

责任编辑 梁式朋 梁式梅
特约编辑 秦保芳
封面设计 秦保芳

内容简介

这是一部以“自然条件组合论”基本概念及原理作指导,论述西藏泥石流发生与环境变化及其相互关系和防治对策的应用基础研究专著。书中重点阐述了西藏泥石流发生的天气气候和地质地貌条件,冰雪融水-雨水泥石流、冰川终碛湖溃决泥石流的活动特点、气候背景和发生机制,雨水泥石流(含加马其美沟半定位观测站成果)的活动特点、类型及规模估算等,西藏泥石流分类、分布和分区、发展趋势,地质历史上各个时期的泥石流活动特点及现代(20世纪以来)泥石流活动与环境变化之间的关系。最后讨论了西藏公路泥石流的工程防治问题,评价了现有防治措施,并提出了相应的建议。

本书可供山地灾害与环境专业、防治工作者,交通、水利、能源等部门及有关工程技术人员和大专院校有关专业师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

西藏泥石流与环境/吕儒仁主编. - 成都:成都科技大学出版社,1999.8

ISBN 7-5616-3858-2

I.西… II.吕… III.泥石流-关系-自然环境-研究-西藏 IV.P942.75

中国版本图书馆 CIP 数据核字(1999)第 39239 号

西藏泥石流与环境

中国科学院-水利部成都山地灾害与环境研究所 著
西藏自治区交通科学研究所

成都科技大学出版社 出版发行

(成都市磨子桥 邮编 610065)

四川绵竹教育印刷厂印刷

开本:787mm×1092mm 1/16 印张:16.875

1999年8月第1版 1999年8月第1次印刷

字数:410千字 印数:1-1000册

ISBN 7-5616-3858-2/P·116

定价:42.00元

目 录

第 1 章 西藏泥石流形成的天气气候条件	(1)
1.1 泥石流与降水关系	(1)
1.2 泥石流与气温关系	(9)
1.3 泥石流与大气环流型和天气系统的关系	(11)
1.4 泥石流的预报问题	(16)
1.5 结论	(17)
第 2 章 西藏地质地貌条件在泥石流形成中的作用	(19)
2.1 地貌条件在泥石流形成中的作用	(19)
2.2 地质条件在泥石流形成中的作用	(22)
2.3 地质地貌条件组合与泥石流发生	(26)
第 3 章 西藏波密地区冰川泥石流活动特点	(29)
3.1 20 世纪波密地区冰川泥石流暴发概况	(29)
3.2 冰川泥石流形成特征	(33)
3.3 冰川泥石流沟的判别	(36)
3.4 冰川泥石流沟危险性指数(I_d)	(39)
第 4 章 西藏波密地区冰川泥石流暴发的气候背景	(41)
4.1 气候波动与水热组合	(42)
4.2 水热组合与冰川泥石流暴发	(43)
4.3 水热组合的年际特点	(43)
4.4 水热组合的年内特点	(45)
4.5 同月不同年份水热变化的比较	(47)
4.6 冰川泥石流暴发前夕的水热状态	(48)
4.7 从水热组合预测冰川泥石流发生的可能性	(51)
第 5 章 西藏波密地区冰川泥石流发生机制	(53)
5.1 研究历史	(53)
5.2 影响因子	(54)
5.3 发生机制类型及模式	(64)
5.4 结论	(67)
第 6 章 西藏冰湖溃决泥石流概论	(69)
6.1 西藏冰湖溃决概况	(69)
6.2 冰湖溃决的判别	(71)
6.3 冰湖溃决热量指数(I_h)	(72)
6.4 冰湖溃决危险性指数(I_d)	(73)
6.5 冰湖溃决洪水演变成泥石流的条件	(74)
6.6 冰湖溃决与气候变化	(75)
6.7 冰湖溃决的预测和预防	(77)

第7章 西藏冰湖溃决泥石流活动特点	(79)
7.1 概论	(79)
7.2 西藏历次冰湖溃决情况	(80)
7.3 冰湖溃决洪水和泥石流的沿程变化	(86)
第8章 西藏冰湖溃决泥石流发生的气候背景	(90)
8.1 水热组合与冰川进退	(91)
8.2 冰川进退与冰湖溃决	(91)
8.3 各冰湖溃决前的水热状态	(92)
8.4 结论	(104)
第9章 西藏冰湖溃决泥石流成因探讨	(106)
9.1 冰川活动性与冰湖溃决	(106)
9.2 年平均气温变幅与冰川活动性水平	(106)
9.3 同一年内不同月份发生的冰湖溃决的差别	(107)
9.4 冰湖溃决泥石流与冰雪雨水泥石流的区别	(109)
9.5 冰湖溃决原因的两种机制	(109)
第10章 西藏波密加马其美沟降雨泥石流观测研究	(113)
10.1 加马其美沟泥石流的形成	(113)
10.2 加马其美沟泥石流的特征	(121)
10.3 加马其美沟下游泥石流沟道的演变	(128)
10.4 结语	(134)
第11章 西藏的雨水类泥石流	(136)
11.1 雨水类泥石流的概念和类型	(136)
11.2 雨水类泥石流的特征	(139)
11.3 雨水类泥石流的判别	(142)
11.4 雨水类泥石流分区及规模估算	(153)
11.5 结语	(156)
第12章 西藏泥石流分类	(158)
12.1 泥石流概念	(158)
12.2 泥石流分类系统	(160)
12.3 划分指标	(164)
12.4 命名系统	(166)
第13章 西藏泥石流分布与分区	(169)
13.1 泥石流及其分布特征	(169)
13.2 泥石流分区目的和原则	(173)
13.3 分区概述	(174)
13.4 结语	(183)
第14章 西藏泥石流发展趋势	(184)
14.1 问题的提出	(184)
14.2 认识泥石流发展趋势的线索	(185)

第 1 章 西藏泥石流形成的天气气候条件*

本章从影响泥石流发生的天气气候主要因素即降水、气温、大气环流和天气系统出发,对西藏主要泥石流类型的分布、发生和激发条件做了广泛的分析和讨论。

西藏雨水类泥石流集中分布在三个多雨的地区。其中,西藏东南部和喜马拉雅山南坡,是暴雨泥石流区。雅鲁藏布江中上游和“三江”(金沙江、澜沧江、怒江)上游,是雨洪泥石流频繁活动区。雅鲁藏布江大拐弯北的波密、林芝等地,是降雨泥石流区。暴雨泥石流和雨洪泥石流之间的地区,是消融型和冰湖溃决型泥石流分布最广的地区。藏北、阿里地区为冻融泥石流区。

西藏泥石流发生的时间是,降雨型 4~10 月,消融型 5~9 月,溃决型 6~9 月,以降雨型泥石流活动时间最长。消融型、降雨型和溃决型泥石流,分别以 6、7、8 月发生频率最高。6 月和 10 月,是泥石流活动增减突变的两个月份。西藏东南部地区泥石流活动时间长达半年之久,高原内部地区泥石流活动时间一般 3~4 个月。10 月,喜马拉雅山南坡的泥石流,多由孟加拉湾风暴造成。降雨型泥石流具有夜间暴发的特点,以后半夜发生的居多数,在雨洪泥石流地区最突出。消融型和溃决型泥石流,多发生在午后至上半夜。

资料分析表明,暴雨泥石流区,日雨量 20 mm 以上,1 小时雨强 6 mm 以上;雨洪泥石流区,日雨量 15 mm 以上,1 小时雨强 6 mm 以上;降雨泥石流区,日雨量 10 mm 以上,1 小时雨强 3 mm 以上。在松散固体物质丰富、地形条件优越的沟谷,前期有充分降水情况下,皆有发生泥石流的可能。孟加拉湾风暴泥石流,激发条件高,一旦发生,规模较大。日晴高温,午后或夜间,有 5~10 mm 的日降水量,对消融型和溃决型泥石流的激发都是有利的。冰湖溃决前期一般气温较高,且多雨,但当日气温不一定特别高,一般都有少量降水。

亚欧上空 500 hPa 环流为 U 和 Wd 型,是降雨型和消融型泥石流发生最有利的环流形势。强 T 型和强 Q 型,是溃决型和冰川泥石流最重要的环流形势。夏季高原切变线,对激发降雨型和消融型泥石流起的作用最大。

