

文章编号: 1000-0550 (2005) 04-0559-07

四川西昌邛海的浊流沉积初探

余 斌 章书成 王士革

(中国科学院成都山地灾害与环境研究所 成都 610041)

摘 要 鹅掌河位于邛海南岸,在近 15 年来泥石流和洪水不断地将泥沙从鹅掌河带入邛海,在邛海底部大量淤积泥沙,形成一由南到北(长 2 km),由低到高(平均高 2 m),由窄到宽(南岸宽 200 m,北岸宽 600 m)的水下堤,在邛海湖中连接鹅掌河河口堆积扇处还发现了的水下冲沟。湖底扇,水下堤和冲沟对于研究湖相和海相浊流沉积有一定的研究和应用价值。浊流特别是高浓度浊流在湖中的沉积模式研究对于湖底和海底地貌的变迁,湖盆和深海油气藏的发现都有一定的价值和意义。

关键词 泥石流 邛海 泥沙 水下堤 水下冲沟

第一作者简介 余斌 男 1966 年出生 研究员 博士 泥石流的形成、预报、运动和堆积及浊流沉积

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

1 前言

大量的研究表明在深海海底有普遍存在的浊流沉积。虽然在湖中更容易形成浊流(因为海水容重约 1.03 g/cm^3 ,而湖水容重约 1.0 g/cm^3),湖中的浊流沉积的发现要远少于海中的浊流沉积。我国的西南高原淡水湖泊,如四川省西昌邛海,四川云南交界的泸沽湖和云南省大理洱海等受周围河流和泥石流沟的影响,每年有大量泥沙在湖中沉积。泥沙在这些湖中的沉积除了一般的吉尔伯特三角洲^[1]模式外,泥石流或高含沙水流在湖中以浊流运动和沉积是这些高原湖泊泥沙沉积的另一特点。泥石流或高含沙水流进入湖泊后以高浓度浊流在湖底运动^[2, 3, 4],形成湖中水下冲积扇和冲沟^[3, 5],对于浊流在湖中的沉积模式,湖底地貌的变迁和油气藏的发现都有一定的意义。而高浓度和低浓度的浊流在湖岸线附近的沉积也要影响一般的吉尔伯特三角洲沉积模式^[6]。四川省西昌邛海南岸的鹅掌河是一条泥石流沟,由于自然和人为的因素泥沙被集中地排入邛海,近 15 年来的洪水和泥石流将大量泥沙输入邛海底部,造成了邛海水下地形的大幅度改变。本文以鹅掌河为例初步研究浊流在邛海的沉积特征。

邛海系地震下陷高原淡水湖泊,是四川省第二大天然湖,地理位置在东经 $102^{\circ}15' \sim 102^{\circ}18'$,北纬 $27^{\circ}42' \sim 27^{\circ}55'$ 之间,集水面积 307.67 km^2 。邛海—泸山

是四川省十大风景区之一,也是西昌市城市建成区的一部分。邛海被称为西昌市的“母亲湖”。2002 年邛海—螺髻山被列为国家重点风景名胜。1952 年西康省水利局实测邛海水下地形及湖周陆面地形图,湖面面积 31 km^2 ,最大水深 34 m,平均水深 14 m,蓄水量 $3.2 \times 10^8 \text{ m}^3$; 1988 年 4 月攀西地质大队曾量测了邛海水下地形。2003 年 8 月云南省环境科学研究所与昆明理工大学测绘技术研究所实测邛海水下地形,湖面面积 27.41 km^2 ,最大水深 18.32 m,平均水深 10.95 m,蓄水量 $2.93 \times 10^8 \text{ m}^3$; 根据 1962—2002 年邛海水位站资料,邛海历年最低水位 1509.05 m (1986 年 6 月 15 日,黄海基准水位,下同),历年最高水位 1511.77 m (1998 年 8 月 16 日),最大水位变幅 2.72 m。

鹅掌河位于邛海南岸,流域形状如同带蹼的鹅掌,因此得名。鹅掌河流域集水面积 50.14 km^2 ,河道全长 13.18 km,平均纵比降 119%。流域内雨量充沛,年降雨量超过 1000 mm,雨季始于 5 月止于 10 月,降水量占全年的 80% 以上,降雨多以暴雨的形式出现,一般历时在 6 小时左右。流域多年平均径流深 440 mm,多年平均径流量 $2.210 \times 10^4 \text{ m}^3$,多年平均流量 $0.7 \text{ m}^3/\text{s}$,枯水期流量为 $0.46 \text{ m}^3/\text{s}$ 。

鹅掌河流域地处康藏高原东南缘,横断山脉南段。由于受北西向则木河活动断裂与邛海断陷影响,流域下游为山前冲洪积地区,面积 2.2 km^2 ,长 4.33

km,纵比降 37‰。中上游为构造剥蚀,侵蚀中山区,面积 47.9 km²,长 8.85 km(上游长 6.4 km,中游长 2.45 km),平均纵比降 159‰(上游纵比降 187‰,中游纵比降 86‰)。河谷深切,斜坡陡峻。由于流域中上游地质破碎,坡面充满崩塌滑坡体,泥石流固体物质来源丰富,一旦有较大降雨,鹅掌河流域就可能爆发泥石流。

