火山碎屑密度流沉积机制研究
——以松辽盆地东南隆起区九台地区白垩系营城组火山碎屑岩为例

刘润超[1)]，黄玉龙[2)]，邹洁琼[3)]

1）造山带与地壳演化教育部重点实验室，北京大学地球与空间科学学院，北京，100871
2）吉林大学地球科学学院，长春，130061；3）中国科学院广州地球化学研究所，广州，510640

内容提要：火山碎屑密度流是一种危险的火山活动现象，也是一种重要的盆地物源供给方式，对其沉积机制的研究具有灾害预防和油气勘探的双重意义。松辽盆地东南隆起区九台营城煤矿地区白垩系营城组古火山机构保存良好，发育有典型的火山碎屑密度流沉积物。本文在精细刻画火山碎屑岩的岩石结构、沉积构造的基础上，运用薄片观察和沉积物粒度统计的方法，从物质来源、搬运机制和就位方式角度系统地分析了火山碎屑密度流的整个沉积过程，并结合国内外火山学、沉积学的研究进展探讨了不同浓度火山碎屑密度流的沉积机制。研究区内的火山碎屑密度流沉积物可以划分为五种微相：①块状熔结角砾凝灰岩微相；②无序含集块凝灰角砾岩微相；③逆粒序或双粒序角砾凝灰岩微相；④正粒序角砾凝灰岩微相；⑤韵律层理凝灰岩微相。第一种微相具有熔结结构，可能形成于高挥发分岩浆喷发柱的垮塌，火山碎屑密度流的就位温度较高；后四种微相具有正常火山碎屑岩结构，可能形成于火山口的侧向爆炸，火山碎屑密度流的就位温度中等。沉积块状熔结角砾凝灰岩微相的火山碎屑密度流具有黏性碎屑流的流体特征，沉积物整体冻结就位；沉积无序含集块凝灰角砾岩微相和逆粒序或双粒序角砾凝灰岩微相的火山碎屑密度流具有颗粒流的流体特征，沉积物整体冻结就位；沉积正粒序角砾凝灰岩微相和韵律层理凝灰岩微相的火山碎屑密度流具有湍流的流体特征，沉积物连续加积就位。火山碎屑密度流的颗粒浓度是一个连续变量，但流体性质可能会发生突变，稀释的火山碎屑密度流的沉积机制符合下部流动边界模型，稠密的火山碎屑密度流的沉积机制符合层流（碎屑流或颗粒流）模型。

关键词：火山碎屑密度流；火山碎屑岩；粒度分析；搬运和沉积机制；白垩系营城组；松辽盆地

沉积物密度流是由密度差引起，重力驱动的一种多相流体，是地球表层搬运沉积物的一种重要方式（Bell，1942；Middleton，1966）。水下沉积物重力流和地表火山碎屑密度流是自然界中两种常见的沉积物密度流。前者由堆积在斜坡的沉积物滑塌或洪水携带大量沉积物入湖入海产生，在海底或湖底以底流的形式快速搬运、堆积（Kuenen，1957；Middleton，1993）。经过半个多世纪的研究，已取得长足进展（Shanmugam，2000；Haughton et al.，2009；Meiburg et al.，2010；Gong et al.，2015；Zhu Xiaomin et al.，2017）。后者由强烈的岩浆或蒸气岩浆爆发产生，伴随着火山喷发柱的垮塌、火山口的炸裂或火山射气的横向膨胀，固-气两相或固-气-液三相载屑流体在周围空气中快速贴地运移（Fisher，1966a，1979；Cas et al.，1987）。因此，火山碎屑密度流与水下沉积物重力流在流体物理性质和沉积物沉积特征方面具有相似性，研究方法也可以相互借鉴（Walker，1971；Lajoie et al.，1989；Doronzo et al.，2013）。例如，两者的流体行为都受到流体速度、黏度和颗粒浓度、粒度以及地形等因素的影响，控制了碎屑物的搬运方式和就位机制，表现在沉积物上则都会出现块状堆积和层状堆积两种端元沉积构造类型（Sparks，1976；Wilson et al.，2000；Mulder et al.，2001）。然而，由于火山爆发

收稿日期：2018-04-03；改回日期：2018-10-26；网络发表日期：2019-03-04；责任编辑：郝梓国。
作者简介：刘润超，男，1988年生，博士研究生，石油地质学专业，Email：liurc@pku.edu.cn。通讯作者：黄玉龙，男，1982年生，博士，副教授，主要从事火山岩油气储层地质学研究，Email：long@jlu.edu.cn。
引用本文：刘润超，黄玉龙，邹洁琼. 2019. 火山碎屑密度流沉积机制研究——以松辽盆地东南隆起区九台地区白垩系营城组火山碎屑岩为例. 地质学报，93(4)：879～898，doi：10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2019102.
Liu Runchao，Huang Yulong，Zou Jieqiong. 2019. Sedimentary mechanism of pyroclastic density currents：a case study based on the pyroclastic rocks of the Cretaceous Yingcheng Formation in the Jiutai Area，Southeast Uplift of the Songliao Basin. Acta Geologica Sinica，93(4)：879～898.