泥石流形成和发生的基本条件是有利的地形、丰富的松散固体物质和充足的水源。水不仅是泥石流物质的重要组成部分,而且是泥石流能够发生的一个很重要条件。

泥石流的水源,主要有大气降水、冰川(雪)消融水、湖(库)储水和地下涌水。后三种水源都来源于大气降水。无论哪种水源都会随时空的不同在不断发生变化,即这种变化过程,是随天气气候而变化的。因此,泥石流与天气气候之间有着必然的关系。天气气候短期变化,对泥石流产生影响最主要的因素是:降水的变化,气温的变化,以及影响降水、气温的大气环流的变化。

1.1 泥石流与降水关系

1.1.1 泥石流分布与年降水量关系

降水量是指在一个地区从大气中以液态或固态形式降落到地面上的水量,用毫米/单位时间来表示。年降水量是年内大气中降落到地面的水量。

西藏降水量的地域差异很大。年平均降水量水平分布趋势^[1]是,自东南向西北随地势、海

* 本章由谭万沛执笔

拔高度的增高,由国境边缘地区 4 000 mm 左右,有规律地逐渐减少到 50 mm 左右,呈现阶梯形状。降水量最多地区是最少地区的 100 多倍。在西藏东南,喜马拉雅山南坡和念青唐古拉山东段南坡,是年降水量相对多的地区,也是日暴雨量较大的地区(表 1-1)^①。喜马拉雅山北麓与雅鲁藏布江河谷之间,有一狭长的少雨区,年降水量少于 300 mm,称之为“雨影区”。在“三江”上游地区,降水量也偏少,但多于“雨影区”。总的说来,本区的降水是东丰西欠,南多北少,其中又有差异。泥石流类型在地区分布上的不同,与降水量的分布有密切关系。多雨地区,是降雨型泥石流集中分布的地区。其中,在藏东南和喜马拉雅山南坡地区,降水充沛,气候湿润,植被茂盛,且日暴雨强度大,日最大降水量在 70~120 mm 左右,是暴雨泥石流分布区。这一地区,由于地形极其复杂,地势起伏及相对高差悬殊,气候垂直变化大,也是冰川积雪消融型泥石流广泛分布区。雅鲁藏布江中、上游和“三江”流域上游地区,雨日不多,降水量比藏东南部和喜马拉雅山南坡要少,而干湿季十分分明,为半干旱地区。这一地区植被条件差,物理风化强烈,松散固体物质易于积累,发生泥石流的地形条件优越,但日暴雨量不如暴雨泥石流地区大,日最大降水量在 40~50 mm 左右,超过 50 mm 的极其有限,是雨洪泥石流活动频繁的地区。在西藏东南部的波密、易贡、通麦、林芝等地区,降水量比暴雨泥石流地区少,而比雨洪泥石流地区要多。雨季多阴雨连绵天气,雨日特别多。气候潮湿,日暴雨强度比雨洪泥石流地区大。日最大降水量在 40~70 mm 左右,是降雨泥石流发生地区。泥石流类型分布随纬度变化有所不同。自喜马拉雅山南坡往北,随纬度的增加,由暴雨泥石流地带,到冰川消融型泥石流和冰湖溃决型泥石流地带,又到雨洪泥石流地带,再到冻融泥石流地带分布。从年降水量级上看,暴雨泥石流地区的年降水量在 600~1 000 mm 之间,雨洪泥石流地区的年降水量在 250~600 mm 之间,降雨泥石流地区的年降水量在 600~1 000 mm 之间,冰雪消融型泥石流和冰湖溃决型泥石流地区的年降水量各地差别甚大,多数地区在 400~600 mm 之间。藏北、阿里地区,降水特别少,年降水量在 200 mm 以下,气候干冷,为高原干寒气候区。日降水强度最小,日最大降水量在 30 mm 以下。由于地势比较平缓,气候干冷,于泥石流形成不利,是泥石流最少活动的地区。但盛夏出现异常升温天气条件下,表层冻土强烈消融,便形成冻融泥流或泥石流。喜马拉雅山脉西段,我国境内边缘地区,年降水量在 150~200 mm 左右。在有利的天气条件下,形成强降水,日最大降水量在 30~50 mm 左右,也有雨洪泥石流发生。由上看出,西藏泥石流水平分布的成片性十分明显,随纬度变化的差异性也是很清楚的。它们的差别,除与年降水量有关系外,与日最大降水量也有密切关系。总的说来,本区泥石流主要分布在年降水量 300 mm 以上和日最大降水量 30 mm 以上的地区。

表 1-1 西藏各地实测最大 24 小时降水量(mm)

Tab. 1-1 The maximum precipitation (mm) of 24 hours in some places of Tibet

项目\站名	察隅	错那	帕里	聂拉木	波密	林芝	拉萨	日喀则	普兰	昌都	那曲	改则	噶尔
降水量	120.2	33.9	120.6	105.1	111.7	46.1	48.2	42.1	47.0	55.3	32.6	26.4	24.6
年、月、日	1970.03.03	1970.10.23	1973.10.13	1968.10.04	1998.10.20	1968.07.17	1966.08.25	1957.07.14	1975.06.22	1971.07.29	1965.07.21	1973.08.16	1971.06.23
资料年限	1966~1975	1967~1975	1956~1975	1966~1975	1967~1998	1953~1975	1952~1975	1955~1975	1973~1975	1952~1975	1954~1975	1973~1975	1961~1975

① 西藏自治区暴雨编图小组.西藏自治区可能最大暴雨等值线图编制说明(初稿).1978

1.1.2 泥石流发生时间的季节变化

泥石流发生时间的变化,随机性很大,从年、月、日的情况来看都是如此,但泥石流激发的重要条件之一是要有水,而水的变化无论从年、月、日都是有规律的。因此,泥石流发生的时间,与水随时间的变化两者之间有着密切关系。

本区降水时程分配是很集中的。雨季,一般在4、5月先由东南部开始,然后向北、向西扩展。沿雅鲁藏布江在6月第二候进入雨季^①。全区进入雨季时间是7月中旬。越往西,雨季开始越迟。雨季建立过程比较缓,先后经历两个多月的时间。随后,自8月下旬起到10月底,雨季由西向东逐步结束。雨季结束过程较快,只有一个多月的时间。本区泥石流的发生时间,随着雨季的到来而开始,又随着雨季的撤退而结束。东南察隅地区的雨季来临最早,泥石流开始发生时间也比较早,在4、5月就有泥石流发生。随着雨季向北、向西推移,泥石流也向北、向西发生。雅鲁藏布江中上游河谷地区的泥石流,要到6、7月才开始发生。越往西泥石流开始发生的时间越后。全区泥石流的结束时间,一般在9月。泥石流开始发生时间和结束时间,随地区的变化,与西藏高原夏季降水量增雨中心的西进东退^[2]完全一致。但是,在高原雨季结束后的9、10月,是孟加拉湾风暴(又称孟加拉湾台风,以下简称孟湾风暴)最活跃的时期^[3]。它往往西行北上对西藏高原产生影响,在喜马拉雅山南坡产生强降水过程而激发泥石流。因而,喜马拉雅山南坡泥石流结束时间晚,要到10月。在5、6月,孟湾风暴也比较活跃,是活跃的第二高峰^[3],并可以在喜马拉雅山南坡产生强降水,也有引起泥石流的可能性。由此看来,在高原内部地区,泥石流的活动时间最短,一般为3~4个月。而喜马拉雅山南坡和藏东南地区,泥石流的活动时间最长,前后可达半年之久。

本区年降水量的月季分配非常不均匀。从雨型讲,大部分地区是干、雨季分明的单峰降雨型。而高原东南部和喜马拉雅山南麓,由于春季地形雨的影响,呈双峰型。从降水量级来看,除东南部察隅地区和喜马拉雅山南麓地区外,其他地区降水量主要集中在6~9月。这4个月的降水量要占年总量的50%~90%以上。其中,又以7、8两个月的降水量最多。降水量的集中程度和分配的不均匀性,越往高原西部表现得越突出。据资料统计,拉萨6~9月的降水量要占年总量的92%,其中,7、8两个月的降水量又占年总量的60%。日喀则6~9月的降水量占年总量的96%,其中,7、8两个月的降水量占年总量的65%。噶尔更为突出,6~9月的降水量占年总量的86%,其中,7、8两个月占年总量的68%。降水量高度集中。高原降水量的集中程度,还表现在一次降水过程的总量上。例如噶尔的多年平均降水量为69 mm,但一次降水过程(1971年6月22日)达26.3 mm,占年降水量的38%,这是降水异常的情况。根据考察地区目前已调查和查阅到的泥石流资料,1950~1988年期间,本区的各类型泥石流大约是400多场(次)。其中,能够判明发生日期的有274场(降雨型118场,消融型148场,溃决型13次)。将其分类分月进行统计,求出各月发生的频率(%)如图1-1所示。