2 鹅掌河泥沙和泥石流

鹅掌河流域泥石流在 160 年来活动较少。从 1843 年到 1991 年只有屈指可数的几次大小不等的泥石流和山洪爆发,由于鹅掌河流域下游洪积扇有 2~3 km 宽,洪水(或泥石流)在扇面上散开,分成许多支流,支流的流量和流速较小,挟沙能力减弱,大量泥沙淤积在堆积扇上,进入邛海的泥沙也不多且较分散。1975 年开始在鹅掌河的下游修建河堤,将鹅掌河河水约束在 25~65 m 宽的河堤内。后来由于河床淤积,又增高河堤 4 次,前后修河堤总高度约 5 m。束窄的河道使河水有较大的单宽流量,能挟带大颗粒的泥沙,致使洪水爆发时大量泥沙随洪水而下,因此连年的洪水都将大量的泥沙带入邛海。在 1996, 1997, 1998 年更是连续 3 年爆发泥石流,冲毁近千亩农田,至今仍有 200 余亩农田未能复耕。1996 年在鹅掌河左侧支沟爆发粘性泥石流,大量泥沙淤积在河堤右侧外荒地上(该荒地用于每年初秋驻军坦克部队打靶)。泥石流继续向前运动但逐渐演变成稀性泥石流,一方面淹没河堤右侧农田,另一方面由河堤直接输送入邛海,整个泥石流爆发历时约 5 小时。1996 年泥石流在左侧支沟内(与主沟交汇处,距鹅掌河入邛海湖岸线约 3 km)的泥石流沉积物高约 4 m,沉积在宽约 90 m,坡度为 10% 的交汇口上。1997 年爆发泥石流与 1996 年泥石流相似,只是规模稍小,沉积物高约 3 m,沉积在宽约 60 m,坡度为 10% 的交汇口上。1998 年爆发的泥石流源于鹅掌河主沟,大流量的泥石流并没有沿河堤运动,而是冲出河堤,淤积在河堤右侧外荒地上,逐渐变成稀性泥石流淹没河堤右侧农田,同时在河堤内的泥石流也逐渐变成稀性泥石流直接流入邛海,整个泥石流爆发历时约 12 小时。1998 年泥石流在主沟内(与左侧支沟交汇处)的泥石流沉积物高约 2 m,沉积在宽约 200 m,坡度为 5% 的交汇口上。泥石流在主沟左侧的泥石流沉积物(距鹅掌河入邛海水线约 2 km)高约 1 m,沉积在宽约 400 m,坡度为 4% 的鹅掌河扇上。1998 年泥石流在

距鹅掌河入邛海湖岸线 580~950 m 的公路桥下游河堤宽 26 m,坡度为 1.3%,泥石流(稀性泥石流或高含沙水流)洪峰水深 1.75 m。上述 5 点的泥石流洪峰流速和流量可由泥石流流速计算公式^[7]得到:

$$V = K_c R^{2/3} i^{1/5} \quad (1)$$

式中: V 为泥石流平均流速 (m/s); i 为泥石流表面坡度,也可用沟底坡度表示 (%); R 为水力半径,当宽深比大于 5 时,可用平均水深 H 表示 (m); K_c 为粘性泥石流系数 (m^{1/3}/s),见表 1^[7]:

表 1 流速系数与水深对应表

Table 1 Flow velocity coefficient and the corresponding water depth

H/m	<2	2.50	2.75	3.00	3.50	4.00	4.50	5.00	>5.00
$K_c / (m^{1/3}/s)$	10.0	9.5	9.0	8.0	7.0	6.0	5.0	4.0	

泥石流流速也可由下式计算得到^[8]:

$$V = \frac{1}{n} g^{1/2} H^{3/2} C^{3/2} D^{6/5} i^{1/5} \quad (2)$$

式中为 n 无量纲系数, 0.1; g 为重力加速度 (9.81 m/s²); C 为泥沙的体积浓度; D 为泥沙中值粒径 (m)。

由流速,水深,流动平均宽度,泥沙体积浓度和泥石流爆发历时,可得泥石流洪峰流量和总输沙量:

$$Q = VHW \quad (3)$$

$$S = \alpha_0 QCT \quad (4)$$

式中 Q 为洪峰流量 (m³/s); W 为流动平均宽度 (m); S 为总输沙量 (m³); T 为泥石流爆发历时 (s); α_0 为总径流量修正系数 (0.25)。表 2 为公式 1-4 计算得上述 5 点的洪峰流速,流量和输沙量:

表 2 的流量计算中,泥石流流动宽度在堆积扇宽度的基础上加以修正得到,在支沟(与主沟交汇处,点 1, 2)的喇叭形出口泥石流流动宽度为堆积扇宽度的 1/2。在主沟(点 3, 4)堆积扇非常宽阔,泥石流流动宽度为堆积扇宽度的 1/3。公式 1 和 2 的计算结果非常接近,说明计算有相当的合理性。在主沟内的坡度由 5% 到 4%,再到 1.3% 逐渐减小,泥石流在如此的小坡度已开始淤积,因此流量逐渐减小也是合

云南省环境科学研究所,北京大学环境学院,中国昆明高原湖泊国际研究中心. 邛河流域环境规划总报告. 2004. 5. 17~19.

