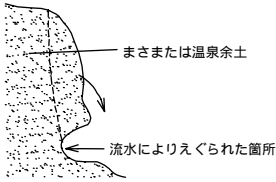
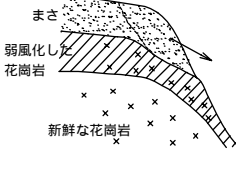
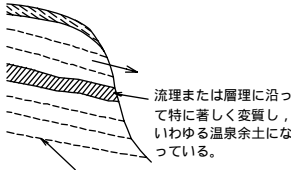
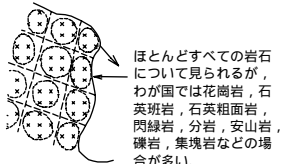
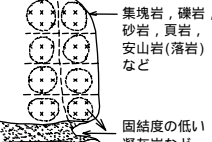
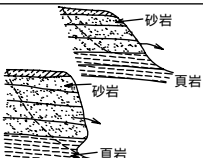
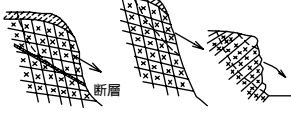
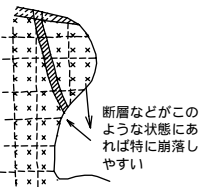
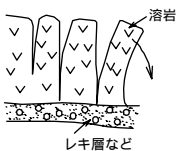
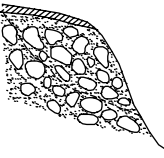
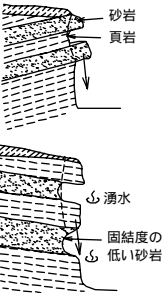
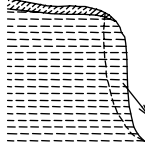
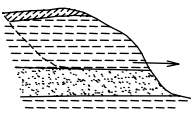
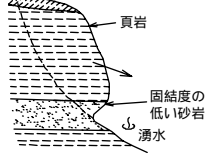
強風化岩	5-(1) 強風化岩の崩落		5-(2) 強風化岩の滑落	
			5-(2)-a まさ	5-(2)-b 温泉余土
	 <p>例が非常に少ないが、がけの下部が流水によって侵食された場合に見られる。</p>		 <p>まさの滑落は、砂層化した強風化花崗岩が弱風化した花崗岩との境界面ですべるもので、その厚さは厚くて2m以下である。</p>	 <p>安山岩, 集塊岩など、全体に変質を受け二次鉱物ができている。 温泉変質地帯では熱水, 熱気および温泉の作用によって、安山岩, 集塊岩などが変質を受け全体に軟弱化しており、このうちでも特にある流理または層理に沿って粘土化(温泉余土)しているとその層沿いに滑落する。</p>
岩() (硬岩)	6-(1) 岩()の崩落		6-(2) 岩()の滑落	
	6-(1)-a ブロック状	6-(1)-b 互層	6-(2)-a 境界面	6-(2)-b 断層, 割れ目
	 <p>降雨, 凍結などで割れ目が緩んだとき, ブロックの崩落(落石)が生じる。地震時にはよく起こる。</p>	 <p>互層になっているとき, 下層が侵食に弱く, 上層が残されているもの。</p>	 <p>砂岩と頁岩の組合わせなど, 特に強度, 透水性の異なる互層に多い。</p>	 <p>断層, 割れ目(節理, 亀裂)の方向性, 密度, 状態が主要要素で, これらの組合わせによって種々のすべり面ができる。</p>
岩() (硬岩)	6-(1) 岩()の崩落		6-(2) 岩()の滑落	
	6-(1)-c 下部が弱い	6-(1)-d 溶岩	6-(2)-c 礫岩, 集塊岩	
	 <p>同一の地層でも, 下部が侵食に弱く, 上部が残っているもの。</p>	 <p>溶岩(特に安山岩質)の末端部などで発生することが多く, 非常に高いがけとなっており, その節理(柱状節理)面から剥落する。火山地帯の河岸や海岸で見かける。</p>	 <p>礫岩, 集塊岩で, 礫と粘土, 石灰岩, 火山灰などの膠結部の境界沿いに滑落するもの。</p>	
岩() (硬岩)	7-(1) 岩()の崩落		7-(2) 岩()の滑落	
	7-(1)-a 互層	7-(1)-b 第三紀層	7-(2)-a 頁岩, 層理面	7-(2)-b 砂岩, 頁岩の互層
	 <p>互層になっているとき, 侵食に強い層が残し, それが崩落する。</p>	 <p>表面近くに(普通30cm以内)表面乾燥によるクラックが表面に平行して発生し, これを境にして崩落する。</p>	 <p>第三紀層の頁岩は非常に風化しやすい。層理面から風化が進むことが多く, 層理沿いにすべることになる。下部に砂岩などの透水性の高い地層があるときは, この傾向が助長される。</p>	 <p>新第三紀層で砂岩の固結度が低く湧水によって洗い流され, えぐられている場合などによく見られる。</p>

図 2-2-7(2) 地盤の状況

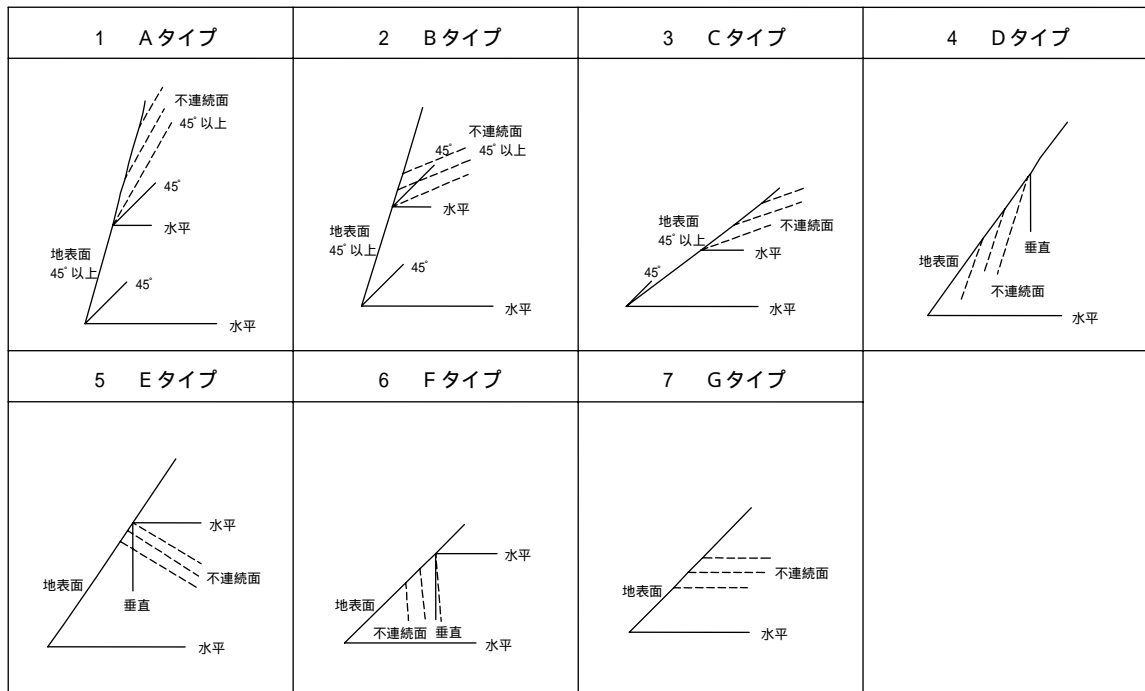


図 2-8 斜面と不連続との傾斜の関係

6) 断層破砕帯

調査する斜面において、明瞭な断層破砕帯の有無を意味し、該当する番号を記入する（表2-2-6参照）。

なお、調査斜面において確認が困難な場合には、地質図および周辺斜面の情報を参考に推定する。

表 2-6 断層破砕帯

1	明瞭な断層破砕帯あり	2	明瞭な断層破砕帯なし
---	------------	---	------------

(3) 環境要因に関する調査

1) 植生の種類

調査斜面における地被物の種類について、植生がない（裸地）、草地、竹林、針葉樹、広葉樹、針広混交の分類とし、その構成率が最も高い地被物の番号を記入する（表2-2-7参照）。

