

火山防災マップ作成指針

別冊資料

内閣府（防災担当）、消防庁、国土交通省水管理・国土保全局砂防部、気象庁

目 次

1. 過去の火山災害.....	1
2. 災害要因実績図の作成.....	6
3. 火山ハザードマップ作成に利用可能なシミュレーションプログラム.....	10
4. 火山ハザードマップ作成手法.....	12
4-1 特定の火山災害要因に関する火山ハザードマップの作成手法.....	12
4-1-1 大きな噴石.....	12
4-1-2 小さな噴石、火山灰（降下火砕物）.....	16
4-1-3 溶岩流.....	30
4-1-4 泥流・土石流.....	45
4-1-5 津波.....	67
4-2 予測される災害を累積した火山ハザードマップの作成手法.....	73
4-2-1 大きな噴石.....	73
4-2-2 小さな噴石、火山灰（降下火砕物）.....	76
4-2-3 溶岩流.....	79
4-2-4 火砕流（火砕サージを含む）.....	81
4-2-5 岩屑なだれ.....	89
4-2-6 泥流・土石流.....	91
4-2-7 地すべり、斜面崩壊.....	93
4-2-8 火山ガス・噴煙.....	94
5.用語の解説.....	96
6. 参考文献.....	99

1. 過去の火山災害

過去数百年間に、世界で少なくとも 30 万人の生命が噴火によって失われている（表 1-1）。人口密度の高い日本やインドネシア等には爆発的な噴火をする火山も多く、これらの火山の噴火により、人命にかかわる災害が多発している。

日本の主な火山災害を表 1-2 に示す。また、火山災害要因ごとの被害事例を表 1-3 に示す。我が国で有史以来最大の火山災害となった 1792 年雲仙岳噴火では噴火に伴う様々な現象（爆発、溶岩流、泥流、地震、山体崩壊、津波等）が発生したが、特に有明海、島原湾沿岸での津波による被害が最も著しかった。また、1741 年渡島大島噴火は無人島であったが、噴火に伴い発生した津波により対岸の北海道で多数の死者を出したほか、1640 年北海道駒ヶ岳噴火に伴い発生した津波でも 700 人以上の死者を出すなど、噴火に伴う津波は過去に多数の死者を出している。

このほか、山体崩壊による災害は、1888 年磐梯山で死者 461 人を出したものが代表的であり、火砕流では 1783 年浅間山噴火に伴う鎌原火砕流とこれに関連した泥流や洪水で死者約 1,200 人を出した災害や 1991 年雲仙岳噴火での事例がある。

火山泥流は、1926 年十勝岳噴火に伴うものが 2 ヶ村を埋没させ、死者 144 人を出した例が知られている。また、溶岩流では 1779 年桜島噴火の安永溶岩や 1914 年桜島噴火の大正溶岩の流出により多数の死者が出た。

表 1-1 多数の死者を出した火山災害（勝井，1979 に加筆）

火山名	噴火年	死者数 (人)	備考
クルー（インドネシア）	1586	10,000	カルデラ形成に伴って津波発生
ベスビオ（イタリア）	1631	3,500	爆発的噴火・溶岩流・火山泥流
エトナ（イタリア）	1669	20,000	地震（溶岩流で 1.7 万人が家を失う）
メラピ（インドネシア）	1672	3,000	火砕流・火山泥流
富士山（日本）	1707	不明	餓死者多数
アウ（インドネシア）	1711	3,200	火山泥流
パパンダヤン（インドネシア）	1722	2,967	山体崩壊
渡島大島（日本）	1741	>1,475	津波
浅間山（日本）	1783	1,200	火砕流・洪水
ラカギガル（アイスランド）	1783	10,000	大規模溶岩流（餓死も発生）
雲仙岳（日本）	1792	15,000	山体崩壊・津波発生
タンボラ（インドネシア）	1815	92,000	大規模噴火（餓死・病死も発生）
ガルングン（インドネシア）	1822	>4,000	火山泥流
アウ（インドネシア）	1856	2,000	火山泥流
クラカトア（インドネシア）	1883	36,417	カルデラ形成に伴って津波発生
アウ（インドネシア）	1892	1,500	火砕流・火山泥流
プレー（西インド諸島）	1902	28,000	サンピエール市に火砕流
スフリエール（西インド諸島）	1902	1,565	火砕流
クルー（インドネシア）	1919	5,000	火山泥流
ラミントン（パプアニューギニア）	1951	3,000	爆発的噴火・火砕流
アグン（インドネシア）	1963	2,000	火砕流・火山泥流
ネバドデルルイス（コロンビア）	1985	25,000	火山泥流
ニオス湖（カメルーン）	1986	1,700	火山ガス

表1-2 我が国における主な火山災害及び最近の火山災害（気象庁，1991より編集）

年月日	火山名	被害の概況
1410(応永17)3.5	那 須 岳	噴石や埋没により死者約180人。
1640(寛永17)7.31	北海道駒ヶ岳	津波により死者約700人。
1741(寛保元)8.29	渡島大島	津波により死者1,475人。
1779(安永8)11.8.9	桜島	溶岩流、噴石により死者153人。
1781(天明元)4.11	桜島	海底噴火。津波により死者8人、行方不明7人。
1783(天明3)8.4	浅間山	火砕流、溶岩流、火山泥流。吾妻川、利根川に洪水。死者約1,200人。
1785(天明5)4.18	青ヶ島	噴石、噴煙、泥土噴出で死者130~140人。
1792(寛政4)5.21	雲仙岳	岩屑なだれと津波により死者約15,000人。
1822(文政5)3.23	有珠岳	火砕サージにより旧虻田集落全滅。死者50人。
1856(安政3)9.25	北海道駒ヶ岳	1集落焼失。火砕流により死者約20人。
1888(明治21)7.15	磐梯山	岩屑なだれにより山麓の村落が埋没。死者461人。
1900(明治33)7.17	安達太良山	火山灰や噴石で硫黄鉱山施設に被害。死者72人。
1902(明治35)8.7	伊豆鳥島	爆発。全島民125人死亡。
1914(大正3)1.12	桜島	溶岩流、火山灰で村落埋没。地震。死者58人。
1926(大正15)5.24	十勝岳	融雪型火山泥流発生。2ヶ村埋没。死者144人。
1940(昭和15)7.12	三宅島	噴石、溶岩流。死者11人。
1947(昭和22)8.14	浅間山	噴石により死者11人。
1952(昭和27)9.24	ベヨネーズ列岩	海底噴火。観測船第5海洋丸の遭難、乗員31人全員死亡。
1958(昭和33)6.24	阿蘇山	噴石により死者12人。
1962(昭和37)6.29	十勝岳	爆発的噴火。噴石で死者4人、行方不明1人。
1974(昭和49)6.17、8.9	桜島	2回の土石流で死者8人。
1974(昭和49)7.28	新湊焼山	噴石により死者3人。
1977(昭和52)8.7~1978.10	有珠山	泥流の発生、地盤変動。泥流で死者3人。有珠新山生成。
1979(昭和54)6~7	阿蘇山	爆発の影響で死者3人、負傷者11人。
1983(昭和58)10.3	三宅島	溶岩流、阿古地区家屋焼失・埋没340棟。
1986(昭和61)11.15	伊豆大島	12年ぶりに噴火。全島民等約1万人が島外避難。
1988(昭和63)12.16~1989	十勝岳	小規模な噴火。融雪型火山泥流が発生。山麓の住民避難。
1989(平成元)7.13	伊東沖海底火山	群発地震、伊東市沖の手石島付近での海底噴火。
1990(平成2)11.17~1995	雲仙岳	火砕流により死者・行方不明者43人。度重なる火砕流と土石流によって多くの家屋が焼失・流失。
2000(平成12)3	有珠山	爆発により火口群形成。
2000(平成12)6~2005.8	三宅島	噴石。火砕流を伴う噴火。大量の火山ガス。全島避難。
2011(平成23)1~4	霧島山(新燃岳)	火山性地震多発。空振によるガラス破損。降灰。

表 1-3 (1) 我が国における火山災害要因ごとの被害事例

火山災害要因	被害事例
大きな噴石	<ul style="list-style-type: none"> ・1977年有珠山噴火では、火口から1～2km離れたところで、直径30～40cmの噴石により直径70cmの樹幹が折られ、厚さ12cmの鉄筋コンクリートの屋根に穴が空いた。
火砕流（火砕サージを含む）	<ul style="list-style-type: none"> ・1822年有珠山噴火では、火砕流と火砕サージのため山麓の村が全焼し、死者50人、負傷者53人を出した。 ・1856年北海道駒ヶ岳噴火では、火砕流(軽石流)により二十数人の死者が出た。 ・1988年十勝岳噴火では、小規模な火砕流が発生し、住民が避難する事態になった。 ・1991年雲仙岳噴火では、山頂に生じた溶岩ドームの一部が破壊され、6月3日の火砕流に伴う火砕サージは集落にまで達し、家屋を焼失させ、43人の死者・行方不明者を出した。
融雪型火山泥流	<ul style="list-style-type: none"> ・1985年ネバド・デル・ルイス火山（コロンビア）噴火では、融雪型火山泥流が山麓のアルメロの町を埋めつくし約25,000人の死者を出した。 ・1926年十勝岳噴火では、融雪型火山泥流が平均流速60km/hで森林を破壊し、多量の流木を含む鉄砲水となって山麓を襲い、2ヶ村を埋没させ、144人の死者を出した。
小さな噴石、火山灰（降下火砕物）	<ul style="list-style-type: none"> ・1977年有珠山噴火では、山麓に直径最大10cm程度の軽石が厚さ数10cmも堆積したが、幸い死者は出なかった。 ・2010年エイヤフィヤトラヨークトル火山（アイスランド）噴火では、1週間程度、欧州の航空路が麻痺し、経済活動に大きな被害を与えた。
溶岩流	<ul style="list-style-type: none"> ・1914年桜島大正噴火、1983年三宅島噴火、1986年伊豆大島噴火等では、溶岩流は比較的ゆっくり流下したため、溶岩流が発生してから避難することも可能であり、過去にも大きな人的被害は出ていない。
泥流、土石流	<ul style="list-style-type: none"> ・1919年クルー火山（インドネシア）噴火では、発生した火山泥流で、約5,000人の死者を出し、130km²の耕地が荒廃した。 ・1977～1978年有珠山噴火では、大量の細粒な火山灰が斜面を覆い、1978年10月の降雨で泥流が発生し、3人の死者が出た。 ・1990～1995年雲仙岳噴火や2000年三宅島噴火では、山腹等に堆積した火山灰や火砕流堆積物が降雨で土石流となり、道路や家屋に被害をもたらした。 ・桜島では、連続的な降灰により山腹斜面が荒廃しており、2011年には野尻川等で年間30回以上の土石流が発生した。
山体崩壊、岩屑なだれ	<ul style="list-style-type: none"> ・1888年磐梯山噴火では、小磐梯山の北半分で山体崩壊が発生し、総計12億m³に及ぶ岩屑なだれが北麓に流下し、461人の死者が出た。 ・1980年セントヘレンズ火山（アメリカ）噴火では、山体直下で発生した地震によって山体崩壊が発生し、大規模な岩屑なだれが、最高150m/sの速度で30kmの距離を流下した。
洪水	<ul style="list-style-type: none"> ・1783年浅間山噴火では、鎌原火砕流が吾妻川に流れ込み、それによって大洪水が発生し、利根川沿いに大被害を出した例がある。 ・1980年セントヘレンズ火山（アメリカ）噴火では、大量の岩屑なだれが、スピリット湖の水も混ざって土砂を多く含む洪水となり、トートル川やカウリッツ川の水をとり込みながらコロンビア川まで流下した。

表 1-3 (2) 我が国における火山災害要因ごとの被害事例

火山災害要因	被害事例
地すべり、斜面崩壊	<ul style="list-style-type: none"> ・1984年長野県西部地震では、御嶽山周辺で斜面崩壊が発生した。 ・2008年岩手・宮城内陸地震では、震源地周辺の栗駒山において多数の斜面崩壊・地すべりが発生し、崩壊した土砂が河道をせき止める河道閉塞が発生した。 ・神奈川県箱根町（箱根山）の早雲山地すべりや、鹿児島県牧園町（霧島山）の地すべり等も代表的な例として挙げられる。
津波	<ul style="list-style-type: none"> ・1640年北海道駒ヶ岳噴火では、山頂部の崩壊で泥流が海に流れ込み、内浦湾で津波が発生し、死者700余人を出した。 ・1741年北海道渡島大島噴火では、山体の一部が崩壊し、岩屑なだれが海に流れ込み、津波が発生した。対岸に津波が押し寄せ、1,475人の死者が出た。 ・1792年雲仙岳噴火では、強い地震と同時に眉山で山体崩壊が発生し、約3.4億m³の岩屑なだれが有明海に流れ込み、津波を発生させた。このため眉山の麓の島原だけでなく、対岸の熊本県にまで被害が及び、死者約15,000人を出した。 ・1883年クラカトア火山（インドネシア）噴火では、カルデラ形成に伴う津波で、約36,000人が死亡した。
火山ガス、噴煙	<ul style="list-style-type: none"> ・1971～1976年草津白根山では、硫化水素（H₂S）に富む噴気によるガス中毒死亡事故が、3回も発生した。 ・1997年八甲田山で二酸化炭素中毒事故死が発生した。 ・1986年ニオス湖（カメルーン）からの火山ガス噴出では、1,700人の死者が出た。 ・2000年三宅島噴火では、有害な二酸化硫黄等を含む火山ガスが大量に放出され、島民の帰島を阻害する大きな要因となった。
空振 (爆発による衝撃波)	<ul style="list-style-type: none"> ・桜島噴火では、対岸の鹿児島県庁等の建物のガラスが割れた例がある。 ・1950年浅間山噴火では、火口から18km離れた家屋の窓ガラスが破壊された。 ・1962年十勝岳噴火では、外聴域現象が発生した。 ・1986年伊豆大島噴火では、爆発音が群馬県の前橋市付近で聞こえた。 ・2011年の霧島山（新燃岳）噴火では、空震によるガラスの破損等が発生した。
地震動	<ul style="list-style-type: none"> ・1914年桜島噴火では、噴火の前兆としての地震が頻発し、最も活発な火山活動の最中にマグニチュード7.1の地震が発生し、多くの死傷者が出た。
地殻変動	<ul style="list-style-type: none"> ・1943～1945年昭和火山の形成、1977～1980年有珠新山の形成、2000年金毘羅山と西山の隆起では、火山周辺地域での地盤の垂直・水平変動が著しく、多数の断層・亀裂・波状変形が生じ、地上の建物及び地下の構造物が破壊された。
地下水・温泉変動	<ul style="list-style-type: none"> ・1910年有珠山噴火では、四十三山が形成されたが、その周辺に温泉が湧き出した。

2. 災害要因実績図の作成

それぞれの火山災害要因や被害の実績を図に表現するに当たり、記載することが望ましい情報を表2-1に、災害要因実績図作成から災害危険区域予測への流れを図2-1に、それに必要な資料を表2-2に示す。

表2-1 災害要因実績図に記載する内容

火山災害要因	災害要因実績図に記載する内容
大きな噴石	落下位置、火口、噴石の大きさ、量、温度
火砕流（火砕サージを含む）	火口、噴出物の厚さ、流動方向、到達時間、分布境界、温度
融雪型火山泥流	発生地点、流下経路、氾濫域、到達時間、気象
小さな噴石、火山灰（降下火砕物）	火口、噴出物の厚さ、粒径（最大、平均）、等層厚線
溶岩流	火口、噴出物の厚さ、流動方向、到達時間、分布境界、温度
泥流、土石流	発生地点、流下経路、氾濫域、到達時間、気象
洪水	発生地点、流下経路、氾濫域、浸水深、到達時間、気象
山体崩壊、岩屑なだれ	崩壊場所、堆積範囲、崩壊前の地形
地すべり、斜面崩壊	発生場所、気象
津波	遡上高、浸水域
火山ガス、噴煙	発生場所、気象、被害範囲、被災物、ガス成分
空振（爆発による衝撃波）	被害発生地点、被災物
地震動	震央、マグニチュード、被災物
地殻変動	断層位置、変動量、変動期間、施設破壊地点
地熱変動	観測点、地下水温変化量
地下水・温泉変動	観測点、変化水量
共通	出典、発生年月日、時刻

表 2-2 (1) 火山災害実績調査に参考となる資料

資 料	内 容	発 行 先
地形図等	縮尺 1/100 万(日本 I II III)、1/50 万地方図、1/20 万地勢図、1/5 万地形図、1/2.5 万地形図、1/5,000 又は 1/1 万森林基本図	国土地理院 林野庁
航空写真	縮尺 1/8,000、1/10,000、1/12,500、1/20,000、1/25,000、1/40,000	日本地図センター
火山基本図	縮尺 1/5,000(有珠山、吾妻山、阿蘇山、三宅島、伊豆大島、桜島、草津白根山、浅間山、樽前山、雲仙岳、十勝岳、御嶽山)、1/10,000(十勝岳、雌阿寒岳、北海道駒ヶ岳、岩木山、秋田焼山、岩手山、秋田駒ヶ岳、鳥海山、蔵王山、安達太良山、磐梯山、那須岳、焼岳、浅間山、富士山、東伊豆単成火山群、伊豆大島、鶴見岳、くじゅう連山、霧島山、薩摩硫黄島・薩摩竹島、諏訪之瀬島)	国土地理院
火山地質図	縮尺 1/5 万、1/2.5 万等(桜島火山、有珠火山、草津白根火山、阿蘇火山、北海道駒ヶ岳火山、浅間火山、青ヶ島火山及び伊豆諸島南方海底火山、雲仙火山、那須火山、伊豆大島火山、霧島火山、三宅島火山、岩手火山、口永良部島火山、樽前火山、十勝岳火山)	産業技術総合研究所 地質調査総合センター
土地分類図	縮尺 1/20 万土地分類図(全都道府県既刊) 縮尺 1/5 万土地分類図	日本地図センター
土地保全図	縮尺 1/20 万土地保全図、縮尺 1/2.5 万土地保全図(三宅島、有珠山)	国土交通省
火山土地条件図	縮尺 1/2.5 万(桜島、十勝岳、草津白根山、阿蘇山、北海道駒ヶ岳、三宅島、雲仙岳、霧島山、有珠山、樽前山、磐梯山、富士山、伊豆大島、安達太良山、くじゅう連山、雌阿寒岳・雄阿寒岳、薩摩硫黄島、御嶽山、栗駒山)	国土地理院
日本活火山総覧	全ての活火山について火山の現状と過去の火山活動状況等の基礎資料	気象庁
火山	火山学会誌	日本火山学会
地質学雑誌	地質学会誌	日本地質学会
第四紀研究	第四紀学会誌	日本第四紀学会
地理学評論	地理学会誌	日本地理学会
地学雑誌	東京地学協会誌	東京地学協会
地震	地震関連学会誌	日本地震学会

表 2-2 (2) 火山災害実績調査に参考となる資料

資 料	内 容	発 行 先
砂防学会誌	砂防関連学会誌	砂防学会
都道府県誌	火山災害を含む災害記録	都道府県
市町村誌	火山災害を含む災害記録	市町村
災害誌（噴火誌）	桜島大正噴火誌のような特定の噴火に関する記録	自治体、大学等
その他	北海道における火山に関する研究報告 （十勝岳、樽前山、有珠山、駒ヶ岳、雌阿寒岳、渡島大島、旭岳、知床硫黄山、恵山、アトサヌプリ・摩周、倶多楽） 富士山噴火史 伊豆諸島における火山噴火の特質等に関する調査・研究 等	北海道防災会議 静岡県 東京都防災会議
日本噴火史	歴史時代の噴火活動	震災予防調査会
古文書	(例)各旧藩が幕府に提出した報告資料等	

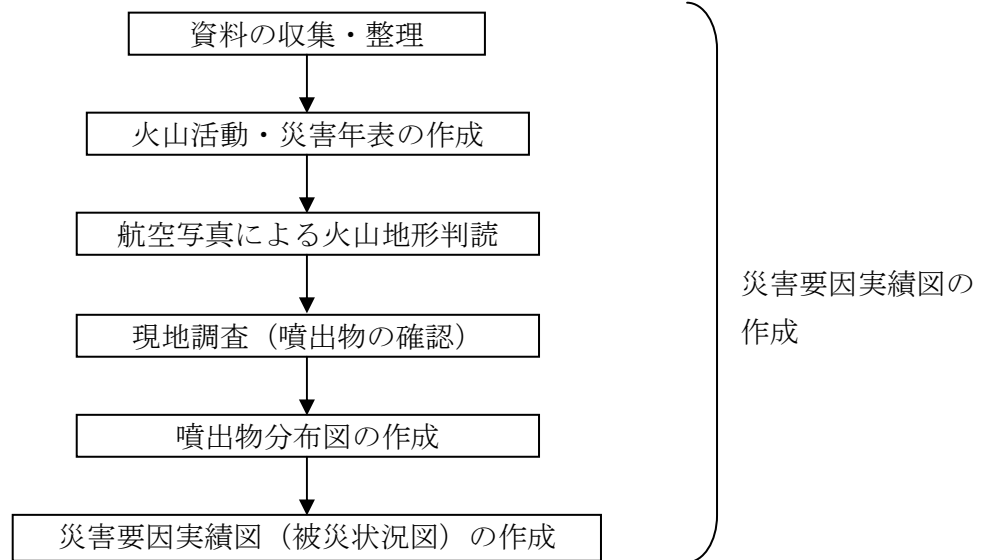


図 2-1 災害要因実績図の作成の流れ

災害要因実績図作成の方法及び注意点を以下に示す。

(1) 資料収集時

①資料収集先としては、地元の市町村や都道府県の資料室、試験場・研究所、地学関係の教室を持つ大学、民族資料館、博物館等がある。インターネット上で閲覧又はダウンロードが可能なものもある。

②古文書や引用された文献等はなるべく原典に当たって確認する。

③現地調査による噴出物の確認や赤色立体地図、航空写真判読による火山地形の確認を行うことが望ましい。

(2) 資料整理時

①基本図の縮尺は、噴出物の影響が及ぶ範囲に応じて何種類か作成するのが良い。広域図としては縮尺 100 万分の 1、火山周辺の図としては縮尺 20 万分の 1～10 万分の 1、噴火口周辺の図としては縮尺 5 万分の 1～2.5 万分の 1 等が適当である。

②出典は図中に明記する資料によって分布・範囲等に違いがあることもあるので、凡例ごとに出典をつけるのが望ましい。

③表示内容は原典に従うものとするが、明らかな誤りと考えられる場合は、その旨を明記した上、新しい内容を示す。

④多くの災害記録、多くの噴出物がある場合は、一定の様式（カタログ形式）にまとめるのが良い。ひとつひとつの災害や噴火ごとに分けた方が整理しやすい。

⑤浅間山の天明噴火や桜島の大正噴火のように最近の大規模噴火の場合は、多くの火山災害要因の影響範囲を重ねた総括図も作成すると良い。

⑥最近の活動による降下火砕物の堆積状況、火山ガス被害、泥流・土石流を示す際には、その際の気象条件（風向、風速、降雨状況、積雪状況等）を示すことが望ましい。

⑦降下火砕物、大きな噴石の場合、堆積物としての確認限界と実際の分布限界が異なるのでどちらの限界か明記する。また、観測点も明示する。

⑧単位及び数字の区切りは統一することが望ましい。古い文献、古文書等で尺、寸等で示されている場合は、そのまま表示した方が良い。

3. 火山ハザードマップ作成に利用可能なシミュレーションプログラム

火山ハザードマップを作成する際にシミュレーションプログラムの活用は大変有用である。最近、火山現象をシミュレーションできるプログラムは、地理情報システム（GIS:Geographic Information System）の発展とともに、より低価格で活用しやすくなった。さらに、国土地理院のホームページにおいて電子国土基本図の供覧が可能となり、GISデータがより身近なものになってきている。

上記を背景に、火山ハザードマップを作成する際に利用可能なシミュレーションプログラムについて紹介する。

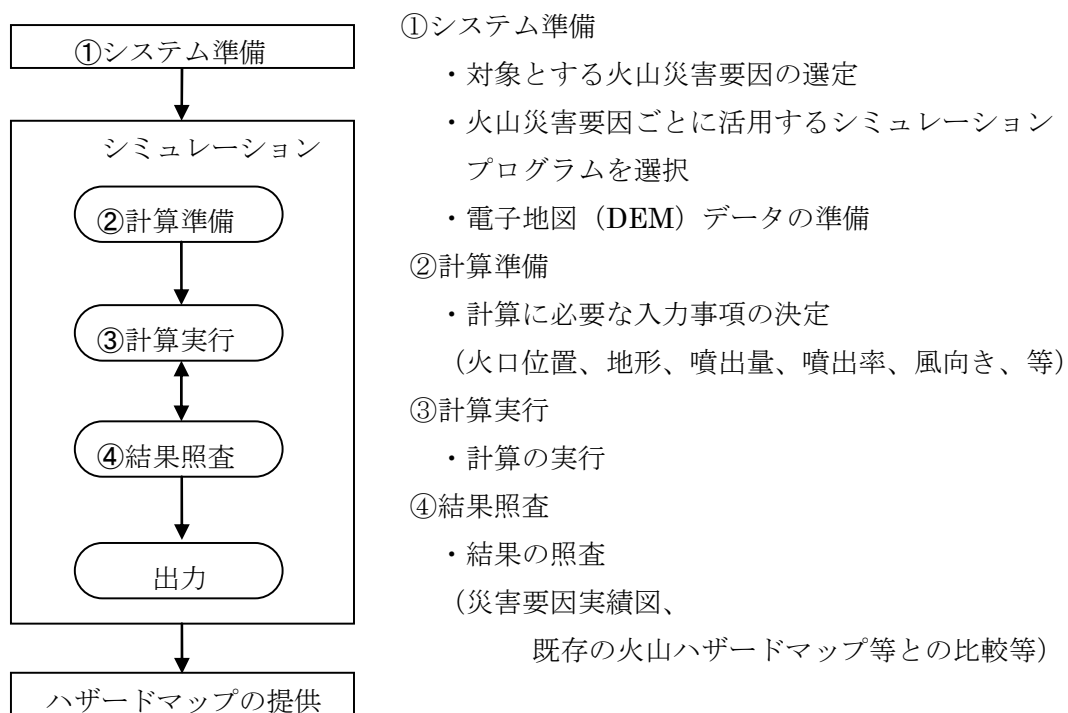


図3-1 シミュレーションによる火山ハザードマップ作成の流れ

表 3-1 火山災害要因のシミュレーションに活用できるプログラムの特徴

火山災害要因	シミュレーションの特徴
大きな噴石	大きな噴石の軌跡は、単純な弾道計算で再現される。初速度と空気抵抗を反映して計算が可能なシミュレーションが良い。
火砕流（火砕サージを含む）	火砕流は、谷地形に沿って流下するため、その影響が及ぶ範囲は地形の影響を受けやすい。地形の起伏を反映して計算が可能なシミュレーションが良い。 火砕流の流下現象を再現できる粒子流モデルを用い、土砂の堆積過程を考慮した計算が可能なシミュレーションが最適である。
融雪型火山泥流	融雪型火山泥流は、谷地形に沿って流下し、その影響が及ぶ範囲は地形の影響を受けやすい。地形の起伏を反映して計算が可能なシミュレーションが良い。 融雪型火山泥流の流下現象を再現できる流体モデルを用い、土砂の堆積・侵食過程を考慮した計算が可能なシミュレーションが最適である。
小さな噴石、火山灰 （降下火砕物）	成層圏に達する噴煙柱を形成するほど規模の大きい噴火の場合、噴煙は高層の偏西風の影響を受けるため、風の影響を反映して計算できるシミュレーションが良い。 降下火砕物の大気中の拡散から降下するまでの現象を再現できる噴煙柱モデルと拡散モデルを用いて計算が可能なシミュレーションが最適である。
溶岩流	溶岩流は粘性の高い流体が谷地形に沿って流下するため、その影響が及ぶ範囲は地形の影響を受けやすい。地形の起伏を反映して計算が可能なシミュレーションが良い。 溶岩流の流下現象を再現できる、凝固性を有する熱流体の対流・拡がり・移動距離等の熱流動と挙動について計算が可能なシミュレーションが最適である。
泥流、土石流	泥流、土石流は、水源の水とともに谷地形に沿って流下する。地形の起伏を反映して計算が可能なシミュレーションが良い。 泥流の流下現象を再現できる流体モデルを用い、土砂の堆積・侵食過程を考慮した計算が可能なシミュレーションが最適である。
山体崩壊、岩屑なだれ	山体崩壊や岩屑なだれは、火山体の大部分又は一部が崩れて、大量の土砂が急速に流下する。エネルギー的に到達しうる範囲について計算が可能なシミュレーションが良い。

4. 火山ハザードマップ作成手法

本章では、火山ハザードマップを極力簡易に作成することを目的に、災害要因実績図又はシミュレーションプログラムによる火山ハザードマップの作成手法を紹介する。ここでは、シミュレーションの基となる、代表的な予測手法を紹介する。また、火山防災マップ作成指針本編で紹介したシミュレーションプログラムの計算手法も追記する。

4-1 特定の火山災害要因に関する火山ハザードマップの作成手法

ここでは、特定の火山災害要因に関する火山ハザードマップを作成するための予測手法としてシミュレーションによる手法を紹介する。

4-1-1 大きな噴石

1) 予測する災害の状況

ここで扱う大きな噴石の落下とは、爆発的な噴火によって火口から吹き飛ばされた岩石等が落下してくる現象である。多くの場合、ブルカノ式のマグマ噴火、又は水蒸気噴火やマグマ水蒸気噴火によって発生する。特に、直径約 50cm 以上の大きな噴石は、風の影響を受けずに火口から全方向に弾道を描いて飛散し、短時間で落下してくる。粒径の小さいものは小さな噴石、火山灰として降下火砕物の項で扱う。

2) 今までの研究例

大きな噴石の予測をシミュレーションで行っている例はあまりない。井口・加茂(1984)は桜島での噴石の分布等の観測結果をもとに、噴石の弾道計算を行い、到達距離を求める手法を提案している。以下に井口・加茂(1984)の方法を紹介する。

3) 予測手法

井口・加茂(1984)の方法を、図4-1に噴石の到達地点の予測フローとして示す。以下、各ステップごとに考え方と予測手法を示す。

①火口の設定

噴火実績をもとに火口を設定する。桜島や浅間山の様に頻繁に噴火する火山では、しばしば噴石を噴出する火口を噴出源とするのが良い。そうした活動的な火口が特定できない火山では、噴気の活発な火口や新しい火口を噴出源とする。

②噴石の大きさ

噴石の大きさがあまり小さいと噴煙とともに上昇してしまうため、ある程度の大きさ以上の噴石が対象となる。噴石の大きさは、それぞれの火山の災害実績に基づいて設定するのが望ましい。

③初速度

噴石の到達距離を決める大きな要素に噴石の初速度がある。噴石の初速度の設定は、観測記録がある場合には、それぞれの火山での観測記録に基づくのが良いが、観測記録がない場合には100m/s～250m/s程度で設定すれば良い。例えば、京都大学防災研究所附属桜島火山観測所は写真撮影された噴石の軌跡の解析により、噴石の初速度は110～160m/sであったとしている。100m/sより小さい初速度の場合、噴石は桜島南岳火口の縁を越えていない。

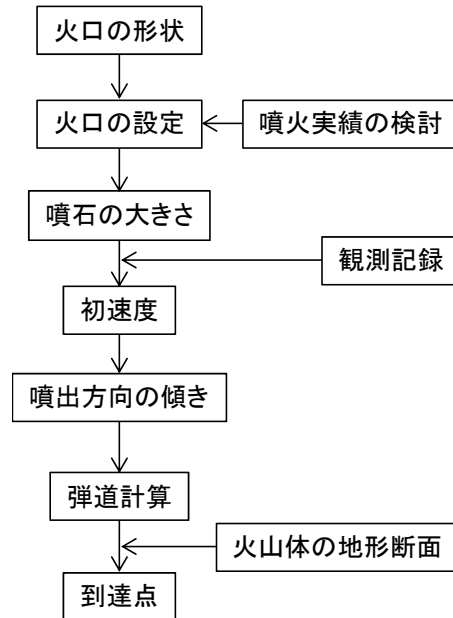


図4-1 噴石の到達地点の予測フロー

④噴出方向の傾き

噴出方向の鉛直からの傾き(射出角)は様々であるが、最も遠方まで到達する射出角を想定する必要がある。一般に、物体が最も遠くまで届くのは射出角が45°の場合である。火山爆発では、斜め上方よりも真上に放出された方が初速度は大きくなり、噴石の射出角と初速度の関係は

$$v = V_{\text{MAX}} (\sin^{1.5} \theta)$$

となる。

したがって、到達距離Dと射出角 θ の関係は、次のようになる。

$$D = (V_{\text{MAX}} \sin^{1.5} \theta)^2 \sin 2\theta / g$$

V_{MAX} : 噴石の最大速度 (鉛直方向に放出された噴石の初速度) (m/s)

θ : 射出角 (度)

g : 重力加速度 (m/s²)