1.1.3 泥石流日内发生规律

本区降水的另一个显著特点是昼晴夜雨。据资料分析,本区绝大部分地区夜雨率(20时至次日8时降水量占24小时降水总量的百分比)皆在60%以上,特别是雅鲁藏布江中、上游河谷地区,夜雨量多。从昌都到雅鲁藏布江河谷中、上游,是夜雨率最大轴线。拉萨、泽

① 西藏自治区气象局编,西藏高原天气学讲义,1974

当、日喀则等地的夜雨率达 80% 以上,尤以雨季更为明显。喜马拉雅山南坡夜雨略偏低,但也在 50% 以上。藏北、阿里高原地区夜雨率最低,在 50% 左右。可以看出,泥石流主要分布地区夜雨率多在 60% 以上。据 1976~1977 年波密气象站两年雨季资料统计,夜雨率占 68%。这两年在加马其美沟发生降雨泥石流共 59 场,其中夜间(20 时至次日 8 时)有 39 场,占总数的 68%,与波密夜雨完全一致。从一日间降水变化的资料分析,雅鲁藏布江中、上游河谷地区的降水量,最高值是在午夜 2~3 时左右,最低值在中午 13~14

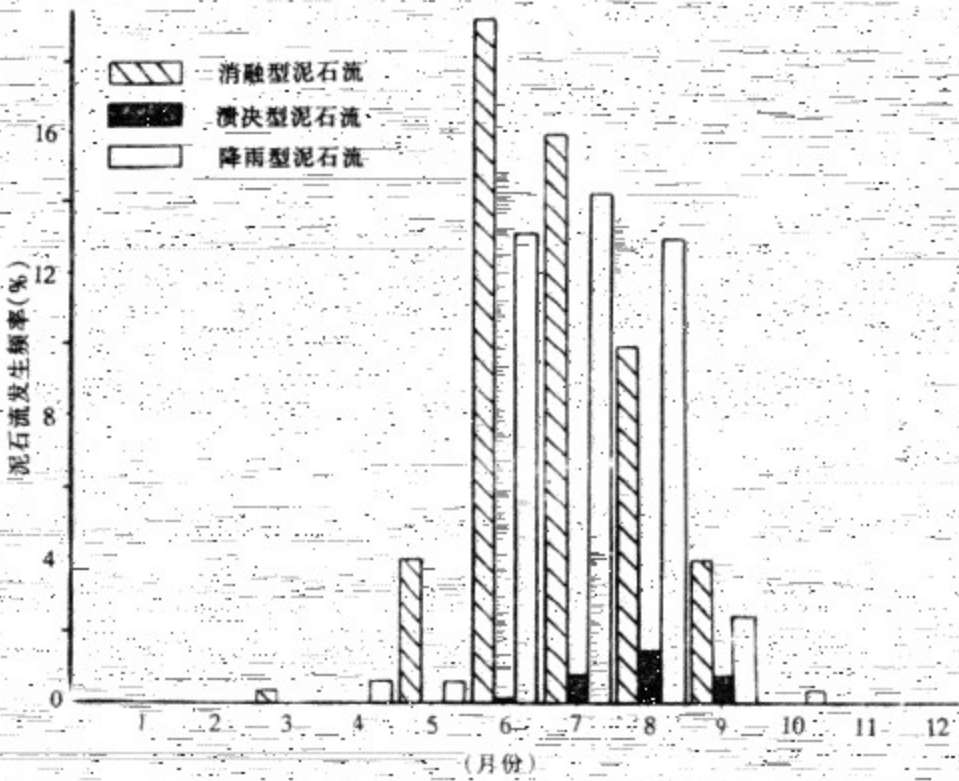


图 1-1 西藏泥石流各月发生频率(%)

Fig. 1-1 Occurrence frequency (%) of Tibet debris-flow in each month

时。即使在多雨月份的个别年份,几乎整月内在 12~14 时段都无降水,降水的日内变化十分有规律。用波密 1976~1977 年雨季的时雨量统计,7~8 时为最高值,午后 15~16 时为最低值。这两年 59 场泥石流分时段统计(表 1-2),7~8 时发生共 30 场(按泥石流发生的起始时间为准),占 51%。8~9 时发生的有 10 场,占 19%。15~16 时,两年都没有发生泥石流。显然,泥石流发生时间的日内变化取决于降水的日变化。调查资料表明,一个地区凡是多沟同时发生雨洪泥石流或暴雨泥石流,多数情况下都在夜间。如 1977 年 8 月 25 日夜至 26 日晨,中尼公路沿线,日喀则、拉孜、定日等地段多处暴发泥石流,是由于当日晚从 22 时到次日 12 时的一次强降雨过程造成的(图 1-2)。由图 1-2 可以看出,降雨具有来势猛、强度大、历时短等特点。日喀则地区大雨集中时段(主雨时段)共 8 时 45 分,主雨量 28.9mm,最大 1 小时降雨量为 7.3mm,最大 10 分钟降雨量 3.0mm。26 日晚至 27 日晨,尼洋曲流域又多处发生泥石流,也是在夜间。这次降雨的强度更大,历时更短(图 1-3)。林芝最大 1 小时降雨量达 11.3mm,最大 10 分钟降雨量达 8.0mm。又如 1976 年 9 月 23 日夜至 24 日黑昌公路丁青—觉恩区的雨洪泥石流,1976 年 7 月 13 日晚下察隅区钢桥至沙马之间几条沟的暴雨泥石流以及 1973 年 10 月 13 日晨 5 时左右,亚东春丕弄的孟湾风暴暴雨泥石流,也都发生在夜间。以上事例充分说明,本区降雨型泥石流日内发生时间具有夜发性的特点,尤以雅鲁藏布江中、上游河谷地区的雨洪泥石流比较突出,由日间降雨量变化和实例分析,泥石流

表 1-2 泥石流各时段发生频率(次)*

Tab. 1-2 The occurrence frequency (time) of debris flow in each interval

年份	时段 (时)	8-11	11-14	14-17	17-20	20-23	23-2	2-5	5-8	白天	夜间	不明	合计	备注
1976~1977	降雨型	14	2	2	2	1	3	33					59	加马其美沟
1954~1964	消融型	13	19	26	8	21	8	3	4		15	6	123	卡贡弄巴(古乡沟)
1940~1972	溃决型			2		1	1	1		3	1		9	穷比吓玛错等

* 白天、夜间观测资料已注明或访问得知。

发生在后半夜的最多。但这里必须指出,随着地区的差别,影响降水天气系统的不同,降雨型泥石流日内发生时间的变化,仍然有很大的随机性。

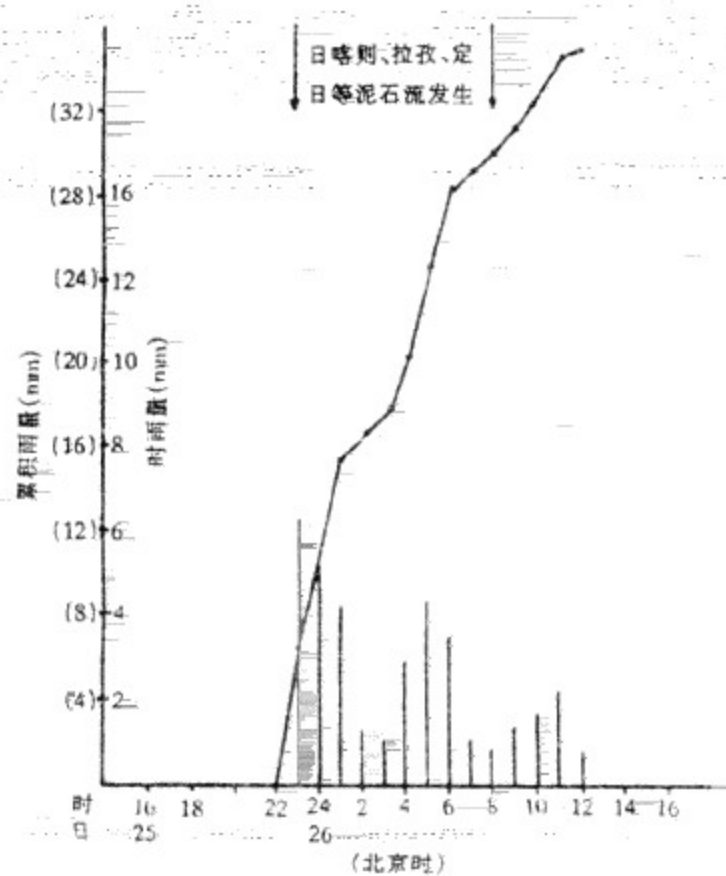


图 1-2 1977 年 8 月 25~26 日日喀则降雨量图—
(时雨量和累积雨量)