能量的波动，喷出物粒度、形状的离散和空气介质在载屑能力、流动性、可压缩性等方面与水介质的差异，使得火山碎屑密度流的流变学状态和颗粒支撑机制在时间域和空间域（欧拉-拉格朗日参考系）中的变化更加复杂（Wohletz et al.，1979；Sulpizio et al.，2008；Ongaro et al.，2016）。

近二十年来国外学者在火山碎屑密度流的研究中，取得了诸如统一过去相互独立的火山碎屑流和火山碎屑浪模型，建立密度分层、逐渐加积的新模型，引入流动边界带概念和颗粒流理论等进展，并将这些新理论、新模型应用到物理和数值模拟中，取得了较好的实验结果（Burgissier et al.，2002；Branney et al.，2002；Dellino et al.，2010；Sher et al.，2017）。然而，火山碎屑密度流搬运和沉积体系的耦合关系仍然未被充分理解，比如，颗粒浓度的连续性是否意味着不同浓度火山碎屑密度流沉积方式的一致性（Andrews et al.，2012；Roche，2012；Breard et al.，2017）？这在一定程度上是因为难以直接观测运动中的火山碎屑密度流的内部结构（Sulpizio et al，2014；Doronzo，2017）。因此，探讨上述问题更需要从细致地解剖火山碎屑密度流沉积物的结构、构造入手（Dellino et al.，2000；Brand et al.，2012）。

在我国，由于缺少现代火山喷发（刘嘉麒，1999；刘若新，2000），学界对火山碎屑密度流及其产物火山碎屑岩的研究起步较晚，发展相对滞后。早期的文章以发现报道和岩性界定分类为主（Liu Xiang et al.，1987；Sun Shanping et al.，1987；Du Yangsong，1989）。进入二十一世纪，随着对火山地质灾害预防重视程度的提高（Bai Zhida et al.，2006；Yang Qingfu et al.，2007；Wang Pujun et al.，2013；Cui Tianri et al.，2017）和火山岩地层油气勘探的突破（Zou Caineng et al.，2008；Liu Xiang et al.，2011；Feng Zhiqiang et al.，2011），国内对包括火山碎屑岩在内的各类火山作用产物的研究步入了快速发展。然而，在前人工作中，只有少数学者探讨了火山碎屑密度流的流体动力学特征（Sun Qian et al.，2005；Zhao Bo et al.，2008；Shen Yanjie et al.，2014）。事实上，我国东部和西部都广泛分布有新生代、中生代甚至古生代的古火山机构，并往往发育火山碎屑密度流沉积物（Gong Yiming，1993；Sun Qian et al.，2003；Xu Debing et al.，2005；Wang Pujun et al.，2007a；Zhu Bei et al.，2014；Liu Dongdong et al.，2015）。本文以松辽盆地东南隆起区九台营城煤矿地区出露的火山碎屑岩为研究对象，对其开展细致的岩相学研究，包括野外剖面测量、沉积构造现象精细刻画、岩石结构镜下观察和火山碎屑的粒度统计与分析，结合近年沉积学、火山学研究取得的理论进展，意在从沉积特征探讨不同喷发方式、不同浓度的火山碎屑密度流的搬运和沉积机制，并检验前人提出的火山碎屑密度流沉积模式的适用性。

1 地质背景

研究区位于松辽盆地东南隆起区，九台市营城煤矿地区，临近松嫩地块南部边界西拉木伦-长春缝合带和东部边界伊通-依兰断裂带（图 1 a，b；Wu Fuyuan et al.，2007；Zhou Jianbo et al.，2016），在面积约 4 km^2 的范围内出露有四座小型古火山机构（图 1 c；Pyle，2015；Huang Yulong et al.，2007；Wang Pujun et al.，2007a）。同位素地球化学测年显示，研究区内的火山岩形成于早白垩世 Aptian 期（～120 Ma）（Wang Pujun et al.，2002a，b），岩石地层单元归属于营城组一段（Jia Juntao et al.，2007，2008）。该时期，松辽盆地处于断陷盆地发展阶段，盆地南侧的西拉木伦-长春断裂和东侧的伊通-依兰断裂分别表现为张性和左行张扭性构造属性，而在现今盆地边界之外的更大范围内小型正断层广泛发育，共同控制了断陷盆地群的形成，并为盆地内的基-酸性火山活动提供了岩浆通道（Wang Pujun et al.，2007b；Zhang Fengqi et al.，2009；Huang Yulong et al.，2010；Ge Rongfeng et al.，2010）。营城组一段的火山岩主要形成于酸性火山喷发旋回，在经历了后期盆地坳陷阶段的持续埋深和构造反转阶段的抬升剥蚀后，研究区内的火山岩出露地表（Wang Pujun et al.，2015，2016）。

研究区内的火山岩岩性、岩相丰富，囊括了 Wang Pujun et al.（2003）提出的松辽盆地火山岩分类方案中的五种岩相、十余种亚相的典型岩石类型（图 1c）。根据岩石的物质成分和结构构造，可以具体定名为火山碎屑岩（狭义）、熔结火山碎屑岩、火山碎屑熔岩、流纹岩、珍珠岩和火山碎屑沉积岩等（Sun Shanping et al.，2001；Liu Wanzhu et al.，2007）。其中某些岩性对应着唯一的岩相或亚相，如珍珠岩；某些岩性在多种岩相中均可出现，如火山碎屑熔岩，需要进一步根据其成因来划分所属的相或亚相。需要指出的是一种具有特殊指示意义的火山碎屑熔岩——隐爆角砾岩，可以用来判断古火山口