表 2-7 植生の種類

1	植生がない（裸地）	2	草地	3	竹林	4	針葉樹	5	広葉樹	6	針広混交
---	-----------	---	----	---	----	---	-----	---	-----	---	------

2) 樹木の樹齢

調査斜面における樹木の平均的な樹齢を推定し、以下の分類に従い、該当する樹齢の番号を記入する（表2-8参照）。

なお、裸地、草地、竹林の場合には、番号1を記入する。

表 2-8 樹木の樹齢

1	10年未満	2	10～20年	3	20～30年	4	30～40年	5	40～50年	6	50年以上
---	-------	---	--------	---	--------	---	--------	---	--------	---	-------

調査斜面における伐採根の有無について、該当する番号を記入する（表2-9参照）。

表 2-9 伐採根の状況

1	伐採根のある斜面	2	伐採根のない斜面
---	----------	---	----------

4) 調査斜面および隣接斜面の崩壊履歴の状況

調査斜面および隣接斜面において、過去に発生した崩壊の時期および斜面上の位置について、該当する番号を記入する。

なお、ここで示す古い崩壊とは、10年以上前に発生したと推定される崩壊を示し、新しい崩壊とは、10年前以降の崩壊地を意味する（表2-10、図2-9参照）。

表 2-10 調査斜面および隣接斜面の崩壊履歴と状況

崩壊履歴	1	古い崩壊地がある	2	新しい崩壊地がある	
	3	崩壊地は認められない			
状況	1	下部斜面の崩壊	2	斜面中部の崩壊	
	3	上部斜面の崩壊	4	斜面全部の崩壊	5

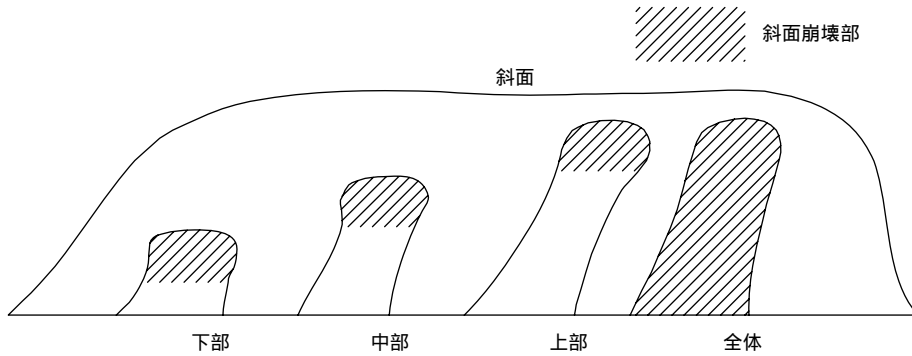


図 2-9 崩壊発生位置

5) 湧水

調査斜面上の湧水状況を示し、以下の分類に従い、該当する湧水状況の番号を記入する（表 2-11 参照）。なお、複数の状況がある場合には若い番号を記入する。

表 2-11 湧水

1	湧水が常時ある	2	降雨時に湧水がある
3	斜面が常時ジメジメしている	4	斜面は乾燥している

6) 対策工

調査斜面に対策工のある場合、対策工の現況を、対策工の異常あり、異常なしについて該当する番号を記入する。なお、対策工がない場合は、空欄とする（表 2-12 参照）。

ここで、対策工に異常があるとは、以下に示す状況などを示す。

- 1) のり枠などの、中詰材が抜け出ている状況。
- 2) 対策工にクラック、滑動などが見られる状況。

表 2-12 対策工

1	対策工に異常あり	2	対策工に異常なし
---	----------	---	----------

7) 対策工上部の状況

調査斜面に対策工がある場合、対策工の上部の状況について、対策工より上部斜面の安定度を、切り取り高さにより該当する番号を記入する。なお、対策工がない場合は、空欄とする（表2-13、図2-10参照）。

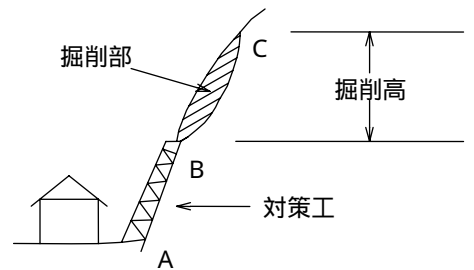


図 2-10 対策工上部の位置

表 2-13 対策工上部の状況

1	10m 以上掘削したままの斜面あり
2	5 m 以上掘削したままの斜面あり
3	5 m 未満掘削したままの斜面あり
4	掘削したままの斜面なし

8) 斜面上部の土地利用状況

調査斜面上における上部の土地利用状況を示す。斜面上部の地形を尾根・台地に、その利用状況を道路・水路・池沼・家・農地・山林・その他に分類する。図2-2-11に尾根と台地の分輯を示し、表2-2-14に利用状況の分類を示す。尾根か台地のどちらかに区分し、該当する土地利用状況の番号を記入する。

なお、調査斜面上部に複数の土地利用状況がある場合には、若い番号の数字を記入する。

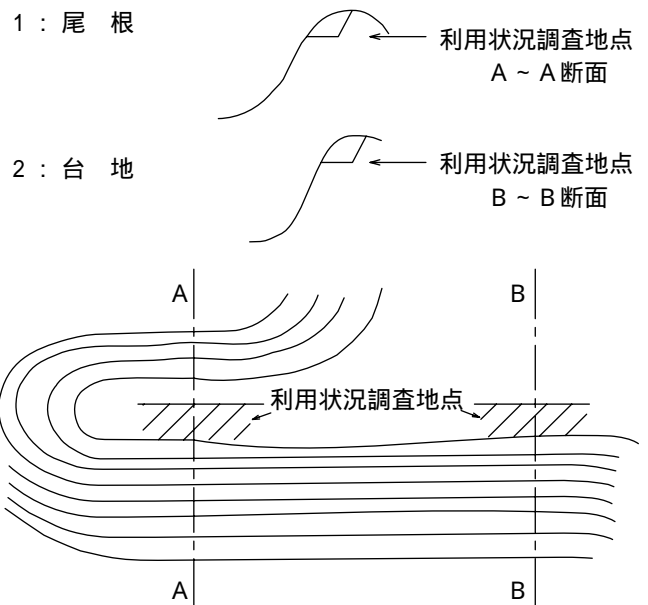


図 2-11 斜面上部の状態

表 2-14 斜面上部の土地利用状況

尾根状							
1	道路	2	水路	3	池沼	4	家
5	農地	6	山林	7	その他		
台地状							
8	道路	9	水路	10	池沼	11	家
12	農地	13	山林	14	その他		

4. 調査結果の整理と危険度判定

現地調査により得られた情報は、所定の調査票（解説）にとりまとめ、斜面の危険度を判定する。

解 説

(1) 調査結果の整理

現地踏査によって得られた情報は、たとえば、表2-15「急傾斜地崩壊危険箇所現地調査表」と図2-12「調査位置図・写真」として整理する。

(2) 危険度判定

危険度判定の方法には、昭和62年の急傾斜地崩壊危険箇所点検要領で実施され「点数法による危険度判定基準」と平成4年に実施された「ファジィ理論を用いた斜面危険度評価法」の2種類がある。