これらの式から、火山爆発において最大到達距離を与える射出角は 63° である。なお、爆発の主軸が鉛直ではなく傾斜している場合は最大到達距離が傾斜している方向に大きくなる。爆発の主軸が傾斜 51° の時、最大到達距離は傾斜方向に 69% 増、反対方向では爆発の主軸が鉛直の場合の到達距離の 7% 減になる (図 4-2)。

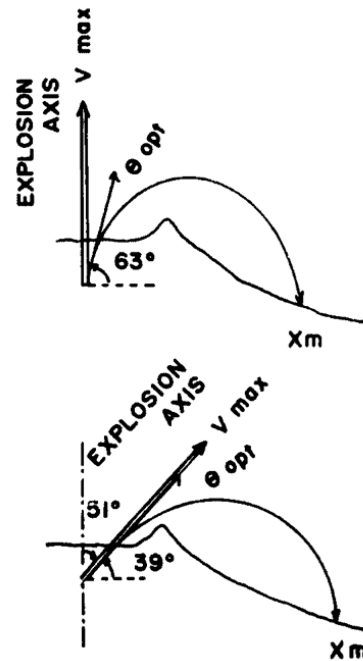


図 4-2 爆発の主軸の傾きと到達距離 (井口・加茂, 1984)

⑤弾道計算

噴石はある初速度で噴出された後、重力と空気抵抗を受けながら飛行する。重力と空気抵抗を考慮した場合の火口からの距離 X と高度 Z の関係は、下記の井口・加茂 (1984) の式によった。

$$x = V_w t \cos(\phi_w - \phi) + \frac{1}{\lambda} \log \{ \lambda t (v \cos \theta - V_w \cos(\phi_w - \phi)) + 1 \}$$

$$z = \frac{1}{\lambda} \log \sin \left(\sqrt{\lambda g} t + \cot^{-1} \sqrt{\frac{\lambda}{g}} v \sin \theta \right) + \frac{1}{\lambda} \log \sqrt{1 + \frac{\lambda}{g} v^2 \sin^2 \theta} \quad (\text{上昇時})$$

$$z = -\frac{1}{\lambda} \log \cosh \left(\sqrt{\lambda g} t + \tan^{-1} \sqrt{\frac{\lambda}{g}} v \sin \theta \right) + \frac{1}{\lambda} \log \sqrt{1 + \frac{\lambda}{g} v^2 \sin^2 \theta} \quad (\text{下降時})$$

$$(t > 0)$$

なお、計算式における記号の意味は以下のとおりである。

$$v = V_{\text{MAX}} (\sin^{1.5} \theta)$$

$$\lambda = \frac{3C_D \rho_a}{\rho_b d}$$

- C_D : 抗力係数 (0.2)
- d : 噴石の最大径 (m)
- g : 重力加速度 (9.8m/s^2)
- V_{MAX} : 噴石の最大初速度 (鉛直に放出された噴石の初速度) (m/s)
- x : 火口からの水平距離 (m)
- z : 火口からの高度 (m)
- ρ_a : 空気の密度 (g/cm^3)
- ρ_b : 噴石の密度 (g/cm^3)
- θ : 噴石の射出角 (度)
- ϕ : 噴石の噴出方向 (度)
- V_w : 風速 (m/s)
- ϕ_w : 風向 (度)
- t : 時間 (s)

これらの式によって、噴石の到達距離を求めることができる。噴石は全ての方向に飛ぶことが考えられるため、噴出源から真北方向を0度として10度ないし30度程度ごとに火山体の地形断面を作成し、噴石の大きさ、噴石の初速度を変えながら地形断面上の落下地点を求めていく。図4-3は浅間山での予測結果である。

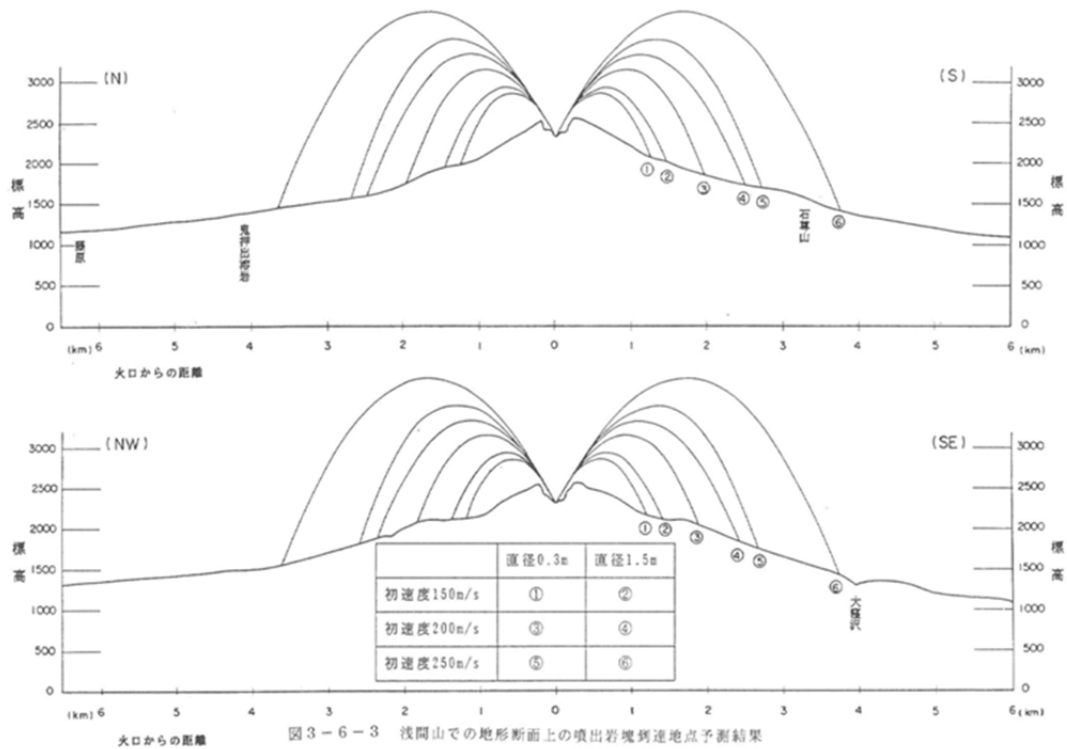


図4-3 浅間山での地形断面図上の噴石到達地点の予測結果
噴石の大きさを変えて2ケース、噴石の初速度を変えて3ケース行った。

4-1-2 小さな噴石、火山灰（降下火砕物）

1) 予測する災害の状況

ここでは、火口上に形成された噴煙柱に含まれる小さな噴石や火山灰が、大気中で拡散し、風により水平方向に搬送され、同時に終端速度で降下し、地表に堆積するある特定ケースについての予測を行う。すなわち、噴煙柱の形成に伴って火口より吹き上げられる小さな噴石や火山灰のみを予測の対象とする。

2) 今までの研究例

降下火砕物の堆積を予測する方法は、従来から研究がなされており、それらは大きく2つの手法に分類することができる。第1は、過去の噴出物の分布から経験式を導き出す方法であり、経験式によって、あるケースでの降下火砕物の堆積状況を求めようとするものである。第2は、空中に放出された小さな噴石や火山灰の運動を拡散方程式により追跡する方法である。

a) 過去の噴出物の分布から経験式を導き出す方法

この方法は降下火砕物の堆積量を噴出地点（火口）からの距離の関数としてとらえようとするものである。加茂・江頭・石原・河原田（1977）は、桜島の降下火砕物の堆積層厚分布は高度 1,000m～2,000m における風下頻度（卓越風向）と定性的に一致することを明らかにした。さらに、南岳火口から 5 km 以内の桜島島内における 1970 年から 1975 年までの降下火砕物の堆積厚さ d (mm) を調査して、火口からの距離 x (km) ($x \leq 5$) との関係を次の指数関数型の式 (1) で示した (図 4-4)。

$$d(x) = d_0 \exp(-a x) \quad \text{————— (1)}$$

d_0 : 各月ごとに決定される任意定数

a : 火口からの方角によって決定される任意定数

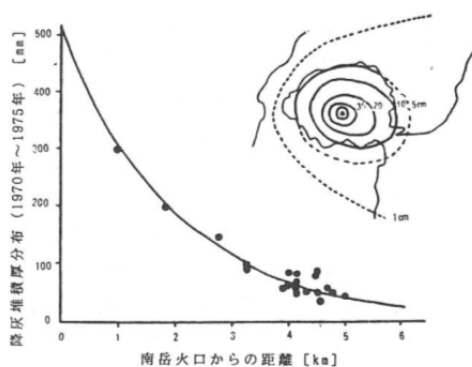


図 4-4 桜島における降下火砕物の堆積厚さ（加茂・江頭・石原・河原田，1977）

その後、石原・江頭（1979）は、桜島における火口から3～50kmの降下火砕物の堆積厚さにべき関数をあてはめ、そのべき係数に高層風の風速をパラメータとして導入する方法を示した。

さらに、江頭・石原（1979）、江頭（1984）は、火口から3 km以内では指数関数型の（1）式、3～50kmではべき関数型の（2）式で堆積厚さの分布が定まるものとし、それらを距離によって積分することにより降下火砕物の噴出総量を積算している。

$$D(x) = D_0 \cdot x^{-B} \quad \text{————— (2)}$$

D(x) : 堆積層さ分布(mm)
 x : 火口からの距離(km) (3 ≤ x ≤ 50)
 D₀ : 各月ごとに決定される任意定数
 B : 火口からの方角によって決定される任意定数

疋田・平野・羽田野（1981a）は、高度1,500mの風向頻度を用いて、火口から6 km以遠でも堆積厚さが指数関数的に減少することを見出している。

b) 空中に放出された火山灰粒子の運動を拡散方程式により追跡する方法

この方法は噴煙柱の形成後における降下火砕物の降下時間を求め、その間に風によって運ばれる距離を積算して各地点の堆積量を求める方法である。

平野・疋田（1988）は、点源から鉛直2次元拡散方程式を桜島火山灰の拡散に適用した疋田・平野・羽田野（1981b）の考えを更に発展させ、次のように考えた。

火山灰粒子が噴煙柱から降下を始める出発点の高さ（火山灰粒子の到達高さ）Dを確率密度関数h(D)とし、ここから終端速度（落下が開始する速度）W₀で降下し、着地するまでに水平移動する距離が、その間の平均風速から求まる。そして、火口からの距離x、方向θの堆積厚さP(x, θ)は、(3)式により表されるとした。

$$P(x, \theta) = \frac{Q_0 \cdot W_d(\theta)}{2\pi \cdot x^2} \int_0^\infty \int_0^\infty f(W_0) \cdot g\left(\frac{xW_0}{D}\right) \cdot \frac{xW_0}{D} \cdot h(D) dD dw_0 \quad \text{————— (3)}$$

Q₀ : 降下火砕物の噴出量 (m³/s)
 W_d(θ) : 噴煙の流下する方向θの降下火砕物の重さ
 f(W₀) : 終端速度W₀の確率密度関数 : W₀は粒径、密度、形状係数の関数
 g(V) : 垂直方向に平均した風速Vの確率密度関数
 (風は乱流であり、Vは時間とともに変化するため)

鈴木（1990）は水平2次元拡散モデルをベースに、降下火砕物の降下予測を行う手法を検討している。これは、噴煙柱の高さあるいは噴出量を定め、噴出物粒径分布、高層気象風データを与えることによって、噴煙柱形成、噴煙柱内の粒度分布、噴煙柱の形、噴煙柱内速度分布、拡散、渦動、降下時間、風による移動、堆積と順々に既存の研究事例等を追って解いていく方法である。

海外の事例としては、アメリカで1980年セントヘレンズ火山噴火中に火山灰粒子の軌跡の予想が米国海洋大気局（NOAA）によって行われた例がある。図4-5は、24～48時間後の風の軌跡を、高度約16,150mと約1,524mの間の7つの高度について予報し、それぞれ火口より噴出されてから3、12、18、24時間ごとの火山灰粒子の推定位置座標を示すものであった（Smith, 1980）。

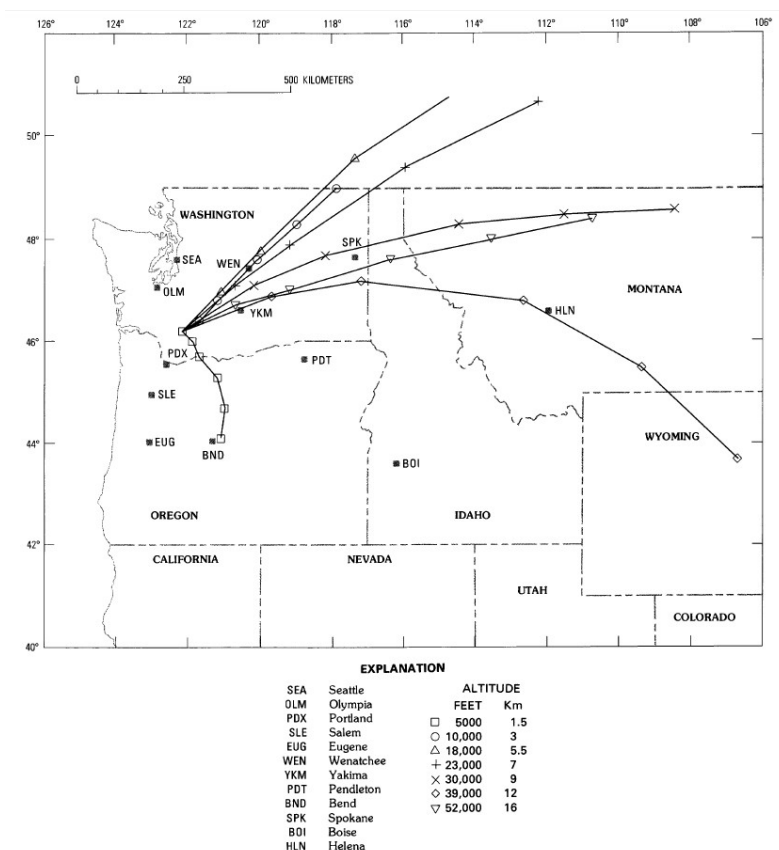
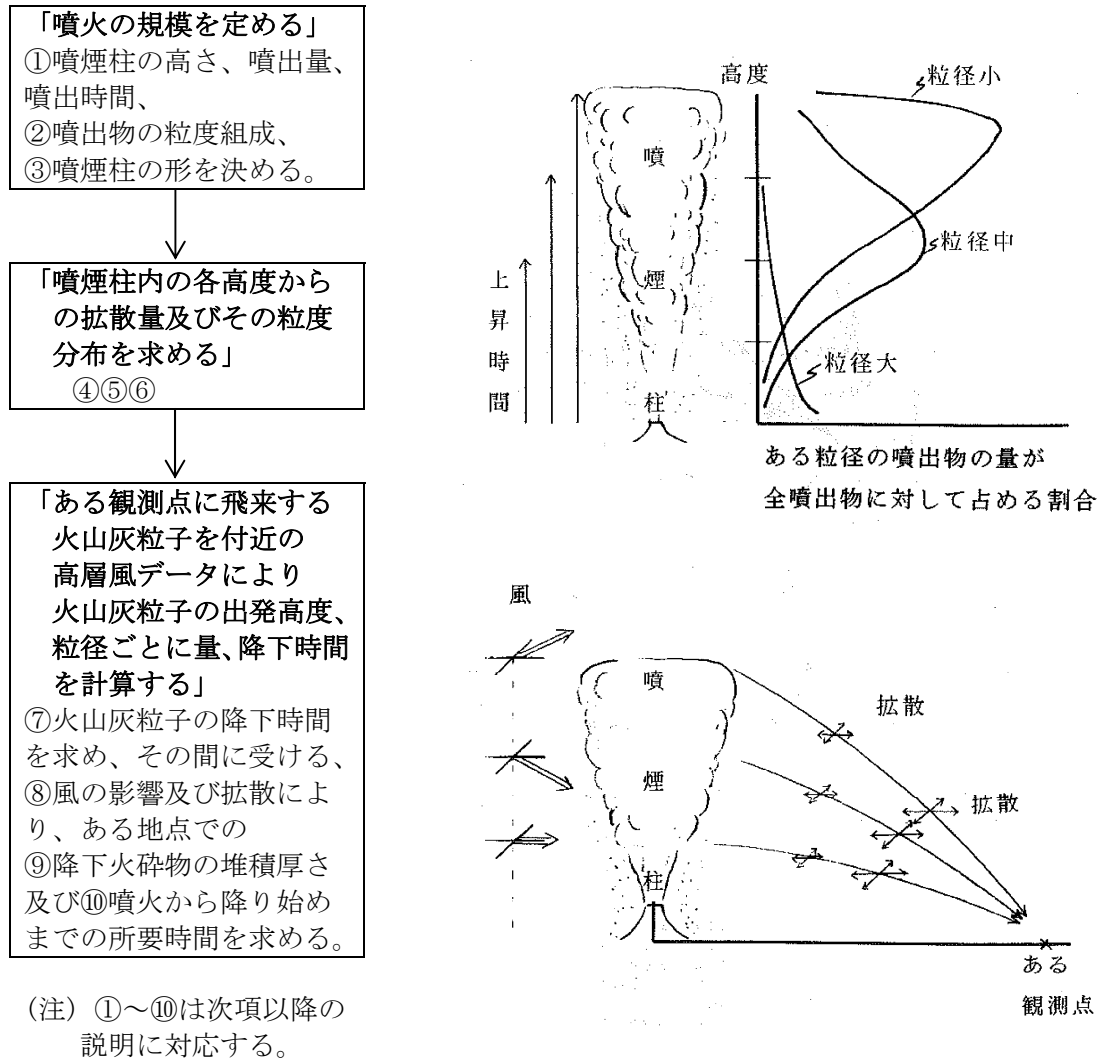


図4-5 1980年セントヘレンズ火山噴火時の7高度ごとの降下火砕物飛跡予測図
(Miller, Mullineaux and Crandell, 1981)

このほかにも、Macedonio, Pareschi and Santacroce (1988) は、イタリアのベスビオ火山の降下火砕物の災害要因実績図を作成することを目的として、対流系における噴煙柱モデル (Wilson and Walker, 1987) と水平対流、拡散及び降下のモデル (Armiienti, Macedonio and Pareschi, 1988) を用い、噴出量、噴煙柱高度、高層風、拡散係数、粒子の終端速度等のパラメータから各地点の堆積厚さを求めるプログラムを作成している例等がある。

3) 予測手法

鈴木（1990）の手法を以下に示す。鈴木（1990）は数種のパラメータ及び関係式を紹介しているが、ここではその内のひとつを説明する。図4-6にこの方法の概略を示す。



①噴煙柱の高さと噴出量

噴煙柱の高さと噴出量の関係から以下の式が成り立つ（図4-7）。

$$M = K_m \cdot H^4 \cdot T \quad \text{————— (1)}$$

ただし M : 噴出量 (kg)
H : 噴煙柱の火口からの高さ (km)
T : 1回の噴出の継続時間 (hour)
K_m : 定数 = 2.4 ~ 10 × 10⁵ (kg/km⁴hour) [→4) 参照]

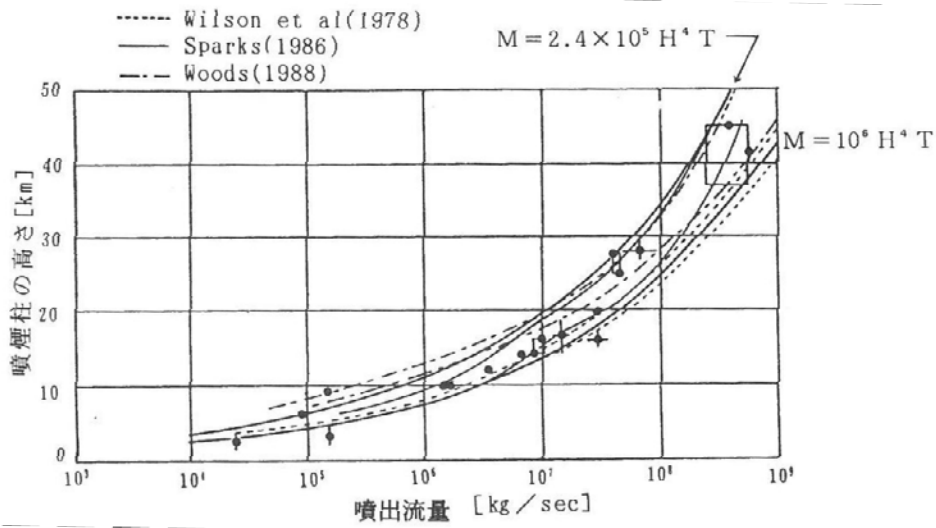


図4-7 噴煙柱の高さと噴出量の関係

②降下火砕物の粒度組成

降下火砕物の粒度組成は対数正規確率分布とみなす。

$$dp(d) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma_d} \exp\left[-\frac{(\log_{10} d/d_m)^2}{2\sigma_d^2}\right] \cdot \delta(\log_{10} d) \quad \text{————— (2)}$$

したがって、粒径 $d_j - d_{j+1}$ の間の降下火砕物の噴出量に対する量比は、次式のようになる。

$$dp(d_j) = \frac{\log_{10}(d_{j+1}/d_j)}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma_d} \exp\left[-\frac{(\log_{10} d_j/d_m)^2}{2\sigma_d^2}\right] \quad \text{————— (3)}$$

ただし、 d_m : 中央粒径、 σ_d : 標準偏差、 $\sum_j dp(d_j) = 1$ [→4) 参照]

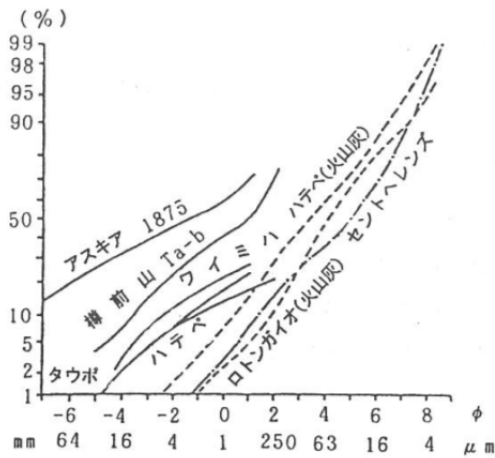


図 4-8 降下火砕物の粒度分布

③噴煙柱の形

Morton, Taylor and Turner (1956) 及び Turner (1962) より噴煙柱内の各高度 z とその高度での半径 $r(z)$ の関係を

$$r(z) = K_r \cdot z \quad \text{————— (4)}$$

ただし K_r は係数 [→4) 参照]

と表せるとした (図 4-9)。

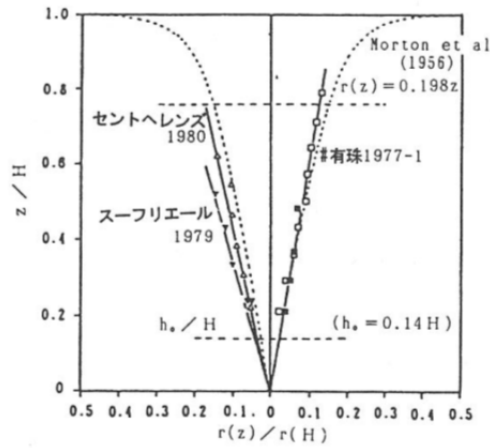


図 4-9 噴煙柱の形に関する Morton モデル (破線) と観測値の比較

④噴煙柱内の密度分布の仮想形成時間

大気の渦動拡散係数 K が

$$K = C t^{3/2} \quad \text{————— (5)}$$

ただし、 t は拡散時間

で表わされるものとする、火口からの高さ z における噴煙柱内の密度分布の仮想形成時間 $t_s(z)$ は次式のように表される。

$$t_s(z) = (5 r^2(z) / 72 C)^{2/5} \quad \text{————— (6)}$$

C : 拡散時間と拡散係数を関係づける定数 [→4) 参照]

$r(z)$: 高度 z での噴煙柱の半径 (km)

⑤ 噴煙柱内の速度分布

噴煙柱の速度成分を

$$W(z) = W_0 \cdot (1 - z/H)^\lambda \quad \text{————— (7)}$$

$W(z)$: 火口からの高さ z における

噴煙の鉛直速度 (上昇) (m/s)

W_0 : 噴煙の初速度 (m/s)

λ : 1 又は 1/2 [→4) 参照]

とする (図 4-10)。

噴煙の初速度は噴石の初速度と噴煙柱の高さ H (km) の関係 (勝井・村瀬, 1960) を用いると次式のようになる。

$$W_0 = \sqrt{\frac{H}{2.2 \times 10^{-4}}} \quad \text{————— (8)}$$

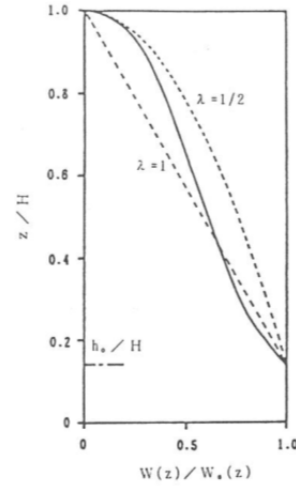


図 4-10 噴煙柱の鉛直速度分布に関する Suzuki (1983) モデル (点線) と Morton et al) 1956) モデル (実線) の比較

⑥ 噴煙柱の各高度からの拡散

粒径 d の火山灰粒子が、噴煙柱の各高さ z から拡散する量比 (噴煙柱全体に含まれる火山灰粒子の量に対する割合) $P(d, z)$ は次のように求まる。

火口から噴出した粒径 d の火山灰粒子は、噴煙柱から全て拡散するので

$$\int P(d, z) dz = 1 \quad \text{————— (9)}$$

となる。

そこで、 $P(d, z)$ は、火山灰粒子の拡散量を定める定数 β [→4) 参照] を用いて次式のように表せる。

(i) $\lambda = 1$ を用いる場合は、

$$P(d, z) = \frac{\{\beta \cdot W_0 / V_t(d, 0)\}^2 \cdot \{1 - z/H - V_t(d, 0) / W_0\}}{H \cdot \{1 - (1 + Y_0) \exp(-Y_0)\} \exp[\{-\beta \cdot W_0 / V_t(d, 0)\} \cdot \{1 - z/H - V_t(d, 0) / W_0\}]} \quad \text{————— (10)}$$

(ii) $\lambda = 1/2$ を用いる場合は、

$$P(d, z) = \frac{\{\beta \cdot W_0 / V_t(d, 0)\}^3 \cdot \{(1 - z/H)^{1/2} - V_t(d, 0)/W_0\}}{2H \cdot [(2 + \beta) - \{Y_0^2 + (2 + \beta) \cdot (1 + Y_0)\} \exp(-Y_0)]} \cdot \exp[\{-\beta \cdot W_0 / V_t(d, 0)\} \cdot \{(1 - z/H)^{1/2} - V_t(d, 0)/W_0\}] \quad (11)$$

$$\text{ただし、} Y_0 = \beta \cdot \{W_0 - V_t(d, 0)\} / V_t(d, 0) \quad (12)$$

$$W_0 \left(\frac{m}{s} \right) = \{H(\text{km}) / (2.2 \times 10^{-4})\}^{1/2}$$

$V_t(d, z)$: 粒径 d 高度 z での終端速度 (m/s) (⑦参照)

⑦火山灰粒子の降下時間

火山灰粒子は噴煙柱内の各高さを出発点とし、ほぼ終端速度で降下するものと考え、次式により降下時間を求める。ただし、空気の密度や粘性は高度の関数で定まるため、各高度の終端速度は、海水面高度での終端速度と高度の関数で近似できるものとした (図 4-11)。また、火山灰粒子の密度は粒径により異なるものとする。

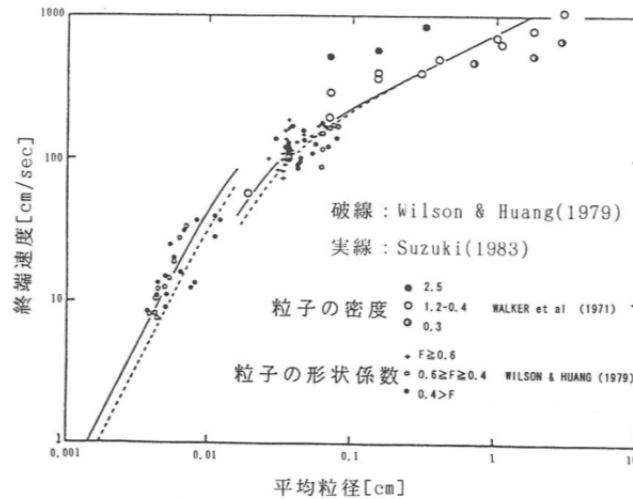


図 4-11 海水面高度での火山灰粒子の平均粒径と終端速度の関係

高度 z での火山灰粒子 (粒径 d) の終端速度 $V_t(d, z)$ は空気の抵抗係数 C_a に関する次の連立方程式より求められる。

$$\left\{ \begin{array}{l} C_a = 4 \rho_p(d) \cdot g \cdot d / 3 \rho_a(z) V_t(d, z)^2 \end{array} \right. \quad (13)$$

$$C_a = (24/R_e) F^{-0.32} + 2\sqrt{1.07 - F} \quad (14)$$

ただし、 $\rho_a(z)$, $\eta_a(z)$: 高度 z での空気の密度と粘性係数

g : 重力加速度 (m/s²)

R_e : レイノルズ数

$$R_e = \rho_a(z)V_t(d,z)d/\eta_a(z) \quad \text{————— (15)}$$

F : 火山灰粒子の形状係数 [→4] 参照]

$$F = (b + c)/2a \quad \text{————— (16)}$$

なお、a、b、cは火山灰粒子の3軸の径であり、
火山灰粒子の直径d (cm)は、 $d = (a + b + c)/3$ である。
 $\rho_p(d)$: 粒径dの火山灰粒子の密度 (g/cm³)

これより、連立方程式の解として、終端速度 $V_t(d, z)$ は次式のようにになる。

$$V_t(d, z) = \frac{\rho_p(d) \cdot g \cdot d^2}{9\eta_a(z)F^{-0.32} + \sqrt{81\eta_a(z)^2F^{-0.64} + 1.5\rho_a(z)\rho_p(d) \cdot g \cdot d^3\sqrt{1.07-F}}} \quad \text{————— (17)}$$

ここに、 $\rho_p(d)$ (g/cm³)は火山灰粒子の密度Dに関する次の2式を連立させることで求められる。

$$\left\{ \begin{array}{l} D = \{ \rho_p(d) - \rho_{pm} \} / (2.4(\text{g/cm}^3) - \rho_{pm}) \quad \text{————— (18)} \\ D = 1 / \{ 1 + (d/0.02(\text{cm})) \} \quad \text{————— (19)} \end{array} \right.$$

ただし、 ρ_{pm} : 直径数cmの降下火砕物の平均密度 (g/cm³) [→4] 参照]

火山灰粒子の降下時間tは火山灰粒子の噴煙柱からの出発点高度zから海水面高度までの終端速度を積分したものであるから、次式で求められる。

$$t = \int_z^0 \{ 1/V_t(d, z) \} dz \quad \text{————— (20)}$$

ただし、 $Z = z + z_0$
 z_0 : 火口の高度

(20) 式は終端速度と高度の関係を定める係数 α ($=1.0 \sim 3.5 \times 10^{-5} (1/m)$) を用いて次式のように簡単にできる。

$$t = Z / \{ (1 + \alpha \cdot Z) V_t(d, 0) \} \quad \text{(⑧参照) ————— (21)}$$

⑧風の影響

火山灰粒子は降下中に受ける風の影響を受けて運ばれる。風による火山灰粒子の移動量は、出発点から着地点までの間の風速ベクトルの平均と降下時間の積となる。

高度 z の風速ベクトルを $\vec{U}(z)$ とすると出発点高度 z の火山灰粒子が降下中に受ける平均風速ベクトル \vec{U} は

$$\vec{U} = \frac{\int_z^0 \{\vec{U}(z)/(1+\alpha \cdot Z)^2\} dz}{\int_z^0 \{1/(1+\alpha \cdot Z)^2\} dz} \quad \text{————— (22)}$$

ただし、 $\alpha = 1.0 \sim 3.5 \times 10^{-5} (1/m)$

と与えられる。

⑨降下火砕物の堆積厚さ

降下火砕物が降下中に先の風の影響と大気の渦動拡散の影響を受けるものとする、座標地点での堆積厚さ $x(x, y)$ は、次式で表される。

$$x(x, y) = \int_d \int_z dx(x, y, d, Z) \quad \text{————— (23)}$$

d : 粒径 (cm)

z : 火山灰粒子の出発点高度 (km)

$$dx(x, y, d, Z) = \frac{5q(d, z)}{8\pi \cdot C \cdot t^{5/2}} \exp\left[-\frac{5R^2}{8C \cdot t^{5/2}}\right] \quad \text{————— (24)}$$

$$\text{ただし、} R^2 = (x - U_x \cdot t)^2 + (y - U_y \cdot t)^2 \quad \text{————— (25)}$$

$$t = Z / \{(1 + \alpha \cdot Z)V_t(d, 0)\} \quad \text{————— (26)}$$

$$q(d, Z) = M \cdot dq(d) \cdot P(d, Z) dZ \quad \text{————— (27)}$$

t : 降下時間 (s)