地矿部成都水文地质中心. 泥石流灾害防治勘查及综合治理规划报告(四川省攀西安宁河冕宁-德昌段鹅掌河). 1992. 12. 4~12

理的。在桥下游(点 5)处的流量突然变小是因为河堤内只是一部分泥石流,另一部分淤积在右岸外的扇上了。公式 1 和 2 是粘性泥石流流速计算公式,因此在计算桥下游(点 5)的稀性泥石流(或高含沙水流)流速时有出入,但以桥下游(点 5)的泥石流总输沙量为输入邛海的泥沙总量较为合理:鹅掌河泥沙在 1988—2003 年的 15 年内在邛海内的淤积仅水下堤就达 $7.19 \times 10^6 \text{ m}^3$ (关于水下堤和泥沙淤积详见下节),而平水年鹅掌河泥沙输入邛海量为 $4.96 \times 10^4 \text{ m}^3$,15 年总量为 $0.74 \times 10^6 \text{ m}^3$,仅为水下堤体积的 10%。1998 年泥石流输沙量为 1996—1998 年 3 次泥石流中最大,约 $0.7 \times 10^6 \sim 0.9 \times 10^6 \text{ m}^3$,为水下堤体积的 9%~12%。考虑到水下堤只是鹅掌河泥沙沉积的一部分,一般洪水的输沙量小于泥石流输沙量,1998 年泥石流的实际输沙量应比公式(1),(2)计算的桥下游(点 5)大。

表 2 泥石流流速,流量和输沙量

Table 2 Mudflow velocity, flux and sand quantity

点	1	2	3	4	5
位置	支沟,与主沟交汇处	支沟,与主沟交汇处	主沟,与主沟交汇处	主沟	主沟,桥下游
年代	1996	1997	1998	1998	1998
距邛海距离/m	3000	3000	3000	2000	580-950
坡度/%	10	10	5	4	1.3
水深/m	4	3	2	1	1.75
堆积扇宽度/m	90	60	200	400	26
泥石流流动宽度/m	45	30	66.7	133.3	26
泥沙体积浓度	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3
泥沙中值粒径/m	0.01	0.01	0.01	0.01	0.005
泥石流爆发历时/s	18000	-	43200	43200	43200
洪峰流速/(m/s,公式 1)	11.1	11.8	8.7	5.3	6.7
洪峰流速/(m/s,公式 2)	11.5	10.5	8.2	6.3	5.1
洪峰流量/(m^3/s ,公式 1)	2004	1064	1163	700	277
洪峰流量/(m^3/s ,公式 2)	2075	944	1089	843	230
总输沙量/($\times 10^6 \text{ m}^3$,公式 1)	3.6	-	5.0	3.0	0.9
总输沙量/($\times 10^6 \text{ m}^3$,公式 2)	3.3	-	4.2	3.6	0.7

1996, 1997 和 1998 年泥石流在距鹅掌河入邛海湖岸线约 2~3 km 时为粘性泥石流;但在距邛海湖岸线约 1 km 及进入邛海时已演变为稀性泥石流或高含沙水流,其泥沙的体积含量仍有 30%。从 1843 年到

1991 年只有约 6 次(1843 年, 1949 年, 1957 年, 1968 年, 1985 年和 1991 年)泥石流爆发,而 1996—1998 年连续爆发 3 次泥石流,因此鹅掌河泥石流爆发的频率,由原来的低频率,现在有逐渐增多的趋势。除了泥石流外,每年爆发的洪水也能将大量泥沙输入邛海。在雨季,即使是规模不大的一般降雨引起的河水涨水也能在束窄的河道中挟带大量的泥沙,在邛海中以浊流运动。而在雨季的小降雨过程和旱季的降水则不能形成有较大容重差的浊流在湖中运动很远距离(枯水期流量为 $0.46 \text{ m}^3/\text{s}$,且在入湖前分为 2-3 个支流)。

3 浊流在邛海的沉积

邛海湖面面积由于邛海四周河流的泥沙输入日渐减少已有目共睹(有部分面积减小是 30 年前的围湖造田造成的)。流域面积在 2 km^2 以上的河流有 8 条,其中官坝河最大(121.60 km^2),鹅掌河次之。除鹅掌河外,这些河流的泥沙来源主要是坡面侵蚀(官坝河泥沙有相当大一部分来源于 1958 年修建的水库在 1960 年溃决后带入下游并淤积的泥沙,现在这部分泥沙已基本被搬运入邛海),随着退耕还林的逐步推广完善,这些河流进入邛海的泥沙量已大量减少。而鹅掌河则完全不同。鹅掌河流域内的泥沙来源于重力侵蚀,与植被覆盖情况关系不大,主要原因是地质条件差,崩塌滑坡体多,加上人为因素(如毁林开荒,修建河堤,开采沙石等),使洪水和泥石流将大量的泥沙集中地带入邛海,造成了难以逆转的湖面缩小,湖底泥沙淤积。如图 1 为 2001 年和 2004 年邛海在鹅掌河河口的湖岸线图。2001 年地形图为西昌市国土局测量鹅掌河河口 1:500 地形图,2004 年地形图为本项目测量鹅掌河河口 1:500 地形图。在 120 m 对照线上,平均湖岸线被推进 35 m;由于 2001 年水面高程为 1510.36 m 而 2004 年水面高程为 1510.03 m,相差了 0.33 m,因此图中还给出了 2004 年高程为 1510.36 m 的湖岸线,相比 2001 年同一高程湖岸线,在 60.9 m 对照线上,平均湖岸线被推进 6.7 m,每年平均 2.2m。在现在的河口段平均坡度 0.32° ;说明河口段非常平。如图 2 为 1988 年^[9],2003 年邛海水下地形图 和断面对比图。图中有两个明显的水下堤由南到北贯穿邛海湖,一条为官坝河