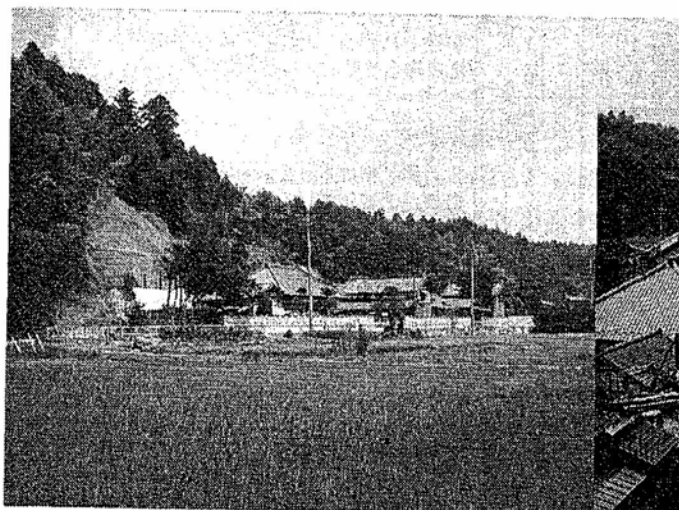
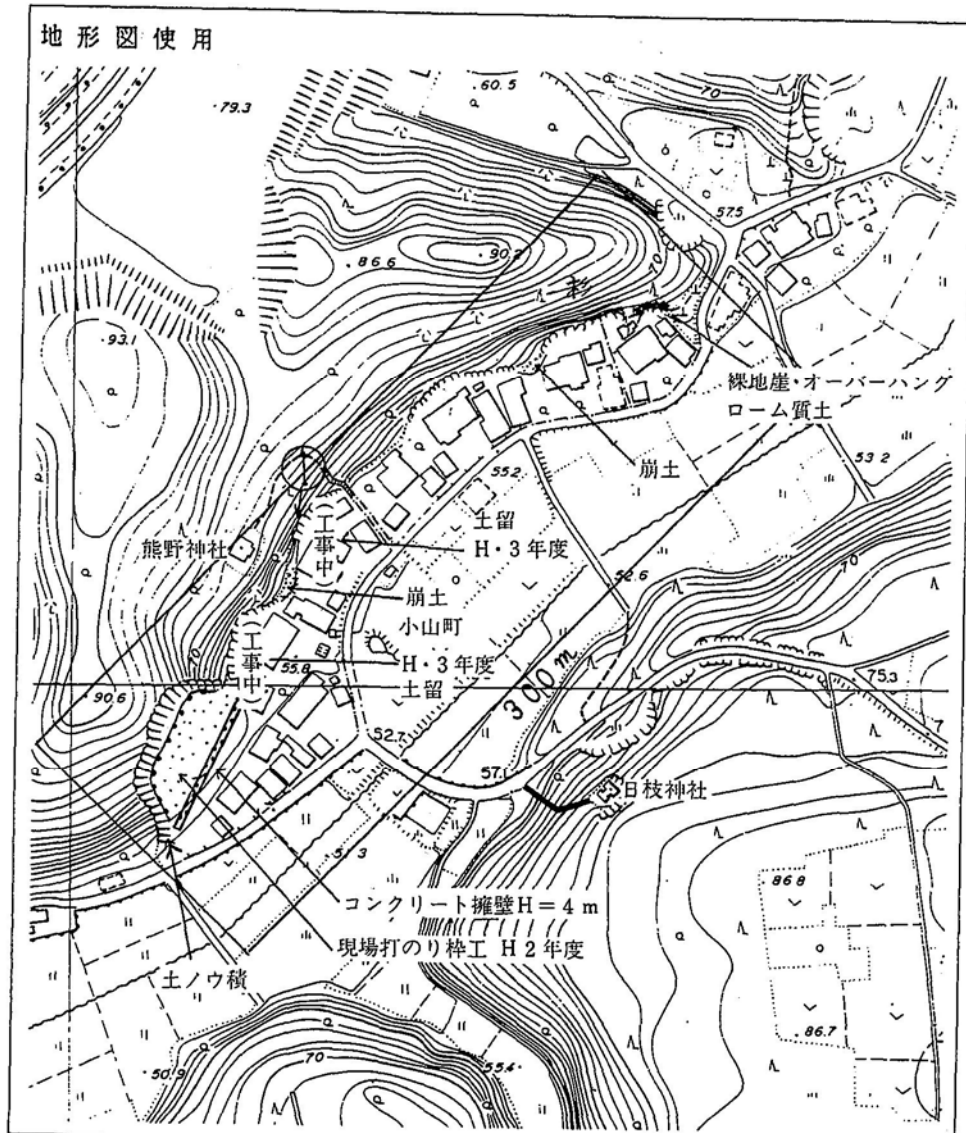
点数法による危険度判定基準を表2-16に示すが、この方法の利点は、斜面を観察するだけで誰もが容易に、かつ直ちに判定のランクを知ることができる点にある。一方、斜面の高さが判定の大きな割合を占めたり、オーバーハングと崩壊の有無の3要素でほぼ危険度ランクが決定するため、地域性や地質状況がほとんど反映されないという欠点もあった。

ファジィ理論を用いた斜面危険度評価法は、その理論と計算方法が「新・斜面崩壊防止工事の設計と実例 参考編」に示されている。その方法の要約は以下のとおりである。

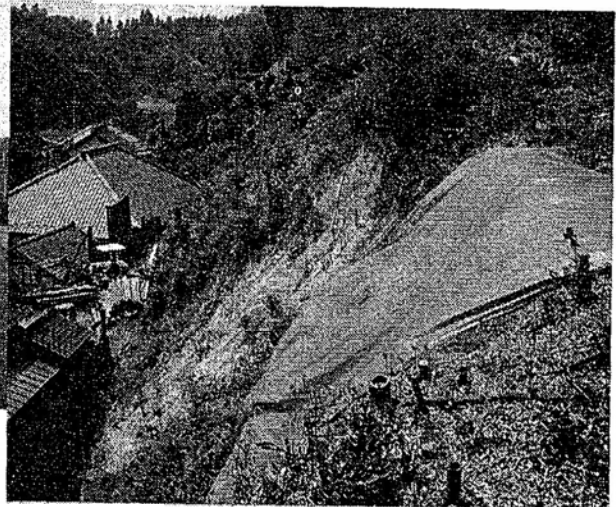
「斜面崩壊のように種々の要因が相互に関連し合って発生する現象に対して、経験者がその危険度を判定する場合、斜面高さ、遷急線の有無、横断形状といった諸要因を個々に組み合わせながら過去の経験と照合させて判断している。ファジィ理論を用いた斜面崩壊危険度判定手法は、この斜面調査専門家の思考過程をもとに、人間の主観的判断に基づくあいまいな情報からファジィ理論を用いて解析を行うことにより斜面崩壊の危険度を定量的に算出できる手法である。」