Fig. 1-2 The rainfall curve of Xigaze on 25~26 Aug., 1977 (hourly precipitation and cumulative precipitation)

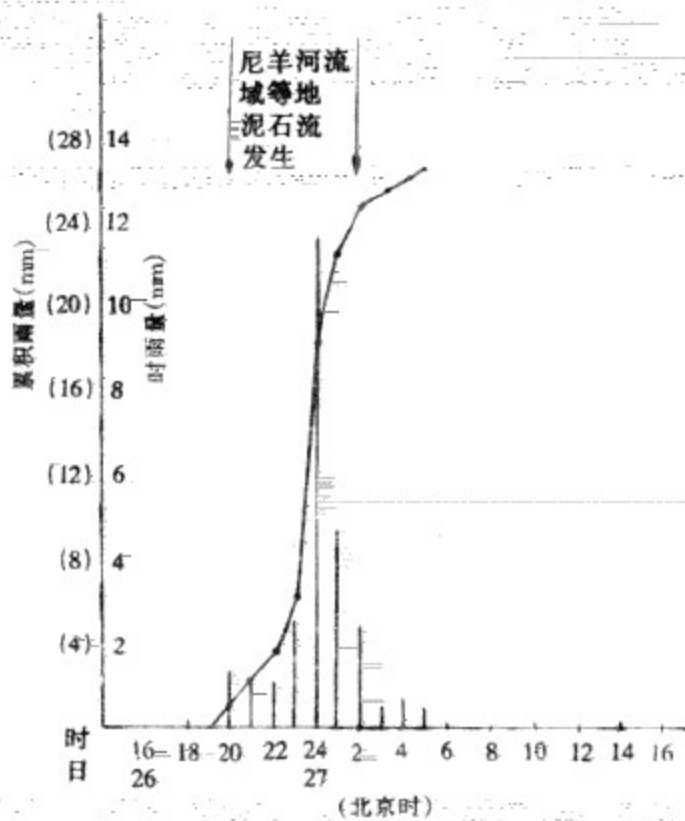


图 1-3 1977 年 8 月 26 日~27 日林芝
降水图(时雨量和累积雨量)

Fig. 1-3 the precipitation map of Linzhi on 26~27 Aug., 1977 (hourly precipitation and cumulative precipitation)

关于冰雪消融型泥石流日内发生时间的变化,现以波密卡贡弄巴 1954、1964 年观测资料^{①②}为例(表 1-2),泥石流在白天(8 时至 20 时)发生的比夜间(20 时至次日 8 时)多,占 54%。分时段统计结果,有两个高峰,一个在午后 14~16 时,另一个是 20 时以后。前者多为积雪消融泥石流,且多发生在 5、6 月。如 11~17 时内的 45 场泥石流中,在 5、6 月是 21 场,占 47%,显然,与冬春积雪消融有关。溃决型泥石流的发生时间,一般在下午至上半夜发生(表 1-2)。因此,人们在泥石流地区的活动要特别注意各类型泥石流的活动规律,防止泥石流的突然袭击给人们带来的灾害。

1.1.4 泥石流的激发条件

观测资料说明,本区日降水量一般比较小。除藏东南和喜马拉雅山南坡地区,每年都有可能出现日降水量 50 mm 以外,在高原内部地区,日降水量达到或超过 50 mm,能被称之为暴雨的,只是少数地方的个别年份。所以,本区的泥石流,真正能被称为日雨量大于 50 mm 的暴雨泥石流并不是很多。据 274 场泥石流的日降水量资料,分类分级统计(%)结果(表 1-3)看出,降雨型泥石流,日降水量在 10.1~30.0 mm 之间的达 70% 以上;日降水量大于 30.0 mm 的只有 10%。大于 50 mm 的则更少。其中,日降水量在 10.1~20.0 mm 之间的占绝对优势,达 60%,比我国云南东川地区发生泥石流的日降雨量(须大于 20 mm)还要低^[4]。但

① 康藏公路修建司令部. 康藏公路建史资料汇编. 1955
② 中国科学院地理研究所冰川冻土研究室等. 西藏波密地区古乡冰川泥石流考察报告. 1964

是,在喜马拉雅山南坡或西藏东南部,由于高大山脉的屏障作用和有利的地形对气流的抬升作用,对印缅热带气候(风暴)有强烈的山体效应,在南坡往往形成强降水,日降水量可达 90 mm 以上,并引起泥石流发生。如 1968 年 10 月初和 1973 年 10 月初,两次孟湾风暴,都造成喜马拉雅山南坡大暴雨(雪)^[3,5],且以 1973 年 10 月的暴雨量最大。据帕里气象观测站资料,此次暴雨的最大 12 小时降水量为 75 mm,最大 24 小时降水量达 121 mm(表 1-1),是该站自有记录以来最大的一次降水过程。最大 24 小时降水量为多年 10 月平均降水量的 3.7 倍。在 10 月 12~13 日,两天的降水量高达 169.0 mm,为该站当年降水量的 26% 左右。这样强的降水过程,在该地区历史上是罕见的。在无短历时降水资料的情况下,利用雨力公式^① $SP = 0.21P_{24}^{1.01}$ 估算出最大 1 小时雨强达 26.7 mm,显然在西藏地区这是一次强大的暴雨。在这次暴雨的袭击下,于 1973 年 10 月 13 日早晨 5 时左右,亚东春丕弄暴发了严重的灾害性泥石流。1968 年 10 月初的孟湾风暴带来喜马拉雅山南坡,尤其是聂拉木地区的大暴雨(雪)^[5]。在暴雨中心地区,也有泥石流发生。孟湾风暴一年中有 5~6 月和 10~11 月两个活动高峰。但对西藏高原东南部和南部边缘地区的影响,主要是 9~10 月西行登陆北上高原的风暴位置偏西,所以,这两次风暴沿喜马拉雅山南坡西行造成的泥石流,都发生在 10 月。总的说来,西藏降雨型泥石流发生日的日雨量超过 50 mm 称为暴雨泥石流的并不多见。但这类泥石流一旦发生,则规模较大,危害严重。从地区差异上来看:暴雨泥石流地区,日雨量在 20 mm 以上;雨洪泥石流地区,日雨量在 15 mm 以上;降雨泥石流地区,日雨量在 10 mm 以上。在松散固体物质丰富,地形条件优越及前期有充分降水情况下,皆有发生泥石流的可能。必须指出,把日降水量 ≥ 50 mm 的称为暴雨,这仅仅是从防洪的角度所做的规定,它并不是气象上“暴雨”的确切定义。么枕生在《气候统计》一书中对暴雨的定义是:“单位时间内降水量超过一定数值对工农业生产造成危害的猛烈降雨”。“暴雨”,不仅与量级有关,且与降水的急烈程度有关。比如,在 1~3 小时内,降水达 30 mm 或 40 mm,由于强降水历时短,尾雨不多,很快结束,且日内仅此一次降水过程,按日计不到 50 mm,但因降水猛烈,也可能造成局地灾害。反之,一次降水过程,因历时较长,24 小时都有降水,日雨量大于 50 mm,但是小雨或绵雨,雨力弱,则并不一定引起灾害。因为短历时强降水,即使总量不大,也可能出现短时性大的径流。从激发泥石流发生条件看,短历时强降水的雨滴对植被覆盖差、有大量松散固体物质坡面的侵蚀破坏作用和固体物质的搬运能力,并不低于长历时的小到中雨所起的作用,甚至起的作用更大。如新疆地区^②,根据当地具体条件,把日降水量 ≥ 30.0 mm 也称之为“暴雨”,原因就在于此。近年来,国内外对暴雨的成因研究也很多。日本学者认为^[6],暴雨突出的特点是,影响范围小(边长几十公里区内)、历时短(1~3 小时内)及重复性。这就是说,暴雨的日雨量并不一定要大于 50 mm,可能几个小时内,小范围内出现强降水而导致灾害的发生。日本学者把暴雨定义为:在边长约数十公里面积里,集中 1~3 小时的激烈对流性强降雨,它是由中尺度扰动组成的积云对流群。我国对暴雨成因的研究^[7]指出,一场暴雨大多数是由好几个中尺度强对流降水系统组成的。这类中尺度降水系统的尺度小(30~250 km),生命史短(几小时到 12 小时),以 6 小时的居多,尤其是强暴雨集中程度更大。在西藏高原半干旱地区的午后至傍晚对流加强,云系发展扩大,往往出现短历时的强降水过

