Ⅱ 1923年以降における西丹沢山地での崩壊地発生の特徴-中川川·玄倉川流域-石垣逸朗¹⁾・蛭間淳子²⁾・松崎紀雅²⁾・内山佳美³⁾

Feature of Landslide Generation in Nisitanzawa Mountainous District after 1923 Ituro Ishigaki, Nobuko Hiruma, Norimasa Matsuzaki & Yoshimi Utiyama

要 約

西丹沢山地の中川川・玄倉川流域は、地形的にも非常に急峻で、石英閃緑岩やホルンフェス化した岩石で構成され、丹 沢山地の造山運動によって微細な亀裂が岩体に入り山地崩壊を発生し易い山塊である.また、1923年・1924年の関東大 震災、相模地震や1972年の集中豪雨(47年災)等により多くの山腹崩壊や森林荒廃が発生した地域である.森林の多面 的機能を評価するためには、森林の持つ階層構造を的確に評価し、その基底をなす土壌保全機能の理解が必要となる3). 従来、裸地化した崩壊地が植生を回復するまでの過程を長期、且つ広範囲に解析した研究例は少ない.近年、山から海に 至る広域的な生態系の保持、県民を潤す森林の水源涵養の長期的維持など丹沢山地にはさまざまな期待がかかっている. 時間軸を中心に据えた森林の維持管理を土砂の長期変動から考察することは重要と考える.解析には、治山基本図(1/5,000) と1923年(神奈川県震災荒廃林野復旧事業図)および1967年・1978年・1988年・1999年撮影の航空写真から崩壊地 を抽出移写しGISにより解析を行い、崩壊地の長期的変動と崩壊場の地形的特徴について検討を行った.

1. はじめに

湿潤変動帯に位置するわが国は,季節毎の気象事象に より常に土砂移動が発生する条件を備えている. 健全な森 林を維持しつつ公益的機能を有する森林を求めるために は、森林保全の基底をなす土壌保全機能の健全性を第一 義的に考える必要があることを太田(2004)は言及してい る.森林山地の時間的推移の中で各種の気象事象や地形 地質要因を取り込んで崩壊裸地化した場と人為的・自然的 に植生が回復した場および拡大・再崩壊が生じている場の 長期的な変動を広域的に捉えることは、森林の多面的機 能を評価する上で重要である. 時系列的に崩壊地の推移 を調査研究した事例として沼本ほか(1999), 鈴木(2001, 2002),石垣(2005),石垣ほか(2006)が航空写真や GIS を用いて行っているが、大流域を対象に長期間にわた り解析している例は比較的少ない. 丹沢山地は 1923 年の 関東大震災や47年災により数多くの崩壊場が出現した地 域であるが、航空写真を用いた長期にわたる崩壊地の解 析や現地調査を踏まえた植生回復過程を評価した事例は 少ない、山地崩壊は発生場の地形・地質・植生環境や気象 などの諸条件と時間軸の長短により崩壊形状にさまざまな 変化が起こると考えられる.調査対象地は西丹沢山地の中 川川および玄倉川流域とし両流域の 1923 年から 1999 年 の76年間にわたる崩壊地の変遷を航空写真を用いて解析 した.

2. 調査流域の地形的特徴と解析方法

調査地の中川川・玄倉川流域は西丹沢地区の中央部に 位置し酒匂川流域の支流をなす.流域面積は中川川流域 約 4200ha,玄倉川流域約 4700ha で,両流域ともに新第 三紀層に属し石英閃緑岩・トーナライトが広く分布し,山 腹傾斜も 35 ~ 50°と非常に急峻で流域面積の 57 ~ 60% を占めている.

日本大学生物資源科学部 2)日本大学大学院生物資源科学 研究科 3)神奈川県自然環境保全センター研究部

(1) 中川川流域の地形の特徴

中川川流域では,標高 500 ~ 1000m の占有面積が 流域面積の 62.5% を占め,斜面方位別の出現面積では 北・北東斜面が比較的少なく,東・南東・南・南西・ 西斜面に 400ha 以上の面積を有し,特に南東と南斜面に 521.422ha,529.812ha と 500ha 以上の面積を有し,平坦 部分が 493.649ha と流域面積の 12.0% を占めている.また, 傾斜角別の出現面積では,傾斜角 30 ~ 50°の占有面積 が 59.4%,ピーク値が 40 ~ 45°であるなど非常に急峻な 地形を呈している.また,0~5°の緩傾斜地が 12.4% と 全流域に分散して存在している.

