

东川蒋家沟泥石流沉积亚相组合特征*

崔之久¹, 冯金良^{1,2}

(1 北京大学城市与环境学系, 北京 100871; 2 河北省科学院地理研究所, 石家庄 050011)

摘要: 在自然界中, 泥石流形成环境、发育规律、空间分布等特征的演化和分异, 导致了不同时期、不同区域、不同沉积过程和不同沉积地貌部位泥石流沉积亚相组合的变异。该文拟在作者所建泥石流沉积模式基础上, 以蒋家沟为例进一步讨论泥石流亚相的组合及变异规律。此外, 初步探讨了夷平面解体后, 泥石流沉积在地貌回春不同阶段的发育规律。

关键词: 蒋家沟; 泥石流; 沉积亚相; 夷平面解体

中图分类号: P642.23

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2001)02-0002-05

Combination Features of Depositional Sub-facies of Debris-flow on the Jiangjiagou Valley, Yunnan Province

CU I Zhì-jiu¹, FEN G Jin-liang^{1,2}

(1 Department of Urban and Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871, China;

2 The Institute of Geography, Hebei Academy of Sciences, Shijiazhuang 050011)

Abstract: In the nature, due to the debris-flow developing under different environment and depositing various landform, it led to combination variation of depositional sub-facies on the different period, various regions and different depositional landform. On the basis of depositional model of debris-flow built by author, the combination and variation of depositional sub-facies of debris-flow on the Jiangjiagou valley, Yunnan Province, was discussed. The main features of debris-flow of Jiangjiagou are as follows: (1) the erosion layer (C) very developed; (2) the layer (B) of surface mud didn't run in succession; (3) the thickness of debris layer (A) is thin; (4) the layer (D) of floor mud developed weakly. The main combination of sub-facies is C-A-C and B-A-C.

Key words: Jiangjiagou valley; debris-flow; depositional sub-facies; deformation of the planation surface

引言

泥石流沉积亚相的划分及相模式的建立是泥石流和混杂堆积研究的一次重要突破, 其不仅为泥石流、冰碛、崩积、滑坡堆积等混杂堆积的成因类型划分及沉积环境的重建奠定了理论基础。同时, 比较沉积学的研究亦为有关我国东部第四纪环境、冰川等问题的解决提供了强有力的理论基础^[1]。

早期把冰碛、崩积、泥石流等重力流堆积均称为混杂堆积, 其原由在于该类堆积体不仅具有类似的沉积特征, 同时对其成因的判别是复杂和极其困难的。对其沉积相和模式的认识不足亦妨碍了该类堆积在沉积学、地层学及第四纪环境研究中的应用。同时, 此前仅限于对其沉积物、沉积结构的描述, 而缺乏系统的、科学性的抽象与概括, 所以有关泥石流沉积的研究一直处于停滞不前的状态。这种状况客观

* 收稿日期: 2001-03-21

中国科学院东川泥石流观测站资助项目(1999-2001)。

作者简介: 崔之久(1933-), 男, 教授, 博士生导师, 主要从事气候地貌与沉积等研究。

上阻碍了对泥石流自身和古环境重建的研究。古环境的重要信息通过载体记录或存在于沉积物中, 或通过沉积物特征和不同组合特征来揭示。混杂堆积不同成因的区分和模式的建立就成为一个研究重点。

本文第一作者在对冰川、泥石流、崩塌及滑坡等现代地貌和沉积过程系统研究基础上, 提出了泥石流沉积的相和相模式^[2]。该模式是对泥石流沉积系统的、科学的抽象和高度概括, 反映了泥石流堆积的最主要沉积特征和最普遍的规律性。但是, 在自然界中, 泥石流的发育时间、形成环境、发育规律、空间分布等特征的演变和分异, 导致了不同时期、不同区域、不同沉积过程和不同沉积地貌部位泥石流沉积亚相组合的变异。该模式的建立是以甘肃武都的资料为源地, 无论从降水、地质等自然条件均与云南东川有所不同。故本文拟在作者所建泥石流标准沉积相模式基础上, 以蒋家沟为例进一步讨论泥石流亚相的组合及其变异规律。这既显示了已有相模式的普遍意义和指导作用, 又表明次一级的区域分异。此外, 本文初步探讨了夷平面解体后, 泥石流沉积在地貌回春不同阶段的发育规律。