$q(d, Z)$: 高度 z から $z + d$ z の間にある噴煙柱内で粒径 d (cm) の火山灰粒子の総重量 (g)

U_x, U_y : 高度 z 以下の平均風速ベクトルの x 、 y 成分

C : 拡散時間と拡散係数を関係づける定数 [→4) 参照]

M : 噴出量 (kg)

⑩噴火から降り始めるまでの所要時間

噴火から降り始めるまでの所要時間は上昇時間と下降時間の和である。

ただし、噴煙柱形成段階での噴煙の上昇速度は、⑤で求められる値 $W(z)$ よりも遅いと考えられる。そこで、火口から、各火山灰粒子の噴煙柱からの出発点高度まで一定の速度 20m/s で上昇するものとする。そして、そこまでの上昇所要時間と、⑦で求められる降下所要時間の和をもって、ある地点の噴火から降り始めまでの所要時間とする。

4) 条件の設定

降下火砕物のシミュレーションを行う場合には、数種のパラメータをあらかじめ設定しておく必要がある。表4-1に、必要なパラメータとその設定の方法を示す。

表4-1 降下火砕物のシミュレーションに必要なパラメータとその設定の方法

パラメータ	使われ方	代表的な値 (単位) (引用文献)	備 考
噴出量 M	噴出規模を規定する。	任意	どのような規模の噴火を想定するのか、あらかじめ決めておく必要がある。地質調査等から過去の噴火規模等を調査し、決定する。なお、この4つのパラメータのうち、3つを決定すれば、関係式により残る1つも求まる。
噴煙柱の高さ H		任意	
1回の噴火継続時間 T		任意	
定数 K_m		$2.4 \sim 10 \times 10^5$ ($\text{kg}/\text{km}^4\text{hour}$) (鈴木, 1990)	
中央粒径 d_m	降下火砕物の粒度組成を規定する。	樽前降下軽石堆積物 $Ta-b_8$: 0.1 (cm) (鈴木・勝井・中村, 1973) セントヘレンズ火山 1980年5月18日: 0.003 (cm) (Carey and Sigurdsson, 1982)	想定する噴火の主な降下火砕物が小さな噴石か、火山灰なのかを踏まえて決定する。地質調査から過去の降下火砕物の粒度分布、噴出量を決定する方法は鈴木・勝井・中村(1973)などを参考にすると良い。また、それぞれの値については鈴木・新井田・勝井(1982)、平野・疋田(1988)、早川(1983)その他に実測値が示されている。なお、本文に紹介した手法では粒度分布を正規分布と仮定しているが実測分布や他の分布関数を用いても良い。
粒径の標準偏差 σ_d		樽前降下軽石堆積物 $Ta-b_8$: 1.0 (鈴木・勝井・中村, 1973)、セントヘレンズ火山 1980年5月18日: 0.8 (Carey and Sigurdsson, 1982)	
係数 K_r	噴煙柱の形を決める。	0.198 (鈴木, 1990)	
定数 C	渦動拡散係数を決める。	$400 (\text{cm}^2/\text{s}^{5/2})$ (鈴木, 1990)	
λ	噴煙柱内の鉛直速度分布を規定する。	1 又は 1/2	どちらでも良い。
火山灰粒子の形状係数 F	火山灰粒子の形状を表す。	2/3	球のとき、形状係数は $\pi/6$ 。
直径数cmの小さな噴石の平均密度 $\rho_p(d)$		$1.0 (\text{g}/\text{cm}^3)$	鈴木・勝井・中村(1973)、鈴木・新井田・勝井(1982)、宮地(1988)、勝井・大沼・新井田・鈴木・近堂(1979)、その他に実測値が示されている。
空気の密度 (海水面高度)		$1.226 \times 10^{-3} (\text{g}/\text{cm}^3)$	
空気の粘性係数 (海水面高度)		$1.8 \times 10^{-4} (\text{poise})$	
風速ベクトル \vec{U}	降下火砕物の分布を決める。		本文参照
定数 β	火山灰粒子の拡散量を決める。	0.069	
定数 α	終端速度と高度の関係を与える。	$1.0 \sim 3.5 \times 10^{-5}$	

風速は、実際観測されたデータを用いると良い。その火山に最も近い地点で観測された高層風のデータを用いるべきである。なお、風速は、3次元的な風向・風速を設定したり、時間的な変化を考慮に入れたりすれば、より詳細なシミュレーションが可能と考えられるが、当手法ではそれらに対応するようにはなっていない。

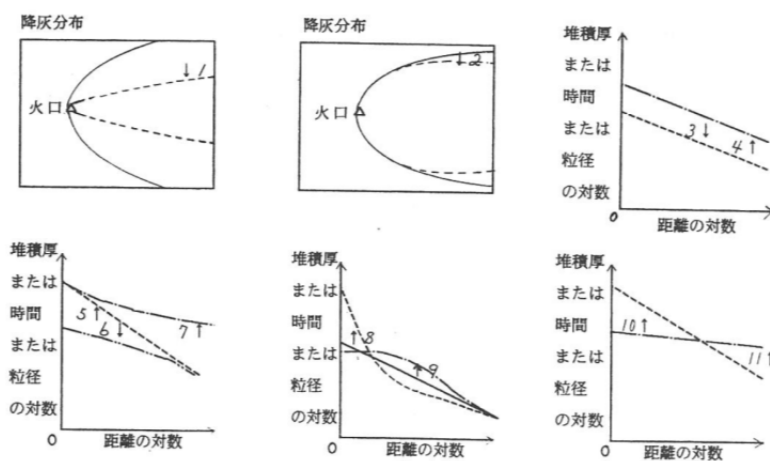
また、風速の設定に際しては、その観測点での年間を通じての風向・風速の傾向を把握し、考慮に入れることが望まれる。

表4-2は、各パラメータの値を減少させたときに見られる結果の違いをまとめたものである。

表4-2 各パラメータと結果の関係
(各パラメータを減少させた場合の各結果への影響)

減少させるパラメータ	分布の主軸からの広がり	距離 堆積厚	距離 降り始め時間	距離 最大粒径	距離 平均粒径
C	1	3	7	4	0
β	0	8	0	0	6
噴煙柱の形の係数 K_r	2	5	3	6	0
降下火砕物の平均密度	0	9	0	3	6
火山灰粒子の形状係数	0	9	0	3	5
中央粒径 d_m	0	11	0	0	6
粒径の標準偏差 σ_d	0	10	0	0	6
噴煙柱高 (ただし、噴出量を変えないように噴出時間を増大させる)	1	10	5	4	4

0はそのパラメータを減少させてもほぼ変化がないことを示す。その他の数字は下図のような変化を表す (矢印が各パラメータを減少させたときの結果の変化の方向)。



5) 今後の課題

本章で紹介した手法は、ある1観測点での高層風データを用いるものであるが、3次元の風向・風速、時間的な風の変化を考慮にいたした予測計算を取り入れられるようなより高度な予測計算を行えるようになれば、高層天気図等を用い、より広範囲かつ長時間にわたる降下火砕物のシミュレーションが行えるようになる。

種々のパラメータの設定の仕方は、現在では多くの仮定、前提の上に成り立っている。そのため、多くの実測値の積み上げや、降下火砕物の粒度組成を予測する方法等、様々な研究成果が期待される。

火山防災マップ作成指針本編では火山ハザードマップの作成を目的とした地上への降下火砕物の堆積を予測する方法を紹介したが、更に応用し、空中での噴煙の拡散の予測を行えるようになったのが **Tephra 2** である。

近年、航空機が噴煙と遭遇し故障するなどの事故事例も報告されている。航空機が噴煙に遭遇するとエンジントラブルや窓ガラスの破損等の重大な被害を生じる危険性が高く、航空機や管制塔からは噴煙の拡がりをとらえることは難しいため、空中での噴煙の拡散を予測することが重要となる。

【参考：Tephra 2 について】

Tephra 2 は移流拡散数値モデル (Bonadonna et al., 2005) に基づいたシミュレーションであり、南フロリダ大学のサイト

(<http://www.cas.usf.edu/~cconnor/vg@usf/tephra.html>) より取得することができる。

シミュレーションの際には大きく分けて、噴火パラメータ、粒子パラメータ、大気パラメータ、グリッドパラメータの4つのパラメータが必要となる。

①噴火パラメータは、噴火の基本的な情報であり、火山の火口位置 (UTM 座標系)、噴出量 (kg)、粒径分布 (最小粒径、最大粒径、平均粒径、分散)、火口位置の標高 (m)、噴煙高度 (m) からなる。

②粒子パラメータは、噴出物の基本的な情報であり、落下時間の閾値、拡散係数、小さな噴石の見かけ密度 (g/cm^3)、火山灰の見かけ密度 (g/cm^3) からなる。

③大気パラメータは、高度別の風向・風速 (m/s) からなるウィンドプロファイルであり、降下火砕物が堆積する範囲に最も影響を与える。

④グリッドパラメータは、想定される降下火砕物が堆積する範囲の地形のデータであり、位置データ (UTM 座標系) を持った標高データ (m) からなる。計算結果として、グリッドごとに単位面積当たりの降灰量 (kg/m²) とその粒度組成が得られる。

降下火砕物の堆積に関する式は、以下の質量保存則で表される。

$$\frac{\partial C_j}{\partial t} + W_x \frac{\partial C_j}{\partial x} + W_y \frac{\partial C_j}{\partial y} - v_{t,j} \frac{\partial C_j}{\partial z} = K \frac{\partial^2 C_j}{\partial x^2} + K \frac{\partial^2 C_j}{\partial y^2} + \Phi$$

ただし、x、y、z : 平均的な風向き (3成分)

W : 風速 (m/s)、

C : 火山灰粒子濃度 (kg/m³)

$v_{t,j}$: 終端速度 (m/s)

K : 拡散係数 (m²/s)

ϕ : 火山灰粒子濃度の時間変化をそれぞれ示す。

4-1-3 溶岩流

1) 予測する災害の状況

ここでは、山頂火口又は山腹火口からの溶岩流の流下を対象とする。

ただし、表面が固化した状態から、その被膜を破って流下する現象（二次溶岩流）等の再現は困難である。また、溶岩ドームを形成するような極めて高粘性の溶岩についての計算例はない。

2) 今までの研究例

溶岩流の流下予測の手法の研究例としては、地形メッシュごとに数値データを与え、差分法によって運動方程式等を解く、石原らによる一連の研究が知られており、成果は Ishihara et al., 1990 に集大成された。

また、北原らは、土石流のはん濫シミュレーションモデルをベースにして不定流の運動方程式にビンガム流動の抵抗則を応用し、これと不定流の連続式を連立させて、差分法により逐次計算を行った。

3) 予測手法 1

北原らの方法に基づく予測手法を以下に示す。なお、計算は地形データをメッシュに区分して数値化し、メッシュ間の相互計算を差分法によって実施する。

a) 運動方程式

溶岩流を流体とみなし、運動方程式としては、2次元の不定流方程式を用いた。

$$X \text{ 方向} : \frac{\partial M}{\partial t} + \beta \frac{\partial (Mu)}{\partial x} + \beta \frac{\partial (Mv)}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{F_x}{\rho}$$

$$Y \text{ 方向} : \frac{\partial M}{\partial t} + \beta \frac{\partial (Nu)}{\partial x} + \beta \frac{\partial (Nv)}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{F_y}{\rho}$$

ここに、M, N : x, y 方向の単位幅流量 (m²/s)

u, v : x, y 方向の平均流速 (m/s)

H : 流動深 (水深+河床高) (m)

ρ : 溶岩流の密度 (g/cm³)

F_x, F_y : x, y 方向の摩擦抵抗力

摩擦抵抗力としては次式で定義される抵抗則を用いた。

$$F_x = \frac{1}{2} f_x \rho u \sqrt{u^2 + v^2}, \quad F_y = \frac{1}{2} f_y \rho v \sqrt{u^2 + v^2}$$

ただし、 f_x, f_y はビンガム流動の摩擦係数として次式により与えられる。

$$f_x = \frac{(\tau_x - \tau_Y)^4}{\tau_x} \left/ \left(1 + \frac{3}{2} \cdot \frac{\tau_Y}{\tau_x - \tau_Y}\right)^3 \cdot \frac{\rho q}{\eta} \right., \quad f_y = \frac{(\tau_y - \tau_Y)^4}{\tau_y} \left/ \left(1 + \frac{3}{2} \cdot \frac{\tau_Y}{\tau_y - \tau_Y}\right)^3 \cdot \frac{\rho q}{\eta} \right.$$

ここに、 τ_Y : 降伏応力、 τ_x, τ_y : x, y 方向の作用応力、 q : 単位幅当りの流量 (m^2/s)

b) 連続式

流体の連続式を用いた。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

4) 予測手法 2

Ishihara et al. (1990) の方法に基づく予測手法を以下に示す。なお、計算は地形データをメッシュに区分して数値化し、メッシュ間の相互計算を差分法によって実施するものである。

a) 流量の計算

溶岩流はビンガム流体とみなす。また、流速が極めて小さいため、等流とみなす。このとき、傾斜角一定の平板上の単位幅断面を通過する流量（線流量） q (m^2/s) は以下のよう表すことができる。

$$q = S_Y \cdot h \cdot cr^2 \cdot (a^3 - 1.5a^2 + 0.5) / 3 \eta$$

$$a = h/h_{cr} \quad \text{————— (1)}$$

ただし、

S_Y : 後述のように決定する降伏応力（溶岩の内部温度の関数とする）

η : 後述のように決定する溶岩の粘性係数（溶岩の内部温度の関数とする）

h_{cr} : 後述する限界流動厚 (m)

h : 溶岩流の流動厚 (m)

なお、以下には、(1) 式を導く過程を示す。

線流量 q についての(1)式を導く過程

ここで、ビンガム流体についての運動方程式は次式のように表すことができる。

$$S - S_Y = \eta \cdot \frac{\partial u}{\partial z} \quad \text{————— (2)}$$

ただし、

- z : 溶岩流中の地表面からの位置(m)
- S : 溶岩流中の位置 z における底面のせん断応力
- u : 溶岩流中の位置 z における流速(m/s)

また、図4-12に示すように、溶岩流を層流ととらえると、溶岩流中の任意の位置 z における底面せん断応力 S は次式のように表すことができる。

$$S = \rho \cdot g \cdot (h - z) \cdot \sin A \quad \text{————— (3)}$$

ここで、

- ρ : 溶岩の密度(g/cm^3)
- g : 重力加速度(m/s^2)
- A : 地表面の傾斜角(度)

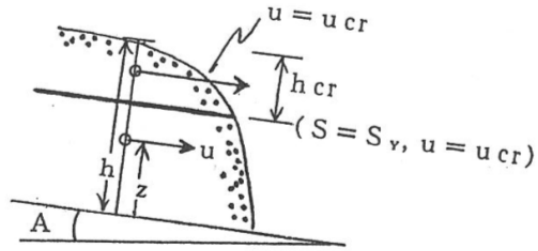


図4-12 溶岩流を層流としたときの諸変数の関係

ただし、(2)式及び(3)式は以下の条件下で成立するものとする。

$$z < h - h_{cr} \quad \text{————— (4)}$$

ここで、 h_{cr} は S が S_Y とつりあう位置から、溶岩流の表面 ($z = h$) までの厚さであり、限界流動厚とよぶ。

一方、 $z \geq h - h_{cr}$ では S は 0、 u は位置 $z = h - h_{cr}$ での流速 u_{cr} とする。

なお、ここでいう限界流動厚 h_{cr} は溶岩流の流動厚 h がこれを超えない場合、隣接するメッシュへの溶岩流の流下を伴わないことを表現する量である。

ここで、(2)式及び(3)式より、溶岩流の流速に関して次式を得る。

$$\eta \cdot \frac{\partial u}{\partial z} = \rho \cdot g \cdot (h - z) \cdot \sin A - S_Y \quad \text{————— (5)}$$

ところで、先の定義及び(3)式より、

$$S_Y = \rho \cdot g \cdot h_{cr} \cdot \sin A \quad \text{————— (6)}$$

したがって、(5)式及び(6)式より、

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\rho \cdot g \cdot \sin A}{\eta} \cdot (h - z - h_{cr}) \quad \text{————— (7)}$$

これを積分して、

$$u = \frac{\rho \cdot g \cdot \sin A}{\eta} \cdot \left\{ \frac{-z^2}{2} + (h - h_{cr}) \cdot z \right\} + C \quad \text{————— (8)}$$

ただし、Cは積分定数

ここで、ノンスリップ条件を適用して $z=0$ で $u=0$ とすると、 $C=0$ となり、(8)式は次式のように変形できる。

$$u = \frac{\rho \cdot g \cdot \sin A}{\eta} \cdot \left\{ \frac{-z^2}{2} + (h - h_{cr}) \cdot z \right\} \quad \text{————— (9)}$$

ここで線流量 q は図4-12より、次式のように求められ、これを解いて(1)式を得る。

$$q = \int_0^{h-h_{cr}} u \, dz + u_{cr} \cdot h_{cr} \quad \text{————— (10)}$$

なお、(1)式は x 、 y の各方向について与え、

(3)式の傾斜は(隣接メッシュ間の標高差) / (メッシュの辺長) で与えるものとする。

また、流量計算における流量の連続条件は次式で与える。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = q_0 \quad \text{————— (11)}$$

ただし、Mは x 方向の線流量、Nは y 方向の線流量で、線流量は流速を探索方向に流動厚分を積分した値である。また、火口位置のメッシュでは、 q_0 は溶岩流の噴出率とし、その他のメッシュでは、 $q_0=0$ とする。

流動は地表面の標高を考慮し、図4-13のような条件のもとで発生するものとする。また、溶岩流の停止条件は次のように与える。

$$\begin{aligned} & (\text{溶岩流の底面せん断応力}) = (\text{重力の地表面傾斜方向成分}) \leq (\text{降伏応力}) \\ & \text{すなわち、} \\ & \rho \cdot g \cdot h \cdot \sin A \leq S_Y \quad \text{————— (12)} \end{aligned}$$

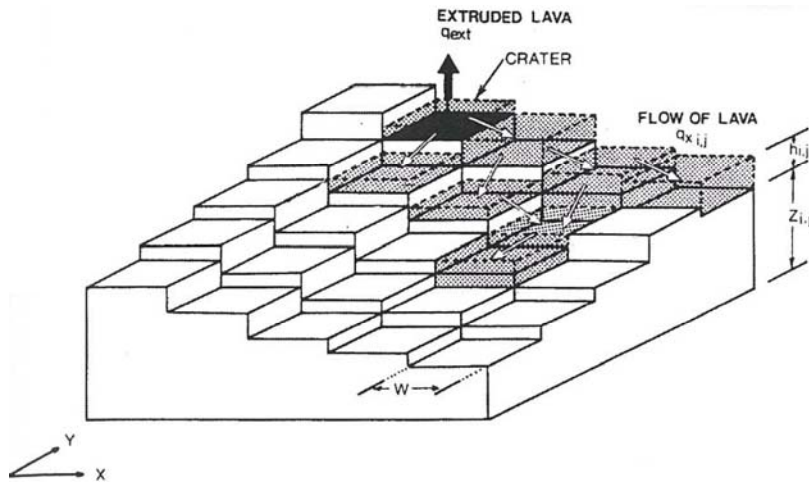


図 4-13 隣接するメッシュ間での溶岩流の流動条件
(Ishihara et al., 1990 を改訂)

矢印：流動方向

h : 溶岩流が流下する側のメッシュの溶岩の流動厚

b) 溶岩の内部温度の計算

溶岩の粘性係数及び降伏応力は後述するように溶岩の内部温度に依存するものと考え、溶岩の内部温度の計算を行う。ただし、流量は全て線流量で表す。また、噴出率は火口からの単位時間当たりの噴出量をメッシュの面積で除した値とする。

ここに、計算の時間ステップ Δt 間のメッシュ (i, j) における熱量の変化 $\Delta Q_{i, j}$ は次式のように表すことができる。

$$\Delta Q_{i, j} = \Delta Q_{m_{i, j}} + \Delta Q_{e_{i, j}} - \Delta Q_{r_{i, j}} \quad \text{————— (13)}$$

ただし、 $\Delta Q_{m_{i, j}}$ は隣接するメッシュ間での流量のやりとりに伴う熱量の変化分、 $\Delta Q_{e_{i, j}}$ は火口位置のメッシュへの噴出量相当の熱量の増加分、 $\Delta Q_{r_{i, j}}$ は溶岩表面からの放射冷却分の熱量であり、他の要因は考慮していない。

ここで、 $\Delta Q_{m_{i, j}}$ は以下のように表される。

$$\Delta Q_{m_{i, j}} = \Delta Q_{x_{i, j}} + \Delta Q_{y_{i, j}} + \Delta Q_{x_{i+1, j}} + \Delta Q_{y_{i, j+1}} \quad \text{————— (14)}$$

ただし、 $\Delta Q_{x_{i, j}}$ 及び $\Delta Q_{y_{i, j}}$ は隣接するメッシュ $(i-1, j)$ 及び $(i, j-1)$ からの溶岩の流入量 (符号は正) 又は隣接するメッシュへの流出量 (符号は負) を $q_{x_{i, j}}$ 、 $q_{y_{i, j}}$ としたとき、もたらされる熱量の変化分であり、溶岩の比熱を c 、流出側のメッシュの溶岩内部の絶対温度を T 、メッシュの辺長を w とすれば、次式のように表される物理量である。

$$\Delta Q_{x_{i, j}} = c \cdot \rho \cdot q_{x_{i, j}} \cdot w \cdot \Delta t \cdot T \quad \text{————— (15)}$$

$$\Delta Q_{y_{i, j}} = c \cdot \rho \cdot q_{y_{i, j}} \cdot w \cdot \Delta t \cdot T \quad \text{————— (16)}$$

次に、 $\Delta Q_{ei, j}$ は噴出率を q_e 、溶岩の噴出時の絶対温度を T_0 とすれば、次式のように表される物理量である。

$$\Delta Q_{ei, j} = c \cdot \rho \cdot q_e \cdot w^2 \cdot \Delta t \cdot T_0 \quad \text{————— (17)}$$

さらに、 $\Delta Q_{ri, j}$ はステファン-ボルツマンの式から、溶岩の熱放射率を ε 、ステファン-ボルツマン定数を σ 、メッシュ (i, j) における溶岩表面の絶対温度を $T_{s_{i, j}}$ 、大気の絶対温度を T_a とすると次式のように表される物理量である。

$$\Delta Q_{ri, j} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot (T_{s_{i, j}}^4 - T_a^4) \cdot w^2 \cdot \Delta t \quad \text{————— (18)}$$

ただし、大気温は溶岩の表面温度に比して、十分小さいものとみなせるので (18) 式は次式のように書き改める。

$$\Delta Q_{ri, j} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_{s_{i, j}}^4 \cdot w^2 \cdot \Delta t \quad \text{————— (19)}$$

また、ここでは、溶岩の表面の温度と内部の温度の関係について、以下の観測事実に基づいて仮定する。

- ①溶岩表面が冷却され、固結した溶岩の表面温度と溶岩の内部温度の差はエトナ山の観測値 (Archambault and Tanguy, 1976) では、 300°C である。
- ②伊豆大島 1951 年噴火の溶岩流の観測値によれば、 $1,000^\circ\text{C}$ から $1,030^\circ\text{C}$ で溶岩表面の固結が始まる (Minakami, 1951)。

溶岩の表面と内部の温度差に関する仮定はメッシュ (i, j) における溶岩内部の絶対温度を $T_{i, j}$ としたとき、以下のとおりである。

$$T_{s_{i, j}} = T_{i, j} \quad (T_{s_{i, j}} \geq 1,303\text{K} = 1,030^\circ\text{C}) \quad \text{————— (20)}$$

$$T_{s_{i, j}} = T_{i, j} - 300 \quad (T_{s_{i, j}} < 1,303\text{K} = 1,030^\circ\text{C}) \quad \text{————— (21)}$$

以上の仮定から、時間 t におけるメッシュ (i, j) の熱量を $Q_{i, j}(t)$ とすると、時間 t から時間 Δt 後のメッシュ (i, j) における熱量 $Q_{i, j}(t + \Delta t)$ は次式のように表される。

$$Q_{i, j}(t + \Delta t) = Q_{i, j}(t) + \Delta Q_{i, j} \quad \text{————— (22)}$$

したがって、メッシュ (i, j) における時間 $(t + \Delta t)$ の溶岩内部の絶対温度 $T_{i, j}(t + \Delta t)$ は次式のように表される。

$$T_{i,j}(t + \Delta t) = Q_{i,j}(t + \Delta t) / (c \cdot \rho \cdot h_{i,j}(t + \Delta t) \cdot w^2) \quad \text{————— (23)}$$

ただし、

$$h_{i,j}(t + \Delta t) : \text{メッシュ (i, j) における時間 (t + \Delta t) の溶岩の流動厚}$$

$$= h_{i,j}(t) + (qx_{i,j} + qy_{i,j} + qx_{i+1,j} + qy_{i,j+1}) \cdot \Delta t / w + qe \cdot \Delta t$$

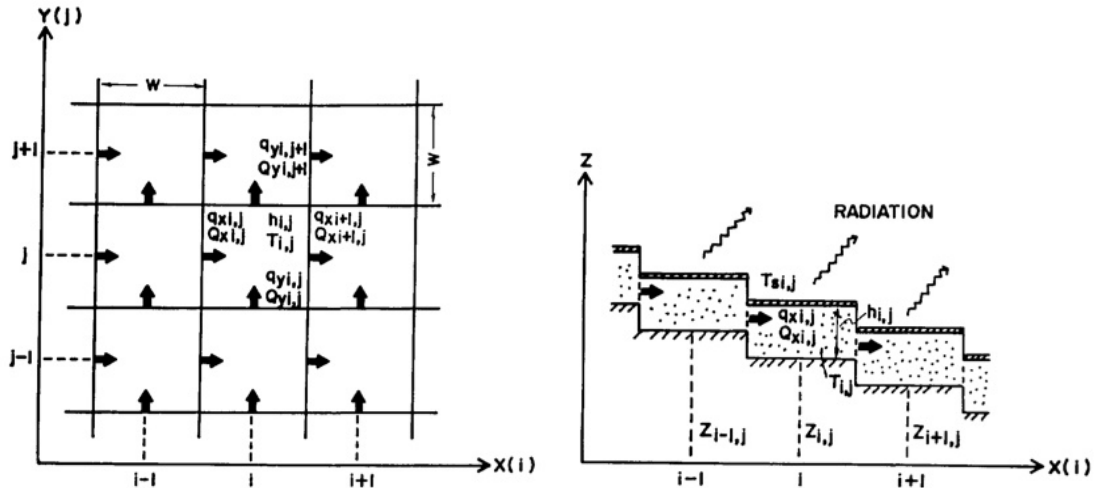


図 4-14 メッシュ相互の熱量の交換と放射冷却 (Ishihara et al., 1990)
Z は地表面標高を表す。

c) 粘性係数の計算

流下する溶岩流の粘性係数 η は溶岩の化学組成、内部温度、ガスの含有量、結晶の含有量等によって支配されるものと考えられる。

しかし、これらを統括して表現するモデルを構築することは困難であり、また、実験的事実も乏しいため、現時点ではこれらを包含する野外の観測事実によることが適切であると考えられる。

そこで、Minakami (1951) の伊豆大島 1951 年噴火の観測に基づく温度-粘性係数関係式を参考に粘性係数を計算する。

ここで、Minakami (1951) が求めた経験式は溶岩の内部温度を θ とすると、次式のとおりである。また、観測値とこれより求められる温度-粘性係数曲線を図 4-15 に示す

$$\log \eta = 6.155 - 0.0181 (\theta - 1000)$$

ただし、 $1,000^\circ\text{C} \leq \theta \leq 1,150^\circ\text{C}$ ————— (24)

ここでは、温度低下に対する粘性係数の増加率は化学組成他の条件によらないものと仮定し、(24) 式の関係式を参考に次式が成立するものと仮定する。

$$\log \eta = kv - 0.0181 \theta \quad \text{--- (25)}$$

ここで、 kv は特定の溶岩について特異な値であると考えられる。なお、 kv の設定例については後述する。

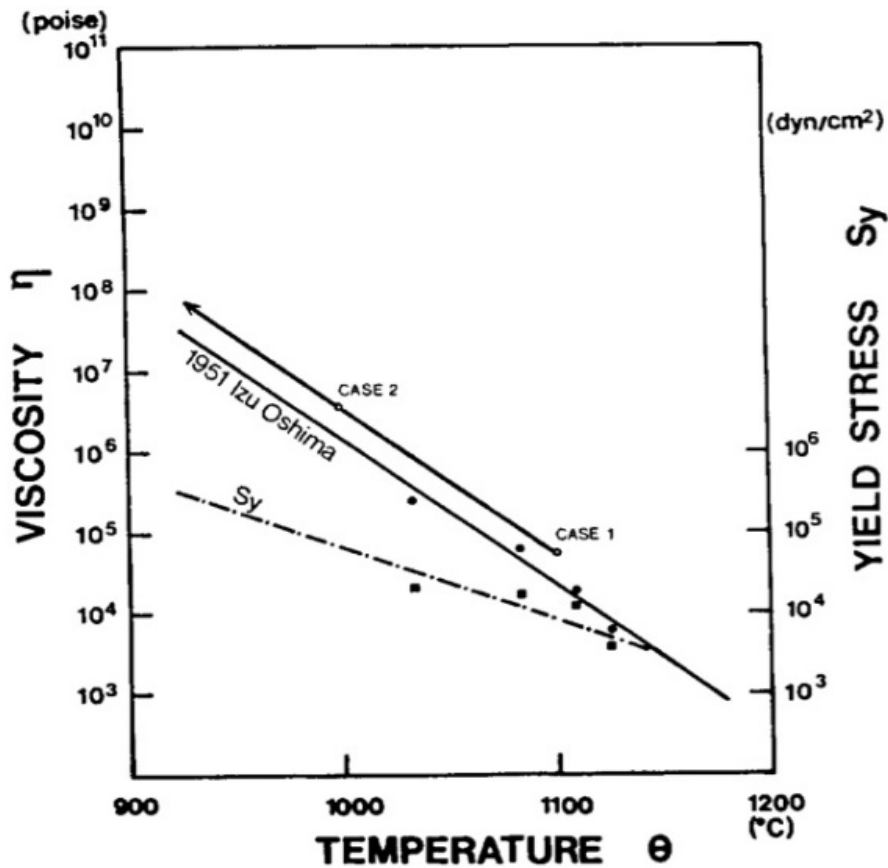


図 4-15 伊豆大島 1951 年噴火の溶岩の温度と粘性係数の関係 (原図は石原ら, 1988)
 ●は Minakami (1951) によって、観測された溶岩の粘性係数である。
 ■は Minakami (1951) の観測値から導いた溶岩の降伏応力である。

d) 降伏応力の計算

Dragoni et al. (1986) によれば、ビンガム流体の表面流速 V_p は次式のように表される。

$$V_p = S \cdot h \cdot (1 - S_Y/S)^2 / 2 \eta \quad \text{--- (26)}$$

ただし、 S は溶岩流底面でのせん断応力で、 $S = \rho \cdot g \cdot h \cdot \sin A$

したがって、降伏応力は次式で表される。

$$S_Y = S - \sqrt{(2 \eta \cdot V_p \cdot S/h)} \quad \text{--- (27)}$$

ここで、図4-15に示した■は(27)式にしたがってMinakami(1951)の観測値をプロットしたものであり、降伏応力の対数値についても粘性係数同様に溶岩の内部温度の一次関数であると仮定すると次式が得られる。

$$\log S_Y = 13.67 - 0.0089 \theta \quad \text{—— (28)}$$

なお、ここでは降伏応力についてはどのような溶岩についても(28)式が適用できるものとする。

5) 条件の設定

ここでは、予測手法の前提条件となる物理量等の設定について述べる。

a) メッシュの大きさ

数値化地形のメッシュの大きさは桜島大正溶岩や浅間山鬼押し溶岩のような粘性及び噴出率の溶岩流の流下の予測を行う場合は50m四方程度で十分であるが、伊豆大島1986年噴火の溶岩のような粘性及び噴出率の場合は25mないし10m四方程度の数値化地形が必要となる。

b) 火口の位置及び大きさ

火口の位置及び大きさは当該火山の特性に応じて設定する。

ただし、噴出率の調整の観点からは、火口を流下方向に複数並べた場合と1火口のみとして1火口の噴出率をより大きくした場合とでは、結果に違いはない。したがって、火口は流下方向に直行する方向に1列に並べれば良い。