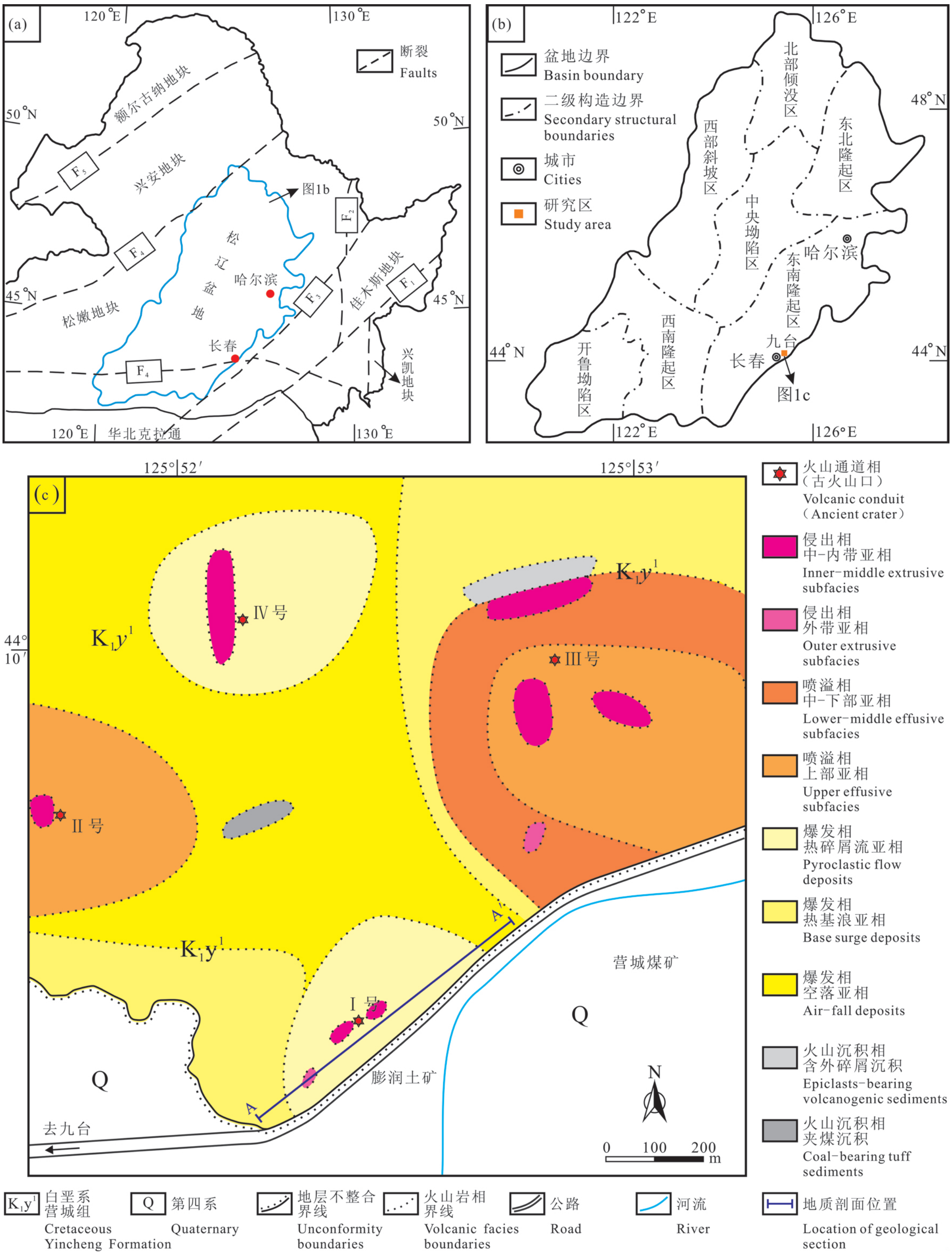

图 1 松辽盆地构造背景(a)(**据** Wu Fuyuan et al.，2007)，**研究区地理位置**(b)(**据** Wang Pujun et al.，2009)**和研究区火山岩相分布**(c)(**据** Bai Xuefeng et al.，2007)

Fig. 1 Simplified tectonic backgroud map of the Songliao Basin (a, modified from Wu Fuyuan et al., 2007), location of the study area(b, modified from Wang Pujun et al., 2009), and distribution of volcanic rock facies in the study (c, modified from Bai Xuefeng et al., 2007)

F_1—**敦化-密山断裂**；F_2—**嘉荫-牡丹江断裂**；F_3—**伊通-依兰断裂**；F_4—**贺根山-黑河断裂**；F_5—**喜桂图-塔源断裂**；F_6—**西拉木伦-长春断裂**

F_1—Dunhua-Mishan fault; F_2—Jiayin-Mudanjiang fault; F_3—Yitong-Yilan fault; F_4—Hegenshan-Heihe fault; F_5—Xiguitu-Tayuan fault; F_6—Xilamulun-Changchun fault

的位置(Sun Xijia et al.，2018)。**鉴于Ⅰ号古火山机构的火山碎屑岩，特别是火山碎屑密度流成因的火山碎屑岩发育和出露最好，我们对其进行了大比例尺**(1∶500)**剖面测量**(图 2)，**以厘定火山碎屑岩的产出状态，包括平面上的展布延伸和垂向上的组合叠置关系。并对局部火山碎屑岩露头开展更加细致的分层和沉积学研究工作。**