1 蒋家沟泥石流的发育背景和主要特征

1.1 环境背景

蒋家沟是小江下游直接汇入小江的一条支沟, 位于小江的东岸, 与小江近直角相汇。主沟长 12 km, 流域面积 47.1 km², 沟床纵坡降平均为 18%。流域内发育 178 条支沟, 小江沿小江深大断裂带发育成为一条典型的深切构造性河谷。河谷两岸及蒋家沟等支沟地形陡峻, 地形高差悬殊。流域内出露地层主要为前寒武纪的板岩、白云岩等^[3]。岩体极其破碎, 沟内崩塌、滑坡十分发育。泥石流发育的物源条件极为充足。区域最高地面为海拔 4 200~ 4 300 m 的相当于主夷平面的一级夷平面。在 3 000~ 2 500 m 和 2 000 m 皆有第四纪山前的平坦地面(剥蚀面)。野外调查发现, 本地区泥石流过程主要发育在 2 000 m 以下第四纪下切的沟谷中; 而蒋家沟已深切过各期地面直达 4 200 m 残留的狭窄的夷平面陡坎之下。

在气候上, 蒋家沟干湿季节明显, 垂直地带性显著。沟谷区年降水量约为 600~ 700 mm, 而高山地区降水量可达 1 200 mm。每年的 7、8 月份是泥石流的主要爆发期^[3]。据前人研究, 因其固体物质特别丰富, 并时常以倒石堆、冲积锥的形式集中分布在沟内坡麓, 只要有少量降水即可形成泥石流, 故称其为“土力型”; 以区别与以几十年一遇的大暴雨为诱因的“水力型”泥石流。因此其泥石流爆发频次较高, 而强度并不很大。

厚度 (cm)	剖面	符号	沉积类型	特 征	解 释
10~20		B	表泥层	砂、粉砂、黏土组成与下伏层逐渐过渡	后期泥浆铺盖或黏粒上浮沉积
30~200		A ₁	细砾泥石流层	与 A 同层, 但粒度小, 含细粒物质明显比 A 多	高流态快速沉积, 并有粒度分异作用
5~1 000		A	粗砾泥石流层	泥石流沉积主体, 分选差, 含各种泥石流运动及沉积结构、构造	高流态的快速沉积
5~20		D	底泥层	砂黏土组成, 块状层理, 与下伏层截然过渡, 一些层卷裹有树枝、叶及草	初期铺床过程沉积
10~50		C	冲刷层	主要由砾石组成, 类似河床相	经流水冲刷而再沉积

图 1 标准泥石流沉积相模式(崔之久, 1996)

1.2 泥石流的基本特征

据东川泥石流观测站的多年观测和研究, 蒋家沟泥石流流体容重在 1.5~ 2.3 t/m³ 之间, 最大可达 2.37 t/m³。浆体最大黏度值为 35 Pa·s, 一般为 3~ 15 Pa·s; 最大剪切值可达 3 000 m g/cm², 一般

在 15~ 400 m g/cm² 之间。在一次泥石流过程中, 流体性质在时空分布上是逐渐变化的。一般经过其形成早期的稀性泥石流—中期(主发期)黏性泥石流—晚期稀性泥石流三个阶段, 最终演变为高含沙洪水。此外, 蒋家沟以其多频次发育而著称, 最高年发育次

数达 28 次^[3,4,5]。

2 标准泥石流沉积相模式

第一作者主要在对甘肃武都地区泥石流沉积剖面研究基础上,综合、概括、统计建立了泥石流沉积的标准相模式^[2](图 1)。把泥石流沉积亚相划分为如下四类:

2.1 A 层(混杂层)

该层无分选,为每次泥石流堆积主体。一般厚 30~50 cm,局部厚可达 7~8 m。堆积体平面呈舌状,剖面呈透镜体;延伸范围达几十米至百米不等。

2.2 B 层(表泥层)和 C 层(冲刷层)

B 层和 C 层是一个过程的两个结果。当泥石流体停积后,沟床即恢复平水期水流并对泥石流层(A 层)进行冲刷,最后在 A 层顶部形成冲刷层;并导致层内缺少细粒物,而被冲刷的砾石部分则表现为初步的定向排列。冲刷层一般厚 20~30 cm,底部与 A 层逐渐过渡;其产状平面上多呈不等厚度的条状,有时局部会出现由较细的砂和细砾填充的透镜体,呈间断波状散布在同一层面上,此即板状透镜体,是冲刷层的一种变形。B 层和 C 层的意义是相同的,它们均标志着一次泥石流沉积旋回的结束。与此同时,被冲刷走的细粒物(粉沙、黏土等)则在沟谷下游相对低洼处堆积成表泥层;B 层一般在平面上呈不规则椭圆形,剖面上也呈透镜状,厚 0~20 cm;顶面平整而底面不太规则。

