

作者更正

本文:

王璞珺,许伟东,陈海潮,衣健,王寒非,唐华风,王文华,武成智. 2020. 长白山天池火山千年大喷发期后火山泥石流沉积特征及其源-汇响应关系. 岩石学报, 36(9): 2893-2910

第四作者应为衣健,而非衣键.

长白山天池火山千年大喷发期后火山泥石流沉积特征及其源-汇响应关系*

王璞珺¹ 许伟东¹ 陈海潮¹ 衣键¹ 王寒非^{2,3} 唐华凤¹ 王文华¹ 武成智⁴

WANG PuJun¹, XU WeiDong¹, CHEN HaiChao¹, YI Jian¹, WANG HanFei^{2,3}, TANG HuaFeng¹, WANG WenHua¹ and WU ChengZhi⁴

1. 东北亚生物演化与环境教育部重点实验室(吉林大学), 吉林大学地球科学学院, 长春 130061

2. 坎特伯雷大学地球与环境学院, 基督城 8053

3. 南京大学计算机科学与技术系, 南京 210023

4. 长白山天池火山监测站, 吉林省地震局, 安图 133613

1. College of Earth Sciences, MOE Key Lab. for Evolution of Past Life & Environment in NE Asia, Jilin University, Changchun 130061, China

2. School of Earth and Environment, University of Canterbury, Ilam road, Christchurch 8053, New Zealand

3. Department of Computer Science, Nanjing University, Nanjing 210023, China

4. Monitoring Station of the Changbaishan-Tianchi Volcanos, Jilin Earthquake Administration, Antu 133613, China

2020-05-21 收稿, 2020-07-22 改回.

Wang PJ, Xu WD, Chen HC, Yi J, Wang HF, Tang HF, Wang WH and Wu CZ. 2020. Characteristics and source-sink response of the Lahar deposits in Changbaishan-Tianchi volcano and adjacent area following the Millennium Eruption. *Acta Petrologica Sinica*, 36(9):2893–2911, doi:10.18654/1000-0569/2020.09.17

Abstract Lahars generated from the Tianchi crater lake in the Changbai Mountain area include coarse-grained lithic and fine-grained pumice deposits. They were transported along the Erdaobaihe River and Songhua River systems from the nearest Sanhe waterpower station being 40km away from the crater, through Fengman Dam (360km) and Jilin City (380km) to the far most Xiaobaiqitun 450km away from the crater lake. All the way along the lahar flows left behind widespread lahar deposits in the region. There are two explanations concerning formation of these volcanic lahar deposits. Firstly, they were formed by a sudden release of the giant lake water caused by dam break during the Millennium Eruption (ME) which occurred about CE 946 ± 3 in the Changbaishan-Tianchi volcano, and all the pyroclastic materials were transported and deposited by the same off flood event. The second is that the lithic and pumice lahar deposits were separately formed by two episodes of transportation and deposition events after the ME. The question with the two models is that the water was not considered, i. e. whether or not there was any water in the crater lake at that time during the ME and how could the water accumulate. And more so, The latter scheme potentially avoided, to some extent, the sediment source, hydrodynamic condition and the mechanism on the transition that led to frequent inter bedding of the lithic and pumice lahars, those are, of course, important factors concerning depositional process of the lahars. We challenge the above explanations and researched in detail the well-known examples of the so-called classic lahar successions outcropped in the Shuitian Village which is 57.73km northwest from the Tianchi crater. We found that there are steady state of inversely back-striping relationship between the source denudation area and the sedimentary accumulation process. That is to say, both coarse debris in diameter 32 ~ 500mm and fine debris of 0.0625 ~ 16mm, their components change in upward sequence is as follows. The fragments in the lower part of the section are mainly pumices which are located on top in the source. Going up there is a significant increase in compositions of trachyte and basalt which lie under the pumice deposit in the source. And the detrital components in the upper part are vein diabase and basement rhyolite which are situated in the deeper horizon in the source part. In addition, Sedimentary structure and lithofacies associations show that the lower and upper pumiceous lahar deposits are fine-grained, well-sorted, well stratified and horizontally bedded, indicating fluvial and terminal fan facies formed in a relatively stable environment of downslope flow runoff. While the coarse-grained lithic lahars in the

* 本文受吉林省科技厅科技发展计划项目(20170101001JC)和国家自然科学基金项目(41472304,41790453,41972313)联合资助。

第一作者简介: 王璞珺,男,1959年生,教授,博士生导师,主要从事盆地地质和火山岩储层、沉积学和火山学的研究与教学, E-mail: wangpj@jlu.edu.cn

middle part are poorly stratified, and are diluvial event deposits that were most likely caused by sudden flooding. The frequently occurred scour surfaces in the sequence indicate that the water current may have periodically rapid increase. From bottom to top, the scale of the scour surfaces changes from small to large and then back to small, indicating paleo-current fluctuations of water flow regime. In order to figure out water storage of the Tianchi crater lake, We modeled and calculated the relationship amongst precipitation, evaporation, surface runoff, average permeability of the volcanic architecture as a whole and the water storage velocity in the lake based on the Darcy's Law and the principle of mass conservation. The results indicated that when the average permeability of the volcanic architecture was higher than 6mD (Millidarcy). Water would all leak out, and there was no water accumulation condition in the Tianchi crater lake, even if the precipitation minus evaporation went up to 2000mm/year in the region. When the precipitation minus evaporation was about 1500mm/year, the average permeability of the volcanic architecture needed to be below 4mD, and the Tianchi crater could collect the present volume of water in at least 200 years. When the precipitation minus evaporation was about 1000mm/year, the average permeability of the volcanos should be below 2.5mD, and the Tianchi crater could collect the present water volume within at least 200 years. By comparing sedimentary sequence of the lahar deposits with the calculated results above, we proposed an alternative explanation for the formation of the lahar sequence in the Tianchi region. (1) This is a post-ME interbedding sequence of fluvial background and diluvial event deposits. The fluvials were down flow runoff or river deposits and the event deposits could be caused by sudden release of the Tianchi crater lake water. (2) The background sediments on the lower part may correspond to the continuous water accumulation process in the Tianchi lake following the ME, which may last over 200 years. The upper background sedimentation may correspond to the stable stage of the river system and landform which were gradually close to the present situation. Taking into account of the growth age of *A. Les lolophylla maxim* (CE 1749-1768) recorded by the old tree rings on the north and the west slopes of the volcano. Because coniferous plants are fairly sensitive to stability of water system and geomorphology, we preferably inferred that the stable state of the environment in Tianchi region may be no later than CE1700's after the ME.

Key words Millennium eruption of the Changbaishan-Tianchi volcano; Permeability of volcanic rocks; Mathematical simulation/modelling of water storage in crater lake; Lithic and pumice lahar deposits; Response from source to sink

摘要 源于长白山天池地区的火山泥石流沉积可分为粗碎屑岩块(岩屑)泥石流和细碎屑浮岩泥石流,它们沿二道白河和松花江水系搬运的路径为从距天池火山口 40km 的三合水电站经过丰满大坝(360km)和吉林市(380km)到小白旗屯(450km),形成广泛的沉积区域。这两类火山泥石流的沉积成因有两种解释:一是形成于千年大喷发同期,是由一次性洪水事件搬运和沉积形成的;二是形成于千年大喷发期后经过多次搬运和沉积的产物。两个模式的共同问题是都没有考虑天池当时是否有水及其蓄水过程。后一模式在某种程度上,还回避了导致岩屑与浮岩两类泥石流频繁互层的沉积物源和水动力条件以及二者的转换机制,而这恰恰是关于泥石流沉积成因的基本要素。通过重新研究火山泥石流经典剖面(位于天池西北 57.73km 的水田村),作者发现本区火山泥石流沉积存在明显的物源剥蚀区与沉积堆积区的反剖面关系。即无论是粒径 32~500mm 的粗碎屑还是 0.0625~16mm 的细碎屑,成分自下而上(或沉积早期到晚期)呈现规律性变化:剖面下部的碎屑成分以浮岩为主(浮岩在物源区位于顶部),向上粗面岩和玄武岩明显增多(在源区它们位于浮岩之下),而沉积序列上部的碎屑成分是在物源区处于较深层位的岩脉辉绿岩和基底流纹岩。整个序列碎屑成分的沉积分异特征明显。沉积构造和岩相组合特征显示,该火山泥石流剖面的下部和上部碎屑粒度细、分选较好、成层性好、水平状层理发育,主要表现为环境较为稳定的以地面径流为主的河流相和末端扇相背景沉积;中部粒度粗、成层性差、主要表现为突发性洪水作用导致的洪积相事件沉积。沉积序列中频繁出现的冲刷面构造指示水流强度曾出现周期性的快速增加。自下而上冲刷面规模由小变大再变小,指示水流强度由弱变强再变弱。为了探讨天池的积水条件和蓄水过程,作者基于达西定律和质量守恒原理,模拟计算降水量、蒸发量、地表径流量、火山机构整体的平均渗透率和天池积水速率之间的关系。结果显示,当天池火山机构平均渗透率高于 6mD(毫达西)时,天池地区降水量减蒸发量即使高达 2000mm/y,水亦会全部渗流而出,因此天池不存在积水环境。当降水量减蒸发量小于 1500mm/y 时,则天池火山体平均渗透率需要小于 4mD,天池才可能在 200 年之内集满现今的水量。当天池降水量减蒸发量小于 1000mm/y 时,天池火山体平均渗透率需要小于 2.5mD,天池才可能在 200 年之内集满现今的水量。将水田村火山泥石流沉积序列与天池蓄水过程计算结果加以对比,我们提出本区火山泥石流沉积序列的另一种成因解释:(1)这是形成于千年大喷发之后的以地面径流或河流为主的背景沉积与洪水导致的突发性事件沉积互层的序列;上部和下部的细碎屑层主要表现为背景沉积,中部的粗碎屑岩块泥石流主要表现为洪流事件沉积。(2)下部的背景沉积可能对应于天池千年大喷发之后的持续积水过程,时间可能不少于 200 年;而上部的背景沉积则对应于本区的水系和地貌逐渐稳定并接近于现今条件的稳定型河流沉积。结合天池北坡和西坡古老树木年轮指示的沙松冷杉生长年代(公元 1749-1768)同时考虑松柏类植物对水系和地貌稳定性较为敏感等因素,推测上部沉积环境趋于稳定的时间应该不晚于公元十八世纪初。

关键词 长白山火山千年大喷发;火山岩渗透率;天池积水数学模拟;岩屑和浮岩泥石流;源-汇响应

中图法分类号 P317

近年在长白山天池及邻区钻探了一系列深浅不一的钻孔,最长达 4500m。揭示的地层序列自下而上可分为五个构

造层序:①前新生界基底构造层。②更新世造台-造盾期洪泛玄武岩与湖沼相泥质沉积岩互层,侧向和或垂向过渡为穹

隆状、盾状粗面岩、安山岩和玄武岩组合。③全新世造锥期碱流岩、黑耀岩、熔接凝灰熔岩和紫红色玄武质火山渣锥。④公元946年前后形成的千年大喷发火山碎屑堆积物。⑤千年大喷发期后火山碎屑物再搬运和沉积形成的各种火山泥石流堆积物和坡积物及浮岩质土壤(王璞琚等, 2020^①)。其中的前新生界基底、更新世和全新世三个构造层构成了本区火山地貌基岩的主体,属于火山地貌的基岩建造期。上部的两个火山碎屑堆积物层是表层火山地貌建造与改造的产物。栾鹏等(2009)用数字高程模型地形分析技术,钱程等(2014)用地形参数分析方法,分别建立了相关地貌参数与地面地质条件的耦合关系。他们的研究结果显示,天池地区的地形地貌受火山喷出物类型、喷发与堆积方式及其分布特征的控制作用十分明显。晚更新世冰川作用(张威等, 2008)导致了长白山天池及邻区火山地貌的强烈改造,并形成了U形谷、冰斗、雪融洼地和冰川槽谷及冰碛垄等典型冰川地貌(裘善文等, 1981; 裘善文, 1990)。新生代以来,本区火山地貌的建造与改造作用一直都是在持续进行的,因此天池地区的地貌通常可以划分为火山地貌、构造地貌和冰川地貌等几种基本成因类型(吕弼顺等, 2005)。于公元946年前后长白山天池火山发生的强烈爆炸型超普林尼式喷发通常被称为千年大喷发,所产生的火山碎屑喷出物体积大约为 $96 \pm 19\text{km}^3$ 至 172km^3 (Wei *et al.*, 2013; Xu *et al.*, 2013; Pan *et al.*, 2017)。火山泥石流是火山碎屑物在重力和水流作用下次生搬运和沉积的主要形式。它不仅会导致次生火山灾害(万园等, 2011),其堆积体也是火山地貌的重要类型(Cheong *et al.*, 2019)。金伯禄和张希友(1994)指出火山泥石流及倒石堆作为一种火山-沉积相主要发育于长白山及望天鹄破火山口的陡壁或陡坡上。刘祥和向天元(1997)对源于长白山天池的火山泥石流进行了系统研究,绘制出二道白河火山泥石流堆积物沿松花江水系的分布图,详细研究了距天池火山口22~450km主要火山泥石流剖面的成分和沉积学特征(包括沉积构造、粒度分布、分选和磨圆等)。刘祥等(2000)还描述了沉积物分布特征与河成阶地等地貌单元的关系,同时对水田村火山泥石流剖面也进行了详细刻画。刘祥等(2000)认为距天池火口32~83km的岩屑和浮岩火山泥流是千年大喷发期一次性搬运和沉积形成的,水体源于冰雪融化并可能与天池水汇合。聂保锋等(2009)根据距离火山口远近不同堆积物所展现的不同特征,将长白山天池火山泥石流分为碎屑流相、过渡相和超富集流相,认为这些热的火山泥石流是伴随天池火山千年大喷发而形成的。Yi *et al.* (2019)注意到本区火山泥石流序列通常位于千年大喷发火山碎屑流(pyroclastic flow)沉积层之上,尤其是岩屑和浮岩两种主要泥石流类型既有侧向相变关系又有垂向叠置关系,这些特点难以用千年大喷发同期一次性洪水事件的成因模式加以解释,因此提出了火山泥石流形成于千年大喷发期后由两期泥石流事件搬运和沉积的成因模式,认为浮岩泥石流是千年大喷发相关的火山碎屑流与突然释放的水混