(2) 玄倉川流域の地形の特徴

玄倉川流域では,標高 600 ~ 700m の占有面積 445ha, 標高 800~900m で占有面積 595ha とピーク値を示す. 標高 600 ~ 1200m 区間の各標高で占有面積 400ha 以上 で流域面積の 62%, 占有面積 500ha 以上が標高 700~ 1000m に該当し, 流域面積の 35% 分布している. 最大占 有面積が中川川流域で標高 600 ~ 700m に出現するのに 対して玄倉川流域では標高 800 ~ 900m であり、隣接す る流域での差が認められた.斜面方位別の出現面積では, 北・北東・東斜面が比較的少なく、南東南・南西・北西 斜面に 600ha 近傍の面積を有し、特に、西・南東斜面に 715ha, 612ha と流域面積の 15%, 13% の占有率が認め られる. また, 平坦部は 9% と中川川流域より若干少ない. 傾斜角別の出現面積では、傾斜角 30~44°の占有面積 が 47%, ピーク値が 35~39°に 785ha を有するなど中 川川流域と同様に急峻な地形である事がわかる. 0~4° の緩傾斜地が9%と中川川流域より若干少ない.

これらの地形特性を持つ 2 流域での崩壊地変遷と崩壊特 性を 1923 年~ 1999 年の 76 年間にわたり解析を行った.

(3) 解析方法

解析には表1に示す1967年・1978年・1988年・1999 年の航空写真と1923年については神奈川県震災荒廃林 野復旧事業図(神奈川県林務課,原図は昭和4年)を用

表1.使用した航空写真と図面

撮影年月日	縮尺	撮影機関
1923年	1/50000	神奈川県震災荒廃林野復旧事業
1967年	1/20000	国土交通省国土地理院
1978年	1/15000	国土交通省国土地理院
1988年	1/20000	国土交通省国土地理院
1999年	1/30000	国土交通省国土地理院

いた.崩壊地と地形データの入力は,縮尺1/5000の治 山基本図の等高線(10m間隔)をesri社のArc View3.2 を用い,入力した地形データよりDEMを作成した.DEM の作成は縮尺1/5000の治山基本図の等高線をデジタイ ザ入力し,ベクターデータを作成し,作成した等高線のベ クターデータをグリットデータ(ラスターデータ)に変換した. 次に,崩壊地データは,航空写真をスキャナで読み込み, 写真画像データを adobe 社の Photoshop で航空写真のも つ異なった縮尺,歪みを補正する簡易オルソ化を行った. 補正の終えた画像をデジタイザ入力し崩壊地データとした. 一般に,航空写真上で崩壊地を判読する場合,崩壊域・ 流送域・堆積域を明確に区分することが困難なため,航 空写真上の白色部分を崩壊地と判断した.計測項目は崩 壊地面積・崩壊地斜面傾斜・崩壊地方位・崩壊地標高の 4項目とした.

3. 中川川・玄倉川流域での崩壊地の空間分布

図1に76年間の中川川・玄倉川流域での崩壊地の分 布状態を示す.関東大震災時(1923)の崩壊では両流 域の総面積の14.45%(1292.890ha)が確認された.1972 年の集中豪雨(47年災)で崩壊の増加が認められたが, その後は回復傾向にある.両流域の崩壊地はトーナライト 地帯に数多く確認できる.玄倉川流域でのトーナライト地帯 内の崩壊数を見ると1923年(893個の内408個),1967

表2. 中川川流域の崩壊地の緒元

	1923	1967	1978	1988	1999
面積(ha)	906.537	43.761	82.141	40.435	18.266
個数(個)	752	422	609	329	162
崩壊面積率(%)	21.449	1.035	1.944	0.957	0.432
平均崩壊面積(ha)	1.206	0.104	0.135	0.123	0.113
最大崩壊面積(ha)	41.023	2.294	2.318	1.894	2.092
最小崩壊面積(ha)	0.030	0.003	0.005	0.005	0.004
流域面積(ha)	4226.422				

年(675 個の内 312 個), 1978 年(760 個の内 426 個), 1988 年(320 個の内 189 個), 1999 年(267 個の内 168 個) と約半数近くがこの地質帯で発生している.