2.3 D 层(底泥层)

每一次泥石流过程中泥石流的容重是变化的,先期降水常出现把流域内地表细粒物质和枯枝树叶等裹胁而下填充在河床上,人们称之为“铺床”现象。其结果是形成底泥层,向上演变为 A 层。一般所见, D 层厚度 10 cm 左右,以细粒物质为主,间或夹有的枯枝树干为泥石流发育年代的测定提供物质材料。在上游强大的 A 层挤压下, D 层有的地段被切断而消失;有的地段被压挤而增厚(可达 30~40 cm)。但也常见可以延续几米的呈波状起伏的连续堆积层。D 层是泥石流沉积旋回的初始层,紧接其上是 A 层;再往上是 C 层 B 层,以此构成一个理想的泥石流沉积旋回,如图 1。所谓 D 层只不过有时含石量较小(<50%)、细粒物质较多而已,其与 A 层没有本质差别。

3 蒋家沟泥石流沉积亚相的组合

在特殊的环境背景和泥石流发育规律影响下,蒋家沟泥石流沉积在不同地貌单元形成的亚相组合有变异发生,但仍包含了标准相模式的主体^[6,7]。

3.1 泥石流堆积扇纵向亚相组合

从泥石流堆积扇纵向上看,蒋家沟堆积地貌单元可以划分为:(1)上游沟道淤积区;(2)泥石流台地漫流区;(3)扇顶堆积冲刷区;(4)扇中和扇缘主堆积区;(5)扇缘巨砾停积区,图 2。

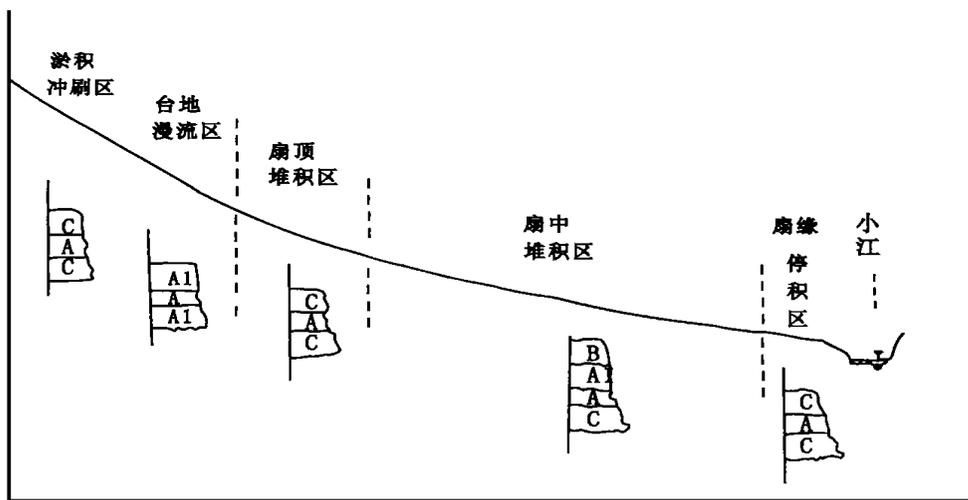


图 2 泥石流堆积扇纵向亚相组合示意图

(1) 上游沟道淤积区。由查菁沟、大凹子沟汇入蒋家沟主沟处向上游约 3 km 的带状主沟区为沟道淤积区。该区沟道较窄,两侧为山体所夹持,纵坡降

约 7%。地貌单元主要为淤积沟道和泥石流台地。淤积沟道为泥石流流通和淤积地貌单元。该区在泥石流发育期淤积,后期遭受冲刷。沉积亚相主要为冲刷

亚相(C)和泥石流堆积相(A)。

(2) 泥石流台地漫流区。该区在纵向上与沟道区分布相当, 在横向上则分布于沟道堆积区的两侧。沉积地貌单元主体为泥石流台地。泥石流流动过程中, 充满沟道后部分溢流到两侧的沟道旁, 并成带状展铺堆积而成泥石流台地。