合而形成的,而岩块泥石流可能与历史时期的天池湖水溃坝有关。然而,上述两种成因模式都没有考虑千年大喷发时天池是否有水及其积水过程。事实上,杨清福等(2018)根据精确测定的湖底地形推断,现今的天池破火山口形成于千年大喷发时期之后,在天池西侧形成一个喷火口,东侧形成一个熔岩丘,天池湖底存在5个较大的破火山口内壁垮塌堆积区,但在湖底未见熔岩流。Wang *et al.* (2020)用三维可视化技术展示出天池湖底地貌的立体影像。这些结果说明,千年大喷发期及其之后的火山活动曾经使得天池火山地貌发生了显著的建造和改造作用。天池湖底是由破火山口壁内垮塌堆积物构成的,因此天池湖底对水的密封作用应该不是以熔岩封堵为主才使之不漏水的。这就意味着,火山泥石流的千年大喷发同期泄洪成因模式,实际上是假设在此之前曾经存在一个跟现今天池相当的积水洼地(因为现今天池的集水凹陷是千年大喷发期及其之后才形成的;而且,即便是漫山遍野的冰雪融化也需要有汇水洼地和围堰才能够形成突发性洪流)。这一隐含的假设条件迄今还尚无证据能够证实。另一方面,Scott (1988)对圣海伦火山泥石流沉积层的研究结果显示,同一次洪水事件形成的碎屑沉积物,其粒度和成分会随着离物源区距离的增加而呈现某种形式的分异现象。通过重新研究作为火山泥石流经典序列的水田村剖面,作者发现这种分异作用在研究区也是存在的,但却是发生在同一剖面的垂向序列中,指示的是随时间的分异而非随距离的分异。本区火山泥石流沉积存在明显的物源剥蚀区与沉积堆积区的反剖面关系(物源区地层自下而上ABC,沉积区成分呈现CBA反序关系)。具体表现为,剖面下部的碎屑成分以浮岩为主,向上粗面岩和玄武岩明显增多(在源区它们位于浮岩之下),沉积序列的上部出现在物源区位于较深层位的岩脉辉绿岩和基底流纹岩。整个序列碎屑成分的分异特征明显。这些现象用现有模式也是无法理解的。Manville *et al.* (2019)总结从1980年到2009年三十年间全球典型火山喷发实例中火山碎屑沉积物的源-汇关系,指出火山喷发期后的次生沉积响应能够产生比原生喷发更剧烈、更广泛和更长期的地貌和环境影响。为进一步揭示本区火山泥石流沉积的形成过程,作者重新研究水田村的火山泥石流沉积序列、模拟计算天池积水条件和蓄水过程,研究物源剥蚀与沉积堆积二者的耦合关系,探索岩屑与浮岩两种类型泥石流垂向叠置的沉积学机制。

1 研究区概况

长白山天池及邻区地处中国吉林省东南部和朝鲜两江

① 王璞琚, 衣键, 秦胜伍, 王寒菲, 武成智, 唐华风, 陈海潮, 许伟东, 孙松, 田有, 单玄龙, 赵容生, 赵建华. 2020. 长白山天池火山地质结构演变与外因触发次生灾害风险评估. 长春: 吉林省科学技术厅科技报告, 1-124

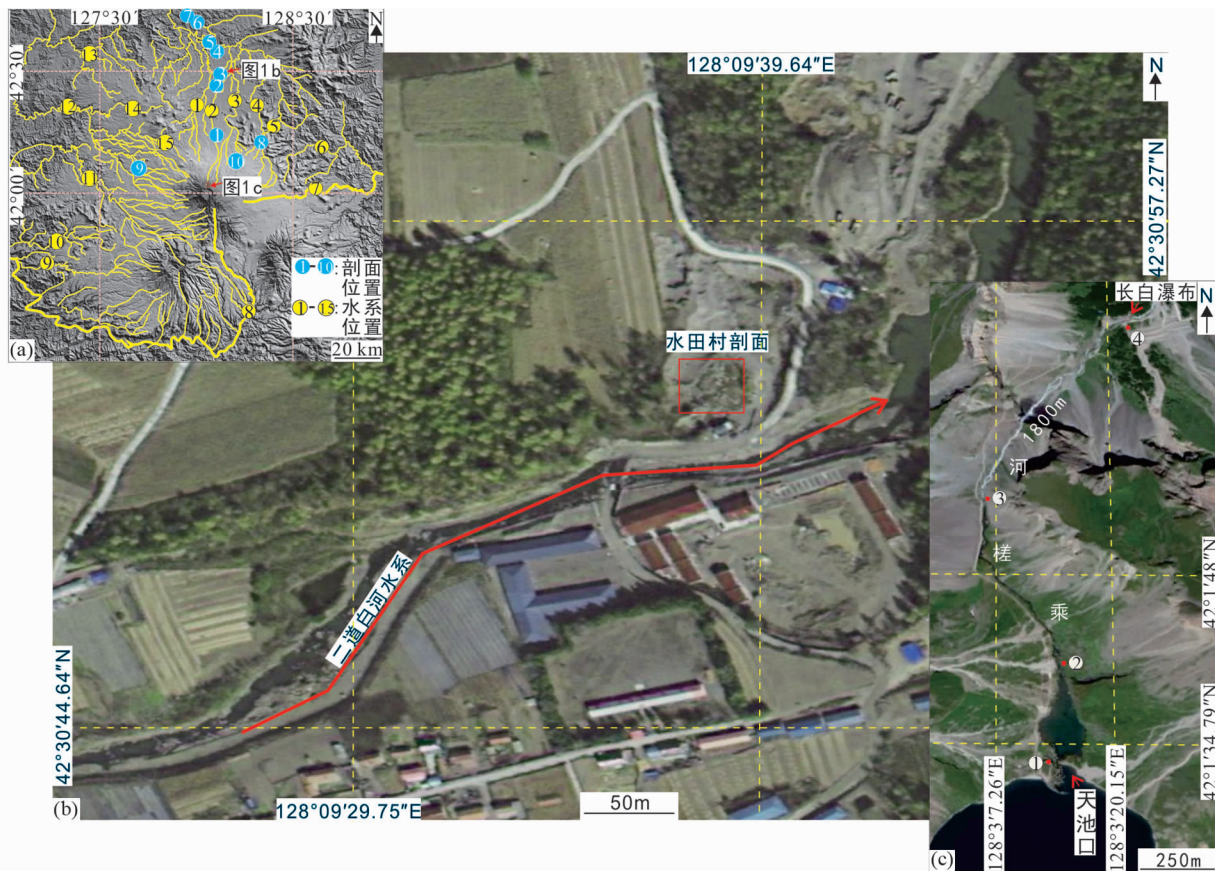


图1 长白山天池及邻区水系分布和主要剖面位置

(a) 研究区主要水系和火山泥石流剖面分布(底图据 Yi *et al.*, 2019); (b) 水田村火山泥石流剖面位置和水系流向; (c) 二道白河源头从天池出水口至长白瀑布落水口 1800m 乘槎河流域. 图(a)中蓝点 1~10 为研究区主要泥石流剖面位置: 1-黄松蒲林场火山泥石流剖面(42°14'25.70"N, 128°10'21.11"E); 2-二道白河北西 1.9km 火山泥石流剖面(42°28'12.87"N, 128°07'40.77"E); 3-水田村火山泥石流剖面(42°30'46.43"N, 128°09'4.25"E); 4-两江地区(LJ2)火山泥石流剖面(42°33'56.10"N, 128°5'13.00"E); 5-两江地区(LJ1)火山泥石流剖面(42°35'05.43"N, 128°04'02.69"E); 6-大兴川村北东 4.2km 火山泥石流剖面(42°42'18"N, 128°00'15"E); 7-二道白河沿江乡火山泥石流剖面(42°46'6.08"N, 127°49'21.46"E); 8-废弃矿地河道旁火山泥石流剖面(42°12'08.71"N, 128°21'14.58"E); 9-小沙河观景台火山泥石流剖面(42°5'30.36"N, 127°42'39.05"E); 10-浮石林火山碎屑流剖面(42°8'5.72"N, 128°11'55.92"E). 图(a)中黄点 1~15 表示河流: 1-头道白河; 2-二道白河; 3-三道白河; 4-四道白河; 5-二道江; 6-马鹿沟河; 7-图们江; 8-鸭绿江; 9-五道沟河; 10-三道沟河; 11-漫江; 12-松江河; 13-头道松花江; 14-槽子河; 15-三道松江河. 图(c)中红点 1~4 表示河道变窄处

Fig. 1 River systems and related sections near the Changbaishan Tianchi

(a) river system and volcanic lahar outcrop (modified after Yi *et al.*, 2019); (b) location of Shuitian Village and water flow directions; (c) Chengcha River of 1800m from the outlet of Tianchi lake to Changbai Waterfall in the upstream of Erdaobaihe River

道北部地区,位于中纬度温带季风气候区,在我国境内主要包括安图、抚松、靖宇、长白与和龙等县市。区内自然资源丰富,火山地质景观奇特壮美,其中以长白山天池火山最为著名(金伯禄和张希友, 1994)。作为东北地区规模最大和海拔最高的火山,长白山天池火山不仅是松花江、鸭绿江和图们江的发源地(刘嘉麒, 1999),还是具有潜在喷发危险的活火山(刘若新和李霓, 2000; Ramos *et al.*, 2016)。研究区位置如图 1 所示,位于吉林省安图县二道白河镇水田村。作者通过查阅史料和实地走访了解到,水田村常驻农耕居民是于 20 世纪 60 年代早期开始的。由此推测,水田村火山泥石流剖面直至 20 世纪 60 年代初期都是未受到人为干扰的纯自

然剖面。

2 术语和方法

本文重点研究长白山天池火山千年大喷发以来火山碎屑物的再搬运和沉积特征及其与水系和地貌的关系。情况与圣海伦火山 1980 年喷发后火山碎屑搬运和沉积类型可比性较强,因此本文所用术语主要参考圣海伦火山研究成果和相关文献(Lipman and Mullineaux, 1981; Major, 2004; Major and Mark, 2006; Collins and Dunne, 2019)。火山泥石流

(lahars)是指组构变化范围很大的火山泥流(mud flow)和碎屑流(debris flow),可形成于火山喷发同时或者喷发期后。火山泥石流源自于被水饱和的火山碎屑沉积物在天然围堰块状顺流垮塌时所导致的崩塌和洪泛作用。它会造成广泛的河道充填、洪水泛滥和路桥损毁。泥流指沉积物中泥组分(泥加粉砂)含量足以给沉积物提供粘滞性基质和泥质外貌,然而泥质总量在这种分选很差的沉积物中仅仅是次要组分。相比之下,碎屑流粘性更低,更呈现颗粒状。火山泥石流成分来源至少有三种:①早期喷发就已经位于地表的火山岩或下伏古老基底岩石的岩块(粒径可达40~60cm,多见于底部,通常属于滞留沉积);②同喷发期形成的火山碎屑物;③裹挟进来的土壤和植被。喷发期后泥石流常见向上能量变弱平均粒径变细的垂向沉积序列:底部有时可见下切谷,下部为基质粘滞性的、内部结构不均一或粒度向上变细呈现粗糙正粒序的泥流沉积;向上过渡为分选较好、粘滞性弱的颗粒状碎屑流沉积;上部为分选性和成层性更好的细粒沉积物;泥石流沉积序列中局部可见正常地面径流(stream flow)形成的牵引流沉积夹层)。不同触发机制的泥石流沿顺坡水流搬运过程中的变化特征区别很大。灾变性事件引发的泥石流顺流搬运过程中变化显著,因混有大量空气而活跃易流动的(Air-mobilized)岩块崩塌流和岩屑流从分水岭向下搬运到山谷处就转变为泥流;继续顺流搬运,这类泥流变为碎屑流和正常地表径流。相比之下,块状碎屑流的峰值沉积从源头到主河流的搬运过程中都非常相似,但在沿地面径流继续搬运过程中确实会发生变化,主要表现在碎屑流与正常地面径流的量比关系变化。圣海伦火山喷发期后泥石流搬运和沉积过程中常见泥流、碎屑流、高沉积载荷地面径流(heavily sediment-laden stream flow,也叫超浓缩流 hyperconcentrated flow)三种流体之间的快速转换,这种流体性状的快速转变反映在沉积记录上,表现为三种沉积类型在垂向序列中的频繁互层(Lipman and Mullineaux, 1981, p460~478)。超浓缩流是由重力驱动的,为碎屑与水的不均匀混合物,其中水的含量高于碎屑流(debris flow)、但低于泥质径流(muddy stream flow);固体组分含量随水深变化(从水面向河床底部逐渐增加)是超浓缩流的基本属性,也是它区别于碎屑流的主要标志。在流动层的下部固体物体积占超浓缩流总体积的20%至50%~60%(Sigurdsson *et al.*, 2000)。超浓缩流沉积特征介于碎屑流与冲积扇型沉积之间,表现为中等分选性和中等粒径;它可能是块状,但通常呈现弱的成层性,其层理特征表现为薄的水平状层理或平行层理和很低角度的交错层系或层组,其成层性由较薄的细粒层与较厚的粗粒层间互构成。超浓缩流沉积是古流分析的重要地质档案。

本文粒度划分如下:粒径大于2mm为砾石,小于2mm为火山灰。砾石进一步分为细粒砾石(简称细砾)2~16mm;中粒砾石(简称中砾)16~64mm;粗粒砾石(简称粗砾)64~256mm;巨粒砾石(简称巨砾)大于256mm。火山灰进一步分为火山灰(2~0.0625mm或1/16mm)和火山尘(小于

0.0625mm或1/16mm)。其中小于16mm的碎屑颗粒用筛析法进行粒度分析,大于16mm颗粒用肉眼观察和手工测量。古水流分析用沉积序列中层理产状、砾石最大偏平面产状和砾石长轴走向等古流定向参数,方法参考 Einsele (2000)和 Manville *et al.* (2009)。

3 水田村火山泥石流序列沉积特征

水田村沉积剖面位于长白山天池西北方向57.73km的水田村,记录了长白山天池火山千年大喷发以来的火山碎屑泥石流沉积(lahar deposits)和正常河流沉积序列的较为完整的地质档案。剖面累计厚度12m,其沉积序列特征如图2所示,沉积物成分、粒度和磨圆特征如图3所示。