4. 中川川流域の崩壊場の崩壊特性

(1) 中川川流域での崩壊個数と崩壊面積の推移

表 2, 図 2, 図 3 に 1923 年~ 1999 年の崩壊地の緒 元と崩壊数および崩壊面積の推移を示す.図 2,図 3 よ り 1923 年の関東大震災時に崩壊個数,崩壊面積が顕 著に出現していることが分かる.崩壊面積では流域面積 4,226.422ha の内 906.537ha と約 21% が崩壊した.また, 1978 年に 47 年災の影響による崩壊面積の増加が認めら れる.しかし,年代変移に従い減少傾向を示した.崩壊 個数と崩壊面積とを対比すると 1923 年~ 1967 年の 44 年 間では個数で約 44%,面積で約 95%の減少率を示し, 1923 年~ 1999 年の 76 年間では個数で約 78%,面積で 約 98% の減少率を示した.また,1967 年以降の平均崩壊 面積は 0.104ha ~ 0.123ha と 1923 年の 1.206ha と比較して 小規模な崩壊であることが分かる.

(2) 標高別に見た崩壊地密度の推移

図 4 に示す標高別崩壊地密度から高標高部で崩壊が多 発していることがわかる. 1967 年以降の降雨を誘因とする 崩壊では標高 900 ~ 1000m と標高 1400 ~ 1500m にピー



図1. 中川川・玄倉川流域での崩壊地分布



ク値を示している. これは当流域の標高別斜面面積が高標 高部に多いことから斜面面積と比例関係を示したものと考え られる. 1923 年の地震を誘因とする崩壊では,高標高部 (1400~1600m)と300~800mで崩壊が多く認められ, 図5の崩壊面積率(崩壊面積/標高面積)でも標高1300 ~1400mと標高1500~1600mの高標高で崩壊が多発し ていることが分かる. これらは山口・川邊(1982)が指摘し た地震波の増幅により高標高部で崩壊が発生し易いことに よるものと考えられる.

(3) 傾斜方位別の崩壊地個数と崩壊密度

表 3,図 6 に斜面方位別崩壊面積と崩壊地個数および 崩壊地密度を示す.各年代毎の方位別崩壊地個数をみる と、地震を誘因とする 1923 年の崩壊では、南西(106 個) >南東(104 個) > 西(103 個) > 南(98 個) > 東(79 個) > 北西(78 個) > 北東(76 個) > 北(67 個) と 100 個 以上の崩壊が南西・南東・西方向に出現しているが、全体

表 3. 斜面方位別の崩壊個数と崩壊地面積

	1923		1967		19	978	19	88	1999	
	個数	面積	個数	面積	個数	面積	個数	面積	個数	面積
平坦	41	34.674	35	4.402	54	5.392	10	1.172	5	0.228
北	67	64.575	25	1.189	97	10.271	49	4.970	5	0.520
北東	76	64.954	57	3.669	103	9.327	82	7.958	24	1.538
東	79	77.974	55	3.439	113	15.405	90	9.448	40	4.219
南東	104	95.484	69	8.988	98	17.153	59	7.664	47	4.841
南	98	74.34	71	6.486	58	10.405	13	2.553	25	2.717
南西	106	83.819	60	6.069	41	4.242	8	1.001	5	0.504
西	103	203.89	24	6.135	20	5.890	10	5.067	4	0.546
北西	78	206.83	26	3.384	25	4.056	8	0.602	7	3.153



図4. 中川川流域での標高別にみた崩壊地密度







図 6. 斜面方位別にみた崩壊地密度

的に全方位に崩壊が多発する傾向を示す.一方,降雨を 誘因とする 1967 年は南(71個)>南東(69個)>南西 (60個),1978 年は東(113個)>北東(103個)>南東 (98個),1988 年は東(90個)>北東(82個)>南東(59 個),1999 年は南東(47個)>東(40個)>南(25個) と各年代により方位別崩壊数に異なる傾向を示した.図-6 の方位別毎の崩壊地密度をみると,1923 年は各方位に 均一な値を示すが,それ以後のピーク値は1967 年は北 東(0.162個数/ha),1978 年は北東(0.293個数/ha), 1988 年は北東(0.233個数/ha),1999 年は南東(0.089 個数/ha)と北東から南東に偏る傾向を示した.