台地泥石流沉积亚相主要为泥石流层(A)和较薄的细砾泥石流层(A1)。因泥石流以漫流形式堆积, 所以该堆积层面较平缓, 堆积厚度较薄, 较大漂砾常突出于堆积层面之上(照片1)。此外, 在该区常见环状结构, 较大砾石呈环状垂直于流线分布, 其成因与泥石流的结构性蠕动有关。

(3) 扇顶堆积冲刷区。该区位于泥石流扇顶部, 在此沟道展宽散流沟道分布较广。泥石流堆积和冲刷均较发育。

在该区泥石流快速堆积, 沉积分异不明显。沉积亚相主要为冲刷层(C)和粗砾泥石流层(A)。

(4) 扇中、扇缘主堆积区。该区为泥石流扇的主要组成部分, 同时亦是泥石流的主要堆积地。泥石流进入该地后, 沟道展宽, 沟床坡降变小, 约为5%。泥石流堆积存在一定程度的分异。亚相主体为粗砾泥石流层(A)和细砾泥石流层(A1)。

(5) 扇缘的巨砾堆积。该区位于泥石流堆积扇的末端, 沉积物主要为泥石流龙头所携裹的巨砾停积, 细砾及砂黏粒组分很少。沉积亚相主要为粗砾泥石流层(A)和冲刷层(A1)。

3.2 泥石流堆积扇横向亚相组合

在横向上, 蒋家沟泥石流堆积扇主要分为: (1) 扇间及扇缘洼地堆积区; (2) 扇轴主堆积区; (3) 沟槽

堆积冲刷区(图3)。

(1) 扇间及扇缘洼地堆积区。在蒋家沟主沟堆积扇与查菁沟堆积扇及大凹子沟堆积扇之间, 主沟不同期次堆积扇之间, 以及堆积扇扇缘地带常发育不同规模的扇间洼地。此沉积单元最主要特征是表泥层(B)发育。泥质组分主要来自浆体析出和周围表层冲刷带入。

(2) 扇轴主堆积区。位于堆积扇体的主轴线两侧的主堆积区, 沉积厚度最大。粗砾泥石流是该区域的沉积主体。细砾泥石流层(A1)亦较发育, 尤其是愈向下游细砾泥石流层(A1)愈发育。

(3) 沟道堆积冲刷区。该区是在主堆积区基础上, 后期稀性泥石流及平水期洪水冲刷改造从而形成沟道冲刷区。该区最大特点是冲刷层(C)发育。因冲刷沟道的多迁徙特性, 所以该类堆积常充填于早期扇轴主堆积体内, 以带状或舌状产出, 并破坏了A层的连续性(照片2)。

4 蒋家沟泥石流沉积亚相的发育及组合特征

从上述蒋家沟泥石流各沉积亚相分布及组合特征可以看出, 受其自身发育规律及沉积的空间分异影响, 蒋家沟泥石流沉积亚相组合具有特殊性。

4.1 亚相发育规律

(1) 冲刷层(C)比较发育。由于其爆发频率很高, 在稀性泥石流及平水期高含沙洪水的冲刷下, 冲刷层比较发育(照片4)。同样, 每年有多次沉积旋回发生, 所以巨旋回极易展现。