图2的火山泥石流沉积序列主要表现为下、中、上三段式,上下两段为多数粒径小于64mm的中、细粒砾石和粗砂构成的浮岩泥石流沉积层序,水平状层理发育,成层性好,薄层状;中段为多数粒径大于64mm的粗、巨粒砾石构成的岩块或岩屑泥石流沉积层序,块状,成层性差,不规则厚层状。分层描述如下。

0~2m:灰色多数粒径小于10mm的细碎屑沉积,中间夹有直径5~7cm圆状砾石,层系界面常见圆状-次圆状粒径5~20cm的浮岩飘砾。整体呈水平层状,成层性好,水平状层理发育,见冲刷-充填构造和不清晰槽状交错层理,单层厚1~5cm;砾石颗粒具有很好的定向性。

2~3m:灰色多数粒径50~100mm的粗碎屑沉积,顶2m和底3m处都发育有冲刷面,且顶部冲刷面较大;整体呈板状,顶和底靠近冲刷面(SS)处的砾石略有成层性;砾石长轴定向性较差,整体上与层面平行;砾石粒径自下而上呈现出逐渐变粗的变化韵律。

3~3.6m:灰色,土黄色多数粒径50~190mm的粗碎屑沉积;整体呈块状,无层理;砾石长轴有略微定向性;砾石粒径自下而上呈现出逐渐变细的变化韵律。

3.6~3.8m:灰色,土黄色多数粒径50~80mm的粗碎屑沉积;3.8m处发育有冲刷面;整体呈层状,成层性好,水平状层理发育,单层厚约8cm;砾石颗粒具有一定的定向性。

3.8~4.1m:灰色,土黄色多数粒径100~200mm的粗碎屑沉积;整体呈块状,无层理;砾石长轴定向性差。

4.1~4.4m:灰色,土黄色多数粒径10~11mm的细碎屑沉积;4.4m处发育有冲刷面;整体呈层状,成层性好,水平状层理发育,单层厚约1cm;砾石长轴定向性较好。

4.4~4.6m:灰色,土黄色多数粒径50~210mm的粗碎屑沉积;整体呈层状,不清晰的水平状层理发育,成层性较差,单层厚约10cm;砾石长轴定向性较好;砾石粒径自下而上呈现出逐渐变细的变化韵律。

4.6~4.7m:灰色,土黄色多数粒径100~130mm的粗碎屑沉积;整体呈层状,层面近水平展布,成层性一般,单层厚约5cm;砾石长轴定向性较好;砾石粒径自下而上呈现出逐

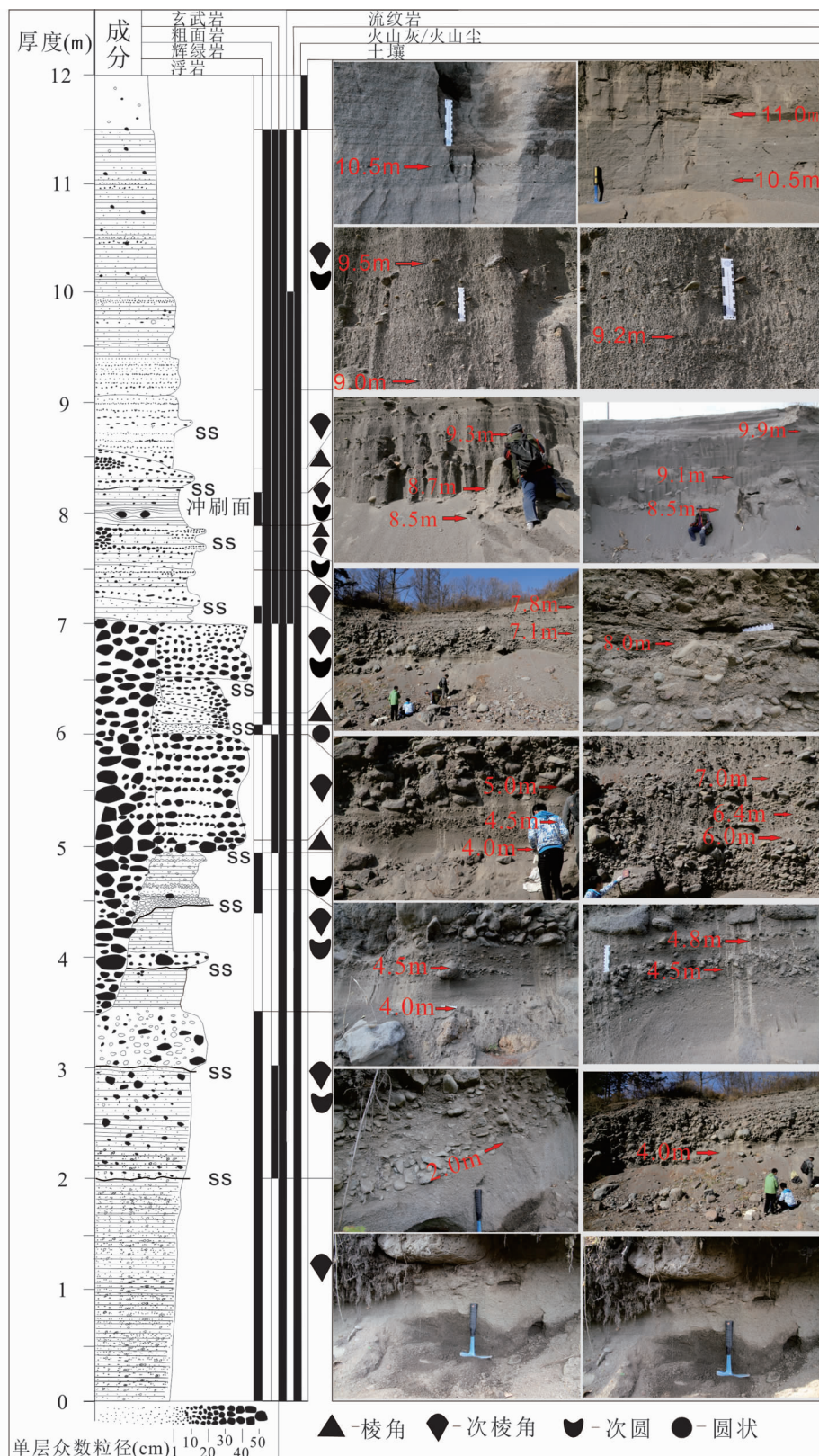


图2 水田村剖面火山泥石流沉积序列和对应的剖面照片

Fig. 2 Lahar sequence and photos of the outcrops in Shuitian Village 57.73km northwest from the Tianchi crater

渐变粗的变化韵律。

4.7~5m:灰色,土黄色众数粒径100~190mm的粗碎屑沉积;5m处发育有冲刷面;整体呈层状,成层性较好,水平状层理发育,单层厚约10cm;砾石长轴具有较好的定向性。

5~6m:灰色,土黄色众数粒径280~430mm的粗碎屑沉积;整体呈块状;砾石长轴有略微的定向性;砾石粒径自下而上呈现出由粗变细再变粗的全韵律变化特征。

6~6.5m:灰色,土黄色众数粒径180~310mm的粗碎屑沉积;于6.1m、6.2m和6.5m处发育有规模逐渐变大的三个冲刷面;整体呈块状;砾石长轴有略微的定向性;砾石粒径自下而上呈现出由细变粗的变化韵律。

6.5~7m:灰色,土黄色众数粒径400~450mm的粗碎屑沉积;整体呈块状;砾石长轴定向性较差;砾石粒径自下而上呈现出由粗变细的变化韵律。

7~7.3m:灰色,土黄色众数粒径90~140mm的粗碎屑沉积;7.3m处发育有冲刷面;7~7.2m为平板状,7.2~7.3m为楔状;砾石定向性较差;砾石粒径自下而上呈现出由细变粗的变化韵律。

7.3~7.5m:灰色,土黄色众数粒径70~100mm的粗碎屑沉积;整体呈板状;砾石长轴定向性一般;砾石粒径自下而上呈现出由粗变细的变化韵律。

7.5~7.7m:灰色,土黄色众数粒径90~180mm的粗碎屑沉积;7.7m处发育有冲刷面;7.5~7.6m为楔状,7.6~7.7m为平板状;砾石定向性较差;砾石粒径自下而上呈现出由细变粗的变化韵律。

7.7~8.05m:灰色,土黄色众数粒径10~200mm的粗碎屑沉积;7.85m处发育有冲刷面;整体呈层状,7.7~7.85m成层性较差,7.85~8.05m成层性较好;砾石定向性一般;砾石粒径自下而上呈现出由粗变细再变粗的全韵律变化;8m处发育披盖式丘状层理。

8.05~8.2m:灰色众数粒径10~40mm的中细粒砾石质碎屑沉积;8.2m处有冲刷面;整体呈层状,成层性好,水平状层理发育,单层厚约1~2cm;颗粒具有较好的定向性。

8.2~8.8m:灰色众数粒径9~100mm的砾质碎屑沉积;8.8m处有冲刷面,且比8.2m处的冲刷面小;8.2~8.5m为楔状,8.5~8.8m为似层状,成层性一般;砾石定向性较好;砾石粒径自下而上呈现出由粗变细再变粗的全韵律变化。

8.8~9.4m:灰色众数粒径8~10mm的细碎屑沉积;整体呈似层状,成层性一般;砾石长轴定向性较好;砾石粒径自下而上呈现出由粗变细的正韵律变化。

9.4~9.6m:灰色众数粒径9~10mm的细碎屑沉积;整体呈楔状;砾石定向性一般。

9.6~10.45m:灰色众数粒径7~15mm的细碎屑沉积;整体呈层状,成层性较好,9.7~9.8m成层性一般,水平状层理发育,单层厚约1~2cm;颗粒的定向性较好。

10.45~10.55m:灰色众数粒径约8mm的细碎屑沉积;整体呈似层状,成层性一般,单层厚约10cm;颗粒排列较乱,

定向性一般。

10.55~10.95m:灰色众数粒径7~15mm的细碎屑沉积;整体呈层状,成层性好,水平状层理发育,单层厚约1cm;颗粒具有较好的定向性。

10.95~11.05m:灰色众数粒径8mm的细碎屑沉积;整体呈似层状,成层性较好,单层厚约10cm;砾石长轴定向性较好。

11.05~11.5m:灰色众数粒径7~15mm的细碎屑沉积;整体呈层状,成层性好,水平状层理发育,单层厚约1~2cm;颗粒具有较好的定向性。

11.5~12m:半米厚的土壤层。

(1)水田村剖面粗碎屑成分、粒度和磨圆的垂向变化如图3a所示,可见其主要特征如下。

剖面粗碎屑的成分复杂,有千年大喷发的浮岩,更多的是千年大喷发之前形成的新生代玄武岩、气孔玄武岩和粗面岩,还有少量的前新生代基底岩石(流纹岩)和时代不确定的岩脉(辉绿岩)等。下部0~2m的粗碎屑成分以浮岩为主,向上粗面岩和玄武岩明显增多,其中:0~2m粗碎屑的成分以浮岩为主,夹杂少量的气孔玄武岩;2~3m以浮岩为主,夹杂少量的气孔玄武岩和粗面岩;4~5m依然以浮岩为主,但含量较下部有所减少,气孔玄武岩和粗面岩含量增多;5~6m以气孔玄武岩为主,其次为含量相近的新生代玄武岩和粗面岩;6~7m以气孔玄武岩为主,其次为含量相近的新生代玄武岩和粗面岩,较下部多出现了少量的辉绿岩;7~12m整体以气孔玄武岩为主,新生代玄武岩和粗面岩次之,夹有少量的辉绿岩及流纹岩。

整个剖面粗碎屑粒径的变化自下而上总体为从细变粗再变细的过程,下部0~2m粒度较细,颗粒粒径最大为32mm,中部2~8m粒度较粗,颗粒粒径最大可达1024mm,上部8~12m粒度再变细,颗粒粒径最大可达730mm。粗碎屑粒度变化范围在0~2m为5.7~32mm,2~3m为32~181mm,4~5m为32~256mm,5~6m为91~1024mm,6~7m为64~512mm,7~8m为91~1024mm,8~9m为64~730mm,9~10m为91~724mm,11~12m为91~512mm。粗碎屑众数粒径变化范围在0~2m为5.7~8mm,2~3m为32~45mm,4~5m为45~64mm,5~6m为91~128mm,6~7m为128~181mm,7~8m为128~181mm,8~9m为91~128mm,9~10m为128~181mm,11~12m为91~128mm。

粗碎屑的成分类型分布与粒度范围有一定关系。浮岩一般粒径较小,主要分布在5.7~181mm的粒度区间内;气孔玄武岩分布广泛,大、小粒径都可见;新生代玄武岩在64~362mm粒度区间内可见;粗面岩多分布在64~362mm的粒度区间内;辉绿岩和流纹岩多分布在91~256mm的粒度区间内。