① 河南黄河流域 PMP 图小组.特大暴雨短历时递减指数及应用.1977

② 新疆 P.M.P 办公室.新疆暴雨的气候分析.1977

程,但日雨量不到 50 mm,同样会造成某种灾害,或发生泥石流。由此可见,这一地区的泥石流,从降水量级划为雨洪泥石流,但从降水短历时强度看,亦应称之为暴雨泥石流。这类泥石流的激发条件,与波密地区的降雨泥石流有极大差别。引起降水的主要因素,是有潮湿的空气和强烈的上升气流向上输送。高原内部日降水量极少达到日暴雨 50 mm 的根本原因,是西藏高原平均海拔在 4 500 ~ 5 000 m,占了对流层空间的 1/3 以上,对流层气柱薄水气有限。虽然高原对流强烈,但水汽补充不足,加之强烈的日变化,形成长时间的降水条件差。因此,日降水量大于 50 mm 并不多见。由于高原夏季强烈的对流日变化,在午后和夜间对流云系特别发展,对流性天气强烈。所以,高原降水多阵性,持续时间不长,雨量集中,并多雷雹和冰雪,且多夜雨。高原是我国夏季雷暴发生最多的地区。

表 1-3 西藏泥石流日降水量发生频率(%)

Tab. 1-3 The occurrence frequency (%) of daily precipitation of Tibet debris flow

泥石流类型 \ 日雨量 (mm)	< 0.1	0.1 ~ 0.5	5.1 ~ 10.0	10.1 ~ 15.0	15.1 ~ 20.0	20.1 ~ 30.0	> 30.0	合计
降雨型		6.0	10.0	30.0	30.0	14.0	10.0	100.0
消融型	12.8	47.3	20.9	8.1	7.5	2.7	0.7	100.0
溃决型	12.5	50.0	25.0	12.5				100.0

由表 1-3 可见,消融型泥石流与降雨型泥石流不一样。在日降水量 10.0 mm 以下发生的达 80%,日降水量大于 10.0 mm 的只有 20%。但无降水情况下发生的并不多。表明少量的降水,对消融型泥石流发生是有利的。其原因在于,大量的降水过程,常伴之气柱大幅度的降温,而气温急剧下降,于冰雪消融不利。从降水的天气系统看,较大的降水,多有冷中心或冷槽的影响,在冰雪覆盖地区的降水,多以固态形式降落到地面,当日的降水不能参与径流而发生泥石流。只有在短历时的适量降水条件下,且为液态形式降落到地面,气柱温度不是太低,冰川的消融基流水加上一次短历时的液态降水补给量,同时液态降水释放的潜热又加强冰川消融,从而使洪峰水量增大。但是,在大量固态形式降水过程中,所降落到地面的新雪层,极易消融,残留时间很短,一旦天气转晴,气温回升,或有小雨,冰雪消融加强,在一至数日内,便有发生泥石流的可能,乃至形成较大规模的泥石流。如 1962 年 5 月 24 ~ 25 日,波密卡贡弄巴的冰川泥石流,其规模仅次于 1953 年和 1957 年,为较大的一次。泥石流发生前 3 天高原普遍有一次较大的降水降温过程。据林芝气象站资料,在 5 月 21 ~ 23 日三天的降水量,分别为 27.9 mm、13.2 mm、9.0 mm,三天的气温分别为 8.6 ℃、8.8 ℃、9.3 ℃。其中,21 日的降水量最多,气温最低。这几天卡贡弄巴并没有发生泥石流。但到 24 日,降水量仅 0.5 mm,25 日晴天,气温突然上升到 10.3 ℃和 13.0 ℃,分别比前一天上升 1 ~ 3 ℃,结果该沟发生了较大泥石流。这次泥石流,与当月前期多雨(10 ~ 24 日共降水 104.8 mm)和当日高温加上少量降雨有密切关系。当月林芝降水量比多年同期平均值多 57%,波密则比多年同期多 59%,前期大的雨雪,为泥石流的发生提供了大量的水源。

由表 1-3 可知,溃决型泥石流发生日的日降水量都小于 20 mm。为了看出泥石流发生日的降水量变化趋势,用公式 $P = \frac{m}{m+1}$,作日降水量的累积频率曲线(图 1-4)。

由图 1-4 可以看出,泥石流日降水量的变化曲线是很有规律的,激发降雨型泥石流的日降水量,最多可达 90 mm 以上,最少在 5 mm 左右。在波密加马其美沟的降雨泥石流观测中存

在日雨量少于5 mm的情况。降水量少于5 mm的,一方面前期降水多,另一方面,可能由于局地降水量大于观测站的记录的降水量之故。据资料分析,西藏地区激发降雨型泥石流的日降水量在10~40 mm的居多,个别场次的泥石流日降水量大于50 mm。激发消融型泥石流的日降水量,最多可以达30 mm左右。溃决型泥石流日降水量累积频率曲线与消融型泥石流曲线变化趋势是一致的,但是量级要小一些。两条曲线皆呈指数形式变化。由上述资料看出,5~10 mm左右的降水量,对消融型和溃决型泥石流的发生是有利的。

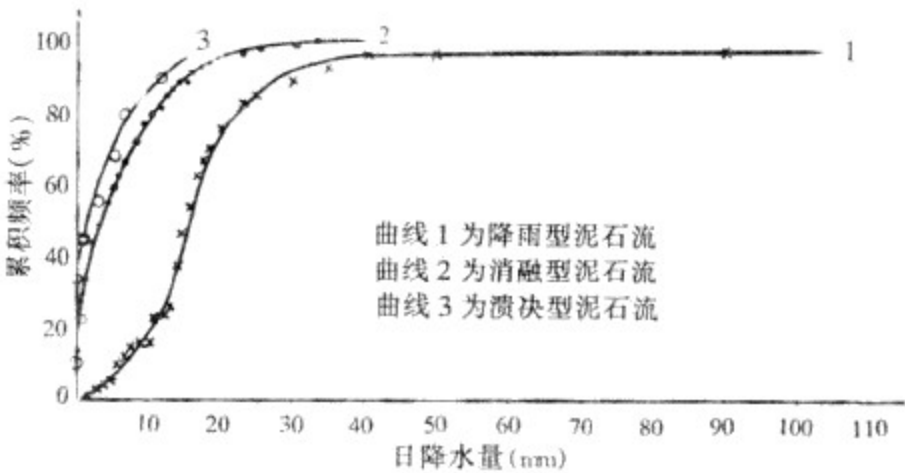


图 1-4 西藏泥石流日降水量累积频率曲线

Fig. 1-4 The cumulative frequency curve of daily rainfall of Tibet debris flow

降雨型泥石流,尤其是暴雨泥石流的激发条件,国内外某些研究者^[8~11]指出,泥石流的发生,与10分钟和1小时的强降雨量(雨强)有极密切的关系。如前所述,暴雨是由中尺度天气系统造成的。这类天气系统的尺度,一般只有数十公里,生命史只有几小时。而且暴雨集中的地区,比天气系统的尺度还要小得多^[6]。事实上,由暴雨激发的泥石流,常常是限制在极小的范围内,或是发生在某几条或一两条沟内。大面积上泥石流齐发的现象,在没有特殊的外因,如地震的作用下,一般是很少见的。即使在地形、物质、植被等许多条件都类似的同一地区,或相邻的沟谷,往往也并不在同一时间发生泥石流。而且,泥石流的整个过程,是非常短促的。一次泥石流过程,历时达数十小时的,从国内外的资