また、山頂火口からの噴出を想定する場合は、火口底から噴出する想定よりも火口縁直下に計算開始点たる火口を想定した方が良い。なお、場合によっては、火口底の盛り上がりを考慮に入れ、現火口の径より広い幅で火口を並べた方が良い。

c) 噴出率・噴出量・噴出継続時間

これらについても対象火山の特性に応じて設定することが望まれる。

ただし、計算上、粘性係数に次いで溶岩流の挙動を左右する変数であることに留意する必要がある。参考までに推定噴出速度等を表4-3に示す。

表 4-3 溶岩流の噴出率等の推定値

火山名	噴火年	岩石名	平均の厚さ (m)	噴出量 (億 m ³)	噴出率 (m ³ /s)	出典
ラカギカル (アイスランド)	1783	玄武岩	—	120	50	(注記)
マウナロア(ハワイ)	1950	玄武岩	約 2	46	—	
伊豆大島三原山	1950 ～51	玄武岩	約 3	0.2	3	
キラウエア(ハワイ)	1960	玄武岩	約 3	16	—	
クラブラ (アイスランド)	1977	玄武岩	2.5	0.2	—	
三宅島	1983	玄武岩	—	0.047	646	荒牧ら(1984)
伊豆大島三原山 *1	1986	玄武岩	—	0.112	< 42.8	早川(1987)
伊豆大島三原山 *2	1986	玄武岩質 安山岩	14、4	0.08	444	
浅間山	1783	安山岩	25	1.7	100	(注記)
桜島 *3	1914	安山岩	< 約 50	2.5	最大 2000～3000 平均 550～700	石原ら(1981) 石原ら(1985)
ヒポックヒポック (フィリピン)	1948	安山岩	—	—	1.3	(注記)
トライデント (アラスカ)	1953	デイサイト	—	—	7	
秋田駒ヶ岳	1970	安山岩	約 10～約 30	0.012	0.23	

(注) 岩波講座地球科学 7 (該当部分は荒牧による, 1979) より転載

*1: 早川(1987)の1A溶岩の噴出総量とA火口からの第1段階の噴出率: 42.8m³/s (スコリアも含む)を参考にした。

*2: 噴出量は早川(1987)の2B_N溶岩と2B_S溶岩の噴出総量の和。噴出率は早川の仮定した噴出継続時間: 5時間から換算した値である。溶岩流の厚さは2B_N溶岩が14m、2B_S溶岩が4mである。

*3: 石原ら(1981)の西側噴出物の溶岩流の厚さと石原ら(1985)の西側噴出物の噴出率の2つの推定値に基づいた。ただし、平均の噴出率は時間ごとの噴出量から換算した値である。

d) 溶岩の噴出時の温度

対象火山においての実測値がある場合はそれを参考にし、無い場合は溶岩の組成等から推定する。なお、溶岩の粘性が温度の関数であることに留意する必要がある。

e) 溶岩の噴出時の粘性

溶岩流の挙動を大きく左右する物理量であるので慎重に決定する。

対象火山においての実測値がある場合は、(25)式から kv 値を求めて、噴出時の温度における粘性値を決定する。

一方、実測値がない場合は表 4-4、4-5 に示す溶岩の温度、粘性の実測値や Ishihara et al. (1990) の kv 値を参考に決定する。

表 4-4 実測された溶岩の温度と粘性

火山名	噴火年	岩石名	温度(°C)	粘性係数(poise)	出典
マウナロア (ハワイ)	1950	玄武岩	1070	4×10^3	Macdonald(1954)*
	1950	〃	940	7×10^3	
伊豆大島三原山	1950	玄武岩	950~1100	—	Minakami and Sakuma(1953)*
	1951	玄武岩	1125	5.6×10^3	
	1951	〃	1108	1.8×10^4	
	1951	〃	1083	7.1×10^4	
キラウエア (ハワイ)	1952	玄武岩	—	2×10^4	Macdonald and Eaton (1964)
	1955	玄武岩	1100	2×10^3 *	
	1955	〃	1050	2.5×10^3	
三宅島	1941	玄武岩	約 1000	7×10^5	Hagiwara(1941)* ²
	1983	玄武岩	—	$1 \sim 2 \times 10^5$	石原ら(1984)
パリクティン (メキシコ)	1945~ 1946	玄武岩質 安山岩	1070	$10^5 \sim 10^6$	Macdonald and Eaton(1964) *
エトナ (イタリア)	1966	玄武岩質 安山岩	1010~1020	5.1×10^4 $\sim 3.8 \times 10^5$	Tonguy and Biquand(1967) *
	1966	〃	—	0.4×10^5 $\sim 1.5 \times 10^7$	Walker(1967)*
ベスピオ (イタリア)	1936	テフライト	—	7.6×10^4	Imbo(1959)*
昭和新山	1945	デイサイト	900~1000	$10^9 \sim 10^{11}$	Aramaki and Katsura* ³
桜島	1946	安山岩	約 1000	1.1×10^9	萩原ら(1946)
	1946	〃	約 1000	$3.3 \sim 5.5 \times 10^6$	
	1946	〃	950	3.0×10^9	
ヘクラ (アイスランド)	1947	安山岩	—	$10^5 \sim 10^7$	Einarsson(1949) *
トライデント (アラスカ)	1953	デイサイト	—	6.9×10^{10}	Friedman et al. (1963) *
秋田駒ヶ岳	1970	安山岩	1090	—	Aramaki and Katsura* ³

*：岩波講座地球科学7（該当部分は荒牧による，1979）からの転載

*2：萩原ら（1946）からの引用

*3：論文発表年は1973年。岩波講座地球科学7（該当部分は荒牧による，1979）からの転載

表4-5 溶岩の粘性係数に関する kv 値の例（Ishihara et al., 1990 による）

対象溶岩	kv	噴出時温度 (°C)	噴出時粘性 (poise)	備考
1983年三宅島溶岩(玄武岩)	24.22	1078	5×10^4	(注1)参照
1986年伊豆大島溶岩 (玄武岩ないし 玄武岩質安山岩)	24.69	LB I *1 :1000 LBIII :1000 LC I :1100	4×10^6 4×10^6 6×10^4	(注2)参照
1914年桜島溶岩：西側 (安山岩)	26.67	0~14時間後*2 : 970 14~100時間後 :1050	1×10^9 5×10^7	(注3)参照

*1：再現計算の対象となる溶岩流ごとに設定している。

*2：噴出開始後の時間ごとに設定している。

(注1)溶岩のSiO₂含有量が伊豆大島三原山1951年噴出の溶岩のSiO₂含有量に対比できるとし、伊豆大島1951年噴出の溶岩の場合のkv値（Minakami, 1951）をここに適用している。

(注2)溶岩のSiO₂含有量から伊豆大島での過去の溶岩や三宅島の溶岩よりも粘性が大きいことが予測されるとし、若干大きめのkv値を設定している。

(注3)溶岩のSiO₂含有量の似ている桜島1946年噴出の溶岩の粘性、温度の観測値：950°Cで 3.0×10^9 poise（萩原ら，1946）をもとにkv値を設定している。

6) 予測手法の留意点

a) 数値化地形の作成

先述のメッシュの大きさのほかに以下の点に留意する必要がある。

- ・数値化地形の表現は実際の地形との相違を生じることが多いので注意を要する。特に次に述べるような特異的な地形については十分注意する必要がある。なお、予想される溶岩流の流動厚と流速に対して十分な精度を有するように心がける。
- ・溶岩流の流下経路上に数値化地形上の急崖や凹地がある場合は、計算上、流量の連続を図り難くなるので、あらかじめ十分なチェックを行い、計算上不要な地形であると判断した場合は、周囲の値から平滑化する。
- ・溶岩流の流下経路上に河川・溪流や構造物がある場合は、構造物等より下流側に溶岩流を流下させないなど、数値化地形上の表現に留意する。

b) 火口及び噴出条件の設定

先述の事項のほかに以下の点にも留意した方が良い。

- ・火口は時間に応じて異なる地点に設定することも考えられる。
- ・噴出率は時間的変化を与えてハイドログラフのような形で与えられればより良い。また、参考文献を参照して、噴出率の時間的変化を検討するのも良い。

c) 計算のタイムステップの設定

計算のタイムステップの設定に当たっては、十分な検討を行った方が良い。タイムステップが長いほど計算効率は上がるが、流量の連続性が破られることがあってはならない。

なお、参考のため Ishihara et al. (1990) に示された各火山での溶岩流の流下再現計算（表4-5に示したもの）の際のタイムステップを以下に示す。

三宅島 : 0.5 s
伊豆大島 : 0.1~0.4 s
桜島 : 20 s

d) 溶岩流流下の計算時間の設定

溶岩の噴出継続時間とは別に溶岩流の流下にかかる計算時間を設定する。実際の溶岩流の流下においては、溶岩噴出終了後も流下が著しい場合があるので十分な時間を設定する必要がある。

e) 計算の不安定化の防止

特に低粘性の溶岩流は薄く早く溶岩が広がってしまうので、先述の特異的な地形等では計算上、流量の連続性が途切れて溶岩流の流動厚が負になるような場面が生じることがある。したがって、計算においては、流量の連続性を図るために、次のような段階を用意することが望まれる。

- ① : あるタイムステップについての溶岩流の流動厚の変化分 (Δh) の計算を行う。
- ② : 先のタイムステップでの溶岩流の流動厚 (h) に Δh を加えて、 h' を得る。
- ③ : h' が正ならば、④へ進む。負ならば、③'へ進む。
- ③' : このタイムステップでの計算をタイムステップを小さくしてやりなおす。
- ④ : 熱収支の計算を行って、溶岩の内部温度、粘性、降伏応力を求める。
- ⑤ : ①に戻る。

また、③'の繰り返し計算が本来設定した計算の繰り返し回数に対して大きな割合を占めるようになるならば、自動的にタイムステップを小さくするような工夫をすると良い。ただし、この機能をプログラムにつけ加えたとしても、過大なタイムステップから計算を開始すると③のチェックでは確認できない程度の良くない計算を繰り返して、結局全体の計算効率を落してしまう場合もある。したがって、計算当初から適切なタイムステップを用いるように努める必要がある。

f) 計算対象領域の設定

計算に当たっては、計算時間の短縮を図るためにタイムステップごとに計算対象領域の設定を行うと良い。

あるタイムステップの計算によって拡大する溶岩の影響範囲は最大で周辺1メッシュ分であるはずである。したがって、溶岩流の流動厚の確認をタイムステップごとに行い、計算対象領域を必要に応じて拡大していけば良い。

ただし、あるタイムステップについての計算後、溶岩流の縁辺部での新たな溶岩流の流動厚を計算機の誤差の範囲内で全て許すとすると、溶岩流が必要以上に広がってしまうおそれもある。本手法では、流出側のメッシュの溶岩流の流動厚については、限界流動厚の概念を導入して制御しているが、流入側の制限は設けていない。したがって、タイムステップの大きさに対応する合理的な厚さを設定するなどして、溶岩流の縁辺部への溶岩流の流出を制限することが考えられる。なお、この場合も流量の連続性を図るよう計算を工夫するか、計算上の溶岩流の流下状況を監視するなどの工夫が必要である。

g) 計算上の溶岩流の流下状況の監視

これまでに述べた事項について十分な検討を行っても、なお、計算上の溶岩流の流下状況が、予想される溶岩流の流下に対応しない場合がある。したがって、計算に当たっては、以下のような事項について監視することが望まれる。

溶岩流の被覆域
溶岩流の流動厚
溶岩の内部温度
溶岩の粘性係数
溶岩の降伏応力
(溶岩流の流量)

h) パラメータの設定に関する基本的な考え方

これまでに述べてきた事項を総括して基本的な考え方を示せば、溶岩流の流下という事象を正確に予測することは困難であるので、考える最も危険な条件と最も安全な条件を計算し、妥当な条件を見出すことが一つの方法であるといえよう。

また、火口等の条件を設定する場合には、地表面傾斜から居住地に至る溶岩流の火口の位置を逆算して特定し、計算を試みることも考えられる。

7) 今後の課題

a) 溶岩流の流下に関する物理量の蓄積についての課題

溶岩流の流下に関する物理量の見積りを変更すると、溶岩流の流下にかかる予測の様相が大きく異なる。

例えば、噴出率や噴出継続時間は予測計算結果に影響し、また、初期粘性係数 (kv 値) は予測計算結果により一層大きく影響する。

ここで、溶岩流の流動厚や流下範囲、溶岩流到達時間の予測によって防災対策を展開することを目的とすると、結果の相違は重要な課題となる。

b) 特に粘性係数及び降伏応力の決定法についての課題

溶岩流の流下状況に大きく影響する要素として、流下中の粘性係数及び降伏応力の決定法が挙げられる。

本項では、1951年噴火の伊豆大島の溶岩流の観測値を基礎に推定する手法をとったが、化学組成等によって温度-粘性係数関係式の傾き等の様相がかなり異なる可能性もあり、野外での観測値の一層の蓄積が望まれる。

また、実験岩石学と野外の観測値の連係も課題となる。例えば、Shawの方法によって温度-粘性係数の関係を求めたとき、今回の温度-粘性係数関係式とは、その傾きにおいて大きなへだたりが生じてしまう。これは、噴出後の温度相当での実験の蓄積がないためであり、実験的アプローチの一層の進展が望まれる。

さらには、粘性係数、降伏応力を決定するメカニズムの解明及びこれに基づく新しいモデルの構築が望まれる。

4-1-4 泥流・土石流

ここでは、はじめに予測手法を示し、つづいて、予測計算の実施の前提条件となる物理量等について述べる。次に、予測計算の実施上の留意点について述べるが、これはそれまでに言及しえなかった問題について述べるものである。また、最後に予測手法の今までの研究例について言及する。

1) 予測手法

予測は次の過程で行う。

- ①ハイドログラフの設定
- ②数値化地形の作成
- ③シミュレーション

ただし、計算に用いる物理量の中には試行計算によって定めた方が良いものもある。したがって、対象とする溪流の周辺において土石流発生のあるデータがある場合は、その再現計算を行った後に改めて予測計算を行った方が良い。

以下にそれぞれの過程について記す。

a) ハイドログラフの設定

計算の前提となるハイドログラフの設定においては以下の作業を行う。

- ①流出土砂量の設定
- ②土石流のピーク流量の設定
- ③土石流中の土砂濃度の設定
- ④土石流のハイドログラフの設定

このうち、①～③については、「砂防基本計画策定指針（土石流・流木対策編）解説」（国土交通省，2007）に基本的な考えが示されており、また、その他に参考になる事項も示されているので、次頁以降に引用して示す。

また、④については、これに続いて記す。

2.3 計画の規模

土石流・流木対策計画の計画規模は、流域の特性によって一般に流出土砂量あるいは降雨量の年超過確率で評価するものとする。

なお、本指針は、大規模な山腹崩壊土砂がそのまま土石流となるものや、崩壊または地すべり等により形成された天然ダムの決壊による土石流、および火山噴火に伴って融雪に起因する火山泥流、火口湖の決壊に起因する火山泥流を対象外とする。

解説

原則として経験ならびに理論上、計画規模の年超過確率の降雨量（原則として 24 時間雨量又は日雨量の 100 年超過確率とする）に伴って発生する可能性が高いと判断される土石流および土砂とともに流出する流木等の流出量等を推定し、算出する。

土石流・流木対策計画では、「計画規模の土石流」および土砂とともに流出する流木等の流出量等は、当該溪流における過去の土石流量等の資料に基づいて定めることができる。

2.7 土砂量等の算出方法

2.7.1 計画流出土砂量の算出方法

計画流出土砂量は、現地調査を行った上で、地形図、過去の土石流の記録等より総合的に決定する。原則として、計画流出土砂量は、流域内の移動可能土砂量と、「計画規模の土石流」によって運搬できる土砂量を比較して小さい方の値とする。より詳細な崩壊地調査、生産土砂量調査および実績による流出土砂量調査が水系全体（土石流危険溪流を含む）で実施されている場合は、これらに基づき計画流出土砂量を決定してよい。

解説

計画流出土砂量は水源崩壊地調査、溪流調査等の結果に基づき算出する。ただし、流出土砂量の実績値がある場合においては、実績値を考慮して算出する。

(1) 流域内の移動可能土砂量 (V_{dv1})

$$V_{dv1} = V_{dv11} + V_{dv12} \quad \dots (11)$$

$$V_{dv11} = A_{dv11} \times L_{dv11} \quad \dots (12)$$

$$A_{dv11} = B_d \times D_e \quad \dots (13)$$

ここで、 V_{dv1} : 流域内の移動可能土砂量 (m^3)、 V_{dv11} : 流出土砂量を算出しようとしている地点、計画基準点あるいは補助基準点から1次谷の最上流端までの区間の移動可能渓床堆積土砂量 (m^3)、 V_{dv12} : 崩壊可能土砂量 (m^3)、 A_{dv11} : 移動可能渓床堆積土砂の平均断面積 (m^2)、 L_{dv11} : 流出土砂量を算出しようとしている地点、計画基準点あるいは補助基準点から1次谷の最上流端まで渓流に沿って測った距離 (m)、 B_d : 土石流発生時に侵食が予想される平均渓床幅 (m)、 D_e : 土石流発生時に侵食が予想される渓床堆積土砂の平均深さ (m) である。

移動可能渓床堆積土砂量を算出する際の B_d 、 D_e は現地調査および近傍渓流における土石流時の洗掘状況などを参考に推定する。 B_d 、 D_e を現地調査により推定する場

合は図-8(1)に示すように渓流断面における渓岸斜面の角度の変化、土石流堆積物上に成育する先駆樹種と山腹地山斜面に成育する樹種の相違等を参考に山腹と渓床堆積土砂を区分して行う。

D_e の推定は図-8(1)における断面形状だけでなく、上下流における渓床の露岩調査を行い、縦断的な基岩の連続性を考慮して行う。 D_e の参考として過去の土石流災害における事例を図-8(2)に示す。

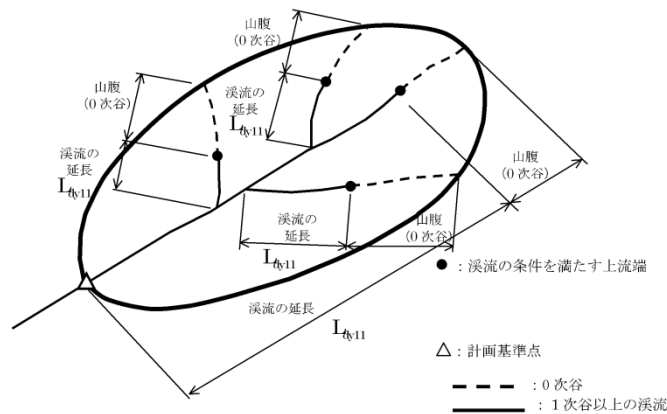


図-7 L_{dv11} のイメージ図

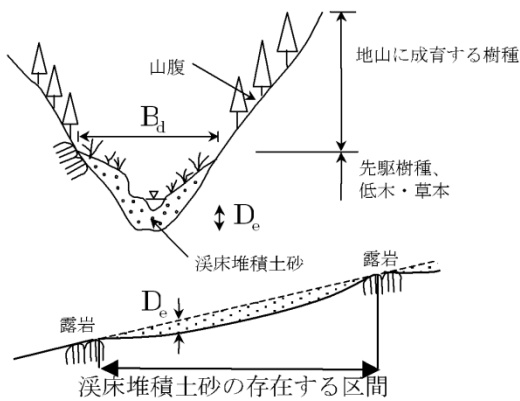


図-8 (1) 侵食幅、侵食深の調査方法

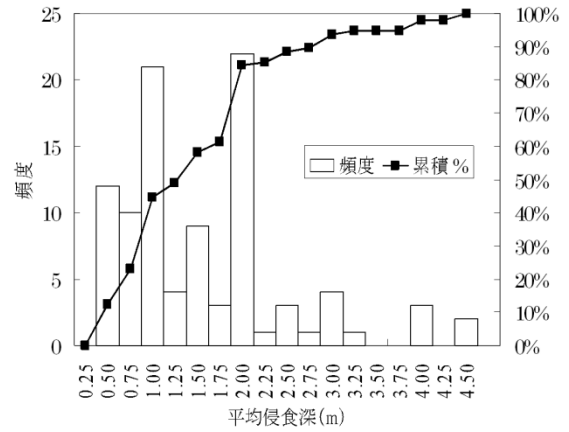


図-8 (2) 平均侵食深の分布

崩壊可能土砂量 (V_{d12}) は、以下に示すいずれかの方法で算出する。

(1-1) 崩壊可能土砂量 (V_{d12}) を的確に推定できる場合

(1.1) 式の V_{d12} は、0次谷（常時表流水の無い谷）および溪流山腹の予想崩壊土砂量 (m^3) である。

0次谷とは、1/25,000 地形図あるいは大縮尺の地形図を使用して等高線の凹み具合を眺めて、凹んでいる等高線群の間口よりも奥行が小なる地形とする。

崩壊可能土砂量の算出においては、地形・地質の特性および既存崩壊の分布等を参考に、具体的な発生位置、面積、崩壊深を推定する。

なお、崩壊土砂のかさ増は、原則として行わない。

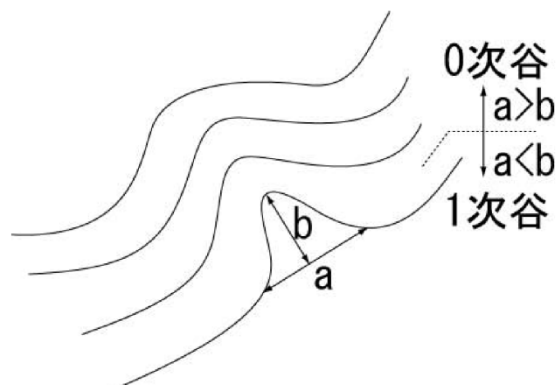


図-9 0次谷の地形

(1-2) 崩壊可能土砂量 (V_{dv12}) を的確に推定することが困難な場合

0次谷の崩壊を含めた次式で、崩壊可能土砂量を推定する。

$$V_{dv12} \doteq \sum (A_{dv12} \times L_{dv12}) \quad \dots (14)$$

$$A_{dv12} = B_d \times D_e \quad \dots (15)$$

ここで、 A_{dv12} : 0次谷における移動可能溪床堆積土砂量の平均断面積 (m^2)、 L_{dv12} : 流出土砂量を算出しようとする地点より上流域の1次谷の最上端から流域の最遠点までの流路谷筋に沿って計った距離 (m) で支溪がある場合はその長さも加える。

土石流発生直後など現存する移動可能土砂量が少ない場合でも、山腹や溪岸の土砂生産が激しく、近い将来に移動可能土砂量が増加すると予想される場合には、これを推定して加える。

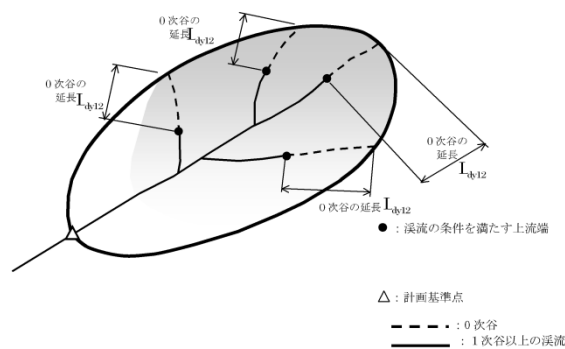


図-10 L_{dv12} のイメージ図

(2) 計画規模の年超過確率の降雨量によって運搬できる土砂量 (V_{dv2})

計画規模の年超過確率の降雨量によって運搬できる土砂量は、計画規模の年超過確率の降雨量 (P_p (mm)) に流域面積 (A (km^2))) を掛けて総水量を求め、これに流動中の土石流濃度 (C_d) を乗じて算定する。その際流出補正率 (K_{f2}) を考慮する。

$$V_{dv2} = \frac{10^3 \cdot P_p \cdot A}{1 - K_v} \left(\frac{C_d}{1 - C_d} \right) K_{f2} \quad \dots (16)$$

C_d の算出方法は本指針 2.7.3 を参照する。 P_p は地域の降雨特性、災害特性を検討し決定する。なお、一般には、24時間雨量を用いる。 K_v は空ゲキ率で 0.4 程度とする。 K_{f2} は流出補正率で図-11 によって流域面積に対して与える。なお、 K_{f2} は 0.5 を上限とし、0.1 を下限とする。

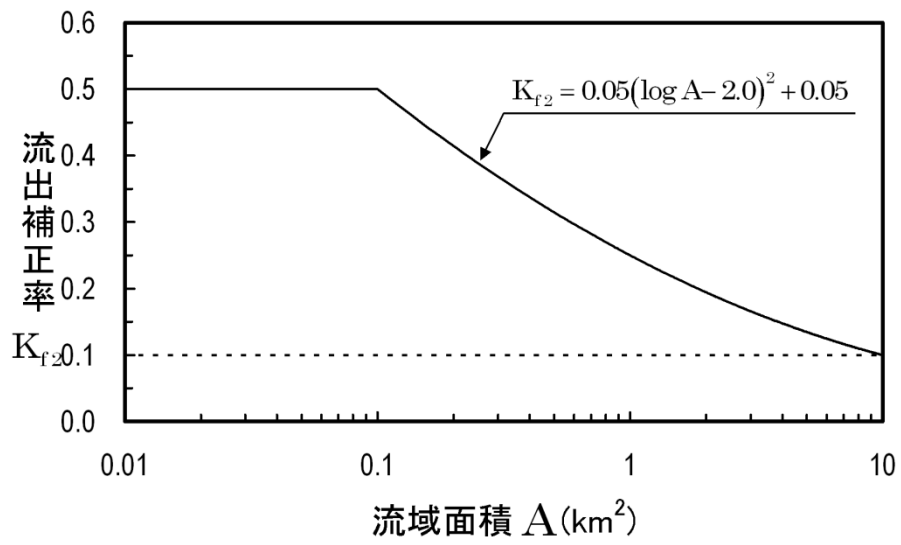


図-11 流出補正率⁴⁾

2.7.3 土石流のピーク流量

土石流ピーク流量は、流出土砂量に基づいて求めることを基本とする。ただし、同一流域において、実測値がある場合で別の方法を用いて土石流ピーク流量を推定できる場合は、その値を用いてよい。

解説

焼岳、桜島等で発生した土石流ピーク流量観測データに基づく土石流総流量とピーク流量の関係は図-15に示すとおりである。平均的なピーク流量と土石流総流量の関係は(20)式で表される。

$$Q_{sp} = 0.01 \cdot \sum Q \quad \dots (20)$$

$$\sum Q = \frac{C_* \cdot V_{dp}}{C_d} \quad \dots (21)$$

ここで、 Q_{sp} ：土石流ピーク流量(m^3/s)、 $\sum Q$ ：土石流総流量(m^3)、 V_{dp} ：1波の土石流により流出すると想定される土砂量(空隙込み)(m^3)、 C_d ：土石流濃度、 C_* ：溪床堆積土砂の容積濃度(0.6程度)である。

土石流濃度は下記の平衡濃度式で求めるものとする。

$$C_d = \frac{\rho \tan \theta}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta)} \quad \dots (22)$$

ここで、 σ ：礫の密度(2,600 kg/m^3 程度)、 ρ ：水の密度(1,200 kg/m^3 程度)、 ϕ ：溪床堆積土砂の内部摩擦角($^\circ$)(30 $^\circ$ ～40 $^\circ$ 程度であり、一般に35 $^\circ$ を用いてよい)、 θ ：溪床勾配($^\circ$)である。土石流ピーク流量を算出する際の溪床勾配は現溪床勾配 θ_0 ($^\circ$)とする。

上式は10 $^\circ$ ～20 $^\circ$ に対する高橋の式⁷⁾であるが、それよりも緩勾配の範囲についても準用する。なお、計算値(C_d)が0.9 C_* よりも大きくなる場合は、 $C_d = 0.9C_*$ とし、計算値(C_d)が0.3よりも小さくなる場合は $C_d = 0.30$ とする。

※1波の土石流により流出すると想定される土砂量 V_{dp} の算出方法

これまでの災害実態調査から、全支溪から同時に土砂が流出する例は少なく、そのため土石流ピーク流量の最大値は1洪水期間に複数発生する土石流のうち、最大となる土砂量に対応したものとなる。

そこで、流出土砂量に基づく土石流ピーク流量を求める際の1波の土石流により流出すると想定される土砂量 V_{dp} は、土石流・流木対策施設のない状態を想定して、溪流長、侵食可能断面積を総合的に判断して最も土砂量の多くなる「想定土石流流出区間」を設定し、この区間内における移動可能土砂量と運搬可能土砂量のうち、比較して小さい方の値とする。

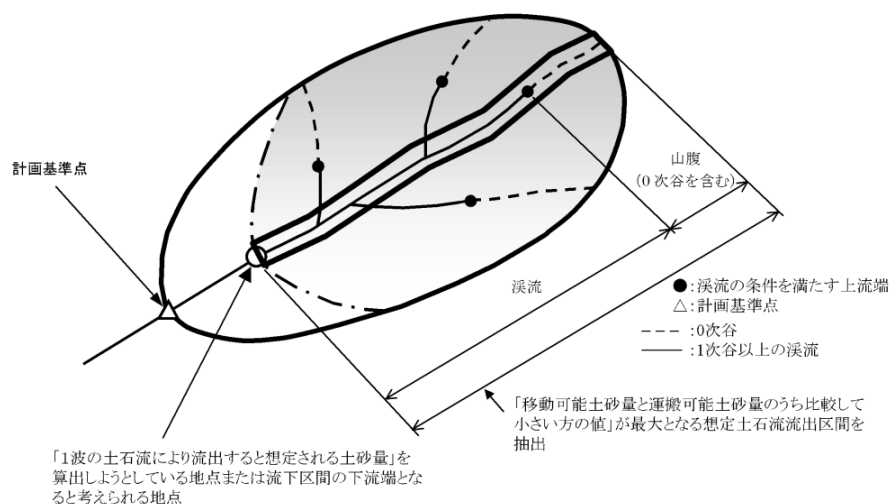


図-14 想定土石流流出区間のイメージ図

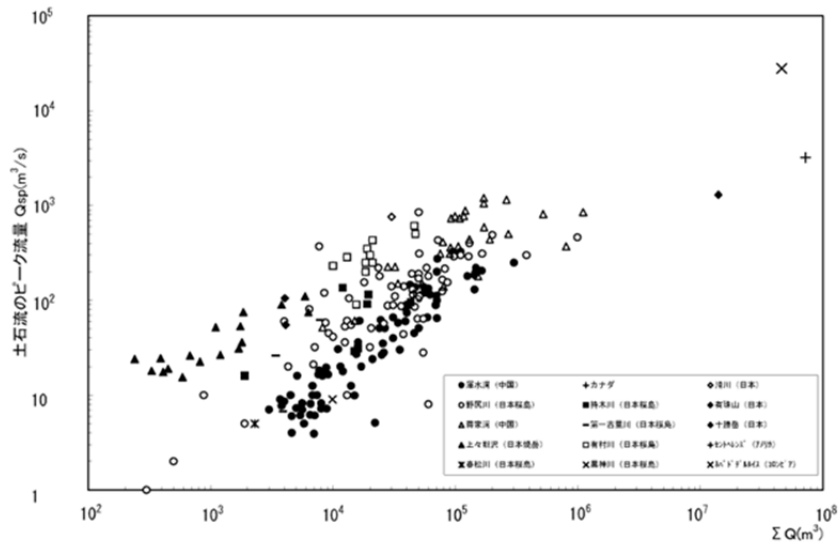


図-15 ピーク流量の相関⁸⁾ (原著では ΣQ は Q_t と表記されている)

～～（参考）降雨量に基づく土石流ピーク流量の算出～～～～～～～～～～～～～～～～

土石流の発生過程には、①溪床堆積物が流水により強く侵食されて土石流になる、②山腹崩壊土砂がそのまま土石流になる、③山腹崩壊土砂が流れをせき止めて天然ダムを形成し、それが決壊して土石流になる、等が考えられる。降雨量に基づく算出方法は①の場合の土石流ピーク流量を求めるものである。土石流ピーク流量の算出方法を手順に従い示す。なお、(20)式(経験式)および後述の(24)式(理論式)で求めた土石流ピーク流量の大きさの関係は、流域面積、降雨量、流出土砂量によって変わる。計画流出土砂量の比流出土砂量が $100,000\text{m}^3/\text{km}^2$ で、24時間雨量又は日雨量 $P_p = 260$ (mm) の場合は、流域面積 1km^2 以下では理論式の値は経験式の値に比較して小さな値を与える。

土石流ピーク流量は下記より求める。

$$Q_{sp} = K_q \cdot Q_p \quad \dots (23)$$

ここで、 Q_{sp} : 土石流ピーク流量 (m^3/s)、 Q_p : 計画規模の年超過確率の降雨量に対する清水の対象流量 (m^3/s)、 K_q : 係数である。

土石流ピーク流量 Q_{sp} (m^3/s) は、水のみ対象流量 Q_p (m^3/s) との間に、

$$Q_{sp} = \frac{C_*}{C_* - C_d} \cdot Q_p \quad \dots (24)$$

の関係があるとして求める⁹⁾。

(土石流ピーク流量の算出例)

$\sigma = 2600$ (kg/m^3)、 $\rho = 1200$ (kg/m^3)、 $\phi = 35^\circ$ 、 $\tan\theta = 1/6$ の場合、(22)式より $C_d \doteq 0.27$ となり 0.3 より小さくなるので $C_d = 0.30$ とし、(24)式より $Q_{sp} = 2Q_p$ となる。