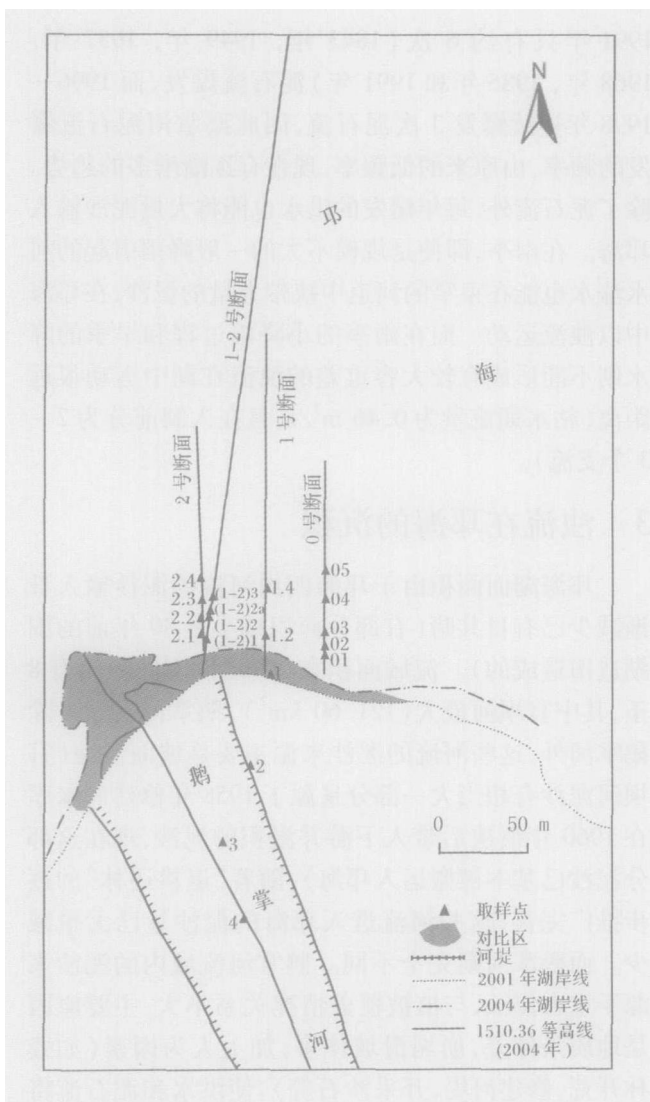


图 1 邛海在鹅掌河河口的湖岸线图

Fig 1 Lakeshore of Qionghai Lake at Goose Foot River

(也因河堤而集中排沙入邛海)泥沙所为,由北到南(长 1 km),平均高 2 m,由窄到宽(北面宽 100 m,南面宽 200 m);另一条为鹅掌河泥沙所为,由南到北(长 2 km),平均高 2 m,由窄到宽(南岸宽 200 m,北岸宽 600 m)。1988年的水下地形图虽然较 2003年水下地形图粗糙,但也能看出邛海湖底较平,没有大的地形起伏,更没有水下堤,因此推断 2003年发现的水下堤是近 15年来所形成的。水下堤平均淤积高度 5.46 m,断面(A—A')淤积面积 17 964 m², 15年淤积的水下堤(平均 400 m宽)体积 7.19 × 10⁶ m³。洪水和泥石流将泥沙带入邛海,不仅淤积在河口堆积扇水下部分,而且含沙量很高的洪水或泥石流还潜入邛海底部,形成浊流在邛海底部继续运动。当河水容重大于 1.001 g/cm³而湖水容重为 1.0 g/cm³时就可能发生