(2)水田村剖面细碎屑成分、粒度垂向变化如图3b所示,可见其主要特征如下。

水田村剖面细碎屑成分单一,几乎均为千年大喷发的火

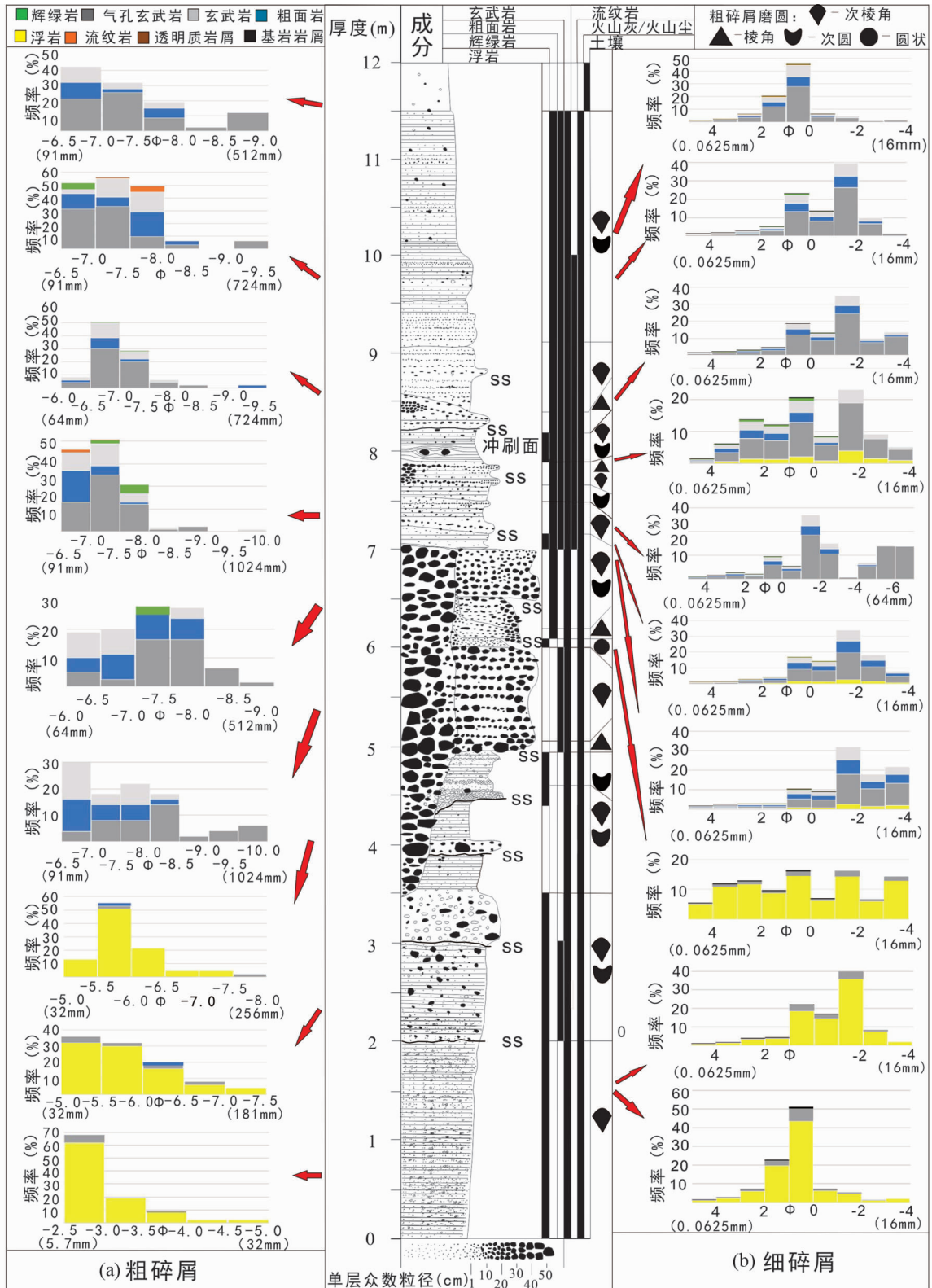


图3 水田村剖面火山泥石流沉积序列

(a) 粗碎屑成分、粒度和磨圆性的垂向变化; (b) 细碎屑成分和粒度的垂向变化

Fig.3 Stratigraphic sequence and Vertical changes of the lahar deposits in composition, particle size and roundness of the fragments

(a) coarse component; (b) fine component

山碎屑喷出物,整体上下部以浮岩为主,向上粗面岩和玄武岩明显增多,其中:0~2m的细碎屑成分主要以浮岩为主,夹杂少量的气孔玄武岩及基岩碎屑;5~6m仍然以浮岩为主,夹杂少量的气孔玄武岩及基岩碎屑,气孔玄武岩含量明显增多;6~7m细碎屑成分主要以气孔玄武岩为主,新生代玄武岩和粗面岩次之,浮岩较少,还夹有少量的辉绿岩、基岩岩屑及透明质岩屑;7~8m细碎屑成分主要以气孔玄武岩为主,其次为含量相近的新生代玄武岩和粗面岩,还夹有少量的辉绿岩和基岩岩屑;8~9m细碎屑成分主要以气孔玄武岩为主,新生代玄武岩和粗面岩次之,且含量相近,辉绿岩和基岩岩屑含量较少;9~10m同样以气孔玄武岩为主,新生代玄武岩和粗面岩次之,辉绿岩和基岩岩屑含量最少;10~11m细碎屑成分主要以气孔玄武岩为主,新生代玄武岩和粗面岩次之,夹有少量的辉绿岩、基岩岩屑及透明质岩屑。

细碎屑众数粒径变化范围在0~2m为0.5~4mm,5~10m为2~4mm,10~11m为0.5~4mm。

细碎屑的成分类型分布与粒度范围关系不明显。浮岩、气孔玄武岩、粗面岩和新生代玄武岩分布广泛,大、小粒径都可见,辉绿岩、基岩岩屑和透明质岩屑多分布在小于2mm的粒度区间内。

值得注意的是整个剖面自下而上砾石的磨圆度比较好,以次圆状为主,其次为次棱角状,圆状较少,棱角状砾石很少见(图3)。下部0~2m处砾石主要为次棱角状;中部2~8m以次棱角状和次圆状为主,局部可见磨圆度极好的圆状砾石,棱角状砾石较少见;上部8~12m主要以次圆状和次棱角状为主。由此推测此处沉积的砾石以再旋回砾石为主,即,早期剥蚀搬运的河谷堆积砾石在突发性洪流或者强弱周期性变化的稳定地面径流的搬运和裹挟下,成为火山喷发期后泥石流沉积的重要组成部分。参考圣海伦火山期后泥石流搬运和沉积特征(Lipman and Mullineaux, 1981)结合剖面出露区的现今地貌特点(图1),作者将该12m沉积序列解释为从山间沟谷充填沉积(0~8m)到山间小型冲积平原沉积(8.5~12m)的完整沉积层序。下部0~3m和上部10~12m均为河流相为主的背景沉积,中部主要发育阵发性灾变性洪水搬运的粗碎屑泥石流沉积,表现为颗粒粗、分选差、冲刷-充填沉积类型常见。中上部(7.1~9.1m)粗粒和巨粒砾石变少,表现为粒度变细、成层性变好,正常流水层理频繁出现。特别值得注意的是于8~9m处层理和砾石定向性出现变稳定的趋势,粒度变小,单层厚度变薄,成层性变好。砾石和层理所反映的古流测量结果已经与现今水流的方向趋于一致(见后文)。8.5m之上的沉积记录显示碎屑分选性和成层性一步变好,向上成层性持续变好,指示的是沉积环境较为稳定的地面径流沉积层序。

Sun *et al.* (2017)基于火山碎屑地层对比,认为浮石林火山碎屑堆积物为ME火山碎屑流沉积。作者野外调查时基于沉积面貌也认为那是火山碎屑流堆积物,并采集了浮岩和火山灰样品进行了地化分析。Pan *et al.* (2017)将千年大

喷发期主要喷出物的元素地球化学特征进行了整理归纳。作者将其投在图4a阴影区用作参比。由图4a可见,同为ME产物,主量元素有较大变化范围,从粗面质到流纹质都有。浮石林浮岩和火山灰都是粗面质的。水田村浮岩是流纹质的,与Pan *et al.* (2017)阴影区重叠。水田村火山灰化学成分变化范围大,从粗面质到流纹质;其中粗面质的与浮石林的成分接近,而流纹质的落入ME阴影区。由此可见,水田村浮岩和火山灰与ME喷出物主量元素特征相似程度很高,据此可以认为它们是ME产物。

4 千年大喷发以来长白山天池积水条件和蓄水时间数值计算

4.1 数学模型

我们的数学模型基于达西定律和质量守恒原理。达西定律描述流体在压力差作用下流体的自由流动。我们在数学模型中假定流体流动的压力差来源于重力,即,在重力的作用下流体在火山物质中的自由流动。这里涉及到的主要参数包括汇水面积和模拟基准面,降水量减蒸发量取值范围,火山物质渗透率取值范围,天池蓄水量和径流量。

4.1.1 汇水面积和模拟基准面

在综合前人有关长白山天池火山地质和水文地质成果基础上,林琳和王屹林(2019)根据天池水文地质调查和水化学资料,指出天池水的补给来源主要是大气降水(雨水和雪水)、坡面潜流和地下水(温泉水、裂隙水)。而湖水的排泄方式主要是阀门流泻和地下裂隙渗出。天池水面以上地下水最大可能集水面积为50.57km²,天池水大约有70.44%的地下水补给。由于温泉主要受放射状断裂系统控制,因此归属于地下水系统。杨清福等(2018)与北朝鲜合作用多波束测深探测技术填制了迄今最精准的“天池水深等深线和湖底三维地形图”,并指出天池周边分布4个温泉,温度为7~47℃,主要分布在水深50~100m,温泉可能与环火口的环状断裂系统有关。该图中有两点值得注意,一是温泉的水温不是很高(天池东北侧1号温泉7℃,2号温泉33℃,天池南西侧3号温泉41℃,天池南东侧4号温泉47℃);二是温泉发育位置受沉积相带控制明显,表现为主要发育在滨浅湖区,而斜坡带和深湖区未发现温泉。本文作者由此推测,除了裂隙外,火山物质的渗透率也控制了温泉发育,即,深湖区富含细粒泥质沉积物,泥质对缝隙的封堵作用使得渗透率降低是深湖区温泉不发育的可能原因。

考虑到目前发现的温泉主要位于浅水层位,而且与岩石裂隙相关的渗流系统有关,尤其是从天池湖平面往下温泉呈明显减少趋势。为简化计算同时又能使计算模型尽量趋于合理,需要保持各个变量的独立性和变量之间关系的明确性,为此我们在天池湖底最低点切一平面,该假设面的范围包含整个天池水域范围,取面积为50.57km²区域作为天池最大汇水区域。如图5所示,我们考虑该截面以上的火山机

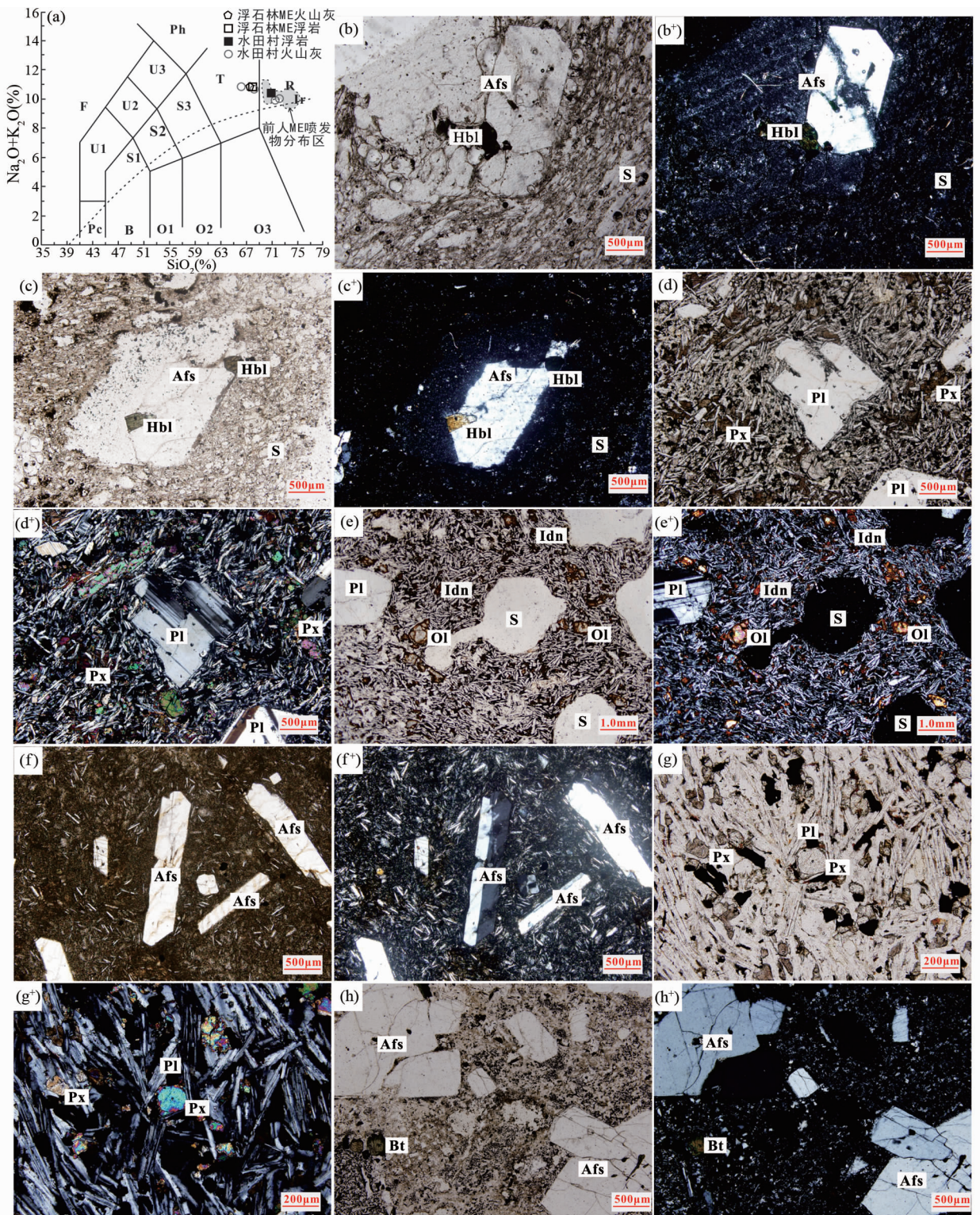


图4 水田村火山泥石流碎屑成分的岩矿和地化特征及其与千年大喷发(ME)喷出物对比

(a) TAS图解,其中阴影部分参照Pan *et al.* (2017)的图2中ME数据;(b)浮石林浮岩;(c-h)为水田村泥石流沉积层中砾石薄片:(c)浮岩;(d)玄武岩;(e)气孔玄武岩;(f)粗面岩;(g)辉绿岩;(h)流纹质岩屑晶屑凝灰熔岩;(+)表示正交偏光显微镜下.Px-辉石;Hbl-角闪石;Afs-碱性长石;Pl-斜长石;Bt-黑云母;Idn-伊丁石;Ol-橄榄石;S-气孔.照片所展示的岩石类型与图3中的成分统计结果相对应.由图4可见其主要岩石类型有浮岩、玄武岩、气孔玄武岩、粗面岩、辉绿岩和流纹质岩屑晶屑凝灰熔岩.其中值得指出的是水田村浮岩砾石(c)与浮石林ME浮岩(b)在显微镜下的对比,它们在镜下都呈现斑状结构,斑晶以碱性长石和角闪石为主,基质呈多孔泡沫状,气孔呈现拉长和定向排列,孔壁由纤维状、丝状长英质微晶集合体构成;二者在斑晶和基质的成分和岩石结构方面具有较高的一致性,由此可以说明水田村火山泥石流堆积物中的浮岩与浮石林千年大喷发浮岩具有物质成分的同源性和冷凝成岩过程的相似性