～～

2.7.4 清水の対象流量の算出方法

清水の対象流量は合理式により算出する。

① 洪水到達時間

洪水到達時間は原則として、次式で求める¹⁰⁾。

$$T_f = K_{p1} \cdot A^{0.22} \cdot P_e^{-0.35} \quad \dots (25)$$

ここで、 T_f ：洪水到達時間（分）、 A ：流域面積（ km^2 ）、 P_e ：有効降雨強度（ mm/h ）、 K_{p1} ：係数で120とする。

② 平均降雨強度

洪水到達時間内の降雨強度は、次式のように24時間雨量から求める（物部式）。

$$P_a = \frac{P_{24}}{24} \left(\frac{T_f}{24} \right)^{K_{p2}} \quad \dots (26)$$

ここで、 P_a ：洪水到達時間内の平均降雨強度（ mm/h ）、 P_{24} ：24時間雨量（ P_{24} が得られない場合は、日雨量（ P_{day} ）としてよい（ $P_{24} \doteq P_{\text{day}}$ ））、 K_{p2} ：定数（ $K_{p2} = -1/2$ ）である。

③ 有効降雨強度

有効降雨強度は、次式により求める。

$$P_e = K_{f1} \cdot P_a \quad \dots (27-1)$$

ここで、 K_{f1} ：ピーク流出係数である。 $K_{p2} = -1/2$ とすると、 T_f 、 P_a の式から有効降雨強度は以下の式になる。

$$P_e = \left(\frac{P_{24}}{24} \right)^{1.21} \cdot \left(\frac{24 \cdot K_{f1}^2}{K_{p1} \cdot A^{0.22}} \right)^{0.606} \quad \dots (27-2)$$

④ 清水の対象流量

降雨による清水の対象流量は次式のように合理式で求める。

$$Q_p = \frac{1}{3.6} \cdot K_{f1} \cdot P_a \cdot A = \frac{1}{3.6} \cdot P_e \cdot A \quad \dots (28)$$

2.7.6 土石流の単位体積重量

土石流の単位体積重量は、実測値、経験、理論的研究等により推定する。

解説

土石流の単位体積重量 γ_d (kN/m³) は、

$$\gamma_d = \{\sigma \cdot C_d + \rho \cdot (1 - C_d)\} g \quad \dots (3.2)$$

で求められる。ここで、 g : 重力加速度 (9.8m/s²) とする。なお、 γ_d の単位が kN/m³ であることに注意する。

C_d は、(2.2) 式により求める。

次にハイドログラフの設定方法について述べる。

ハイドログラフの設定においては、①過去に同じ流域で発生した土石流の流出型を適用する方法と②土石流のピーク流量、流出土砂量等から設定する方法がある(注)。

なお、流出土砂量 V は先に求めた V_e 、 V_{ec} のうち小さい方の値を V_0 としたとき、次のように表される。

$$V = V_0 \times (1 - \lambda) \quad \text{———— (1)}$$

ただし、 λ : 空隙率 (=0.4)

①既往土石流の流出型を適用する方法

土石流の流出型は既往実績に同じとする。

ただし、この場合、先に求めた流出土砂量との調整が必要である。

先にもとめた土石流のピーク流量 Q_{sp} と既往土石流のピーク流量 Q_{sp}' の関係から引き延ばし率 R を以下のように定義する。

$$R = Q_{sp} / Q_{sp}' \quad \text{———— (2)}$$

ここで、以下の変数を定義する。

C_d : 粗粒分土砂及び細粒分土砂の土石流中に占める容積濃度

CL : 粗粒分土砂の土石流中に占める容積濃度

ρ : 水の密度 (g/cm^3)

ρ' : 細粒分土砂を含む泥水の密度 (g/cm^3)

この定義のもとでは、砂防基本計画策定指針 中の C_d は CL に、 ρ は ρ' に対応する。

したがって、 CL は前述の方法から求めておき、 C_d は次式によって求める。

$$C_d = \frac{CL \cdot (\rho - \rho') - (\rho - \rho')}{\sigma - \rho} \quad \text{———— (3)}$$

ここで、土石流の流量を Q_s とすると、土砂の流量 Q_d は次式で表される。

$$Q_d = Q_s \times C_d \quad \text{———— (4)}$$

(2) 式、(4) 式から、既往土石流の時間 t における流量を $Q(t)$ 、土石流流出継続時間を T とすると、次式が成立しなければならない。

$$V = \int_0^T (R \cdot Q(t) \cdot C_d) dt \quad \text{———— (5)}$$

(注) ここに紹介した方法に代えて、シミュレーション手法により、降雨量の時間的分布と流域の諸条件を与え、ハイドログラフを求める方法も提案されている(高橋・中川, 1991)。

ここで、(5) 式が成立しない場合は、以下のような方法でハイドログラフを設定すると良いだろう。

- ・ 時間ごとの土砂濃度を調整する。
- ・ 土石流流出継続時間を調整する。
- ・ 段波による流出を想定して、連続する 2～3 回のハイドログラフを与える。

② 土石流のピーク流量、流出土砂量等から設定する方法

土石流の流出型は三角形で与えると良い。

この場合、土石流のピーク流量 Q_{sp} 、土石流流出継続時間 T と流出土砂量 V の間には、次式が成立しなければならない。

$$V = (1/2) \times Q_{sp} \times Cd \times T \quad \text{———— (6)}$$

したがって、土石流流出継続時間を調整してハイドログラフを与えれば良い。ただし、1 回の土石流の流出継続時間は長くて 30 分程度と思われるので、計算上流出継続時間が長くなりすぎる場合は、①の流出土砂量の調整方法を適用する。

b) 数値化地形の作成

数値化地形の作成は次の過程を踏まえて行うと良い。

- ① 溪流及び流出予測対象範囲の地形的特徴の把握
- ② 地形の読み取り

このうち、①については、現地調査を実施することが望まれ、以下に示すような諸情報の把握が必要である。

- ・ 溪流周辺の自然地形の特徴
- ・ 人工構造物の配置と諸元
- ・ 溪流の断面形状、溪床勾配（簡易測量を実施する）

また、②については、以下の事項に留意する。

- ・ できるだけ大縮尺の精度の良い地形図上に格子を引いて格子点の標高を読み取る。
- ・ 読み取りにおいては、①で把握した地形的特徴を反映するように格子間隔や読み取りの仕方を工夫する。

c) シミュレーション

以下のシミュレーションの手法は高橋らによる一連の研究成果等を多く取り入れており、更に詳しい内容あるいは最近の研究成果については巻末の参考文献を参照されたい。なお、本手法は土石流を対象にしたものであり、泥流の流出のシミュレーションについては、予測計算の研究例を紹介する中で示す。また、計算は次に示す基礎方程式を差分化して実施するものである。

(運動方程式)

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \beta \cdot \frac{\partial(M \cdot u)}{\partial x} + \beta \cdot \frac{\partial(M \cdot v)}{\partial y} = -g \cdot h \cdot \frac{\partial(h+z)}{\partial x} - \frac{F_x}{\gamma} \quad \text{—— (7)}$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \beta \cdot \frac{\partial(N \cdot u)}{\partial x} + \beta \cdot \frac{\partial(N \cdot v)}{\partial y} = -g \cdot h \cdot \frac{\partial(h+z)}{\partial y} - \frac{F_y}{\gamma} \quad \text{—— (8)}$$

ただし、土石流の密度 γ は (補 1) で与える。

(水と土砂の連続式)

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = i \quad \text{—— (9)}$$

ただし、堆積速度 i は (補 2) で与える。

(土砂の連続式)

$$\frac{\partial(h \cdot Cd)}{\partial t} + \frac{\partial(M \cdot Cd)}{\partial x} + \frac{\partial(N \cdot Cd)}{\partial y} = i \cdot C_* \quad \text{—— (10)}$$

(地盤高の変化を表す式)

$$\frac{\partial z}{\partial t} + i = 0 \quad \text{—— (11)}$$

(抵抗則)

$$F_x = (\sigma - \rho') \cdot h \cdot g \cdot CL \cdot \cos \theta_x \cdot \tan \alpha + K \cdot \frac{D}{dm} \cdot u^2 \quad \text{—— (12)}$$

$$F_y = (\sigma - \rho') \cdot h \cdot g \cdot CL \cdot \cos \theta_y \cdot \tan \alpha + K \cdot \frac{D}{dm} \cdot v^2 \quad \text{—— (13)}$$

ここで、上記の基礎方程式中に用いた記号は以下のとおりである。

- g : 重力加速度 (m/s^2)
- σ : 土砂の密度 (g/cm^3)
- ρ' : 細粒分土砂を含む泥水の密度 (g/cm^3)
- Cd : 粗粒分土砂と細粒分土砂の土石流中に占める容積濃度
- CL : 粗粒分土砂の土石流中に占める容積濃度
- C_* : 堆積後の土砂の容積濃度
- D : 粗度高さ (m)

d_m	: 代表粒径 (60%粒径) (mm)
$\tan \alpha$: ここでは動摩擦係数
β	: 運動量補正係数
K	: ここでは流体抵抗に関する定数
θ_x	: x 方向の地盤勾配 (度)
θ_y	: y 方向の地盤勾配 (度)
z	: 地盤の標高 (m)
h	: 土石流の流動深 (m)
u	: x 方向の土石流の流速 (m/s)
v	: y 方向の土石流の流速 (m/s)
M	: x 方向の線流量 (=h・u) (m ² /s)
N	: y 方向の線流量 (=h・v) (m ² /s)
F_x	: x 方向のせん断摩擦力
F_y	: y 方向のせん断摩擦力

(補 1) 土石流の密度 γ の与え方

$$\gamma = \sigma \cdot Cd + \rho \cdot (1 - Cd) \quad \text{———— (14)}$$

ただし、 ρ : 水の密度 (g/cm³)

(補 2) 堆積速度 i の与え方

$$i = \beta i \cdot \frac{CL_\infty - CL}{C_*} \cdot \frac{\sqrt{(M^2 + N^2)}}{dm} \quad \text{———— (15)}$$

ただし、 βi : 堆積速度補正係数
 CL_∞ : 平衡濃度。(補 3) で与える。

(補 3) 平衡濃度 CL_∞ の与え方

ただし、土石流発生限界勾配 S_c は (補 4) で与える。

① $\tan \theta_x$ ($\tan \theta_y$) が土石流発生限界勾配 S_c 以上のとき
(高橋, 1977 の式 — 土石流領域に適用)

$$CL_\infty = \frac{\rho' \cdot \tan \theta}{(\sigma - \rho') \cdot (\tan \phi - \tan \theta)} \quad \text{———— (16)}$$

ただし、 ϕ は堆積層の内部摩擦角(度)

② $\tan \theta_x$ ($\tan \theta_y$) が土石流発生限界勾配 S_c 未満のとき
(水山の式 — 掃流から土石流への遷移領域に適用)

$$CL_\infty = \frac{15 \cdot \frac{\tan^2 \theta}{(\sigma/\rho' - 1)}}{1 + 15 \cdot \frac{\tan^2 \theta}{(\sigma/\rho' - 1)}} \quad \text{———— (17)}$$

【掃流から土石流への遷移領域に適用する平衡濃度 C_{∞} の求め方の別法】

高橋ら（1987）によれば、掃流から土石流への遷移領域（掃流状集合流動の領域）における粗粒分土砂の容積濃度の最大値（平衡濃度） CSL_{∞} は次式で与えられる。

$$CSL_{\infty} = \frac{2.66 \cdot (CL_{\infty})^2}{0.23 + 0.65 \tan \theta} \cdot \left\{ 1 - \frac{0.05 \cdot (\sigma / \rho' - 1)}{\sin \theta} \cdot \frac{dm}{h} \right\}^2 \quad (\text{注})$$

ただし、 CL_{∞} は土石流領域における粗粒分土砂の容積濃度の最大値（平衡濃度）で(16)式で与える。

(補3) ②に代えて、上記の一連の式を用いても良い。

(補4) 土石流発生限界勾配 S_c の与え方

高橋（1978, 1983）より、土石流が発生する最小の勾配：土石流発生限界勾配 S_c は次式で与える。

$$S_c = \frac{c_* \cdot (\sigma - \rho)}{c_* \cdot (\sigma - \rho) + \rho \cdot (1 + 1/\kappa)} \quad \text{—— (18)}$$

ただし、 κ は1に近い定数。例えば0.7。

(注) さらに簡単には、 CSL_{∞} を次のように求めることができる（(26)式参照）。

$$CSL_{\infty} = 6.7 \cdot CL_{\infty}^2$$

ただし、条件として、 $CSL_{\infty} < CL_{\infty}$

2) 条件の設定

ここでは、予測手法の前提条件となる物理量等の設定について述べる。

予測に用いる物理量についてまとめると表4-7のようになる。

表4-7 予測に用いる物理量

変数	記号	設定方法	常用値
重力加速度	g	(定数)	9.8m/s^2
土砂の密度	σ	(定数)	2.65g/cm^3
水の密度	ρ	(定数)	1.0g/cm^3
細粒分土砂を含む 泥水の密度	ρ'	本文の a) を参照。	($1.2\sim 1.4\text{g/cm}^3$)
堆積後の土砂の 容積濃度	C_*	溪床から試料を採取して測定。	($0.6\sim 0.7$)
動摩擦係数	$\tan \alpha$		0.6 程度
内部摩擦角	ϕ		($30\sim 40^\circ$)
運動量補正係数	β	(定数)	1.25
堆積速度補正係数	β_i	本文の b) を参照。	
流体抵抗に関する定数	K	(定数)	0.05
粗度高さ	D	本文の c) を参照。	
代表粒径	d_m	対象溪流の溪床の土砂の 60% 粒径	

(注) 常用値のうち、かっこ書きで示されている値は参考値である。

a) 細粒分土砂を含む泥水の密度 ρ' の設定方法

土石流は粗粒分土砂と間隙水より構成される。この間隙水は高濃度に細粒分土砂を含んで、見掛け上、高密度流体となっており、この密度を ρ' とする。

ρ' の値は山腹の土砂が土石流化して流下する場合、流下中の堆積・洗掘作用が無視できる程度であれば、山腹土砂の粒度構成から推定が可能である。しかし、実際には土石流の流下に伴い、堆積・洗掘が繰り返され、溪床や溪岸の粒度構成が ρ' に与える影響は無視できない。したがって、山腹斜面の土砂から試料採取して、 ρ' を推定する方法は適当ではない。また、堆積後の溪床土砂は細粒分土砂を流失しているので、これから試料採取して ρ' を推定する方法も適当ではない。

参考値として示した値は土石流が火山灰を多量に含む場合の想定値である。

なお、細粒分土砂をシルトサイズ程度以下の土砂と定義する。ただし、シルトの粒径の上限は $1/16\text{mm}$ である。

b) 堆積速度補正係数 β_i の設定方法

堆積速度補正係数の大きさによって、本手法のシミュレーション結果はかなり異なる。しかしながら、理論的な推定は困難であり、災害実績や実験と再現計算との比較において決定せざるを得ないのが現状である。

高橋ら（1987）は泥流の再現計算で $\beta_i=0.0001$ 、土石流の再現計算で $\beta_i=0.05$ が適当であったと報告している。

c) 粗度高さ D の設定方法

溪床の状況から設定する。ただし、人工床で堆積の進んでいない流路を除いては、 $D = d_m$ とみなす。

3) 予測計算実施上の留意点

a) データの取得

降雨、流量の資料はできるかぎり対象溪流のものあるいはその近傍のものを用いる。

また、流域内の不安定土砂の堆積状況並びに土砂供給源となるおそれのある崩壊地、地すべり地、裸地あるいはその危険性のある地形を把握するため、地形・地質の踏査及び簡易測量を行う必要がある。

同時に、土地利用や植生を空中写真判読や現地踏査によって把握し、流出係数を把握しておく必要がある。

b) 計算の安定性の監視

はじめに差分化の方法等を工夫する。

計算の実施段階においては、連続式の成立を目標に計算のタイムステップごとの流動深を監視し、必要に応じてタイムステップ等を変更する。なお、タイムステップについては次式を参考に検討すると良い。

$$\Delta t_{\max} \leq L / \{ (U + \sqrt{g \cdot h}) \} \quad \text{——— (19)}$$

ただし、

Δt_{\max} : 計算のタイムステップの最大値

L : 格子の辺長

U : 平均流速 $= \sqrt{(u^2 + v^2)}$

4) 今までの研究例

ここでは、先に紹介した方法に比べ、より詳しく検討された高橋らの研究から、高橋ら（1991）の予測計算手法について述べる。この中では、泥流（泥流型土石流）の流下の予測計算手法についても触れる。

運動方程式は次のように表す。

(運動方程式)

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \beta \cdot \frac{\partial(M \cdot u)}{\partial x} + \beta \cdot \frac{\partial(M \cdot v)}{\partial y} = g \cdot h \cdot \sin \theta_x - g \cdot h \cdot \cos \theta_x \cdot \frac{\partial(h+zb)}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\gamma} \quad \text{—— (20)}$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \beta \cdot \frac{\partial(N \cdot u)}{\partial x} + \beta \cdot \frac{\partial(N \cdot v)}{\partial y} = g \cdot h \cdot \sin \theta_y - g \cdot h \cdot \cos \theta_y \cdot \frac{\partial(h+zb)}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\gamma} \quad \text{—— (21)}$$

ただし、 $\theta_x(\theta_y)$: x (y) 方向への地盤勾配

zb : 土砂の堆積厚

$\tau_x(\tau_y)$: x (y) 方向への流れに対する底面抵抗。後述する。

また、粗粒分土砂と細粒分土砂のそれぞれについて、考慮している点の特徴である。たとえば、土砂の連続式においては、(10) 式に代えて、次の2式をたてる。

(粗粒分土砂の連続式)

$$\frac{\partial(CL \cdot h)}{\partial t} + \frac{\partial(CL \cdot M)}{\partial x} + \frac{\partial(CL \cdot N)}{\partial y} = i \cdot CL_* \quad \text{—— (22)}$$

(細粒分土砂の連続式)

$$\frac{\partial(CS \cdot h)}{\partial t} + \frac{\partial(CS \cdot M)}{\partial x} + \frac{\partial(CS \cdot N)}{\partial y} = i \cdot CS_* \quad \text{—— (23)}$$

ただし、 CL : 土石流中に占める粗粒分土砂の容積濃度

CS : 土石流中に占める細粒分土砂の容積濃度

CL_* : 堆積後の粗粒分土砂の容積濃度

CS_* : 堆積後の細粒分土砂の容積濃度

i : 堆積速度。この場合、(25) 式で与える。

これより、 CL 、 ρ' 及び CS は固定値ではなく、逐次計算を行うこととなる。

そこで、土砂濃度に係る変数の初期値を例えば以下のように与える。(注)

・ Cd は計算開始点より上流側の溪床における平衡濃度 CL_∞ より与える ((16) 式参照)。

・ CL 、 CS は計算開始点より上流側の移動可能土砂を採取して、粗粒分土砂と細粒分土砂の容積比を求め、それぞれの割合を Cd に乗じて求める。

なお、 ρ' と CS の関係は次式で与える。

$$\rho' = \frac{CS \cdot \sigma + (1 - Cd) \cdot \rho}{1 - CL} \quad \text{—— (24)}$$

(注) 本来、計算開始点上方においても土石流の流下がある場合は、このような方法で CL 、 CS の初期値を算定することは誤りである。しかし、これらを適当な値として定めることができない場合は、上記の方法で求めた値を参考にすることが次善の方法と思われる。

堆積速度は次式で与える。

$$i = \beta i \cdot \left\{ 1 - \frac{\sqrt{(u^2+v^2)}}{p \cdot u_e} \right\} \cdot \frac{CL_\infty - CL}{CL_*} \cdot \sqrt{(u^2+v^2)} \quad \text{———— (25)}$$

ここで、 CL_∞ は平衡濃度、 βi (堆積速度補正係数) と p は定数であり、 u_e については、後述する。

前述のように、地盤勾配が土石流発生限界勾配 S_c 以上の場合は、(16) 式によって平衡濃度を与える。一方、地盤勾配が土石流発生限界勾配 S_c 未満の場合は、平衡濃度は次式で与える。

$$CL_\infty = 6.7 \cdot \left\{ \frac{\rho'}{(\sigma - \rho') \cdot (\tan \phi - \tan \theta)} \right\}^2 \quad \text{———— (26)}$$

ただし、(26) 式は(16)式による平衡濃度の積よりも小さい値を与える場合のみに用いる。

なお、ここでは、 $\tan \theta$ を次のように与える。

$$\tan \theta = \frac{u \cdot \sin \theta'_x + v \cdot \sin \theta'_y}{\sqrt{(u^2 \cdot \cos^2 \theta'_x + v^2 \cdot \cos^2 \theta'_y)}} \quad \text{———— (27)}$$

また、

$$\tan \theta'_x = \tan(\theta_x + \theta_{zhx}) = \frac{\tan \theta_x + \tan \theta_{zhx}}{1 - \{(\tan \theta_x) \cdot (\tan \theta_{zhx})\}} \quad \text{———— (28)}$$

$$\tan \theta'_y = \tan(\theta_y + \theta_{zhy}) = \frac{\tan \theta_y + \tan \theta_{zhy}}{1 - \{(\tan \theta_y) \cdot (\tan \theta_{zhy})\}} \quad \text{———— (29)}$$

$$\tan \theta_{zhx} = - \frac{\partial(zb+h)}{\partial x} \quad \text{———— (30)}$$

$$\tan \theta_{zhy} = - \frac{\partial(zb+h)}{\partial y} \quad \text{———— (31)}$$

ただし、 h は流動深

次に、(25) 式中の u_e について述べる。

u_e は上流部から供給される土石流の粗粒分土砂濃度 CL が平衡濃度となるような勾配である仮想流路内での流速であり、次のように与えられる。

$$u_e = \frac{2}{5 \cdot dL} \cdot \left[\frac{g \cdot \sin \theta_e}{0.02} \cdot \left\{ CL + (1 - CL) \cdot \frac{\rho'}{\sigma} \right\} \right]^{1/2} \cdot \left\{ \left(\frac{CL_*}{CL} \right)^{1/3} - 1 \right\} \cdot h^{3/2} \quad \text{———— (32)}$$

ただし、 dL は粗粒分土砂の平均粒径であり、 $\tan \theta_e$ は次式で与える。

$$\tan \theta_e = \frac{CL \cdot (\sigma - \rho') \cdot \tan \phi}{CL \cdot (\sigma - \rho') + \rho'} \quad \text{———— (33)}$$

以上の関係に併せて、 $\beta i = 1.0$ 、 $p = 2/3$ として堆積速度 i を与えるが、 $\sqrt{(u^2+v^2)}$ が $p \cdot u_e$ より大きい領域では、 $i = 0$ とする。

次に、抵抗則について述べる。

(土石流の抵抗則： $CL \geq 0.4 \cdot CL_*$ の場合)

(12) 式、(13) 式のようなクーロン型の表示ではなく、流体抵抗型の次式を用いる。ダイラタント流体モデルでは、クーロン型の表示と等価であるが、次式の方が計算の安定性が良い。

$$\tau_x = \frac{0.5 \cdot \gamma}{4} \cdot \left(\frac{dL}{h}\right)^2 \cdot \frac{1}{A} \cdot u \cdot \sqrt{(u^2 + v^2)} \quad \text{—— (34)}$$

$$\tau_y = \frac{0.5 \cdot \gamma}{4} \cdot \left(\frac{dL}{h}\right)^2 \cdot \frac{1}{A} \cdot v \cdot \sqrt{(u^2 + v^2)} \quad \text{—— (35)}$$

ただし、

$$A = \left\{ CL + (1 - CL) \cdot \frac{\rho'}{\sigma} \right\} \cdot \left\{ \left(\frac{CL_*}{CL}\right)^{1/3} - 1 \right\}^2 \quad \text{—— (36)}$$

(掃流状集合流動の抵抗則： $0.01 < CL < 0.4 \cdot CL_*$ の場合)

$$\tau_x = \frac{\gamma}{0.49} \cdot \left(\frac{dL}{h}\right)^2 \cdot u \cdot \sqrt{(u^2 + v^2)} \quad \text{—— (37)}$$

$$\tau_y = \frac{\gamma}{0.49} \cdot \left(\frac{dL}{h}\right)^2 \cdot v \cdot \sqrt{(u^2 + v^2)} \quad \text{—— (38)}$$

(泥流又は掃流の抵抗則： $CL \leq 0.01$ の場合)

マニング型の抵抗則を用いる。

$$\tau_x = \rho' \cdot g \cdot n^2 \cdot u \cdot \sqrt{(u^2 + v^2)} / h^{1/3} \quad \text{—— (39)}$$

$$\tau_y = \rho' \cdot g \cdot n^2 \cdot v \cdot \sqrt{(u^2 + v^2)} / h^{1/3} \quad \text{—— (40)}$$

ただし、ここでは、nはマニングの粗度係数

なお、泥流流下のシミュレーションの場合、これらの方程式系だけでは粗粒分土砂が堆積後の泥水の停止を表現できない。そこで、泥流の停止条件を流動速度から与える。

(泥流の停止条件)

$$\sqrt{(u^2 + v^2)} \leq U_{TH} \quad \text{—— (41)}$$

ただし、 U_{TH} は流動速度の仮想限界値で、高橋ら(1987)のアルメロ泥流に対するケーススタディでは、0.4m/sとしたとき、泥流の停止を良く説明できた。

4-1-5 津波

1) 予測する災害の状況

ここでは、水域に高速の流体が流れ込むことによって発生する津波を対象とする。大規模な岩屑なだれや火砕流が海や湖に高速で流入し、海水や湖水を押し出し、津波を発生させる。岩屑なだれや火砕流の本体の影響ばかりでなく、火砕サージのような爆風によっても、津波を引き起こすこともある。

2) 今までの研究例

1958年に発生したアラスカ・リツヤ湾で発生した山体崩壊による津波（あるいは巨大な水の波）については、Wiegel et al. (1970)、Noda(1970)によつての実験的、理論的な研究がなされている。これは、狭くて深いフィヨルドに多量の岩塊が崩落して1次元的な波が伝播したもので、2次元的な広がりを持つ火山の山体崩壊による津波とは性質が異なる。また、1963年にはイタリアのバイオンタダムで急激な地すべりが発生し、貯水池の水が急上昇したが、この際に崩れた土量と水域の広さの比率は、ここで予測している災害に比べ、水域の広さはかなり狭い。

火山体の大規模な岩屑なだれや火砕流によって発生する津波についての研究は、相田(1975)による雲仙眉山の崩壊による津波と、相田(1984)による渡島大島噴火による津波の例がある。表4-8に相田による2つのケースの比較を示す。

表4-8 相田による2つのケースの比較

ケース	計算領域	格子間隔 (海底地形)	津波運動 方程式	土石の流入	実績と の対応
相田 (1975) 1792年 雲仙眉山	有明海 全域 約40km ×60km	500m	水の運動の 基本方程式 を差分法で 解く	①岩屑の流入 流量18,000m ³ /分と9,000m ³ /分、 流入時間2~8分の組み合わせで6ケ ース ②地形変化 海岸線で10m均一の隆起と、海岸線 で10mの隆起だが離れると減少の2ケ ース	概ね説 明でき る。
相田 (1984) 1741年 渡島大島	北海道 渡島半島 ~ 津軽半島 西方海域	大海域 2.5km 沿岸域 833m	差分 leap-frog法	①岩屑なだれ 海岸線での流入量 $Q_m=2.0 \times 10^4 \text{m}^3/\text{分}$ /m、継続時間3分、流量曲線 $\sin(\pi/3)t$ ②火砕サージ ^{注)} の流速による摩擦力 海岸線での流入量 $Q_o=4.2 \times 10^6 \text{m}^3/\text{分}$ /m、継続時間3分、流量曲線 $\cos(\pi/6)t$ 、火砕サージの密度 0.0265g/cm ³ ③②に海面への静的圧力 ④①と③をあわせたもの	渡島半 島西岸 の津波 波高を 説明す るのに 充分で はない。

注) 相田(1984)では粉体流としているが、ここでは火砕サージと呼ぶことにする。

3) 予測手法

岩屑なだれや火砕流によって発生する津波の予測は、相田(1984)の手法による。以下にその予測手法の概要を示す。

a) 崩壊場所の設定

新しい火山や斜面の傾斜が緩い火山では崩壊が発生しにくい。大きな成層火山で、ある方向に大きく傾斜している火山や古い火山の上に新しい火山体が不安定に乗りかかっている火山では山体崩壊が発生する可能性がある。

b) 崩壊方向

最大傾斜方向に崩れやすいが、火山の内部の地質にも左右される。埋没している古い火山の斜面や粘土質の火山灰層がすべり面になって崩壊していくこともある。

c) 崩壊物質の量

崩壊物質の体積は地形図から求める。すなわち、現在の地表（崩壊前の地表）と想定崩壊面を示した断面図を2ないし3本作成し、各断面から求まる崩壊断面積に断面幅をかけて崩壊物質の量を求めることができる。なお、1980年のアメリカのセントヘレンズ火山の山体崩壊では、岩屑なだれ堆積物は体積が $2.3 \times 10^9 \text{m}^3$ 、火砕サージ堆積物は体積が $0.1 \times 10^9 \text{m}^3$ であったとされている。

d) 岩屑なだれの速度

岩屑なだれの速度の実測例は少ないが、1980年のアメリカのセントヘレンズ火山の岩屑なだれの速度は170m/sから30m/sであったとされている。

e) 密度

岩屑なだれ堆積物中の岩塊の密度は $2.0 \sim 2.4 \text{g/cm}^3$ 程度である。ただし、発泡した軽石を多く含む火山ではこの値よりかなり小さくなる。岩塊の密度はできるだけ対象とする火山に分布する噴出物から求めるのが良い。火砕サージの密度は 0.1g/cm^3 より小さいと考えるが良い。

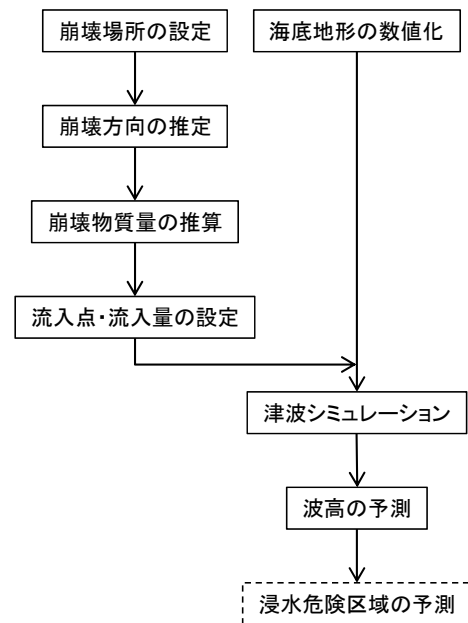


図4-16 岩屑なだれや火砕流によって発生する津波の予測フロー

f) 海底地形

海底地形は海上保安庁水路部発行の海底地形図や海図から得られる。海底の水深はシミュレーション結果に大きく影響するので、精度の良い（大縮尺の）海底地形図を利用する必要がある。海底の水深は海底地形図や海図上に適当な間隔のグリッドを引き、グリッド上の水深を求めていく。グリッドの間隔は、外洋域では1 km、沿岸域では20m程度が良い。なお、グリッドの方向は流入点の並び（流入する所の海岸線の方向）に合わせた方が津波の計算がしやすい。

g) 流入点

岩屑なだれと火砕サージの流入点は、現在の海岸線とする。実際の岩屑なだれでは海岸部が埋められることが多い。特に、浅海部ではかなり広い範囲が埋め立てられ、地形変化はかなり大きいと予想される。津波計算で急激な地形変化を考慮しながらシミュレーションを行うのは、メッシュを細かくし、移動境界を扱うプログラムを使用しなければならないので計算時間も長くなる。簡単にするためには、崩壊前の海岸線と海底地形で予測を行うことで良い。

h) 火砕サージの特性

火砕サージは空気と固体の混合体（固気混相流）で非圧縮性流体と考えられる。また、火砕サージに含まれる岩塊等の沈降を計算の中に入れることは困難であるため、海面上を流れる密度流とすると良い（図4-17）。

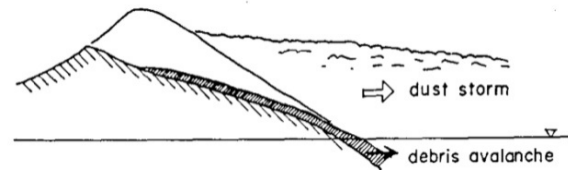


図4-17 岩屑なだれと火砕サージの関係
(相田、1984)

i) 岩屑なだれの流入

岩屑なだれの流量と時間の関係は、崩壊のタイプ、崩壊規模、崩壊物の物性、崩壊を想定する地点と流量を求める地点の位置とその間の地形等によって違いがあるが、概ね図4-18又は図4-19のようであろう。相田（1984）は、図4-18のような流量-時間曲線を与えたが、岩屑なだれの場合、最大流量が流下時間の中でもかなり早い時期に現れると予測されることから、図4-19に示したような流量時間曲線を与えることもできる。岩屑なだれは、前に見積った岩屑なだれ堆積物の量（ Q_1 ）が、海岸線にあたる格子点から流入するとした。岩屑なだれ堆積物は海水より比重が大きいため、海底に流下していくとし、岩屑なだれの流量に等しい海水流量を入力する。前述したように地形変化は考慮していない。