2 火山碎屑岩的分布、产状和结构构造特征

Ⅰ号古火山机构火山形貌保存相对完整，由火山通道相角砾熔岩(隐爆角砾岩)和侵出相珍珠岩构成火山丘，爆发相火山碎屑岩覆盖其上，向外围延伸(图 1c，图 2 和图 3)。**根据岩层产状和沉积特征可以将火山碎屑岩进一步划分为火山碎屑密度流成因和空落成因。前者形成的火山碎屑岩层出现在爆发相序列下部，表现出明显的流体搬运特征，如塑性角砾的拉长和定向排列，冲刷形成的侵蚀面、削截面和U型槽泊，以及各类可以反映流体动力条件的层理构造和重力流沉积中常见的同生滑塌构造，并且岩层厚度受地形控制明显，高处超覆、低处堆积，沟谷处明显加厚**(图 2，图 3 和图 4；Allen，1982；Brand et al.，2014；Brown et al.，2015)。**后者形成的火山碎屑岩层出现在爆发相序列上部，以含浮岩凝灰层近等厚地覆盖在下部火山碎屑岩层之上，与下部岩层之间无冲刷侵蚀面，岩层内部也未表现出明显的流动构造，在一定范围内垂向近等厚披覆是空落火山碎屑沉积的典型特征**(图 2 和图 3；Fisher et al.，1984；Wilson et al.，2000)。**尽管**，Branney et al.(2002)**建议将火山碎屑空落沉积过程划归广义的火山碎屑密度流，并且在实际的火山喷发过程中，水平运移的火山碎屑密度流也往往卷入空落的火山灰-火山弹粒级的碎屑，在最终的沉积物中保留冲击坑、重荷模等构造**(图 4)。**但本文还是将它们明确区分开来，并在下文中专一讨论以侧向运移为主的火山碎屑密度流的沉积微相特征。**

沉积微相精细刻画、分析工作围绕一块高约 2 m、**长约** 3 m **的原地火山碎屑岩巨石剖面展开**(图 4)。**巨石剖面产自距古火山口约** 250 m **的火山碎屑岩地层，参照古火山机构的规模和火山弹的分布，判断该段火山沉积属于中-近源沉积**(图 2；Einsele，2000)。**该火山碎屑岩巨石由** 20 **余层厚度不一的火山碎屑岩层组成，单层厚度薄可至约** 1 cm，**厚可达** 40 cm。**巨石整体可以分为上下两个单元，下部岩性**

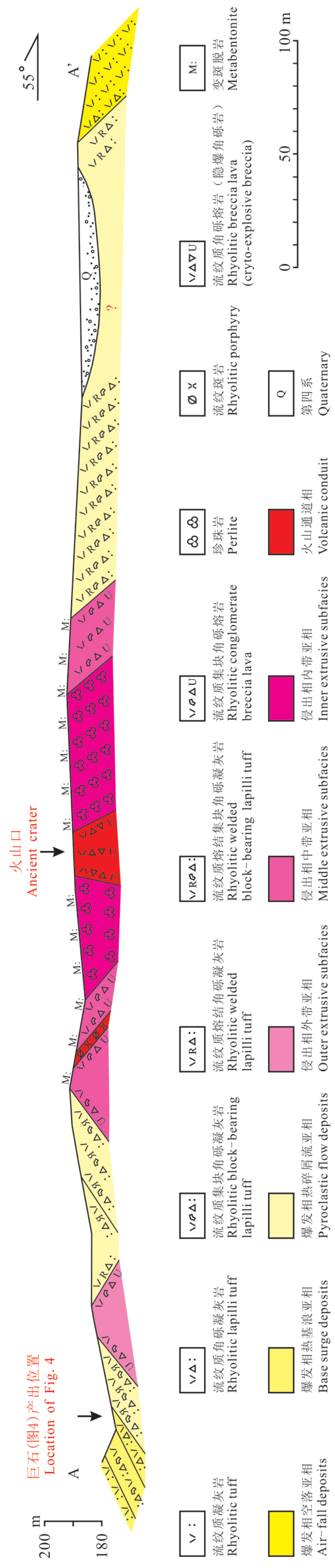

图2 Ⅰ号古火山机构实测剖面(剖面位置见图1)
Fig. 2 Cross section of the ancient volcanic edifice I (see Fig.1 for location)