表 2-15 急傾斜地崩壊危険箇所現地調査表

箇所番号	26	斜面区分	自然斜面	人工斜面	箇所名		
位置		郡・市		町・市	大字	小字	
急傾斜地崩壊危険箇所の延長 m							
地形要因	傾斜度	m					
	斜面の長さ	m					
	斜面方位	1. 東向き斜面 5. 西向き斜面	2. 南東向き斜面 6. 北西向き斜面	3. 南向き斜面 7. 北向き斜面	4. 南西向き斜面 8. 北東向き斜面		
		1. 凸形尾根斜面 5. 直線直線斜面 7. 凸形谷斜面 9. 凹形谷斜面	2. 直線尾根斜面 4. 凸形直線斜面 6. 凹形直線斜面 8. 直線谷斜面				
	横断形状	1. オーバーハングがある	2. 斜面上部に凹凸がある	3. 斜面全体に凹凸がある	4. 斜面下部に凹凸がある	5. 平坦な斜面である	
遷急線	1. 遷急線が非常に明瞭	断面図	遷急線が非常に明瞭	遷急線が明瞭	遷急線が不明瞭	平面図	
	2. 遷急線が明瞭		A-A断面	B-B断面	C-C断面		
3. 遷急線が不明瞭							
地質土質要因	地表面の状況	1. 亀裂が発達、開口しており転石、浮石が点在する 2. 風化、亀裂が発達した岩である 3. 礫混じり土、砂質土 4. 粘質土 5. 風化、亀裂が発達していない岩である					
	表土の厚さ	cm					
	地盤の状況	1. 崩積土 2. 火山砕屑物 3. 強風化岩 4. 段丘堆積物 5. 軟岩 6. 硬岩					
	岩盤の亀裂	1. 亀裂間隔が10cm以下 2. 亀裂間隔が10~30cm 3. 亀裂間隔が30~50cm 4. 亀裂間隔が50cm以上					
	斜面と不連続面の傾斜関係	1. Aタイプ	2. Bタイプ	3. Cタイプ	4. Dタイプ	5. Eタイプ	6. Fタイプ
環境要因	断層・破碎帯	1. 明瞭な断層・破碎帯あり 2. 明瞭な断層・破碎帯なし					
	植生の種類	1. 植生がない(裸地) 2. 草地 3. 竹林 4. 針葉樹 5. 広葉樹 6. 針広混交					
	樹木の樹齢	1. 10年未満	2. 10年~20年	3. 20年~30年	4. 30年~40年	5. 40年~50年	6. 50年以上
	伐採根の状況	1. 伐採根のある斜面 2. 伐採根のない斜面					
	調査履歴	1. 古い崩壊地がある 2. 新しい崩壊地がある 3. 崩壊地は認められない					
境界	斜面状況	1. 下部斜面の崩壊 2. 斜面中部の崩壊 3. 上部斜面の崩壊 4. 斜面全部の崩壊 5. 崩壊なし					
	隣接斜面状況	1. 古い崩壊地がある 2. 新しい崩壊地がある 3. 崩壊地は認められない					
要因	湧水	1. 湧水が常時ある 2. 降雨時に湧水がある 3. 斜面が常時ジメジメしている 4. 斜面は乾燥している					
	対策工	1. 対策工に異常あり 2. 対策工に異常なし					
保全対象	対策工上部の状況	1. 1.0m以上掘削したままの斜面あり 2. 5m以上掘削したままの斜面あり 3. 5m未満掘削したままの斜面あり 4. 掘削したままの斜面なし					
	斜面上部の土地利用状況	尾根型	1 道路 2 水路 3 池沼 4 家 5 農地 6 山林 7 その他	台地型	8 道路 9 水路 10 池沼 11 家 12 農地 13 山林 14 その他		



①付近の全景（対岸より）



①の近景（工事部）

図 2-12 現地調査位置図

表 2-16 急傾斜地崩壊危険区域危険度判定基準

要 因		点 数		備 考
		自然斜面	人工斜面	
高 さ	10m以上	7	7	がけ上に奥行 10m 以上の平坦地がある場合を含む。 人為的工事によって、各要因による危険が消滅しているものは、その要因がないものとして計算する。 例①オーバーハングしているが、コンクリートで完全に保護している場合は0点とする。
	10m未満	3	3	
傾 斜 度	45° 以上	1	1	
	45° 未満	0	0	
オーバーハングの有無	有	3	3	
	無	0	0	
表 土 の 厚 さ	a (0.5m 以上)	1	1	
	b (0.5m 未満)	0	0	
湧 水 等 の 有 無	有	1	1	
	無	0	0	
崩 壊 の 有 無	有	3	3	
	無	0	0	
急傾斜地崩壊防止 工事の技術的基準 構造物等の異常の有無	満 足		0	
	不満足		3	
計	有		3	
	無		0	

ラ ン ク	点 数	
	自 然	人 工
A	9 点 以 上	15 点 以 上
B	6 点 ~ 8 点	9 点 ~ 14 点
C	5 点 以 下	8 点 以 下

第3節 斜面カルテ作成要領の解説

「斜面カルテ作成要領 斜面カルテ作成要領の解説 (財)砂防フロンティア整備推進機構
平成10年6月」より抜粋

1. 斜面カルテの目的

急傾斜地や地すべりなどの崩壊による土砂災害から、地域住民の生命を保護するためには、日頃から斜面状況の巡視・点検を行い、斜面や周辺の様々な情報を整理・分析するなど、斜面に関する適切な情報管理が重要である。このため国及び都道府県は急傾斜地崩壊危険区域や地すべり防止区域を指定するとともに、急傾斜地崩壊危険箇所や地すべり危険箇所の調査を行い、これらの内容を把握し、またこれらの危険箇所の周知など、警戒避難体制の確立に資する施策を実施してきた。危険箇所調査においては、おおむね5年ごとに実施しているが、その際調査した対象箇所の斜面状況については、危険箇所調査以降は時系列的な調査が行われておらず、急傾斜地や地すべりの変化の状況が把握されていない現状である。

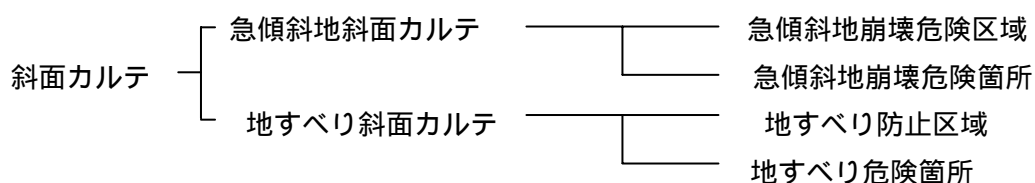
このようなことから、今後災害防止に役立てるため、急傾斜地崩壊危険箇所や地すべり危険箇所について、当該斜面の状況についてコンパクトに整理した「斜面カルテ」を作成し、適切に運用し、日常における斜面の管理の充実を図るとともに、斜面崩壊などの土砂災害に対し、迅速に対応できるよう備えるものである。

