国土地理院技術資料　D2-No.75

火山土地条件図「箱根山」解説書

令和３年３月

国土交通省国土地理院

目次

第１章　概　説 1
1.1　目的 1
1.2　調査地域 1
1.3　作成手法 1
1.4　表現内容 1
1.5　火山形成史 6
1.6　有史時代の火山活動 8

第２章　箱根山の火山地形 9
2.1　後期中央火口丘 9
2.1.1　溶岩流 9
2.1.2　溶岩ドーム 11
2.1.3　火砕流・土石流堆積面 15
2.1.3.1　早川泥流堆積面 15
2.1.3.2　強羅火山麓扇状地面 16
2.1.3.3　冠ヶ岳火砕流堆積面 17
2.1.4　神山岩屑なだれ堆積面 17
2.1.5　推定火口 19
2.1.6　溶岩流・溶岩ドーム上の開析地形 21
2.1.6.1　馬蹄形崩壊壁 21
2.1.6.2　崩壊地 22
2.1.6.3　ガリー 22
2.1.7　火山麓扇状地面の開析地形 23
2.2　カルデラ形成に伴う火砕流堆積面の開析地形 23
2.3　前期中央火口丘 25
2.3.1　溶岩台地面の開析地形 25
2.3.2　溶岩台地周辺の開析地形 25
2.4　カルデラ内の外輪山火山体の開析地形 26
2.5　外輪山後期火山体の開析地形 28
2.6　外輪山前期火山体の開析地形 31

第３章　周囲の火山地形 33
3.1　富士火山 33
3.1.1　溶岩流 33
3.1.2　岩屑なだれ・泥流堆積面 33
3.1.2.1　御殿場岩屑なだれ堆積面・泥流堆積面 33
3.1.2.2　馬伏川岩屑なだれ堆積面 34
3.1.3　富士火山の開析地形 34
3.2　多賀火山の開析地形 34
3.3　愛鷹火山の開析地形 34

第４章　山地斜面 35
4.1　基盤岩山地の開析地形 35

第５章　集動地形 37
5.1　地すべり地形 37
5.2　崖錐・崩落堆・麓屑面 40
5.3　土石流地形 40
5.3.1　土石流堆積地・沖積錐 40
5.3.2　土石流段丘面 41
5.3.3　土石流段丘崖 41

第６章　河成地形 44
6.1　河成段丘 44
6.1.1　砂礫質河成段丘面 44
6.1.2　河成段丘崖 44
6.2　河成低地 45
6.2.1　砂礫質低地 45
6.2.1.1　砂礫質谷底低地 45
6.2.1.2　砂礫質扇状地 47
6.2.1.3　砂礫質閉塞谷底 48
6.2.2　砂泥質低地 49
6.2.2.1　砂泥質谷底低地・後背低地 49
6.2.2.2　砂泥質閉塞谷底 49

第７章　湖成地形 50
7.1　湖成段丘 51
7.1.1　湖成段丘面 51
7.2　湖成低地 51
7.2.1　湖成扇状地 51
7.2.2　砂泥質湖成低地 51

第８章　海成地形 52
8.1　海成低地 52
8.2　波食崖 52

用語の解説 53
引用文献 57
あとがき 60

第1章　概　説

1.1　目　的

我が国は 111 の活火山（気象庁、令和３年３月現在）を有する世界有数の火山国であり、有史以来多くの火山災害が記録されている。国土地理院は、火山災害による被害の軽減、地域における防災計画の基礎情報を提供することを目的として、火山防災のために監視・観測体制の充実等が必要な火山（50 火山）とその周辺を対象に火山の地形分類（土地の表面形態・表層地質・形成年代・成因などにより地形を分類する作業）などの火山防災地形調査を行っている。

1.2　調査地域

火山土地条件図「箱根山」（以下「本図」という。）は、縮尺 1:25,000 の地形図を基図とし、調査地域は、北は神奈川県足柄上郡山北町、南は静岡県田方郡函南町に至る南北約 30 km、東西約 25 km、面積約 615 km^2 の範囲である（図 1）。

調査地域に全部または一部含まれる地方公共団体は、神奈川県小田原市、同南足柄市、同足柄上郡山北町、同足柄上郡開成町、同足柄下郡箱根町、同足柄下郡真鶴町、同足柄下郡湯河原町と、静岡県熱海市、同三島市、同御殿場市、同裾野市、同田方郡函南町、同駿東郡長泉町、同駿東郡小山町の計 14 市町である。

1.3　作成手法

本図の地形分類は、2009（平成 21）年以降に計測された航空レーザ測量による高精度な標高データ（5 m メッシュ DEM）から作成した地形表現図（等高線図および傾斜量図）、1941（昭和 16）年以降に航空機から撮影された空中写真および 1894（明治 27）年以降に作成された地形図の計３資料をもとに GIS 上で地形を判読し、現地調査によって補足したものである。

なお、地形分類とは、地表を構成する各種の地形を、表面形態（どんな形をしているか）、表層地質（地表がどのような物質でできているか）、形成年代（いつできたか）、成因（どのような作用でできたか）などの観点から、系統的に分類するものである。

1.4　表現内容

本図における分類項目、定義および記号を 表 1 に示す。

箱根山の火山地形は、表面形態と形成時期によって大きく６つ（後期中央火口丘、前期中央火口丘、カルデラ形成に伴う火砕流堆積面、カルデラ内の外輪山火山体、外輪山後期火山体、外輪山前期火山体）に区分した。そのうち最も形成時期の新しい区分（後期中央火口丘）は、火山噴火によって形成された当初の地形面（火山原面）が多く残存しているため、地形面の成因によって５つ（溶岩流、溶岩ドーム、火砕流・土石流堆積面、岩屑なだれ堆積面、推定火口）に区分した。溶岩流は地形面の形態によって３つ（緩斜面、末端崖・側端崖、溶岩堤防）、溶岩ドームは地形面の形態によって２つ（平頂部、側方部）、岩屑なだれ堆積面は地形面の形態によって２つ（緩斜面、流れ山）に区分した。

箱根山の火山地形のうち残り５つの区分は、火山体の開析（地表面の侵食）の進行度合の観点から、主要な遷急線をもとにそれぞれ２つ（平滑斜面、開析斜面）に区分した。火山性でない山地斜面の区分も同様に区分した。

非火山地形である低地と段丘面は、地形面の成因によって３つ（河成、湖成、海成）に区分し、次に表層地質によって大きく２つ（砂礫質、砂泥質）に区分した。低地は、さらに地形面の平面形態によって４つ（谷底低地、扇状地、後背低地、閉塞谷底）に区分した。これらの区分には、国土交通省・土木研究所・港湾空港技術研究所による国土地盤情報検索サイト「kunijiban」、静岡県による静岡県 GIS「静岡地質情報マップ」、神奈川県による「かながわ地質情報 MAP」などに収録されているボーリング柱状図を参考資料として使用した。

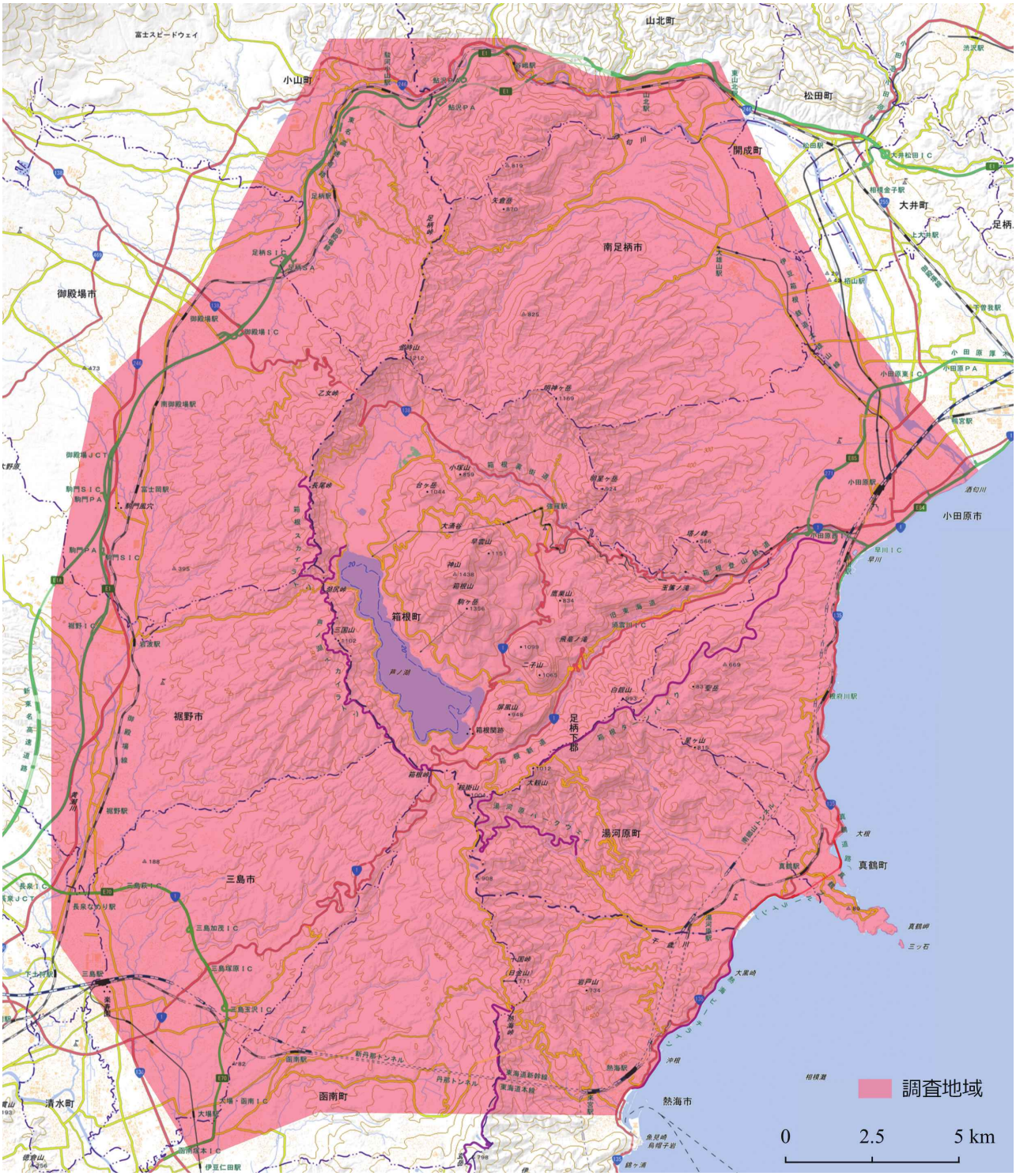


図１　火山土地条件図「箱根山」の調査地域

表 1　火山土地条件図「箱根山」図式

区分				名称	定義 / 説明	記号
箱根山の火山地形	後期 中央火口丘	溶岩流	緩斜面	後期中央火口丘の溶岩流（緩斜面）	後期中央火口丘の山腹部から山麓部にかけて舌状に流下した溶岩流の流心部の緩斜面。約 5 万年前以降に流下したもの。	Lf1
			末端崖・側端崖	後期中央火口丘の溶岩流（末端崖・側端崖）	後期中央火口丘の山腹部から山麓部にかけて舌状に流下した溶岩流の末端部および側端部にある急斜面。約 5 万年前以降に流下したもの。	Lf2
			溶岩堤防	後期中央火口丘の溶岩流（溶岩堤防）	後期中央火口丘の山腹部から山麓部にかけて舌状に流下した溶岩流の左右両端部できた堤防状の高まり。約 5 万年前以降に流下したもの。	Lle
		溶岩ドーム	平頂部	後期中央火口丘の溶岩ドーム（平頂部）	溶岩からなるドーム状の地形のうち、山頂部にある平坦面。約 5 万年前以降に形成されたもの。	LD1
			側方部	後期中央火口丘の溶岩ドーム（側方部）	溶岩からなるドーム状の地形のうち、山腹部にある急斜面。約 5 万年前以降に形成されたもの。地震などによる落石に注意。	LD2
		火砕流・土石流堆積面	早川泥流堆積面	早川泥流堆積面	約 5 万年前に流下した土石流堆積物からなる平滑な斜面。	HD
			強羅火山麓扇状地面	強羅火山麓扇状地面	早川泥流より後に流下した火砕流堆積物や土石流堆積物からなる強羅地区に広く分布する台地状の平滑な斜面。	VF
			冠ヶ岳火砕流堆積面	冠ヶ岳火砕流堆積面	約 3,500 年前の冠ヶ岳の崩壊によって流下した block and ash flow 堆積物からなる平滑な斜面。	KP
		岩屑なだれ堆積面	緩斜面	神山岩屑なだれ堆積面（緩斜面）	約 3,500 年前の神山の山体崩壊によって流下した岩屑なだれ堆積物からなる斜面。	KA
			流れ山	神山岩屑なだれ堆積面（流れ山）	約 3,500 年前の神山の山体崩壊によって流下した岩屑なだれ堆積物からなる斜面のうち、小高い丘状の地形。	KAm
		推定火口	推定火口	推定火口	後期中央火口丘の山頂部周辺に分布する長径 10 ～ 100 m ほどの火口と推定される凹地。約 1 万年前以降に形成されたもの。	
		溶岩流・溶岩ドーム上の開析地形	馬蹄形崩壊壁	後期中央火口丘の馬蹄形崩壊壁	山体崩壊または開析作用によって形成された馬蹄形の崩壊斜面。約 5 万年前以降に形成されたもの。豪雨や地震によって崩れやすい。	
			崩壊地	後期中央火口丘の崩壊地	溶岩流および溶岩ドームの表層崩壊によって形成された崩壊壁。豪雨や地震によって崩れやすい。	
			ガリー	後期中央火口丘のガリー	溶岩流および溶岩ドーム上を流下した水流の侵食によって形成された小規模な谷。豪雨時の土石流などに注意。	G
		火山麓扇状地面の開析地形	浅い谷	火山麓扇状地面の浅い谷	強羅地区に分布する火山麓扇状地面上に分布する、小規模な水流の侵食によって形成された浅い谷。豪雨時の浸水、土石流などに注意。	VFv
			平滑斜面	火山麓扇状地面の平滑斜面	強羅地区に分布する火山麓扇状地面が削られて形成された開析谷壁のうち、斜面上部にある緩斜面。	VFs
			開析斜面	火山麓扇状地面の開析斜面	強羅地区に分布する火山麓扇状地面が削られて形成された開析谷壁のうち、斜面下部にある急斜面。豪雨などによって崩れやすい。	VFd
	前期 中央火口丘	溶岩台地面の開析地形	平滑斜面	前期中央火口丘（溶岩台地面）の平滑斜面	前期中央火口丘の山頂部にある小起伏面斜面上部の緩斜面。	OTs
			開析斜面	前期中央火口丘（溶岩台地面）の開析斜面	前期中央火口丘の山頂部にある小起伏面斜面周辺の開析された急斜面。	OTd
		溶岩台地周辺の開析地形	平滑斜面	前期中央火口丘（溶岩台地周辺）の平滑斜面	前期中央火口丘から噴出した溶岩が形成した台地面周辺の急斜面のうち、開析谷の発達が乏しい滑らかな斜面。	OCs
			開析斜面	前期中央火口丘（溶岩台地周辺）の開析斜面	前期中央火口丘の末端部にある急斜面のうち、開析谷や表層崩壊地の斜面。豪雨や地震によって崩れやすい。	OCd

区分				名称	定義	記号
箱根山の火山地形	カルデラ形成に伴う火砕流堆積面	開析地形	平滑斜面	カルデラ形成に伴う火砕流堆積面の平滑斜面	主にカルデラ形成時に噴出した火砕流の堆積面のうち、台地状の平滑な斜面。	Pfs
			開析斜面	カルデラ形成に伴う火砕流堆積面の開析斜面	主にカルデラ形成時に噴出した火砕流の堆積面のうち、のちの侵食を受けて形成された崖状の急斜面。豪雨などによって崩れやすい。	Pfd
	カルデラ内の外輪山火山体	開析地形	平滑斜面	カルデラ内の外輪山火山体の平滑斜面	外輪山前期・後期火山体からなるカルデラ内の斜面のうち、斜面上部にある滑らかな緩斜面。	Cs
			開析斜面Ⅰ	カルデラ内の外輪山火山体の開析斜面Ⅰ	外輪山前期・後期火山体からなるカルデラ内の斜面のうち、斜面下部にある急斜面。豪雨などによって崩れやすい。	Cd1
			開析斜面Ⅱ	カルデラ内の外輪山火山体の開析斜面Ⅱ	外輪山前期・後期火山体からなるカルデラ内の斜面のうち、斜面最下部にある急斜面。豪雨などによってとくに崩れやすい。	Cd2
	外輪山後期火山体（カルデラ内を除く）	開析地形	平滑斜面Ⅰ	外輪山後期火山体の平滑斜面Ⅰ	外輪山後期火山体からなるカルデラ外の斜面のうち、斜面最上部にある滑らかな緩斜面。	Ⅱs1
			平滑斜面Ⅱ	外輪山後期火山体の平滑斜面Ⅱ	外輪山後期火山体からなるカルデラ外の斜面のうち、斜面上部にある滑らかな緩斜面。	Ⅱs2
			開析斜面	外輪山後期火山体の開析斜面	外輪山後期火山体からなるカルデラ外の斜面のうち、斜面下部にある急斜面。豪雨などによって崩れやすい。	Ⅱd
	外輪山前期火山体（カルデラ内を除く）	開析地形	平滑斜面Ⅰ	外輪山前期火山体の平滑斜面Ⅰ	外輪山前期火山体からなるカルデラ外の斜面のうち、斜面最上部にある滑らかな緩斜面。	Ⅰs1
			平滑斜面Ⅱ	外輪山前期火山体の平滑斜面Ⅱ	外輪山前期火山体からなるカルデラ外の斜面のうち、斜面上部にある滑らかな緩斜面。	Ⅰs2
			開析斜面	外輪山前期火山体の開析斜面	外輪山前期火山体からなるカルデラ外の斜面のうち、斜面下部にある急斜面。豪雨などによって崩れやすい。	Ⅰd
周囲の火山地形	富士火山	溶岩流	溶岩流	富士火山の溶岩流	富士火山から噴出した溶岩流によって形成された地形。	FL
		岩屑なだれ・泥流堆積面	御殿場岩屑なだれ・泥流堆積面	御殿場岩屑なだれ・泥流堆積面	富士火山の約2,900年前の山体崩壊によって流下した岩屑なだれ堆積物とその二次堆積物によって形成された地形。	GD
			馬伏川岩屑なだれ堆積面	馬伏川岩屑なだれ堆積面	富士火山の約2万年前の山体崩壊によって流下した岩屑なだれによって形成された地形。	MA
		開析地形	平滑斜面	富士火山の平滑斜面	富士火山からなる斜面のうち、斜面上部にある滑らかな緩斜面。	Fs
			開析斜面	富士火山の開析斜面	富士火山からなる斜面のうち、斜面下部にある急斜面。豪雨などによって崩れやすい。	Fd
	多賀火山	開析地形	平滑斜面Ⅰ	多賀火山の平滑斜面Ⅰ	多賀火山からなる斜面のうち、斜面最上部にある滑らかな緩斜面。	Ts1
			平滑斜面Ⅱ	多賀火山の平滑斜面Ⅱ	多賀火山からなる斜面のうち、斜面上部にある滑らかな緩斜面。	Ts2
			開析斜面	多賀火山の開析斜面	多賀火山からなる斜面のうち、斜面下部にある急斜面。豪雨などによって崩れやすい。	Td

区分				名称	定義	記号
周囲の火山地形	愛鷹火山	開析地形	平滑斜面Ⅰ	愛鷹火山の平滑斜面Ⅰ	愛鷹火山からなる斜面のうち、斜面最上部にある滑らかな緩斜面。	As1
			平滑斜面Ⅱ	愛鷹火山の平滑斜面Ⅱ	愛鷹火山からなる斜面のうち、斜面上部にある滑らかな緩斜面。	As2
			開析斜面	愛鷹火山の開析斜面	愛鷹火山からなる斜面のうち、斜面下部にある急斜面。豪雨などによって崩れやすい。	Ad
山地斜面	基盤岩山地	基盤岩山地の開析地形	平滑斜面Ⅰ	基盤岩山地の平滑斜面Ⅰ	基盤岩（堆積岩等）からなる斜面のうち、斜面最上部にある滑らかな緩斜面。	Bs1
			平滑斜面Ⅱ	基盤岩山地の平滑斜面Ⅱ	基盤岩（堆積岩等）からなる斜面のうち、斜面上部にある滑らかな緩斜面。	Bs2
			開析斜面Ⅰ	基盤岩山地の開析斜面Ⅰ	基盤岩（堆積岩等）からなる斜面のうち、斜面下部にある急斜面。豪雨などによって崩れやすい。	Bd1
			開析斜面Ⅱ	基盤岩山地の開析斜面Ⅱ	基盤岩（堆積岩等）からなる斜面のうち、斜面最下部にある急斜面。豪雨などによってとくに崩れやすい。	Bd2
集動地形	地すべり地形	地すべり地形	滑落崖	地すべり地形（滑落崖）	地すべりによって形成された地形のうち、地すべりの頭部にある急斜面。地すべりに注意。	LS1
			移動体	地すべり地形（移動体）	地すべりによって形成された地形のうち、地すべりの中央部や末端部にある緩斜面。豪雨や地震による地すべりに注意。	LS2
	山麓堆積地形	崖錐・崩落堆・麓屑面	崖錐・崩落堆・麓屑面	崖錐・崩落堆・麓屑面	表層崩壊などで生じた落石、崩落物質の堆積や、クリープによる表層物質の移動により形成された斜面。豪雨や地震によるがけ崩れに注意。	TL
	土石流地形	土石流堆積地	土石流堆積地・沖積錐	土石流堆積地・沖積錐	土石流によって形成された堆積地。土石流に注意。	Df
		土石流段丘	土石流段丘面	土石流段丘面	土石流によって形成された堆積地が、堆積後の侵食によって段丘化した地形のうち段丘面の部分。川底との高さの差が小さい場所では土石流に注意。	DfT
			土石流段丘崖	土石流段丘崖	土石流によって形成された堆積地が、堆積後の侵食によって段丘化した地形のうち、段丘崖の部分。豪雨や地震によるがけ崩れに注意。	DfC
河成地形	河成段丘	砂礫質段丘面	砂礫質段丘面	砂礫質河成段丘面	河川が運搬した砂礫が堆積して形成された低地（岩盤河床からなる低地を含む）が、のちの侵食によって段丘化した地形のうち、段丘面の部分。	T
		段丘崖	段丘崖	河成段丘崖	河川によって形成された低地が、のちの侵食によって段丘化した地形のうち、段丘崖の部分。豪雨や地震によるがけ崩れに注意。	RC
	河成低地	砂礫質低地	谷底低地	砂礫質谷底低地	河川が運搬した砂礫が堆積して形成された低地（岩盤河床からなる低地を含む）のうち、川沿いに細長く分布するもの。流れの速い河川の氾濫に注意。	Fp1
			扇状地	砂礫質扇状地	河川が運搬した砂礫が堆積して形成された低地（岩盤河床からなる低地を含む）のうち、幅が広く扇状のもの。流れの速い河川の氾濫に注意。	F
			閉塞谷底	砂礫質閉塞谷底	河川が運搬した砂礫が堆積して形成された低地のうち、火山・変動・集動地形により、低地の下流部が塞がれてできたもの。流れの速い河川の氾濫に注意。	BV1
		砂泥質低地	谷底低地・後背低地	砂泥質谷底低地・後背低地	河川が運搬した砂泥が堆積して形成された低地のうち、閉塞谷底を除くもの。河川の氾濫、大規模な浸水、地震による液状化に注意。	Fp2
			閉塞谷底	砂泥質閉塞谷底	河川が運搬した砂泥が堆積して形成された低地のうち、火山・変動・集動地形により、下流部が塞がれてできたもの。河川の氾濫、大規模な浸水、地震による液状化に注意。	BV2
湖成地形	湖成段丘	砂礫質段丘	砂礫質段丘面	砂礫質湖成段丘面	湖に砂礫が堆積して形成された扇状地が堆積後の侵食によって段丘化した地形のうち、段丘面の部分。	LLT
	湖成低地	砂礫質低地	扇状地	砂礫質湖成扇状地	湖に砂礫が堆積して形成された扇状地のうち、段丘化していないもの。小河川の氾濫に注意。	LLF
		砂泥質低地	低位面	砂泥質湖成低地（低位面）	湖底に砂泥が堆積して形成された低地のうち、湖が陸化したあとの河川侵食によりわずかに段丘化したもの。大規模な河川氾濫時には浸水に注意。	LL1
			谷底低地	砂泥質湖成低地（谷底低地）	湖底に砂泥が堆積して形成された低地のうち、湖が陸化したあとの河川侵食によって形成された低地。河川または湖の氾濫、大規模な浸水、地震による液状化に注意。	LL2
海成地形	海成低地	砂礫質低地	砂礫州・波食棚	海成砂礫州・波食棚	波浪によって運ばれた砂礫によって形成された低地や、波浪による侵食によって形成された海岸沿いの低地。高潮、津波、地震による液状化に注意。	Sb
	波食崖	波食崖	波食崖	波食崖	波浪による侵食によって形成された海岸沿いの崖。豪雨や地震によるがけ崩れ、地すべりに注意。	WC

1.5　火山形成史

箱根山の火山形成史を図 2 に示す。箱根山の火山発達史は古い順に大きくステージⅠ、ステージⅡ、ステージⅢ、ステージⅣ、ステージⅤの 5 つに分けられる（萬年 , 2014）。各ステージの分布を図 3 に示す。なお、本図および本解説書で記述する形成年代は、噴出物の年代に係る最新の知見を参考とするとともに、放射性炭素年代に関しては Oxcal4.4 のプログラムをもとに暦年較正したもので示した。また､層位関係をもとに推定している年代値についても、これらの知見等の追加にあわせて推定しなおした。

（1）ステージⅠ（75 ～ 24 万年前）

複数の成層火山からなる火山体である「外輪山前期火山体」が形成された。

（2）ステージⅡ（24 ～ 13 万年前）

箱根山の中央部で複数回の「カルデラ形成」を伴う大規模な爆発的噴火が生じ、現在の箱根カルデラの原形が形成された。また、同時期に外輪山の北西部および南東部で主に複数の単成火山からなる「外輪山後期火山体」が形成された。外輪山の山麓部には「カルデラ形成に伴う火砕流堆積面」が形成された。

（3）ステージⅢ（13 ～ 8 万年前）

ステージⅡで生じたカルデラ内で、爆発的な噴火を繰り返されるとともに、複数の厚い溶岩流および溶岩ドームからなる「前期中央火口丘」が形成された。

（4）ステージⅣ（8 ～ 5 万年前）

ステージⅡで形成されたカルデラ内で、複数回のカルデラ形成を伴う大規模な爆発的噴火が生じ、火砕流を噴出した。約 5 万年前に先神山の山体崩壊が発生し、それに伴う土石流によって「早川泥流堆積面」が形成された。

（5）ステージⅤ（5 万年前～現在）

溶岩流および溶岩ドームからなる「後期中央火口丘」が形成されるとともに、後期中央火口丘の東麓に火砕流堆積物と土石流堆積物からなる「強羅火山麓扇状地面」が形成された。約 3,500 年前に神山の山体崩壊によって「神山