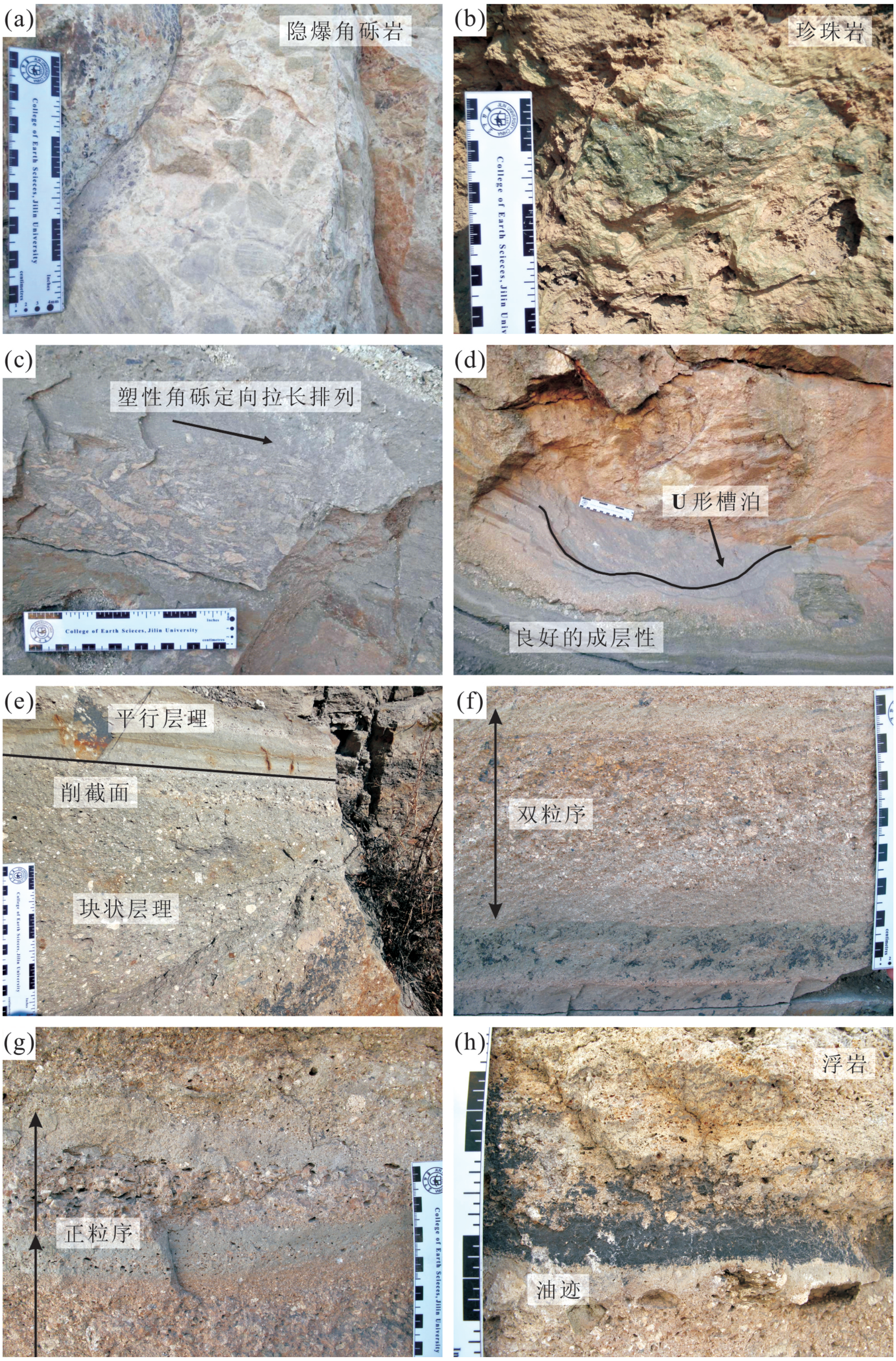

图 3　Ⅰ号古火山机构典型岩性、岩相野外照片

Fig. 3　Typical volcanic rocks and facies of volcanic edifice Ⅰ

(a)—火山通道相隐爆角砾岩;(b)—侵出相珍珠岩;(c)—熔结角砾凝灰岩,火山碎屑密度流沉积物冷凝固结成岩;(d～g)—角砾凝灰岩和凝灰岩,火山碎屑密度流沉积物压实固结成岩;(h)—浮岩,空落火山碎屑沉积物压实固结成岩

(a)—crypto-explosive breccia in volcanic vent; (b)—extrusive perlite; (c)—welded lapilli tuff, PDCs deposits consolidated by cooling; (d～g)—lapilli tuff and tuff, PDCs deposits consolidated by compaction; (h)—pumice, pyroclastic fall deposits consolidated by compaction