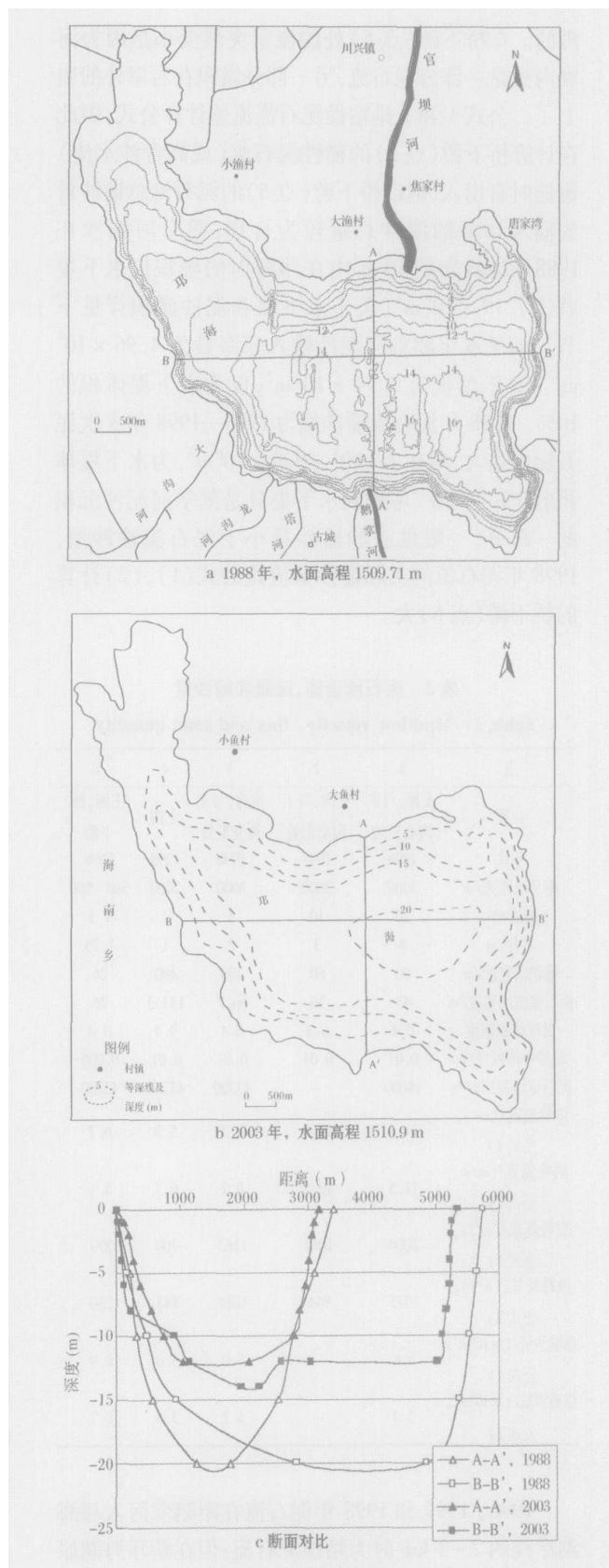


图 2 1988年和 2003年邛海水下地形图

Fig 2 Underwater maps of Qionghai Lake in 1998 and 2003

浊流;当河水容重大于 1.013 g/cm^3 而湖水容重为 1.0 g/cm^3 时浊流就可以保持稳定运动很远的距离;而对于更高容重的河水(高含沙洪水或泥石流)在湖中则可形成高浓度浊流,这种浊流在坡度很小的海底可运动数百甚至上千千米^[10]。云南省断陷湖泊滇池、洱海和抚仙湖都有浊流沉积,其中以抚仙湖浊流运动最为显著,最远的沉积距浊流发生地达 9 km ,前缘最终沉积在很小的缓坡或反坡上^[3, 11]。根据调查在 1996—1998 年发生泥石流时,在鹅掌河入邛海前的扇上稀性泥石流的泥沙体积含量约 30%,而爆发洪水时泥沙体积含量约 10%~20%,这样的泥沙含量足以使浊流保持形态在湖中长距离地运动。

在浊流形成水下堤的同时,浊流(特别是高浓度的浊流)也能在湖底侵蚀,沉积形成湖底河道^[3, 5]。相类似的深海海底浊流自形成河道的最新研究表明,在亚马逊河(Amazon)、密西西比河(Mississippi)、孟加拉(Bengal)、印度河(Indus)、恒河(Ganges)的海底扇^[12, 13, 14, 15]中都有这种河道。这些河道宽 $50 \sim 125 \text{ m}$,深 $1 \sim 5 \text{ m}$;河(道)堤宽 $150 \sim 300 \text{ m}$,高 $10 \sim 50 \text{ m}$;河道蜿蜒延伸可达数千千米。由于河道的迁移性和蜿蜒性,整个扇面布满了这种河道。河道断面的泥沙颗粒直径也具有分选性:河道内沉积的主要是沙($> 0.0625 \text{ mm}$),而河堤沉积的主要是泥($< 0.0625 \text{ mm}$),因此河道砂体内很可能藏有石油。海底扇河道的发现引起了有关学者和石油公司的浓厚兴趣,但对海底扇河道的形成机理还不清楚。近期的研究第一次在实验室中得到了这种河道^[16]的所有 3 种类型,即侵蚀型,侵蚀—沉积型和沉积型河道^[17],但对河道的形成机理仍不清楚。2003 年邛海水下地形测量后,潜水员进入湖中考察鹅掌河河口附近湖底时,发现了一条水下冲沟,其上游就是鹅掌河在邛海前的堆积扇。这条冲沟可以是湖底河道的起源,这已在实验中得到证明^[16]。形成这种侵蚀型河道的坡度约 16%,随着坡度的降低,又会形成侵蚀—沉积型河道,进而在小坡度下形成沉积型河道。邛海在鹅掌河河口的水下断面的平均坡度为:0(湖岸线)~15 m:4%;15~25 m:21%;25~55 m:5%;55~70 m:12%;70~310 m:3.3%。水下断面的坡度远大于鹅掌河扇上坡度说明泥石流和高含沙水流不仅在鹅掌河流入邛海后可以在水下运动,而且还会加速运动。在邛海近岸边也有陡坡存在,因此浊流可以在邛海中形成侵蚀型河道(冲沟),再形成侵蚀—沉积型河道,进而在小坡度下形成沉积型河道。