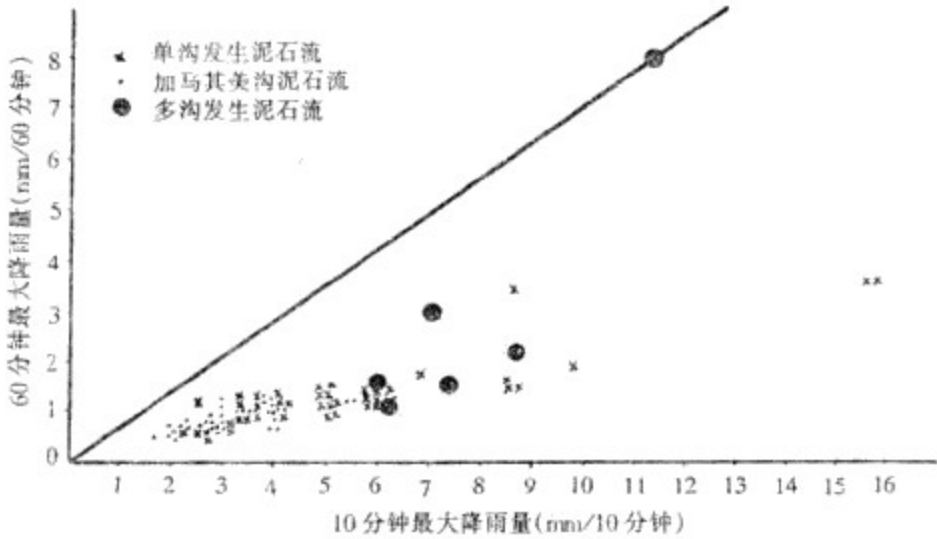


图 1-5 西藏部分泥石流降雨强度

Fig. 1-5 The rainfall intensity of some debris flows in Tibet

料来看,只有有限的几次。这些事实充分说明,强暴雨的局地性和短历时雨强对泥石流激发的作用。因此,研究短历时强降雨量与泥石流的关系,对于认识降雨型泥石流的激发机制至关重要。图1-5是根据已有的部分资料,点绘的降雨型泥石流的降雨强度。可以看出,除个别点子偏离较大而外,多数点子集中分布在1小时最大降雨量2~10 mm和10分钟最大降雨量0.5~3.5 mm范围内。此值范围,与暴雨参数计算值年最大1小时降雨量6~10 mm和10分钟最大降雨量2~5 mm基本相符合(见本书第11章)。由图1-5还可以看到,加马其美沟降雨泥石流的雨强,最大值与最小值两者相差悬殊,雨强小的特别多而集中。可见加马其美沟泥石流激发条件低。在日本^[8~11],激发泥石流的1小时雨强,一般都在30 mm以上,10分钟雨强在8~9 mm以上。我国金沙江河谷^①,激发泥石流的1小时雨强也在30 mm左右,10分钟雨强则在10 mm以上。

① 三滩泥石流观测试验组. 泥石流观测实验通讯(3). 1976

看来,西藏地区激发降雨型泥石流的雨强,一般情况下比上述地区都要小一些。之所以这样,主要原因有以下几点:其一,高大的青藏高原,由于它的“高”、“新”特点和复杂的气候气象条件,具有形成泥石流的有利地形和丰富的物质等条件;其二,以上所用资料,主要是雅鲁藏布江河谷和“三江”流域的泥石流资料,又以波密地区居多。这些地区,离孟加拉湾水汽源地近,水汽充足,加之有利的环流形势和地形条件,常常阴雨连绵,降水日数多。如波密最长连续降水日数可达54天之久,雨季月内降水日数可达25天之多。雨量、雨日多,空气潮湿,湿度大,蒸发量小,使土壤经常处于临界饱和状态,一遇有较大强度的降水,便可激发泥石流发生。加马其美沟是最典型的一例;其三,西藏气象台站稀少,且多设于谷地之中,离泥石流沟水平和垂直距离一般都较远,观测资料代表性差,也是影响降雨强度资料偏少的原因之一。降雨强度的大小,取决于空气的强烈上升速度。在高原内部地区,空气热对流特别强烈,上升速度大,因此,在地区差异上,雨洪泥石流地区短历时的雨强,一般都比波密地区大,甚至比暴雨泥石流地区也要大。尤其是10分钟雨强比较突出一些。根据以上资料分析,暴雨泥石流和雨洪泥石流地区,1小时雨强在6 mm以上,降雨泥石流地区,1小时雨强在8 mm以上,在物质充分具备的沟谷,便可激发泥石流。

消融型和溃决型泥石流,在无降水情况下也能发生。在有降水情况下,其发生时间与强降水往往不是同时伴生而有滞后现象,甚至滞后时间较长,且不像降雨型泥石流直接受短历时强降雨激发所支配。如1969年9月5日吉隆8号沟的冰川泥石流便是其例。在9月4~5日的一次强降水过程中,日喀则的日雨量达16.0 mm,最大1小时雨强12.4 mm,出现在4日21时~22时,最大10分钟雨强达6.1 mm。这是一次雨强较大的降水过程,但是8号沟当晚并没发生泥石流,而是在第二天发生的。

必须指出,由于西藏地形地势非常复杂,山脉走向、坡度、相对高差等都对降水尤其是强暴雨影响甚大。即使在同一天气形势下,各地的天气气候也相差悬殊。例如在珠峰地区,下午观测,几乎全为对流云所控制^[12],就是系统层状云侵入高原时,也有局地对流云(cb)发展。因此,夏季高原小范围的局地对流产生局地大(暴)雨是存在的。特别是地形对空间尺度小的短历时强降雨的激发作用是很显著的^[13]。西藏高原的天气系统,又具有尺度小、生命史短、变化快的特点^[14,15],地形对降水的影响则更为突出。这种尺度的天气系统产生的降水,一般雨势急,来势猛,历时短,强度大,尾雨历时不长,降水过程很快结束,且影响范围小。所以,研究短历时雨强与泥石流激发的关系,必须尽可能在靠近泥石流发生的地方布置雨量计,并正确测定其雨强才能得到可靠的结论。

1.2 泥石流与气温关系

西藏的泥石流,特别是冰雪消融型泥石流同气温关系密切,尤其与日均温的关系最密切。因此,这里主要分析日或月的均温与消融型泥石流之间的关系。关于冰湖溃决型泥石流和气温及降水的关系详见本书第8章第3节,这里从略。

一般说来,冰雪消融泥石流,多与冬春积雪和首场大(暴)雨有关,发生在气温回升的初夏,月均温并不是很高。泥石流对月均温反应不如日均温的变化敏感,如波密(海拔高度2736 m)1954年6月的月均温为15.1℃,7月为16.8℃,7月比6月高1.7℃。当年卡贡弄巴6月发生泥石流16场,7月只有11场。月均温低的6月反而比月均温高的7月多45%。1964年6、7月,该沟的泥石流也是同样的情况。冰川泥石流则多发生在月均温高的月份。

为此,以下着重讨论这类泥石流与气温的关系。

1.2.1 泥石流分布与年平均气温关系

西藏年平均气温水平分布,与年降水量水平分布基本相似,气温是由东南向北向西,随着海拔高度和纬度的增高而降低,藏东南年均温度最高,可达 16°C 以上。藏北、阿里地区年均温度最低,可达 -6°C 以下。本区降雨型泥石流,主要分布在年均温 0°C 以上地区。由于高原夏季是个热源,对低空加热作用十分显著,对气温分布产生很大影响。夏季,在海拔较高的雅鲁藏布江中、上游河谷的极端最高气温,比喜马拉雅山南坡海拔低的地区还要高。在昌都—林芝—泽当—日喀则一线,是夏季的高温地带。这条高温带,正位于青藏高压轴线的下方^[14]。高温带的南侧,是消融型和溃决型泥石流广泛分布的地区。冻融泥石流则分布在 0°C 以下的地区。

1.2.2 气温季节变化与泥石流关系

西藏气温季节变化明显,温度升降变化急剧^[15]。全区月均温最高是7月,最低是1月。但雅鲁藏布江中、上游河谷的拉萨、泽当、日喀则等地,由于雨季的影响,月均温最高出现在6月。5、6月是高原气温急剧上升时期,月际升温为 $4\sim 6^{\circ}\text{C}$ 。在同一高度上(500 hPa),高原5~6月的增温要比同纬度的其他地区大一倍,尤其是极端最高气温的上升幅度更大。如定日^[14]在 500 hPa 上,6月出现的极端最高气温达 7.7°C ,比5月(-2.8°C)上升 10.5°C ,比我国许多台站上升值都大得多。春末夏初的急剧升温,是本区气温的一大特点。泥石流月际发生频率,在6月出现跃变,特别是消融型泥石流,6月发生频率最高,显然与气温急剧上升,引起冬春积雪强烈消融也有直接关系。到9、10月,本区的气温骤然下降,月际降温一般 $5\sim 7^{\circ}\text{C}$ 。秋季降温过程,比春夏增温过程来得更快。由于气温下降,雨季撤离高原,泥石流活动也由西向东很快结束。