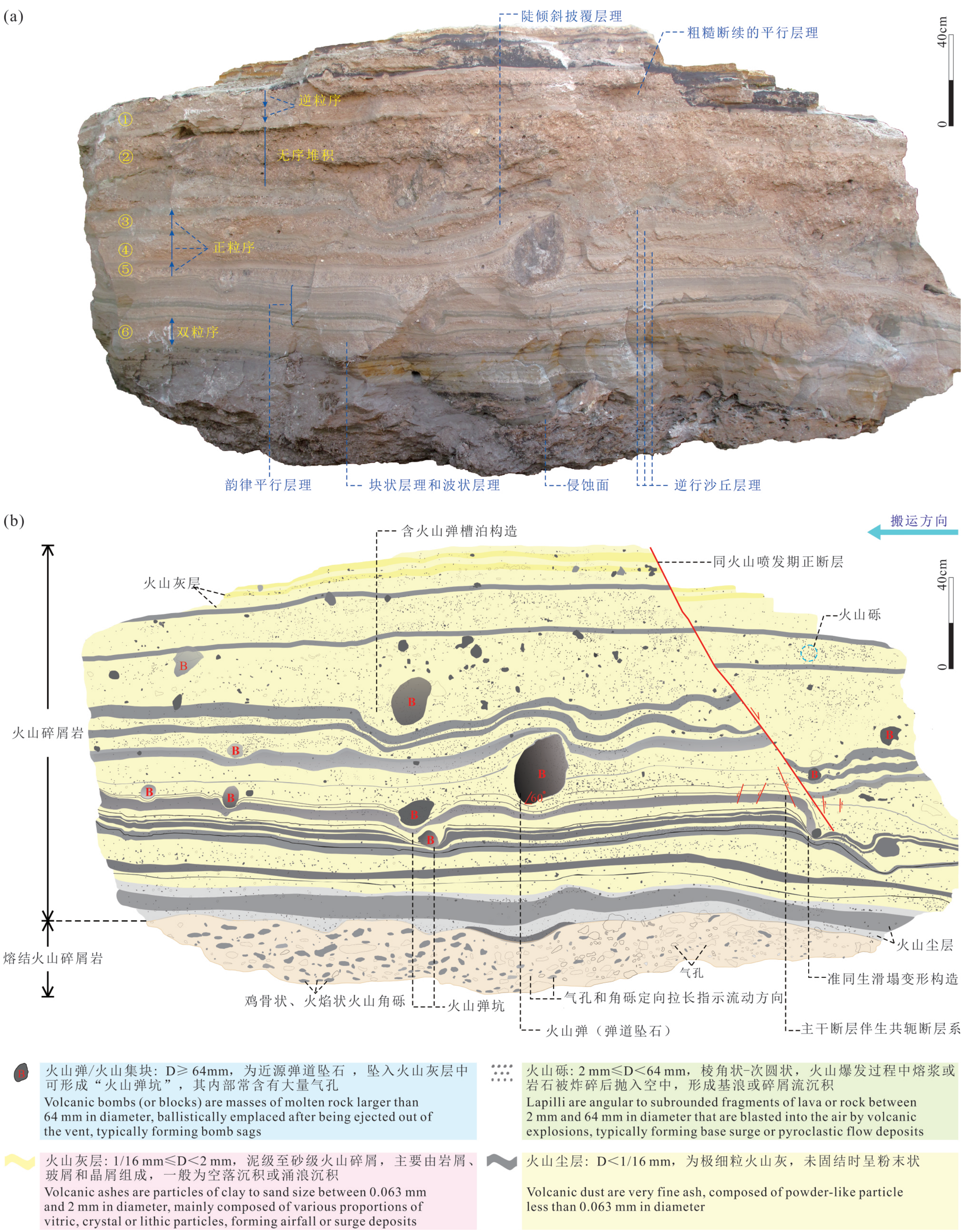

图 4 火山碎屑岩巨石剖面岩性序列(a)**和沉积构造现象的识别与刻画**(b)

(**火山碎屑粒级划分据** Fisher，1966b；Wang Pujun et al.，2010)

Fig. 4 Identification and depiction of the lithology sucession (a) and sedimentary structures of the huge pyrolclatic rock (b)

The terms for pyroclastic size are based on the criteria of Fisher (1966b) and Wang Pujun et al. (2010)

为熔结火山碎屑岩，上部为正常（非熔结）火山碎屑岩。Wang Pujun et al.(2003)将这两类岩石分别归为热碎屑流亚相和热基浪亚相，本文将它们更细致地划分为 5 类微相，弱化端元分类方案以便从流体属性统一讨论火山碎屑密度流的沉积机制。

块状熔结角砾凝灰岩微相：单层厚度大（＞30 cm；Ingram，1954），较稳定，层内不具有再分层现象。角砾含量大于 25％，局部可达 50％，以新生浆屑(juvenile clasts)为主，也含外来碎屑。新生浆屑表现为塑性，原生气孔发育，呈鸡骨状、火焰状散布于同源同期火山凝灰基质中，彼此焊接，角砾定向拉长、排列指示流动方向（图 4）。镜下观察，基质为流纹质，弱定向，可见细小颗粒的火山凝灰，晶屑主要为长石、石英和暗化的黑云母，晶屑棱角状至次棱角状（Cas et al.，2008），具熔蚀边和炸裂纹，气孔发育，多被后期石英充填（图 5）。成岩方式以冷凝固结为主（Walker，1983）。

无序含集块凝灰角砾岩微相：单层厚度大、不稳定，平均厚度大于 30 cm，对下部地层有侵蚀。外来碎屑含量少（＜10％），含火山集块（火山弹），角砾含量大于 50％，各粒级火山碎屑无序堆积，颗粒支撑、基底胶结，但不具有熔结现象，也未见湿冷条件下黏结成因的增生火山砾（Schumacher et al.，1991；Druitt，1998；Sun Qian et al.，2003；Liu Zhaojun et al.，2008）。大粒径碎屑（如火山弹）往往是空落来源，在岩层中形成凹陷（图 4，表 1）。成岩方式以压实固结为主（Cheng Rihui et al.，2012）。

逆粒序或双粒序角砾凝灰岩微相：单层厚度中等（＞10 cm，＜30 cm），较稳定-稳定。含少量外碎屑（＜10％），一般不含火山弹，角砾含量 20％～40％不等，为流纹质角砾，轻度磨圆（图 5），未见增生火山砾，火山凝灰杂基支撑，基底胶结，不具有熔结现象。岩层整体具有块状层理的特点，上下层面相对清晰。但仔细观察，层内粗尾式粒序发育，为逆粒序或双粒序（逆粒序＋正粒序），并且表现出不太明显的层理构造，如岩层内部由较粗的碎屑颗粒形成的断续平行层理和岩层顶部由火山灰-火山尘粒级的细碎屑形成的小型波状层理（图 4，表 1）。成岩方式以压实固结为主。

正粒序角砾凝灰岩微相：单层厚度以薄层为主（＞3 cm，＜10 cm），不稳定-较稳定。含少量外碎屑（＜10％），常见同期喷发的空落火山弹，角砾含量大于 30％，为流纹质角砾，轻度磨圆，未见增生火山砾，火山凝灰杂基支撑，基底胶结，不具有熔结现象。岩层成层性明显，层理构造发育，如逆行沙丘层理、披覆层理，并且单层内部表现出分层现象，下部粗碎屑颗粒集中，向上过渡为火山灰至火山尘，构成配分式正粒序（图 4，表 1）。成岩方式以压实固结为主。

韵律层理凝灰岩微相：单层厚度以极薄层为主（＞1 cm，＜3 cm），较稳定。火山灰-火山尘粒级的火山碎屑构成岩层主体，火山角砾含量通常小于 5％。单层平行层理发育，数层叠置在一起形成韵律层理（图 4）。镜下观察，基质为细粒火山凝灰，含有较多棱角-次棱角状的晶屑和岩屑，岩屑为流纹质，晶屑以长石、石英为主，有时可见黑云母晶屑。粒度较大的晶屑、岩屑与更细粒的火山灰、火山尘定向排列，未见熔结现象（图 5）。成岩方式以压实固结为主。