(4) 傾斜角別の崩壊地密度分布と崩壊個数・崩壊面積

図7に傾斜角別にみた崩壊地密度を示す.中川川流域 は傾斜角5°以下の緩傾斜地が全流域に12.4%分散し, 崩壊数も1923年(45個),1967年(45個),1978年(56



図 7. 傾斜角別にみた崩壊地密度



図 8. 稜線から崩壊地源頭部までの距離と崩壊数

個), 1988年(10個), 1999年(5個)と緩傾斜地での 崩壊発生が当流域の特徴としてあげることができる. 今後, 丹沢山地での緩傾斜地に発生した崩壊地の形態について 考究する必要がある.また、崩壊数・崩壊面積が多発して いる傾斜角は5年代を通じ39~45°の急傾斜面に発生 する傾向にあり、緩傾斜地と急傾斜地での崩壊発生が丹 沢山地の特徴と思われる.

(5) 稜線から源頭部までの距離と崩壊地個数との関係

流域は最小流域を単位とした集合体であり、この最小流 域内で斜面崩壊が発生する.山体を形成する山腹斜面は 斜面長に長短が生じる. 崩壊部の源頭部を標高で見た場 合、比較的高標高に出現している事が見出されるが、その 発生位置が最小流域単位のどの場で生じているかの考察 はなされていない. ここでは崩壊が発生した最小流域の稜 線部より崩壊発生源頭部までの距離について検証した.

図8に各年代毎の稜線から崩壊地源頭部までの距離と崩 壊地個数との関係を示す. 各年代ともに崩壊の総発生数 は異なるが、崩壊発生位置が稜線から20m以内に集中し、 稜線からの距離が長くなるにつれて崩壊地数が減少する傾 向が確認できる. 関東大震災(1923)や47年災(1967) による崩壊に顕著にその傾向が見られる. 塚本(1992)は 標高 900m 未満では、わが国の人工林植栽が標高 900m 以下に集中され崩壊に対する抵抗要因としての植生関係 要因が効果を発揮し、標高 900m 以上では標高・傾斜・起 伏量が大きく関係し、森林の多くは天然林で自然状態であ るため森林状態には変化がなく、滑動要因が崩壊に関与し ていると言及し、山口・川邊(1982)は地震に伴う崩壊が 比較的標高の高い場所または稜線近傍から発生しやすい としている. 当流域の標高別の崩壊数も高標高に多く存在

表 4. 玄倉川流域の崩壊地の緒元

	1923	1967	1978	1988	1999	
面積(ha)	1196.358	60.108	42.453	26.082	23.984	
個数(個)	893	675	760	320	267	
崩壊面積率(%)	25.326	1.272	0.899	0.552	0.508	
平均崩壊面積(ha)	1.340	0.089	0.056	0.082	0.090	
最大崩壊面積(ha)	28.860	4.697	0.921	1.465	1.185	
最小崩壊面積(ha)	0.038	0.001	0.001	0.002	0.002	
法は両穂(ba)	1723 872					

4723.872 流域面積(ha)



していることから、関東地震・相模地震など過去幾多の地 震やその後の豪雨を勘案すると,これらの影響が崩壊形態 に大きく関与したものと考えられる.

5. 玄倉川流域の崩壊場の崩壊特性.

(1) 玄倉川流域における崩壊地個数と崩壊面積の推移

表4,図9,10に1923年・1967年・1978年・1988年・ 1999年の玄倉川流域における崩壊地緒元と崩壊数・崩壊 面積の推移を示す. 流域面積は4.723.872haと中川川流 域より 497.45ha 大きい. 関東大震災時(1923)の崩壊を みると流域面積の約 25% (1196.358ha) に相当する面積 を有している. また, 中川川流域と対比すると崩壊個数で 141 個, 崩壊面積で 287.821ha 多く崩壊しており, 1967 年 以降も中川川流域での崩壊発生を凌駕する傾向を示した.