浊流在湖岸附近的沉积还会改变一般的吉尔伯特三角洲沉积模式,使前积层的倾斜坡度大为减小,这只需要一般的小容重的浊流就可以做到^[6]。邛海在鹅掌河的水下扇上的前积层的倾斜坡度仅为 5%~21%(一般应为 $30^\circ \sim 35^\circ$,也即 58%~70%^[19])也证明了浊流对三角洲沉积的影响。图 3 为鹅掌河入湖前扇上,湖中顶积层和前积层的取样品颗粒级配曲线。在入湖前扇上取样时选河道边表面均为细粒覆盖处,连同表面往下 10 cm 深取样。在湖水中取样也为湖底到湖底以下 10 cm 深取样。由于湖水水深的限制,未能在底积层取样(最大取样深 4.3 m ,而底积层应在水下 $6 \sim 8 \text{ m}$ 以下)。从入湖前扇上到湖中顶积层和前积层,沉积的颗粒粒径逐渐减小,扇上的 $D_{50} = 0.1 \sim 8 \text{ mm}$,顶积层的 $D_{50} = 0.06 \sim 0.25 \text{ mm}$,前积层的 $D_{50} = 0.035 \sim 0.075 \text{ mm}$,颗粒粒径随取样点往湖心逐渐减小(入湖前扇上,0—2 样和 2,4 样除外)。扇上颗粒粒径分布很广,从粗粒(接近漂砾)到粘土,各样品之间差别也大($D_{50} = 7.9 \text{ mm}$)。顶积层颗粒粒径分布较广,从粗粒到粘土,各样品之间差别中等($D_{50} = 0.19 \text{ mm}$)。前积层颗粒粒径分布较窄,从粗沙(只有极少的巨沙)到粘土,各样品之间差别很小($D_{50} = 0.04 \text{ mm}$)。扇上样 3 距湖岸线 96 m ,样品泥沙中砾石 66.4%(最大粒径接近 40 mm),沙 29.7%,粉沙 2.8%,粘土 1.1%。砾石磨圆度很好,距表层不到 10 cm ,因此推测样 3 是 2003—2004 年的鹅掌河洪水沉积而不是 1998 年的泥石流沉积。由于泥石流具有比洪水更强的挟沙能力,因此泥石流能挟带更粗的泥沙,如粗砾($< 64 \text{ mm}$)甚至漂砾($< 256 \text{ mm}$)到扇上,进而流入邛海,在湖底沉积。湖中顶积层和前积层沉积的颗粒粒径较一般吉尔伯特三角洲顶积层和前积层沉积颗粒小是由于鹅掌河泥沙的沉积造成的,因为在常流时河口流量很小且有 2~3 个分支,只能挟带少量小颗粒的泥沙入邛海,因此河水容重接近于 1.0 g/cm^3 而与湖水几乎相同,不能形成浊流在水下运动。此时河水在河口发生三向混合作用,从而引起沉积物大量快速地沉积在河口地区,使得湖中顶积层和前积层沉积的颗粒粒径变小。

4 讨论

鹅掌河泥石流和洪水将大量泥沙带入邛海,为研究浊流,特别是高浓度浊流在湖泊中的沉积提供了一个良好的机会,但当地的环境恶化的代价是巨大的。沿鹅掌河修建河堤的目的是保证附近地区居民和农

田不受泥石流和洪水的侵犯并且将泥沙排到下游,这在许多地方是适宜的。但面对下游是“母亲湖”的邛

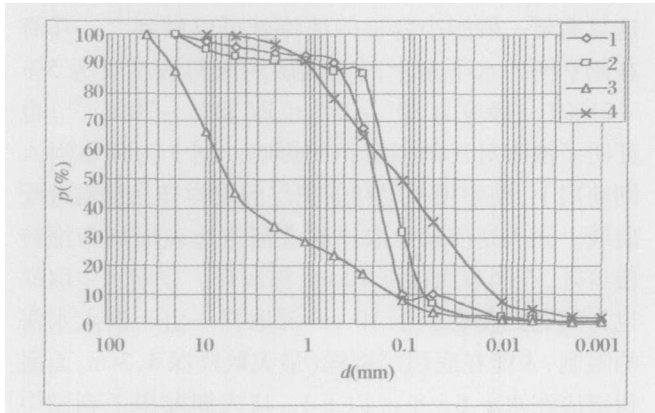
海,这种方法是不完全可取的,这是一个只要发展(生存)而不顾环境的例子。在 2003 年水下堤(鹅掌河)处水深仅 12 m 的地区在 1988 年时水深为 20 m,加上测量时水位的因素,在 15 年内淤积了 8.29 m,平均每年淤积高度约 0.55 m,泥沙淤积以 1996、1997 和 1998 三年泥石流输入的泥沙最多。水下堤和湖底扇为研究湖中高浓度浊流沉积甚至海底高浓度浊流沉积提供了很好的野外观测研究机会,相比在深海中研究高浓度浊流沉积要经济和可行得多。水下冲沟的发现为湖底河道沉积和海底河道沉积研究提供了同样经济和可行的野外原型观测研究条件。任何大尺度的实验研究深海海底扇和海底河道,其尺度都较深海中的原型尺度小 3~4 个数量级,因此实验研究受到很大的局限。湖底扇和湖底河道比深海扇和河道只小 1 个数量级左右,既可以作为深海扇和河道的参考对比,也避免了在深海中研究的大量经费投入,又可以研究浊流的湖相沉积,是理想的浊流沉积研究对象。