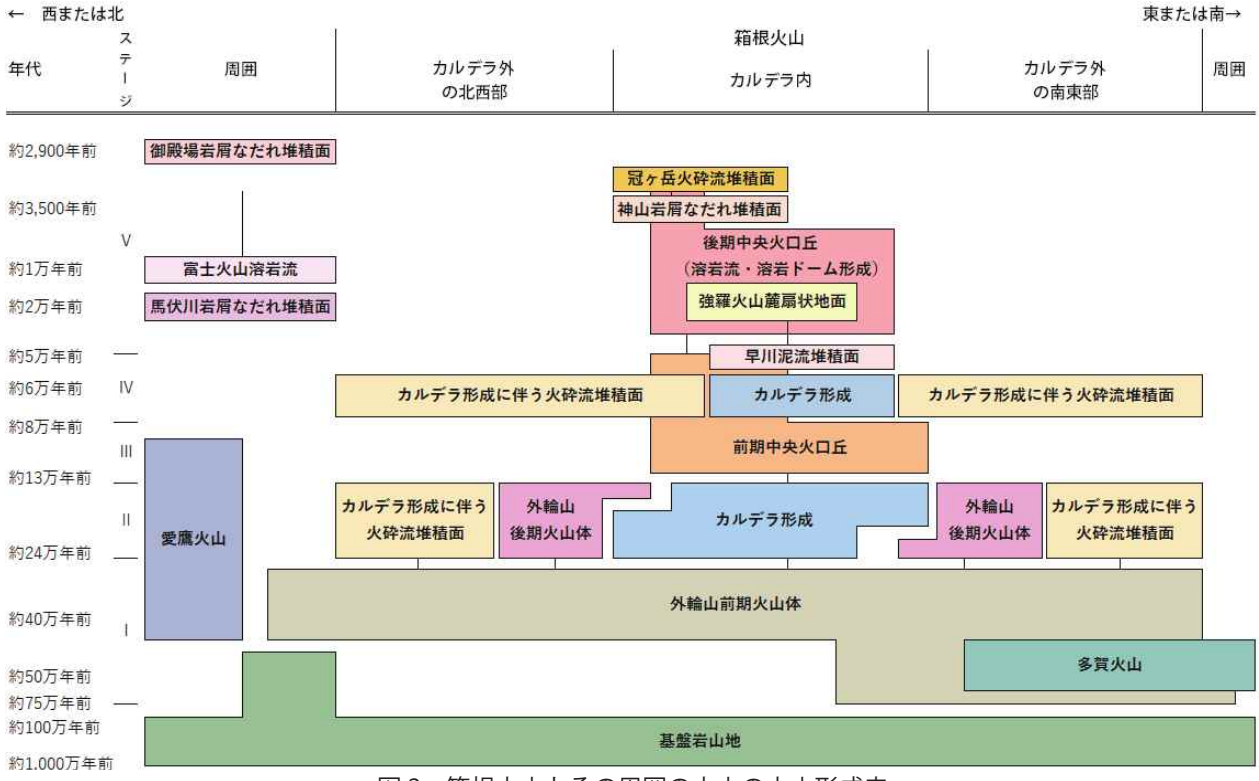
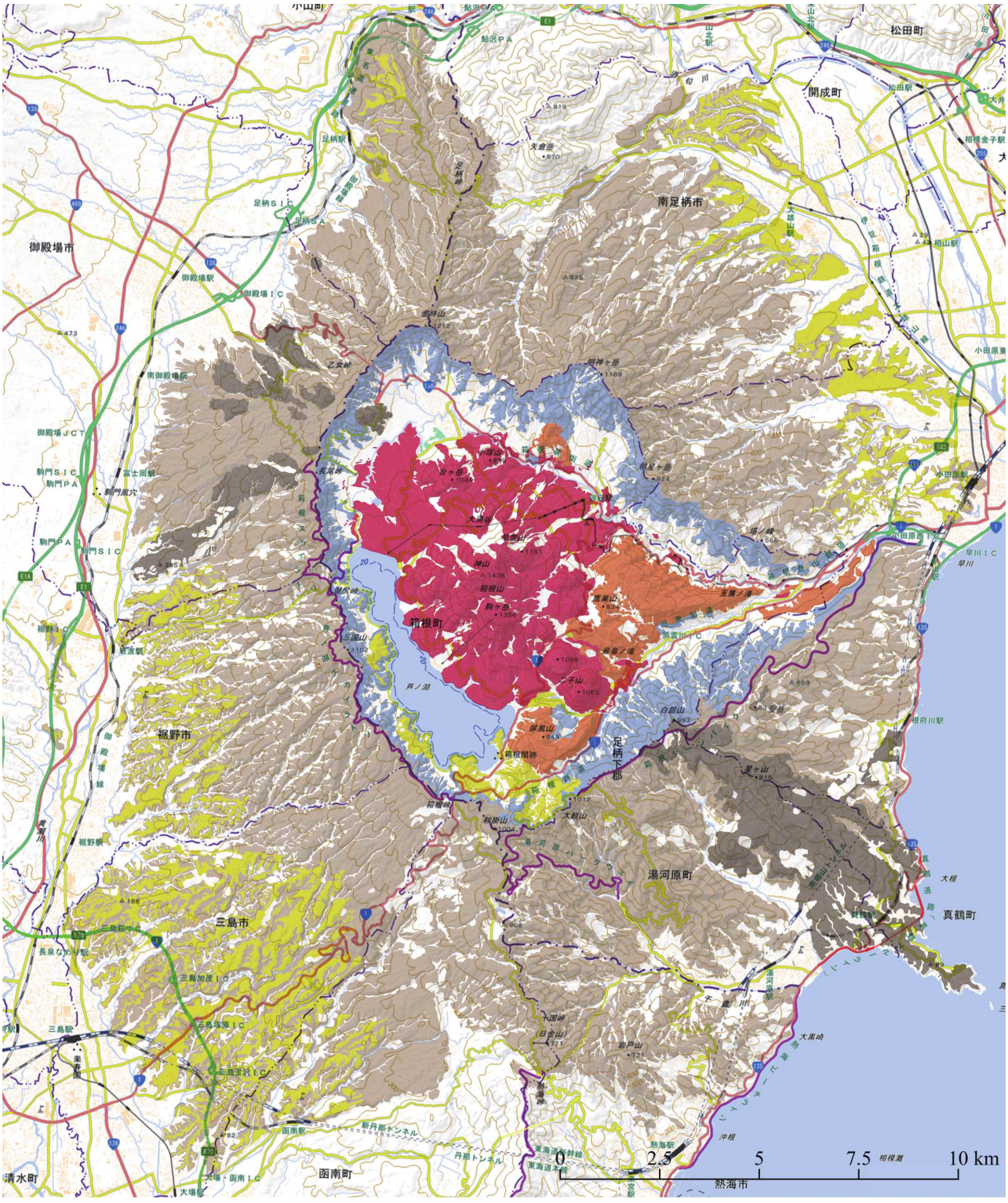


図 2　箱根火山とその周囲の火山の火山形成史

岩屑なだれ堆積面」が形成された。これによって形成された馬蹄形崩壊壁の内部で冠ヶ岳溶岩ドームが噴出し、その溶岩ドームの一部崩壊によって「冠ヶ岳火砕流堆積面」が形成された。



ステージⅤ（後期中央火口丘）
ステージⅢ（前期中央火口丘）
ステージⅡ～Ⅳ（カルデラ形成に伴う火砕流堆積面）
ステージⅠ～Ⅱ（カルデラ内の外輪山火山体）
ステージⅡ（外輪山後期火山体（カルデラ内を除く））
ステージⅠ（外輪山前期火山体（カルデラ内を除く））

図３　箱根火山のステージ区分図

1.6　有史時代の火山活動

歴史に記録が残っている噴火は表２のとおりである。

表２　有史時代の火山活動

年　代	現　象	活動経過・被害状況等
12 世紀後半から 13 世紀ごろ	水蒸気噴火	3 回の火砕物降下。噴火場所は大涌谷付近。
1933(昭和 8) 年	噴気・温泉異常	2 月。大涌谷の噴気孔の移動、姥子（うばこ）温泉湧出量減少。
	噴気	5 月 10 日。大涌谷の噴気孔で大音響とともに噴出、死者 1 名。
1934(昭和 9) 年	鳴動、熱	2 月。駒ヶ岳付近で鳴動、山麓一帯、地温上昇し、樹木枯死、土塊の盛上り。22 日午後 4 時頃、駒ヶ岳北西の神山との鞍部で噴気が発生し、噴気の高さは 200m に及ぶ。翌日まで活動。
1953(昭和 28) 年	山崩れ	7 月 26 日。早雲 (そううん) 地獄で山崩れ､死者 10 名､負傷者 16 名。全壊家屋 1 棟。翌日も時々山崩れ。
1974 ～ 78 (昭和 49 ～ 53) 年	噴気	74 年 9 月～ 78 年 2 月。大涌谷噴気地帯の移動。樹木枯死。
2001(平成 13) 年	地震・地殻変動	6 ～ 10 月 (最大 M2.8 小田原市久野で震度 2)。箱根山を中心に膨張を示す地殻変動。また、群発地震発生直後から、大涌谷から上湯場付近にかけて噴気地帯が拡大し、大涌谷にある数箇所で、蒸気井の噴出の勢いが増した（暴噴)。
2008(平成 20) 年	地震・地殻変動	4 月駒ヶ岳付近で一時的に地震増加 (最大 M2.6)。9 月湖尻付近および芦ノ湖北部で一時的に地震増加 (最大 M2.5)。12 月駒ヶ岳付近で一時的に地震増加 (最大 M2.8)。6 月より、箱根山を中心に膨張を示す地殻変動。
2011(平成 23) 年	地震	3 月～ 4 月。東北地方太平洋沖地震 (2011 年 3 月 11 日) 以降､駒ヶ岳から芦ノ湖付近、金時山付近、大涌谷北部での地震活動が活発化。有感地震多発。3 月 11 日 15 時 08 分 M4.6（震度 5 弱)、3 月 21 日 23 時 14 分 M4.2（震度 2)。
2015(平成 27) 年	ごく小規模水蒸気噴火	4 月 26 日から地震増加、有感地震多発、5 月初め頃からは大涌谷温泉供給施設の噴気が増大した。 6 月 29 日から 7 月 1 日にかけてごく小規模な噴火が断続的に発生。6 月 29 日 07 時 32 分に火山性微動を観測した後､地震活動がさらに活発化し､降灰や空振を観測。また同日の現地調査にて新たな噴気孔（15 － 1 火口）を確認、その後数日でさらに 3 つの新たな噴気孔を確認。 これ以降、10 月頃まではたびたび噴出現象を確認、また地震の多い状態も継続した。

出典：気象庁（2013）: 日本活火山総覧（第 4 版）

気象庁 HP「箱根山 有史時代の火山活動」（2020/06/16 閲覧）

2.1　後期中央火口丘

2.1.1　溶岩流

後期中央火口丘において噴出した溶岩が山麓部へと流下して形成された、舌状の平面形状をもつ地形面である。神山、陣笠山、駒ヶ岳、早雲山、二子山の各溶岩ドームの山麓部に広く分布する（図 4）。溶岩流の流心部を「緩斜面」、溶岩流の側端部および末端部からなる急斜面を「末端崖・側端崖」、溶岩流の側端部に形成される堤防状の高まりを「溶岩堤防」とした。

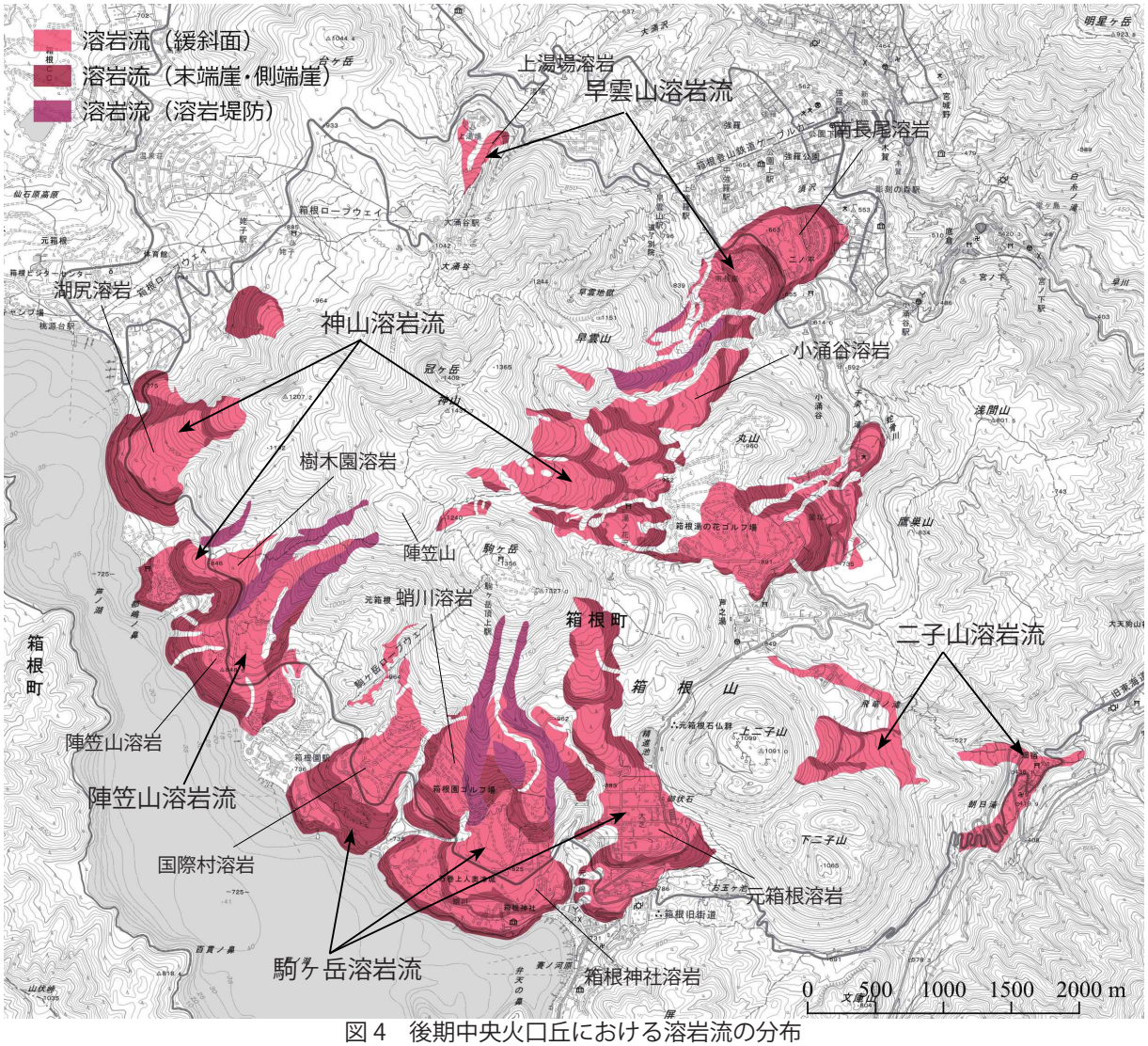


図 4　後期中央火口丘における溶岩流の分布

1）神山溶岩流

箱根山の最高峰である神山（標高 1,437.7 m）から噴出した溶岩流は、主に南東部および西部の山麓部に分布する。南東部では、神山山頂から湯ノ花沢にかけて複数のフローユニットが認められる（高橋ほか , 2006）。西部では、湖尻溶岩、樹木園溶岩などの複数のフローユニットが認められる（高橋ほか , 2006）。

2）陣笠山溶岩流

神山山頂の南西約 700 m に位置する陣笠山（標高 1,328 m）から噴出した溶岩流は、南西山麓部に長さ約 1.5 km にわたって分布し、溶岩流中央部との比高約 15 ～ 30 m を示す溶岩堤防が明瞭に発達している。本地形面は高橋ほか（2006）の陣笠山溶岩の下部に相当する。箱根神山 3 テフラの噴火イベントに対応すると考えられ、約 2 万 6,000

年前に流下したものと考えられている（小林 , 2008）。

3）駒ヶ岳溶岩流

駒ヶ岳（標高 1,356 m）から噴出した溶岩流は、主に南部および南西部の山麓に広く分布する（写真 1）。箱根神社溶岩、元箱根溶岩、蛸川溶岩、国際村溶岩など、複数のフローユニットが認められる（高橋ほか , 2006）。駒ヶ岳山頂から箱根神社にかけて流下した本地形面（箱根神社溶岩）は、長さ約 2.2 km にわたって分布し、溶岩流中央部との比高約 15 ～ 50 m を示す溶岩堤防が明瞭に発達している。

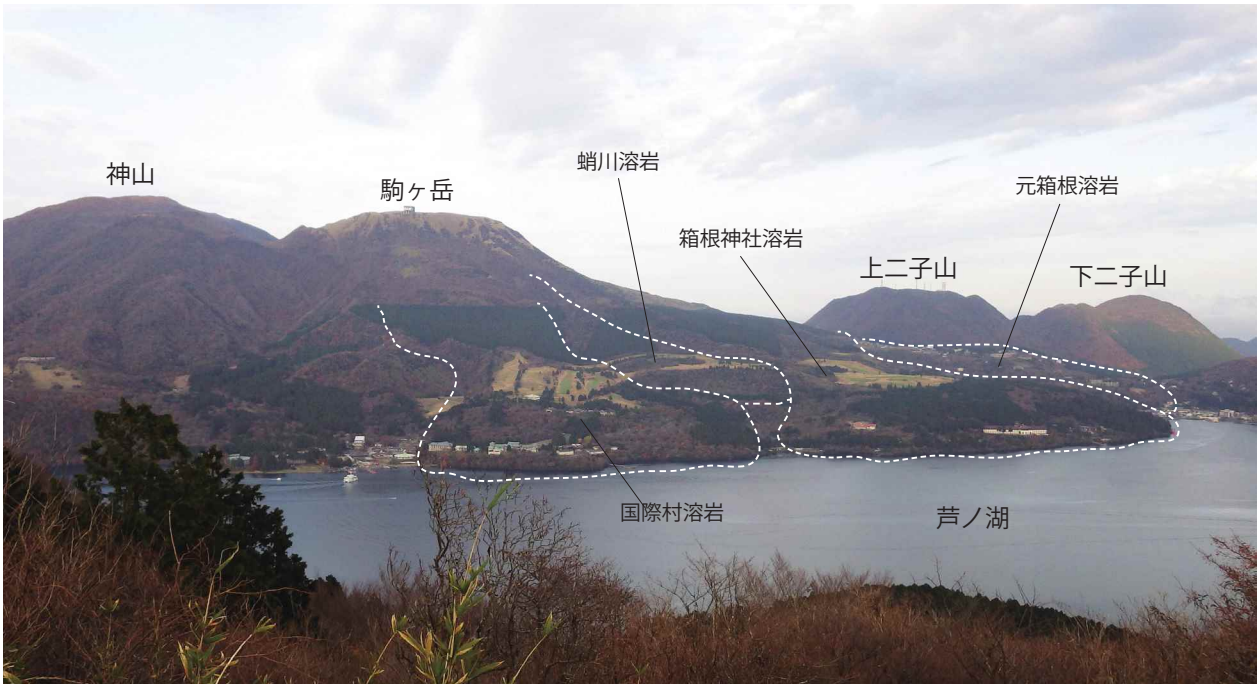


写真 1　駒ヶ岳溶岩流（山伏峠北方から東へ向けて撮影）

4）早雲山溶岩流

早雲山から噴出した溶岩流は、主に東部山麓に広く分布する。南長尾溶岩、小涌谷溶岩、上湯場溶岩など、複数のフローユニットが認められる（高橋ほか , 2006）。早雲山から二ノ平（ひのひら）地区にかけて北東方向に流下した本地形面（南長尾溶岩など）は、長さ 2.2 km にわたって分布し、溶岩流中央部との比高約 20 m を示す溶岩堤防が発達している。南長尾溶岩は箱根神山 2 テフラの噴火イベントに対応すると考えられ、宮城野地区で確認された約 4 万 8,000 年前の block and ash flow 堆積物（箱根神山 2 テフラ ; 小林 , 2008）と同時期に形成されたと考えられている（小林 , 2008）。

5）二子山溶岩流

二子山から噴出した溶岩流は、東部山麓に分布する。上二子山東部の山麓部から飛竜ノ滝にかけて複数のフローユニットが認められ、飛竜ノ滝の下流 400 m 付近から畑宿（はたじゅく）地区にかけても認められる。これらは飛竜ノ滝付近の急傾斜部を経て畑宿地区に流下したと考えられる。下二子山東部の山麓部では、県道 732 号の七曲り付近から畑宿地区にかけて分布する。

2.1.2　溶岩ドーム

後期中央火口丘において噴出した溶岩によって形成された溶岩ドームである。神山溶岩ドーム、駒ヶ岳溶岩ドーム、二子山溶岩ドーム、冠ヶ岳溶岩ドームなど複数の溶岩ドームが分布し、後期中央火口丘の山頂部を構成する（図 5）。本地形面のうち、主に頂部の平坦部を「平頂部」とし、山腹の急傾斜部を「側方部」とした。側方部は約 30 度以上の急傾斜を示す。

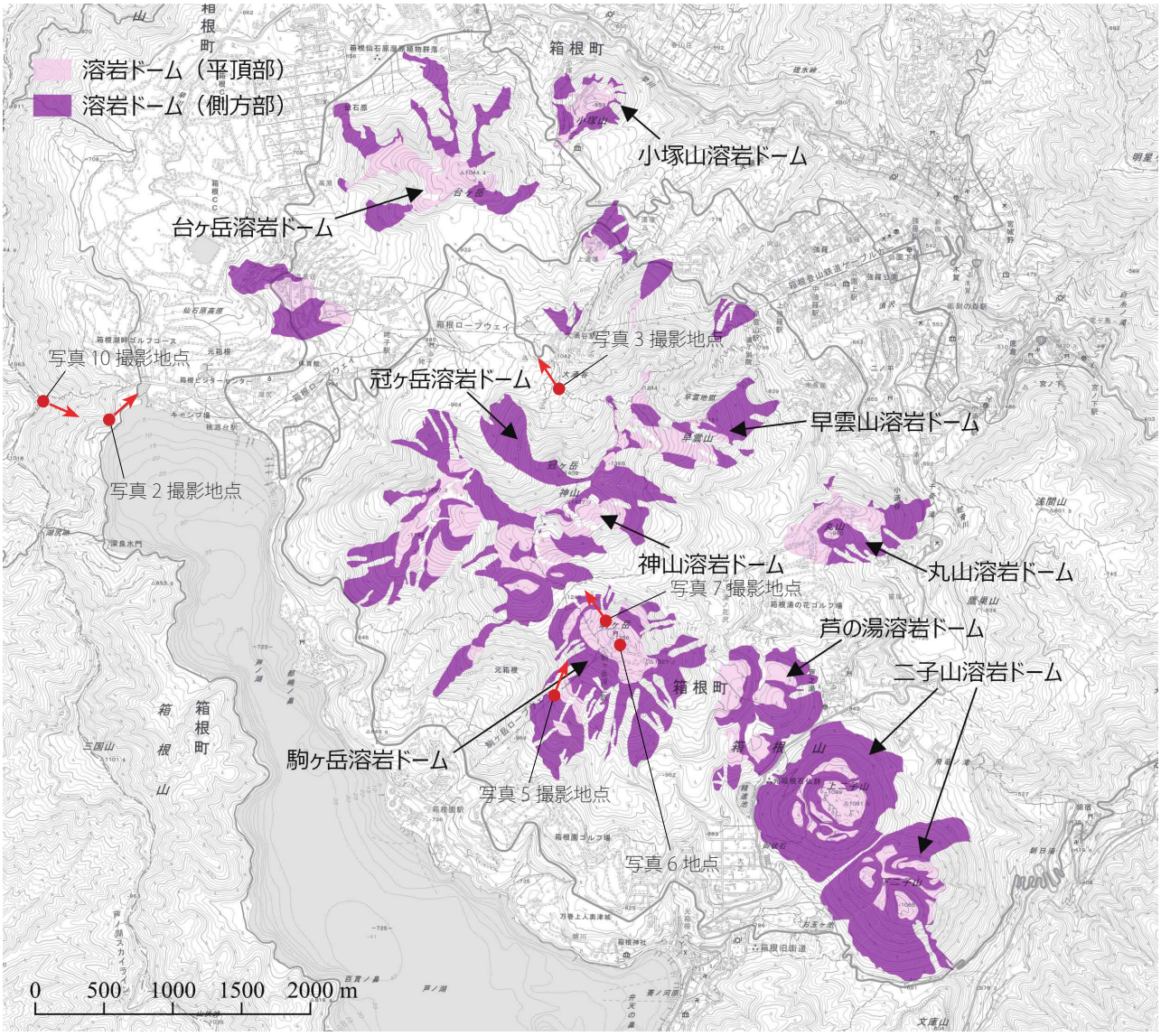


図 5　後期中央火口丘における溶岩ドームの分布

1）台ヶ岳（だいがたけ）溶岩ドーム・小塚山溶岩ドーム

後期中央火口丘の溶岩ドームで最も形成時期の古いものは台ヶ岳溶岩ドームと小塚山溶岩ドームとされる。これらの溶岩ドームは約 4 万 9,000 年前の block and ash flow 堆積物（箱根神山 1 テフラ ; 小林 , 1999; 2008）に覆われているため、それ以前に形成されたものと考えられる（小林 , 1999）。台ヶ岳溶岩ドームは、台ヶ岳（標高 1,044.4 m）の山体全体を構成する溶岩ドーム（長径約 1.5 km、比高約 350 m）であり（写真 2, 写真 3）、大涌谷駅の北西約 1.4 km に位置する。小塚山溶岩ドームは、小塚山（標高 859 m）の山体全体を構成する溶岩ドーム（長径約 700 m、比高約 200 m）であり、大涌谷駅の北約 1.7 km に位置する。両地形面とも侵食が進んでおり、山腹斜面の多くに小規模な崩壊地が認められる。

2）早雲山溶岩ドーム

早雲山溶岩ドームは、早雲山（標高 1,151 m）の山頂部を構成する溶岩ドーム（長径約 1.5 km、比高約 400 m）であり、

大涌谷駅の南東約 1.2 km に位置する。本地形面は高橋ほか(2006)の早雲山溶岩グループの溶岩ドーム、小林(2008)の古期神山火山体の一部に相当する。本地形面の東側の山麓部は、早雲山から流下した溶岩流（南長尾溶岩など）が認められる。本地形面の西部から南西部にかけては神山北溶岩ドームに覆われている。本地形面の中央部には東北東方向に開く馬蹄形崩壊壁（図 18）が形成されており、底部には早雲地獄と呼ばれる噴気地帯を有する。

3) 駒ヶ岳溶岩ドーム

駒ヶ岳溶岩ドームは、駒ヶ岳（標高 1,356 m）の山頂部を構成する溶岩ドーム（長径約 1.2 km、比高約300 m）であり（写真 4, 写真 5, 写真 6)、箱根神社の北約 2.2 km に位置する。本地形面は約 2 万 2,000 年前から約 2 万年前にかけて形成されたと考えられている（小林 , 2008)。

4) 神山溶岩ドーム

箱根山の最高峰である神山（標高 1,437.7m）の山頂部周辺は、神山山頂溶岩ドーム、神山北溶岩ドーム、神山南溶岩ドームなど、複数の溶岩ドームで構成される（高橋ほか , 2006; 写真 7)。神山山頂を構成する神山山頂溶岩ドーム(高橋ほか , 2006)は、長径約 900 m、比高約 250 m であり、大涌谷駅の南約 1.2 km に位置する。本地形面は約 8,000 年前の block and ash flow 堆積物（箱根神山 5 テフラ ; 小林 , 1999; 2008）の給源と推定され、それと同時期に形成されたものと考えられている（小林 ,1999; 2008; 高橋ほか , 2006)。北西斜面は神山岩屑なだれを発生させた山体崩壊による馬蹄形崩壊壁（図 18）が認められ、北斜面は冠ヶ岳溶岩ドームに覆われている。山頂部から南東方向に複数の推定火口が認められ、これらの火口列は神山溶岩ドームと複数の神山溶岩流のフローユニットを横断して分布する（図 14, 図 15; 小林ほか , 2018, 2019)。

5) 二子山溶岩ドーム

二子山溶岩ドームは、上二子山溶岩ドームと下二子山溶岩ドームに大別され、どちらも複数のユニットから構成される（写真 8)。上二子山溶岩ドームは、上二子山（標高 1,091.0 m）の山体全体を構成する溶岩ドーム（長径約 1.3 km、比高約 250 m）であり、箱根神社の北東約 1.9 km に位置する。下二子山溶岩ドームは、下二子山（標高 1,065 m）の山体全体を構成する溶岩ドーム（長径約 1.5 km、比高約 350 m）であり（写真 9)、箱根神社の東北東約 2.1 km に位置する。両二子山溶岩ドームは約 5,500 年前に形成され、これらの形成に伴って block and ash flow 堆積物(箱根二子山テフラ ; 小林 , 1999, 2008）を須雲(すくも)川沿いに流下・堆積させた（町田 , 1964; 袴田・伊藤 , 1996; 小林 ,1999)。下二子山溶岩ドームの南東斜面は崩壊地の形状を示す。

6) 冠ヶ岳溶岩ドーム

冠ヶ岳溶岩ドームは、神山の山体崩壊によって形成された神山馬蹄形崩壊壁の中央部に形成された溶岩ドーム（長径約 900 m、比高 400 m）である（写真 10)。本地形面は約 3,500 年前に形成され、この形成に伴って block and ash flow 堆積物（箱根冠ヶ岳テフラ ; 小林 , 1999, 2008）が神山岩屑(がんせつ)なだれ堆積面上などに広く流下・堆積し（大木・袴田 , 1975; 小林 , 1999, 2008)、冠ヶ岳火砕流堆積面を形成した。本地形面の北斜面の馬蹄形崩壊壁（冠ヶ岳馬蹄形崩壊壁）は、箱根冠ヶ岳テフラの給源として形成されたものと推定される。