1.2.3 消融型泥石流日内发生时间

本区气温有强烈的日变化。一月气温日较差在 13.0°C 以上,7月气温日较差多在 12.0°C 以上。无论冬夏,气温日较差都比它四周低平地区要大一倍以上^[15]。气温在日出后急剧升温,日落后迅速降温。升温,一般到午后 $14\sim 16$ 时达最高值^①;降温,一般到日出前7时左右达最低值。午后气温最高,冰雪消融最强烈,是孕育消融型泥石流发生的有利时间。由于冰雪消融和径流汇集对温度有一段滞后时间,所以,冰川消融的最大径流,与日最高气温出现时间并不同步。前者落后于后者,落后时间长短与流域大小和状况有关。消融径流中固体物质的含量比,随水量增大而减少。输沙率最大时间,与洪峰最大流量不是同时出现,前者出现在洪峰之前。就泥石流的形成而言,水量太多,往往成洪水流,反而不能形成泥石流。因此,消融型泥石流日内发生时间,在一般情况下,既不是日最高气温时刻,也不是在洪峰最大的时刻发生,最多情况是滞后于最高温度后或最大洪峰出现之前最有可能发生。如波密卡贡弄巴两年观测资料统计(表1-2),泥石流发生最多是 $14\sim 16$ 时和 $20\sim 22$ 时。前者多与积雪消融有关,同高温时段关系密切;后者落后于高温时段6小时左右。从对比降水日变化规律可以看出,后者正好是降水量大幅度上升的时段,表明冰川泥石流与日均和降水日变化两者都有关。降水不仅增大基流,且将沟岸松散固体物质冲刷进入沟床参与一起运动,有利于泥石流的形成。泥石流各时段发生场次的多少,随气温日变化波动形式而不同。总的

① 西藏气象局拉萨气象台,西藏高原气温年变化、日变化和降水日变化的初步分析,1974

说来,消融型泥石流随温度的变化,比降雨型泥石流更有规律一些。但对于冰雪和降雨混合型泥石流,则规律性就不如单一的冰川泥石流好。

1.2.4 泥石流与日均气温关系

西藏日均温的升降变化,与降水历时和降水量有关,升温对应着无雨或昼晴夜雨短历时的阵性降水天气,降温对应着连续性大量降水天气。将泥石流发生日的日均温减去该月均温,如其差为正(负),视其为升(降)温条件。统计结果表明,消融型泥石流在升温条件下发生的占该型 80% 以上,降温条件下发生的不到 20%。由前面讨论(图 1-4)可以看出,升温天气条件下,冰雪融水产生的基流,加上一次 5~10 mm 短历时阵性降水量,急剧增长的径流,最有利于激发消融型泥石流发生。降雨型泥石流,升温条件下发生的占该型的 60%,降温条件下发生的占 40%。看来升温下的降水天气,对降雨型泥石流也是有利的。就温度与降水的关系而言,无论是降雨型泥石流,或是消融型泥石流,降水对泥石流的激发作用,应该是占着主导地位。统计资料中,即令日降水量达 30 mm 以上,日均温下降达 2℃ 多,仍可产生消融型泥石流就表明了这一点。从卡贡弄巴消融型泥石流观测表明,在强烈增温和降水齐来的天气情况下泥石流最容易发生。泥石流多发生在阴雨天气,在晴朗日丽的天气发生是很少的。

1.3 泥石流与大气环流型和天气系统的关系

如上所述,本区泥石流与降水和气温密切相关。降水和气温的变化,是受环流形势的演变和天气系统活动影响的。自然泥石流与环流和天气系统也存在着一定的关系。这里拟借用前人关于环流形势和天气系统的研究成果,对本区泥石流的发生作一些讨论。

分析大气环流和天气系统与地面天气实况的关系时,必须考虑层次的代表性问题。据研究^①,西藏上空 600 hPa 和 500 hPa 图,两层形势相对应的是 90% 左右。两层形势各对地面天气实况相对应的程度,则 600 hPa 图又比 500 hPa 图更好。600 hPa 图对地面天气实况相对应的达 90% 以上,这一层次的形势是地面天气实况最好的代表层次。但是 600 hPa 图受下垫面影响日变化大,有时反映天气系统的移动规律不如 500 hPa 图清楚。其它的研究^②指出,在西藏上空,反映天气系统和区域天气的最好层次是 400 hPa。但是,400 hPa 图上的小尺度天气系统,小范围的天气和浅薄的天气系统,则又没有 500 hPa 图清楚。而夏季西藏上空的天气系统,又具有尺度小、生命史短、变化快的特点,在实际大气环流观测和模拟实验^[16,17]中都得到了证明。西藏高原地形是高原天气系统发生、发展的重要内部因素。在高原中、东部,是中、小尺度天气系统产生发展的源地。又由于地形对中小尺度天气系统的作用特别显著^[13],容易形成短历时局地暴雨或阵性降雨,以至造成洪水灾害或发生泥石流。即泥石流在大的环流形势下往往是由于中小尺度的天气系统影响而发生,尤其是暴雨泥石流和雨洪泥石流更是如此,因为成灾暴雨都是由中小尺度天气系统造成的^[7]。因此,选用亚欧 500 hPa 图的环流形势变化和天气系统的活动来分析本区泥石流的发生,是一个比较有代表性的层次。

1.3.1 发生泥石流的环流型

大气环流的变化,是有阶段性的。为了研究和预报的目的,根据环流变化的不同阶段和

① 中国科学院兰州高原大气物理所.青藏高原及其邻近地区天气分析方法的对比研究.1975

② 西藏气象局拉萨气象台.盛夏西藏高原气候成因的若干讨论.1974

性质,把它划分成不同的环流型。环流型的划分方法和标准,与时空尺度的选择有关。我们采用成都中心气象台,在中短期天气形势预报中,把亚欧地区(北纬 $15^{\circ}\sim 60^{\circ}$,东经 $30^{\circ}\sim 130^{\circ}$ 范围内)的500 hPa环流形势,分成11种环流型(即T,Q,U,Wd,Wj,Ad,Aj,V,L,P,N等型)的原则和方法^①,普查亚欧500 hPa历史天气图,或每日天气图。根据以上分型的标准,把每场泥石流发生前一天20点的500 hPa环流型划分出来,然后按泥石流3种类型统计,分别算出各种环流型所占该类型泥石流总场次的百分比(%),列于表1-4。

由表1-4可知,降雨型泥石流发生前的环流形势,最主要是U和Wd型,共占总场次的50%以上。其次是Q,Ad,V和T型,共占总场次的40%左右。其他各型极少。据1976~1977两年6~8月的环流型统计^②,U型54次,Wd型26次,Q型36次,Ad型14次。此间波密加马其美沟的泥石流,在U型环流中发生的机率最高,为26次,达总场次的48%。在Wd型、Q型、Ad型环流中发生的分别是7次、10次、5次。其机率分别为27%、28%、36%,与表1-4中总场次的统计结果相符,这对于降雨型泥石流的预报是有实际意义的。据四川省1952~1975年5~10月182场强暴雨的500 hPa环流型统计^③,U型是88次,占总场次的48%。其次是Wd型28次,占总场次的15%。可以看出,西藏降雨型泥石流发生前的环流形势,与四川地区出现强暴雨的天气形势是一致的。

表 1-4 泥石流发生前一日 20 时亚欧 500 hPa 环流型 (%)

Tab. 1-4. The 500 hPa circulation type (%) of Asia-Europe at twenty o'clock of the day before debris flow occurring

泥 石 流 环 型	U	V	Wd	Wj	Ad	Aj	Q	T	P	L	N	合计
降雨型	37.4	8.5	20.4	0.8	11.0	0.8	12.7	6.8	0.8	0.8		100.0
消融型	26.0	17.2	27.1		8.7		8.8	14.8		2.4		100.0
溃决型	12.5	25.0					25.0	37.5				100.0

消融型泥石流发生前的环流形势,也主要是U和Wd型居多,共占总场次的50%以上,其次是V、T和Q型,共占40%左右,其他各型很少。

溃决型泥石流发生前的环流形势,是T,Q,V和U型,其中,T和Q型占总场次的60%以上。

U和Wd型。西藏高原有低槽或切变线,或有低涡活动,是夏季本区多雨的环流型,对降雨型泥石流十分有利。如前所述,消融型泥石流在有降水情况下发生的居多。所以U和Wd型下,对消融型泥石流也是有利的Ad型,是初夏西藏高原多降水的环流形势之一,于初夏降雨型泥石流有利。另外,Wd和Ad型分别与Wj和Aj型之间的不同,在于副热带西风环流,在高原上有无波动的差别。高原降水与副热带西风波动之间有密切关系^[18]。所以,由表1-4看出,西风带环流在高原上有无波动,对泥石流能否发生起着主导作用。平直西风环流,是不利于泥石流发生的。

夏季西藏高原为一“热岛”^[19],是强大热源所在^[20]。高原上空,高层为一稳定的暖高压,在150 hPa附近发展最强大^[21]。这个高压,是北半球副热带高压在亚洲大陆上的一环,控制范围最大、最稳定,脊线位置也偏北的暖高压。它与一般副热带高压的动力学性质和生成机