鹅掌河泥石流和洪水将泥沙带入邛海,在邛海中沉积和形成水下堤对邛海的保护极为不利,但却为研究湖底(深海海底)扇和湖底(深海海底)自形成河道的研究提供了野外观测和研究的机会,这些研究反过来又可为保护邛海和治理鹅掌河提供依据。高浓度、低浓度浊流和与湖水等容重河水在不同时期交替出现在鹅掌河河口,特别是 1988—2003 年的 15 年间的湖底沉积形成了邛海水下扇,水下堤,水下冲沟和小前积层的倾斜坡度与小颗粒粒径的顶积层,前积层沉积的吉尔伯特三角洲沉积,对于研究湖相和海相沉积有一定的研究和应用价值。目前对深海海底扇和河道的研究正成为一个新的热点,也是科学界和石油工业关注的焦点之一。邛海水下扇,水下堤和 underwater 冲沟的研究将有助于研究深海海底扇和海底河道的沉积。浊流特别是高浓度浊流在湖中的沉积模式研究对于湖底和海底地貌的变迁,湖盆和深海油气藏的发现都有一定的价值和意义,也是今后研究工作的重点。

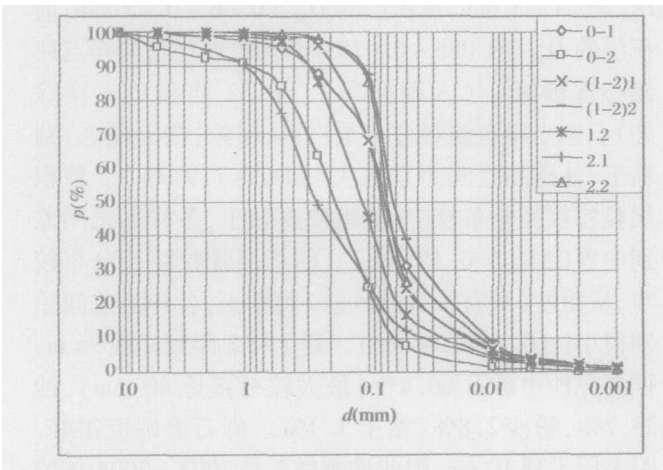
致谢 本文的研究工作得到了四川省西昌市邛海管理局,四川省凉山州国土局,四川省西昌市人大常委会副主任吴少林,四川省凉山州防汛办主任肖斌,西昌市侨联副主席朱江燕等的大力支持和提供的有关资料,在此一一表示感谢!

参考文献 (References)

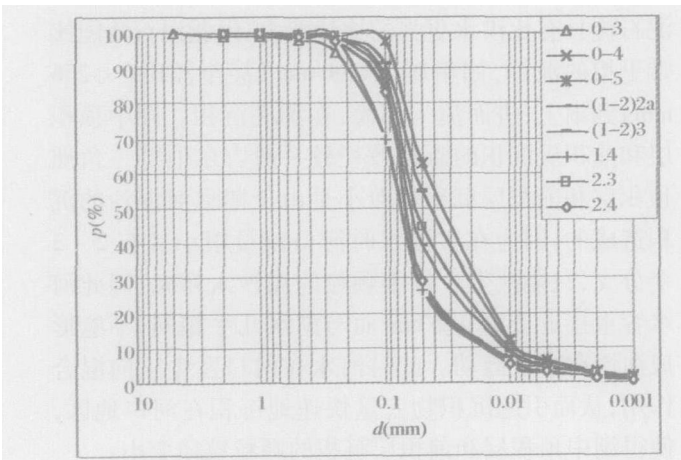
1 Gilbert G K Lake Bonneville Mon USGS, 1, 1890. 438



a 入湖前扇上



b 顶积层



c 前积层

图 3 鹅掌河入湖前扇上,湖中顶积层和前积层取样颗粒级配曲线

Fig 3 Particle distributions of the fan of Goose Foot River, topset and foreset in the Lake