(2) 標高別に見た崩壊地個数の推移

図 11 に玄倉川流域での標高別崩壊数を見ると, 関東 大震災(1923)時を除く4年代で崩壊が標高1200~ 1300m で多発し、1967年・1978年に高い値を示した.考 えられる要因として昭和 41 年の台風 4 号 (総雨量 250~ 300mm),昭和47年の集中豪雨(連続雨量 530mm,最 大時雨量 100mm) が影響したと思われる. また, 1978 年 時に標高 1000m 以上で崩壊数が他年代より高い値を示し



図 11. 玄倉川流域での標高別にみた崩壊数







ているが、これは関東大震災後 55 年を経て崩壊地への植 生の回復により崩壊地面積の縮小傾向にあったものが昭和 47 年の集中豪雨を誘因として崩壊が再発したものと考えら れる. 1923 年の崩壊個数を標高別に見ると、発生数が標 高占有面積に比例し、いずれの標高にも崩壊が発生したこ とが分かる.これと、関東大震災の震動波が低標高まで及 んだこと、丹沢山地を形成するトーナライトを主とする軟弱 な地質であることが関与したものと考えられる.降雨を誘因 とする 1967 以降で高標高部で崩壊が多発した要因として 抵抗要因の植生関連要因の効果が無く、滑動要因の地形 ・地質等が優位を示したためと考えられる.

(3) 斜面方位別の崩壊地個数と崩壊地密度

図 12, 図 13 に斜面方位別の崩壊数と崩壊地密度を示 す. 崩壊は 1923 年に東斜面 (151 個), 西斜面 (148 個), 1967 年に東斜面 (126 個), 西斜面 (117 個) と数多く発 生し, 北斜面で 1923 年 (2 個)・1978 年 (3 個) と発生



図 14. 傾斜角別にみた崩壊地個数



図 15. 傾斜角別にみた崩壊地密度

数が極めて少ない. 47 年災後の 1978 年・1988 年・1999 年の崩壊数をみると発生数に差がみられるが、南東斜面に 崩壊が多く確認され、1978年 > 1988年 > 1999年と時代 の推移と共に崩壊が減少している.また、1967年の方位 別の崩壊発生傾向が 1923 年に類似している. これは 47 年災時の豪雨が南東斜面に集中していた可能性が考えら れる. また, 東・西・北東斜面で崩壊地が年代と共に回 復しているのは、植生回復を進行させる条件を有している ものと思われ、今後、台風・豪雨などが当流域の地形・植 生に及ぼす影響について検討する必要がある. 図 13 の崩 壊地密度の分布形状を見ると、1923年・1967年と1978 年・1988年・1999年で形状的な差異が認められる. すな わち, 1923年と1967年には東斜面に 0.322個 / ha, 0.269 個 / ha の値を示した. また, 1976 年・1988 年に南東斜面 で 0.273 個 / ha, 0.176 個 / ha となり, 昭和 41 年 (1966) の台風 4 号・昭和 47 年(1972)の台風 4 号と集中豪雨 が南東斜面に大きな影響を及ぼしたものと思われる.

(4)傾斜角別にみた崩壊地密度分布・崩壊個数・崩壊面 積の推移

図 14 に傾斜角別の崩壊地個数分布を示す. 玄倉川流 域での傾斜角別崩壊地の発生が 1923 年, 1967 年, 1978 年の前期と 1988 年, 1999 年の後期のグループに区分でき る. 傾斜角 30 ~ 55°の範囲をみると 1988 年を境として崩 壊数の減少が顕著に確認できる. また, 前後期を通じ傾斜 角 30°以下では崩壊数が少なく, 傾斜角の増加に伴い崩 壊も増加傾向を示し, 傾斜 35 ~ 40°に崩壊地が多く存在 し, 傾斜角 30 ~ 50°で崩壊数の約 35% が発生している.



図 16. 稜線から崩壊地源頭部までの距離と崩壊数

図 15 に傾斜角別の崩壊地密度分布を示す.地震による崩 壊地の発生条件として急傾斜地に発生傾向は高いと言われ ており、本解析においても 1923 年の関東地震時と 1988 年, 1999 年の傾向を除いた 1967 年 1978 年の崩壊地密度分布 が傾斜増加に伴い増える傾向を示している. 1923 年の崩 壊地密度傾向を見ると傾斜 5 ~ 10°の値を除き,緩傾斜, 急傾斜共に平均 0.198 と値に大きな変化がなく、いずれの 傾斜地においても崩壊が発生した.また,1923 年に傾斜 5 ~ 10°で数値が大きな値を示しているが、考えられる要因 として地震の規模の大きさと石英閃緑岩という比較的軟弱な 地質である河川近傍の緩傾斜に発生した地すべりが存在す ること、また、1923 年以降確認出来ない山頂や尾根部の丸 みを帯びた場での崩壊地が傾斜 5 ~ 10°の範囲内に属し 過大な値を表示したものと考えられる.