2. 斜面カルテの作成

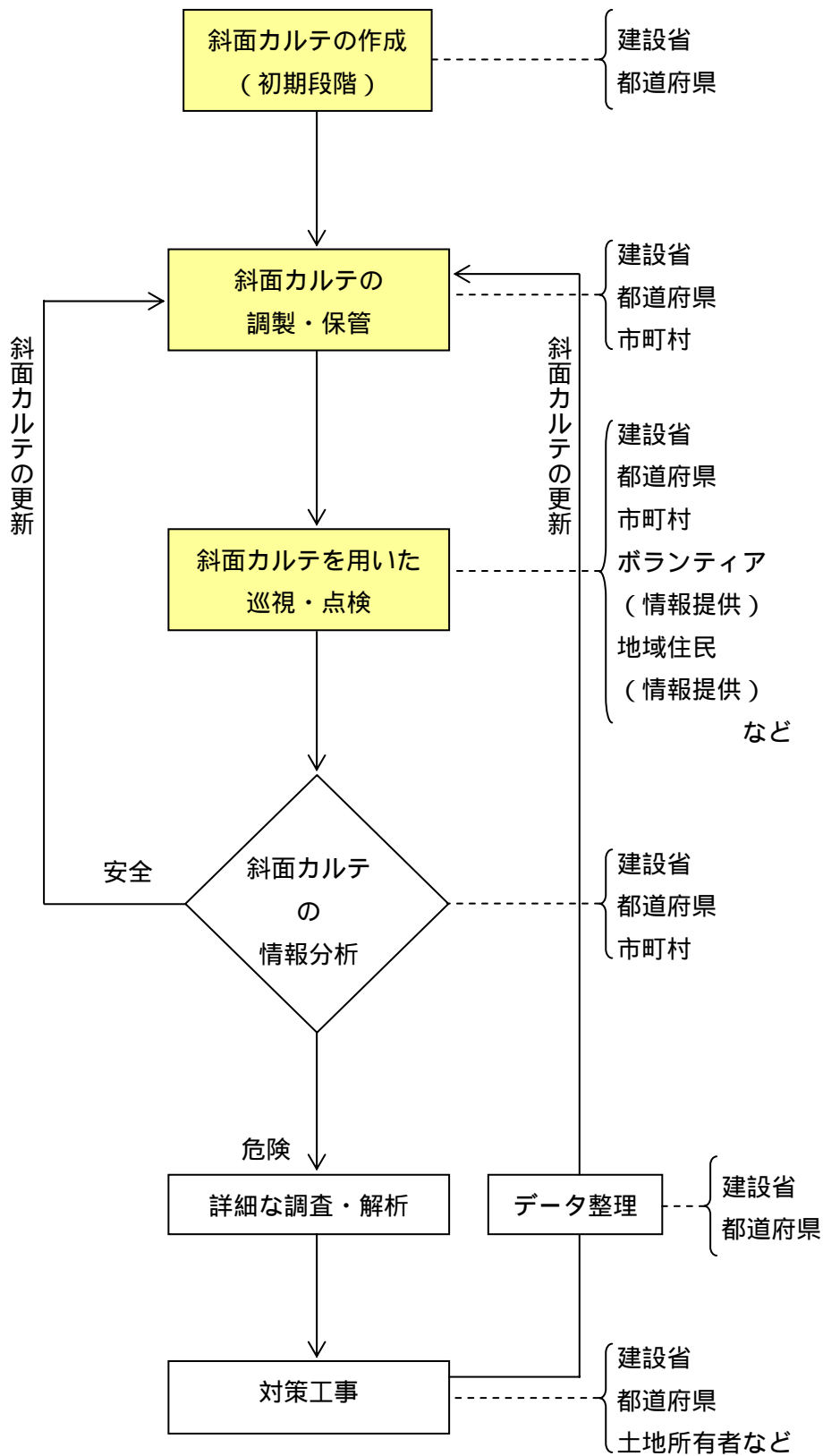
がけ崩れや地すべりの発生の恐れのある危険な斜面の適切な管理は、正確に斜面の現状を把握することから始まる。このため現在全国的に危険箇所の調査・点検を行って斜面に関する情報の把握につとめているところである。斜面カルテはこれらの調査・点検結果をもとに斜面に関する情報をコンパクトにまとめ、斜面の安全性のチェックを行うなど斜面を日常的に管理するものである。

斜面カルテは次の二種類により構成される。まず斜面の安全性をチェックするための最小限の基礎的なデータを記入する「斜面カルテ1」、および現地において斜面の点検あるいは調査時に基礎的なデータとの違いを自由に記載できる「斜面カルテ2～4」である。

斜面カルテは、初期段階のカルテとしてはこれまでの各種データ、急傾斜地崩壊危険区域台帳並びに地すべり防止区域台帳、急傾斜地崩壊危険箇所点検結果、地すべり危険箇所点検結果などを用いて作成する。これらの記載データは常にこのカルテを用いてその後調査した最新のデータによって更新し、斜面などの巡視・点検などの実施により精度を上げていく。

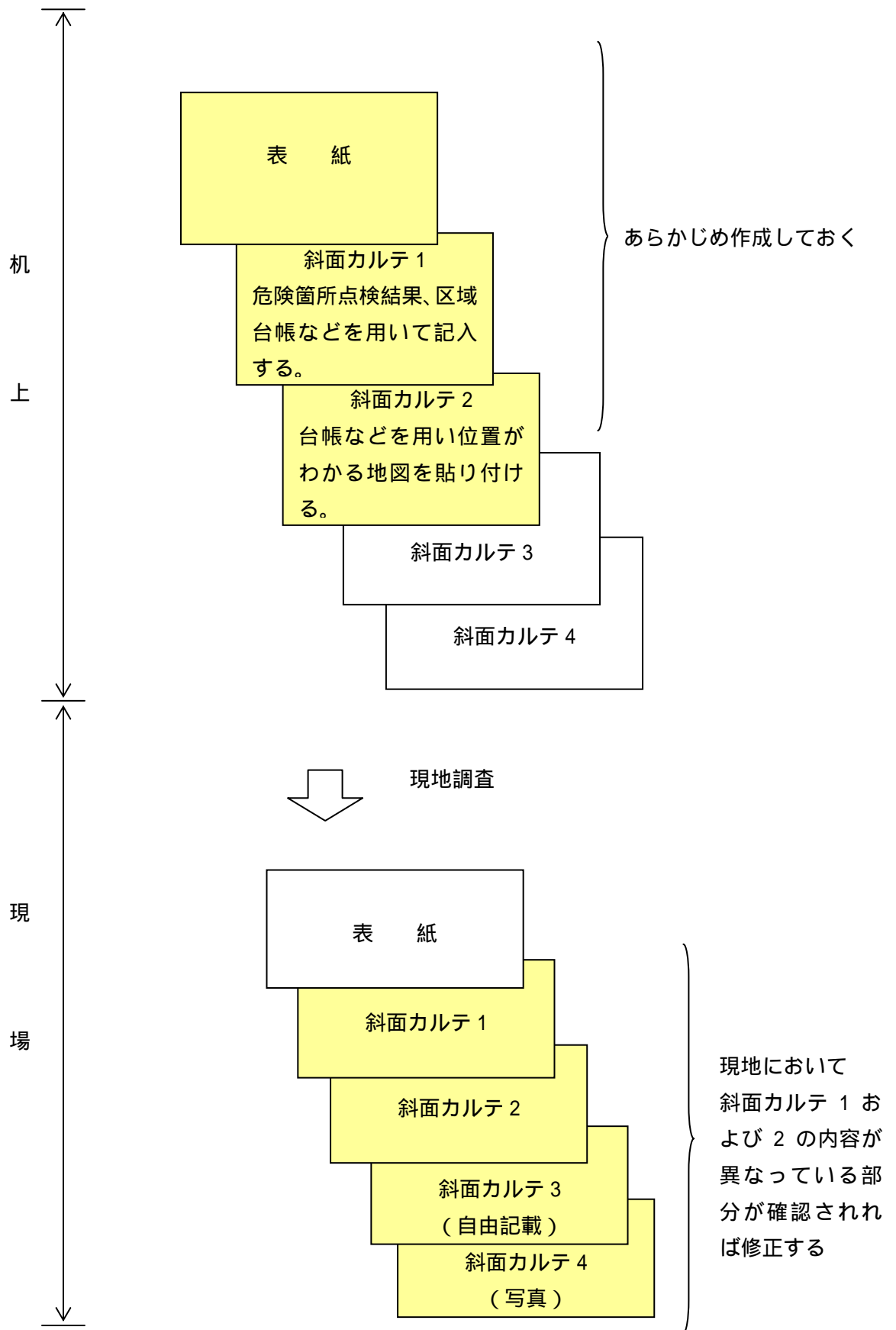


斜面カルテの対象となる斜面



: 当要領の対象

斜面カルテ運用・更新フロー図



斜面カルテの記入方法

3.急傾斜地斜面カルテ

急傾斜地崩壊危険区域および急傾斜地崩壊危険箇所のカルテ（以後、「急傾斜地斜面カルテ」と呼ぶ）は、次の二種類より構成される。まず急傾斜地斜面の安全性をチェックするための基礎的なデータを過去の調査結果を用いて記入する「急傾斜地斜面カルテ 1」。次に斜面の点検あるいは調査時に基礎的なデータとの違いを記載する「急傾斜地斜面カルテ 2～4」。