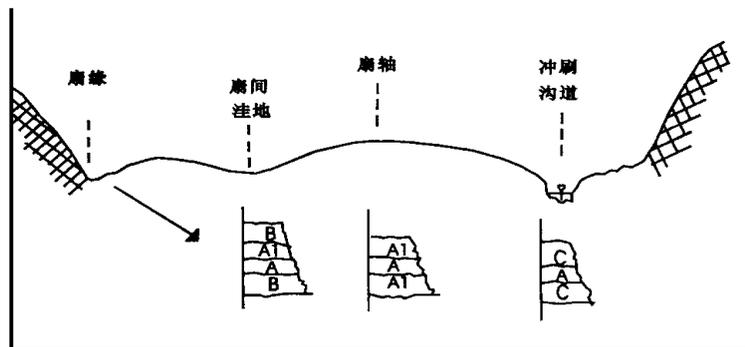


图3 泥石流堆积扇横向亚相组合示意图

(2) 泥石流混杂层(A)薄。从全沟情况来看, A层厚度多在20~30cm之间, 很少大于50cm。这与

武都基本上是50cm有明显的差异。这也是其多频性和低强度的结果。

(3) 表泥层 (B) 不连续。在蒋家沟泥石流堆积体中, 表泥层 (B) 的分布具有远胜于其他地区的明显的空间不连续性 (照片 3)。表泥层 (B) 主要分布在不同期次泥石流扇的扇间洼地、泥石流扇边缘及次沟与主沟交汇出。此外, 因泥石流停积后的浆体的析出, 表泥层时常呈不连续片状点缀于砾泥石流层的表面。这一现象的出现与底泥层的不发育有着相似的原由。

(4) 底泥层 (D) 不发育。从蒋家沟各地貌单元的不同沉积亚相组合可以发现, 泥石流堆积的底泥层 (D) 普遍不发育。其原因主要有两个方面: 其一是物源区因切割强烈松散风化层部分保存很少, 从而限制了沟谷中细粒组分的含量; 其二是每年爆发频率很高, 导致部分前期沉积很难保留。

4.2 亚相组合规律

从上述讨论可以看出, 蒋家沟泥石流沉积亚相组合规律与标准相模式在本质上是吻合的, 但也具有区域特性特征。C—A—C 组合与 B—A—C 组合构成亚相组合的主流。

5 夷平面解体后泥石流沉积相的发育规律

从大凹子沟及达朵台地古泥石流堆积来看, 古泥石流堆积的沉积亚相更为单一, 主要由粗砾泥石流层 (A) 构成; 从结构上来看, 悬浮结构为主体; 黏土及细粒组分含量较高。而现代泥石流多为叠置结

构或镶嵌结构, 黏土及细粒组分含量较低, 各沉积岩相均有发育。从沉积构造上来看, 不同期次现代泥石流具有明显的层次, 垂向和纵向均有一定程度的积积分异; 而古泥石流堆积则呈较为均一的巨厚层块状堆积, 层次性和分异都不明显, 且单层 (厚度达几米) 且 C 层不发育。这一现象的产生与夷平面解体后, 地貌回春不同发育阶段的沟谷切割程度、物源条件及古环境有密切关系^[8,9]。推测古泥石流发育在地貌回春的早中期, 在温暖潮湿气候条件下, 地形高差较小、沟谷切割较弱, 而夷平面上风化壳物源条件较为丰富, 有足够的黏粒组分参与泥石流过程; 从而决定流体黏度和结构性更为明显; 但发育强度大而频率较低。古今泥石流特征对比, 说明当时沟谷刚从 2 500~ 3 000 m 夷平面上下切, 切割深度小、坡度也较平缓; 有比较多的风化壳物质被剥蚀而参与泥石流组分。而频率较低、强度较大则说明当时沟谷两侧碎屑供应量较小, 山坡比较稳定, 并不象现代一样有大量松散碎屑物质供给, 进而出现所谓高频率的“土力型”泥石流。古今泥石流沉积特征及亚相组合的差异表明蒋家沟泥石流在近百万年到几十万年间, 地形由浅切割变到深切割; 泥石流由较低频率、较高强度和较大黏度演变到较高频率、较低强度和较小黏度的发育规律。古今泥石流沉积物特征、沉积亚相及组合特征的再深入研究可以揭示该区古环境演变更具体的过程^[10,11]。