(5) 稜線から源頭部までの距離と崩壊地個数との関係

図 16 に玄倉川流域で発生した崩壊地の源頭部を稜線からの距離で示す.この図から稜線部近傍に崩壊が集中していることが分かる.そして、5 年代共に崩壊の発生数は異なるが、稜線から源頭部までの距離が近づくにつれ崩壊数が多くなる傾向が見られる.特に、関東大震災時に顕著に表れている.1923 年を除く4 年代では、1978 年、1967 年、1988 年、1999 年と順次下降傾向を示している.1972 年の47 災による影響により稜線近傍で崩壊が多発し、その後の植生の侵入・人工的緑化事業により曲線が下降傾向を示したと考えられる.

(6) 崩壊地発生斜面の斜面形状

表5に崩壊発生場の斜面形状と崩壊個数を示す.なお,

表 5. 斜面形状ごとの崩壊発生数(個)

	凹型	平滑型	凸型	計
1923年	274	305	314	893
1967年	214	278	183	675
1978年	276	312	172	760
1988年	111	144	65	320
1999年	86	117	64	267

斜面形状区分には寺田法を用い凹型,平滑型,凸型の斜面に区分した.解析の結果,① 地震を誘因とする関東大 震災(1923)の崩壊では、凹型(274個) < 平滑型(305 個) < 凸型(314個)の順に崩壊数が増大し,②降雨を 誘因とする1967年・1978年・1988年・1999年の崩壊で は平滑型斜面が最高値を示した.一般に,降雨を誘因と する崩壊では、集水地形である凹型斜面に崩壊が多発す る傾向にあるが、1967年・1978年・1988年・1999年と もに平滑型斜面に多く崩壊が見られた.これは、丹沢山地 の地形的特徴である山頂付近や尾根部に見られる平坦な 緩傾斜部や風化し易いトーナル岩・石英閃緑岩など地質 的要因が大きく関わったものと考えられる.

(7) 崩壊地の形状変化の推移

崩壊地の形状変化を崩壊場の地形・地質・植生特性を 考慮に入れ時系列的に解析することは、崩壊地の植生の 回復状態を推測する有力な手段となる.ここでは、崩壊地 形状を拡大型・結合型・縮小型・分離型の4つに分類し 解析を行った.なお、表中の増加型崩壊地を拡大型(対 象崩壊地が前年度より面積が拡大したもの)と結合型(前 年度確認された崩壊地が複数結合し一つの崩壊地になっ たもの)、減少型崩壊地を縮小型(前年度より面積が縮小 したもの)と分離型(崩壊地が分離して複数個の崩壊地 になったもの)とした.解析は1923~1967年,1967~ 1978年,1978~1988年,1988~1999年の4期間につ いて行った.結果を表6に示す.

1967年と1978年の崩壊数が675個から760個と唯一崩 壊数が増加している.これは47年災の集中豪雨が誘因と 考えられる.また、1967~1978年の増加型崩壊地、減 少型崩壊地を見ると、増加型崩壊地は拡大型が69個と各 年代中で最高値を示し、減少型崩壊地の縮小型は48個と

				増加型崩壊地			減少型崩壊地							
	<u>出</u> 新規崩壊地		崩壊地	拡大型 結合型		合型	縮小型		分離型		植生回復地		こま 小米ケ	
	朋收致	個数	面積(ha)	個数	面積(ha)	個数	面積(ha)	個数	面積(ha)	個数	面積(ha)	個数	面積(ha)	减少数
関東地震	893													
		392	20.023	9	11.797	9	4.293	76	6.611	189	17.383	610	1156.273	-218
1967年	675													
		595	22.120	69	14.006	7	1.401	48	2.167	41	2.751	510	39.774	85
1977年	760													
		169	9.654	23	5.525	8	3.865	86	5.091	34	1.947	609	26.026	-440
1988年	320													
		139	7.244	32	7.033	6	2.133	77	8.080	13	1.951	192	9.342	-53
1999年	267													

表 6. 崩壊地の形状変化の推移

最低値を示していることから, 1972 年の集中豪雨による崩 壊地の拡大が認識できる. 次に, 1978 年~ 1988 年には, 縮小型 86 個,崩壊地の減少数が 440 個と崩壊地の緑化 回復が確認でき, 1978 年以降で大規模な森林被害が生じ ていないことが分かる.