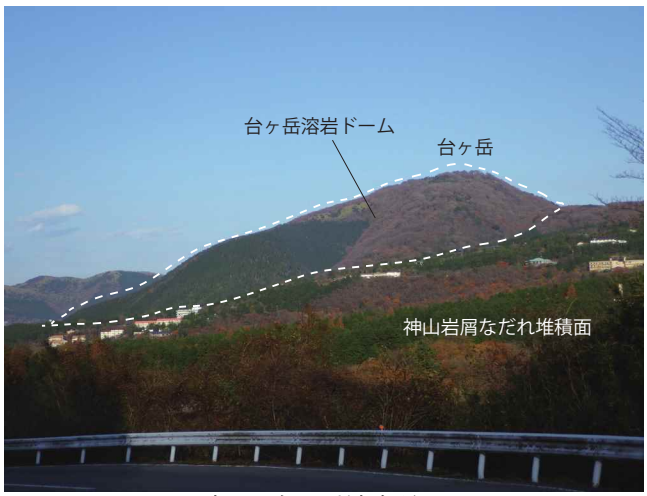


写真２　台ヶ岳溶岩ドーム
（芦ノ湖最北端付近から北東に向けて撮影）

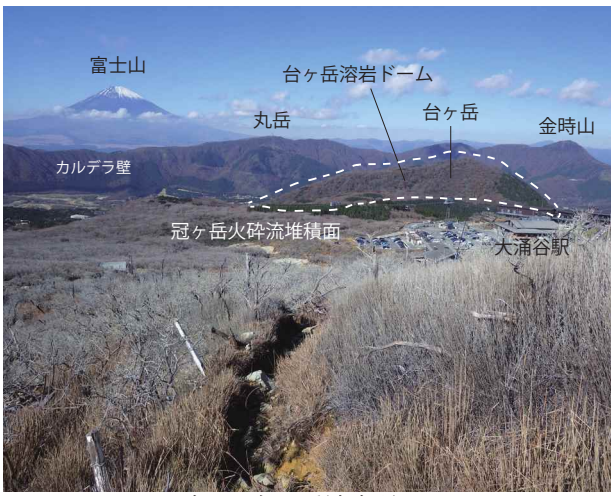


写真３　台ヶ岳溶岩ドーム
（大涌谷南方部から北西に向けて撮影）

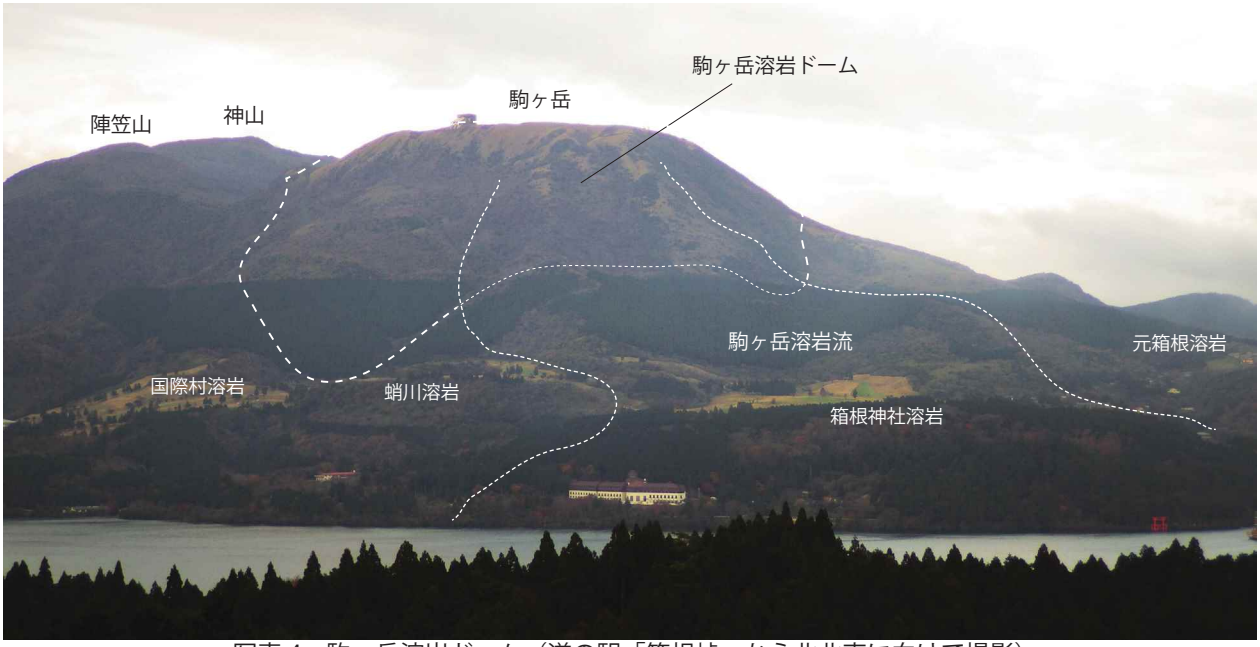


写真４　駒ヶ岳溶岩ドーム（道の駅「箱根峠」から北北東に向けて撮影）



写真５　駒ヶ岳溶岩ドームの側方部
（駒ヶ岳ロープウェーから北東に向けて撮影）



写真６　駒ヶ岳溶岩ドームの平頂部
（駒ヶ岳山頂部にて北西に向けて撮影）



写真 7　神山溶岩ドーム（駒ヶ岳山頂部から北西に向けて撮影）



写真 8　二子山溶岩ドーム
（山伏峠から東北東に向けて撮影）



写真 9　下二子山溶岩ドーム
（箱根湯本から西南西に向けて撮影）

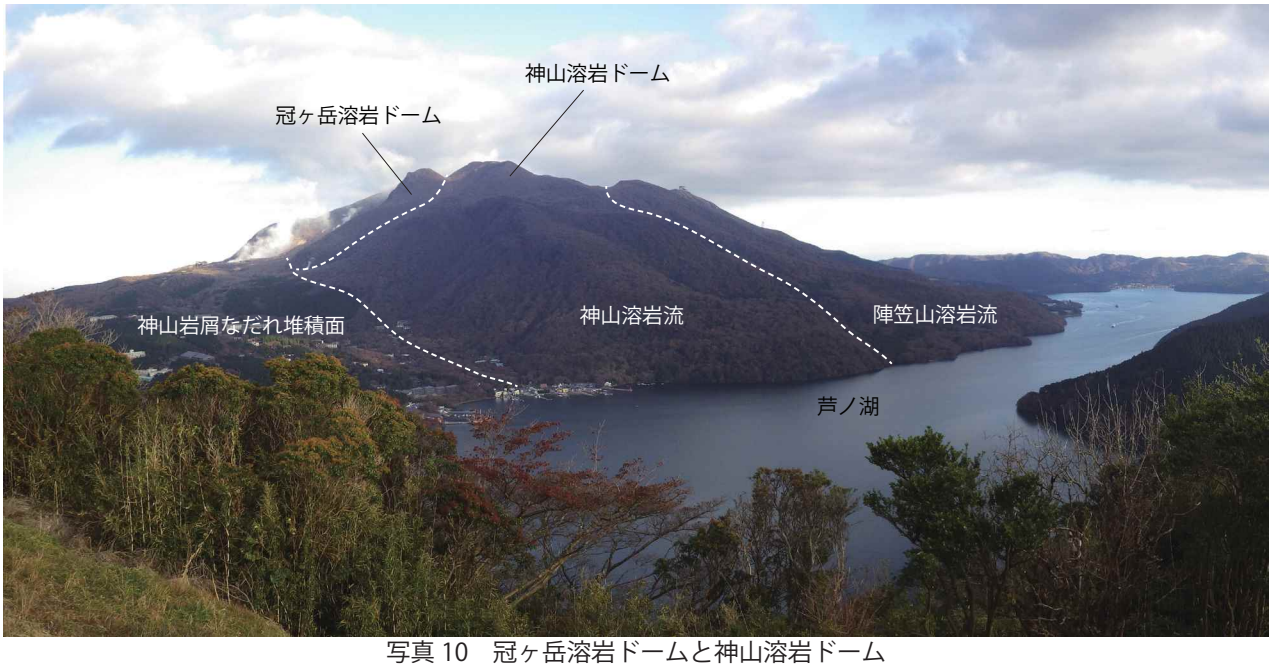


写真 10　冠ヶ岳溶岩ドームと神山溶岩ドーム
（箱根スカイラインの箱根芦ノ湖展望公園から南東に向けて撮影）

2.1.3　火砕流・土石流堆積面

2.1.3.1　早川泥流堆積面

約５万年前に発生した土石流堆積物からなる平滑な斜面である（小林, 2008; 図 7, 写真 11）。この土石流（早川泥流）は先神山（約６万 5,000 年前から約５万年前に現在の神山付近にあった成層火山）の山体崩壊によって生じたと考えられている（小林, 1999）。堆積当時の地形面のほとんどは早川の侵食により開析されており、早川沿いの河岸段丘面（大平台面 ; 小林, 2008）の構成物として分布する。これらの河岸段丘面の多くは谷壁斜面からの崖錐・崩壊堆・麓層面に覆われており，段丘面としての分布域は狭い。

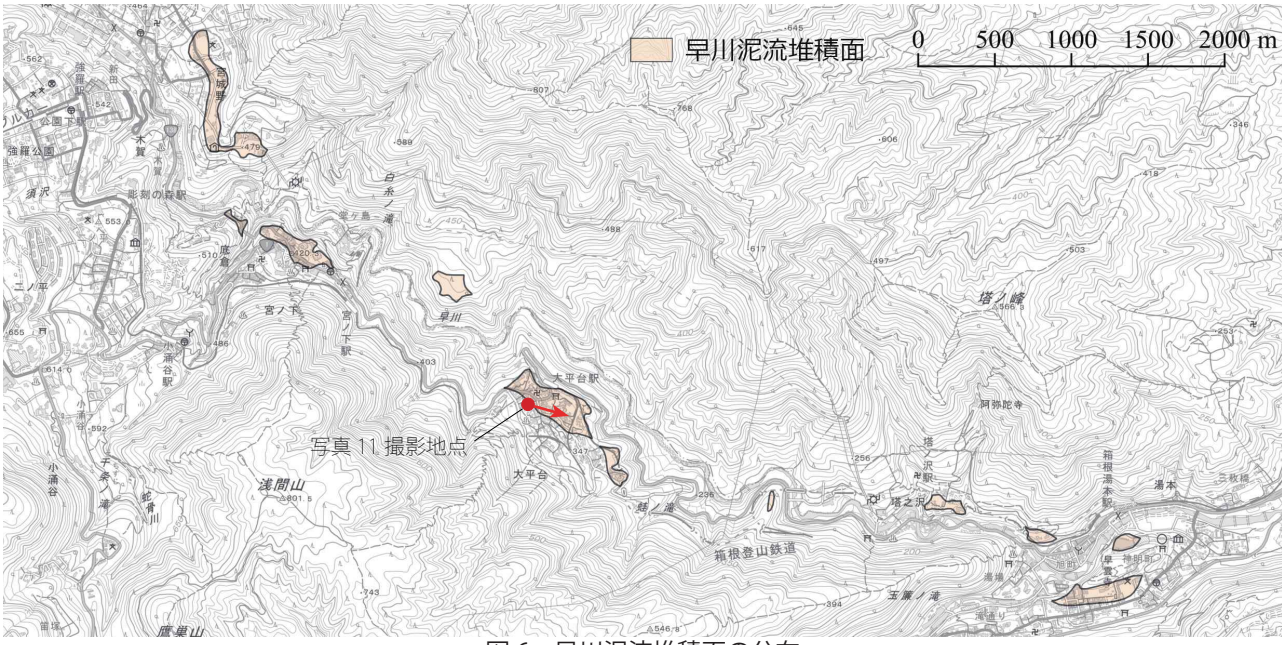


図 6　早川泥流堆積面の分布

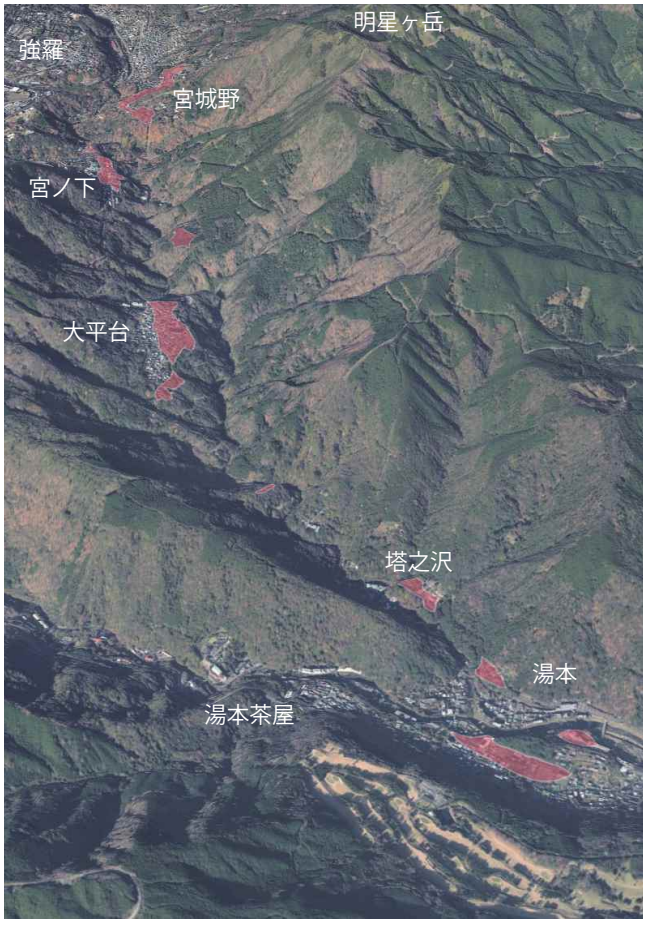




写真 11　早川泥流堆積面
（箱根町大平台地区にて東南東に向けて撮影）

図 7　早川泥流堆積面の分布
（南東からの 3D 図）（赤い範囲）

2. 1. 3. 2　強羅火山麓扇状地面

強羅地区に広く分布する台地状の平滑な斜面である（図 8, 図 9）。本地形面の平均勾配は約 8.5 度（約 15%）を示す。本地形面の末端部は早川の侵食によって段丘化しており、また大涌沢などの早川支流による侵食によって多くの開析谷が形成され、段丘化している（本地形面の開析斜面の詳細は 2. 1. 7 章を参照）。箱根町立箱根中学校（図 8 の青丸地点）における本地形面の表層は層厚約 30 m の扇状地性の土石流堆積物や崖錐堆積物、その下位は層厚約 30 m の block and ash flow 堆積物により構成される（萬年 , 2014）。これらの堆積物は早川泥流堆積物（約 5 万年前 ; 小林 , 2008）の上位にあり、地下 22.8 m 地点における土石流堆積物中の植物遺体から約 2 万 1,000 年前の年代値が得られている（萬年 , 2014）。

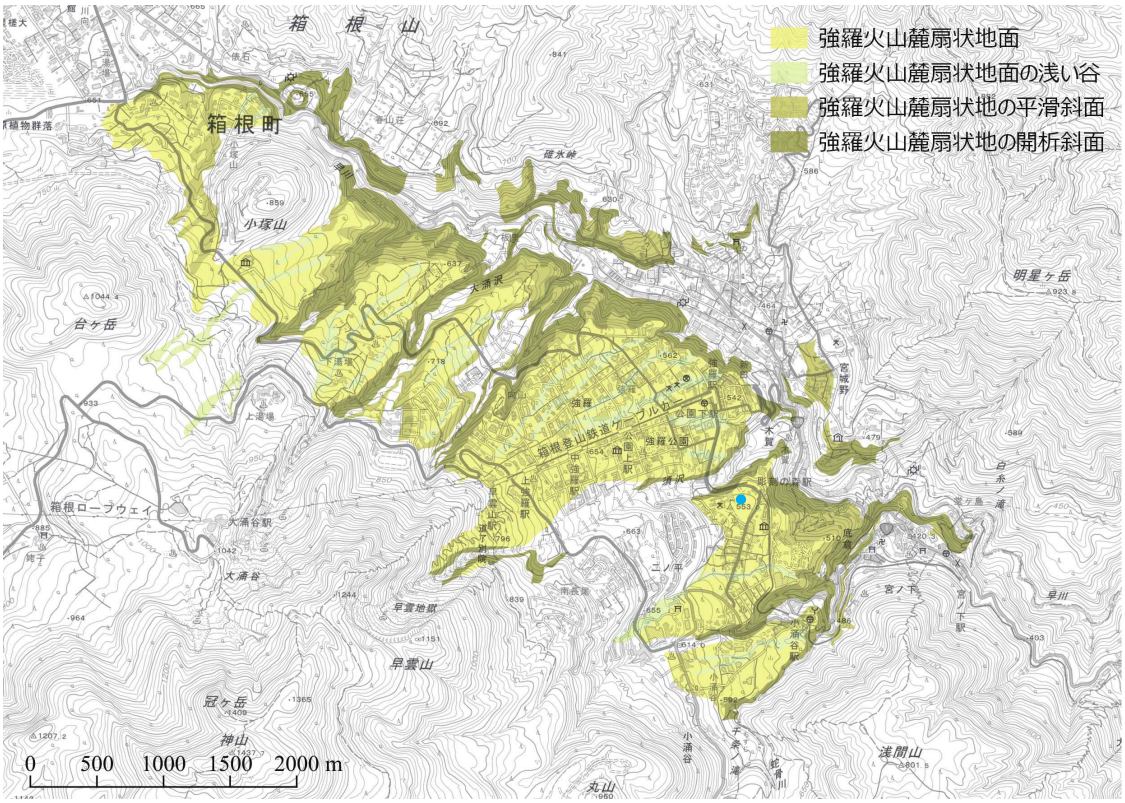


図 8　強羅火山麓扇状地面とその開析地形（2.1.7 章参照）の分布

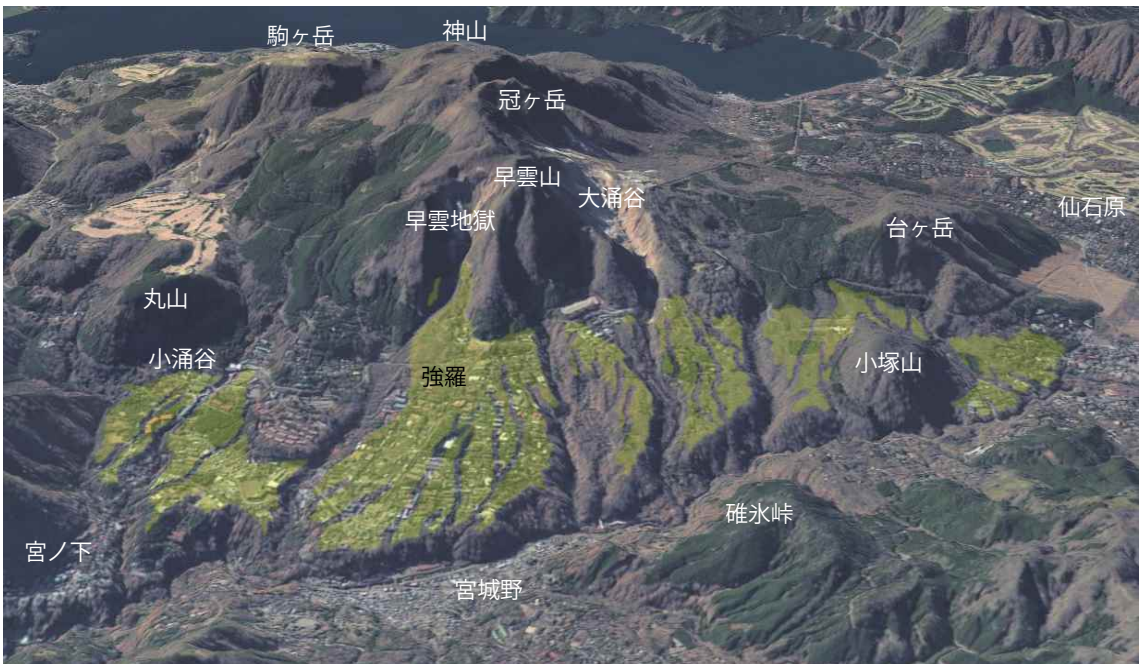


図 9　強羅火山麓扇状地面の分布（東からの 3D 図）

2.1.3.3　冠ヶ岳火砕流堆積面

冠ヶ岳火砕流堆積面は、約 3,500 年前の冠ヶ岳溶岩ドーム形成に関連して流下した block and ash flow 堆積物（箱根冠ヶ岳テフラ ; 小林 , 1999, 2008）で構成される地形面である（大木・袴田 , 1975; 小林 , 2008; 図 10, 図 11, 写真 12）。冠ヶ岳の北側斜面に位置する冠ヶ岳馬蹄形崩壊壁は、本地形面を構成する箱根冠ヶ岳テフラの噴出に伴って形成されたものと推定される。本地形面は神山岩屑なだれ堆積面の東部と、強羅火山麓扇状地面の北西部を覆っている。

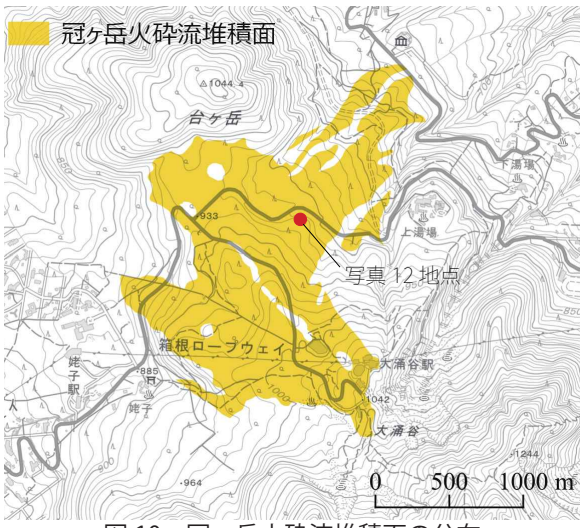


図 10　冠ヶ岳火砕流堆積面の分布

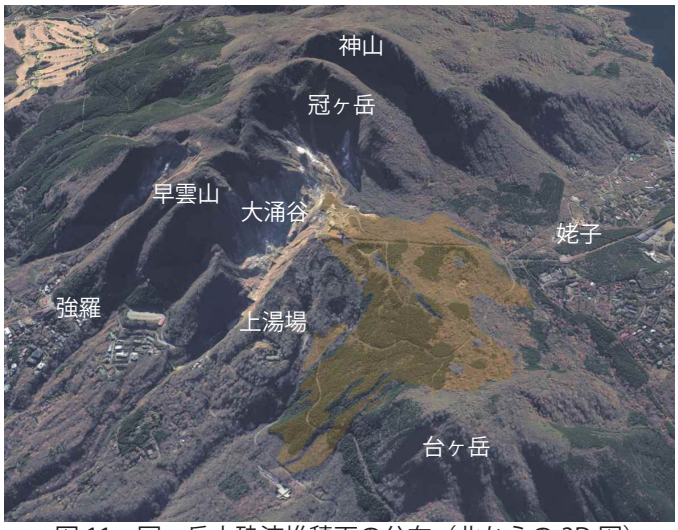


図 11　冠ヶ岳火砕流堆積面の分布（北からの 3D 図）

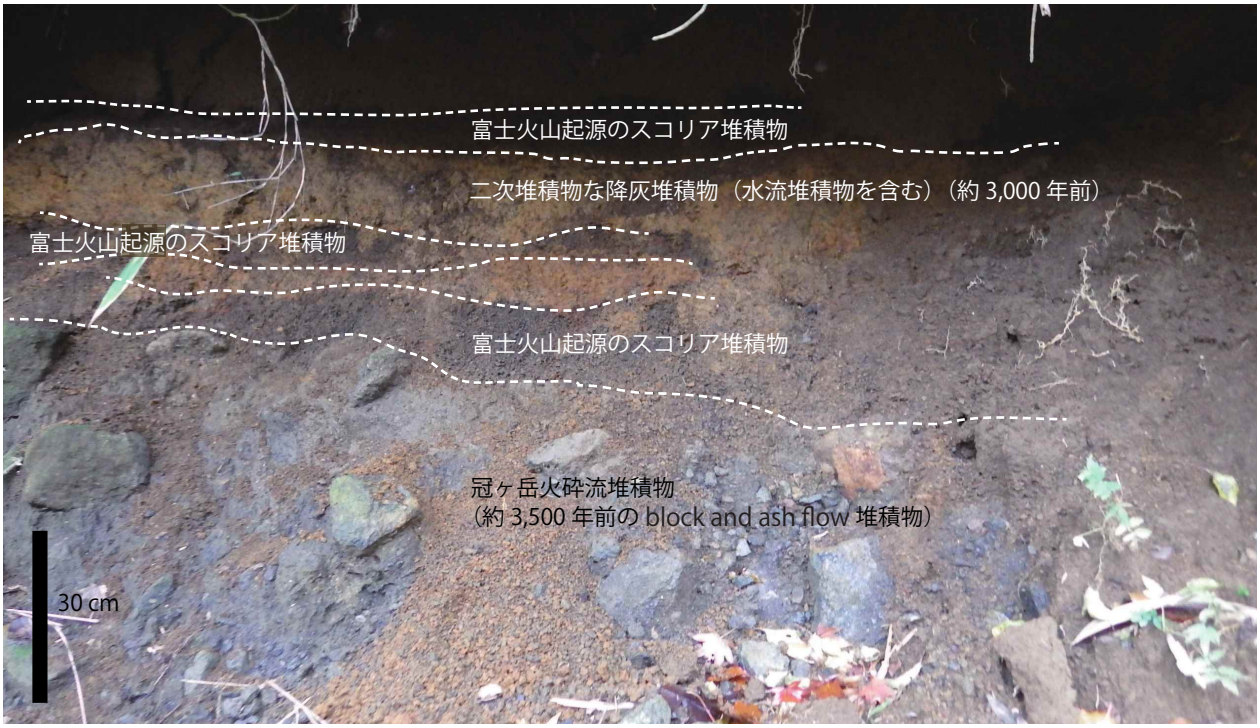


写真 12　冠ヶ岳火砕流堆積物の露頭（大涌谷三叉路から東に至る県道 734 号線沿いにて撮影）

2.1.4　神山岩屑なだれ堆積面

約 3,500 年前に発生した神山岩屑なだれによって形成された地形面である（大木・袴田 , 1975; 袴田 , 1993; 図 12, 図 13）。本地形面には複数の傾斜変換線が認められる。本地形面の堆積物は神山の山体崩壊によって生じたもので、神山の北側斜面に位置する神山馬蹄形崩壊壁は、この山体崩壊に伴って形成されたものと考えられる。同地域で掘削されたボーリング資料の記載により、神山岩屑なだれは、神山から北西および北東方向に流下し、北西方向に流下したものは仙石原の西部を広く覆っていると考えられ、箱根湖畔ゴルフコース付近では層厚約 30 m を示すと考えられている（小林 , 2008）。本地形面の末端部（北部から西部）では、かつて複数の「流れ山」（写真 14）が認められたが（袴田 , 1981）、ゴルフ場等の開発によりその多くは消失している。神山岩屑なだれ堆積物は仙石原を広く埋

積し、これにより古芦ノ湖の下流部が閉塞され、湖の水位上昇によって現在の芦ノ湖が形成された（Kuno, 1950; 小林 , 2008）。その後、早川沿いの地形は河川の侵食を受けて開析されている。