「急傾斜地斜面カルテ 1」は、急傾斜地崩壊危険箇所の点検結果などのデータを用いてあらかじめ作成しておき、現地調査の基礎データとする。

「急傾斜地斜面カルテ 2～4」は、現地で調査を行ったデータを記載する。
これらの記入要領を以下に示す。

3 - 1.表紙

「箇所番号」：急傾斜地崩壊危険箇所番号を記入する。

「箇所名」：斜面あるいは地区の呼称を記入する。

「所在地」：斜面の所在地を字まで記入する。

「調査年月日」：年月日を記入する。

「斜面状況」：該当するものに 印をする。

3 - 2.急傾斜地斜面カルテ 1（様式 S - 1）

「急傾斜地斜面カルテ 1」は、急傾斜地崩壊危険箇所の点検結果などを用いてあらかじめ作成する。

1)急傾斜地斜面カルテ 1 の上段右枠

「都道府県」：都道府県名を記入する。

2) 「斜面の位置」

- 「箇所名」: 斜面あるいは地区の呼称を記入する。
- 「箇所番号」: 急傾斜地崩壊危険箇所番号を記入する。
- 「所在地」: 斜面の所在地を字まで記入する。

3) 「指定概要」

- 本欄は、急傾斜地崩壊危険区域についてのみ記入する。
- 「指定年月日」: 指定年月日を記入する。
 - 「公示番号」: 指定公示番号を記入する。
 - 「斜面区分」: 「自然」、「人工」の該当するものに 印をする。
 - 「指定面積」: 急傾斜地崩壊危険区域の面積を記入する。() 内には誘発助長区域の面積を記入する。

4) 「斜面の状況」

- 「地形概要」: 「高さ」 崩壊の予測される高さを記入する。
 - 「延長」 当該斜面の幅を記入する。
 - 「勾配」 のり尻から自然傾斜変換点を結んだ線が水平となす角度。
 - 「その他」 上記項目外で必要な事項を記入する。
- 「横断形状」: 該当するものに 印をする。
- 「遷急・遷緩線」: 遷急・遷緩とは、斜面上方から見て斜面の勾配が急に変化することをいう。遷急・遷緩のどちらか該当するものに、またその状況の「有」、「無」、「不明」の該当するものに 印をする。
- 「植生の種類」: 該当するものに 印をする。
- 「伐採根の状況」: 該当するものに 印をする。また、特記すべき事項を記入する。
- 「湧水の状況」: 該当するものに 印をする。また、特記すべき事項を記入する。

5) 「地質・土質」

- 「表土の厚さ」: 表面の腐植土、有機質土、風化土をさし、表土下にルーズな崩積土などがあればそれも含む厚さを記入する。
- 「岩盤の亀裂」: 該当するものに 印をする。また、特記すべき事項を記入する。
- 「地表の状況」: 該当するものに 印をする。また、特記すべき事項を記入する。
- 「地盤の状況」: 該当するものに 印をする。また、特記すべき事項を記入する。
- 「断層破碎帯」: 該当するものに 印をする。また、特記すべき事項を記入する。

6) 「保全対象」

- 「人家戸数」: 被害想定区域内の人家戸数をいい、戸建て棟数で記入する。
アパートなどは世帯数を棟数とする。
- 「公共的建物」: 官公署、学校、病院、旅館、駅などの公共的建物の棟数を記入する。
- 「その他の建物」: 公共的建物以外の建物に棟数を記入する。
- 「公共施設」: 道路、鉄道、河川などの種類、延長などを記入する。

7) 「隣接斜面の状況」

「崩壊の状況」: 該当するものに 印をする。

「その他の状況」: 隣接斜面における特記すべき事項を記入する。

8) 「点検・調査」

カルテ記入に使用した資料の調査年度、調査の種類などを記入する。

9) 「災害履歴など」

「発 生 年 月 日」: 災害の原因となった気象情報・被害状況、災害発生の兆候、斜面の変状経過、災害形態、対応した事業および対策後の経過を記入する。

「災 害 形 態」: 落石崩壊の場合は「落」、土砂崩壊の場合は「土」、岩盤崩壊の場合「岩」、その他の場合は「他」とし該当するものに 印をする。

10) 「対策工事」

当該斜面の急傾斜地崩壊防止施設の工種、形状寸法、施工年度などを記入する。

11) 「その他の情報」

「都市計画区域」: 該当するものに 印をする。

「用 途 地 域」: 当該斜面に係わる用途地域名を記入する。

「他 規 制 区 域」: 当該斜面に係わるその他の規制区域名を記入する。

「 他 」: 特記すべき事項を記入する。

「事 務 所」: 斜面を管轄する(当該斜面カルテを作成した)事務所名を記入する。

「作 成 年 月 日」: 斜面カルテを作成した年月日を記入する。

「箇 所 番 号」: 急傾斜地崩壊危険箇所番号を記入する。

「箇 所 名」: 斜面あるいは地区の呼称を記入する。

3 - 3. 急傾斜地斜面カルテ 2 (様式 S - 2)

当該箇所の位置図を急傾斜地崩壊危険区域台帳、急傾斜地崩壊危険箇所の点検結果などから複写して貼り付ける。

1) 斜面カルテ枠外

「箇所番号」「箇所名」を記載する。

3 - 4. 急傾斜地斜面カルテ 3 (様式 S - 3)

(現地調査時に記載)

現地において調査した斜面の状況などを記載する。

1) 斜面カルテ枠外

「箇所番号」「箇所名」を記載する。

2) 「調査結果など」「斜面状況のスケッチなど」

斜面の状況に変化がみられる場合その状況を記載する。

「急傾斜地斜面カルテ 1」に記入されたデータと現地斜面との相異について、文章または図で記載する。目視による斜面や構造物などの変状及び住民などへの聞き取りなどの内容を記載する。

目視などによる斜面及び構造物の点検

斜面及び構造物などを点検し、変状などの状況を文章又はスケッチなどで記載する。

斜面点検のポイント

斜面状況の変化

- ・ 新たな崩壊などの発生による地形の変状
- ・ 植生の変化

地下水などの変化

- ・ 湧水の状況など

保全対象の変化

構造物の変状

周辺状況の変化

- ・ 開発状況など

聞き取り

斜面や構造物などの変状などについて、住民などからの情報を記載する。

3 - 5. 急傾斜地斜面カルテ 4 (様式 S - 4)