Fig. 4 Photos showing lithologic features of the lahar grains and TAS diagram of pumice and ash in comparison with the ejecta from the ME

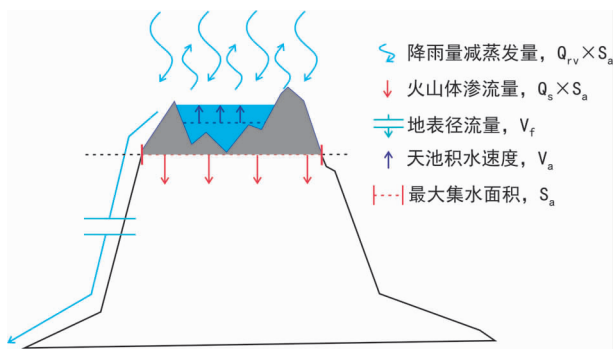


图5 基于质量守恒关系的天池水供给-储蓄-泄漏模型示意图

Fig.5 Schematic diagram of Tianchi lake water supply-savings-leakage model based on the conservation of mass

构作为一个整体,数值计算模型中,我们考虑其平均渗透率和流经该岩体的孔隙水的渗流流量($Q_v \times S_a$)的关系。我们认为流入岩体的水量来自降水,然而降雨量中蒸发量,天池积水增量(v_a),流出天池的地表径流量(v_f),并未渗入火山体成为孔隙水。因此,我们认为降雨量扣除蒸发量($Q_r \times S_a$),扣除天池积水增加量(v_a),以及流出天池的地表径流量(v_f),即为,流过火山体的孔隙水渗流流量($Q_v \times S_a$)。对于流出天池的地表径流量(v_f)一项,我们用天池瀑布年流出水量近似代替。这样的简化计算模型无疑会产生误差,我们采取扩大赋值域范围的办法,使得计算结果尽量能够涵盖实际过程中可能出现的主要情况,以使我们的模型计算结果既有数值结果的确定性又有定性到半定量的指示意义。

4.1.2 降水量减蒸发量的取值范围

李楠等(2018)报导的观测资料显示,长白山池北区1965~2014年全年总降水量变化快,波动剧烈,这五十年间每年平均降水量为673.4mm,全年总降水量在1994年达到最大值920.6mm,1975年的年降水量最少为459.2mm。年降水量没有呈现出明显的变化趋势,总体上比较稳定,降水较多年与降水较少年交互出现。林琳和王屹林(2019)报导长白山天池多年平均水面蒸发量450mm,多年平均降水量1376.4mm,历年最大降水量1809.1mm,历年最小降水量881.8mm,是吉林省气温最低,水面蒸发量最小,降水量最大的地方。6~9月降水量约占年降水量的80.5%。降水量的年际变化不大,最小与最大降水量的比值为0.49。吉林省气象研究所高枫亭研究员于2020年5月15日提供给本文作者的未发表的天池气象站人工观测数据如下:1959年到1988年间:年平均降水量1378.3mm,最多年为1895.4mm(1986年),最少年为999.7mm(1980年)。1958年10月-12月的月平均蒸发量16.2mm,1959年1月-7月的月平均蒸发量56.7mm。因为期间缺少1959年8月和9月这2个月的蒸发量数据,若8-9月的月蒸发量近似等于1-7月份的月平均蒸发量,则1958年10月至1959年9月的年度蒸发量为16.2 ×

$3 + 56.7 \times 9 = 558.9\text{mm/y}$ 。另外高枫亭认为,蒸发量与气温、气压和风三个因素有关,该蒸发量数据大致能够代表天池周围山峰地带裸露区的年蒸发量,由于山峰比天池湖面海拔高约500m,除气温和气压不同外,最大差别是风大;据此估计天池湖面的年蒸发量大致为气象站观测数据的60%~80%即,335.34~447.12mm/y。另外天池附近除山峰岩土裸露区外,主要是植被稀少以高海拔高山流砾滩草类和高山苔原区。这两类植被是长白山地区所有植被中年蒸腾量最低的,大约为67mm/y至358mm/y(张娜等,2001)。

上述观测资料和相关文献(Gao *et al.*, 2014; 徐士琦等, 2018)都显示,尽管降水量和蒸发量都有较大波动,但随着观测周期的加长(天、月、年、十年)这种波动呈现明显减小的趋势。作者曾参与长白山八道沟硅藻土火山沉积序列研究(中德合作项目),湖相地质记录的古生态与古气候研究结果显示,更新世时期(大约2.5Ma)长白山地区平均年降水量843~1577mm,月极限降水量109~220mm(最湿期),17~41mm(最干期)和73~175mm(最热期)(详见Kern *et al.*, 2016)。将古气候结果与上述观测结果对比,在更长的时间尺度上(百万年)长白山地区的年均降水量变化不是很大。考虑到降水量和蒸发量都有波动,我们的模型中选择降水量与蒸发量差值,且赋值范围是400mm/y至2000mm/y,以使其包含各种可能的实际情况。

4.1.3 火山物质渗透率取值范围

作者曾对长白山到松辽盆地的露头剖面和埋藏火山机构的火山岩和火山沉积岩进行渗透率测试,得到的渗透率范围是2999.4~0.002mD,变化范围为7个数量级(Wang *et al.*, 2015; 王璞珺等, 2018)。另外,Heap *et al.* (2017)对新西兰Taupo火山的火山喷出物及其地表结壳形成的各种集合体进行渗透率测量,得到的结果是0.001mD到 10^4 mD,变化范围也是7个数量级。考虑到天池积水过程中火山堆积物所经历的渗透率变化过程可能要比上述两个能够取样测试的具体实例的情况要复杂,因此我们在模拟计算中火山体的平均渗透率赋值范围是 10^{-4} mD到 10^5 mD,9个数量级。

4.1.4 天池蓄水量和径流量

杨清福等(2018)报导天池最大水深值为373.2m,天池水域边界实测周长为13.44km,天池湖水面积9.4km²,天池总蓄水量约为 $19.88 \times 10^8 \text{m}^3$ 。林琳和王屹林(2019)报导天池湖面海拔2189.1m,略呈椭圆形,南北长4850m,东西宽3350m;水面面积9.82km²;水面积周长13110m;地面集水面积为21.4km²;湖水最深达373m,平均水深204m;总蓄水量 $20.04 \times 10^8 \text{m}^3$ 。天池水水量稳定、水温较低,1976~1988年白头山山口站实测最大年径流量 $0.654 \times 10^8 \text{m}^3$,实测最小年径流量 $0.419 \times 10^8 \text{m}^3$,最小与最大径流量的比值为0.64,年径流量变差系数Cv值为0.11,河流动态属于稳定型。我们的计算模型中取天池蓄水量 $19.88 \times 10^8 \text{m}^3$,径流量取值范围 $0.2 \times 10^8 \sim 1.2 \times 10^8 \text{m}^3/\text{y}$ 。

天池的积水、蓄水、渗流与径流的关系是一个复杂系统,

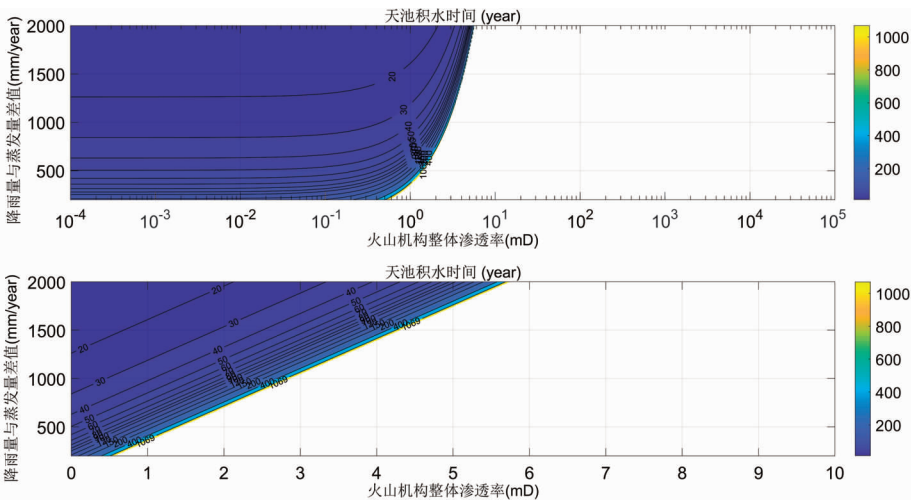


图6 天池积水所需要时间

Fig. 6 Time required for the Tianchi to fill up with water

并且在所研究的时空尺度内可能是不断变化的 (Gao *et al.*, 2014)。为了简化这一复杂过程, 在我们的模型中只考虑天池底部同一海拔高度 (海拔 1985.1m) 的截面, 其对应面积为天池的最大集水面积 ($S_a = 50.57\text{km}^2$) (通常集水面积定义为分水岭包围的面积, 即天池顶峰连线围限的面积 (21.4km^2)). 考虑到流入天池有大量的地下渗流。因此本文的最大集水面积定义为可能渗流或者径流进入天池的集水面积, 如图 5 所示。在通常集水面积的基础上, 延伸包括天池外沿高于湖底面的山体。因为流体的横向流动和降水亦可能通过这部分山体, 斜向下通过湖底, 渗流进入天池。因此最大集水面积取湖心区高于天池底部的山体与湖面的总面积。模拟中我们用天池底部平均水深对应的海拔高度 (海拔 1985.1m) 的假想截面表示, 截面的面积 $S_a = 50.57\text{km}^2$)。则通过这一截面流出天池的地表径流 (v_f), 降水量减蒸发量 (Q_v), 火山体渗流量 (Q_s), 以及天池积水速度 (v_a), 可以用公式 (1) 表示:

$$v_a = (Q_v - Q_s) \times S_a - v_f \quad (1)$$

根据达西定律, 火山体渗流可以用公式 (2) 表示:

$$Q_s = -\frac{k}{\mu} \nabla p = \frac{k}{\mu} \rho g \quad (2)$$

其中, k 为火山体渗透率, μ 和 ρ 分别为水的粘性和密度。因此天池集满水所需要时间 (t) 为:

$$t = \frac{V}{v_a} = \frac{V}{(Q_v - Q_s) \times S_a - v_f} = \frac{V}{\left(Q_v - \frac{k}{\mu} \rho g\right) \times S_a - v_f} \quad (3)$$

如果考虑天池集满水之前, 天池瀑布没能够形成因此从瀑布流出的天池火山地表径流远远小于天池积水增加量, 即为最大汇水面积以上的地表径流在天池集满水前主要流入天池, 则有:

$$t = \frac{V}{v_a} = \frac{V}{(Q_v - Q_s) \times S_a - v_f} = \frac{V}{\left(Q_v - \frac{k}{\mu} \rho g\right) \times S_a} \quad (4)$$

4.2 计算结果

根据天池水的体积 (V) 为 $19.88 \times 10^8 \text{m}^3$, 则根据公式 (4), 可以得出天池积水时间 (t), 火山体渗透率 (k) 和降水量减蒸发量 (Q_v) 三者之间的关系 (图 6)。

如图所示, 渗透率高于 6mD 时, 天池地区降水量减蒸发量即使高达 2000mm, 亦会全部渗流而出, 因此天池不存在积水环境。当天池降水量减蒸发量小于 1000mm 时, 火山体渗透率需要小于 2.5mD, 天池才可能在 200 年之内集满现今的水量; 若降水量减蒸发量小于 1500mm 时, 则渗透率需要小于 4mD, 天池才可能在 200 年之内集满现今的水量。当天池集满水后, 则天池积水增加速度为 0, 因此根据公式 (1), 有:

$$(Q_v - Q_s) \times S_a - v_f = 0 \quad (5)$$

根据公式 (2) 和 (5), 可以得到流出天池的地表径流与火山体渗透率的关系:

$$v_f = (Q_v - Q_s) \times S_a = \left(Q_v - \frac{k}{\mu} \rho g\right) \times S_a \quad (6)$$

如图 7 所示, 根据上述讨论, 模拟计算中现今的降水量减蒸发量 (Q_v) 取值在 500mm 到 2000mm 之间, 天池泄水量为 $0 \sim 1.2 \times 10^8 \text{m}^3/\text{y}$, 根据公式 (6) 求得, 现今天池火山体整体渗透率为 $0.1 \sim 1.6\text{mD}$ 。简言之, 天池渗漏速度与流出天池的地表径流在一定降水量和蒸发量以及天池蓄水量稳定的条件下是竞争关系, 因此, 天池周围岩体渗透率越低, 天池周围渗流越低, 流出天池的径流越大。

4.3 误差分析

(1) 我们的数学模型是以达西定律和质量守恒为基础的, 因此重力驱动下水的流动都符合该模型基本原理, 但上升热泉引起的对流会引起计算误差。因为缺乏天池详细的三维地质刻画, 以及与其严格对应的天池周围岩体物性足够