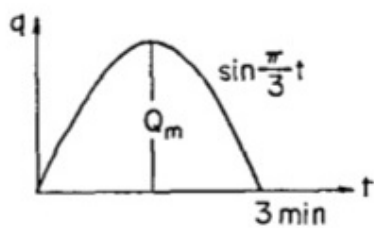


図 4-18 相田(1984)による岩屑なだれの流量曲線 (事例 1)

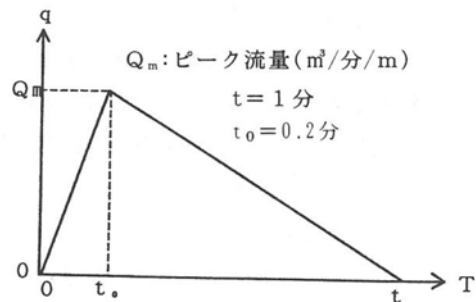


図 4-19 岩屑なだれの流量曲線 (事例 2)

j) 火砕サージの推定

火砕サージは海面に圧力及び流速による摩擦応力として作用し、津波を引き起こす。火砕サージを空気と固体の混合体の非圧縮性流体と仮定し、また粉体の沈降も無視して、水平の海面上を流れる密度流とすると、運動及び連続の式として次式を得る。

$$\frac{\partial Q_x}{\partial t} = -g' \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} - f d \frac{Q_x |\bar{Q}|}{\eta^2} - \left\{ \frac{Q_x}{\eta} \frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{Q_y}{\eta} \frac{\partial Q_x}{\partial y} \right\} \quad \dots\dots ①$$

$$\frac{\partial Q_y}{\partial t} = -g' \eta \frac{\partial \eta}{\partial y} - f d \frac{Q_y |\bar{Q}|}{\eta^2} - \left\{ \frac{Q_x}{\eta} \frac{\partial Q_y}{\partial x} + \frac{Q_y}{\eta} \frac{\partial Q_y}{\partial y} \right\}$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial Q_x}{\partial x} - \frac{\partial Q_y}{\partial y} \quad \dots\dots ②$$

ここで、 η : 海面から火砕サージ上面までの高さ
 Q_x : 鉛直に積分した流量の x 成分 (m³/分)
 Q_y : 鉛直に積分した流量の y 成分 (m³/分)

\bar{Q} : $\bar{Q}^2 = Q_x^2 + Q_y^2$
 $f d$: 海面での摩擦係数 (=0.01)

$g' = g (\rho d - \rho a) / \rho d$
 ただし、 ρa : 空気の密度 (g/cm³)
 ρd : 火砕サージの密度 (g/cm³)
 g : 重力加速度 (m/s²)

火砕サージ中の固体の容積濃度を 1/100 として $\rho d = 0.0265$ とすれば、

$\rho a = 0.001$ であるから、
 $g' = 0.96g \rightarrow g' \approx g$ とおける。

$f d$ は 0.01 としたが、 $f d$ が大きければ火砕サージの拡がり小さくなり、 $f d$ が小さければ大きく拡がることになる。これを格子間隔 500m、計算時間間隔 0.05 分で差分 leap-

frog 法で数値的に解く。火砕サージは岩屑なだれと同様、海岸線にあたる格子点に対して時間関数として流量を与える。火砕サージの流量曲線については、相田 (1984) は図 4-20 のような形を提案しているが、最大値に達するまでにある時間を考慮した岩屑なだれの流量曲線と同様な図 4-21 のような曲線を与えることでも良い。いずれにせよ、過去の事例等からより現実に近い形を選べば良い。

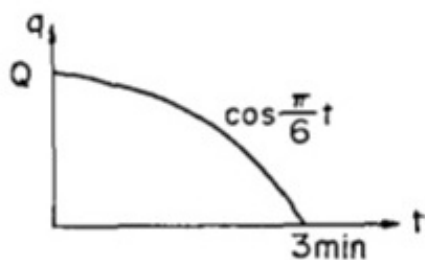


図 4-20 相田 (1984) による火砕サージの流量曲線 (事例 1)

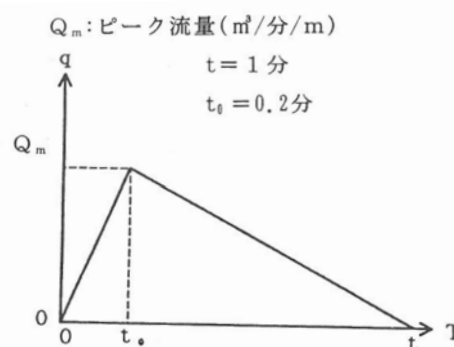


図 4-21 火砕サージの流量曲線 (事例 2)

k) 津波のシミュレーション

海面上に火砕サージが流出する場合の津波の発生について、その海面に対する静的圧力と流速による摩擦力を考慮することにする。この際、火砕サージと海水との相互作用は無視する。この場合の運動方程式は、

$$\frac{\partial qx}{\partial t} = -g(h + \zeta) \frac{\partial}{\partial x} \left(\zeta - \frac{\rho d}{\rho w} \cdot \eta \right) + \frac{\rho d}{\rho w} r W x |\bar{W}|$$

$$\frac{\partial qy}{\partial t} = -g(h + \zeta) \frac{\partial}{\partial y} \left(\zeta - \frac{\rho d}{\rho w} \cdot \eta \right) + \frac{\rho d}{\rho w} r W y |\bar{W}|$$

となる。

ここで、 ζ : 海面の上昇

q_x : 海底まで積分した流量の x 成分 (m³/分)

q_y : 海底まで積分した流量の y 成分 (m³/分)

h : 水深 (m)

ρd : 火砕サージの密度 (g/cm³)

ρw : 海水密度 (= 1 g/cm³ を仮定)

η : 火砕サージの海面からの高さ (m)

W_x : 火砕サージの流速 ($W_x = Q_x / \eta$)

W_y : 火砕サージの流速 ($W_y = Q_y / \eta$)

\bar{W} : $\bar{W}^2 = W_x^2 + W_y^2$

r : 海面の摩擦係数 (= 0.01)

ここで、移流項と海底の摩擦項は浅海域でその影響が考えられるが、以上の計算では仮定も多く、概略の推定であるので簡単にするために無視することもできる。

4) 今後の課題

大規模な岩屑なだれや火砕流がどのような流れ方をするのかによって、津波予測の結果が大きく変わる。今までのところ、岩屑なだれの状況が詳しく観察されたのは1980年のセントヘレンズ火山だけである。岩屑なだれが海に流入してどのようにして津波が発生するかはほとんど分かっていない。

また、大規模な岩屑なだれが発生すれば、海岸線の変化や海底地形の変化が発生する。それらが増加すれば、津波の伝播状況も変化することが予想される。本項に示した方法は、そうした地形変化について考慮していない。

4-2 予測される災害を累積した火山ハザードマップの作成手法

予測される災害を累積した火山ハザードマップとは、将来において発生が予測される災害を累積し、ある地点でどの程度の災害がどのくらいの頻度で発生するかによって、その地点の危険度を相対的にランク付けして表示したマップである。今まで公表されている海外の事例では、この種のものが多い。

ここでは、今まで公表されているマップ等について紹介する。

4-2-1 大きな噴石

1) 予測する災害の状況

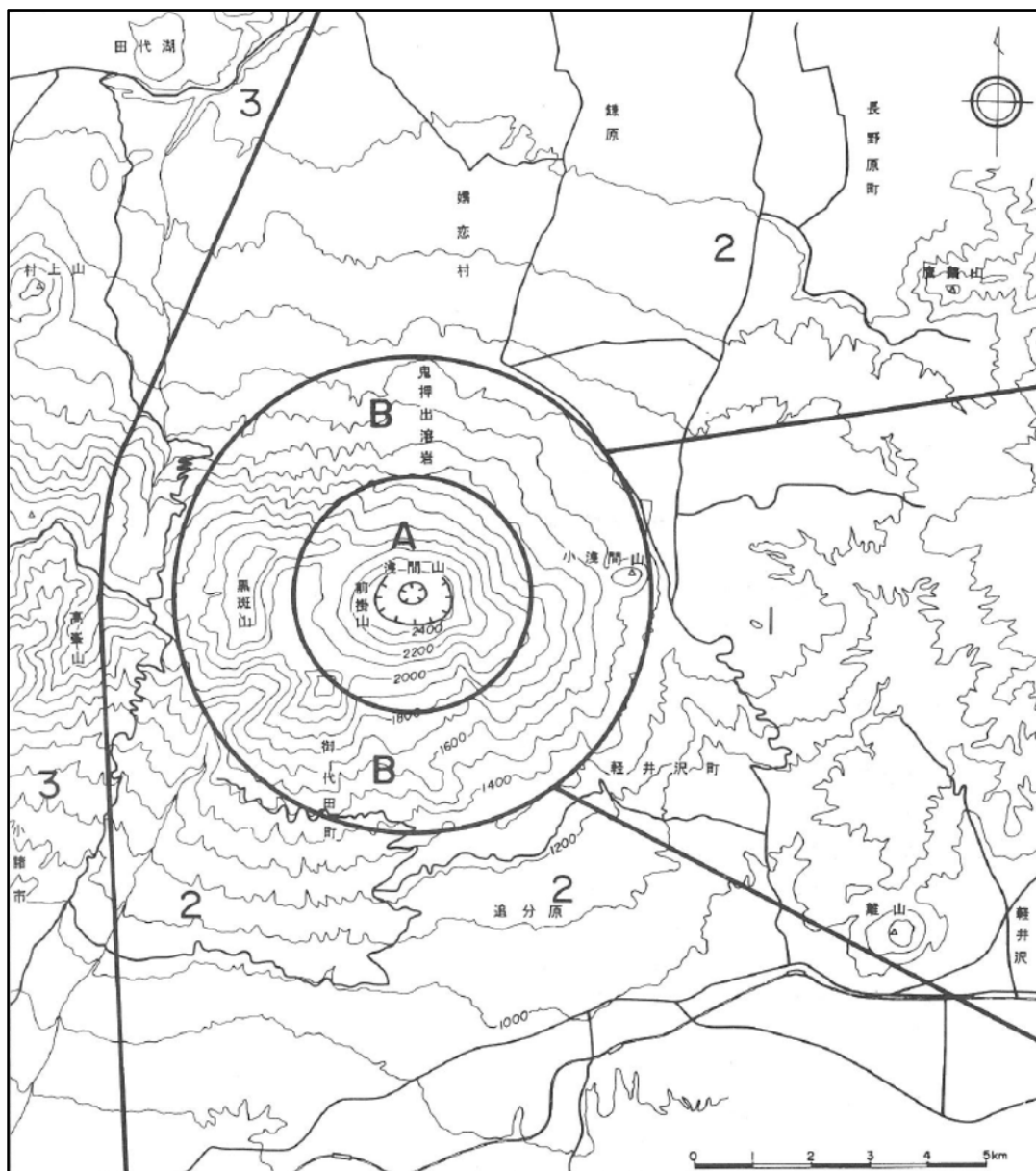
ここで扱う大きな噴石とは、主にブルカノ式噴火によって火口から空中に噴出されるものである。噴石の大きさは風の影響をあまり受けない程度が良い。噴石の直径が約 0.5m 以上の場合に限ることが望ましい。粒径の小さいものは降下火砕物（小さな噴石、火山灰）として扱う。

2) 今までの研究例

噴石の落下危険区域の予測は主に実績をもとに行っている。Aramaki (1984) による浅間山、Newhall (1979) によるフィリピンのマヨン火山、Booth (1979) によるカナリア諸島のテネリフェ火山等の火山災害危険区域予測図の事例が、過去の災害実績から噴石の落下危険区域を予測しているものである。

浅間山の事例では噴石の径についてはふれていないが、しばしば発生している噴石の落下確認地点の積み重ねから噴石の危険区域を設定している（図 4-22）。浅間山の場合、火口周辺は火山噴火による噴石の危険性が高い。なかでも、火口から約 2 km 以内が最も危険な区域、火口から概ね 2 km から 4 km がそれに次いで危険な区域と考えることができる。

テネリフェ火山のケースでは、過去 27 回のプリニー式噴火での実績をもとに直径 10cm ~20cm の軽石の噴石の到達範囲（図 4-23）と、直径 5 cm~10cm の噴石の到達範囲（図 4-24）を想定している。このケースはプリニー式噴火による噴石の到達範囲を想定しているため、噴煙の上昇による影響と降下時の風の影響が加わっていることに留意しなければならない。



国土地理院発行縮尺5万分の1地形図軽井沢を使用

図4-22 浅間山の噴石及び降下火砕物危険区域予測 (Aramaki, 1984 を修正)

A区域は火口から2 km 以内で危険度が高い。

B区域は火口から4 km 以内で危険度がやや高い。

1, 2, 3区域は降下火砕物の危険区域。

1区域(大) ← 危険性 → (小) 3区域

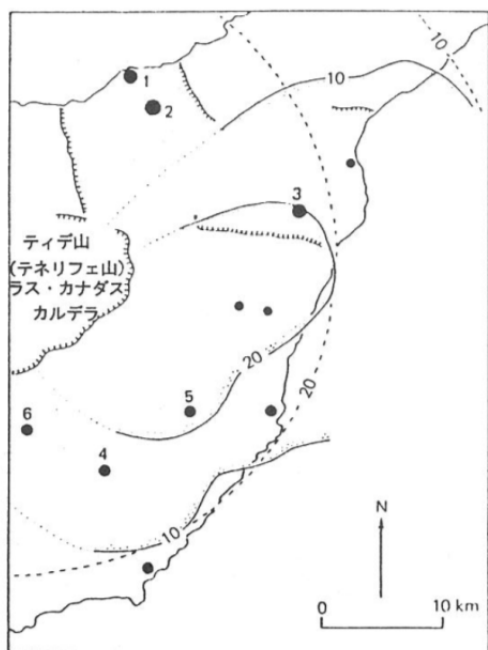


図4-23 テネリフェ火山の噴石の火山ハザードマップ (Booth, 1979)。破線が直径20cmと10cmの軽石の到達範囲。

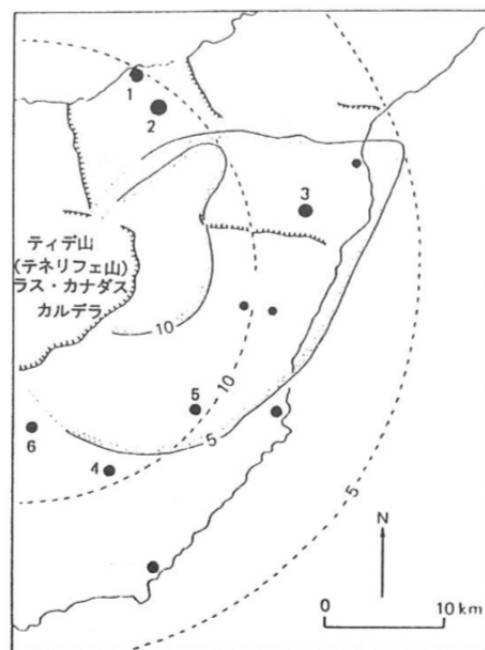


図4-24 テネリフェ火山の噴石の火山ハザードマップ (Booth, 1979)。破線が直径10cmと5cmの岩片の到達範囲。

3) 予測手法

2) に示した例のように、過去の災害実績によるところが大きい。そこで、できるだけ多くの事例を集める必要がある。多くの噴石は火口周辺の山中に落下することが多く、確認されるのは人家等の周辺に限られる。噴石が確認された場合には、その地点より火口に近いところにおいても、噴石が落下したと考えるべきである。同時に、落下した噴石の大きさについても整理しておくことが望ましい。

噴石の到達範囲の予測は、このようにして得られた災害実績をもとに行われる。到達範囲の区分は絶対的なものではなく、危険の度合い、あるいは、その傾向を示すものである。危険度は、一般的に、火口に近いほど高いが、噴出場所が火口壁に近いとあまり遠くまで飛ばないが、その逆で遠くまで飛ぶという特殊な例もある (図4-25)。

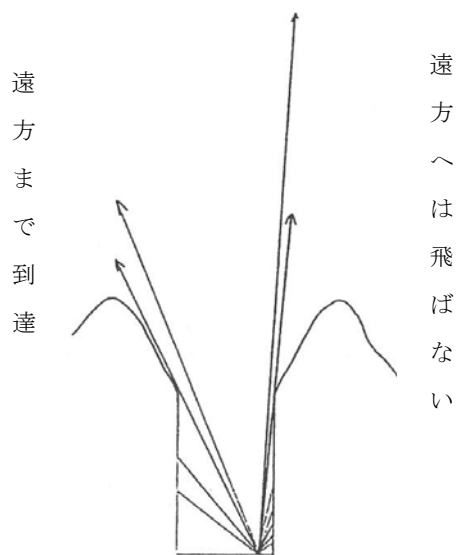


図4-25 火口の地形と噴出場所との関係

4-2-2 小さな噴石、火山灰（降下火砕物）

1) 予測する災害の状況

ここでは、火口上に形成された噴煙柱に含まれる降下火砕物が、大気中を拡散し、風により水平に搬送され、同時に終端速度で降下し、地表に堆積するまでの現象の長期的な影響が及ぶ範囲の予測を行う。すなわち、噴煙柱の形成に伴って火口より吹き上げられる降下火砕物粒子（小さな噴石や火山灰）のみを予測の対象とするため、噴石は対象としない。

また、ある特定の条件下での降灰の堆積状況を予測するものではなく、過去の降灰実績と風の関係から定性的に表される影響が及ぶ範囲を明らかにするものである。

2) 今までの研究例

長期的な降下火砕物の予測手法は、諸外国で公表されている火山ハザードマップをはじめ、多くの研究成果がある。

Booth (1979) は、カナリア諸島のテネリフェ火山において、過去の何回かの降下火砕物の地質調査結果をもとに、長期的な降下火砕物の堆積状況を予測した（図4-26）。この図では、厚さ1m以上の降下火砕物の堆積する確率を示している。

図4-27は、Crandell・Mullineaux・Miller (1979) によるもので、降下火砕物の広域的な堆積状況を予測するものである。ここでは、上層風の風向を重視して評価している。

我が国では、Aramaki (1984) による浅間山の降下火砕物の火山ハザードマップがある（図4-22）。これは、過去の降下火砕物の堆積状況と浅間山周辺の卓越風を考慮したものである。

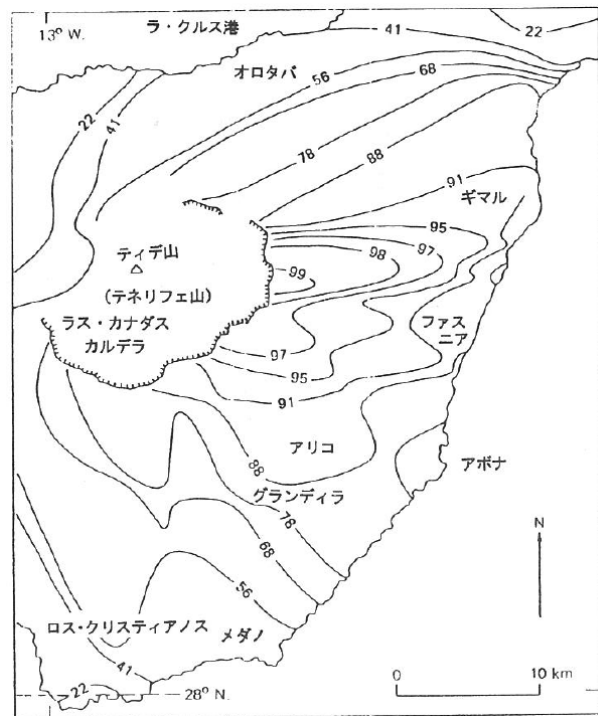


図4-26 テネリフェ火山南東側における1m以上の厚さの降下火砕物の堆積する確率(%) (Booth, 1979)

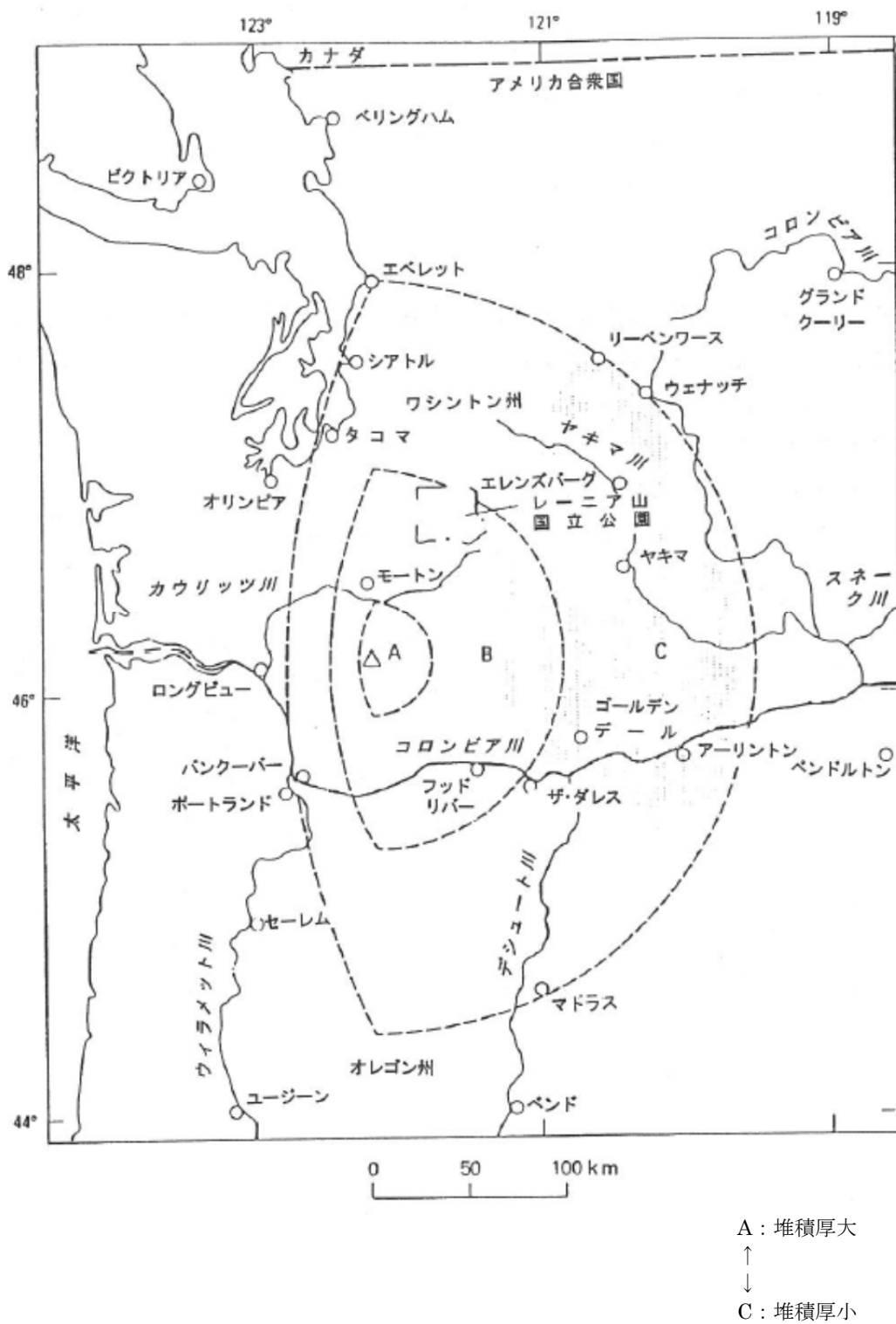


図4-27 セントヘレンズ火山での降下火砕物の火山ハザードマップ
(Crandell・Mullineaux・Miller, 1979)

3) 予測手法

プリニー式噴火が発生した場合、我が国の火山では高層風の影響で火山の東側に降下火砕物が流される。過去の降下火砕物の堆積状況を見ても、その傾向は明らかである。図4-28は長期間に予測される降下火砕物の影響が及ぶ範囲を予測する手法である。この予測手法では、ある1回の噴火で降下火砕物がどのように拡散～堆積するかを予測するものではなく、将来、何回かの噴火があったとき、一定層厚さ以上の降下火砕物が堆積する可能性を評価するものである。なお、噴煙柱があまり高くない場合には、地上風に近い風の影響を受けるので近接する気象観測点の風向頻度分布も示すと良い。

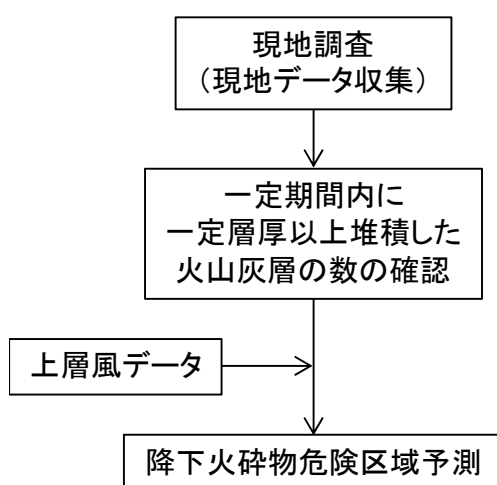


図4-28 予測される災害を累積した降下火砕物の火山ハザードマップの予測

[参考 噴出量別・堆積厚さ別の降下火砕物到達範囲の目安]

降灰実績を基に、噴火規模ごとの到達距離との関係を近似式で求め、降下火砕物の到達範囲とした図を示す。近似式の推計に用いた過去の噴火事例は、噴火実績がよく分かっている8火山(有珠山(1633年、1822年)、十勝岳(1962年)、安達太良山(12万年前)、那須岳(1410年)、新潟焼山(1974年)、浅間山(1783年)、富士山(1707年)、御嶽山(約9~11万年前))を使用した。

(火山災害に係る検討について：

国土交通省 国会等移転審議会 1999)

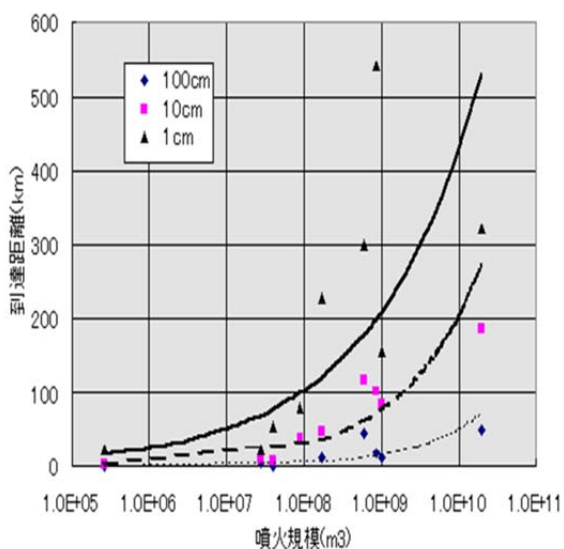


図 噴火規模別・堆積厚さ別の降下火砕物到達距離

4-2-3 溶岩流

1) 予測する災害の状況

ここでは、火山斜面やその周辺の地形に沿って流下する溶岩流を対象としている。溶岩の岩質としては、流動性に富む玄武岩質の溶岩に適する。

2) 今までの研究例

諸外国の火山ハザードマップには、過去の災害実績と地形・地質の特徴から溶岩流の流下する範囲を定性的に設定する方法による事例が多い。

Mullineaux and Peterson (1974) は、ハワイ島全島の溶岩流による火山ハザードマップを公表している。それによれば、溶岩流による影響が及ぶ危険性は、溶岩流の発生頻度、カルデラの存在、斜面の地形から求まる。図4-29はMullineaux and Peterson (1974) によるハワイ島全島の溶岩流の分布を火山ハザードマップとして示したものである。

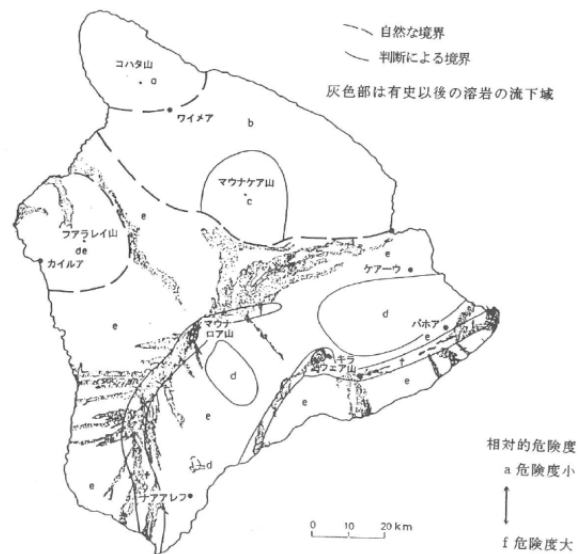


図4-29 ハワイ島全島の溶岩流による火山ハザードマップ (Mullineaux and Peterson 1974)

Newhall (1979) によるフィリピンのマヨン火山の溶岩流の火山ハザードマップは、過去の溶岩流の到達点を連れ、その線をもって溶岩流の到達範囲の線引きをしている。

3) 予測手法

溶岩流の危険度を判定するには、上方の斜面にどれだけの火口が分布しているかと、流下しやすい地形をしているかの2点が重要である。富士山のように側火山、側火口が多く、しかも、偏った分布をしている火山では、火口の分布を詳細に把握することが重要である。以下に、富士山での予測手法を示す(図4-30)。この手法は、流動性に富む玄武岩質の溶岩を噴出する火山に適用することが望ましい。なお、溶岩流の影響範囲を予測す

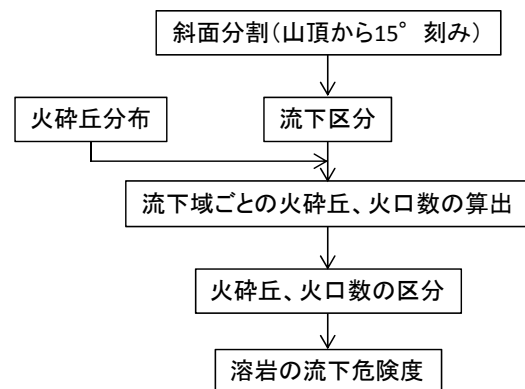


図4-30 溶岩流の火山ハザードマップの作成 (富士山の例)

る際は、火口が確定しにくい場合がでてくることが予想される。その際には、どこに火口が生じたら居住地や重要施設に溶岩流が流下する可能性があるかという範囲を示すことも考えられる。

a) 山腹噴火

i) 斜面分割

山頂を中心に同心円に近い等高線パターンを示す円錐形の成層火山では、山頂から一定角度ごとに放射状に延ばした線を引き、斜面分割を行う。

ii) 流下する範囲の区分

山頂から放射状に延ばした直線がある標高の等高線を横切る地点を決める。その地点から山頂方向に向かって高まり（分水界）を追跡し、流下する範囲の区分を行う。流下する範囲の幅は過去の溶岩流よりあまり狭くならないようにする必要がある。山腹斜面に深い谷地形が形成されているような火山では、面積があまり変わらない程度の範囲に分割する方法もある。

iii) 流下する範囲ごとの火口の数

災害実績調査結果を基に、ii) で設定された流下する範囲の区分ごとに溶岩の噴出する火口がどのくらいあったかを求める。火口の数をもとにどのように区分するかは、実際に得られた火口の数によって適宜決めて良い。

iv) 溶岩流の流下にかかる危険度の判定

溶岩流の流下する範囲に火口の数が多ければ、溶岩流が流下する危険度は大きくなると考えて良い。なお、山腹の傾斜が緩ければ、溶岩流が到達する危険度は低くなることに留意しなければならない。

b) 山頂噴火

山頂噴火では山頂火口や火口原に溶岩湖が形成され、その表面がゆっくり上昇し、火口周辺の低所から溶岩流が溢れ出し、山腹を流下して行くというメカニズムが考えられる。その際、どちら側の山腹に流れやすいかは火口周辺の標高がどのようになっているかが決め手になる。そこで山頂からの溶岩流の流下する範囲を予測するには、火口のまわりの最高点を連ねた断面図を作ると良い。この考え方は山頂付近に小さなカルデラを持つ火山にも適用できる。なお、この予測では火口付近が崩壊などの地形変化が発生しないという前提がある。