斜面の変状を示す写真を貼り付け、撮影時期、撮影場所およびコメントなどを記載する。

テ ル カ 面 斜 地 傾 急

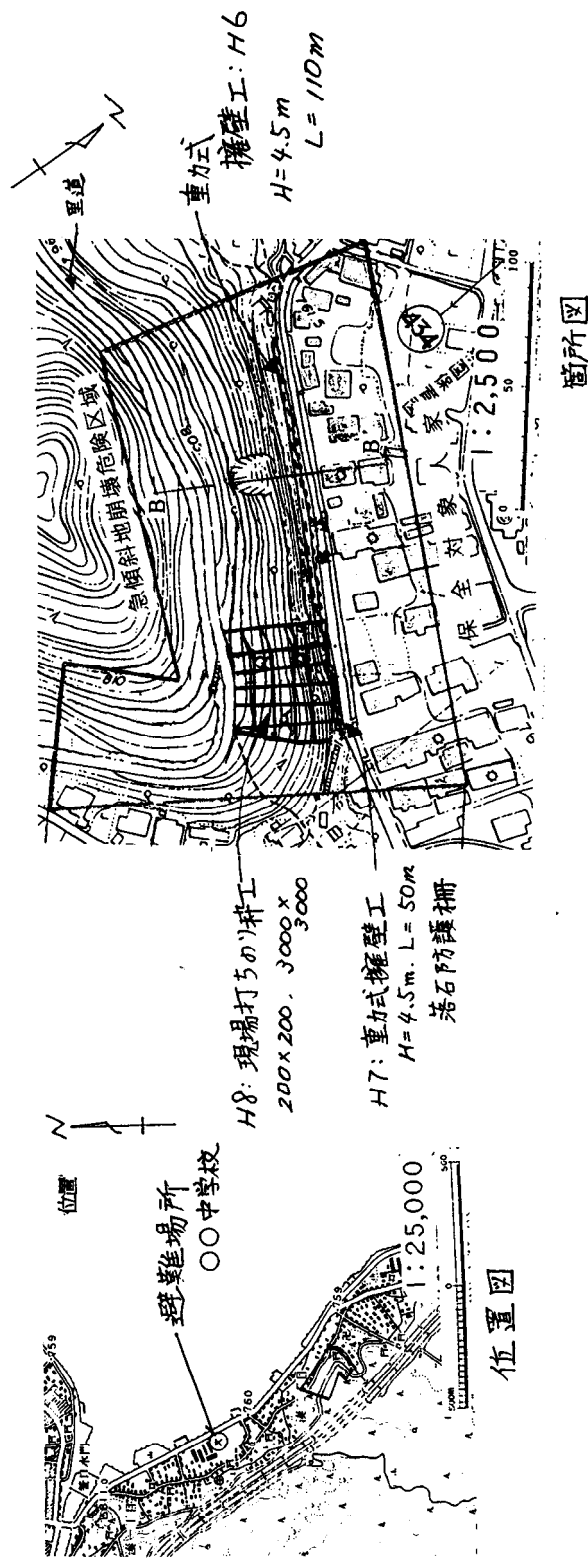
箇所番号	434
箇所名	△△△△
所在地	〇〇市大字〇〇字〇〇
調査年月日	平成 9 年 3 月 20 日
斜面状況	調査した結果の斜面の状況
	正 異

(様式L-2)

急傾斜地斜面カルテ2

当該箇所的位置図を地すべり防止区域等から複写して添付する。

(縮尺: 1/50,000 ~ 1/2,500程度)



急傾斜地斜面カルテ4

(様式S-4)

(斜面の変状を示す写真をはってください)



(コメント)

写真1. 斜面の状況

木の根もとに転石(φ15~40cm)が見られる。

(撮影年月日) H9. 3. 20)



(コメント)

写真2. 保全対象と重力式擁壁
落石防護柵あり。

(撮影年月日) H9. 3. 20)

様式監修 建設省河川局砂防部

箇所番号 434

箇所名 △△△

第4節 急傾斜地崩壊対策事業の費用便益分析マニュアル（案）

「急傾斜地崩壊対策事業の費用便益分析マニュアル（案） 建設省河川局砂防部 平成12年1月」より抜粋

1. 急傾斜地崩壊対策事業に関する費用便益分析の基本的な考え方

急傾斜地崩壊対策事業に関する費用便益分析は、擁壁工や排水施設などの急傾斜地崩壊防止施設の整備によってもたらされる経済的な便益を計測することを目的に実施されるものである。

急傾斜地崩壊防止施設の整備による便益は、斜面の崩壊などによって生じる人的被害や直接的または間接的な資産被害を軽減することによって生じる可処分所得の増加（便益）がけ崩れ災害が減少することによる土地利用可能地拡大効果・産業立地進行効果に伴う便益、災害安全度の向上に伴う精神的な安心感（以下、安心感向上効果と称す）などがあり（図-1 参照）、急傾斜地崩壊防止施設は社会経済活動を支える安全基盤として重要な施設であることがわかる。

しかしながら、各々の効果を整備すると図-1 に示したすべての効果は、急傾斜地崩壊防止施設の整備のみによる効果だけで発揮されるわけではなく（例えば、土地利用可能地拡大効果や産業立地進行効果などは、他の社会資本整備が伴わないと達成が困難である）各々の効果の特性を踏まえた上で便益を計測する必要がある。

急傾斜地崩壊対策事業の効果は、各々の特性を踏まえ、二重計算することなく各々の効果を貨幣換算しなければならない。

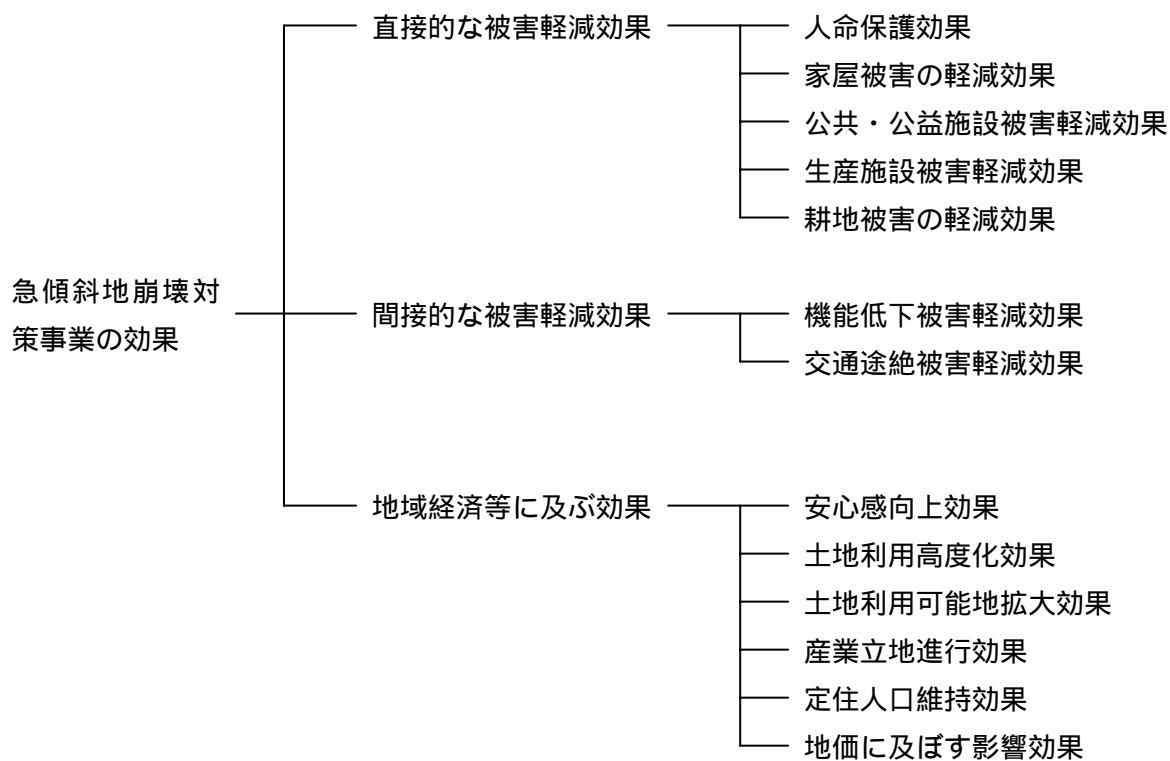


図-1 急傾斜地崩壊対策事業の効果

表-1 急傾斜地崩壊対策事業の効果

事業効果名	項目	概要
直接的な被害軽減効果	人命保護効果	被害区域内の人命を保護する効果
	家屋被害の軽減効果	被害区域の家屋・家庭用品に係る被害を軽減する効果
	公共・公益施設被害軽減効果	被害区域の公共・公益施設に係る被害を軽減する効果
	生涯施設被害軽減効果	被害区域内の農漁業及び事業生産施設に係る被害を軽減する効果
	耕地被害の軽減効果	被害区域内の農業生産に係る被害を軽減する効果
間接的な被害軽減効果	機能低下被害軽減効果	被害により、生産施設の生涯機能が一時的に停止することによって発生する損失を軽減する効果
	交通途絶被害軽減効果	被害区域内の主要交通施設が利用できなくなることによる迂回の経費の増加分を軽減する効果
地域経済などに及ぶ効果	安心感向上効果	土砂災害に対する地域住民の不安感を抑制する効果
	土地利用高度化効果	急傾斜地崩壊対策事業により地域の安定性が高まり、土地生産性の向上や耕地の宅地化など土地利用が高度化する効果
	土地利用可能地拡大効果	急傾斜地崩壊対策事業によって新たに利用可能地が拡大する効果
	産業立地進行効果	急傾斜地崩壊対策事業により地域の安全性が高まり土地の利用増進に伴って、新たな産業の立地が促進・進行される効果
	定住人口維持効果	急傾斜地崩壊対策事業により継続した雇用機会が生まれることによって定住人口は維持され、この結果コミュニティの維持、税などの歳入の維持など地域社会を支える効果となる
	地価に及ぼす影響効果	地域の安全性を高めることによって、地域の資産価値を高める効果