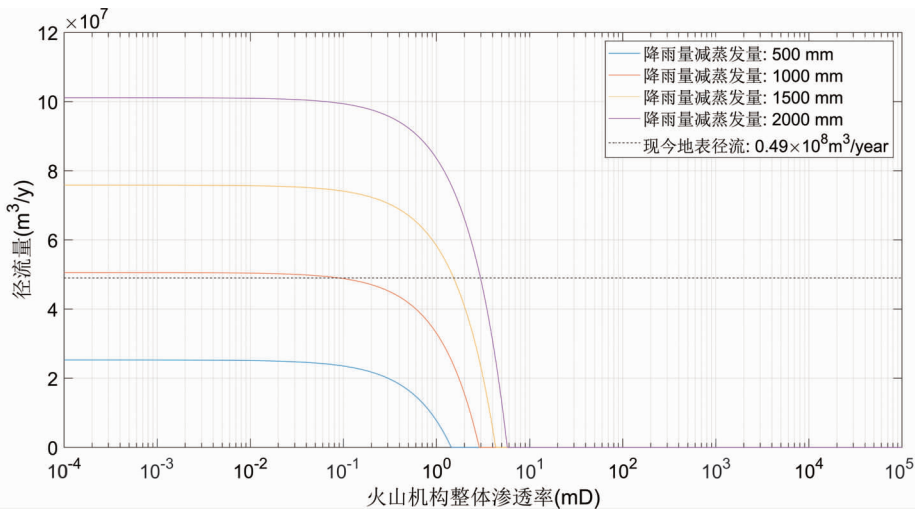


图7 天池集满水后地表径流与渗透率关系

Fig.7 Relationship between surface runoff and permeability after Tianchi is filled with water

量的实际测量数据,我们在这里通过估计天池周围岩体的平均渗透率建立模型,因此,忽略了天池周围岩体的异质性。我们克服这两类误差的主要办法是扩大模拟参数的取值范围以使之尽可能的涵盖各种可能出现的实际情况。

(2)对于天池初次集满水时间,因为对于在天池积水过程中流出长白山天池的地表径流量未知,并在计算中存在低估的可能。因此天池的集满水的过程可能比模型估算的时间要长。

(3)该数学模型计算的结果能够提供的天池源区水汇聚条件相关信息,对下游沉积记录的成因分析有帮助。作为模型改进方向,我们认为,更准确的定量的描述长白山天池水系统在中长期尺度的汇聚过程,需要在此基础上进一步完善定性分析,并需要建立在更准确的三维地质模型和对天池周围岩石物性的大量测量数据的基础上。这需要大量的火山地质、水文地质和岩石物理资料。在目前上述资料有待完备的情况下,本文模型属于原理清晰和方法简单的合理趋近。

5 讨论

5.1 水田村火山泥石流沉积序列的形成时间和沉积方式

关于火山泥石流形成时间的认识有形成于千年大喷发同期和千年大喷发之后两种。刘祥等(2000)认为距天池火口 32 ~ 83km 的岩屑和浮岩火山泥石流都是千年大喷发期一次性搬运和沉积形成的,水体源于冰雪融化并可能与天池水汇合。聂保锋等(2009)根据距离火山口远近不同堆积物所展现的不同特征,将长白山天池火山泥石流分为碎屑流相、过渡相和超富集流相,认为这些热的火山泥石流是伴随天池火山千年大喷发而形成的。Yi *et al.* (2019)注意到本区火山泥石流序列通常位于千年大喷发火山碎屑流(pyroclastic flow)和空落(fallout)沉积层之上,尤其是岩屑和浮岩两种主

要类型的泥石流既有侧向相变关系又有垂向叠置关系。这些特点难以用千年大喷发同期一次性洪水事件的成因模式加以解释,因此提出了火山泥石流形成于千年大喷发期后由两期泥石流事件搬运和沉积的成因模式。认为浮岩泥石流是千年大喷发相关的火山碎屑流与突然释放的水混合而形成的,而岩块泥石流可能与历史时期的天池湖水溃坝有关。但 Yi *et al.* (2019)没有论述天池溃坝发生的可能时间和方式。本文依据泥石流沉积序列侧向地层对比关系(图8; Yi *et al.*, 2019 之图3和图12),尤其是发现水田村火山泥石流沉积序列下部出现大量千年大喷发浮岩碎屑,而且它们多为圆状和次圆状,这说明浮岩碎屑是千年大喷发期后经过水流搬运形成的。因此我们将水田村火山泥石流沉积序列底部开始沉积的时间定为千年大喷发期之后。千年大喷发时间取公元 946 ± 3 (Xu *et al.*, 2013; Ramos *et al.*, 2016)的下限年龄 AD949。考虑到千年大喷发可能发生在冬季(Wei *et al.*, 2013)因此火山碎屑再搬运可能发生在次年夏季,即, AD950。因为水田村出现永久农耕居民的时间是20世纪60年代早期,因此将该剖面的顶部土壤层定为火山泥石流沉积序列建造结束时间,即20世纪60年代初。在火山泥石流沉积序列形成方式上,研究者普遍都认同粗碎屑岩块泥石流源于突发性洪水事件的成因观点。有关细碎屑浮岩泥石流的搬运与沉积方式尚有不同解释,刘祥和向天元(1997)、刘祥等(2000)认为浮岩质碎屑物密度低、易于长距离搬运,因此多出现在远源沉积区。而 Yi *et al.* (2019)认为浮岩与岩屑两种泥石流不是同期形成的,浮岩泥石流的碎屑成分主要来自千年大喷发的浮岩,而作为搬运介质的水体可能与天池泄洪有关,而且强调了千年大喷发不同阶段(ME-I和ME-II)对火山泥石流形成的意义。本文作者接受粗碎屑岩块泥石流洪水事件成因的观点,但对浮岩质泥石流的上述两种成因解释都有质疑。因为水田村火山泥石流沉积序列是由上下

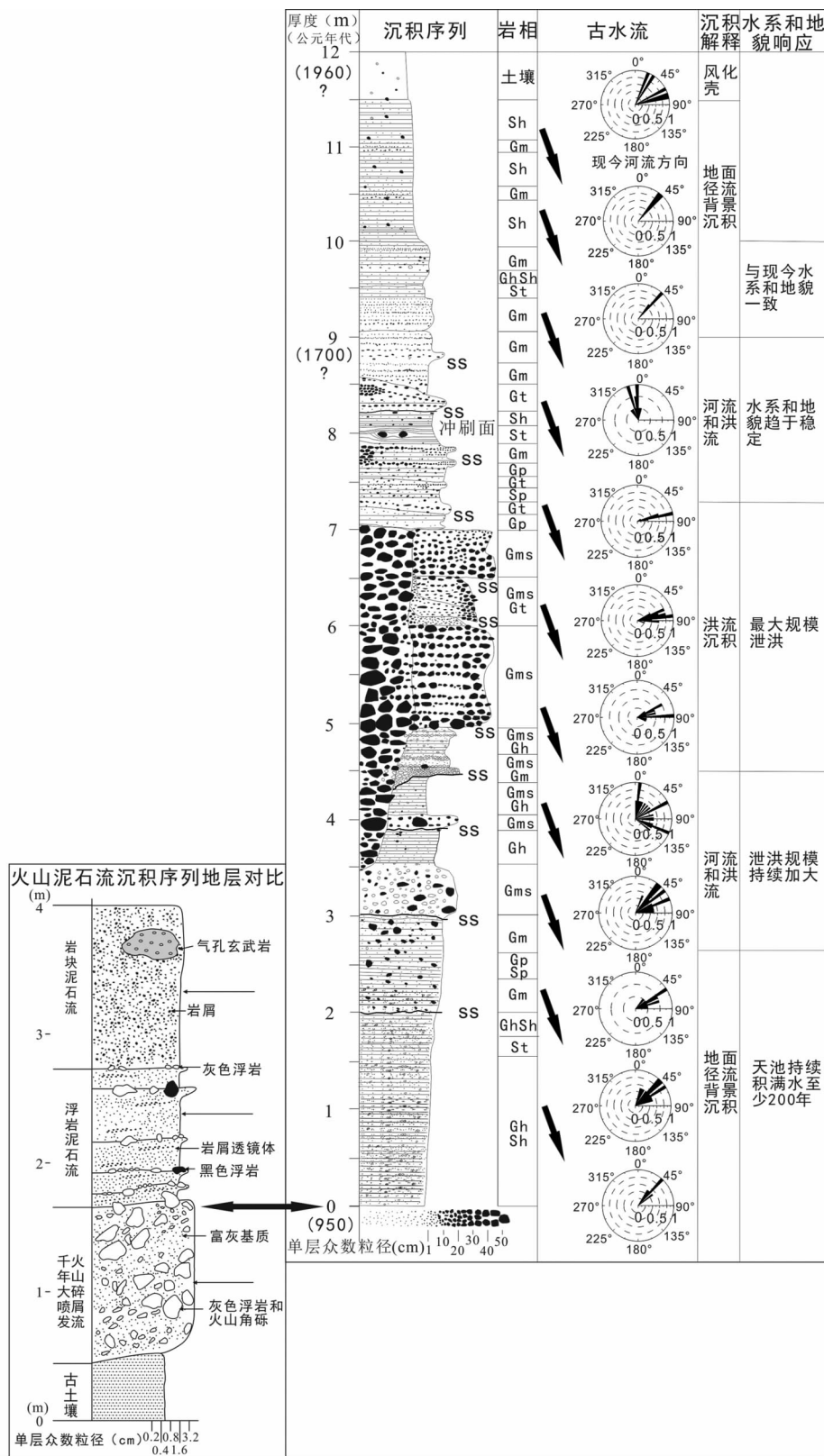


图8 火山泥石流沉积柱状图,示岩相序列、古水流、天池蓄水和水系与地貌响应

左下角小图为火山泥石流序列侧向地层对比,可见岩屑和浮岩泥石流沉积均位于千年大喷发火山碎屑流之上(引自 Yi *et al.*, 2019 图 3b)。岩相说明:Gms-块状基质(砂和泥)支撑的砾石沉积;流体属性为碎屑流,表现为水饱和的碎屑与水的混合体,其中含大量沉积物(体积含量50%~60%),它们在重力作用下顺坡向下搬运;与固液两相有关的各种力共同驱动流体并决定其破坏性;垂向剖面中组构均一或混杂,侵

蚀强、搬运快且改造强。Gm-块状或粗略成层的砾石沉积,沉积就位类型表现为纵向沙坝,其中包含滞留沉积和筛余沉积;流体属性为超浓缩流,重力驱动,是碎屑与水的非均质混合物,其中水的含量高于碎屑流、但低于泥质溪流;固体物含量随水深增加,向下累积可达20%乃至50%~60%的高沉积载荷。侵蚀强、搬运快且改造较强;Gt-槽状交错层理,丘状交错层理砾石沉积,颗粒支撑细粒砾石沉积,沉积就位类型为小型河道充填和/或纵向(平行流动方向)鲸鱼背状沙坝;Gp-平板状交错层理砾石沉积和/或基质支撑砾石沉积,沉积就位类型表现为舌状沙坝和/或小型冲积扇前缘生长带;Gt和Gp的流体属性均为与泥石流相关的河流或溪流(lahar-related stream flow),其搬运沉积物的机制本质上与河流一样,即细粒呈悬浮搬运,粗粒为底载荷移动,侵蚀强,搬运快,改造较强;Gh-水平层状细砾层或含砾粗砂层,流态为上部流动体制,沉积就位类型表现为侧向越岸沉积,碎屑流末端铺路式或喷溅式散开沉积(Lahar-runout facies);Sh-平行层理砂质沉积,上部流动体制;St-槽状交错层理砂质沉积,下部流动体制;Sp-板状交错层理砂质沉积,横向沙坝。沉积解释和流体属性以及地貌改造参考 Einsele (2000, p31), Sigurdsson *et al.* (2000, p601~611), Scott (1988)。古水流方向的判断是依据沉积物在层内形成的成层构造以及砾石的产出特点,即:板状斜层理和交错层理的前积细层面的倾向可代表古水流方向;槽状斜层理中槽状前积层的长轴所在面汇聚的方向代表古水流方向;定向排列的长条状或扁平状砾石在本研究实例的河流和地面径流等沉积环境中,砾石的长轴方向平行于古水流的方向。所测得的砾石最大扁平面产状,其倾向指示古水流上游方向

Fig. 8 Stratigraphic column of lahar deposits, showing lithofacies, paleocurrent, water and landform response

The lower left figure is stratigraphic correlation of lahar sequences overlying the ME pyroclastic flow deposits (cited from Yi *et al.*, 2019, Fig. 3b)

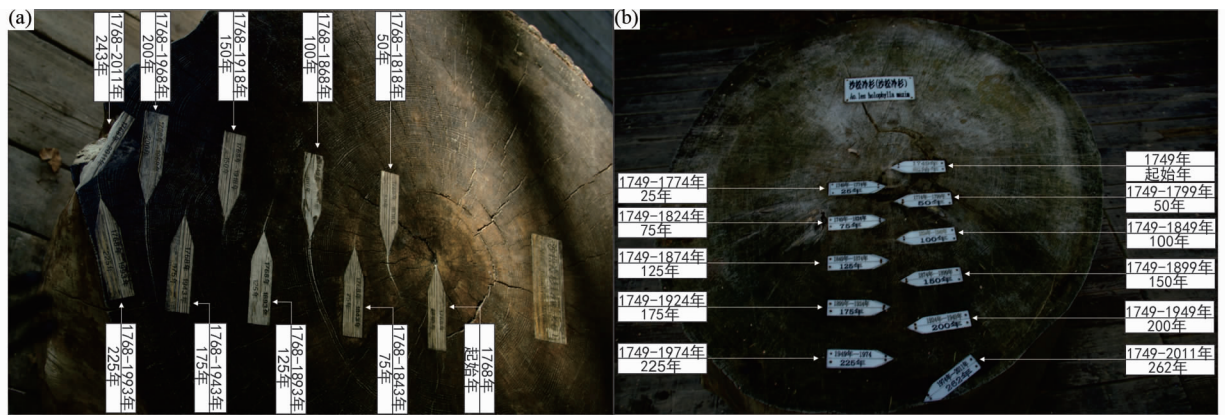


图9 长白山天池古老树木年轮照片

(a) 沙松冷杉(生长年代公元1749~2011)位于长白山天池北坡地下森林景区, $42^{\circ}5'58.99''N$, $128^{\circ}4'51.79''E$, 海拔1573m, 天池北偏东 10.78° 方向, 距天池10.49km; (b) 沙松冷杉(生长年代公元1768~2011)位于长白山天池西坡锦江大峡谷, $41^{\circ}54'33.33''N$, $127^{\circ}55'31.45''E$, 海拔1320m, 天池西南 225.1° 方向, 距天池15.44km