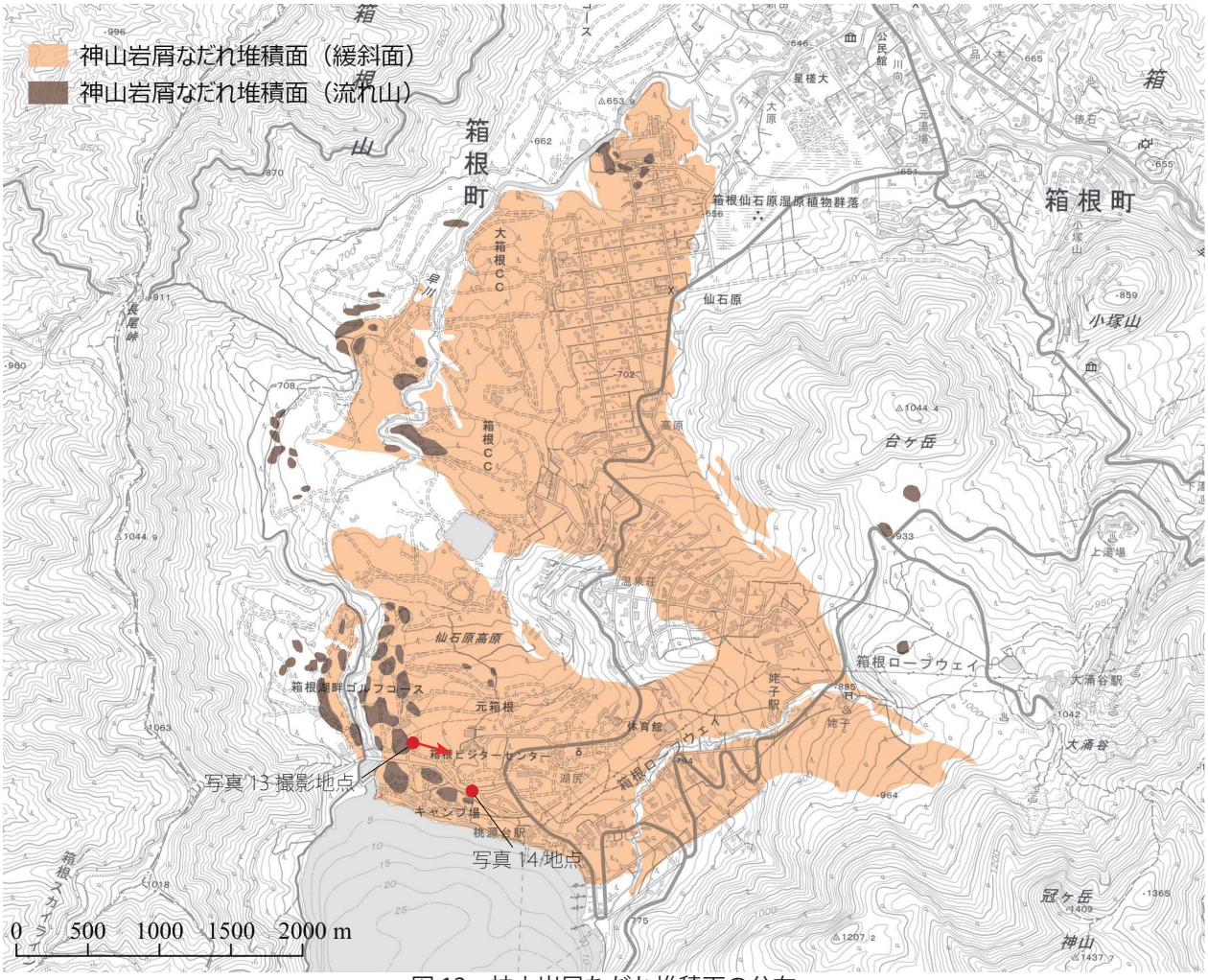


図 12　神山岩屑なだれ堆積面の分布

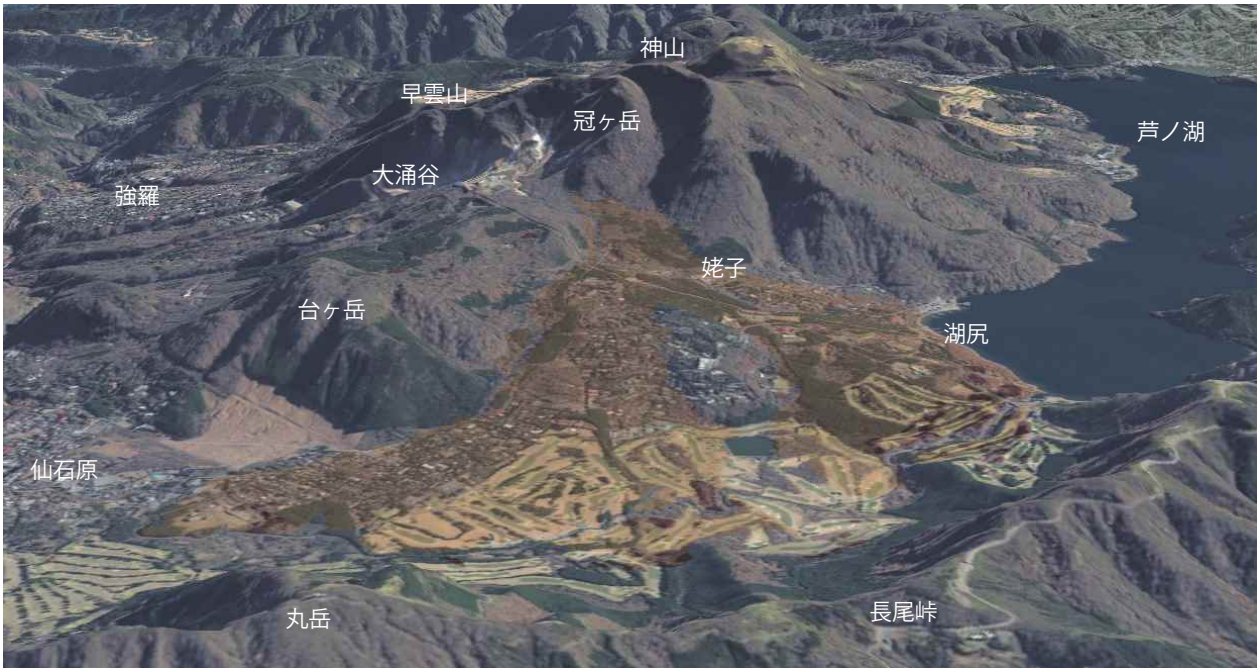


図 13　神山岩屑なだれ堆積面の分布（北西からの 3D 図）（凡例は図 14 と同じ）



写真 13　神山岩屑なだれ堆積面
（湖尻水門付近から東に向けて撮影）



写真 14　神山岩屑なだれ堆積面の流れ山
（芦ノ湖キャンプ村にて撮影）

2.1.5　推定火口

後期中央火口丘の山頂部周辺に認められる長径約 10 ～ 100 m の火口と推定される凹地である。割れ目火口状または爆裂火口状の形態を示し（大木・袴田 , 1975; 袴田 , 1993）、北西―南東方向に連なる数条の火口列として分布する（小林ほか , 2018, 2019; 図 14, 図 15, 図 16, 写真 16）。本地形が多く分布する神山の北東尾根には、冠ヶ岳噴火以降の複数枚の水蒸気爆発堆積物（大涌谷テフラ群 ; 小林ほか , 2006）が分布し、そのうち約 3,000 年前の箱根大涌谷テフラ 1（小林ほか , 2006）と、約 2,000 年前の箱根大涌谷テフラ 2（小林ほか , 2006）は、本地形の一部の形成に伴って噴出したものと考えられている（小林ほか , 2006; 小林 , 2008）。なお、土屋ほか（2017）は写真 17 の火砕サージ堆積物中から伊豆諸島神津島火山の天上山テフラ（西暦 838 年）起源の火山ガラスを検出しており、大涌谷テフラ 3 ～ 5 もしくはこれらとは異なる時期に形成された火口地形が存在する可能性がある。写真 15 地点周辺の推定火口は冠ヶ岳火砕流堆積面上に存在することから、約 3,500 年前以降に形成された火口地形と考えられる。写真 16 周辺の推定火口は、神山溶岩ドームと神山溶岩流のフローユニットを横断して火口列が分布することから、神山の火山体が形成された以降の火口列であることを示唆する。

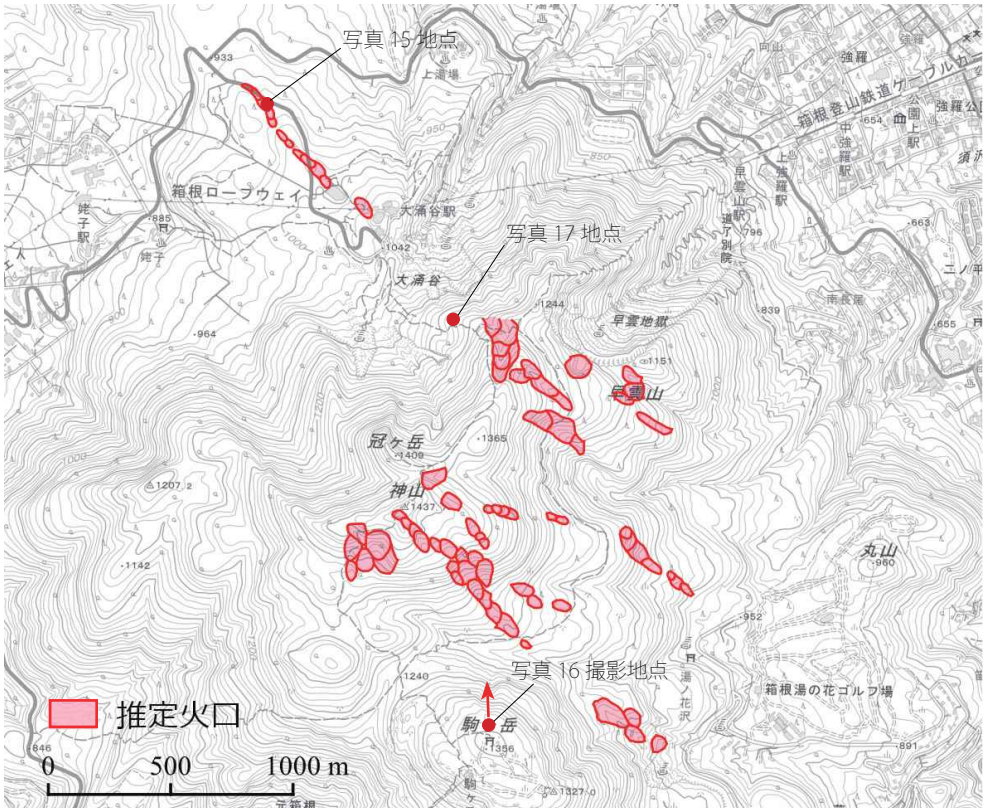


図 14　推定火口の分布

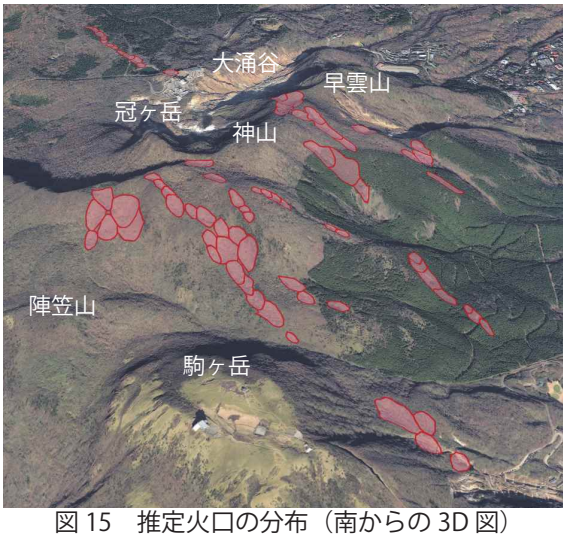


図 15　推定火口の分布（南からの 3D 図）

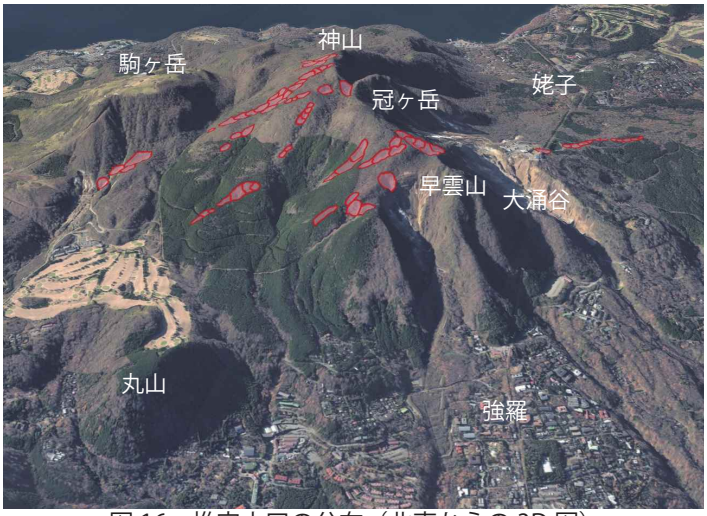


図 16　推定火口の分布（北東からの 3D 図）



写真 15　推定火口
（大涌谷駅から北西に至る県道 734 号線沿いにて撮影）

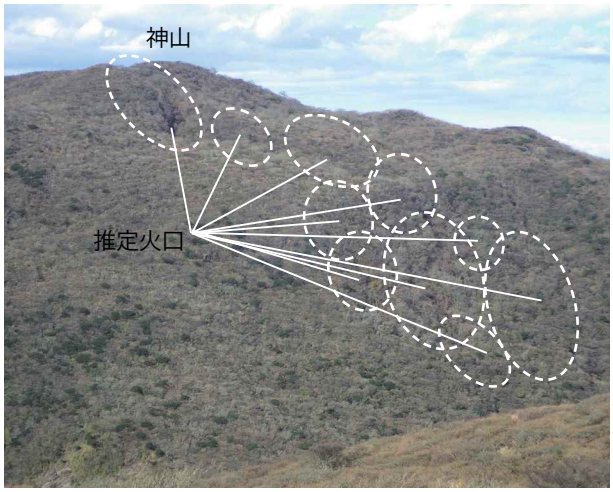


写真 16　推定火口
（駒ヶ岳山頂部から北西に向けて撮影）



写真 17　神津島火山天上山テフラ（西暦 838 年）の火山ガラスを含む火砕サージ堆積物の露頭
（大涌谷から神山山頂に至る登山道沿いにて撮影）

2.1.6　溶岩流・溶岩ドーム上の開析地形

2.1.6.1　馬蹄形崩壊壁

後期中央火口丘にある開析地形のうち、馬蹄形の平面形状を示す開析谷壁であり、その谷壁に囲まれる凹地の長径が約 300 m 以上のものを本地形面とした。主に後期中央火口丘の北部に分布する（図 17）。



図 17　馬蹄形崩壊壁の分布（北西からの 3D 図）

1）大涌谷馬蹄形崩壊壁

大涌谷の上流部に位置する、北北東方向に開口した馬蹄形崩壊壁である。本地形面で囲まれる凹地の大きさは、長径約 500 m、谷壁高さ約 100 m を示す。凹地の底部には箱根山最大の噴気地帯（大涌谷噴気地帯）を有する。この噴気地帯では 2015（平成 27）年に小規模噴火が発生し、小火口群が形成された（長井ほか , 2015; 萬年ほか , 2015）が、2019（令和元）年の台風 19 号（令和元年東日本台風）の豪雨により火口地形は消失した。本地形面の南～南東斜面は地すべり地形（大涌谷地すべり地帯）が発達しており（写真 37; 図 32）、その頭部では神山馬蹄形崩壊壁を開析している。



写真 18　大涌谷馬蹄形崩壊壁（大涌谷駅から南西に向けて撮影）

2）神山（かみやま）馬蹄形崩壊壁

神山（標高 1,437.7 m）の北西斜面に位置する、北北西方向に開口した馬蹄形崩壊壁である（図 18）。本地形面で囲まれる凹地の大きさは、推定長径約 1 km、谷壁高さ約 150 m を示す。本地形面は約 3,500 年前に神山で発生した山体崩壊により形成されたものと考えられる。本地形面の中央部は、山体崩壊後に形成された冠ヶ岳溶岩ドームにより覆われている。本地形面の北東側は、大涌谷馬蹄形崩壊壁により開析されている。

3）冠ヶ岳馬蹄形崩壊壁

冠ヶ岳（標高 1,409 m）の北斜面に位置する、北方向に開口した馬蹄形崩壊壁である（図 18）。本地形面で囲まれる凹地の大きさは、長径約 400 m、谷壁高さ約 150 m を示す。本地形面は約 3,500 年前に冠ヶ岳で発生した block and ash flow に関連して形成されたものと考えられる。本地形面の直下には、噴気孔や土石流堆積面が分布する。

4）早雲山馬蹄形崩壊壁

早雲山の北東斜面に位置する、北東方向に開口した馬蹄形崩壊壁である（図 18）。本地形面で囲まれる凹地の大きさは、長径約 500 m、谷壁高さ約 150 m を示す。凹地の底部には噴気地帯（早雲山噴気地帯）を有する。本地形面の直下には、地すべり地形や崖錐（がいすい）・崩落堆（ほうらくたい）・麓屑面（ろくせつめん）が多く発達している。

5）駒ヶ岳西方馬蹄形崩壊壁

駒ヶ岳（標高 1,356 m）の西斜面と陣笠山（標高 1,328 m）の南斜面に跨って位置する、南西方向に開口した馬蹄形崩壊壁である（図 18, 写真 19）。本地形面で囲まれる凹地の大きさは、長径約 550 m、谷壁高さ約 100 ～ 150 m を示す。本地形面の直下には崖錐・崩落堆・麓屑面が発達している。

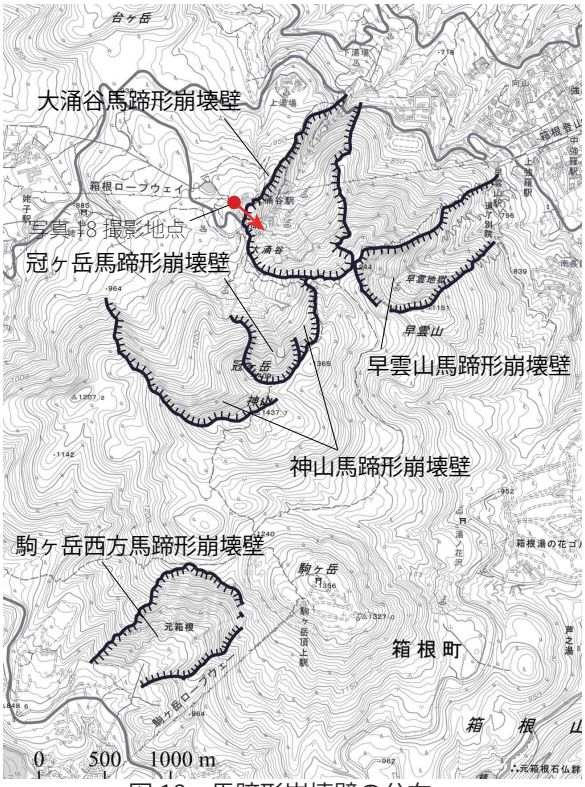


図 18　馬蹄形崩壊壁の分布



写真 19　駒ヶ岳西方馬蹄形崩壊壁
（山伏峠から北東に向けて撮影）

2.1.6.2　崩壊地

後期中央火口丘にある開析地形のうち、開析谷の谷幅が約 80 m 以上かつ約 300 m 未満のものや、谷状の凹地をほとんど示さない表層崩壊状の地形を本地形面とした。主に溶岩流および溶岩ドームの表層崩壊によってできた崩壊地と考えられる。早雲山の北西部にあたる強羅大沢では、1988（昭和 63）年に小規模な表層崩壊とそれに伴う土石流が発生している（袴田ほか , 1990）。

2.1.6.3　ガリー

後期中央火口丘にある開析地形のうち、谷状の細長い平面形状を示し、開析谷の谷幅が約 80 m 未満のものを本地形面とした。主に溶岩流および溶岩ドーム上を流下した水流の侵食によって形成された地形である。主に駒ヶ岳溶岩ドームや早雲山溶岩流など、形成時期の古い溶岩流・溶岩ドーム上に分布する。

2.1.7　火山麓扇状地面の開析地形

強羅火山麓扇状地面を構成する台地の開析地形のうち、強羅火山麓扇状地面の台地面上にある小規模な谷を「浅い谷」、強羅火山麓扇状地面の開析谷のうち谷壁上方（遷急線より上方）の緩斜面を「平滑斜面」、谷壁下方（遷急線より下方）の急斜面を「開析斜面」とした。

2.2　カルデラ形成に伴う火砕流堆積面の開析地形

箱根山での大規模な爆発的噴火によって噴出した火砕流の堆積面である。箱根火山の最初期の大規模な爆発的噴火とされる約 23 万年前の多摩 TCu-1 テフラの噴出から始まり、比較的最近では約 9 万年前の箱根小原台火砕流堆積物（新井ほか , 1977）、約 7 万年前の箱根三浦火砕流堆積物（新井ほか , 1977）、箱根東京火砕流堆積物（町田・新井 , 1992; 笠間・山下 , 2008）など、10 数回以上の火砕流堆積物を主とするテフラ（火砕物）により構成される。箱根カルデラはこれらの複数回の大規模な爆発的噴火によって形成されたと考えられているが、個々の詳細な噴火の位置は特定されていない。なお、箱根町強羅地区の地下にある潜在カルデラ（強羅潜在カルデラ構造）は約 23 万年前から約 20 万年前の間と約 8 万年前から約 6 万 5,000 年前の間の 2 つの時期にわたり形成されたと考えられており（萬年 , 2014）、そのうち新しい構造は箱根東京火砕流堆積物の給源の候補のひとつと考えられる。

本地形面は箱根火山の山麓部のうち主に北東部と南西部、およびカルデラ内部に分布する（図 19）。本地形面の構成物はデイサイト質の軽石とその砕粉や輝石安山岩の岩片などからなり、淘汰が悪く無層理を示す（小田原市 , 2001）。本堆積面の大部分は、軽石流の堆積以降の侵食（開析谷の発達）によって失われており、比較的開析を受けていない部分が台地面として残存している。この台地面のうち比較的形成時の地形（原地形）を留めている部分を「平滑斜面」、開析を受けている部分を「開析地形」とした。「平滑斜面」は「開析斜面」と比較して厚いローム層に覆われていると考えられる。台地面の縁を構成する崖状の地形については、外輪山前期火山体（カルデラ壁を含む）による部分が点在するため本地形面から除外し、外輪山前期火山体またはカルデラ壁の開析地形とした。また、前期中央火口丘での台地状の地形を留めている部分は本地形面から除外し、前期中央火口丘の溶岩台地とした。

1）箱根火山北東部のカルデラ形成に伴う火砕流堆積面

箱根火山北東部のカルデラ形成に伴う火砕流堆積面は、箱根火山の山麓部において標高約 40 ～ 200 m の台地面として分布する（写真 20）。主に南足柄市怒田地区から小田原城（小田原市城内地区）にかけて分布する。本地形面は複数の段丘面状の地形で構成される。そのうち最大のものは小田原市久野地区諏訪原付近にある諏訪ノ原（小田原市 , 2001）で、長さ約 2.4 km、幅約 400 m、平均勾配約 1.4 度（約 2.6%）を示す。軽石層の層厚は最大 20m 以上を示し、その上位は厚いローム層（小田原市城山地区で層厚約 15 m）に覆われる（小田原市 , 2001）。

2）箱根火山南西部のカルデラ形成に伴う火砕流堆積面

箱根火山南西部のカルデラ形成に伴う火砕流堆積面は、箱根火山の山麓部において標高約 40 ～ 480 m の台地面として分布する。主に御殿場市神山地区（小田原 GC）から三島市東大場地区にかけて分布する。本地形面は複数の段丘面状の地形で構成される。御殿場市と三島市の本地形面の多くは人工改変工事（宅地開発や農地改良）が進んでいるが、裾野市公文名、深良地区、三島市塚原新田地区などに自然地形の残存している場所がみられる。



写真 20　カルデラ形成に伴う火砕流堆積面の開析地形（南足柄市塚原地区から北北東に向けて撮影）

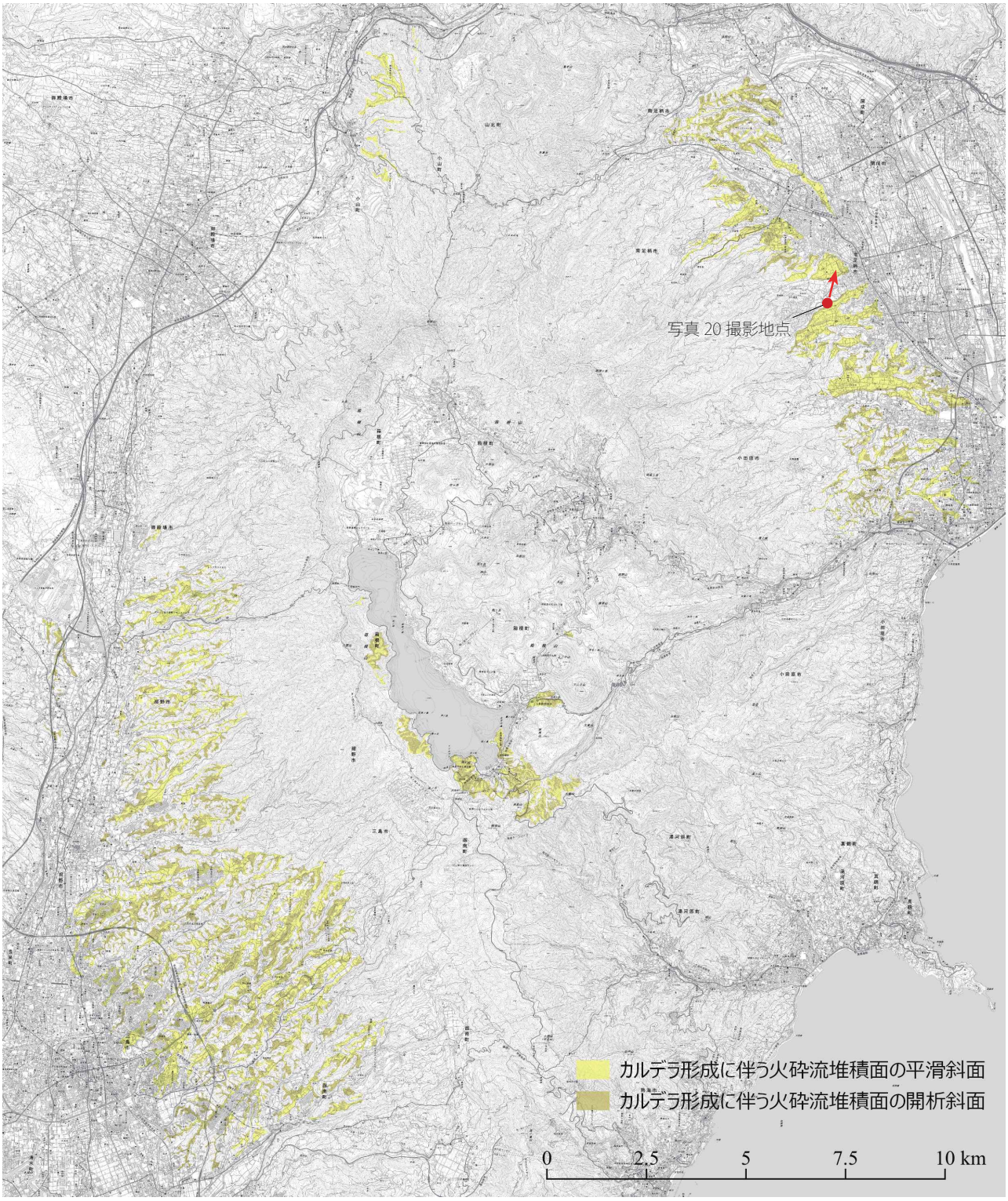


図 19　カルデラ形成に伴う火砕流堆積面の開析地形の分布

2.3　前期中央火口丘

箱根火山において約 13 万年前から約 5 万年前に噴出した前期中央火口丘（高橋ほか , 2006; 長井・高橋 , 2008）の地形である（図 20, 写真 21）。残存する地形は主に約 8 万年前までに形成された溶岩流および溶岩ドームにより構成され、形成後の侵食などにより台地状の地形を示す。

2.3.1　溶岩台地面の開析地形

約 13 万年前から約 8 万年前に噴出した前期中央火口丘由来の溶岩流の尾根部にある小起伏面（台地面）の斜面のうち、斜面上方の緩斜面からなる部分を「平滑斜面」、斜面下方の急斜面からなる部分を「開析斜面」とした。この小起伏面は溶岩地形の形状をほとんど残しておらず、溶岩流等の表層部は降下火砕物・火砕流堆積物により厚く覆われている。

2.3.2　溶岩台地周辺の開析地形

約 13 万年前から約 8 万年前に噴出した前期中央火口丘由来の溶岩流周辺の急斜面（写真 22）のうち、表面が平滑な部分を「平滑斜面」、露岩に富む開析谷や崩壊地の部分を「開析斜面」とした。本地形面は主に畑宿溶岩（約 13 万年前）、屏風山溶岩（約 8 万年前 ; 袴田ほか , 2005）、宮ノ下溶岩、湯本茶屋溶岩、湯場溶岩などのデイサイト質溶岩または安山岩質溶岩からなる（高橋ほか , 2006）。