- 2 方光迪,唐川,吕星,杨文辉. 泸沽湖大鱼坝沟泥石流及其防治问题. 云南滑坡泥石流防治研究, 第三卷. 1996. 42 ~ 48 [Fang Guangdi, Tang Chuan, Lu Xing, and Yang Wenhui. The debris flows and their prevention issue of Dayuba Gully of Lugu Lake. Research on the Prevention of Landslides and Debris Flows in Yunnan Province, P. R. China, Vol 3. 1996. 42 ~ 48]
- 3 中国科学院 (南京地理与湖泊研究所, 兰州地质研究所, 南京地质古生物研究所, 地球化学研究所). 云南断陷湖泊环境与沉积. 北京: 科学出版社, 1989. 459 ~ 468 [Chinese Academy of Sciences (Nanjing Institute of Geography and Limnology, Lanzhou Institute of Geology, Nanjing Institute of Geology and Paleontology and Institute of Geochemistry). Environments and Sedimentation of Fault Lakes, Yunnan Province Beijing: Science Press, 1989. 459 ~ 468]
- 4 余斌, 王士革, 章书成, 孟国才. 鹅掌河泥石流对四川邛海影响的初步研究. 湖泊科学, 2006. 18 (1) [Yu B, Wang S, Zhang S, and Meng G. Pilot research on the effect of Goose Foot River debris flows on Qionghai Lake, Sichuan, China. Journal of Lake Sciences, 2006. 18 (1) to be published]
- 5 孙永传, 郑浚茂, 王德发, 李蕙生. 湖盆水下冲积扇——一个找油的新领域. 科学通报, 1980, 17: 799 ~ 801 [Sun Y, Zheng J, Wang D, and Li H. Alluvial fan in the lake—a new domain for searching oil. Sciences Bulletin, 1980, 17: 799 ~ 801]
- 6 Kostic S, Parker G, and Marr J. Role of turbidity currents in setting the foreset slope of clinoforms prograding into standing fresh water. Journal of Sedimentary Research, 2002, 72 (3): 353 ~ 362
- 7 王继康. 泥石流防治工程技术. 北京: 中国铁道出版社, 1996. 61 [Wang Jikang. The Technology of Debris Flows Prevention Engineering. Beijing: China Railway Press, 1996. 61]
- 8 Yu B. "Velocity of viscous debris flows" Proceedings of Eighth International Symposium on River Sedimentation, Cairo, Egypt, 2001. 3 - 5 November, 39 ~ 41
- 9 金相灿, 等. 中国湖泊环境, 第三册. 北京: 海洋出版社, 1995. 238 ~ 251 [Jing Xiangcan, *et al*. The Environments of Lakes in China, Vol 3. Beijing: Ocean Press, 1995. 238 ~ 251]
- 10 钱宁, 万兆惠. 泥沙运动力学. 北京: 科学出版社, 1980. 448 ~ 491 [Qiang Ning, and Wang Zhaohui. Dynamics of Sediment Movement. Beijing: Science Press, 1980. 448 ~ 491]
- 11 孙顺才, 张立仁. 云南抚仙湖现代浊流沉积特征的初步研究. 科学通报, 1981, 11: 678 ~ 681 [Sun Shunca, and Zhang Liren. Pilot research on modern sediment in the Fuxian Lake in Yunnan province. Chinese Science Bulletin, 1981, 11: 678 ~ 681]
- 12 Pimez C. Growth of a submarine meandering channel-levee system on Amazon Fan: Ph. D. thesis, Columbia University, New York, 1994. 587
- 13 Pimez C, and Flood R D. Morphology and structure of Amazon channel. In: Flood R D, Piper D J W, Klaus A, *et al*, eds. Proceedings of the ODP, Initial Reports, 155, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1995. 23 ~ 45
- 14 Schwenc K T, Spei V, H üscher C, and Breitzke M. Frequent channel avulsions within the active channel - levee system of the middle Bengal Fan—an exceptional channel - levee development derived from Parasound and Hydrosweep data: Deep-Sea Research II, 2003, 50: 1023 ~ 1045
- 15 Twichell D C, Kenyon N H, Parson L M, and Mcgegor B A. Depositional patterns of the Mississippi Fan surface: Evidence from GLORIA II and high-resolution seismic profiles. In: Weiner P, and Link M H, eds. Seismic Facies and Sedimentary Processes of Modern and Ancient Submarine Fans. Springer-Verlag, New York, NY, 1991. 349 ~ 364
- 16 Yu B, Cantelli A, Marr J, Pimez C, and Parker G. Experiments on Self-Channelized Subaqueous Fans Emplaced by Turbidity Currents. To be published
- 17 里丁 H G. 沉积环境和相. 北京: 科学出版社, 1985. 142 ~ 145, 495 ~ 502 [Reading H G. Sedimentary Environments and Facies. Beijing: Science Press, 1985. 142 ~ 145, 495 ~ 502]
- 18 霍坎松 L, 杨松 M. 湖泊沉积学原理. 北京: 科学出版社, 1992. 126 ~ 128 [Hakanson L, and Jansson M. Principle of Lake Sedimentology. Beijing: Science Press, 1992. 126 ~ 128]

A Preliminary Study on the Deposition of Turbidity Currents in Qionghai Lake, Sichuan, China

YU B in ZHANG Shu-cheng WANG Shi-ge

(Institute of Mountain Disaster and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041)

Abstract Goose Foot River is located in the south of Qionghai Lake, Sichuan, China. Huge sediment was carried into Qionghai Lake by debris flows and floods of Goose Foot River in recent 15 years. The sediment deposited in the lake and formed an underwater levee in the lake. The underwater levee is 2km in length, 200m (along south coast) to 600m (along north coast) in width and the average 2m in height. A channel was found in the lake in 2003 and it was connected with the fan of river. It will be helpful for the research of deposition in lake and deep sea. Research on turbidity currents, especially high density turbidity currents will have special meaning not only for the geomorphology of lake and deep sea, but also for the seeking the hydrocarbon in lake and deep sea.

Key words debris flow, Qionghai Lake, sediment, underwater levee, underwater channel