Fig. 9 Photos of ancient tree rings in Changbaishan Tianchi

(a) *Ao. Les lolophylla maxim* (living in CE1749~2011) located at the Underground Forest scenic spot on the north slope of The Tianchi volcano, $42^{\circ}5'58.99''N$, $128^{\circ}4'51.79''E$ and 10.49km north to the Tianchi crater lake; (b) *Ao. Les lolophylla maxim* (living in CE1768~2011) located at the Jinjiang Grand Canyon scenic spot on the west slope of the Tianchi volcano, $41^{\circ}54'33.33''N$, $127^{\circ}55'31.45''E$ and 15.44 southwest to the crater lake

两套细碎屑浮岩质泥石流沉积层,中间夹一套粗碎屑岩块泥石流沉积层构成的(图2)。而且这个沉积序列的成分和粒度、磨圆等特征主要表现为自下而上的垂向分异,即沉积物堆积就位由早到晚随着形成时间而分异(图3)。这种特征通常说明物源剥蚀区和沉积堆积区都需要一定的时间和通过某种形式的调整作用才能够达到这样的耦合关系。上述一蹴而就的一次性快速沉积的成因模式不能很好解释这种碎屑成分的垂向分异特征。因此本文提出水田村火山泥石流沉积序列是由较为缓慢的背景沉积与快速突变性事件沉积间互构成的一套沉积序列。事实上,圣海伦火山1980年喷发后形成的火山泥石流沉积也属于突发性的快速事件沉积与较为缓慢的背景沉积间互进行而构成的互层沉积序列。Major (2004) 基于圣海伦火山1980年喷发后至2003年的观

测资料研究火山地貌改造与水系流量在十年和年度尺度的相互关系。结果显示以火山碎屑堆积物为主的火山地貌,其改造过程主要受水系影响。沉积物再分布的规模和时限主要随扰动方式变化。喷发后的悬浮组分搬运来自于河道扰动带的更多和更持续,相比之下,来自于山坡扰动带是次要的,尽管喷发会引起地貌强烈扰动,水流量及其发生频度与悬浮沉积载荷之间的关系,还是相当稳定的。小于年平均流量的水流对悬浮沉积物搬运的贡献通常小于5%。而大的洪水一天时间就可能搬运悬浮沉积物年度总搬运量的50%。然而中等规模的流量(小于两年一遇洪水)搬运了河道和山坡的最大量的沉积物(大致是悬浮载荷年搬运量的60%~95%),其累计搬运时间通常是每年1~3周。虽然小流量和大流量都能局部阵发性的搬运大量的悬浮组分,但20年总

体看,中等流量水系还是在悬浮物质搬运中起主要作用。

5.2 源-汇对比探讨水田村火山泥石流沉积序列的形成过程

这里的源是指天池火山物源剥蚀区,汇是指水田村沉积堆积区。搬运路径我们认同刘祥等(2000)观点,即,主要沿着二道白河水系搬运。考虑到千年大喷发可能发生在冬季(Wei *et al.*, 2013),而本区降水主要集中在夏季,其中6~9月降水量约占全年降水量的80.5%(林琳和王屹林, 2019)。另外,据Collins and Dunne(2019)对圣海伦火山1980年喷发后30年的观测结果,火山喷发后的头三年剥蚀作用最强。据此推测千年大喷发之后的3~5年内应该是火山碎屑物质再搬运和沉积最活跃的时期。一种典型雨水引发的火山期后泥石流(rain-induced lahars)在紧接着原生火山喷发后的数月或数年内是增加的,之后在水系网络系统和植被自我恢复与重建的缓慢过程中,会逐渐减少;而且这种突发性宣泄水流引发的泥石流由于富泥沉积物本身就少,加上泥质不易被剥蚀,因此它们通常是少泥的(泥加粉砂含量小于5%)(Sigurdsson *et al.*, 2000, p602)。水田村剖面下部发育大于2m厚的少泥火山碎屑沉积层,水平状冲洗层理和铺路状喷溅层发育,成层性好、粒度以细粒砾石和粗砂为,粉砂和泥级颗粒小于5%;成分以浮岩为主。我们将其解释成千年大喷发之后出现的雨水引发的火山期后泥石流沉积(图8)。基于源汇对比关系,这个过程可能对应于天池的积水过程,时限可能不少于200年。在此过程中主要是以河流或地表径流为主的背景沉积,此时的天池水对该区似乎没有明显影响。该剖面自下而上在2~5m处可见一系列冲刷面,而且规模逐渐变大,表示水流强度呈现出持续增加的趋势,于3m处出现粗碎屑岩块泥石流沉积层,再向上于3~5m处浮岩与岩块两种类型泥石流沉积层互层,岩块泥石流单层厚度和在总体积中所占比例向上增加。对比天池积水过程模拟结果,我们将这个层段解释为天池积满水后的地面径流沉积层序,其中的冲刷面和粗碎屑岩块泥石流应该是小型洪水事件沉积作用的地质记录。洪水可能来自天池积满水后的泄洪作用(作者认为这应该是主要的),也可能是从天池火口到水田村沿二道白河57.73km搬运路径中于某处形成的临时性围堰垮塌而引发了这些洪流(事实上,从天池泄水口到天池瀑布落水口沿二道白河源头1800m长的乘槎河有几处通道变窄之处(见图1c中4个红点位置),都可能形成临时围堰;但这已超出本文研究范围,因此不进一步讨论)。规模逐渐加大的冲刷面和厚度持续增加的粗碎屑岩块泥石流沉积层,均指示这类洪流作用的规模和强度呈现不断增加趋势。于5m出现最大规模冲刷面,之上为单层厚度最大的粒径大于50cm的巨砾岩块泥石流沉积层,5~8.5m为粗-巨砾厚层状岩块泥石流沉积与中-细砾层理发育的中厚层状泥石流沉积层构成的互层序列,下粗上细,正粒序。图3中于该层段所展示的冲刷面SS包括了层内粗细韵律界面。这是一套典型的洪

流沉积序列。与圣海伦火山泥石流研究结果比较,这其中的粗碎屑相当于泥流沉积(mudflow deposits)而较细的夹层和层理发育的沉积层相当于超浓缩流沉积(hyperconcentrated flow deposits)(Lipman and Mullineaux, 1981)。两种沉积类型火山泥石流沉积层的叠置机理和界面成因,作者引用Yi *et al.*(2019之图13)的成因解释方案,即,一次性洪水事件所搬运的高密度水-岩混杂的块状洪流,头部最粗、体部粒度中等,尾部粒度最细。在其搬运和沉积就位过程中,头、体、尾三部分可能因运动速率不同而脱节或断裂、乃至相互叠置并出现层内沉积界面。与天池积水模拟结果对比,我们将这一段洪流沉积层序解释为天池积满水后发生了大规模溃坝引发的洪流沉积,其发生时间是在千年大喷发之后至少200年以上。向上于9~12m,构成一个完整的向上变细的正粒序旋回,该段成层性好,水平状层理发育,层理和岩相类型主要表现为河流相和河流末端扇沉积。古流分析结果显示向上古流向变化减缓,总体逐渐接近现今河流的流向,我们将其解释成地貌和水系接近于现今条件的地表径流沉积层序。

5.3 水系、地貌和植被协同演化

植物垂直分带性是长白山天池火山地区植被发育的显著特点,本区主要有5个植物区系垂直分布带:阔叶混交林带(500~800m),针叶、落叶和阔叶混交林带(800~1100m),寒温针叶林带(1100~1800m),矮曲林带(1800~2000m),山地苔原带(2000~2700m)。这里尤其需要指出的是在长白山区域植物区系垂直分布格局中,每个植物组合带的基本条件要素包括海拔高度、土壤类型、气候参数、地貌陡峭程度和成壤地质条件(基岩岩性和/或火山碎屑物组成、成分和堆积方式等)(邵志娟等, 2019)。

这种受海拔高度控制的植物分带性实质上是火山地貌建造类型在地表的植物响应。因为长白山天池火山自下而上由5个构造层叠置而成,其中下部的3个硬岩构造层属于基岩地貌建造,上部的2个火山碎屑堆积层为表层地貌建造;前者决定山顶具体某个地表区域的海拔高度,后者会影响到土壤的形成条件。若考虑到火山碎屑物搬运和沉积对地表的改造作用是受水系控制的,则这种下伏火山建造类型、上覆地貌特征和地表植被分布,三者之间的耦合关系,在一定意义上,反映的是水系、地貌和植被的相依共存关系。代力民等(2002)通过长白山北坡椴树阔叶红松林群落主要树种的年龄结构研究,指出椴树阔叶红松林与地貌和水系关系密切,具体的表现是,作为阔叶红松林的一个主要类型,椴树阔叶红松林广泛分布于长白山区海拔500~110m的山地之间,立地类型多为平缓的坡地,排水良好。魏晶等(2005)在研究长白山高山冻原生态时,也强调了基岩和地貌与植被的密切关系,将植被群落划分为石质高山冻原植被和沼泽高山冻原植被等几种基本类型。

圣海伦火山1980年喷发后至2003年观测资料显示,以火山碎屑堆积物为主的火山地貌,其改造过程主要受水系影

响(Major and Mark, 2006)。基于模型预测与观测结果对比, Collins and Dunne (2019)报道了圣海伦火山1980年喷发后30多年来地貌、植被、片泛流(sheetwash)与剥蚀之间的协同演化关系,指出以往认为被扰动地貌的物理调节通过抵御片流剥蚀会使地表变稳定,并导致剥蚀速率降低和溪流变平缓。然而观测结果说明这样一种地貌趋于稳定的变化趋势会因为降水量的变化而打破原有平衡关系。因为降水量增加会引起溪流网路系统和剥蚀趋势的变化;由此可见,水量是沉积物搬运和地貌改造的主导因素。而且木本植物和草本植物对高程和地貌坡度及温度梯度的敏感性存在显著性差别,木本植物对环境参数更敏感。目前长白山地区气候、降水与林草生态系统的协同关系是温湿气候带的典型代表(Zhu *et al.*, 2014)。在南美洲阿根廷、智利、玻利维亚等安第斯山脉干旱地区,火山碎屑堆积物与地形和生态之间也存在明显的协同依存关系(Costello *et al.*, 2009)。长白山天池火山千年大喷发规模巨大(Pan *et al.*, 2017)原生喷发火山碎屑流(pyroclastic flow)搬运和就位受喷发前地形影响(Zhao *et al.*, 2013)。本区火山泥石流搬运沉积特征最新研究结果显示,火山泥石流沉积不仅受古地貌围限,同时会改造地貌(Yi *et al.*, 2019)。现今的长白山天池地区是保存完好的环境生态系统,其地貌与植被具有密切的互依共存关系(Kim *et al.*, 2019)。根据本区两类地貌建造的特征和地质历史(金伯禄和张希友, 1994; 王璞珺等, 2020),我们有理由推测,长白山天池及邻区的火山碎屑堆积物、水系、地貌和植被长期以来应该一直存在协同演化关系。这一推测也有本区古生物和古环境研究结果的支持(Kovar-Eder and Sun, 2009; Kern *et al.*, 2016)。本文在天池集水过程数值计算的基础上,用再搬运火山碎屑堆积物的粒度、成分和结构构造特征,研究搬运和沉积这些碎屑物的流体性质及其与天池湖水汇聚和宣泄的关系,进而根据不同类型沉积物垂向序列所反映的流体属性的变化特征,推测地貌改造速率。用层理和砾石产状进行古流分析。用古流分析结果与现今水系的接近程度表征古地貌趋于稳定的程度(图8)。长白山北坡和西坡古老树木年轮指示的生长年代是公元1700年至今,这说明至少自公元1700年开始长白山海拔1573~1320m区域适合松柏类高大植物生长,因此推测地貌和水系应该是稳定的(图9)。

6 结论

(1)千年大喷发以来,源于长白山天池地区的火山火泥石流沉积物主要有粗碎屑岩块泥石流和细碎屑浮岩泥石流两种类型。水田村剖面记录了两种泥石流沉积的互层序列;该剖面的上部和下部均为浮岩泥石流,中部为岩块泥石流沉积。

(2)本区火山泥石流沉积序列存在明显的物源剥蚀区与沉积堆积区的反剖面关系。即,碎屑成分自下而上(或沉积

早期到晚期)呈现规律性变化:剖面下部的碎屑成分以浮岩为主,向上粗面岩和玄武岩增多(在源区它们位于浮岩之下),上部出现辉绿岩和基底流纹岩,该沉积序列中成分的上下关系与源区对应成分的上下叠置关系正好相反。

(3)天池积水条件和积水速率数值模拟计算结果显示,当天池火山机构平均渗透率高于6mD(毫达西)时,天池不存在积水环境,此时即便降水量减蒸发量高达2000mm/y,水也会全部渗漏。当降水量减蒸发量小于1500mm/y时,则天池火山体平均渗透率需要小于4mD,天池才可能在200年之内集满现今的水量。当天池降水量减蒸发量小于1000mm时,天池火山体平均渗透率需要小于2.5mD,天池才可能在200年之内集满现今的水量。

(4)基于源-汇对比我们提出本区火山泥石流沉积序列的另一种成因解释。这是形成于千年大喷发之后的以地面径流或河流为主的背景沉积与洪水导致的突发性事件沉积互层的序列。上部和下部的细碎屑层主要表现为背景沉积。中部的粗碎屑岩块泥石流主要表现为洪流沉积,这可能与天池积满水之后的溃坝有关。下部的背景沉积可能对应于天池千年大喷发之后的持续积水过程,时间可能不少于200年;而上部的背景沉积则对应于本区的水系和地貌逐渐稳定并接近于现今条件的稳定型河流沉积。

(5)千年大喷发以来天池地区可能经历了水系、沉积物、地貌、生物的协同演化过程。将沉积特征和古流分析结果与天池北坡和西坡古老树木年轮指示的沙松冷杉生长年代(公元1749~1768)对比分析,推测上部沉积环境趋于稳定的时间应该不晚于公元十八世纪初。

致谢 感谢四位匿名审稿人对稿件的认真审阅和所提出的宝贵意见。审稿意见和作者回复的篇幅几乎一度与正文的篇幅相当。通过与几位极具专业素养业内高手的对话,使作者受益匪浅,同时也有效保证了稿件的质量,在此表示由衷的谢意。在这个过程中,作者深切体会到了本刊编审团队严谨高效的工作作风和敬业精神;因此坚信,《岩石学报》一定能够越办越好!