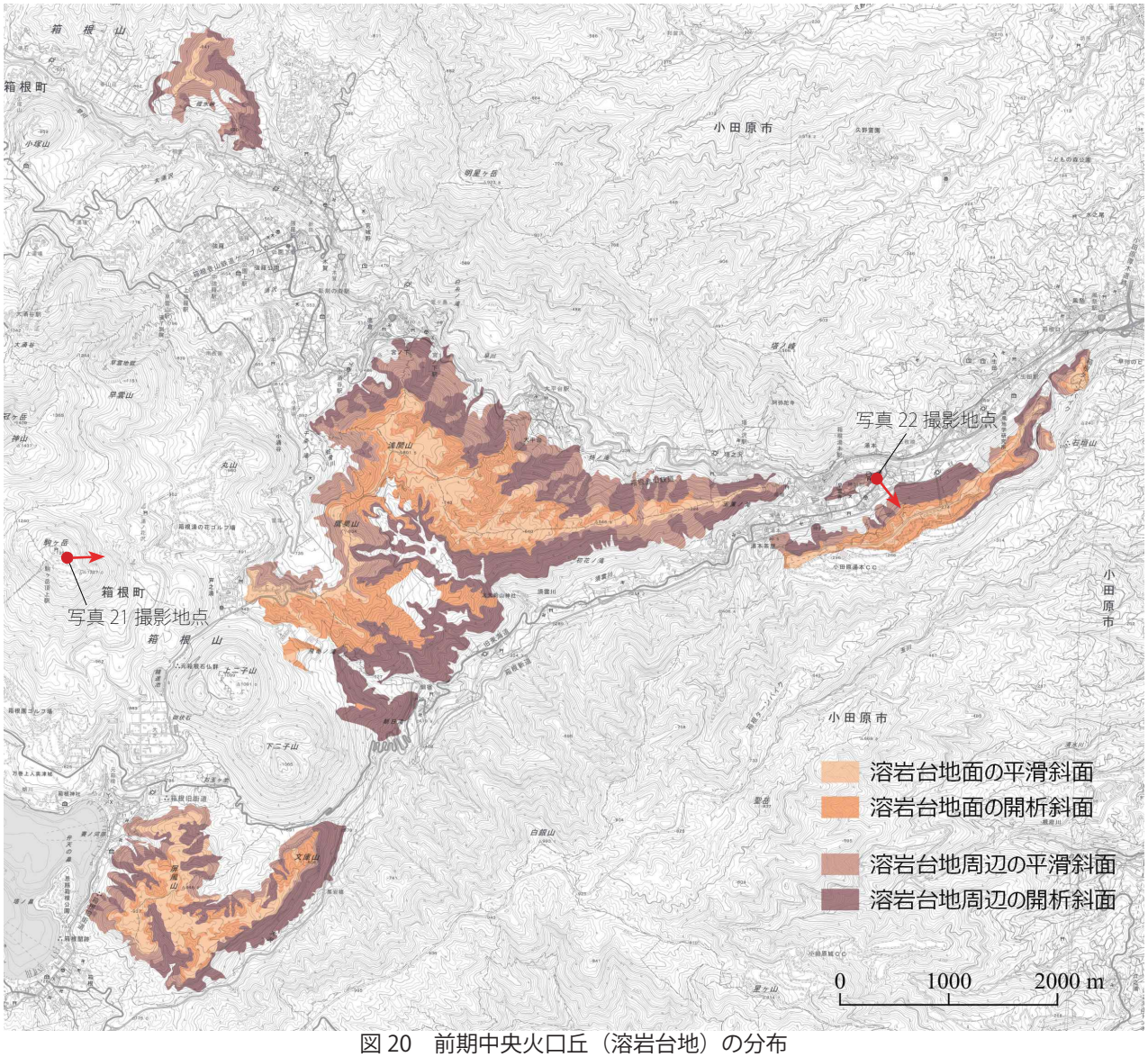


図 20　前期中央火口丘（溶岩台地）の分布



写真 21　前期中央火口丘の開析地形（駒ヶ岳山頂部から南東に向けて撮影）


写真 22　前期中央火口丘の溶岩台地周辺の開析地形（箱根湯本から南東に向けて撮影）

2.4　カルデラ内の外輪山火山体の開析地形

外輪山前期・後期火山体のカルデラ内の斜面のうち、約 24 万年前から約 13 万年前に形成された箱根カルデラ（第一期カルデラまたは古期カルデラ ; 久野 , 1952）の内部に分布するものを本地形面とした（図 21, 写真 23, 写真 24）。一部は早川の右岸と須雲川の左岸にも露出する。なお、外輪山後期火山体のうち仙石火山体は周囲のカルデラ内の斜面と比較して開析度が小さいことから除外した。カルデラ内の斜面のうち、遷急線より上方に分布する平滑な緩斜面を「平滑斜面」、カルデラ壁を刻む開析谷（遷急線より下方）のうち斜面下部の急斜面を「開析斜面Ⅰ」、斜面最下部のより急な斜面を「開析斜面Ⅱ」とした。

箱根カルデラは南北 11 km ×東西 8 km の大きさをもつ地形的な凹地である。東端部に開口部（カルデラ瀬）があり、カルデラ内の河川が早川に合流して流下している。本カルデラは 1 回で形成された陥没カルデラではなく、複数の小規模なカルデラの集合体と考えられている（萬年 , 2008, 2014）。

本地形面の開析度は場所によって大きく異なり、一般に東部ほど開析度が大きい。とくに早川下流域（箱根町宮ノ下地区～湯本地区）および須雲川流域周辺では明瞭な開析谷が発達する。同地域の本地形面では、外輪山前期・後期火山体における強抵抗性岩層（溶岩）と弱抵抗性岩層（火砕岩）の互層によって、差別削剥地形（組織地形）である地層階段（鈴木 , 2000, p885）が発達しており、とくに大観山（標高 1,012 m）から白銀山（標高 993.1 m）にかけての北西山腹斜面においてその発達が明瞭である。

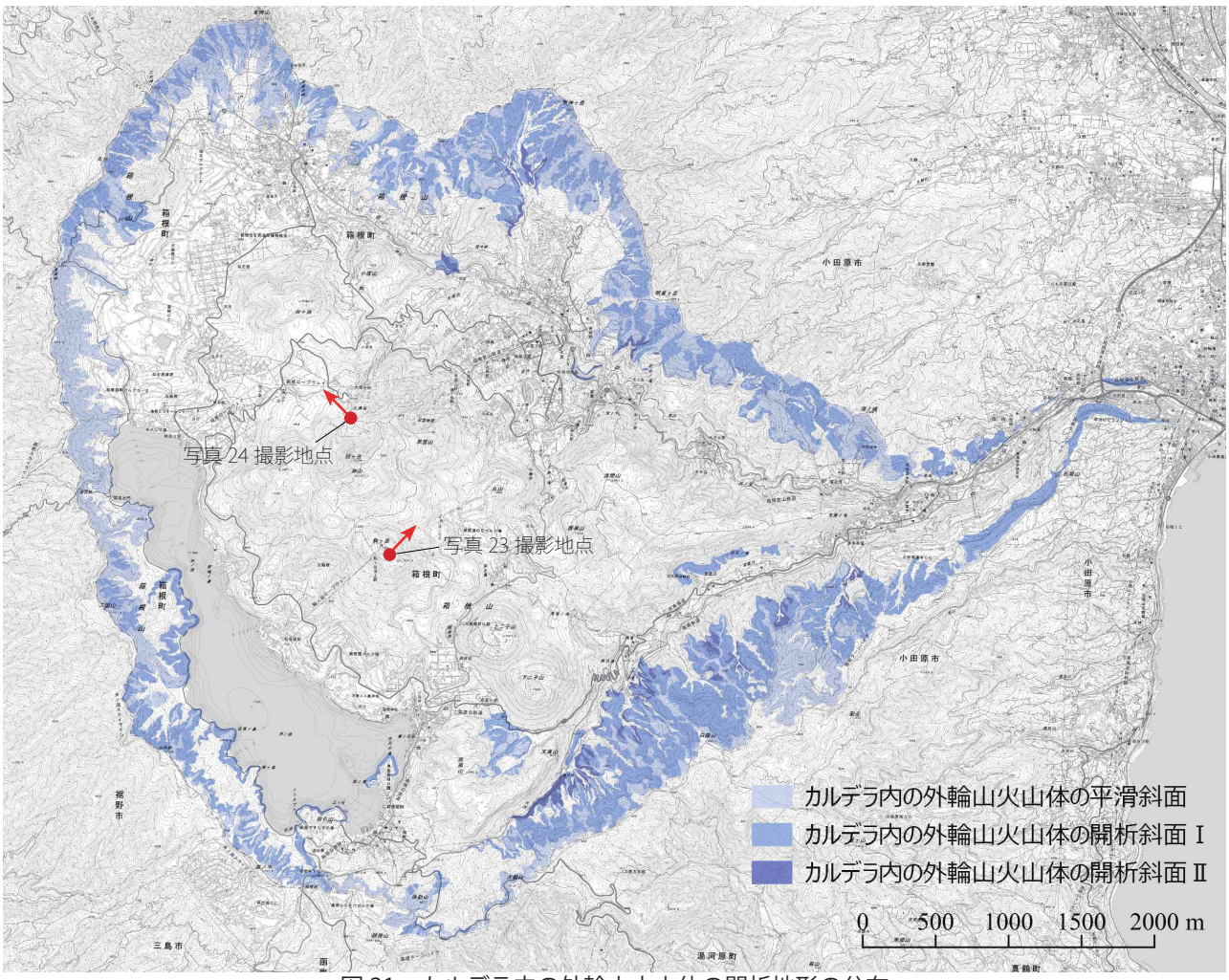


図 21　カルデラ内の外輪山火山体の開析地形の分布



写真 23　カルデラ内の外輪山火山体の開析地形（駒ヶ岳山頂部から北東に向けて撮影）



写真 24　カルデラ内の外輪山火山体の開析地形（大涌谷から北西に向けて撮影）

2.5　外輪山後期火山体の開析地形

箱根火山において、約 23 万年前から約 13 万年前までに形成された火山体を「外輪山後期火山体」とした。箱根山外輪山のうち北西部と南東部に分布する。なお、カルデラ壁として開析されたものは本地形面から除外した。ただし仙石火山体は、周囲のカルデラ壁と比較して開析度が小さいことから本地形面に含めた。本地形面のうち、山頂付近の尾根部に分布する平滑な緩斜面を「平滑斜面Ⅰ」、山腹斜面のうち平滑な緩斜面を「平滑斜面Ⅱ」、山腹斜面のうち開析谷をなす急斜面を「開析斜面」とした。

1）北西部の外輪山後期火山体

箱根山外輪山の北西部に分布する本地形面（図 22）は、複数の単成火山と 1 つの成層火山により構成され、それらの岩質から 4 つの溶岩・溶岩グループ（深沢溶岩グループ、寒沢溶岩グループ、東山溶岩および神山溶岩）、1 つの小規模な成層火山体（仙石火山体）に大別される（長井・高橋 , 2008）。深沢溶岩グループは約 22 万年前から約 18 万年前に噴出した溶岩、火砕岩からなり、丸岳西方のスコリア丘（袴田 , 1991）や、御殿場市の東山採石場の安山岩質アグルチネート（スコリア等が軽度に溶結した岩石）（袴田 , 1990）、574 m 標高点や 1,094 m 三角点の山体を構成する溶岩ドームなどが含まれる（長井・高橋 , 2008）。寒沢溶岩グループは約 18 万年前から約 13 万年前に噴出した溶岩、火砕岩からなり、東山採石場の火砕丘や 558 m 山溶岩ドームが含まれ、単成火山群を形成していたと考えられている（長井・高橋 , 2008）。仙石火山体は約 18 万年前から約 13 万年前に噴出した成層火山であり、丸岳東方のカルデラ壁（「長尾峠の露頭」）において溶岩と火砕岩の互層が露出する（長井・高橋 , 2008）。東山溶岩は深沢溶岩グループと寒沢溶岩グループを覆う厚い溶岩で構成されている（長井・高橋 , 2008）。神山溶岩は長尾峠西方の 960 m 山を構成する溶岩ドームと、ここから南西に向けて御殿場市神山地区まで流下した溶岩流で構成され、一部では深沢溶岩グループを覆っている（長井・高橋 , 2008）。

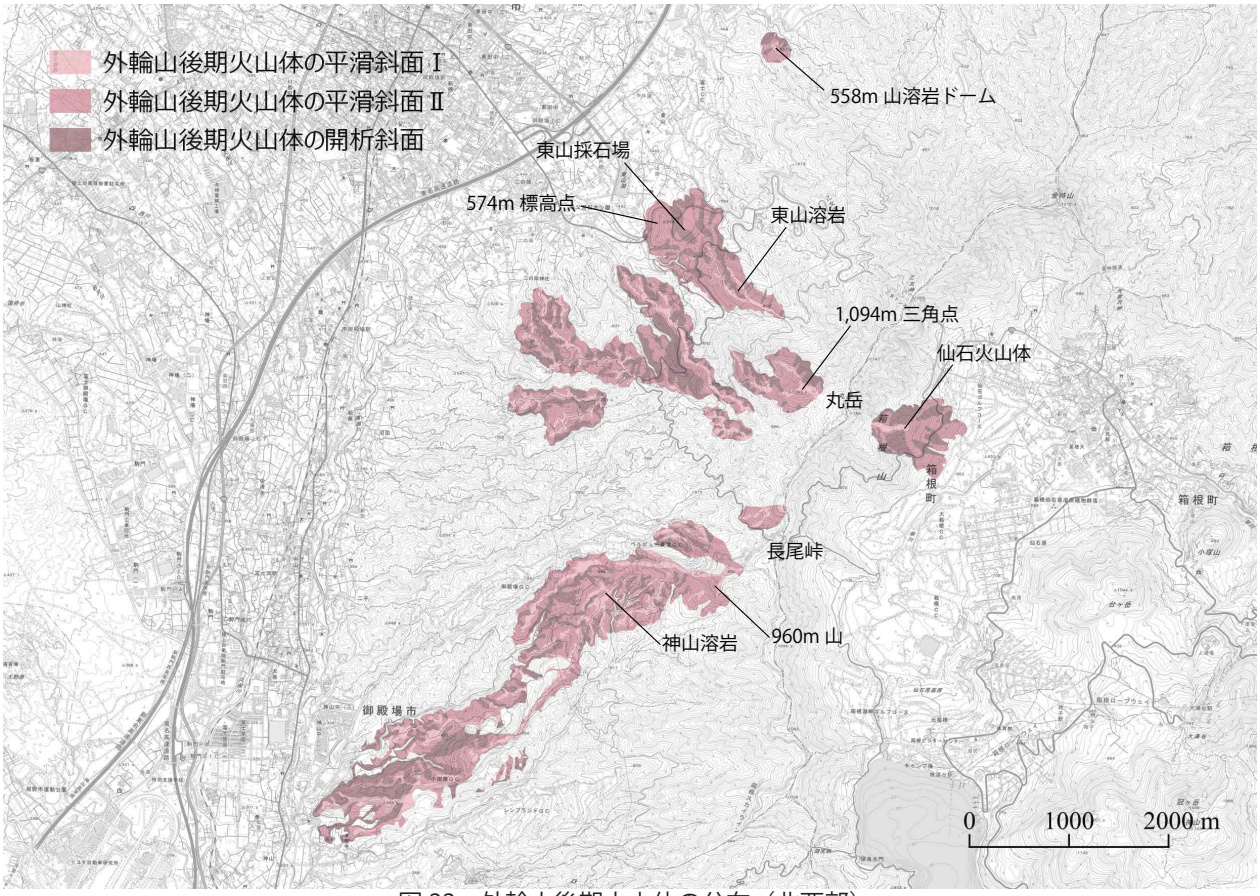


図 22　外輪山後期火山体の分布（北西部）

2）南東部の外輪山後期火山体

箱根山外輪山の南東部（白銀山から南東に、星ヶ山、JR 真鶴駅、真鶴岬にかけての尾根沿い）に分布する本地形面（図 23）は、複数の単成火山群により構成され、それらの岩質から 5 つの溶岩グループ（大猿山溶岩、岩溶岩、白磯溶岩、本小松石溶岩、真鶴溶岩の各グループ）と 1 つの溶岩ドーム（幕山溶岩ドーム）に大別される（長井・高橋 , 2008）。大猿山溶岩グループは約 23 万年前に噴出した溶岩、火砕岩で構成され、主に聖岳（標高 837 m）付近などに小規模に点在し、小規模な成層火山や単成火山で構成されていたと考えられている（長井・高橋 , 2008）。岩溶岩グループは約 22 万年前から約 18 万年前に噴出したアグルチネート、スコリア質火山角礫岩、降下スコリア層で構成され（写真 25）、岩海岸、吉浜海岸から白銀山（標高 993.1 m）にかけて広域に分布し、スコリア火山からなる単成火山群を構成していたと考えられる（長井・高橋 , 2008）。白磯溶岩グループは約 18 万年前から約 15 万年前に噴出した溶岩、スコリア質火山角礫岩、アグルチネート、降下スコリア、凝灰角礫岩で構成され、白磯海岸から真鶴町役場を経て星ヶ山（標高 814.7 m）の山腹部にかけて分布し、単成火山群を構成していたと考えられる（長井・高橋 , 2008）。本小松石溶岩グループは約 18 万年前から約 15 万年前に噴出した溶岩、アグルチネートで構成され、主に星ヶ山（標高 814.7 m）の山腹部、南郷山（標高 611.0 m）の山頂部から山腹部に分布し、単成火山群を構成していたと考えられる（長井・高橋 , 2008）。真鶴溶岩グループは約 15 万年前から約 14 万年前に噴出した厚い溶岩で構成され（写真 26）、主に JR 真鶴駅から南東部に位置する真鶴半島に分布し（写真 28）、単成火山群を構成していたと考えられる（袴田ほか , 2005; 長井・高橋 , 2008）。幕山溶岩ドームは約 15 万年前から約 14 万年前に噴出した溶岩で構成され（写真 27）、幕山（標高 626 m）の全域に分布する（袴田ほか , 2005; 長井・高橋 , 2008）。

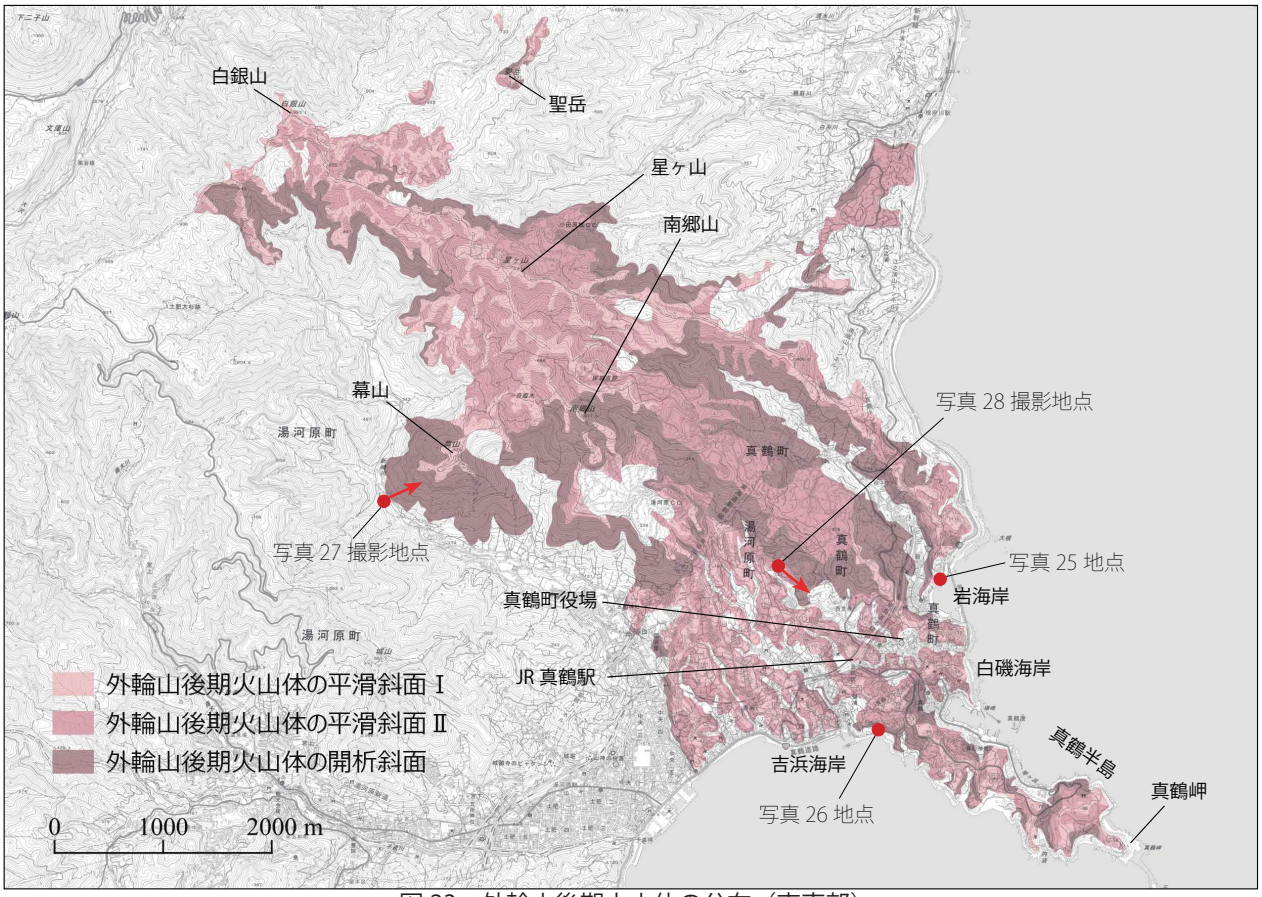


図 23　外輪山後期火山体の分布（南東部）



写真 25　外輪山後期火山体（岩溶岩グループ）の露頭（真鶴町岩地区の海岸にて撮影）



写真 26　外輪山後期火山体（真鶴溶岩グループ）の露頭（真鶴町福浦地区の海岸にて撮影）



写真 27　外輪山後期火山体（幕山溶岩ドーム）
（真鶴町の新崎川沿いから北東に向けて撮影）



写真 28　外輪山後期火山体（真鶴溶岩グループ）
（真鶴町西念寺地区から南東に向けて撮影）

2.6　外輪山前期火山体の開析地形

箱根火山において、約 75 万年前（及川・石塚 , 2011; 萬年 , 2014）ないし約 65 万年前（平田 , 1999; 長井・高橋 , 2008）から約 24 万年前までに形成された山体を「外輪山前期火山体」とし、箱根カルデラ外に分布するものを本地形面とした（図 24）。久野（1952）により「湯河原火山」とされた湯河原火山体（約 40 ～ 20 万年前 ; 袴田ほか , 2005）は、長井・高橋（2008）の区分に従い本地形面に含めた。また、湯河原町の千歳川沿いにおいて久野（1952）により湯ヶ島層群（基盤岩）とされた岩体は、及川・石塚（2011）の区分に従い本地形面に含めた。本地形面は箱根カルデラ外の外輪山斜面のうち、山頂部から山腹部の広範囲を構成する。山麓部の東部および西部の多くはカルデラ形成に伴う火砕流堆積面に覆われている。

本地形面のうち、山頂付近の尾根部に分布する平滑な緩斜面を「平滑斜面Ⅰ」（写真 29）、山腹斜面のうち平滑な緩斜面を「平滑斜面Ⅱ」（写真 30）、山腹斜面のうち開析谷をなす急斜面を「開析斜面」（写真 31）とした。このうち平滑斜面Ⅰは、主に箱根カルデラ縁に位置する外輪山山頂部に分布し、明神ヶ岳（標高 1,169 m）の山頂北東斜面、丸岳（標高 1,156 m）の山頂西斜面、三国山（標高 1,101.8 m）の山頂西斜面、山伏峠（標高 1,035 m）から海ノ平（941.5 m）にかけての尾根斜面に明瞭に認められる。

本地形面の開析谷の深さや谷密度は場所によって大きく異なる（新井田 , 2008）。本地形面の北西部にあたる丸岳火山体（長井・高橋 , 2008）や、南西部にあたる海ノ平火山体（長井・高橋 , 2008）は一般に開析谷の深さが浅く、谷密度が高く、起伏量が小さい地形面を示す。本地形面の南東部にあたる湯河原町周辺の天照山火山体（長井・高橋 , 2008）は、一般に開析谷の深さが深く、開析谷の谷密度が低く、起伏量が大きい地形面を示し、他の地域と比較して開析斜面が広く分布する。また、本地形面の東部にあたる小田原市南部の江之浦、米神、および根府川の各溶岩グループ（長井・高橋 , 2008）は、開析谷の谷密度が低く、明瞭な尾根地形が発達し、他の地域と比較して平滑斜面が広く分布する。



写真 29　外輪山前期火山体の平滑斜面Ⅰ（山伏峠から南に向けて撮影）



写真 30　外輪山前期火山体の平滑斜面Ⅱ（小田原城から南西に向けて撮影）

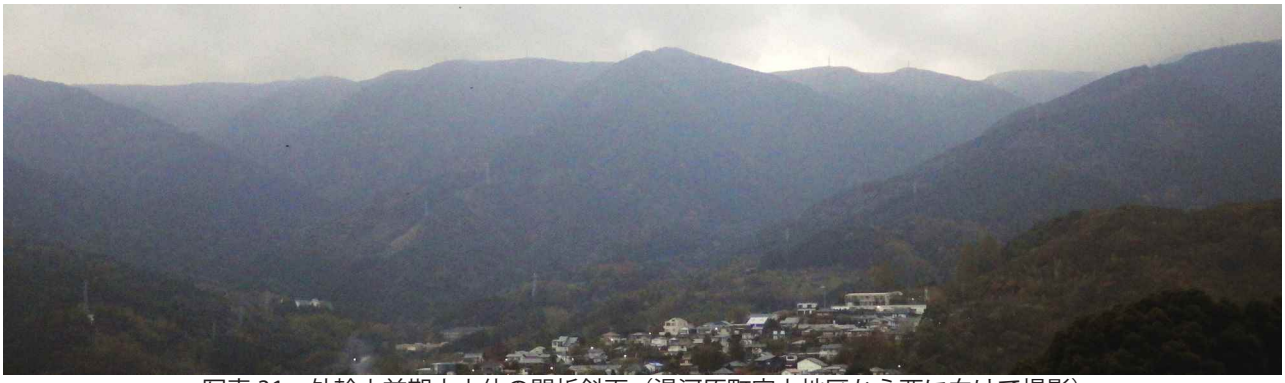


写真 31　外輪山前期火山体の開析斜面（湯河原町宮上地区から西に向けて撮影）

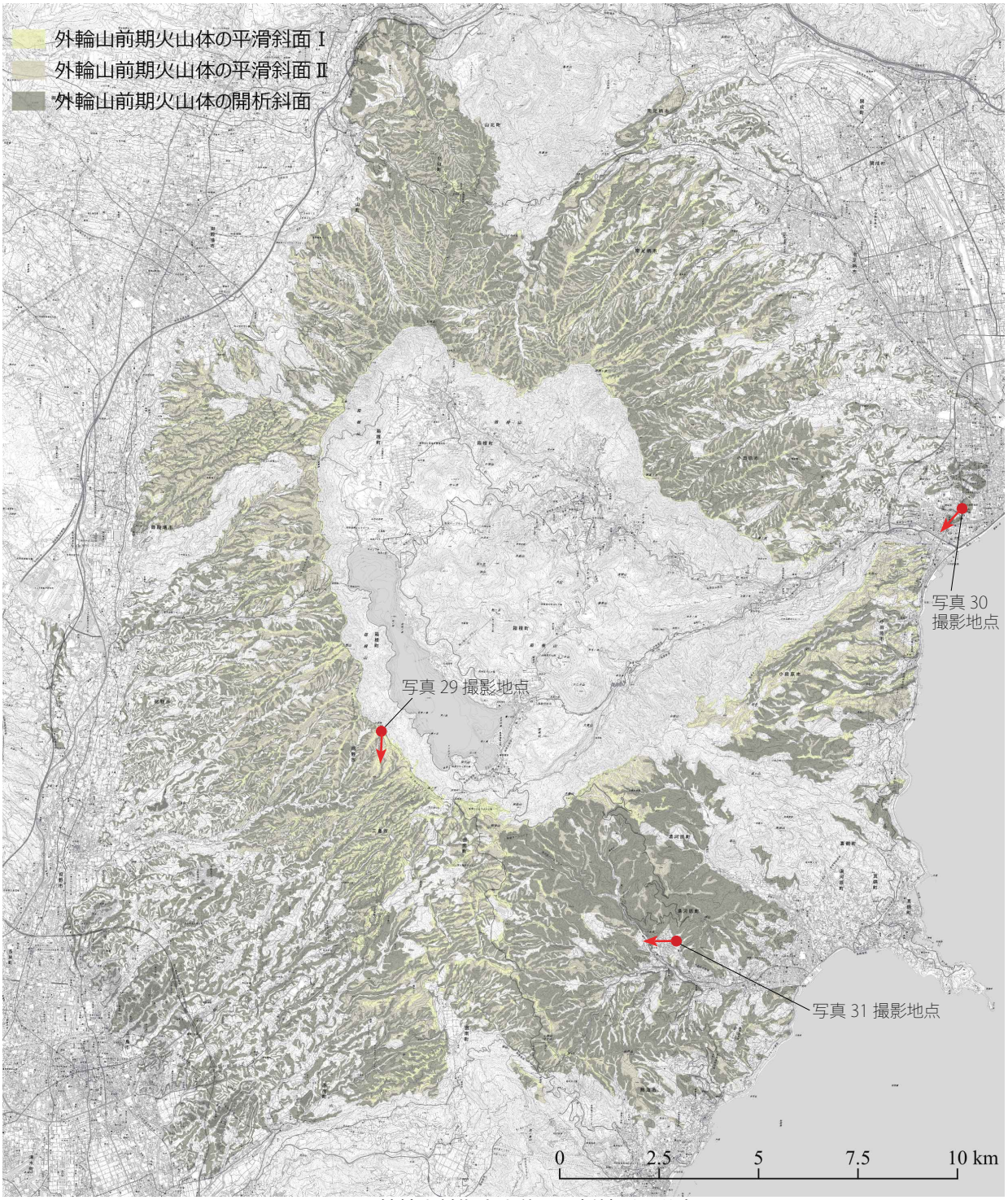


図 24　外輪山前期火山体の開析地形の分布

3.1　富士火山

3.1.1　溶岩流

富士火山から噴出した溶岩流によって形成された地形面である（写真 32, 写真 33, 写真 34, 写真 35）。本地形面は約 1 万年前に噴出・流下した三島溶岩流（町田 , 1964; 上杉ほか , 1979; 土 , 1992; 山元ほか , 2005; 高田ほか , 2016）と、それ以降に噴出・流下した裾野溶岩流（高田ほか , 2016）により構成される。黄瀬川中流域（御殿場市駒門地区から三島市中心部にかけて）の大部分は三島溶岩流により構成され、その後の河川の侵食により台地状をなす。溶岩流特有の微地形はほとんど残存しておらず、大部分は人工改変や河川の侵食などにより平滑化されている。