参考文献

- [1] 施雅风, 崔之久, 李吉均, 等. 中国东部第四纪冰川与环境问题[M]. 北京: 科学出版社, 1989. 26~ 62
- [2] 崔之久, 等. 泥石流沉积与环境[M]. 北京: 海洋出版社, 1996. 46~ 57.
- [3] 杜榕桓, 康志成, 陈循谦, 等. 云南小江流域泥石流综合考察与防治规划研究[M]. 重庆: 科学技术文献出版社重庆分社, 1987. 249~ 254.
- [4] 吴积善, 等. 云南蒋家沟泥石流观测研究[M]. 北京: 科学出版社, 1990.
- [5] 周必凡, 等. 泥石流防治指南[M]. 北京: 科学出版社, 1991.
- [6] 崔之久. 沟谷泥石流及扇形地的沉积类型与形成机制[J]. 沉积学报, 1986, 3(2): 69~ 79.
- [7] 崔之久, 熊黑钢. 泥石流沉积相模式[J]. 沉积学报, 1990, 3(2): 128~ 140.
- [8] 何浩生, 何科昭. 滇西地区夷平面变形及其反映的第四纪构造运动[M]. 现代地质, 1993, 7(1): 31~ 39.
- [9] 宋方敏, 等. 小江活动断裂带[M]. 北京: 地震出版社, 1998. 22~ 75.
- [10] 谢又予, 等. 沉积地貌分析[M]. 北京: 海洋出版社, 2000. 54~ 71.
- [11] H. G. 里丁. 沉积环境和相[M]. 周明鉴等译. 北京: 科学出版社, 1985.



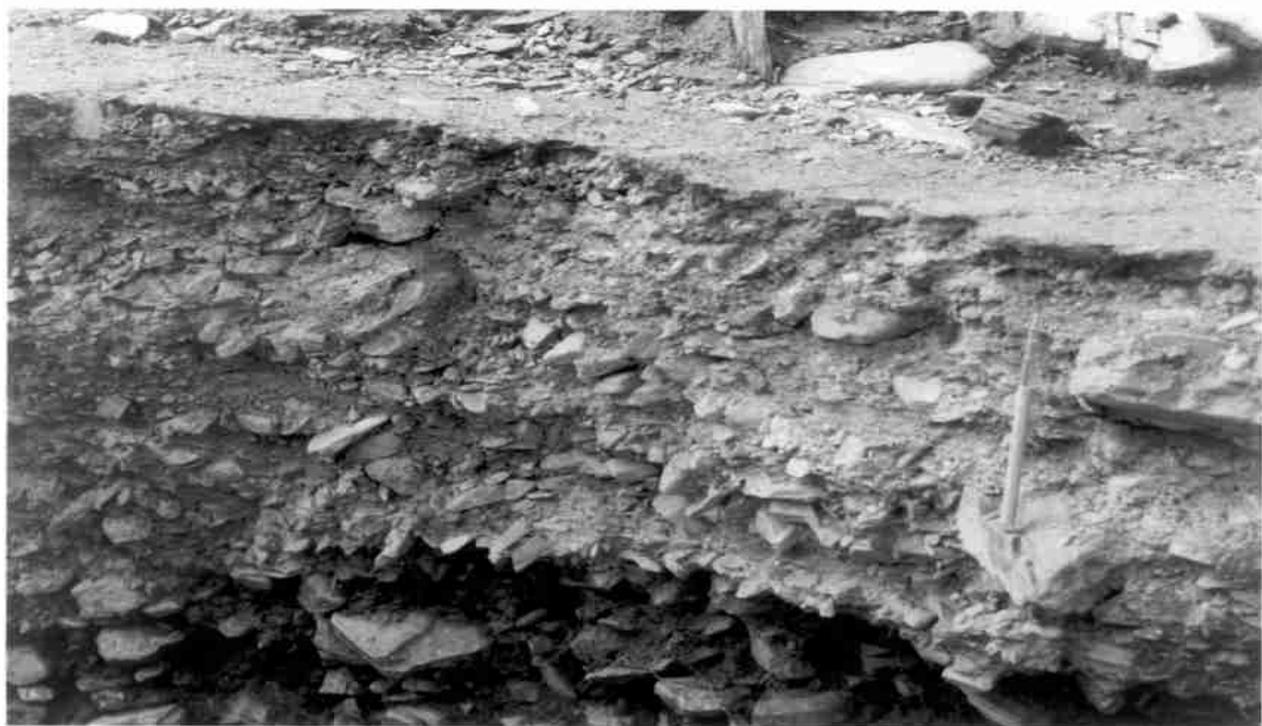
照片1 蒋家沟泥石流台地的漫流堆积



照片2 蒋家沟内冲刷沟道及沟侧发育的A层



照片3 蒋家沟泥石流堆积中的冲刷层（C）发育



照片4 蒋家沟泥石流堆积中的表泥层（B）

（注：所附照片均由崔之久拍摄）