References

- Cheong AC, Jeong YJ, Jo HJ and Sohn YK. 2019. Recurrent Quaternary magma generation at Baekdusan (Changbaishan) volcano: New zircon U-Th ages and Hf isotopic constraints from the Millennium Eruption. *Gondwana Research*, 68: 13–21
- Collins BD and Dunne T. 2019. Thirty years of tephra erosion following the 1980 eruption of Mount St. Helens. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(14): 2780–2793
- Costello EK, Halloy SRP, Reed SC, Sowell P and Schmidt SK. 2009. Fumarole-supported islands of biodiversity within a hyperarid, high-elevation landscape on Socompa Volcano, Puna de Atacama, Andes. *Applied and Environmental Microbiology*, 75(3): 735–747
- Dai LM, Sun WZ, Deng HB and Xiao YH. 2002. Age structure of main tree species in community of *Tilia broadleaf* Korean pine forest on northern slope of Changbai Mountains. *Scientia Silvae Sinica*, 38

- (3): 73–77 (in Chinese with English abstract)
- Einsele G. 2000. Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget. 2nd edition. Berlin: Springer, 1–792
- Gao ZT, Hu ZZ, Jha B, Yang S, Zhu JS, Shen BZ and Zhang RJ. 2014. Variability and predictability of Northeast China climate during 1948–2012. *Climate Dynamics*, 43(3–4): 787–804
- Heap MJ, Kennedy BM, Farquharson JJ, Ashworth J, Mayer K, Letham-Brake M, Reuschle T, Gilg HA, Scheu B, Lavallée Y, Siratovich P, Cole J, Jolly AD, Baud P and Dingwell DB. 2017. A multidisciplinary approach to quantify the permeability of the Whakaari/White Island volcanic hydrothermal system (Taupo Volcanic Zone, New Zealand). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 332: 88–108
- Jin BL and Zhang XY. 1994. Researching Volcanic Geology in Mount Changbai. Yanji: Northeast Korea Ethnic Education Press, 1–223 (in Chinese)
- Kern AK, Kovar-Eder J, Stachura-Suchoples K, Wang WM and Wang PJ. 2016. Radiometric dating re-evaluating the paleoenvironment and paleoclimate around the Plio-Pleistocene boundary in NE China (Changbai Mountains). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 224: 134–145
- Kim JW, Kim SY and Choi BK. 2019. Alpine vegetation on the Paekdu-San (Changbaishan) summit of the Northeast China. *Journal of Plant Biology*, 62(6): 436–450
- Kovar-Eder J and Sun G. 2009. The Neogene flora from Badaogou of Changbai, NE China; Most similar living relatives of selected taxa and relations to the European record. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 158(1–2): 1–13
- Li N, Li JG, Wang DY and Zhang SN. 2018. The variation characteristics and correlation analysis of temperature and precipitation in the Chibe area of Changbai Mountain. *Agriculture & Technology*, 38(5): 131–133 (in Chinese)
- Lin L and Wang YL. 2019. Comprehensive study on Tianchi water resources in Changbai Mountain. *Jilin Geology*, 38(1): 60–66, 101 (in Chinese with English abstract)
- Lipman PW and Mullineaux DR. 1981. The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. Washington: United States Department of the Interior, Geological Survey, 1–844
- Liu JQ. 1999. Volcanos in China. Beijing: Science Press, 1–219 (in Chinese)
- Liu RX and Li N. 2000. Review on volcano resources. *Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry*, 19(3): 172–174 (in Chinese with English abstract)
- Liu X and Xiang TY. 1997. Cenozoic Volcanoes and Pyroclastic Deposits in Northeastern China Resources and Hazards. Changchun: Jilin University Press, 1–161 (in Chinese)
- Liu X, Sui WG and Wang XK. 2000. Lahar deposits of 1000a B. P. eruption at Changbaishan volcano and their hazards. *Journal of Changchun University of Science and Technology*, 30(1): 14–17 (in Chinese with English abstract)
- Luan P, Xu JD, Pan B, Yu HM and Zhao B. 2009. Preliminary study on geomorphic characteristics of eruptive products of Tianchi volcano, Changbai Mountains. *Journal of Seismological Research*, 32(2): 182–187 (in Chinese)
- Lü BS, Li CJ and Han CG. 2005. Study on volcanic landforms in Changbai Mountain. *Journal of Yanbian University (Natural Science)*, 31(4): 303–307 (in Chinese)
- Major JJ. 2004. Posteruption suspended sediment transport at Mount St. Helens: Decadal-scale relationships with landscape adjustments and river discharges. *Journal of Geophysical Research*, 109(F1): F01002
- Major JJ and Mark LE. 2006. Peak flow responses to landscape disturbances caused by the cataclysmic 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *GSA Bulletin*, 118(7–8): 938–958
- Manville V, Németh K and Kano K. 2009. Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology*, 220(3–4): 136–161
- Manville V, Segschneider B, Newton E, White JDL, Houghton BF and Wilson CJN. 2009. Environmental impact of the 1.8ka Taupo eruption, New Zealand: Landscape responses to a large-scale explosive rhyolite eruption. *Sedimentary Geology*, 220(3–4): 318–336
- Nie BF, Liu YS and Peng N. 2009. The characteristics of lahar deposits at Tianchi volcano. *Journal of Capital Normal University (Natural Science Edition)*, 30(1): 70–75 (in Chinese)
- Pan B, De Silva SL, Xu JD, Chen ZQ, Miggins DP and Wei HQ. 2017. The VEI-7 Millennium eruption, Changbaishan-Tianchi volcano, China/DPRK: New field, petrological, and chemical constraints on stratigraphy, volcanology, and magma dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 343: 45–59
- Qian C, Cui TR, Jiang B, Li LC, Chen HJ, Qin T, Tang Z, Si QL and Lu L. 2014. A study on the characteristics of Late Cenozoic volcanic terrain in Changbaishan mountain and its geological application. *Quaternary Sciences*, 34(2): 312–324 (in Chinese)
- Qiu SW, Li FH and Sui XL. 1981. Periglacial topography of Changbai Mountain. *Journal of Glaciology and Geocryology*, (1): 26–31 (in Chinese)
- Qiu SW. 1990. A study on the paleo-glacial and periglacial landforms in Changbai Mountains. *Quaternary Sciences*, (2): 137–145 (in Chinese)
- Ramos FC, Heizler MT, Buettner JE, Gill JB, Wei HQ, Dimond CA and Scott SR. 2016. U-series and ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of Holocene volcanic rocks at Changbaishan volcano, China. *Geology*, 44(7): 511–514
- Scott KM. 1988. Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system; Lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system, Mount St. Helens, Washington. Washington: United States Government Printing Office, 1–74
- Sigurdsson H, Houghton BF, McNutt SR, Rymer H and Stix J. 2000. Encyclopedia of Volcanoes. San Diego: Academic Press, 1–1417
- Sun CQ, Liu JQ, You HT and Nemeth K. 2017. Tephrostratigraphy of Changbaishan volcano, Northeast China, since the Mid-Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 177: 104–119
- Tai ZJ, Meng GL, Shi GQ, Feng XC and Guo YS. 2019. Study on the vertical distribution pattern of flora in Changbai Mountain region. *Agriculture & Technology*, 39(7): 74–75 (in Chinese)
- Wan Y, Xu JD, Lin XD and Pan B. 2011. Analysis to the lahars extent in Changbai Mountains by numerical simulation. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 41(5): 1638–1645 (in Chinese with English abstract)
- Wang N, Li SZ, Hu RJ, Xu YC and Wang XD. 2020. Geomorphology of the underwater caldera of the Changbaishan Tianchi volcano using 3D virtual visualization. *Geological Journal*, 55(7): 5186–5196
- Wang PJ and Chen SM. 2015. Cretaceous volcanic reservoirs and their exploration in the Songliao Basin, Northeast China. *AAPG Bulletin*, 99(3): 499–523
- Wang PJ, He KL, Yi J, Wang HF, Sun S and Chen HC. 2018. Volcanostratigraphy, volcanic architecture and reservoir of intermediate-mafic volcanic rocks: A comparison between buried Cretaceous volcanoes in the Songliao Basin and the modern volcanoes in Changbai Mountain. *Geophysical Prospecting for Petroleum*, 57(5): 775–787 (in Chinese with English abstract)
- Wei HQ, Liu GM and Gill J. 2013. Review of eruptive activity at Tianchi volcano, Changbaishan, Northeast China: Implications for possible future eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 75(4): 706
- Wei J, Deng HB and Wu G. 2005. Storage of alpine tundra ecosystem in Changbai Mountains. *Chinese Journal of Ecology*, 24(12): 1380–1383 (in Chinese with English abstract)
- Xu JD, Pan B, Liu TZ, Hajdas I, Zhao B, Yu HM, Liu RX and Zhao P. 2013. Climatic impact of the Millennium eruption of Changbaishan volcano in China: New insights from high-precision radiocarbon wiggle-match dating. *Geophysical Research Letters*, 40(1): 54–59
- Xu SQ, Liang HH, Fu S and Hu YX. 2018. Variation characteristics of evaporation in Jilin Province from 1951 to 2015. *Journal of*

- Meteorology and Environment, 34(3): 71-77 (in Chinese)
- Yang QF, Yuan XJ, Wu CZ, Pan XD and Zhang Y. 2018. The multibeam sounding exploration of the Tianchi caldera lakebed topography at the China-North Korea border. *Acta Petrologica Sinica*, 34(1): 185-193 (in Chinese with English abstract)
- Yi J, Wang PJ, Shan XL, Wang HF, Sun S and Chen HC. 2019. Lahar deposits generated after the Millennium eruption of the Changbaishan Tianchi volcano in the Erdaobaihe River system, China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 380: 1-18
- Zhang N, Yu ZL and Zhao SD. 2001. Simulation of spatial distribution of vegetable transpiration in Changbai Mountain. *Resources Science*, 23(6): 91-96 (in Chinese with English abstract)
- Zhang W, Niu YB, Yan L, Cui ZJ, Li CC and Mu KH. 2008. Late Pleistocene glaciation of the Changbai Mountains in northeastern China. *Chinese Science Bulletin*, 53(17): 2672-2684
- Zhao B, Xu JD and Lin CY. 2013. Study of distal pyroclastic-flow stratum from Tianchi volcano in 1215 (± 15) eruption: Pyroclastic-flow over water. *Acta Geologica Sinica*, 87(1): 73-81
- Zhu XJ, Yu GR, Wang QF, Hu ZM, Han SJ, Yan JH, Wang YF and Zhao L. 2014. Seasonal dynamics of water use efficiency of typical forest and grassland ecosystems in China. *Journal of Forest Research*, 19(1): 70-76
- 附中文参考文献
- 代力民, 孙伟中, 邓红兵, 肖以华. 2002. 长白山北坡椴树阔叶红松林群落主要树种的年龄结构研究. *林业科学*, 38(3): 73-77
- 金伯禄, 张希友. 1994. 长白山火山地质研究. 延吉: 东北朝鲜民族教育出版社, 1-223
- 李楠, 李建国, 王东育, 张淑娜. 2018. 长白山池北区气温与降水变化特征及相关性分析. *农业与技术*, 38(5): 131-133
- 林琳, 王屹林. 2019. 长白山天池水资源综合研究. *吉林地质*, 38(1): 60-66, 101
- 刘嘉麒. 1999. 中国火山. 北京: 科学出版社, 1-219
- 刘若新, 李霓. 2000. 火山资源述评. *矿物岩石地球化学通报*, 19(3): 172-174
- 刘祥, 向天元. 1997. 中国东北地区新生代火山和火山碎屑堆积物资源与灾害. 长春: 吉林大学出版社, 1-161
- 刘祥, 隋维国, 王锡魁. 2000. 长白山火山1000年前火山泥石流堆积及其灾害. *长春科技大学学报*, 30(1): 14-17
- 栾鹏, 许建东, 潘波, 于红梅, 赵波. 2009. 长白山天池火山喷发物地形地貌特征初步研究. *地震研究*, 32(2): 182-187
- 吕弼顺, 李春景, 韩成国. 2005. 长白山火山锥体及其周边地貌类型研究. *延边大学学报(自然科学版)*, 31(4): 303-307
- 聂保锋, 刘永顺, 彭年. 2009. 长白山天池火山泥石流分布特征及其形成模式研究. *首都师范大学学报(自然科学版)*, 30(1): 70-75
- 钱程, 崔天日, 江斌, 李林川, 陈会军, 秦涛, 唐振, 司秋亮, 陆露. 2014. 长白山地区晚新生代火山地貌形态研究及其地质应用. *第四纪研究*, 34(2): 312-324
- 裘善文, 李风华, 隋秀兰. 1981. 长白山冰缘地貌. *冰川冻土*, (1): 26-31
- 裘善文. 1990. 长白山古冰川、冰缘地貌的研究. *第四纪研究*, (2): 137-145
- 邵志娟, 孟格蕾, 史国强, 冯秀春, 郭艳双. 2019. 长白山区域植物区系垂直分布格局探讨. *农业与技术*, 39(7): 74-75
- 万园, 许建东, 林旭东, 潘波. 2011. 基于数值模拟的长白山天池火山泥石流灾害展布范围分析及预测. *吉林大学学报(地球科学版)*, 41(5): 1638-1645
- 王璞琚, 何凯伦, 衣健, 王寒非, 孙松, 陈海潮. 2018. 中基性岩系火山地层、架构和储层: 松辽盆地埋藏古火山与长白山现代火山对比研究. *石油物探*, 57(5): 775-787
- 魏晶, 邓红兵, 吴钢. 2005. 长白山高山冻原生态系统的碳储量. *生态学杂志*, 24(12): 1380-1383
- 徐士琦, 梁洪海, 傅帅, 胡轶鑫. 2018. 1951—2015年吉林省蒸发量变化特征. *气象与环境学报*, 34(3): 71-77
- 杨清福, 原晓军, 武成智, 盘晓东, 张羽. 2018. 中朝边境天池破火山口湖底地形多波束测深探测. *岩石学报*, 34(1): 185-193
- 张娜, 于振良, 赵士洞. 2001. 长白山植被蒸腾量空间变化特征的模拟. *资源科学*, 23(6): 91-96
- 张威, 牛云博, 闫玲, 崔之久, 李川川, 穆克华. 2008. 吉林长白山地晚更新世冰川作用. *科学通报*, 53(15): 1825-1834