従来の急傾斜地崩壊対策事業の便益は、治水経済調査要綱の考え方を基本に人命・家屋・公共施設などへの被害軽減効果が中心であり、安心感向上効果などをその他の効果は、効果項目として挙げていたものの、実際の評価は見送っていた。一方近年では、公共事業の経済効果分析に関する検討が多くなされ、事業の直接的な効果だけでなく、副次的に発生する様々な効果の評価手法が確立されてきている。

また、最近では国民のコスト意識の高まり、ニーズの多様化・高度化などを背景に、公共事業においては、投資効果に見合った効果が得られていないなどの批判・指摘がなされている。これに対し建設省は「社会資本整備に係わる費用対効果分析に関する統一運用指針(案)」(平成10年6月)を策定し、公共事業の費用対効果など事業の実施に関する情報を公開し、透明化

に努めている。

このような状況の下、本節では、急傾斜地崩壊対策事業の事業効果を幅広く評価することを目的に、二重計算することなく貨幣換算するための費用便益分析の計測手法を示したものである。

なお、本節は、以下の条件で費用便益分析を実施するものとする。

(1) 費用便益分析の前提

国民経済的な観点から費用便益分析は、基本的に事業を実施した場合と実施しない場合との便益、費用の差を算定し、分析するものである。通常公共事業などの実施した場合、その公共事業の実施により、その地域の産業・土地利用・人口集積などの面で何らかの変化が起ることが予想される。しかし、その効果を算定することは困難なため、変化については考慮しないものとする。

本節では、図-1 に示した急傾斜地崩壊対策事業の効果のうち、定量的な計測が可能である被害軽減効果及び安心感向上効果を対象としてその便益を算定するものとする。

なお、安心感向上効果は、急傾斜地崩壊対策事業の最も重要な効果の1つである。安心感向上効果による便益を算定するためには、CVM などにより支払い意思額(WTP)を調査する必要がある。しかし、急傾斜地崩壊対策事業を対象とした支払い意思額の調査は1事例しかないこと、また支払い意思額の原単位化は調査の蓄積を必要とすることから、当面は人命保護効果を急傾斜地崩壊対策事業の便益として計上するものとする。

ただし、今後実施される急傾斜地対策事業を対象に支払い意思額の調査が実施された場合、あるいは支払い意思額の原単位が設定された場合には、安心感向上効果を便益として計上するものとする。

(2) 算定する便益とその手法

1)被害軽減効果は、代替法により便益を算定するものとする。

2)安心感向上効果はCVM などにより支払い意思額(WTP)を調査し、便益を算定するものとする。ただし、CVM 調査を実施しない場合には、代替法によって人命保護効果を便益として計上してもよい。

(3) 費用の算定

費用は、費用便益分析の対象となる斜面で実施される事業費とする。

(4) 費用便益分析手法

費用便益分析手法は、現在価値法(NPV法)及び費用便益比法(CBR法)により行う。

(5) 対象とする現象

計画規模およびそれ以下の降雨によって発生が危惧されるがけ崩れ災害とする。

2.費用便益分析の課題

(1) 被害軽減効果

被害軽減効果の便益算定にあたっては、幾つかの想定が必要である。

その一つは、がけ崩れ災害の発生規模と頻度の設定である。

がけ崩れは降雨や地下水の変動などを誘因とする自然現象であり、同様の誘因が発生した場合であっても地形や地質の素因の違いにより、発生規模や頻度は大きく異なる。

がけ崩れ災害の発生規模と頻度との関係性を評価するための手段には、斜面をモデル化し数値シミュレーションなどによって評価する方法が考えられる。しかしながら、現在までに得られた降雨などの誘因とその発生規模などの資料をもとに解析を行う場合には、がけ崩れの発生に関わる土質定数（透水係数、内部摩擦角、粘着力）を代表値でシミュレートせざるを得ず、実際に発生した土砂移動現象と異なることがあり得る。

さらにがけ崩れは、通常であればがけ高の2倍の範囲（最長で50m）で停止するが、斜面長が長いなどの条件下では、崩土は流動化し、がけ高の2倍の範囲を超えて停止する場合もある。このような場合にも、想定したがけ崩れ災害の規模は実際に発生したがけ崩れ災害の規模と異なることとなる。

以上のように、がけ崩れ災害は発生規模と頻度を設定することが極めて困難であり、河川のように降雨の規模に応じて洪水の規模が定まり、従って被害の規模も決められるという現象ではない。このようながけ崩れの災害特性から、従来がけ崩れ対策では、災害発生確率、あるいは被害規模の想定することは行ってきておらず、経験的に得られている最大規模程度の被害想定区域を想定して対策を行っていた。

2つ目は、被害率の設定である。

がけ崩れによる被害は、数値シミュレーションなどを利用して崩土の運動速度と保全対象の分布状況との関係から想定すべきであるが、解析に必要な情報の蓄積が少なく、現在のところ他の土砂災害での被害率から想定せざるを得ない。

3つ目は、がけ崩れ災害によって影響を受ける資産の想定である。

がけ崩れが頻繁に発生した場合には、資産はしばしば壊滅的な被害を受け、安心した生活を営むことが困難な状態となり、住民は移転せざるを得ない状況になると考えられる。仮に中山間地域では居住空間となる平地が限られているなどの理由から、再度災害履歴のある場所に住居を構えざるを得ないとしても、被災した資産が直ちに復旧することは考えにくい。しかしながら、現在のところ、家屋などの移転や資産の復旧速度を考慮した資産評価を行うことは困難であり、本マニュアル（案）では現状の資産は評価期間内に変化しないものと考えている。

急傾斜地崩壊対策事業の被害軽減便益の算定は、実現象と対応した発生規模と頻度を設定し、地域特性などを考慮した被害率や資産分布から被害額を求め、それらの期待値を積分して年便益として計上することが求められる。しかしながら、現状でこれを行うことは困難かつ繁雑である。

本マニュアル（案）では計画規模を最大規模として、発生確率年に対応した被害の想定は現在の知見をもって推測し、被害軽減効果を期待値化している。そのためがけ崩れ災害が、想定した発生確率と対応した被害となるのか、あるいは事業を実施しなかった場合に想定される状

況として適正な資産の評価を行っているのかは議論の余地があり、このあたりの解明が今後より一層求められる。

(2) 安心感向上効果

安心感向上効果は、CVM などによって得られた支払い意思額（WTP）を利用して評価することとしているが、これまでに急傾斜地崩壊対策事業を対象とした支払い意思額の調査は1事例のみである。

そのため、急傾斜地崩壊対策事業における安心感向上効果を便益として計測するためには、事業箇所ごとにCVM などによって支払い意思額を設定するか、支払い意思額に係わる調査の蓄積を待って原単位化を行い、安心感向上便益を算定しなければならない。

安心感向上効果は、急傾斜地崩壊対策事業における重要な効果の1つであり、これを評価するための調査結果の蓄積が求められる。