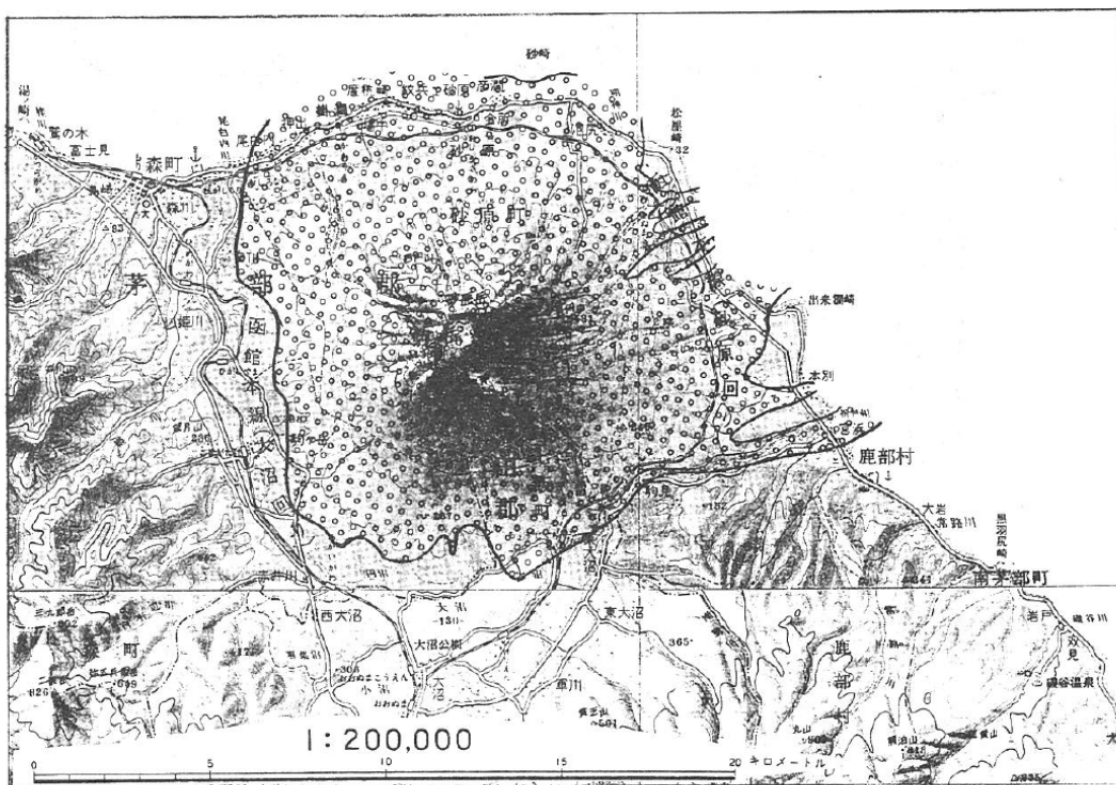
4-2-4 火砕流（火砕サージを含む）

1) 予測する災害の状況

ここでは、岩塊や細粒物質を多く含む固気混相流が火口から高速で火山斜面を流下していく火砕流、火砕サージの影響が及ぶ範囲の予測を行う。火砕流、火砕サージの影響が及ぶ範囲では、壊滅的な被害が生じるので、危険性の高い火山災害要因の一つである。

2) 今までの研究例

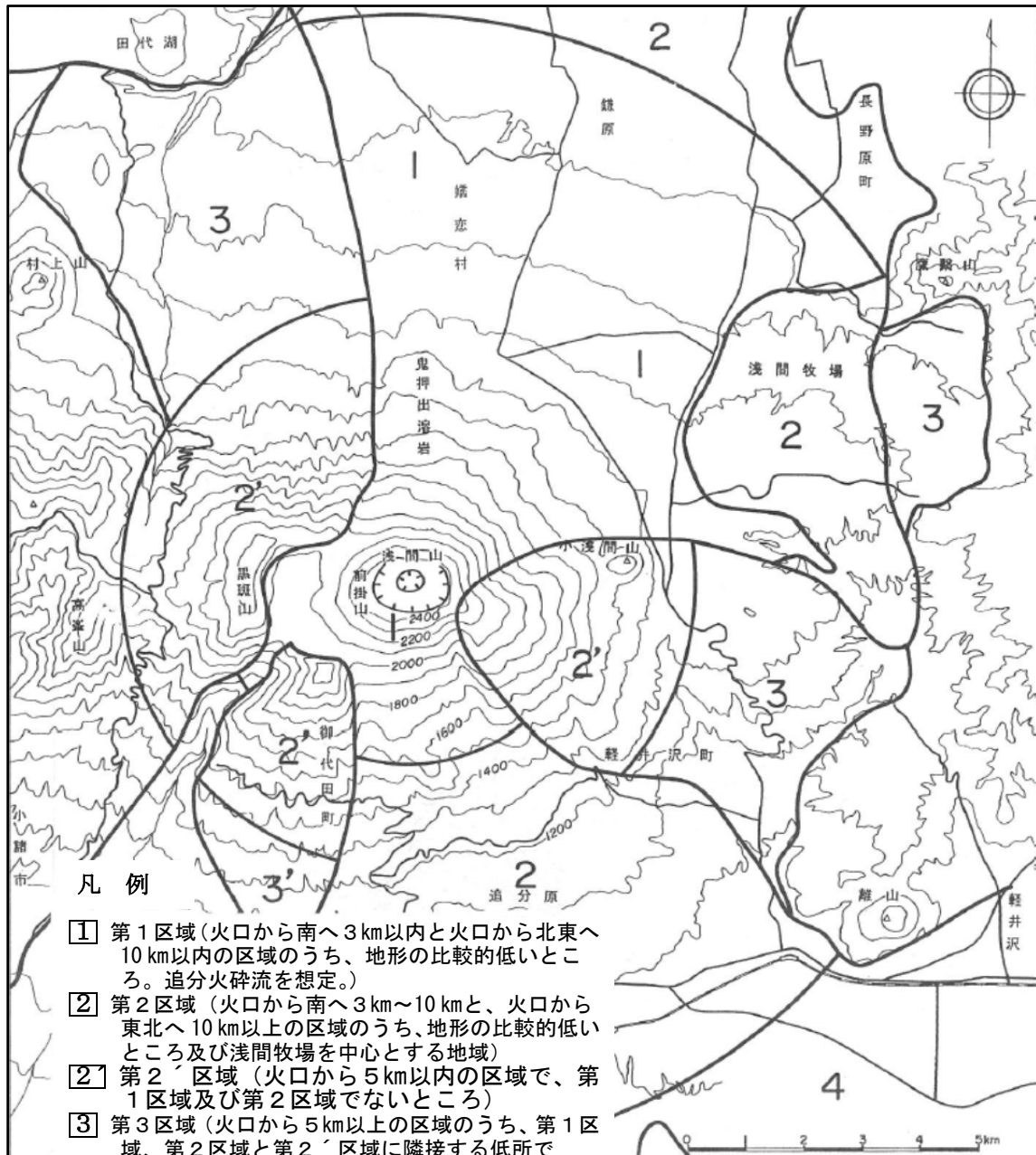
火砕流の影響が及ぶ範囲の予測を行っている例は、我が国では、勝井の指導による北海道駒ヶ岳の例と Aramaki (1984) による浅間山の例がある。北海道駒ヶ岳では、過去の火砕流の災害要因実績図、火口からの距離及び山麓部の地形から火砕流の影響が及ぶ範囲を想定している（図4-31）。浅間山では、過去の火砕流や岩屑なだれの堆積物の分布状況、流下方向を規定する山頂付近の地形から、火砕流と岩屑なだれの影響が及ぶ範囲を設定している（図4-32）。浅間山の場合、山頂付近の地形からみて、火砕流は北側に流れやすい。噴火規模が大きくなると火口の周囲はすべて危険になり、到達する範囲も北側と南側にかなり広がってくる。海外の事例も、ほぼこれらの手法や考え方に近いものである。



国土地理院発行縮尺 20 万分の 1 地勢図室蘭を使用

図 4-31 北海道駒ヶ岳の火砕流の火山ハザードマップ（駒ヶ岳火山防災協議会、1983）

☐ 火砕流の影響が及ぶ範囲



- 凡例
- ① 第1区域 (火口から南へ3 km以内と火口から北東へ10 km以内の区域のうち、地形の比較的低いところ。追分火砕流を想定。)
 - ② 第2区域 (火口から南へ3 km～10 kmと、火口から東北へ10 km以上の区域のうち、地形の比較的低いところ及び浅間牧場を中心とする地域)
 - ②' 第2'区域 (火口から5 km以内の区域で、第1区域及び第2区域でないところ)
 - ③ 第3区域 (火口から5 km以上の区域のうち、第1区域、第2区域と第2'区域に隣接する低所で13,000年前の軽石流堆積物の分布しているところ)
 - ③' 第3'区域 (火口から南へ5 km以上の区域のうち、13,000年前の軽石流堆積物の分布していないところ)
 - ④ 第4区域 (火口から南へ10 km以上の区域のうち、顕著な高まりでないところで、13,000年前の軽石流堆積物の分布しているところ)

第1区域 (危険性大) ↔ 第4区域 (危険性小)

図4-32 浅間山の火砕流と岩屑なだれの火山ハザードマップ (Aramaki, 1984 を修正)

3) 予測手法

a) 火砕流の流下方向の予測

① 小型火砕流（火砕流の体積 <math>< 1000 \text{ 万 m}^3</math>）の場合

火砕流の発生原因には、「噴煙柱崩壊型」と「溶岩ドーム崩壊型」がある。1988年の十勝岳の火砕流は北西側に開いた火口から発生し、北西側に流下している。桜島で最近発生した小型火砕流では噴出源となった火口によって東方向に流下するケースと西方向に流下するケースに分かれるが、いずれの場合も火口縁の低いところが火砕流の出発点になっている（図4-33）。1991年雲仙岳噴火で発生した火砕流は、せり出した溶岩ドームが崩壊することによって発生しているものがほとんどで、火砕流の流下方向は崩落している溶岩ドーム直下の斜面の傾斜方向になっている。このように、火砕流の出発点が分かる場合には流下方向を特定することが容易であるが、噴煙柱崩壊型の場合は、山腹の四方に展開する可能性が大きくなるので注意を要する。

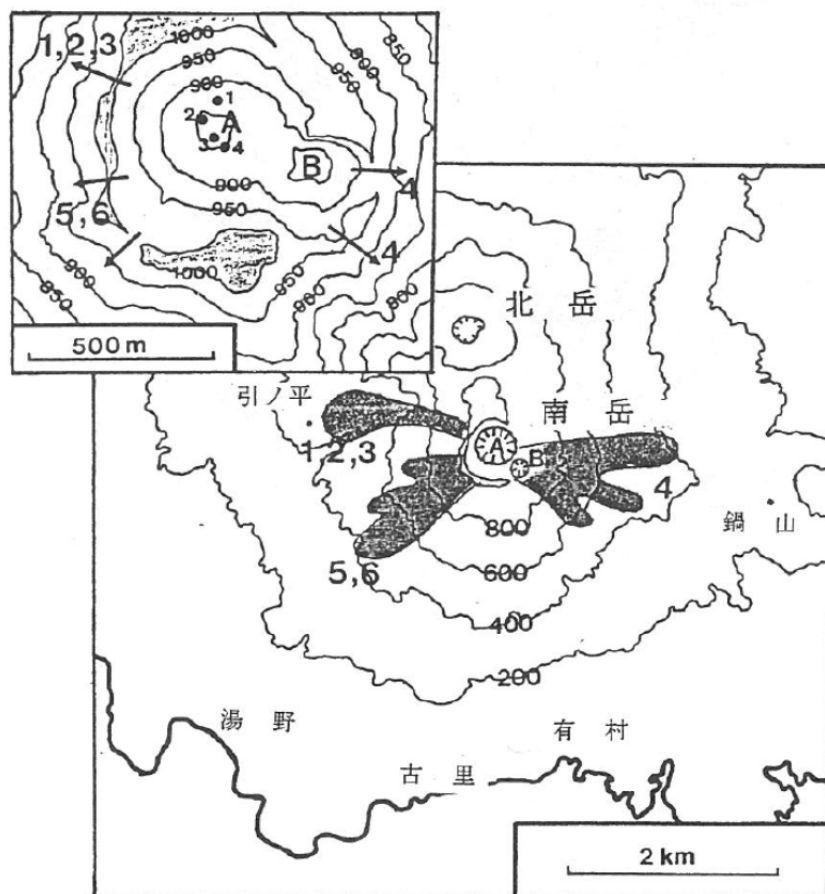


図4-33 桜島で最近発生した小型火砕流の到達範囲と流下方向（加茂・石原，1986）
図中の番号1～6は発生年に対応している。1:1967年, 2:1974年, 3:1976年,
4:1979年, 5:1984年, 6:1985年

② 中型火砕流（ $1000 \text{ 万 m}^3 < \text{火砕流の体積} < \text{数十億 m}^3$ ）の場合

少し規模の大きな中型火砕流になると火口付近の多少の高まりに影響されることなく、火口から四方に広がって流下していく。火口の大きさも1～2 km程度で、やや小さいカルデラ並みである。1667年や1739年の樽前山の火砕流や1929年の北海道駒ヶ岳の火砕流（図4-34）、1108年の浅間山の追分火砕流等は山頂から四方に火砕流が流下した例である。この程度の規模の火砕流は火口縁の谷地形に沿って流下していくというよりは、火口付近の高いところを避けて四方に流下していく傾向がある。



国土地理院発行縮尺5万分の1地形図駒ヶ岳を使用

図4-34 1929年の北海道駒ヶ岳の火砕流の到達範囲
(守屋の図を鈴木・勝井・鎌田, 1986が一部加筆修正)

① 大型火砕流（ $\text{数十億 m}^3 < \text{火砕流の体積}$ ）の場合

我が国にある大きなカルデラ形成の際には大型火砕流が発生した。鹿児島で約2万年前に始良カルデラを形成した際に噴出した入戸火砕流、北海道で約3万年前に支笏カルデラを形成した際に噴出した支笏火砕流、熊本県で約8万年前に阿蘇カルデラを形成した際に噴出した阿蘇4火砕流等、巨大噴火に伴う大型火砕流等は、噴出源から100km以上の広い範囲まで到達している。流下する方向は全ての方向で、数百m程度の起伏の山地は越えてしまう。

b) 火砕流の流下する経路の予測

①小型火砕流の場合

小型火砕流は煙状のものが火山斜面をあまり横方向に広がらずに流下して行くことが多い。火山斜面に深い谷地形があれば、それに沿って流下していく。1991年の雲仙岳の火砕流は、山腹の谷地形に沿って流下している。1783年の浅間山の鎌原火砕流では、火砕流の中に含まれた岩塊が山腹を深く削っていった例もある。火砕サージも概ね谷地形沿いに流下していくが、火砕流に比べて地形の影響を受けることは少なく、谷地形沿いのかなり広い範囲に広がりながら流下していく。

②中型火砕流の場合

中型火砕流の流下状況が堆積物から詳細に確認されたのは、1929年の北海道駒ヶ岳の火砕流である。山頂付近で発生した火砕流は、火山斜面の谷地形に沿って流下していき、山麓部の緩傾斜地で扇状に広がっている。流下した後には自然堤防や舌状のローブ等の地形が確認されている（守屋, 1978）。この例を見るかぎり、中型火砕流は谷地形に沿って流下していき、勾配の緩くなったところで横方向に広がって堆積、停止する。さらに、後続流によって火砕流堆積物が侵食され、山麓側へ火砕流堆積物が運ばれていく。

中型火砕流の場合、山腹を広がって流下していく可能性が高い。その際、深い谷地形があればそれに沿って流下し、尾根状の地形があればそれを避けて流下する。ただし、その傾向は小型火砕流のケースに比べて弱い。

③大型火砕流の場合

大型の火砕流がどのような方向へ流下していくかは決めにくい。大型火砕流は数百 m 以下の起伏に影響されることなく流下していく。

c) 火砕流の到達距離の予測

火砕流の到達距離は火砕流の内部構造、規模、流下する斜面の地形等によって様々である。図4-35に示すように高度差が大きい場合ほど遠くまで達することが分かる。しかし、非火山性の岩屑なだれや雲仙岳の火砕流は比較的流動性が低く、高度差のわりに到達距離が短くなる傾向が認められる。

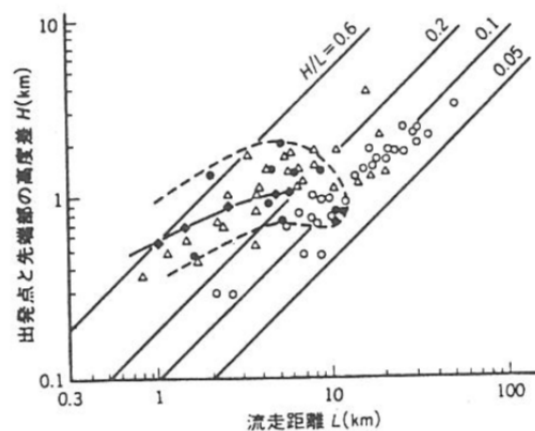


図4-35 火砕流と岩屑なだれの流動性の比較 (Ui et al., 1986 を荒牧, 1991 が加筆)

比 H/L の値が小さいほど流動性が高い、○: 火山性岩屑流、△: 非火山性岩屑流、●: 熱雲(岩塊を主とする小型火砕流)、◆: 1991年雲仙火山の火砕流。

①小型火砕流の場合

小型火砕流は火山斜面をあまり遠くまで流下していない。桜島において1967年から1985年に発生した火砕流の場合1 km程度（加茂・石原，1986）、1988年12月の十勝岳の火砕流でも1 km程度の到達距離であった。1991年に発生した雲仙岳の火砕流の到達距離は、比較的大きな火砕流の場合で溶岩ドームから4ないし6 km程度であった。

火山山頂付近で発生するごく小さい火砕流の場合、到達距離は1ないし2 km程度で火山山麓まで到達しないものもあると考えて良い。1991年の雲仙岳のうち比較的大きな火砕流で、その堆積物の体積は0.03億 m³程度と見積られているが、谷地形沿いに流下する場合は、火山山麓まで達することもある。火砕サージは火砕流より0.5 kmから2 km程度遠くまで到達するが、地表付近の風の影響を受けることがある。

②中型火砕流の場合

中型火砕流は火山斜面を流下し、山麓まで達している例が多い。1667年や1739年の樽前山の火砕流、1929年の北海道駒ヶ岳の火砕流、浅間山の1108年の追分火砕流、富士山の大沢火砕流等は山腹を流下し、山麓の緩い傾斜のところまで達している。

中型火砕流の場合、到達距離は5～20 km程度で火山山麓まで到達すると考えて良い。

③大型火砕流の場合

大型火砕流では、火山地形とはあまり関係なく、火山からかなり離れたところまで到達する。到達距離は20～100 km程度までと幅が広い。

火砕流の火山ハザードマップ作成のための指標を噴出量ごとに整理すると表4-9のようになる。

表 4-9 火砕流の火山ハザードマップ作成のための指標

火砕流の噴出量	事 例	流下方向	流下経路	到達距離
～10 万 m ³	2008 年桜島	火口縁の低い所、火口が開いた方向	谷地形や低所に沿う。	数百 m ～ 2 km
10 万～ 100 万 m ³	1973 年浅間山 1988 年十勝岳 1991 年雲仙岳	火口縁の低い所、火口が開いた方向	谷地形や低所に沿う。	数百 m ～ 3 km
100 万～ 1,000 万 m ³	1984 年桜島 1991 年雲仙岳	火口縁の低い所、火口が開いた方向	谷地形や低所に沿う	1 ～ 5 km
1,000 万～ 数 10 億 m ³	1667 年樽前山 1929 年北海道駒ヶ岳	火口縁の高い所を避けて幅広く	谷地形や低所に沿う。山麓で広がる	5 ～ 10 km
数 10 億～ 100 億 m ³	915 年十和田 1108 年浅間山	火口縁の高い所を避けて幅広く	谷地形や低所に沿う。山麓で広がる	10～20 km
100 億 m ³ ～	約 2 万年前入戸火砕流 約 3 万年前支笏火砕流 約 8 万年前阿蘇 4 火砕流	全方向	小さな山や谷とは関係なく、広範囲に流下する	20～100 km

【参考 TITAN 2D によるシミュレーション計算手法について】

TITAN 2D はアメリカのニューヨーク州立大学バッファロー校で開発され、粒子流モデル（初期は重力流を対象）による、GIS を用いたシミュレーションである

(<http://www.gmfg.buffalo.edu/>)。

火砕流、泥流、岩屑なだれ等を多数の粒子の集合体からなる連続体とみなし、その流動に関して重力を駆動力とする運動方程式を解く。

用いる基礎式は、次のとおりである。

○連続式（非圧縮流体を仮定）

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial \overline{hu}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{hv}}{\partial y} = 0$$

○運動方程式（X 方向の場合）

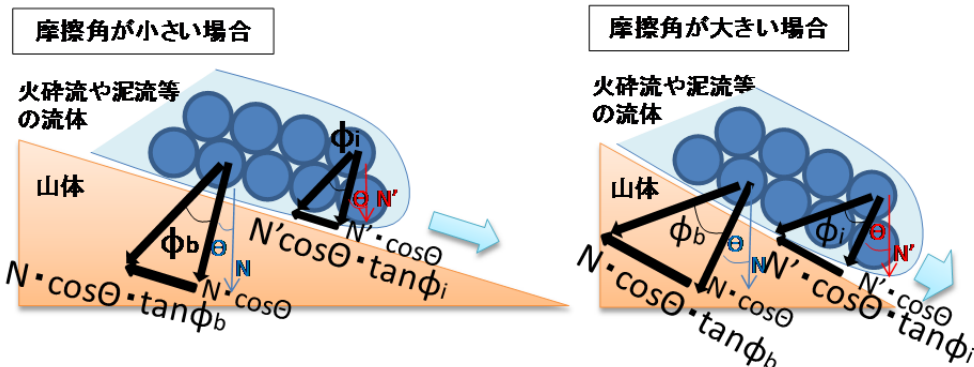
運動方程式は、層厚方向の速度分布は一定、すなわち平均値であると仮定している。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \overline{hu}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\overline{hu^2} + \frac{1}{2} k_{ap} g_z h^2 \right) + \frac{\partial \overline{huv}}{\partial y} \\ = -hk_{ap} \operatorname{sgn} \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right) \frac{\partial h g_z}{\partial y} \sin \phi_{int} - \frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}} \left[g_z h \left(1 + \frac{u}{r_x g_x} \right) \right] \tan \phi_{bed} + g_x h \end{aligned}$$

ここで、h は層厚 (m)、u、v は速度 (m/s)、K_{ap} は土圧係数、g は重力加速度 (m/s²)、r は斜面の曲率、φ_{int} は内部摩擦角^{*1}、φ_{bed} は層底摩擦角^{*1} をそれぞれ示す。

【※1 内部摩擦角と層底摩擦角について】

ある流体（自重：N）を斜面に置き、底面に沿って横に滑らせたとき、滑り出すときの力は N に比例する。また、流体の中の粒子と粒子の間にも、F と N の間には比例関係があり、流れにくさは $N \cdot \cos \Theta \cdot \tan \phi$ で表わされる。このときの角度 φ を、前者は層底摩擦角（φ_b）、後者は内部摩擦角（φ_i）と呼ぶ。



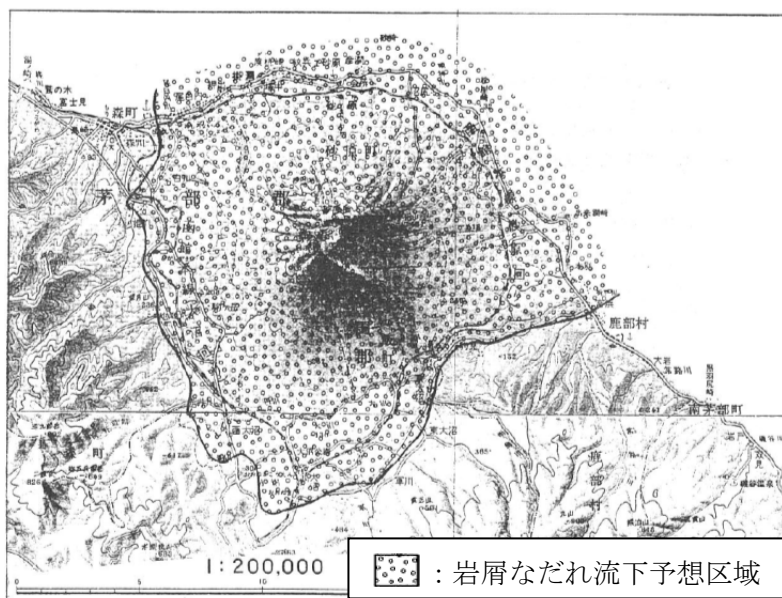
4-2-5 岩屑なだれ

1) 予測する災害の状況

ここでは、不安定な火山斜面が火山活動や地震等を引金として急速かつ大規模に崩壊することによって発生する岩屑なだれを対象としている。崩壊する範囲としては、山頂部を含む火山体のかなりの部分が崩壊するものから、火山斜面の一部が崩壊するものまでいろいろある。岩屑なだれの量にもかなりの違いがある。

2) 今までの研究例

海外では、岩屑なだれの火山ハザードマップの例はあまりない。我が国では、勝井の指導による北海道駒ヶ岳の例と Aramaki (1984) による浅間山の例がある。北海道駒ヶ岳では、過去の岩屑なだれの災害実績(過去の噴出物の分布と火口からの距離)と山麓部の地形から岩屑なだれの影響が及ぶ範囲を設定している(図4-36)。浅間山では、有史前の火砕流や岩屑なだれの堆積物の分布状況、流下する方向を規定する山頂付近の地形から、岩屑なだれの影響が及ぶ範囲を設定している。ただし、北海道駒ヶ岳と浅間山の両方のケースとも岩屑なだれの発生場所は特定していない。



国土地理院発行縮尺20万分の1地勢図室蘭を使用
図4-36 北海道駒ヶ岳の岩屑なだれの火山ハザードマップ
(駒ヶ岳火山防災会議協議会, 1983)

3) 予測手法

a) 山体崩壊の発生場所の予測

岩屑なだれを引き起こす火山はほとんど成層火山か溶岩ドームに限られ、我が国の活火山のうち、成層火山と溶岩ドームの49%で岩屑なだれが認められる(宇井, 1986)。しかし、岩屑なだれの原因となる山体崩壊の発生する場所を予測することは極めて困難である。敢えて、山体崩壊の発生しやすい場所の特徴を示せば、次のようなものが挙げられる(守屋, 1990)。

- ①山腹斜面が一方に偏って大きく傾斜しているところでは大きく傾斜している方向に崩壊しやすい。
- ②古い火山の上に新しい火山が乗りかかっている火山では、新しい火山側が崩壊しやすい。
- ③谷地形が発達し、山腹斜面が不安定化しているところは、地震等によって崩壊しやすい。
- ④火山体をつくっている噴出物の中に粘土質の火山灰がはさまっている場合、粘土質の火山灰層がすべり面となって崩壊しやすい。

b) 山体崩壊によって引き起こされる岩屑なだれの影響範囲の予測

岩屑なだれが発生した場合、どの範囲まで影響が及ぶかは多様な条件によって異なる。影響が及ぶ範囲を推定する上で重要な条として以下のような事項が挙げられる。

- ①山体崩壊の発生場所と流下する斜面の傾斜、斜面途中の起伏等によって違ってくる。Ui et al. (1986) は火山性の岩屑なだれと非火山性の斜面崩壊の、最大崩壊高度差と最大到達距離の関係をまとめている (図4-37)。それによれば、火山性の岩屑なだれの最大崩壊高度差と最大到達距離の比は0.2~0.06で、大規模な岩屑なだれほどその比は小さい。すなわち、山体崩壊する斜面の高さの5倍から15倍の距離くらいまで岩屑なだれが及ぶ可能性がある。

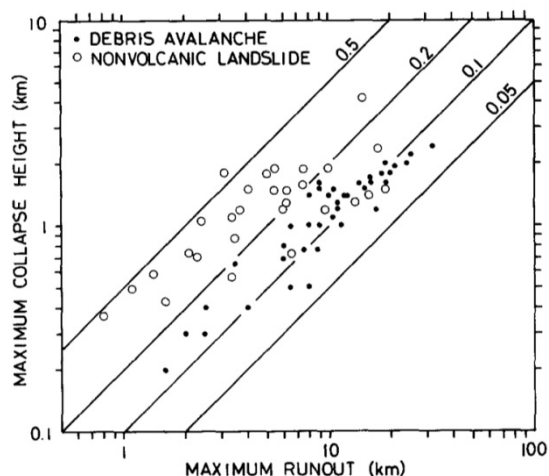


図4-37 岩屑なだれの最大崩壊高度差と最大到達距離の関係 (Ui et al., 1986)

- ②1984年に発生した御嶽山の岩屑なだれのように谷地形に沿って流下する場合は、谷沿いの斜面に乗り上げながらも、ほぼ谷沿いに流下していく。

- ③岩屑なだれにともなって高温、高速の爆風 (ブラスト) が発生することがある。アメリカの1980年セントヘレンズ火山噴火の際に発生した爆風 (ブラスト) は岩屑なだれよりも遠距離で、しかも高いところまで到達した。

岩屑なだれの火山ハザードマップは、これらの点に注意して作成すると良い。

4-2-6 泥流・土石流

1) 予測する災害の状況

ここでは、火山体にある谷地形に沿って流下する泥流と土石流を対象としている。泥流は水を多く含むもので、火山からかなり離れたところまで到達する。泥流は火山活動や地震等を引き金として発生するものが多い。一方、土石流は泥流に比べ、それに含まれるれきの量が多く、土石流の主要な部分は火山山麓で停止する。土石流は雨によって発生することが多い。

2) 今までの研究例

海外では、泥流の火山ハザードマップがかなり多く公表されている。インドネシアの火山やアメリカ合衆国のカスケード山脈の火山では火山ハザードマップの中に、泥流の影響が及ぶ範囲を示している。コロンビアのネバド・デル・ルイス火山では、実際の泥流の流下する範囲を正確に予測した火山ハザードマップがある。我が国では、勝井の指導による十勝岳の例がある。

これらの事例は過去の泥流の分布と厚さ、記録に残る泥流の災害実績及び現在の地形を定性的、経験的に評価し、泥流の火山ハザードマップを作成しているものである。図4-38にコロンビアのネバド・デル・ルイス火山の火山ハザードマップを示す。

3) 予測手法

a) 発生場所の予測

我が国の活火山のうち、泥流が発生する可能性のある火山は、山頂付近に多量の積雪がある火山か、細粒の火山灰が地表面を覆っている火山である。さらに、その火山斜面に谷地形が発達し、ある程度の広さの集水域を持っていることが泥流を発生させる溪流の特徴である。

土石流は雨によっても引き起こされるから山頂や山腹に水がなくても発生する。火山斜面の谷地形、下流部に火山麓扇状地が形成されている溪流では土石流が発生しやすいと見て良い。

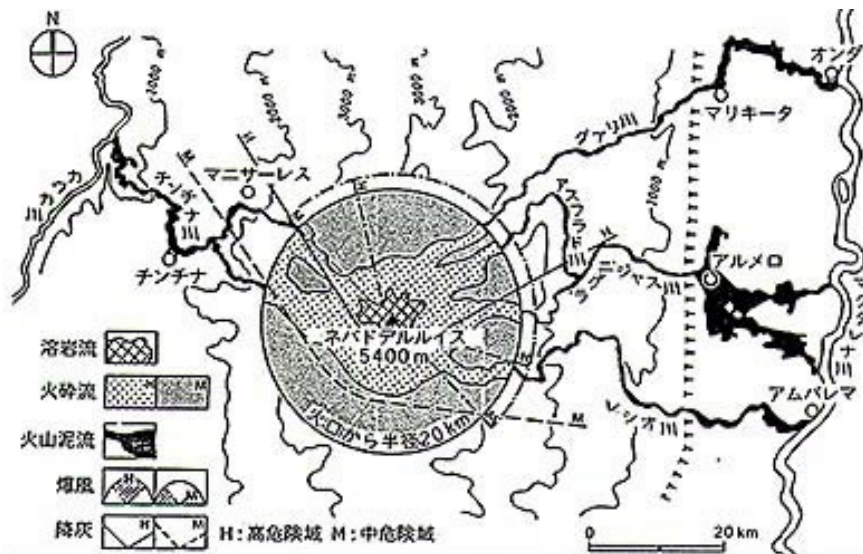


図 4-38 ネバド・デル・ルイス火山の火山ハザードマップ (INGEOMINAS, 1985)

b) 影響が及ぶ範囲の予測

泥流や土石流が発生した場合、どの範囲まで影響が及ぶかは泥流や土石流の規模、土砂と水分の比、溪流の勾配、堆積する場所の広さ等、多様な条件によって異なる。影響範囲を推定する上で重要な条件として以下のような事項が挙げられる。

- ①泥流・土石流は溪床勾配が 2° 未満で溪床幅が広いところでは堆積・停止しやすい。
- ②火山の山麓で、扇状地や緩扇状地が形成されているところは過去に土石流や泥流が発生し、堆積したところである。扇状地や緩扇状地内の流路が深くないところでは、今後も土石流や泥流が発生する可能性がある。
- ③古文書等に泥流や土石流が発生した記録があるところでは今後も発生する可能性があると見るべきである。

泥流や土石流の火山ハザードマップは、これらの点に注意して作成すると良い。

4-2-7 地すべり、斜面崩壊

1) 予測する災害の状況

ここで扱う火山災害要因は、火山活動と直接関係するものではない。火山体は脆弱な地質と急斜面からなるため斜面崩壊が発生しやすい。また、新しい火山灰に覆われている斜面では、降雨があった場合、表面から流出する水が多く、地形の侵食が活発になる。ここでは、雨や地震によって火山斜面で発生する地すべりや斜面崩壊を対象としている。