写真 32　富士火山の溶岩流の露頭
（御殿場市神山地区の白絹の滝にて撮影）

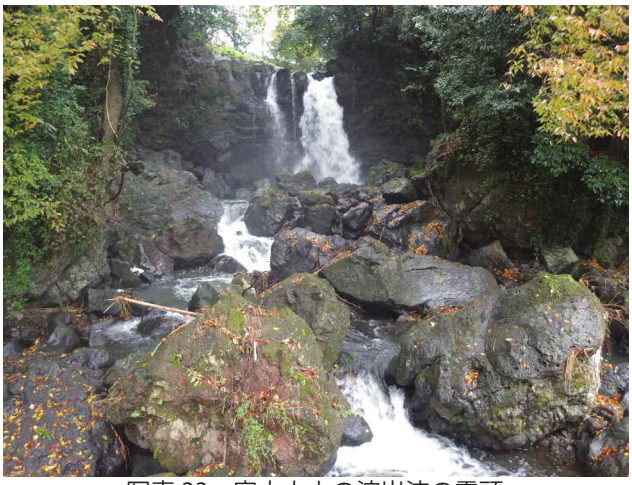


写真 33　富士火山の溶岩流の露頭
（裾野市茶畑地区の不動の滝にて撮影）



写真 34　富士火山の溶岩流
（御殿場市の新西川橋から北西に向けて撮影）



写真 35　富士火山の溶岩流の露頭
（御殿場市の神山小学校付近にて撮影）

3.1.2　岩屑なだれ・泥流堆積面

3.1.2.1　御殿場岩屑なだれ・泥流堆積面

富士火山の約 2,900 年前の山体崩壊によって流下･堆積した岩屑なだれ堆積物と泥流堆積物（宮地ほか , 2004）よって形成された地形面である。御殿場市の市街地の多くを包含するかたちで分布し、一部に流れ山が認められる（国土地理院 , 2003）。本地形面の末端部（東縁部）では、馬伏川岩屑なだれ堆積面を直接覆っている部分や、馬伏川岩屑なだれ堆積面が侵食されてできた開析谷を埋積するかたちで分布する。本地形面を構成する泥流堆積物は、風化火山灰質ないしシルト質の基質と角礫や亜角礫からなる（宮地ほか , 2004）。本堆積物は、その後の洪水流によって酒匂

川および黄瀬川を流下し、酒匂川中流域から下流域では山北面（鈴木 , 1963）または沖積段丘Ⅰ面（貞方 , 1975）に相当する砂礫質段丘面を構成し、黄瀬川下流域では黄瀬川扇状地（町田 , 1964; 高橋 , 1980）または三島扇状地（松原 , 1984) として分類されている。

3.1.2.2　馬伏川岩屑なだれ堆積面

富士火山の約 2 万年前の山体崩壊によって流下した岩屑なだれ（町田 , 1964; 山元ほか , 2005）によって形成された地形面である。本地形面は酒匂川流域の河川の侵食により開析されており、残存したものが台地面として分布している。本地形面の上流部（西端部）は御殿場岩屑なだれ・泥流堆積物により覆われている部分がある。

3.1.3　富士火山の開析地形

富士火山の形成した地形のうち、三島溶岩流、御殿場岩屑なだれ堆積面および馬伏川岩屑なだれ堆積面や、それらの二次堆積物により構成された地形面（段丘面）が侵食されてできた開析斜面である。主に酒匂川および黄瀬川沿いに分布する。

3.2　多賀火山の開析地形

多賀火山の形成した地形である。及川・石塚（2011）の熱海火山噴出物に相当する地質で構成される（写真 36）。熱海市街地、城山や鷹ノ巣山などの伊豆スカイライン沿いに連なる山稜部および函南町丹那地区などの柿沢川流域に広く分布する。北伊豆・箱根地方において最も苦鉄質な火山岩（かんらん石玄武岩）を含む（松本ほか , 1993）。多賀火山は約 70 万年前から約 40 万年前に噴出し、活動前期は小型の火山の集合体、後期は大型の成層火山として活動したものとされる（松本ほか , 1993; 及川・石塚 , 2011）。本地形面のうち、山頂付近の尾根部に分布する平滑な緩斜面を「平滑斜面Ⅰ」、山腹斜面のうち平滑な緩斜面を「平滑斜面Ⅱ」、山腹斜面のうち開析谷等の急斜面を「開析斜面」とした。



写真 36　多賀火山の露頭（函南町平井地区のかんなみスポーツ公園にて撮影）

3.3　愛鷹火山の開析地形

愛鷹火山の形成した地形である。愛鷹火山は約 40 万年前から約 10 万年前に噴出した大型の成層火山である（由井・藤井 , 1989）。本地形面のうち、山頂付近の尾根部に分布する平滑な緩斜面を「平滑斜面Ⅰ」、山腹斜面のうち平滑な緩斜面を「平滑斜面Ⅱ」、山腹斜面のうち開析谷等の急斜面を「開析斜面」とした。

4.1　基盤岩山地の開析地形

本地域には鮮新世から前期更新世に形成された足柄層群、早川凝灰角礫岩、須雲川安山岩類などが分布する。これら、基盤岩（堆積岩等）からなる地形を山地斜面とする。本地形面のうち、山頂付近の尾根部に分布する平滑な緩斜面を「平滑斜面Ⅰ」、山腹斜面のうち平滑な緩斜面を「平滑斜面Ⅱ」、主に谷部に分布する開析谷のうち斜面上方の急斜面を「開析斜面Ⅰ」、斜面下方のより急傾斜面を「開析斜面Ⅱ」とした。

1）足柄層群・矢倉岳貫入岩体・駿河層群

足柄層群で構成される本地形面は、山北町中部および南部（酒匂川および鮎沢川沿岸や鳥手山、酒水の滝周辺）、南足柄市北部（足柄峠周辺）などに広く分布する（図 25）。本層群は約 200 万年前から約 100 万年前にかけて、ユーラシアプレート（丹沢山地）にフィリピン海プレート（伊豆地塊）が衝突する過程で形成されたもので、主に海成の礫岩層および砂岩層で構成される（今永 , 1999）。本地形面の南部に位置する矢倉岳（標高 870 m）は、約 115 万年前に本層群に貫入した石英閃緑岩体で構成される（倉沢ほか , 1989）。足柄層群と貫入岩体からなる本地形面は、急斜面である「開析斜面」が卓越して分布し、箱根火山の開析地形と比較して起伏が大きく、かつ谷密度が小さい。小山町東部（JR 駿河小山駅周辺）には古酒匂川・古黄瀬川由来の河成礫層で構成される駿河層群が分布する（町田ほか , 1975）。駿河層群の本地形面の形成年代は約 8 万年前（町田ほか , 1975）と新しいが、段丘地形は残存しておらず開析が進んでいるため本地形面に含めた。

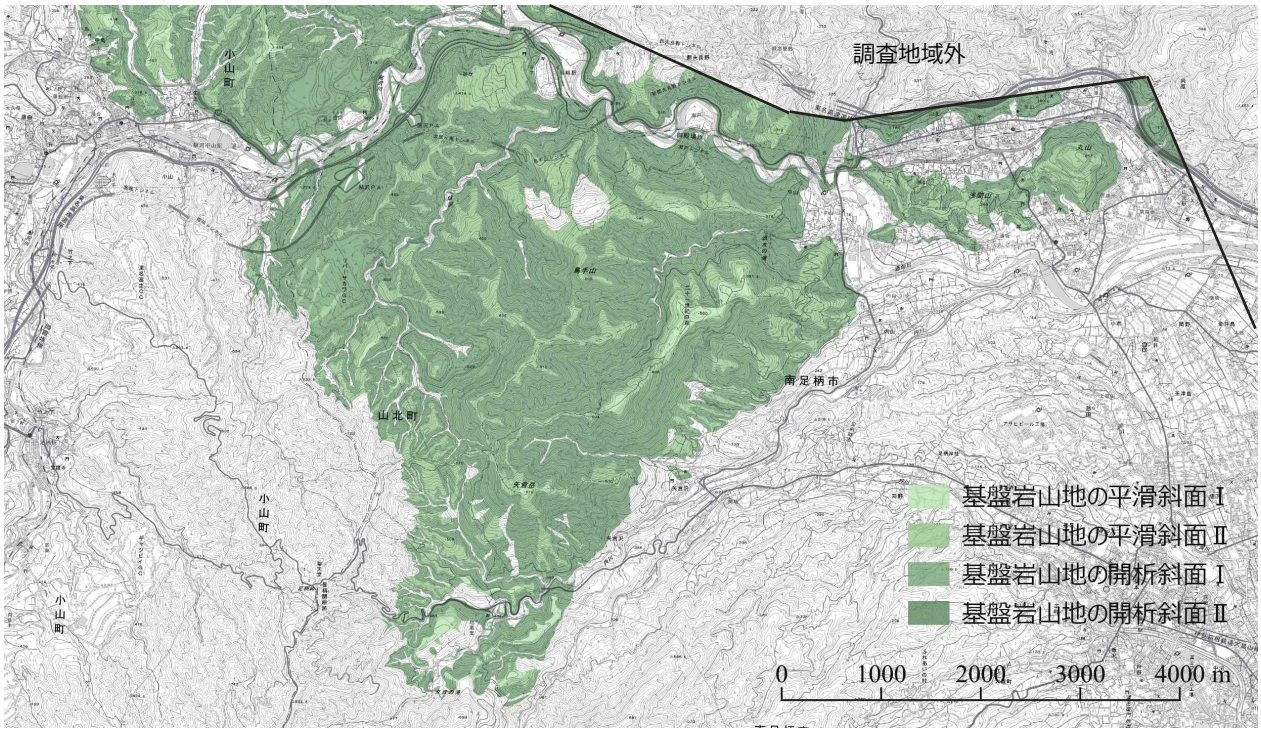


図 25　基盤岩山地（足柄層群・矢倉岳貫入岩体・駿河層群）の分布

2）早川凝灰角礫岩・須雲川安山岩類

箱根カルデラ内の本地形面は、早川凝灰角礫岩、須雲川安山岩類により構成され、早川下流域（箱根町宮ノ下地区から湯本地区にかけて）および須雲川下流域（箱根町畑宿地区より下流域）の山麓部に分布する（図 26, 図 27）。早川凝灰角礫岩は、主に白色の軽石および火山灰質の基質と、デイサイト質または安山岩質の角礫からなる凝灰角礫岩である（萬年ほか , 2003）。本岩は級化層理と泥質のクロスラミナを示す複数のユニットで構成されることから、複数回にわたって堆積したタービダイト堆積物と推定されており、その形成年代は約 420 万年前と考えられている（萬年ほか , 2003）。須雲川安山岩類は、主に灰色から褐色の凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩などの火砕岩と、暗褐色ガラス質の溶岩から構成される（久野 , 1972; 山下ほか , 2008）。早川凝灰角礫岩の上位にあたるが、形成年代は不明

である（山下ほか , 2008）。本地形面には主に上・下位 2 つの遷急線が認められ、上位のものは「平滑斜面Ⅱ」と「開析斜面Ⅰ」の地形界、下位のものは「開析斜面Ⅰ」と「開析斜面Ⅱ」の地形界とした。下位の遷急線は侵食前線（後氷期開析前線 ; 羽田野 , 1979）に同定されることから、本地形面の「開析斜面Ⅱ」は約 1 万年前以降に侵食されてできた斜面と考えられる。

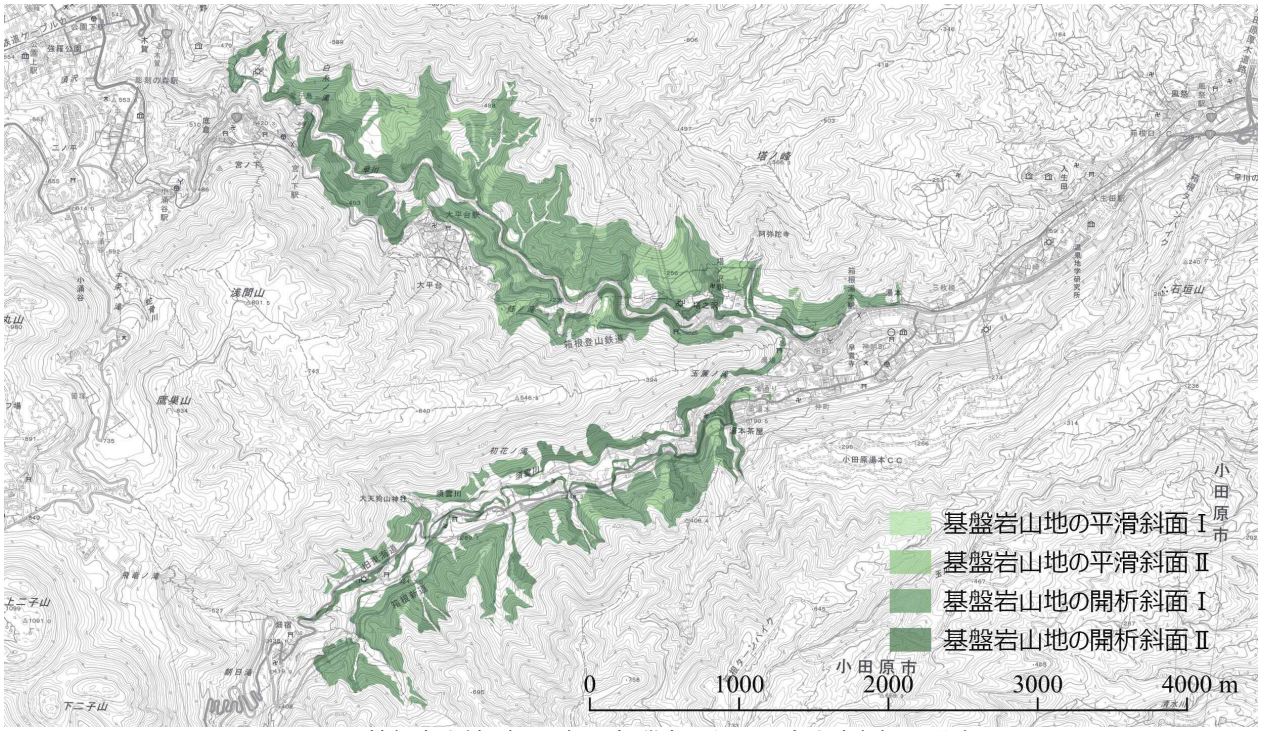


図 26　基盤岩山地（早川凝灰角礫岩・須雲川安山岩類）の分布

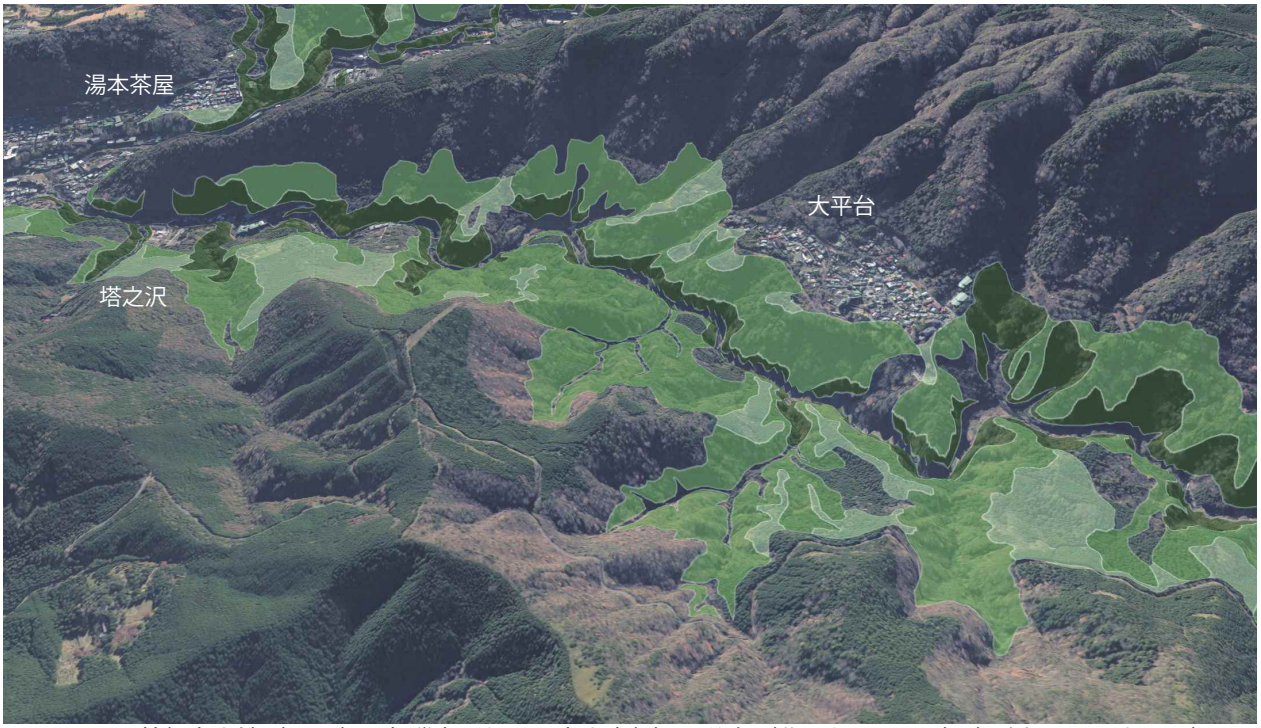


図 27　基盤岩山地（早川凝灰角礫岩・須雲川安山岩類）の分布（北からの 3D 図）（凡例は図 29 と同じ）

地すべり、斜面崩壊、土石流など、地表の物質が本質的には重力のみで集合的に移動する現象（マスムーブメント）により形成された地形を集動地形（日本地形学連合編 , 2017: p367）とした。

5.1　地すべり地形

地すべり（大規模崩壊を含む）によって形成された地形である。地すべりの頭部に形成される急斜面を「滑落崖」、地すべりによって移動した範囲を「移動体」とした。本地形面は、箱根火山内外の傾斜地に点在する（図 31）。とくに後期中央火口丘の馬蹄形崩壊壁の中には、局所的な地すべり地帯（大涌谷（大涌沢）地すべり地帯および早雲山地すべり地帯 ; 図 29）が分布する。また、箱根火山の山麓部では、北東部（南足柄市苅野地区から小田原市城山地区）、東部（小田原市早川地区から江之浦地区、熱海市市街地などの相模湾沿岸 ; 図 28）、南部（箱根峠から函南町丹那地区にかけての丹那断層沿い ; 図 30）などに多く分布する。

1）大涌谷（大涌沢）地すべり地帯

早雲山溶岩ドームの北西斜面（大涌谷駅の南東約 200 ～ 600 m）に位置する大涌谷の地すべり地帯（写真 37; 図 29）では、1900 年代前半に 4 回（1910、1935、1948、1950 年）地すべりを発生させている（安藤・大久保 , 1966, 1967; 黒田 , 1982）。1910（明治 43）年の地すべりでは、流下した土石流によって早川の河道閉塞が生じ、天然ダムの形成・決壊によって洪水が発生して死者 6 名、流出家屋 36 戸の被害をうけた（黒田 , 1982）。近年では 1998（平成 10）年、2001（平成 13）年などに小規模な地すべりが発生している（井川ほか , 2003）。



写真 37　大涌谷（大涌沢）地すべり地帯（大涌谷駅から南東に向けて撮影）

2）早雲山地すべり地帯

早雲山溶岩ドームの北東斜面（早雲地獄周辺）に位置する早雲山地すべり地帯（図 29）では、1953（昭和 28）年に大規模な崩壊地すべりが発生し、流下した土石流によって死者 10 名、負傷者 15 名の被害をうけた（小田嶋・山崎 , 1954; 岸上・小坂 , 1955; 黒田 , 1982）。

3）根府川駅地すべり

相模湾沿いの本地形面は、小田原市根府川地区や熱海市街地（図 28）の周辺に多く分布する。このうち JR 根府川駅に位置する本地形面は、1923（大正 12）年関東地震により発生した地すべりのうち最も大規模なものの 1 つである根府川駅地すべりによって形成されたものである（釜井 , 1991; 写真 38）。この地すべりは、外輪山前期火山体に狭在する軽石層（弱層）の変形・破壊によって生じたものと考えられている（釜井 , 1991）。



写真 38　根府川駅地すべり（小田原市根府川地区の白糸川右岸斜面から北東に向けて撮影）



図 28　熱海市街地の地すべり地形の分布（南からの 3D 図）（凡例は図 34 と同じ）



図 29　大涌谷（大涌沢）および早雲山地すべり地帯（北からの 3D 図）（凡例は図 34 と同じ）

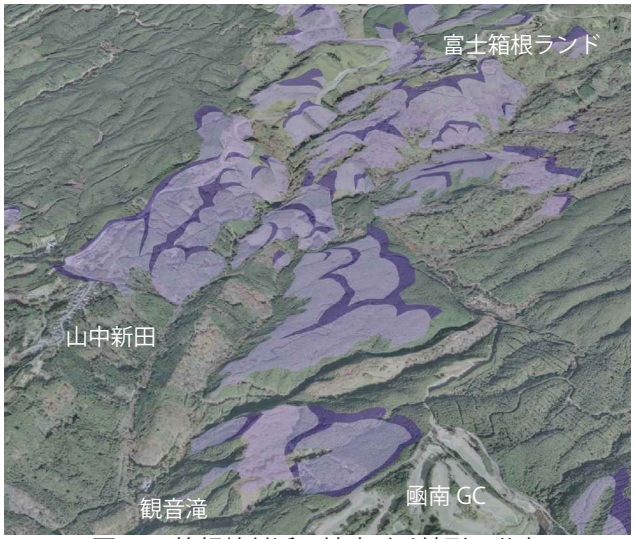


図 30　箱根峠付近の地すべり地形の分布（南西からの 3D 図）（凡例は図 34 と同じ）

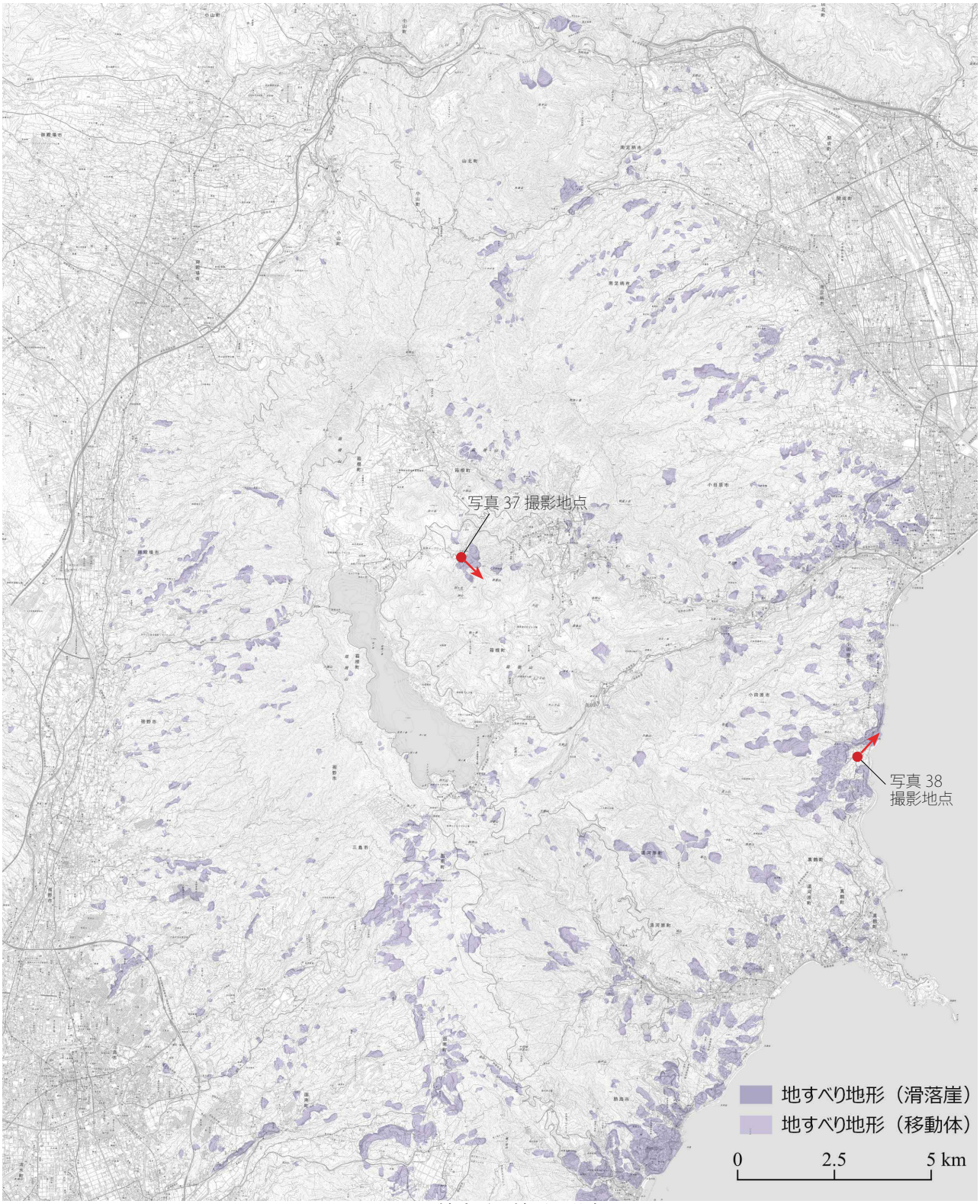


図 31　地すべり地形の分布

5.2　崖錐・崩落堆・麓屑面

表層崩壊などで生じた落石や崩落物質が山地斜面の末端部に堆積したり、山地斜面の表層物質がクリープによって下方に移動したりして形成された斜面である。箱根カルデラ内では、主に馬蹄形崩壊壁やカルデラ壁の下方斜面や須雲川沿いに大規模のものが多数分布する（図 32）。箱根カルデラ外では、主に外輪山前期火山体の北東部（南足柄市の内川から小田原市の早川にかけての開析谷；写真 39）、西部（裾野市の開析谷）、南部（函南町の来光川沿い、鞍掛山から岩戸山にかけての山腹部、湯河原町の千歳川および新崎川沿い；写真 40）に大規模のものが多数分布する（図 35）。



写真 39　崖錐・崩落堆・麓屑面
（小田原市久野字舟原地区から南東に向けて撮影）



写真 40　崖錐・崩落堆・麓屑面
（湯河原町の幕山公園から北に向けて撮影）

5.3　土石流地形

5.3.1　土石流堆積地・沖積錐

土石流によって形成された堆積地形である。開析谷の谷底において河川に沿って細長く分布する急傾斜の堆積地形（渓床堆積地）と、開析谷の谷口から扇形に分布する地形のうち急傾斜のもの（沖積錐または土石流扇状地）をこれに含めた。箱根カルデラ内では、主に西部におけるカルデラ壁の下方や、後期中央火口丘の開析斜面の下方（写真 41）に分布する（図 33）。箱根カルデラ外では、主に外輪山前期火山体を刻む開析谷において上流の谷底部に分布しており（図 36）、なかでも湯河原町の新崎川上流部において広く分布する（写真 42、写真 43）。



写真 41　土石流堆積地・沖積錐（大涌谷から神山山頂に至る登山道から北西に向けて撮影）



写真 42　土石流堆積地・沖積錐
（湯河原町の幕山公園から下流に向けて撮影）



写真 43　土石流堆積地・沖積錐
（湯河原町鍛冶屋地区から上流に向けて撮影）

5.3.2　土石流段丘面

土石流によって形成された堆積地形が、河川の下方侵食（下刻）によって段丘化した地形のうち、段丘面の部分である。箱根カルデラ内では、主にカルデラ壁の下方や、後期中央火口丘の開析斜面の下方に分布する。なかでも箱根町宮城野地区の段丘面（宮城野Ⅰ面；小林，2008）として広く分布する（写真 44）。箱根カルデラ外では、外輪山前期火山体を刻む開析谷の上流部に分布する（写真 45）。