需要说明的是不同火山喷发或同一火山不同期次喷发形成的火山碎屑密度流沉积物的结构构造特征是复杂多样的，即使同一火山同一期次喷发所形成的火山碎屑密度流沉积物也会在横向上发生相变（Wohletz et al.，1979；Sohn et al.，1989）。因此，上文中的 5 类火山碎屑岩微相仅是对研究区内实际火山碎屑岩层的客观描述，不构成固定相模式。

3　火山角砾的粒度统计与分析

选取 6 层层理构造典型、具有代表性的火山碎屑岩层进行粒度统计（图 4），尝试进一步分析不同微相的火山碎屑岩层的沉积特征与载屑流体流变学性质和水动力条件之间的关系。考虑到火山碎屑密度流的搬运能力较强，而较大粒径的碎屑颗粒对其流体动力的变化更敏感（Sparks，1976；Lajoie et al.，1989；Roche，2015），并且由于研究区内的火山碎屑岩层已固结成岩，不便采用统计松散火山碎屑常使用的筛析法（Astis et al.，1997；Bear et al.，2009）。因此，把统计对象设定为角砾级（2～64 mm）的火山碎屑颗粒，直接测量其粒径。

3.1　统计方法与步骤

3.1.1　单层粒度统计

每层横向等间距、等宽度选择 5～6 个统计区（视层内角砾多少而定），毫米尺测量角砾出露面的长轴，读数精确到毫米并估读一位，每层统计角砾个数大于 1000 个。

3.1.2　单层角砾含量、平均厚度统计

每层等间距垂向布线 10 条，统计各条线的长度求其平均值作为该层平均厚度；统计各条线穿过的角砾的长轴，角砾的总长度除以线长即为该线及附

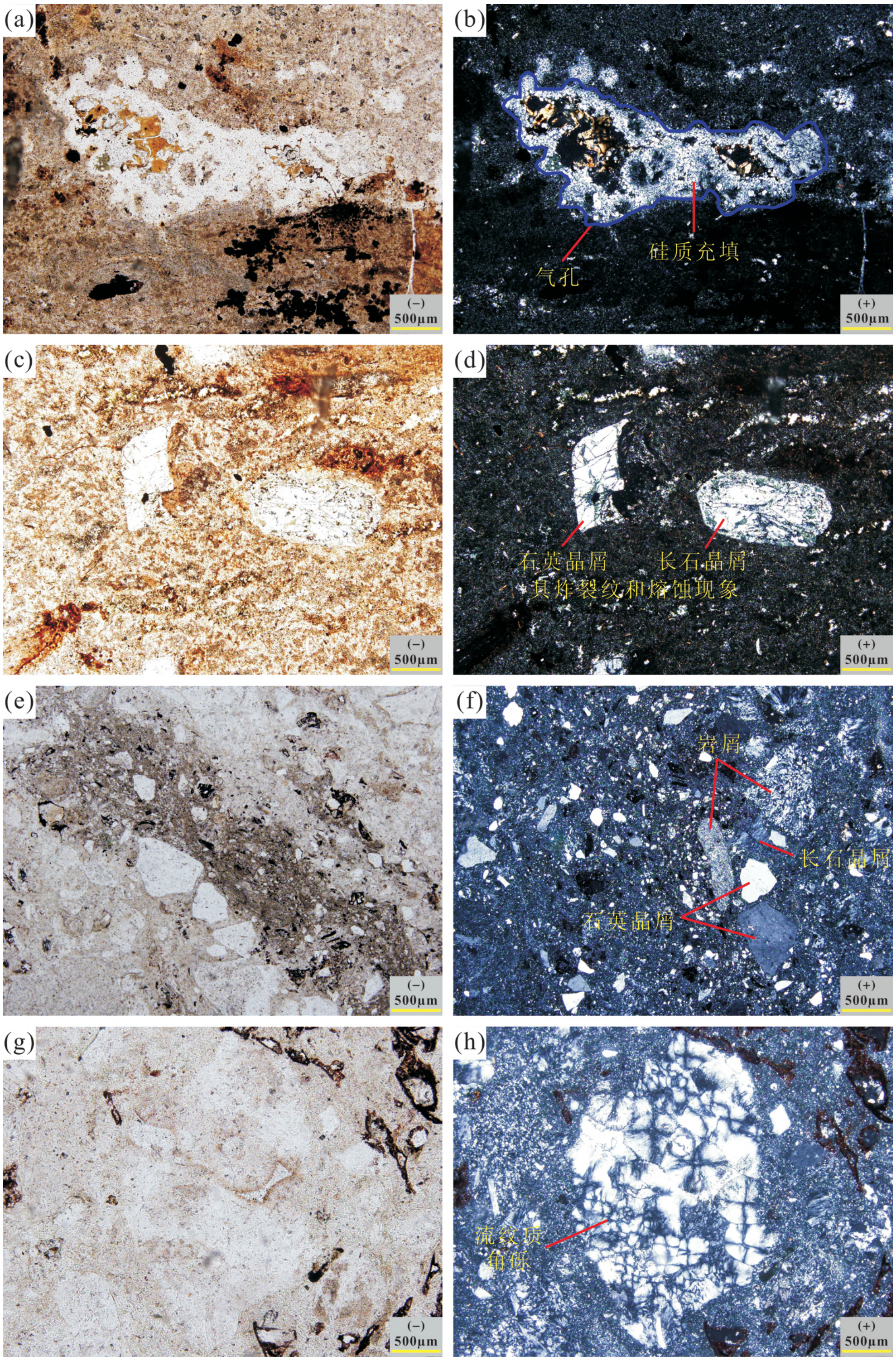

图 5 熔结火山碎屑岩(a-d)和"正常"火山碎屑岩镜下结构(e-f)(注:"－"单偏光,"＋"正交偏光)

Fig. 5 Microscopic characters of the welded pyroclatic rocks (a-d) and "normal" pyroclatic rocks (e-f).