6. まとめ

流域毎の解析結果と崩壊の発生や軽減法を以下に記す. -中川川流域-

①崩壊個数と崩壊面積は 1923 年 (752 個, 906.54ha), 1967 年 (422 個, 43.76ha), 1978 年 (609 個, 82.14ha), 1988 年 (329 個, 40.44ha), 1999 年 (162 個, 18.27ha) で, 近年は減少傾向にある.

②平均崩壊面積は 0.12ha と比較的小規模な崩壊地が大部 分を占めている. 1923 年には 1.2ha と約 10 倍にも達して いた.

③傾斜方向別・傾斜角別・標高別の崩壊地個数の分布と崩 壊地密度は、全斜面の分布割合に対応している.

④標高毎の崩壊数を比較すると、標高 1200m 以下では 1978 年に増加し、1978 年以降は減少傾向にある.

-玄倉川流域-

①崩壊個数と崩壊面積は 1923 年 (893 個, 1196.36ha), 1967 年 (675 個, 60.11ha), 1978 年 (760 個, 42.45ha), 1988 年 (320 個, 26.08ha) 1999 年 (267 個, 23.98ha) である.

②平均崩壊地面積は約1haと比較的小規模である.

③標高 1000m 以上の高標高に崩壊地が多く,低標高に比 ベ崩壊地の回復速度が遅い事が確認できる.

④斜面傾斜が急峻になるほど崩壊発生の可能性が大きく, 傾斜 45°付近で最高値を示した.

⑤地質は流域面積の約 40% を占めるトーナライト地帯で崩壊が集中している.標高 700 ~ 900m に広く分布 している. ⑥ 1923 年の崩壊斜面型(凸型)を除き,平滑型・凹型地形で崩壊が多く降雨による影響と考えられる.

以上の解析結果から,丹沢山地での土砂移動に対して 考慮する事柄として,(1)山地の崩壊により流出土砂の被 害を軽減させるため,流域での適正なダム群の配置を考え る.このため,流域毎の流出土砂量と植生回復速度を地 形・地質・植生・気象ごとに考察し,堰堤工作物を含め た流域の管理システムの構築を行う. (2) さらに,林内に 散在する崩壊跡地からの流出土砂量の正確な把握と植生 の回復を促進させる.しかし,標高 1200m を越す崩壊地 では回復までに比較的長時間を要し,地形が急峻であるこ とから,比較的簡易な工法による植生回復に頼るのが合理 的であると思われる.また,崩壊跡地への植生工の導入は, 丹沢山地の場合標高 1000m 近傍が限界と思われる.

文 献

- 石垣逸朗,2005. 北海道八雲地域における表層崩壊の 発生と植生回復の特徴.日本緑化工学会誌,30(3): 572-81.
- 石垣逸朗・蛭間淳子・大河和夏・松崎紀雅・阿部和時・ 鈴木雅一・内山佳美,2006.76年間における崩壊地 の長期変動と植生回復過程-西丹沢山地玄倉川仲 の沢流域を対象として-.日本緑化工学会誌,32(1): 171-176.
- 神奈川県農政部林務課編,1984. 神奈川の林政史. 963pp. 神奈川県農政部林務課. 横浜.
- 沼本晋也・鈴木雅一・長友 幹・蔵治 光一郎・佐倉詔夫・ 太田猛彦,1999. 航空写真を用いた崩壊地植生回復 過程の検討 1970 年房総南部集中豪雨による崩壊地 の 25 年間の変遷.砂防学会誌,52(2):14-20.
- 太田猛彦, 2004. 森林の多面的機能の評価. 農林水産技術研究ジャーナル, 27(5): 5-10.
- 砂防学会監修,1992.砂防学講座第3巻斜面の土砂移動 現象.357pp.山海堂,東京.
- 鈴木雅一,2001. 黒部川上流,廊下沢崩壊地の推移航空 写真を用いた崩壊発生後 25 年間の変化の検討.砂 防学会誌,54(2):13-18.
- 鈴木雅一,2002. 航空写真による最近 57 年間の丹沢山 地北部の崩壊地と森林の変遷.砂防学会誌,54(5): 12-19.
- 塚本良則,1992. 森林・水・土の保全湿潤変動帯の水文 地形学.138pp.朝倉書店,東京.
- 山口 伊佐夫・川邊洋,1982. 地震による山地災害の特性. 新砂防,35(2):3-15.