2) 今までの研究例

火山ハザードマップで地すべりや斜面崩壊の危険箇所を示している例はほとんどない。それは、地すべりや斜面崩壊が火山活動と直接関係して発生するものではないからである。従来提案されているものは、特に火山地域に限定されてはいない。以下に紹介するのは、火山地域以外も含めた地すべりや斜面崩壊の危険箇所の予測手法である。

地すべりや斜面崩壊の影響が及ぶ範囲の予測手法には大きく2つの手法がある。

ひとつは過去に発生した事例をもとに発生した場所の地形、地質、植生等の条件を統計的に処理し、地すべりや斜面崩壊の発生が予測される箇所を抽出する手法である。この手法では、地形、地質や地下水がどのような形で地すべりや斜面崩壊に関与しているかは考慮していない。

もうひとつは斜面の安定性を力学的に解析し、地すべりや斜面崩壊の発生しやすさを求めるものである。この手法には、崩れるであろう土層の厚さや土質定数等のパラメータ等、現地の細かなデータが必要で、広域での地すべりや斜面崩壊の発生の予測には適さない面がある。

3) 予測手法

現在のところ上記のような予測手法によらざるをえない。広い火山斜面と谷を対象とする場合は統計的な手法で地すべりや斜面崩壊の発生が予測される範囲を把握するのが適当である。また、狭い範囲で詳細な地質調査が行われているところでは、力学的な安定計算を行うことによって、地すべりや斜面崩壊の発生が予測される範囲を把握することができる。

火山噴火によって周辺山地に降灰し、そのために斜面崩壊が頻発することがある。そうした現象については文章によってその可能性を言及する必要がある。

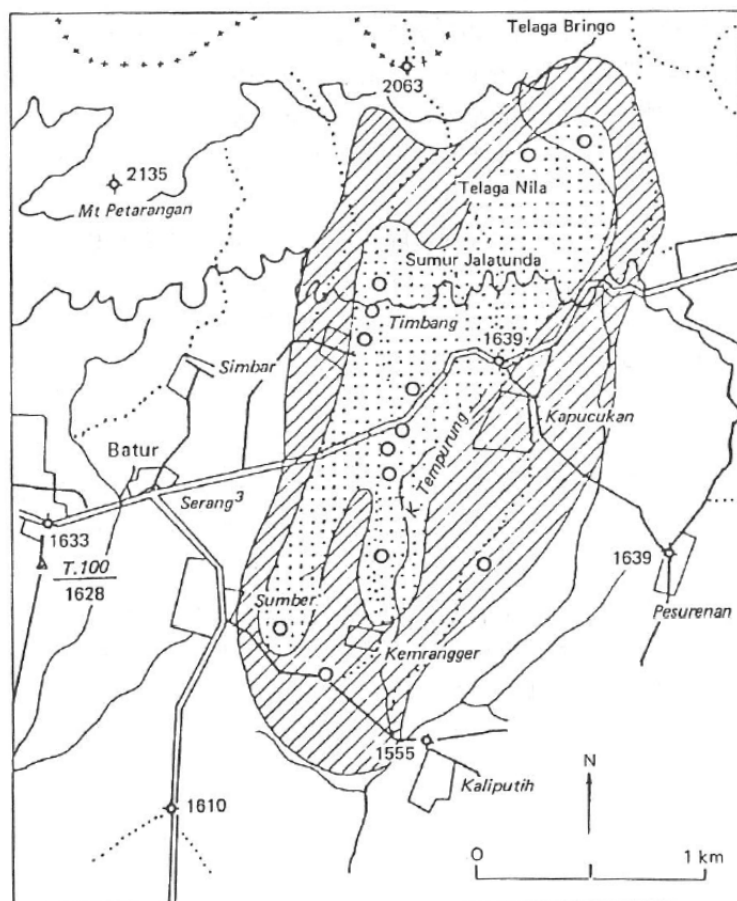
4-2-8 火山ガス・噴煙

1) 予測する災害の状況

ここでは、火口や噴気口から噴出される火山ガスと噴煙中に含まれるガス成分の流下、拡散による危険区域の予測を行う。噴煙や噴気の中には、有毒な火山ガス成分が含まれており、人間や動植物に被害を与える。

2) 今までの研究例

火山ガスの火山ハザードマップの例はあまりない。海外では、インドネシア火山調査所によるディエン山の例が代表的なものである。ディエン山では1979年に149人が火山ガスによって死亡している。ディエン山における火山ガスの影響が及ぶ範囲の予測は、火山ガスの噴出点とその周辺の地形から推定している（図4-39）。我が国では、草津白根山等に火山ガスの火山ハザードマップがある。



- | | |
|---------|--------------------------|
| ○ ガス噴出口 | ⋯ 立入禁止区域（第1危険区域） |
| | ▨ 晴天で風のある日のみ立入可能（第2危険区域） |

図4-39 ディエン山における火山ガスの火山ハザードマップ（Kusumadinata, 1984）

3) 予測手法

火山ガスの影響が及ぶ範囲の予測には、火山ガスの噴出地点、噴出されるガスの成分と濃度、風向・風速、逆転層の存在、噴出地点周辺の地形等を考慮する必要がある。予測される災害を累積した火山ハザードマップを作成するには、これらの要因のうち変動しない要因について評価する必要がある。以下に平林（1990）にしたがって火山ガスの火山ハザードマップ作成に向けた考え方を示す。

a) 噴出地点

噴出地点の設定は火山ガスの災害実績に基づくのが良い。

b) 噴出地点周辺の地形

火山ガスのうち人間や動植物に被害を及ぼすのは、空気より密度の大きい火山ガス成分である。風が弱い場合には、空気より密度の大きい火山ガス（塩化水素、二酸化イオウ、硫化水素、二酸化炭素等）は噴出地点から谷地形に沿って流下していく。そこで、凹地や谷地形のところは火山ガスが流下しやすい。

c) 噴出地点からの距離

火山ガスも噴出地点から遠ざかるにつれて次第に拡散していくことが考えられる。噴出地点からどのくらい離れば危険性がなくなるかを画一的に決定することはできないが、相対的には噴出地点から離れるほど危険性は低くなる。どのあたりまで影響するかは植生被害の発生状況から推定できる。ただし、大噴火の際には数百 km 離れた場所でも火山ガスの被害が発生することもある。

d) 風の影響

風向と風速は季節、日時によって変化する。そのため、累積した災害実績に基づき火山ハザードマップを作成するに当たっては、風の条件を無視する。なお、顕著な卓越風があるところでは、季節や時刻を明記した上で噴出地点の風下側に影響が及ぶ範囲を設定することもできる。

火山ガスの火山ハザードマップは、これらの点に注意して作成すると良い。

5.用語の解説

あ

安山岩・安山岩質マグマ：中間的な組成をもつ火山岩・マグマのこと。この種のマグマは玄武岩等にくらべて二酸化珪素（SiO₂）を多く含み、粘性が高いため、爆発的な噴火を発生することがある。浅間山、桜島等の日本の成層火山の大部分は安山岩からなる。

か

火砕物（火山砕屑物）：火口から放出される固形あるいは半固形の岩石の破片の総称。直径64mm以上は火山岩塊、64～2mmは小さな噴石、2mm以下は火山灰に分類される。また多孔質で直径2mm以上のものについて、白色のものを軽石、暗色のものをスコリアという。ただし、防災対応（避難や屋内退避）を検討する際には、飛行様式によって区別し、風の影響を受けずに弾道を描いて飛散する「大きな噴石」（直径約50cm以上）と風に流されて遠方まで降下する「小さな噴石・火山灰」とに分類する。

火山基本図：国土地理院が作製した、火山活動の調査や防災対策の基礎資料。地形を精密に表した大縮尺地形図。

火山地質図：産業技術総合研究所で、特に活動的な活火山の噴火履歴を地質図としてまとめ、提供しているもの。

火山弾：マグマの破片が半固結のまま火口から放出されるもので、完全に固まらないうちに空中を飛行し着地するために独特な形となる。その形から紡錘形火山弾、パン皮火山弾、牛糞状火山弾等と呼ばれるものがある。 →火砕物

火山土地条件図：国土地理院が作製した、火山活動の調査や防災対策の基礎資料。土地条件等を地形学的に分類表示した中縮尺主題図。

小さな噴石：火砕物の一種で、直径が64～2mmのもの。 →火砕物、 →降下火砕物

カルデラ：火山地域に見られる大きな円形又はそれに近い形の火山性凹地のこと。一般に、直径2kmを越えるものをカルデラと呼び、直径2km未満を火口とする。カルデラの多くは、大量の火山砕屑物の噴出によって火口下に空洞が生じ、陥没を引き起こして形成されたと考えられている。カルデラ周辺には火山砕屑物（火砕流堆積物）の台地を形成しているものが多い。

空振：爆発的噴火によって発生する空気の疎密を伝える波のことで、窓ガラス等を破壊することがある。噴火活動が活発なときには窓に近付かないようにするなどの注意が必要。

玄武岩・玄武岩質マグマ：二酸化珪素（ SiO_2 ）に乏しく、鉄、マグネシウムに富む火山岩・マグマのこと。二酸化珪素含有量が低いために粘性が低く、裾野の広い山体を形成する。伊豆大島の三原山、富士山は玄武岩質マグマによって形成された火山の代表例である。→火山岩

高層天気図：高層大気の状態を解析するための天気図。ある気圧面（700mb, 500mb 等）を基準面にとってその気圧面上での気温や風等の気象状態を表わす。

降伏応力：岩石の破壊に対する抵抗を表す強度の一種。岩石に荷重を加え、応力－ひずみの相関をみると、初めに応力－ひずみ量は直線関係を示すが、ある応力を越えると応力が一定のままでひずみが急増しはじめる。この点を降伏点といい、そのときの応力を降伏応力という。

さ

GIS（地理情報システム）：位置に関する様々な情報を持ったデータの加工や管理を行った、地図の作成や高度な分析などを行うシステム技術の総称。

数値地図：既成地図の情報及び電子的に処理可能な各種情報（地形、土地利用、各種施設等）を数値情報として記録した地図のこと。

スコリア：火砕物の一種。直径が2mm以上、多孔質で暗色、鉄・マグネシウムに富むものをいう。→火砕物

ストロンボリ式噴火：比較的短い間隔で、周期的に火口からマグマの破片や火山弾等を放出する噴火の様式。流動性の大きい玄武岩質マグマの活動に伴うことが多い。

な

粘性係数：流体の粘り気を表す指標であり、粘性係数が大きいほどその流体は流れにくくなる。

は

ハイドログラフ：時間－流量の相関をとって河川流量の時間変化を示した曲線である。曲線は流域における自然条件に支配されており、河川流域における浸透、蒸発や洪水など流出の諸機構を考察する上で重要である。

プリニー式噴火：大量の軽石や火山灰が火山ガスとともに垂直に噴き上げられる大規模な噴火で、高度 10km 以上に達する噴煙柱が特徴的である。噴煙柱の崩壊によって火砕流が発生するおそれがあり、広範囲での避難等が必要。

ブルカノ式噴火：固結した溶岩によって塞がれていた火口が、マグマから分離したガスの圧力によって開かれ、火山弾・火山岩塊・火山灰等を爆発的に放出する様式の噴火。安山岩質マグマのように、中程度の粘性をもつマグマの活動に特徴的である。大きな噴石の飛散や火砕流の発生のおそれがあり、入山規制や避難等が必要。

噴煙柱：細粒物質（エアロゾル）や火山ガス、火山灰、細粒火山岩片等が濃集し、煙状を呈した噴煙が、火山噴火の際に、火口から立ち上る噴煙を噴煙柱という。

噴気：火口や山腹の岩石の割れ目等の隙間（噴気孔）から、噴出している水蒸気、火山ガス、あるいはその噴出している状態。

噴出率：単位時間あたりに噴出する溶岩・火砕物の体積のこと。

ま

マグマ：地下に存在する熔融状態にある岩石物質で、おもに熔融した珪酸塩の液体からなり、少量の造岩鉱物と揮発性成分を含む。

や

溶岩ドーム：粘性の大きな溶岩が広く拡がらず、噴出口のうえにもり上がったドーム状の火山体をいう。

ら

流紋岩・流紋岩質マグマ：二酸化珪素（ SiO_2 ）に富む火山岩・マグマのこと。→火山岩

※用語解説は次の文献等を参考にした。

- ・岩波講座 地球科学（岩波書店）
- ・地学事典（平凡社）
- ・地学辞典（古今書院）
- ・地形学辞典（二宮書店）
- ・土木用語辞典（技報堂，コロナ社）

6. 参考文献

- 相田勇 (1975) : 1792 年島原眉山崩壊に伴った津波の数値実験, 地震第 2 輯, 28, 449-460
- 相田勇 (1984) : 噴火により発生する津波の見積り-1741 年渡島大島の場合-. 地震研究所彙報, 59, 519-531
- 相田勇 : 土石なだれと粉体流によって発生する津波予測シミュレーションプログラム
- 芦田和男編 (1985) : 扇状地の土砂災害. 古今書院
- 芦田和男・江頭進治・神矢弘・佐々木浩 (1986) : 斜面における土塊の抵抗則と移動速度. 京大防災研年報, 28B-2, 297-307
- 芦田和男・高橋保・沢田豊明 (1976) : 山地流域における出水と土砂流出. 京大防災研年報, 19-B, 345-360
- 芦田和男・高橋保・道上正規 (1983) : 河川の土砂災害と対策-流砂・土石流・ダム堆砂・河床変動-(防災シリーズ 5). 森北出版
- 荒牧重雄 (1978) : 火山活動と人間生活をめぐって. アーバンクボタ, 15
- 荒牧重雄 (1979) : 火山噴出物. 岩波講座地球科学 7 火山, 岩波書店, 121-156
- 荒牧重雄 (1979) : 溶岩. 岩波講座地球科学 7 火山, 岩波書店, 132-141
- 荒牧重雄 (1981) : 浅間山火山の活動史, 噴出物調査および Disaster Map と災害評価. 研究代者下鶴大輔, 噴火災害の特質と Hazard Map の作製及びそれによる噴火災害の予測の研究. 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果, 50-81
- 荒牧重雄 (1986) : ネバド・デル・レイス火山噴火のおしえるもの. 科学, 56, 66-67
- 荒牧重雄 (1991) : 雲仙火山の噴火と火砕流. 科学, 61, 8, 495-498, 岩波書店
- 荒牧重雄・字井忠英 (1981) : 噴火のメカニズムと debris avalanche(土石なだれ)と軽石流. 研究代者下鶴大輔, セントヘレンズ火山の噴火活動とそれに伴う災害の研究. 文部省科学研究費自然災害特別研究突発災害研究成果
- 荒牧重雄・早川由紀夫 (1984) : 1983 年三宅島噴火の経過と噴出物. 月刊地球, 6, 12, 704-711
- 井口正人・加茂幸介 (1984) : 火山爆発により放出される火山岩塊・レキの到達距離. 京大防災研年報, 27B-1, 15-23
- 池谷浩・水山高久 (1982) : 土石流の流動と堆積に関する研究. 土木研究所報告, 157, 88-153
- 石原和弘・井口正人・加茂幸介 (1984) : 玄武岩溶岩流のシミュレーション-1983 年三宅島溶岩流への適用. 火山第 2 集, 29, S242-S252
- 石原和弘・井口正人・加茂幸介 (1985) : 桜島火山の溶岩流(II)-大正溶岩流のシミュレーション-. 京大防災研年報, 28B-1, 1-11
- 石原和弘・井口正人・加茂幸介 (1988) : 数値計算による 1986 年伊豆大島溶岩流の再現. 火山第 2 集, 33, S64-S76
- 石原和弘・江頭庸夫 (1979) : 火山灰の降下堆積状態に対する上層風の影響. 第 16 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 619-620
- 石原和弘・高山鉄朗・田中義一・平林順一(1981) : 桜島火山の溶岩流(I)-有史時代の溶岩流の容積-. 京大防災研年報, 24B-1, 1-10
- 字井忠英 (1986) : 岩屑流(土石なだれ), 研究代者荒牧重雄, 火山噴火に伴う乾燥粉体流(火砕流等)の特質と災害. 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果, 169-179
- 上原信司, 水山高久 (1984) : 土石流動態観測に基づく土石流ピーク流量の検討. 新砂防, 37, 3
- 江頭庸夫 (1981) : 有史時代の噴火に伴った固体噴出物量の調査. 研究代者下鶴大輔, 噴火災害の特質と Hazard Map の作製及びそれによる噴火災害の予測の研究. 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果

- 江頭庸夫 (1984) : 桜島火山から放出された降下火山灰量について. 鹿児島県の地震と火
 江頭庸夫 (1988) : 桜島から放出された降下火山灰量の推定とその分布. 鹿児島国際火山
 会議論文集, 433-436
- 江頭庸夫・石原和弘 (1979) : 鹿児島県下における桜島の火山灰の降下堆積状態 (昭和 53
 年 6 月～昭和 54 年 2 月). 鹿児島県の地震と火山, 11, 鹿児島県地震火山調査研究
 協議会, 77-94
- 勝井義雄 (1979) : 噴火災害と噴火予知. 岩波講座地球科学 7 火山, 岩波書店, 83-99
- 勝井義雄 (1986) : 南米コロンビア国ネバド・デル・ルイス火山の 1985 年噴火と災害に関す
 る調査研究. 文部省科学研究費自然災害特別研究突発災害研究成果, B-60-7, I-102
- 勝井義雄・大沼晃助・新井田清信・鈴木建夫・近堂祐弘 (1979) : 樽前山 1978 年 5 月の噴
 火. 火山第 2 集, 24, 2, 31-40
- 勝井義雄・村瀬勉 (1960) : 支笏火山の活動に関する 2・3 の考察. 地質学雑誌, 66, 631-
 638
- 角屋睦・福島晟 (1976) : 中小河川の洪水到達時間. 京大防災研年報, 19B, 143-152
- 金成誠一 (1987) : ニオス湖ガス災害の原因と突発過程. 研究代表者荒牧重雄, カメル
 ン・ニオス湖 1986 ガス噴出災害の調査研究. 文部省科学研究費自然災害特別研究突
 発災害研究成果, 77-100
- 上富良野町郷土館 (1980) : 大正 15 年十勝岳大爆発記録写真集
- 加茂幸介・石原和弘 (1986) : 最近桜島火山で発生した小型火砕流. 研究代表者荒牧重雄,
 火山噴火に伴う乾燥粉体流(火砕流等)の特質と災害. 文部省科学研究費 自然災害特
 別研究研究成果, 129-135
- 加茂幸介・江頭庸夫・石原和弘・河原田礼次郎 (1977) : 桜島における降下火山灰の堆積
 について. 昭和 51 年豪雨による鹿児島県の土砂および土石流に関する調査研究報告
 書, 文部省科学研究費自然災害特別研究成果, 77-86
 山, 13・15, 鹿児島県地震火山調査研究協議会, 45-53
- 気象庁 (1991) : 日本活火山総覧
- 北原一平・中島達也・水山高久・栗原・淳一 (1989) 溶岩流の数値シミュレーションー
 ビンガム流体モデルを用いた氾濫シミュレーションの応用ー, 砂防学会, 研究発表会
 概要集, 35-38
- 建設省 (1988) : 桜島の土石流
- 建設省大隅工事事務所 (1988) : 桜島の砂防
- 建設省河川局砂防部監修 (1988) : 日本の活火山砂防
- 建設省河川局砂防部砂防課 (1989) : 土石流対策技術指針 (案)
- 建設省土木研究所砂防研究室 (1992) : 浅間山火砕流実態調査報告書
- 国土庁 (1982) : 火山ガス等に関する調査報告書
- 国土庁 (1991) : わが国の火山災害対策
- 駒ヶ岳火山防災会議協議会 (1983) : 駒ヶ岳火山噴火地域防災計画
- 小屋口剛博 (2008) 火山現象のモデリング. 東京大学出版会. 664.
- 札幌管区气象台 (1962) : 昭和 37 年 6 月 29 日十勝岳噴火に関する調査報告. 1-138
- 下鶴大輔 (1981) : 噴火災害の特質と Hazard Map の作製及びそれによる噴火災害の予測の
 研究. 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果, A-56-1, 1-186
- 下鶴大輔・高橋保・荒牧重雄・宇井忠英 (1981) : 得られた教訓, セントヘレンズ火山の噴火
 活動とそれに伴う災害の研究. 文部省科学研究費自然災害特別研究突発災害研究成
 果, B-55-1, 1-130
- 信州大学自然災害研究会 (1985) : 昭和 59 年長野県西部地震による災害
- 鈴木建夫 (1985) : 有珠山 1977 年降下火砕堆積物の渦動拡散モデルによる解析, 火山第 2
 集, 30, 4, 231-251
- 鈴木建夫 (1990) : 降下火砕物堆積量予測シミュレーションプログラム

- 鈴木建夫 (1990) : 火山噴火時における降下火砕物災害の予測. 職業訓練大学校紀要 19A, 1-17
- 鈴木建夫・勝井義雄・鎌田耕太郎 (1986) : 北海道駒ヶ岳 1929 年火砕流の堆積地形と堆積物の粒度分布. 研究代表者荒牧重雄, 火山噴火に伴う乾燥粉体流(火砕流等)の特質と災害, 文部省科学研究費 自然災害特別研究研究成果, 61-90
- 鈴木建夫・勝井義雄・中村忠寿 (1973) : 樽前降下軽石堆積物 Ta-b 層の粒度組成. 火山第 2 集, 18, 2, 47-63
- 鈴木建夫・新井田清信・勝井義雄 (1982) : 有珠山 1977 年輕石・火山灰の堆積様式. 火山第 2 集, 27, 2, 119-140
- 高橋保 (1977) : 土石流の発生と流動に関する研究. 京大防災研年報, 20B-2, 405-435
- 高橋保 (1978) : 土石流の発生と流動の機構. 土と基礎, 26, 6, 45-50
- 高橋保 (1980) : 土石流の力学的機構. 水工学シリーズ 80-A-1, 1-17
- 高橋保 (1981) : 土石なだれと泥流洪水. 研究代表者下鶴大輔, セントヘレンズ火山の噴火活動とそれに伴う災害の研究. 文部省科学研究費自然災害特別研究突発災害研究成果, 58-76
- 高橋保 (1983) : 土石流. 河川の土砂災害と対策, 森北出版, 55-149
- 高橋保・辻本浩史 (1984) : 土石流氾濫・堆積のシミュレーション. 京大防災研年報, 27B-2, 467-485
- 高橋保・中川一・佐藤広章 (1988) : 扇状地における土砂災害危険度の評価. 京大防災研年報, 31B-2, 655-676
- 高橋保・中川一・山敷庸亮 (1987) : 混合粒径材料からなる土石流扇状地の形成とその侵食. 京大防災研年報, 33B-2, 355-372
- 高橋保・中川一・山路昭彦 (1987) : 土石流氾濫危険範囲の指定法に関する研究. 京大防災研年報, 30B-2, 611-626
- 高橋保 (2004) : 地質・砂防・土木技術者/研究者のための土石流の機構と対策. 近未来社. 432.
- 津屋弘達 (1971) : 富士山の地形地質. 富士山-富士山総合学術調査報告書, 富士急行, 1-127
- 永田武・佐久間修三・福島直 (1946) : 桜島新噴出溶岩流について. 東大震研彙報, 26, 161-169
- 日本気象協会 (1989) : 天気図日記、1989 年 1 月 (与五沢和良). 気象, 33・3, 24-25
- 萩原尊禮・表俊一郎・村内必典・明石和彦・山田重平 (1946) : 昭和 21 年 3 月の桜島噴火. 東大震研彙報, 24, 143-155
- 早川由紀夫 (1983) : 十和田火山中撤テフラの分布、粒度組成、年代. 火山第 2 集, 28, 3, 263-273
- 早川由紀夫 (1987) : 伊豆大島 1986 年噴火の噴出量と噴出率. 月刊地球, 9, 7, 366-371
- 疋田誠・平野宗夫・羽田野袈裟義 (1981a) : 桜島の降灰量の特性について. 九州大学工学集報, 54, 6, 669-673
- 疋田誠・平野宗夫・羽田野袈裟義 (1981b) : 桜島の降灰災害とその予測に関する研究. 鹿児島工業高等専門学校研究報告, 15, 73-90
- 平野宗夫・疋田誠 (1988) : 火山灰の噴出量と堆積量の推算法の研究. 自然災害科学, 7, 1, 26-36
- 北海道土木部 (1986) : 有珠山噴火と防災, 25
- 北海道土木部砂防災害課監修 (1979) : 有珠山土石流と闘う
- 水山高久・上原信司 (1984) : 土石流の水深と流速の観測結果の検討. 新砂防, 37, 4
- 水山高久・瀬尾克美 (1984) : 山地小流域の洪水到達時間および短時間降雨強度と継続時間の関係. 新砂防, 37, 3, 20-22.
- 宮地直道 (1988) : 新富士火山の活動史. 地質学雑誌, 94, 6, 433-452

- 宮地直道 (1989) : 富士山の地質構造および地質時代の噴火史. 富士山噴火史, 静岡県, 5-28
- 宮地直道 (1990) : 新富士火山の噴出物分布図. 富士山ワーキング資料
- 宮地直道 (1990) : 過去 2000 年間の新富士火山の噴出規模別噴火規模確率, 富士山ワーキング資料
- 室蘭土木現業所 (1978) : 有珠山周辺荒廃現況調査報告書
- 室蘭土木現業所 (1979) : 洞爺湖周辺地殻変動調査報告書
- モーリス・クラフト : 火山災害を知る (日本語版ビデオ). 日本損害保険協会
- 守屋以智雄 (1978) : 渡島駒ヶ岳火山南～東斜面の階段状地形. 日本火山学会編, 空中写真による日本の火山地形, 東京大学出版会, 78
- 守屋以智雄 (1987) : 磐梯山と 1888 年の大崩壊. 日本の自然 1, 岩波書店, 59-64
- 矢澤昭夫・水山高久・北原一平 (1986) : 土石流氾濫シミュレーションモデルによる土石流対策工の効果評価に関する研究. 土木研究所資料, 2392
- 山崎達雄・椿東一郎・歳田正夫ほか (1980) : 桜島の土石流. 桜島学術会議
- 山下伸太郎・宮本邦明・大原正則・緒統英章・水山高久 (1990) : 溶岩流の数値シミュレーション. 水工学論文集, 34, 391-396
- Aramaki, S. (1984) : Asama volcano, Japan. Source-book for Volcanic-hazards Zonation, Unesco, 60-64
- Archambault, C. and Tanguy, J. C. (1976) : Comparative temperature measurements on Mount Etna lavas : Problems and Techniques. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 1, 113-115
- Armienti, P., Macedonio, G. and Pareschi, M. T. (1988) : A Numerical Model for the Dispersion of Tephra Transport and Deposition : Applications to May 18, 1980 Mt. St. Helens eruption. J. Geophys. Res., 93, (B6), 6463-6476
- Bonadonna, C., C. B. Connor, B. F. Houghton, L. Connor, M. Byrne, A. Laing, and T. Hincks (2005) Probabilistic modeling of tephra dispersion: hazard assessment of a multi-phase eruption at Tarawera, New Zealand, Journal of Geophysical Research, 110 (B03203).
- Booth, B. (1979) : Assessing volcanic risk. Jour. Geol. Soc. London, 136
- Carey, S. and Sigurdsson, H. (1982) : Influence of particles aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980 eruption of Mt. St. Helens volcano. J. Geophys. Res., 87, 7061-7072
- Connor, C. B., B. E. Hill, B. Winfrey, N. M. Franklin, and P. C. LaFemina (2001) Estimation of volcanic hazards from tephra fallout, Natural Hazards Review, 2: 33-42.
- Crandell, D. R., Booth, B., Kusumadinata, K., Shimosuru, D., Walker, G. P. L. and Westercamp, D. (1984) : Source-book for Volcanic-hazards Zonation. UNESCO
- Crandell, D. R., Mullineaux, D. R. and Miller, C. D. (1979) : Volcanic-hazards studies In the Cascade Range of the western United States. Volcanic Activity and Human Ecology (Ed. : P. D. Sheets and D. K. Grayson), New York, Academic Press, 195-219
- Dragoni, M., Bonafede, M. and Boschi, E. (1986) : Downslope flow models of a Bingham liquid : implications for lava flows. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 30, 305-325
- Hagiwara, T. (1941) : Viscosity of Akabakkyo lava. Bull. Earthq. Res. Inst., 19, 299-303
- INGEOMINAS (1985) : Mapa de riesgos volcanicos potenciales del Nevado del Ruiz. Memoria Explicativa, Colombia
- INGEOMINAS (1985) : Mapa de riesgos volcanicos potenciales del Nevado del Ruiz. Memoria Explicativa, Colombia

- Ishihara, K., Iguchi, M. and Kamo, K. (1990) : Numerical simulation of lava flows on some volcanoes in Japan. *Lava Flows and Domes* (Ed. : J.H. Flink), Springer-Verlag, 174-207
- Koto, B. (1916) : The grate eruption of Sakura-jima in 1914. *Jour. College of Science, Imp. Univ. of Tokyo*, 38, Art. 3, 1916, 56-115
- Kusumadinata, K (1984) : Indonesia. Source-book for Volcanic-hazards Zonation, Unesco, 55-60
- Macedonio, G., Pareschi, M. T. and Santacroce, R. (1988) : A numerical simulation of the Plinian fall phase of 79 A.D. eruption of Vesuvius, *J. Geophys. Res.*
- Macedonio, G., Pareschi, M. T. and Santacroce, R. (1989) : 次のベスビオス噴火中のテフラ降下、流出による火山性の危険. *鹿児島国際火山会議論文集*, 476-479
- Miller, C. D., Mullineaux, D. R. and Crandell, D. R. (1981) : Hazards assessments at Mount St. Helens. The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, 789-802, U. S. Geological Survey Professional Paper, 1250
- Minakami T. (1951) : On the temperature and viscosity of the fresh lava extruded in the 1951 Oosima eruption. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 29, 161-169
- Morton, B. R., Taylor, S. R. G. and Turner, J. S. (1956) : Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous source. *Proc. Roy. Soc. London*. 234A, 1-23
- Mullineaux, D. R., Peterson, D. W. (1974) : Volcanic hazards on the island of Hawaii. U. S. Geological Survey Open File Report, 74-239
- Nakada, S., Fujii, T. (1992) : Preliminary report on the activity at Unzen Volcano (Japan), November 1990-November 1991: Dacite lava domes and pyroclastic flows. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 54, 319-333.
- Newhall, C. G. (1984) : Philippines. Source-book for Volcanic-hazards Zonation, Unesco, 65-67
- Noda, E. (1970) : Water waves generated by land-slides. *Journal of Waterways and Harbors and Coastal Engineering Div. Proc. ASCE*, 96, 835-855, Div. Proc.
- Omori, F. (1914) : The Sakura-jima eruptions and earthquakes, III. *Bull. Imp. Earthq. Inv. Com.*, 8, 3, 1916.
- Patra A. K., Bauer A. C., Nichita C. C., Pitman E. B., Sheridan M. F., Bursik M., Rupp B., Webber A., Stinton A. J., Namikawa L. M., and Renschler C. S. (2005) : Parallel adaptive numerical simulation of dry avalanches over natural terrain., *Jour. of Volcanology and Geothermal Res.*, 139, p-1, 21.
- Sekiya, S and Kikuchi, Y (1890) : The eruption of Bandai-San. *Jour. Coll. Sci. of Imp. Univ. Tokyo*, 3, 91-172
- Smith, W. K. (1980) : A plotting program for producing ashfall prediction maps from output of the NOAA forecast trajectory program, application to and examples from the 1980 Mount St. Helens eruption. U. S. Geological Survey Open File Report, 80-2005.
- Sparks, R. S. J. (1986) : The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.*, 48, 3-15
- Suzuki, T. (1983) : A theoretical model for dispersion of tephra, in arc volcanism : Physics and Tectonics, TERRAPUB, Tokyo, 95-113
- Turner, J. S. (1962) : The starting plume in neutral surroundings. *J. Fluid Mech.*, 13, 356-368
- Ui, T., Yamamoto, H. and Suzuki-Kamata, K. (1986) : Characterization of debris avalanche deposits in Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 231-243

- Wiegel R., Noda, E., Kuba, E. Gee, D. and Tornberg, G. (1970) : Water waves generated by land-slides in reservoirs. *Journal of Waterways, Harbors and Coastal Engineering Div. Proc. ASCE*, 96, 307–333
- Wilson, L. and Huang, T.C. (1979) : The influence of shape on the atmospheric settling velocity of volcanic ash particles. *Earth Planet Sci. Lett.*, 44, 311–324
- Wilson, L. and Walker, G.P.L. (1987) : Explosive volcanic eruptions—VI. Ejecta dispersal in Plinian eruptions: The control of eruption conditions and atmospheric properties. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 657–679
- Wilson, L., Sparks, R. S., Huang, T.C. and Watkins, N.D. (1978) : The control of volcanic column height by eruption energetics and dynamics. *J. Geophys. Res.*, 83, 1829–1836
- Woods, A. W. (1988) : The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns. *Bull. Volcanol.*, 50, 169–193