写真 44　土石流段丘面（箱根町宮城野地区）
（駒ヶ岳山頂部から北東に向けて撮影）



写真 45　土石流段丘面
（湯河原町宮上地区にて撮影）

5.3.3　土石流段丘崖

土石流によって形成された堆積地形が、河川の下方侵食（下刻）によって段丘化した地形のうち、段丘崖の部分である。箱根カルデラ内では、主にカルデラ壁の下方や、後期中央火口丘の開析斜面の下方に分布する。

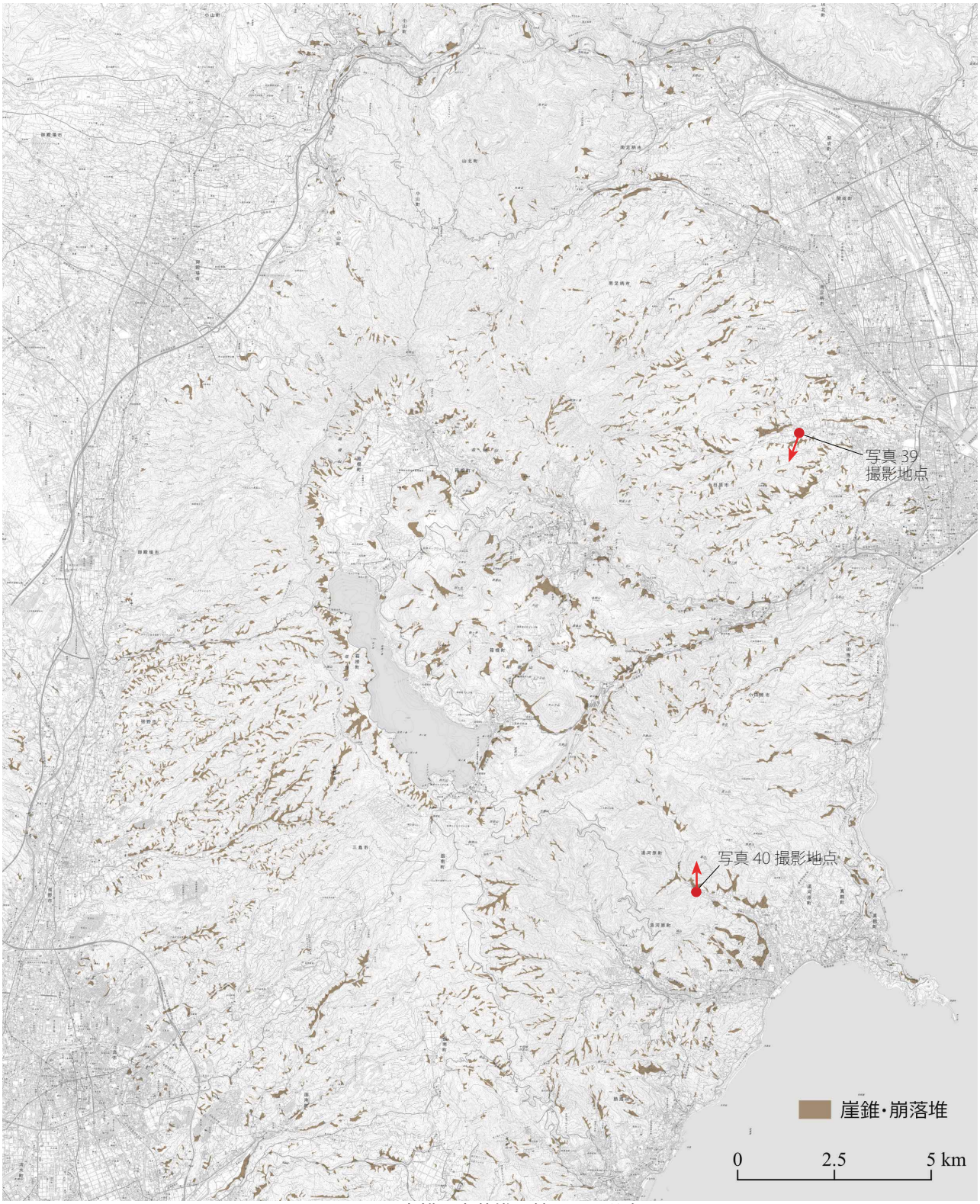


図 32　崖錐・崩落堆・麓屑面の分布

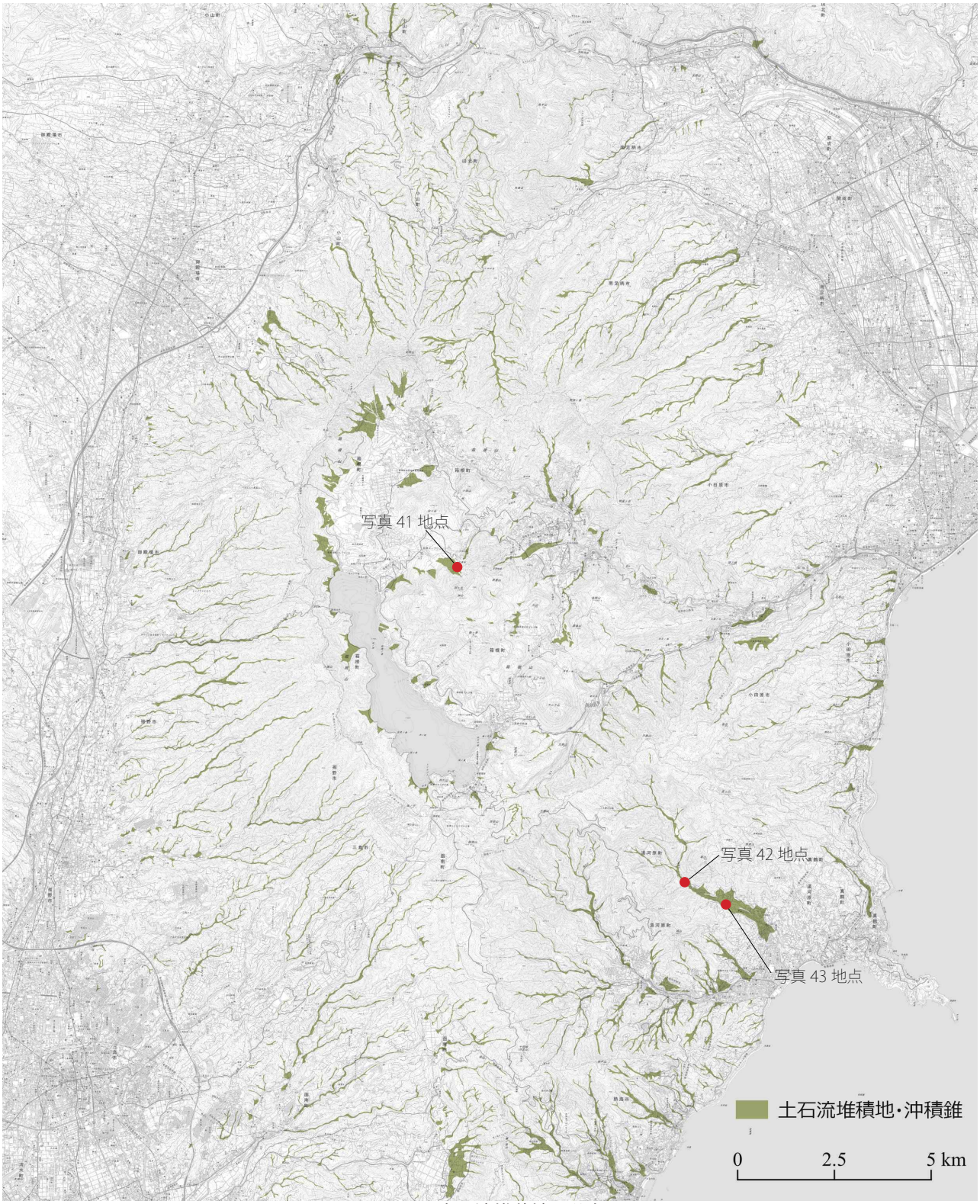


図 33　土石流堆積地の分布

第 6 章　河成地形

6.1　河成段丘

6.1.1　砂礫質河成段丘面

河川が運搬した砂や礫が堆積してできた低地（岩盤河床からなる低地を含む）が、のちの河川の下刻（下方侵食）によって段丘化した地形である。主に酒匂川沿い（御殿場市、南足柄市）、内川下流部（南足柄市内山地区）、狩川下流部（南足柄市弘西寺、福泉、関本、向田地区）、山王川中流部（小田原市久野地区）、黄瀬川下流部（JR 三島駅以南）、来光川下流部（函南町平井、仁田地区）に分布する。

1）御殿場泥流起源の完新世段丘面（山北面・黄瀬川扇状地面）

酒匂川（鮎沢川を含む）、および黄瀬川下流部に分布する本地形面は、約 2,900 年前の富士火山の山体崩壊によって流下・堆積した岩屑なだれ堆積物およびその二次堆積物である泥流堆積物（御殿場泥流堆積面の構成物）が、のちの洪水流によって下流部へ運搬され、各河川の低地を埋積してできた地形面である。御殿場泥流堆積面の構成物とは異なりシルトや粘土は洗い流されているため乏しく、粗大な河床の礫を含み、層理が発達する河成相を示す（宮地ほか , 2004）。現在では各河川の下刻（下方侵食）によって段丘化し、河成段丘面として分布する。黒色スコリアの多い玄武岩質の砂礫層で構成される（小田原市 , 2001）。

酒匂川中流域から下流域では、山北面（鈴木 , 1963）、沖積段丘 I 面（貞方 , 1975）、御殿場泥流堆積面（国土地理院 , 2006）に相当する。酒匂川沿いでは南足柄市怒田地区で層厚約 20 m、南足柄市駒形新宿地区で層厚約 10 m、小田原市北ノ窪地区で層厚約 5 m を示す（小田原市 , 2001）。

黄瀬川下流部では、黄瀬川扇状地（町田 , 1964; 高橋 , 1980; 国土地理院 , 1981b）、三島扇状地（松原 , 1984）に相当する。本地形面を構成する扇状地堆積物は、富士火山の溶岩流（三島溶岩流など）や海成の砂層を覆い、層厚は上流側で最大約 10 m、下流側で約 10 ～ 20 m を示す（松原 , 1984）。本堆積物は複数のユニットからなり、砂層を挟む少なくとも 2 枚の礫層（土石流堆積物）が認められている（増島 , 2015）。

2）内山面

箱根火山北東部における内川下流部、狩川下流部、山王川中央部に分布する本地形面は、約 2 万年前以前に各河川の洪水流によって運ばれた礫の堆積によってできた低地が、約 2 万年前の各河川の下刻（下方侵食）によって段丘化してできた河成段丘面である。層厚約 3 ～ 15 m の箱根火山起源の安山岩質の礫層と、それを覆う層厚約 5 ～ 6 m のスコリア質ローム層からなる（国土地理院 , 1981a; 小田原市 , 2001）。本地形面は鈴木（1963）の内山面に相当する。

3）平井段丘面

来光川下流部（函南町平井、仁田地区）に分布する本地形面は、静岡県（1977）、国土地理院（1981b）の平井段丘に相当する。本地形面の構成層は、上位に層厚約 3 ～ 7 m のローム層、その下位は砂礫層で構成される（国土地理院 , 1981b）。杉山ほか（2010）は、本地形面を最終氷期（約 7 万年前～約 1 万年前）に形成されたと推定し、その構成層を低位段丘堆積物としている。

6.1.2　河成段丘崖

河成低地を流れる河川の下刻（下方侵食）によって形成された段丘崖である。なお、小規模な段丘崖は各火山の開析地形に含めている。

6.2　河成低地

6.2.1　砂礫質低地

6.2.1.1　砂礫質谷底低地

河川が運搬した粗粒な砕屑物（砂礫）が堆積してできた低地（岩盤河床からなる低地を含む）のうち、川沿いに細長く分布する地形である。箱根火山の北部から東部では、主に酒匂川上流部から中流部（酒匂川谷底低地）、山北町役場周辺の旧皆瀬川下流部、狩川下流部（狩川谷底低地）、早川中流部から下流部（早川谷底低地）に分布する。箱根火山の南部では、主に千歳川中流部から下流部および新崎川下流部（湯河原谷底低地）に分布する。箱根火山の西部では、主に黄瀬川上流部から下流部（黄瀬川谷底低地）、来光川中流部に分布する。

1）酒匂川谷底低地

酒匂川谷底低地は、酒匂川およびその支流である鮎沢川の洪水流が、基盤岩山地や富士火山の岩屑なだれ堆積面を侵食して形成された谷底侵食低地である。表層部は洪水流によって運ばれた砂礫（主に礫）が堆積している。主に小山町から山北町にかけて分布し、長さ約 20 km、幅は上流部から中流部で最大約 250 m、下流部で最大約 500 m を示す。本地形面の勾配は、上流側（鮎沢川）の小山町小山地区で約 1.0 度（約 1.8%）、下流側の山北町岸地区で約 0.3 度（約 0.6%）を示す。

2）狩川谷底低地

狩川谷底低地は、狩川の洪水流によって運ばれた砂礫（主に礫）が堆積して形成された谷底堆積低地である（写真 46）。主に南足柄市苅野地区から塚原地区にかけて分布し、長さ約 6 km、幅は上流部で約 150 m、中流部（南足柄市中沼地区）で約 900 m、下流部で約 350 m を示す。本地形面の勾配は、伊豆箱根鉄道大雄山駅付近に遷緩点をもち、その上流側の南足柄市広町地区で約 1.4 度（約 2.5%）、下流側の南足柄市中沼地区で約 0.4 度（約 0.8%）を示す。1948（昭和 23）年のアイオン台風では狩川の堤防が決壊し、田畑の冠水・埋没、住宅の被害などが各地で発生した（南足柄市 , 2001）。この水害で狩川の川幅は通常時の約 30 m から約 200 m に拡大し、とくに南足柄市の苅野地区から生駒地区にかけて甚大な被害が生じた（神奈川県 , 1985）。



写真 46　砂礫質低地（狩川谷底低地）
（南足柄市飯沢地区（大雄山駅付近）から下流（西南西）に向けて撮影）

3）早川谷底低地

早川谷底低地は、早川の洪水流によって運ばれた砂礫（主に礫）が堆積して形成された谷底堆積低地である。主に箱根町湯本地区（写真 47）から早川河口部（写真 48）にかけて分布し、長さ約 5 km、幅約 300 m を示す。本地形面の勾配は、小田原市早川地区で約 1.0 度（約 1.7%）を示し、酒匂川扇状地と比較して急勾配である。本地形面は、上位に層厚約 20 m の礫層、下位に砂層を挟んで砂礫層によって構成される（小田原市 , 2001）。早川河口部の小田原市南町地区では、砂礫州との境に、早川の洪水流による侵食によって形成された約 3 m ほどの崖がみられる（写真 61）。



写真 47　砂礫質低地（早川谷底低地）
（箱根町湯本地区（三枚橋）から上流に向けて撮影）



写真 48　砂礫質低地（早川谷底低地の河口部）
（小田原市早川地区（早川橋）から上流に向けて撮影）

4）湯河原谷底低地

湯河原谷底低地は、千歳川と新崎川の洪水流によって運ばれた砂礫（主に礫）が堆積して形成された谷底堆積低地である。千歳川沿いでは、主に湯河原町宮上地区から河口部にかけて分布し（写真 49）、長さ約 4 km、幅は上流部で約 100 m、下流部で約 500 m を示す。新崎川沿いでは、主に湯河原町鍛冶屋地区から河口部にかけて分布し（写真 50）、長さ約 1 km、幅約 400 m を示す。本地形面の勾配は、千歳川沿いの湯河原町土肥地区で約 1.2 度（約 2.2%）、新崎川沿いの湯河原町中央地区で約 1.9 度（約 3.3%）を示す。本地形面は、層厚約 30 m 以上の礫層（層厚数 m の泥・砂層を挟む）によって構成される（及川・石塚 , 2011）。



写真 49　砂礫質低地（湯河原谷底低地）（千歳川）
（湯河原町土肥三丁目地区から上流に向けて撮影）



写真 50　砂礫質低地（湯河原谷底低地）（新崎川）
（湯河原町中央五丁目地区から上流に向けて撮影）

5）黄瀬川谷底低地

黄瀬川谷底低地は、主に富士火山起源の溶岩流（主に三島溶岩流）と御殿場岩屑なだれ堆積面・泥流堆積面の表層部を、黄瀬川（泉川、JR 三島駅以北の境川を含む）の洪水流が侵食して形成された谷底侵食低地である（写真 51、写真 52）。本図では御殿場市から裾野市を経て長泉町にかけての黄瀬川沿い、裾野市から三島市（JR 三島駅付近まで）にかけての泉川、境川沿いに分布する。本地形面は網状流路状の平面分布を示し、各流路の低地幅は約 250 m を示す。主に三島溶岩流の表層部を約 3 ～ 10 m ほど下刻（下方侵食）し、両岸に段丘崖を形成している。本地形面は、上位は薄い河成の礫層、下位は三島溶岩流で構成され、多くの場所では三島溶岩流が河床（地表）に露出している。黄瀬川の下刻によって黄瀬川低地には多くの滝が形成されており、鮎止めの滝（三島市文教町、徳倉地区）、五竜ノ滝（裾野市石脇、千福地区）、不動の滝（裾野市茶畑地区）、白絹の滝（御殿場市神山地区）などで三島溶岩流の露頭がみられる。



写真 51　砂礫質低地（黄瀬川谷底低地）
（御殿場市神山地区（中央橋）から上流に向けて撮影）



写真 52　砂礫質低地（黄瀬川谷底低地）
（御殿場市の新西川橋から下流に向けて撮影）

6. 2. 1. 2　砂礫質扇状地

河川が運搬した粗粒な砕屑物（砂礫）が堆積してできた低地のうち、谷口を頂点として扇状（半円錐状）に広がる地形である。箱根火山の北東部では、主に酒匂川下流部に分布する（酒匂川扇状地）。箱根火山の北西部では、主に乙女峠（標高 1,005 m）の北西側の山麓部に分布する（東山扇状地）。箱根火山の南部では、主に丹那盆地の東部（函南町畑地区）や、熱海市街地（熱海市清水町地区）に小規模なものが分布する。

1）酒匂川扇状地

酒匂川扇状地は、南足柄市班目付近を頂点（扇頂部）として、酒匂川の洪水流によって運ばれた砂礫（主に礫）が堆積して形成された大型扇状地である。南足柄市班目地区から酒匂川河口部にかけて分布し、長さ約 13 km、幅最大約 3.8 km を示す。本地形面の勾配は、南足柄市塚下、円通寺付近に遷緩点をもち、その上流側の開成町岡野地区で約 0.7 度（約 1.3%）、下流側の小田原市新屋地区で約 0.3 度（約 0.5%）を示す。本地形面の河川は、河口まで網状流を示す礫質河川である。本地形面は、高位面と低位面に区分でき（大矢ほか , 1991; 小田原市 , 2001）、さらに旧中州状の砂礫堆（微高地）と、扇頂部から放射状に分布する旧河道（微低地）が発達している（神奈川県 , 1985; 国土地理院 , 2006）が、本図ではこれらの微地形は細分表示してせず、本地形面にまとめている。

2）東山扇状地

東山扇状地は、御殿場市深沢地区の中原付近を頂点（扇頂部）として、丸岳の北東ピーク（標高 1,141 m）を源頭とする唐沢川などの洪水流によって運ばれた砂礫が堆積して形成された小型扇状地である（写真 53）。御殿場市深沢地区の中原付近から東山地区（東名高速道路御殿場 IC 付近）にかけて分布し、長さ約 1.2 km、幅最大約 1.2 km を示す。本地形面の平均勾配は約 2.3 度（約 4.0%）を示す。本地形面の構成層は、東山湖付近にて層厚約 10 m のローム質砂礫と礫混じりロームからなり、礫は 2 ～ 20 mm 程度の亜円礫～円礫を示す（静岡県作成の「静岡地質情報マッ

プ」地質柱状図による)。



写真 53　砂礫質扇状地（酒匂川扇状地）
（小田原市西酒匂一丁目（酒匂橋）から上流に向けて撮影）

6. 2. 1. 3　砂礫質閉塞谷底

河川が運搬した粗粒な砕屑物（砂礫）が堆積してできた低地のうち、低地の下流部が火山地形または変動地形によって塞がれたことにより形成された地形である。箱根火山の後期中央火口丘の南部（とくに二子山溶岩ドーム周辺）に点在する（写真 54、写真 55、写真 56）。精進池（写真 55）やお玉ヶ池（写真 54）などの閉塞湖が形成されており、精進池は上二子山溶岩ドーム、お玉ヶ池は下二子山溶岩ドームによって谷の下流側を塞がれたために生じたものである。



写真 54　砂礫質閉塞谷底（お玉ヶ池）（県道 732 号線から北東に向けて撮影）



写真 55　砂礫質閉塞谷底（精進池）
（国道 1 号線から北に向けて撮影）



写真 56　砂礫質閉塞谷底（芦之湯）
（国道 1 号線から北西に向けて撮影）

6. 2. 2　砂泥質河成低地

6. 2. 2. 1　砂泥質谷底低地・後背低地

河川が運搬した細粒な砕屑物（砂泥）が堆積してできた地形である。箱根火山の東部では、主に山王川下流部（山王川低地）に分布する。箱根火山の南東部では、主に真鶴町役場から湯河原町吉浜地区にかけての小河川沿いに分布する。箱根火山の西部から南西部では、箱根外輪山の開析谷を流れる小河川の下流部に点在し、とくに来光川下流部（函南町大土肥、間宮地区）や、境川中流部（三島市佐野地区）などに広く分布する。

1）山王川低地

山王川低地は、山王川の洪水流によって運ばれた砂泥が堆積して形成された堆積低地である。小田原市久野地区の星山付近から扇町地区を経て、小田原市街地（中町や栄町地区）にかけて分布する。本地形面の勾配は、小田原市扇町地区の川端付近で約 0.3 度（約 0.6%）を示す。本地形面の構成層は、層厚約 20 m の軟弱な泥質層によって構成される（小田原市 , 2001）。本地形面の下流部は、北東部は酒匂川扇状地、南東部は砂礫州などの微高地によって塞がれており、排水不良の地形を示す。

6. 2. 2. 2　砂泥質閉塞谷底

河川が運搬した細粒な砕屑物（砂泥）が堆積してできた低地のうち、火山地形または変動地形によって下流部が塞がれたことにより形成された地形である。主に丹那盆地（函南町丹那、畑地区 ; 写真 57）や田代盆地（函南町田代地区 ; 写真 58）に分布する。丹那盆地の地下約 20 m 以浅の地質は、約 2 万年以降の河成または湖沼堆積物により構成され、細粒の砂・シルト層に富む（山崎 , 1988）。



写真 57　砂泥質閉塞谷底（丹那盆地）
（丹那盆地の西縁部から東に向けて撮影）

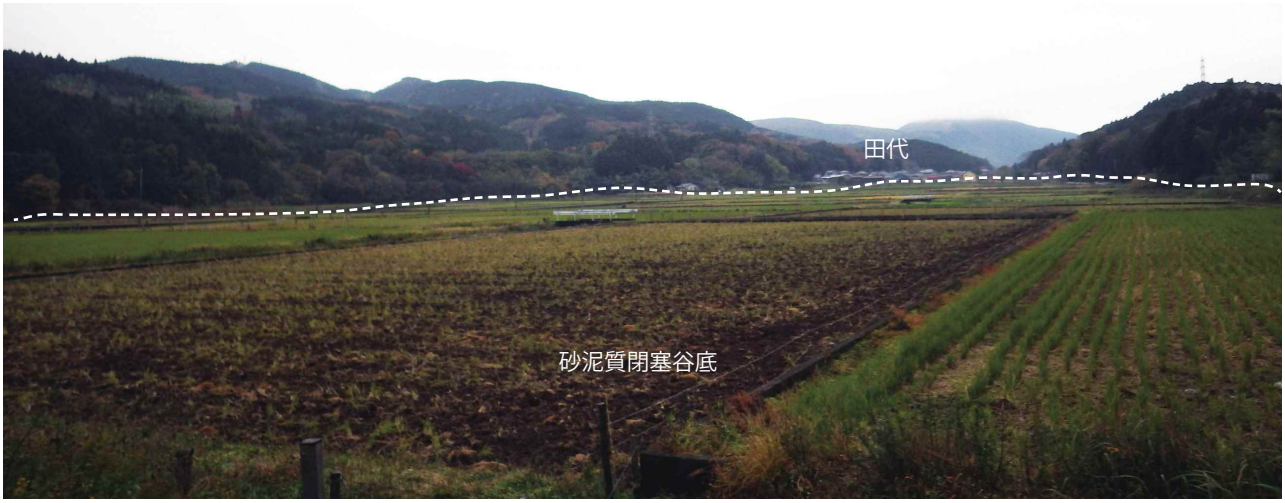


写真 58　砂泥質閉塞谷底（田代盆地）
（田代盆地の北縁部から南南東に向けて撮影）

箱根カルデラの北部～北西部にかつて存在した仙石原湖と、箱根カルデラの西部に位置する芦ノ湖における堆積作用によって形成された地形である（図 34、図 35）。仙石原湖は約 5 万年前に形成された湖であり、形成時には現在の芦ノ湖の北半分から箱根町仙石原の春山荘地区にかけて分布したとされる（小林 , 2008）。その後の水位低下によって湖は縮小し、さらに約 2 万 6,000 年前の箱根神山 3 テフラ（小林 , 1999）によって湖は 2 つに分断され、上流側は古芦ノ湖となり、仙石原湖の縮小化が促進された（小林 , 2008）。その後、約 5,500 年前には仙石原湖はほとんど消失し、湿原（古仙石原湿原 ; 袴田 , 1976）が形成された（袴田 , 1981; 小林 , 2008）。