① 汪之义,四川省大中小结合制作中期天气预报的方法,1962

② 四川省“PMP”办公室,“强暴雨”系统分类统计,1977

③ 四川省成都中心气象台,每日天气形势广播稿

制都有不同,称之为“青藏高原”^[16]。高原中低层,是热低压,高度可达 500 hPa^[21]。在 600 hPa 上是一个东西长、南北窄的椭圆体形状的热低压带^[22]。它对应着高原上强烈的辐合上升气流区。热低压带南北侧各有一个狭长的高压带,对应着高层暖高压辐散下沉气流区。上升气流和下沉气流形成了高原南北侧各有一经向环流圈^[23]。两支下沉气流在低空向高原辐合产生强烈的上升气流,使 500 hPa 上的副热带高压发生断裂,分为西太平洋副热带高压(以下简称西太平洋高压或副高)和伊朗副热带高压(下简称西藏高压或伊高)^[23]。这两个高压是动力高压,强度随高度减弱。它对应着下沉气流和晴好天气。副高控制高原时,高原盛行西南气流。伊高控制高原时,高原盛行偏北偏东气流。西藏正处于这两个高压的断裂带上。副高是影响我国夏季天气的重要系统,它的活动或停滞,加强西伸或减弱东退,都对我国天气气候带来重大影响^[24]。在高层暖高压北侧西风的引导作用下,伊高加强东北伸展,控制高原上空时,为 Q 型(又称西藏高压型)。在高层暖高压南侧东风引导作用下,副高加强西伸,控制高原中、东部时,为 T 型(又称西太平洋高压型),这两种环流型,都会带来高原少雨天气过程,是夏季本区常见的两种少雨环流型^[25]。Q 和 T 型,各分为强弱二型。弱 Q 型往往是伊高东侧伸向高原西部或北部,在副热带西风槽后部冷空气南下的作用下,受高原阻挡,分裂成活动性高压单体快速向东移动的环流形势。西藏持续少雨天气一般在 5 天以下。当高压单体位置偏北或移入高原中、东部,高压的偏北气流与西南气流形成相当稳定的辐合,促使高原切变线形成,在本区东部和沿江地区产生强降水天气过程。所以,弱 Q 型对降雨型和消融型泥石流发生是有利的。强 Q 型是副热带西风槽在高原东侧加深发展成长波槽,槽后有冷空气南下,伊高加强北伸,发展特别强甚至深入西藏高原,控制整个高原上空的环流形势。此时,高原上空中低层的热低压环流遭到破坏,西藏高原上下层都是高压,这是一种少见的反常环流型,每年出现 1~2 次。本区持续高温少雨天气有 9~12 天,比弱 Q 型时间长。由于北面冷空气南下,在高原东部形成强降温过程,会产生大面积的霜冻,是一种高原夏季寒潮,对农业生产不利。在强 Q 型控制下,高原地面温度高,时间长,冰川消融特别强烈,是孕育冰川和冰湖溃决泥石流的重要环流形势。T 型是伊高偏南偏西,西藏高压东移与副高合并,或副高加强西伸,到高原中部或东部高原盛行单一的偏南气流的环流形势。此时,高原切变线位置偏北或者消失。其中弱 T 型是副高势力较弱,偏南的暖湿气流输入高原,空气湿热,多局地对流而降水,对于消融型和降雨型泥石流都有利。强 T 型是副高发展特别强盛,轴线位置于 25°N 以北,“588”位势什米线控制到 95°E 以西时,整个西藏上空为一暖高压控制,造成西藏中、东部出现特别高温少雨天气过程的环流形势。它是另一种少见的反常环流型。西藏持续高温少雨时间最长可达 20 天左右。强 T 型和强 Q 型,西藏高原地面温度都是升高的。强 T 型下,西部偏南气流把暖湿空气向高原输送,因而西藏高原低层温度和湿度都比强 Q 型高。以拉萨 19 时温湿度比较,T 型的温度比 Q 型高 2.8℃,露点温度比 Q 型高 5.4℃^[25]。由于温度高,湿度大,因此在 T 型下,局部地区可能因强烈对流面出现降雨天气过程,以至中雨^[25]。而少量降雨,对冰川泥石流和冰湖溃决泥石流的激发又起着一定作用。由此看来,强 T 型比强 Q 型更有利于冰川的强烈消融,是孕育乃至激发冰川泥石流和溃决型泥石流最重要的环流形势。如 1953 年 9 月 29 日和 1964 年 9 月 24 日波密卡贡弄巴的冰川泥石流,1964 年 9 月 26 日达门拉咳错的溃决型泥石流,都是在强 T 型环流形势下孕育并激发的。1972 年 7 月 23 日坡戈错冰湖溃决也是由前一天 V 型,转为当天的 T 型环流激发的。由于地面极端最高气温出现在副高控制的末期^[14],所以冰川泥石流和溃决

型泥石流,往往发生在 T 型或 Q 型环流过程的后期。

V 型是副高脊线位置或青海高压位置偏北,高原北部在高脊控制下,降水偏少。其东南部仍有少量降水,对消融型泥石流也有利。

泥石流的环流型按月统计结果,6 月泥石流以 Wd 型发生的居多,7 月以 U 型为多,8、9 月则以 Q 和 T 型的占多数,这与环流型演变有密切关系。因此,在泥石流预报中,要根据不同季节,考虑不同的环流型对不同类型泥石流活动的影响。

1.3.2 发生泥石流的天气系统

大气环流型,是在较大的空间范围内划分的天气形势。在同一环流型的天气形势下,不同地区的天气实况差别甚大,这是由于中小尺度天气系统影响的结果。即在同一环流型下,不同地区,影响泥石流发生的天气系统是不完全相同的。因此,有必要进一步分析各种天气系统与泥石流的关系。

我们仍然用亚欧 500 hPa 历史天气图或每日天气图,普查影响当场泥石流发生的天气系统,按泥石流的三种类型分别统计,算出各种天气系统所占该类型泥石流总场次的百分比(%),列于表 1-5。

表 1-5 泥石流发生前 500 hPa 天气系统[%]
Tab. 1-5 The 500 hPa weather system (%) before debris flow occurring

天气系统 泥石流	西风 低槽	切变线	低 涡	印 度 热低压	西藏 高压	西太平 洋高压	其 他	合 计
降雨型	21.2	33.8	22.1	5.1	4.2	5.9	7.7	100
消融型	19.8	43.2	7.4	1.2	21.0	3.7	3.7	100
溃决型			25.0	12.5	37.5	25.0		100

由表 1-5 知,影响降雨型泥石流发生的主要天气系统,是 500 hPa 上的高原切变线、低涡、低槽,三者总计要占该型的 70% 以上,其他的天气系统共计占 30% 以下。影响消融型泥石流发生的主要天气系统,是 500 hPa 上的高原切变线、西藏高压和低槽,三者占该型的 80% 以上。其中,以高原切变线最多,达 40% 以上。其他的天气系统共计占 20% 以下。这表明西藏降雨型和消融型泥石流的发生,与高原 500 hPa 切变线的活动关系最密切。切变线,是高原常见的天气系统,夏季高原切变线尤为明显。夏季高原切变线的生成和维持,与季风经向环流和高压西北侧的下沉气流紧密相关,与高层稳定暖高压动力作用分不开。由于西藏高原高层暖高压的顺时针下沉气流,对高原中低层热低压反时针上升气流的扭动,以及高原对南北两支气流的屏障作用,夏季在西藏高原中、东部经常存在着一条切变线。切变线平均纬度大约在 30°N ~ 35°N 之间。高原本身就是切变线的制造者^[26],切变线又是低涡生成的源地^[27]。所以切变线常有低涡发生发展,带来降水天气,因此,切变线是夏季高原中东部地区降水最重要的天气系统。切变线与西藏夏季降水分布配合十分一致。据“青藏铁路科研队报告”的统计,影响高原大暴雨最多的天气系统是切变线。如拉萨河流域 1959 ~ 1975 年的 245 场大暴雨(降水量 ≥ 25 mm)的 500 hPa 天气系统中,切变线是 90 次,占 37%;如果把西风切变、涡切变、南支横切变也算在内,则是 189 次,占 77%,可见切变线对高原降水所占的重要地位。因此,高原中东部地区降雨型和消融型泥石流,在切变线影响下发生的最多。又由于高原加热作用日变化,对流活动有强烈的日变化^[21],相应的气压场也有发生强烈的日变化。夏季高原低空在午后,低值系统加深,高压减弱,清晨则低值系统减弱,高压加