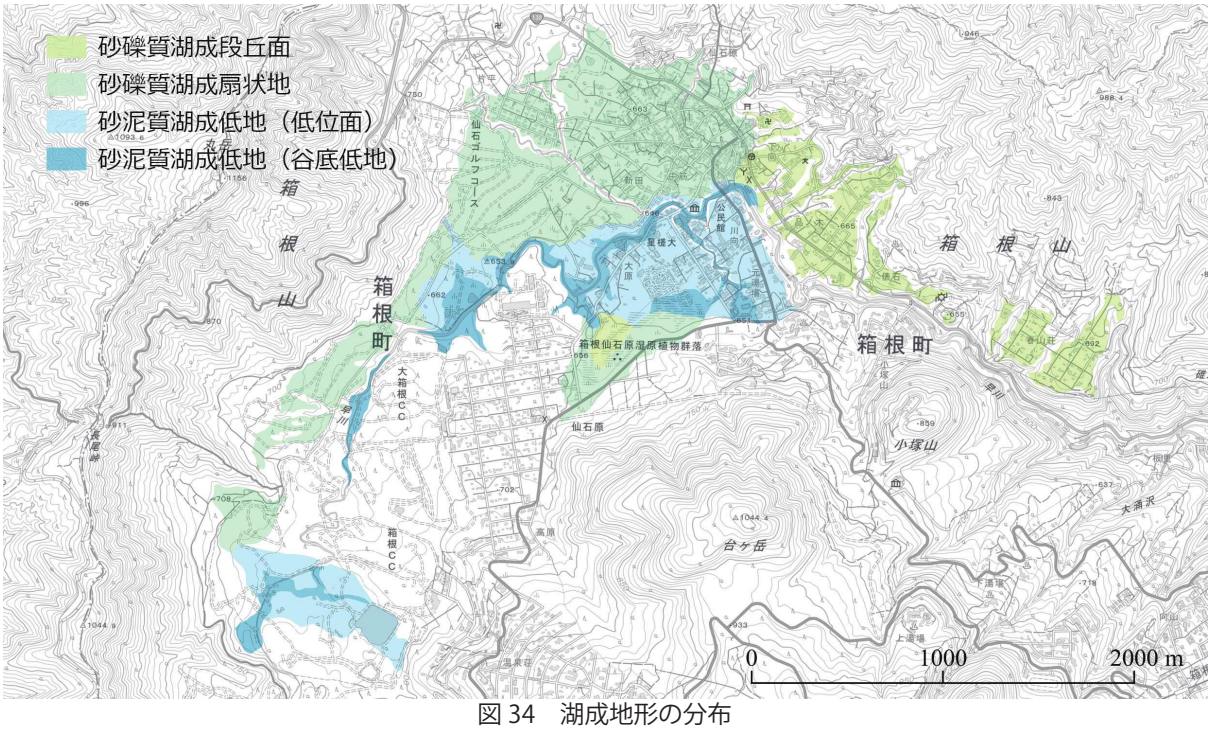


図 34　湖成地形の分布

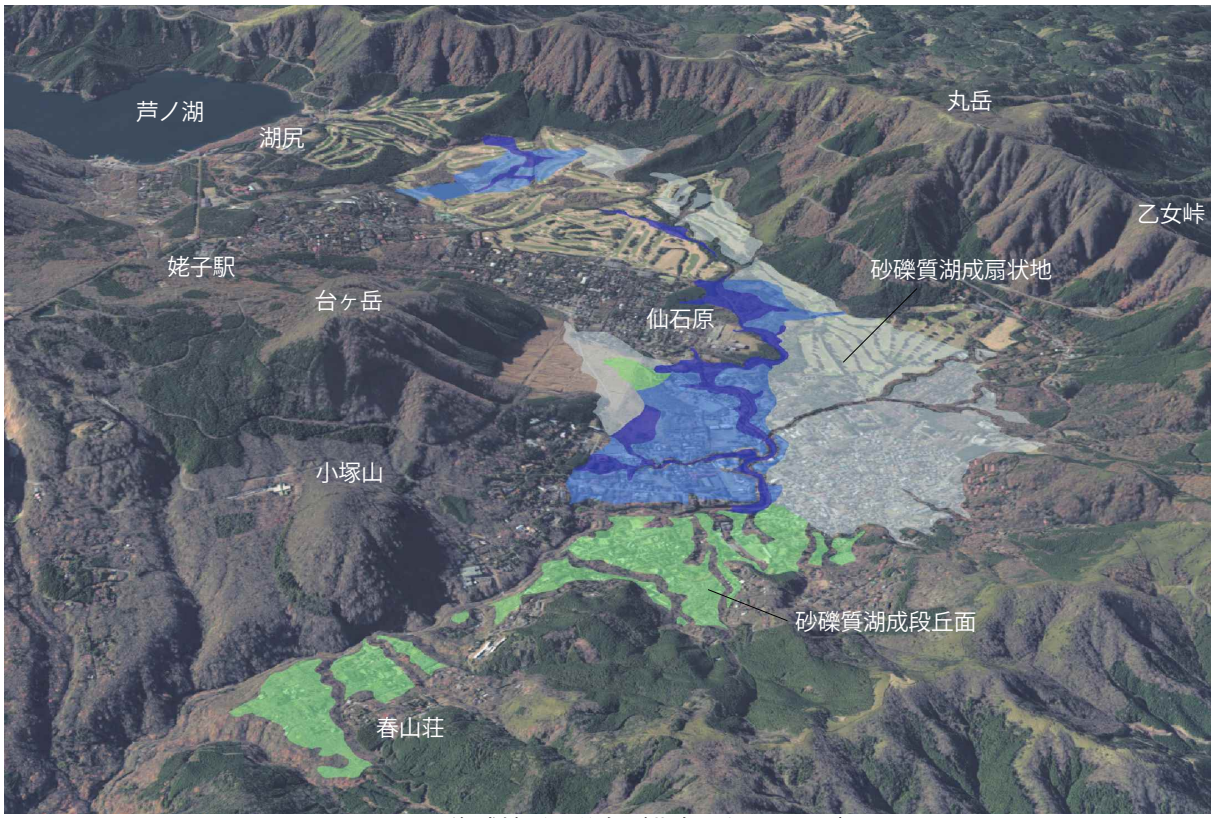


図 35　湖成地形の分布（北東からの 3D 図）

7.1　湖成段丘

7.1.1　湖成段丘面

仙石原湖の湖底部に砂礫が堆積してできた低地が、堆積後の侵食によって段丘化した地形のうち、段丘面の部分である。表層部の上位は砂礫互層からなる支流性の河川堆積物、下位はシルト―砂互層からなる湖成堆積物によって構成される（小林 , 2008）。主に箱根町仙石原の東部（春山荘、俵石、品ノ木、下向地区）に分布する。早川の左岸に分布する本地形面は小林（2008）の春山荘面に相当し、約 3 万 5,000 年前～約 3 万 1,000 年前に生じた仙石原湖の水位低下によって段丘化したものと考えられている（小林 , 2008）。

7.2　湖成低地

7.2.1　湖成扇状地

仙石原湖の湖底部に砂礫が堆積してできた低地であり、複数の扇状地の連なり（合流扇状地）で構成される。本地形面の平均勾配は約 2.5 度（1/23）を示す。表層部は層厚約 20m の砂礫層（主に砂層）で構成され（神奈川県 , 1985），金時山（標高 1,212.4m）や丸岳（標高 1,156 m）などを源頭とする谷からの土砂流または洪水流によって形成されたものと考えられる。主に仙石原の北部および西部に分布する。

7.2.2　砂泥質湖成低地

かつての湖底部に砂泥が堆積してできた低地である（写真 59）。主に箱根カルデラ北部に広がる仙石原の中央部と、芦ノ湖の南部の湖岸沿いに分布する。仙石原の中央部に位置する本地形面は、やや段丘化した「低位面」と、早川とその支流の河床沿いに分布する「谷底低地」に分けられ、これらの境界部には約 3 m の急崖または傾斜地が存在する。湖成扇状地と比較して平坦な地形面を示す。仙石原の本地形面は、層厚約 50 m 以上の泥層（仙石原湖堆積物）で構成され（袴田 , 1981; 小林 , 2008）、表層部では約 3,500 年前以降に埋没した杉（神代杉）が多数出土する（袴田 , 1984）。芦ノ湖南東岸の本地形面は、層厚約 20m 以上の砂泥層からなる（神奈川県 , 1985）。



写真 59　砂泥質湖成低地（箱根町仙石原地区の大原橋から北北西に向けて撮影）

8.1　海成低地

波浪によって運ばれた砂や礫によってできた低地（砂礫州・浜）と、波浪によって侵食されてできた岩盤質の低地（波食棚）からなる地形である。砂礫州は主に小田原市の早川河口部（小田原市南町）から酒匂川河口部（小田原市東町）にかけて国道 1 号線沿いに分布する（写真 60）。当地域の本地形面は約 300 ～ 700 m の幅をもち、早川河口部に近いほど広く分布する。標高は最大約 10 m を示し、西部（早川河口部）では河成の砂礫質低地（早川低地）との境に約 3 m の段丘崖が形成されているが（写真 61）、北東部の後背湿地（山王川低地）との境を示す傾斜変換線は不明瞭である。砂礫州の直上には小規模な砂丘列が形成されている（小田原市 , 2001; 国土地理院 , 2006）。



写真 60　海成低地（砂礫州・浜）
（小田原市南町三丁目地区の海岸から南に向けて撮影）



写真 61　海成低地（砂礫州）と早川谷底低地との境界
（小田原市南町四丁目地区の早川口遺構にて撮影）

8.2　波食崖

波浪によって侵食してできた海岸沿いの崖である（写真 62）。小田原市の早川河口部から熱海市街地にかけての相模湾沿いに分布する。本地形面は約 30 度以上の急傾斜面を示す。



写真 62　波食崖（真鶴町岩地区から北北西に向けて撮影）

アグルチネート

粘性の低いマグマのしぶきが火口付近に降り積もって、互いにくっつき合って固まったもの。火砕物の一種。

安山岩

マグマが急激に冷えて固まった岩石（火山岩）のうち、二酸化ケイ素が含まれる割合（重量％）が約 53 ～ 62％のもの。含まれる二酸化ケイ素が玄武岩よりも多く、デイサイトや流紋岩よりも少ない。

火口

マグマや水蒸気などの噴出によってつくられた窪地。

下刻（かこく）

河川の水流が川底を侵食する作用のこと。下方侵食ともいう。

火砕岩

火山から噴出した火山灰や火山礫など（火砕物）が固まってできた岩石。粒子の大きさやその割合によって、凝灰岩、凝灰角礫岩などに分けられる。

火砕丘

火山から噴出した火山灰や火山礫など（火砕物）が、火口の周りに積み重なってできた円錐形の小山。火山砕屑丘ともいう。そのうち、主にスコリアからなるものをスコリア丘という。

火砕サージ

火砕流の一種。高温な火山ガスを主体とする低密度な流れであり、高速で流れる砂嵐のような現象。その中の粒子が流れの底を跳びはねたり、転がりながら堆積するため、火砕サージ堆積物には層理がよく発達する。

火砕物

マグマがさまざまな大きさに破砕されて固体の破片となったもの。火山灰や火山礫（スコリアや軽石）など。火山砕屑物ともいう。これに対して、マグマが連続した流体として冷え固まりながら流れたものを溶岩という。

火砕流

火山から噴出した高温な火山ガスと火山灰や火山礫など（火砕物）が混ざり合ってできる流れ。

火山ガラス

マグマが急速に冷やされてできる非晶質（結晶とは異なり原子や分子が規則正しい空間格子をつくらず乱れた配列をしている固体）の物質。

火山凝灰岩

火砕岩の一種。火山から噴出した火山灰が地上や水中に堆積してできた岩石。

火山体

噴火によって噴出した物質が積み重なってできた地形的な高まり。火山の山頂から山麓までの総称。

火山麓扇状地

火山体を刻む谷の出口を頂点として裾野に扇状に広がる地形。火山麓扇状地の堆積物は、土石流堆積物のほか火砕流や降下火砕物を挟むことが多い。

外輪山

カルデラの周囲を取り囲むように連なる山並み。

開析（かいせき）

一定の連続性をもつ地形面（原面）が、水流などの侵食によって刻まれること。そのうちの谷地形を開析谷といい、刻まれた程度を開析度という。

カルデラ

火山にできる凹地で、その直径が 2 km 以上のもの。成因によって陥没カルデラ、爆発カルデラなどに区分される。凹地の内側をカルデラ内、外側をカルデラ外といい、その境界をカルデラ縁という。カルデラ内の周囲の斜面は急傾斜であることが多く、これをカルデラ壁という。カルデラ地形が侵食や埋積などによって消失し、地下の構

造としてのみ確認されるものを潜在カルデラという。

岩屑なだれ

山体の一部が崩れ、崩壊物質が砕けながら一団となって斜面を高速に流れ下る現象。その堆積物を岩屑なだれ堆積物という。移動した岩体はさまざまな大きさに砕け、起伏のある地形を形成する。このうち小山状の小高い部分を流れ山という。

岩体

共通の特徴をもつ岩石の集合体。

貫入

マグマが地下の岩盤中に入り込むこと。入り込んだマグマが固結したものを貫入岩（体）という。

基質

岩石が大きな粒子と小さな粒子で構成されるとき、大きな粒子同士の隙間を埋めている小さな粒子のこと。

基盤岩

対象としている地層に対して下位にある地層または岩体。火山を対象とする場合は、火山ができる以前から存在し、火山体の土台となっている岩体をいう。

起伏量

地表面の凹凸の程度のこと。単位面積あたりの最高点と最低点の高度差をさす場合が多い。

凝灰角礫岩

噴出した火山岩塊（径 32 mm 以上）と火山灰からなる火砕岩。

苦鉄質

マグネシウムと鉄を含む岩石または鉱物に用いられる性質。

クリープ

斜面上の土壌や砕屑物が、重力のもとで徐々に斜面下方に移動する現象。斜面上の物質の凍結・溶解や、わずかな流水の作用によって生じる。匍行ともいう。

クロスラミナ

水の流れを示す堆積構造の一種。層理面と斜交した細かな縞模様。斜交葉理。

玄武岩

マグマが急激に冷えて固まった岩石（火山岩）のうち、二酸化ケイ素が含まれる割合（重量％）が約 45 ～ 52％のもの。安山岩、デイサイトや流紋岩よりも含まれる二酸化ケイ素が少ない。

降下火砕物

火口から噴出した火山灰や火山礫など（火砕物）のうち、上空へ放出され空中を飛行したのちに地上に落下・堆積したもの。降下火山灰、降下軽石、降下スコリアなど。

互層

岩石の性質（鉱物組成、化学組成、粒度など）の異なる層が交互に重なることでできた地層。

最終氷期

第四紀の氷期－間氷期サイクル（約 80 万年前から続く 10 万年周期の気候変動）のうち、約 7 万年前から約 1 万年前まで続いた最後（現在からみて直近）の氷期。約 2 万年前に最も寒くなり（最終氷期最盛期）、海水準は約 120 m 低下した。

山体崩壊

火山体の一部が地震動や噴火をきっかけとして大規模な崩壊を起こす現象。

小起伏面

大きな起伏（高低差）をもつ山地において、局所的に周囲よりも起伏が小さい部分。丸みを帯びた尾根をもち、山腹は緩やかな傾斜を示し、浅い谷が発達する。

シルト

泥のうち、粒が大きいもの。粒径が 1/16 ～ 1/256 mm のもの。砂よりも粒子が細かく、粘土よりも粒子が粗い。

侵食前線

下流側から上流側におよぶ侵食作用の最前線。

水蒸気爆発

マグマの熱によって生じた高温高圧の水蒸気が急激に噴出する現象。火道沿いの岩体や火山体の破壊を引き起こす。水蒸気噴火。

スコリア

玄武岩質または安山岩質の火砕物で、発泡して穴のたくさん空いた黒っぽい色の火山礫。スコリアからなる火砕丘をスコリア丘という。

成層火山

火砕物と溶岩が重なり合ってできた火山体。

石英閃緑岩

マグマが地下深くでゆっくり冷えて固まった岩石（深成岩）の一種で、化学組成として二酸化ケイ素が含まれる割合（重量%）が約 53 ～ 62%のもの（閃緑岩）のなかで、比較的石英を多く含む岩石。

遷急線（せんきゅう）

地表面の傾斜が変化する場所を結んだ線（傾斜変換線）のうち、その高所側よりも低所側のほうが傾斜角が急なもの。斜面崩壊や侵食が発生しやすい。

層理

地層にみられる層状の構造。このうち、上方に向かって粒径が小さくなっていく構造を級化層理という。

タービダイト

混濁流（乱泥流）によって陸地から深海に運ばれて堆積した堆積物。

堆積岩

礫、砂、泥などの堆積物から構成される岩石。

谷密度

単位面積あたりの谷線の総延長。谷の発達の程度をあらわす指標であり、地表面の透水性と強く関連する。谷密度が高いほど、透水係数が小さい傾向がある。

段丘化

低地が離水（水面に対する陸地の相対的な上昇）によって段丘面に変化する現象。地殻変動や海水準変動などによる河川の下刻などによって生じる。

単成火山

１回（一連）の噴火でできた火山。

中央火口丘

カルデラや火口の内部にある火山体。後カルデラ火山ともいう。

デイサイト

マグマが急激に冷えて固まった岩石（火山岩）のうち、二酸化ケイ素が含まれる割合（重量%）が約 63 ～ 69%のもの。含まれる二酸化ケイ素が玄武岩、安山岩よりも多く、流紋岩よりも少ない。

テフラ

火山から噴出した降下火山灰、降下軽石、降下スコリアなどの降下火砕物や火砕流堆積物の総称。

二次堆積物

火山の噴火や山体崩壊などによっていったん堆積した堆積物（一次堆積物）が、その後の降雨や河川の作用によって再移動したのちに堆積したもの。

block and ash flow（ブロックアンドアッシュフロー）

火砕流の一種。マグマ由来の火山岩塊とそれが粉砕されてできた火山灰が、高温の火山ガスとともに流れる現象。

その堆積物を block and ash flow 堆積物といい、層の厚さは通常 1 〜 10 m である。主に溶岩ドームの崩壊により発生する。給源から最大 10 km 程度まで到達し、最大 100 km/h の速さで移動することもある。

ユニット

溶岩流や火砕流堆積物などの流下堆積物における一つの流れに相当する単位。フローユニットともいう。

溶岩グループ

一定の共通する岩相、岩質、層位、分布をする火山噴出物の集合。

溶岩ドーム

粘り気の強い溶岩が火口上に押し出され、火口付近にまとまって盛り上がることでできた火山体。溶岩円頂丘。

溶岩流

地表を流れる溶岩、またはそれが冷えてできた岩体。

暦年較正

岩石または地層中の放射性元素を用いて測定した放射年代を、実際の暦年代に置き換えること。

ローム

土壌区分の一種。砂、シルト、粘土がほぼ同じ量で混合した土壌。ロームで構成される層をローム層という。一般的には、火山の周辺に分布するテフラ起源の風化物質などからなる層理のないローム質の褐色土壌に対して用いられることが多い。

引用文献

安藤　武・大久保太治（1966）：神奈川県大涌谷における火山性地すべりの地質特性に関する研究（Ⅰ）. 地すべり , 3(1), 1-24.

安藤　武・大久保太治（1967）：神奈川県大涌谷における火山性地すべりの地質特性に関する研究（Ⅱ）. 地すべり , 3(2), 17-26.

新井房夫・町田　洋・杉原重夫（1977）：南関東における後期更新世の指標テフラ層 . 第四紀研究 , 16, 19-40.

袴田和夫（1976）：仙石原湿原のおいたち . 箱根の文化財 , 11, 2-9.

袴田和夫（1981）：箱根仙石原の地質と編年 . 大涌谷自然科学館調査研究報告 , 1, 1-10.

袴田和夫（1984）：箱根仙石原の地形発達史についての再検討（予報）. 大涌谷自然科学館調査研究報告 , 4, 13-18.

袴田和夫（1990）：箱根のスコリア丘火山について（予報）. 大涌谷自然科学館調査研究報告 , 9, 1-6.

袴田和夫（1991）：箱根古期外輪山丸岳西方の地質と年代 . 大涌谷自然科学館調査研究報告 , 10, 13-19.

袴田和夫（1993）：箱根火山探訪 . 神奈川新聞社 , p189.

袴田和夫・伊藤　博・棚田俊收（1990）：1988 年箱根強羅大沢の崩壊について . 大涌谷自然科学館調査研究報告 , 9, 7-12.

袴田和夫・伊藤　潤（1996）：箱根二子山火砕流の ^{14}C 年代 . 大涌谷自然科学館調査研究報告 , 13, 21-24.

袴田和夫・杉山茂夫・今永　勇・萬年一剛・大木靖衛（2005）：箱根火山の K-Ar 年代 . 火山 , 50, 285-299.

羽田野誠一（1979）：後氷期開析地形分類図の作成と地すべり発生個所の予察法 . 昭和 54 年度砂防学会研究発表会概要集 , 16-17.

平田由紀子（1999）：箱根火山の発達史 . 神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学）, 9, 153-178.

井川　崇・小野田敏・塩野康浩（2003）：神奈川県の地すべり―砂防海岸課（国土交通省所管）における地すべり対策について―. 地すべり技術 , 30, 3-14.

今永　勇（1999）：伊豆衝突帯の足柄層群の層序と構造 . 神奈川博調査研報（自然）, 28, 73-106.

釜井俊孝（1991）：squeeze 型地すべりの発生機構―1923 年根府川駅地すべり―. 地すべり , 27(4), 1-8.

神奈川県（1985）：土地分類基本調査（5 万分の 1, 小田原・熱海・御殿場）. 73p.

笠間友博・山下浩之（2008）：いわゆる「東京軽石層」について . 神奈川博調査研報（自然）2008, 13, 91-110.

笠間友博・山下浩之・萬年一剛・奥野　充・中村俊夫（2010）：複数回の噴火で形成された箱根火山二子山溶岩ドーム . 地質学雑誌 , 116, 229-232.

岸上冬彦・小坂丈予（1955）：1953 年 7 月 26 日の早雲山山津波の調査 . 東大震研彙報 , 33, 153-161.

小林　淳（1999）：箱根火山の最近 5 万年間のテフラ層序と噴火史 . 第四紀研究 , 34, 327-343.

小林　淳（2008）：箱根火山中央火口丘群の噴火史とカルデラ内の地形発達史－噴火活動と密接な関連を有する地形－ . 神奈川博調査研報（自然）2008, 13, 43-60.

小林　淳・萬年一剛・長井雅史・千葉達朗（2018）：箱根火山神山・大涌谷周辺の火口状地形と噴火堆積物の層序・年代 . 日本火山学会講演予稿集 2018 年度秋季大会 , 210.

小林　淳・萬年一剛・奥野　充・中村俊夫・袴田和夫（2006）：箱根火山大涌谷テフラ群－最新マグマ噴火後の水蒸気爆発堆積物－ . 火山 , 51, 245-256.

小林　淳・萬年一剛・山口珠美・長井雅史（2019）：箱根火山神山・大涌谷周辺の最新期火口列の形成年代と 2015 年噴火の位置づけ . 日本第四紀学会講演要旨集 , 49, 24.

国土地理院（1981a）：1:15,000 土地条件図「小田原」及び土地条件調査報告書（小田原地区）. 50p.

国土地理院（1981b）：1:25,000 土地条件図「沼津」及び土地条件調査報告書（静岡地区）. 128p.

国土地理院（2003）：1:50,000 火山土地条件図「富士山」及び解説面 .

国土地理院（2006）：1:25,000 土地条件図「小田原」及び解説面 .

Kuno（1950）：Geology of Hakone volcano and adjacent areas, Part I. Jour. Fac. Sci, Univ. Tokyo Ⅱ , 7, 257-279.

久野　久（1952）：7 万 5 千分の 1 地質図幅「熱海」及び同説明書 . 地質調査所 , 141p.

久野　久（1972）：箱根火山地質図説明書 . 大久保書店 , 52p.
倉沢　一・今永　勇・松本哲一・柴田　賢（1989）：更新統足柄層群に貫入する矢倉岳石英閃緑岩体の K-Ar 年代と化学組成ならびに Sr 同位体比 . 地質学雑誌 , 95, 331-334.
黒田和男（1982）：大涌谷・早雲山 , アーバンクボタ , 20, 10-11.
町田　洋（1964）：Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史－第四紀末期について－（その 1, 2）. 地学雑誌 , 73, 293-308, 337-350.
町田　洋・新井 房夫（1992）：火山灰アトラス . 東京大学出版会 , 276p.
町田　洋・松島義章・今永　勇（1975）：富士山東麓駿河小山付近の第四系―とくに古地理の変遷と神縄断層の変動について―. 第四紀研究 , 14, 77-89.
萬年一剛（2008）：箱根カルデラ－地質構造・成因・現在の火山活動における役割―. 神奈川博調査研報（自然）2008, 13, 61-76.
萬年一剛（2014）：箱根火山群，強羅付近の後カルデラ地質発達史 . 地質学雑誌 , 120, 117-136.
萬年一剛・堀内誠示・田口公則・山下浩之・平田大二・川手新一・蛯子貞二・谷口英嗣（2003）：箱根地域・早川凝灰角礫岩から得られた微化石年代とその意義 . 地質学雑誌 , 109, 661-664.
萬年一剛・菊川城司・本多　亮・原田昌武・長井雅史・三輪学央・古川竜太・石塚吉浩・山崎誠子・吉本充宏・常松佳恵・内山 高・馬場　章・鈴木雄介・松島　健・酒井慎一・森田裕一（2015）：箱根火山 2015 年噴火の火口と噴気孔：形成・崩壊・活動 . 日本火山学会講演予稿集 , 2015, 188.
増島　淳（2015）：三島市街地表層に堆積する御殿場泥流起源の大石 . 静岡地学 , 112, 1-6.
松原彰子（1984）：駿河湾奥部沖積平野の地形発達史 . 地理学評論 , 57A, 37-56.
松本哲一・水垣桂子・玉生志郎・小野晃司・北原哲郎・品田正一・笹田政克（1993）：伊豆半島，多賀火山初期噴出物としての畑玄武岩類－静岡県丹那盆地付近の地質と K-Ar 年代－ . 火山 , 38, 11-13.
南足柄市（2001）：アイオン台風による災害記録集 . 教文社 , 136p.
宮地直道・富樫茂子・千葉達朗（2004）：富士火山東斜面で 2900 年前に発生した山体崩壊．火山 , 49, 237-248.
長井雅史・三輪学央・萬年一剛・石塚吉浩・山崎誠子・古川竜太・吉本充宏・常松佳恵・内山　高・馬場　章・鈴木雄介（2015）：箱根火山 2015 年噴火の火口近傍地域の観察 . 日本火山学会講演予稿集 , 2015, 42.
長井雅史・高橋正樹（2008）：箱根火山の地質と形成史 . 神奈川博調査研報（自然）2008, 13, 25-42.
日本地形学連合編（2017）：地形の辞典 . 朝倉書店 , 1018p.
新井田秀一（2008）：地球観測衛星画像と数値標高モデル（DEM）による箱根火山の地形判読 . 神奈川博調査研報（自然）2008, 13, 13-24.
小田嶋利八・山崎忠雄（1954）：箱根早雲山の地辷りについて . 新砂防 , 14, 15-19.
小田原市（2001）：小田原市史 別編 自然 . 768p.
及川輝樹・石塚　治（2011）：熱海地域の地質 . 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）. 産業技術総合研究所地質調査総合センター , 61p.
大木靖衛・袴田和夫（1975）：箱根芦ノ湖誕生のなぞをさぐる . 国土と教育 , 30, 2-9.
大矢雅彦・松原彰子・久保純子・小寺浩二（1991）：相模湾北部沿岸地形分類図 . 建設省京浜工事事務所 .
貞方　昇（1975）：足柄平野の地形 , 特に沖積段丘について . 地理科学 , 24, 9-18.
静岡県（1977）：土地分類基本調査（5 万分の 1, 沼津）. 34p.
杉山雄一・水野清秀・狩野謙一・村松　武・松田時彦・石塚　治・及川輝樹・高田　亮・荒井晃作・岡村行信・実松健造・高橋正明・尾山洋一・駒澤正夫（2010）：20 万分の 1 地質図幅「静岡及び御前崎」（第 2 版）. 産業技術総合研究所地質調査総合センター .
鈴木隆介（1963）：箱根火山北東部における軽石流の堆積とそれに伴った地形変化について . 地理学評論 , 36, 24-41.
鈴木隆介（2000）：建設技術者のための地形図読図入門 , 第 3 巻 . 古今書院 , p555-942.
高田　亮・山元孝弘・石塚吉浩・中野　俊（2016）：富士火山地質図（第 2 版）. 特殊地質図 12, 産総研地質調査総合センター , 56p.

高橋正樹・内藤昌平・中村直子・長井雅史（2006）：箱根火山前期・後期中央火口丘噴出物の全岩化学組成．日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要 , 41, 151-186.
高橋　豊（1980）：黄瀬川扇状地とその形成過程 . 静岡地学 , 41, 4-13.
土　隆一（1992）：富士山のどこに地下水があるのか－その知られざるメカニズムを探る . 諏訪　彰編「富士山－その自然のすべて」同文書院 , 225-249.
土屋美穂・萬年一剛・小林　淳・福岡孝昭（2017）：箱根火山大涌谷テフラ群から見つかった 2 種類の火山ガラス―その給源火山と年代への制約―. 火山 , 62, 23-30.
上杉　陽・遠藤邦彦・原田昌一・小島泰江・泉　浩二（1979）：富士山，北・東麓の完新世テフラ累層中の斜交関係 . 第四紀研究 , 17, 207-214.
山元孝弘・高田　亮・石塚吉浩・中野　俊（2005）：放射性炭素年代測定による富士火山噴出物の再編年 . 火山 , 40, 53-70.
山崎晴雄（1988）：ボーリング調査で明らかになった丹那盆地の変形構造 . 地学雑誌 , 97, 69-84.
山下浩之・萬年一剛・川手新一・笠間友博・平田大二・蛯子貞二・谷口英嗣（2008）：箱根火山基盤岩類の再検討 . 神奈川博調査研報（自然）2008, 13, 135-156.
由井将雄・藤井敏嗣（1989）：愛鷹火山の地質 . 東京大学地震研究所彙報 , 64, 347-389.

あとがき

火山土地条件図「箱根山」は、2019（令和元）年度に調査、2019 ～ 2020（令和元～ 2）年度に編集を行い作成したものである。作成にあたっては、静岡県富士山世界遺産センターの小林淳教授および防災科学技術研究所の長井雅史特別研究員に現地調査に同行頂き、多くの御指導・御協力を賜った。神奈川県立温泉地学研究所の萬年一剛主任研究員には御助言・御協力を賜った。林野庁関東森林管理局東京神奈川森林管理署、神奈川県くらし安全防災局防災部災害対策課、小田原市防災部防災対策課、箱根町総務部総務防災課、同企画観光部企画課の方々には御協力を賜った。ここに記して深く感謝の意を表する。

なお、本調査は国土地理院応用地理部地理調査課が担当した。担当者は以下のとおりである。

計画・指導

地理調査課長	前田 比呂明	（令和元・2 年度）
〃	齋藤 俊信	（令和 2 年度）
地理調査課長補佐	吉武 勝宏	（令和元・2 年度）

現地調査

地理調査課火山調査係長	土橋 広宣	（令和元年度）
地理調査課火山調査係	吉田 一希	（令和元年度）
〃	井上　薫	（令和元年度）

火山土地条件図・火山地形分類データ作成

地理調査課火山調査係長	土橋 広宣	（令和元年度）
〃	坂井 尚登	（令和 2 年度）
地理調査課火山調査係	吉田 一希	（令和元・2 年度）
〃	井上　薫	（令和元年度）

火山土地条件図解説書作成

地理調査課火山調査係長	坂井 尚登	（令和 2 年度）
地理調査課火山調査係	吉田 一希	（令和 2 年度）