Note: "－" and "＋" represent microscopic observation under plane polarized light and cross polarized light, respectively

近区域的角砾含量,10 条线上角砾含量的平均值作为该层的角砾含量。

3.1.3 数据处理与绘图

以 $\Phi/2$ 为粒度间距划分粒级,把 $\Phi<-4$ 的角砾划归一个粒度区间($\Phi=-\log_2 D$,D 为碎屑颗粒直径,单位为 mm)。统计各粒级内角砾的总长度,作为粒级长度,统计各粒级长度之和作为 1,计算各粒级长度的百分比和累积百分比。根据粒级长度百

分比作粒度分布直方图和粒度分布频率曲线,根据粒级长度累积百分比做粒度分布频率累积曲线和概率累积曲线(图 6,7)。

3.2 统计结果与分析

3.2.1 直方图、频率曲线、频率累积曲线参数分析

在分析这部分图件的参数时,笔者又加入了单层平均厚度及稳定程度、角砾含量、层理类型、粒序特征、有无火山弹等参考标准(表 1),以求综合分析各目的层的沉积特征,并能将分析结果同实际情况结合起来。

平均厚度和角砾含量:各目的层的平均厚度介于 6.1～34 cm 之间,以中薄层居多,偶见单层厚度超过 30 cm 的厚层,拓展到整个研究区未见单层厚度超过 100 cm 的巨厚层。第①和⑥层层厚相对稳定,第②、③、④和⑤层层厚不稳定,这与层理类型有关,也受有无火山弹干扰的影响。各目的层的角砾含量介于 21.3%～57.6%之间,只有第②层的角砾含量超过 50%,其余各层的主体碎屑为粒径小于 2 mm 的火山灰、火山尘。以上表明,单次火山喷发的产物有限,但岩浆的碎裂程度较高,具有短期、规模小但爆发强烈的特点(Cashman et al.,2015)。

中值(M_d)和平均粒径(M_z):中值(M_d)的取值范围为－2.47～－2.02(5.54～4.06 mm),平均粒径(M_z)的取值范围为－2.58～－2.10(5.98～4.29mm),反映出各目的层角砾所趋向的粒径值整体偏小。由下至上(第⑥层－第①层),中值(M_d)和平均粒径(M_z)均大致呈现先增大后减小的趋势,表明火山碎屑密度流的平均动能和火山喷出物的颗粒大小随火山活动的发展整体上表现为先增大后减小。

分选系数(σ_i):分选系数(σ_i)的取值介于 0.52～1.03 之间,分选程度范围覆盖较好-较差,以中等居多。其中具有逆行沙丘层理构造特征的第③、④和⑤层的角砾分选程度为中等-较好,而表现为块状至无序堆积的第①、②和⑥层的角砾分选程度为中等-较差。并且,各目的层的分选系数还在一定程度上受到空落沉积的影响,如第②、③和⑤层,较多的弹道坠石会使分选系数向分选变差的方向偏移。

偏度(S_k)和峰度(K_g):偏度(S_k)的取值范围为－0.201～－0.321,对应的曲线形态为负偏-很负偏,即趋向于粒径偏小的组分。峰度(K_g)的取值范围为 0.868～1.256,对应的曲线形态为平坦-尖锐,以中等-尖锐居多。不正常的偏度和峰度值反映沉积物具有双峰或多峰,与实际的曲线形态相吻合,如第②、③、④和⑤层(图 6)。这反映了研究区火山碎屑岩的多物源性,可能的原因是火山碎屑密度流搬运和沉积的过程中常混入颗粒偏粗的空落碎屑物,但含量有限。

表 1 各统计层火山角砾粒度统计参数表

Table 1 Parameters of grain size analyses for the lapilli of the sample beds

参数\层号	①	②	③	④	⑤	⑥
M_d	－2.18	－2.47	－2.22	－2.12	－2.17	－2.02
M_Z	－2.28	－2.58	－2.37	－2.19	－2.27	－2.10
σ_i	0.72	1.03	0.77	0.52	0.81	0.73
S_k	－0.28	－0.20	－0.27	－0.28	－0.25	－0.32
K_g	1.06	0.94	0.87	1.26	1.13	0.97
中值	4.53 mm	5.54 mm	4.66 mm	4.35 mm	4.50 mm	4.06 mm
平均粒径	4.86 mm	5.98 mm	5.17 mm	4.56 mm	4.82 mm	4.29 mm
分选程度	中等	较差	中等	较好	中等	中等
曲线形态	单峰型 负偏 峰度中等	双峰型 负偏 峰度中等	双峰型 负偏 峰度平坦	双峰型 负偏 峰度尖锐	双峰型 负偏 峰度尖锐	单峰型 很负偏 峰度中等
平均厚度	16.2 cm	34 cm	7.5 cm	9.7 cm	6.1 cm	10.3 cm
稳定程度	稳定	较稳定	不稳定	不稳定	不稳定	较稳定
角砾含量	42.51%	57.61%	38.56%	33%	37.54%	21.25%
层理类型	粗糙断续的平行层理	无序堆积	逆行沙丘层理	逆行沙丘层理	逆行沙丘层理	块状和波状层理
粒序	两套逆粒序	无粒序	正粒序	正粒序	正粒序	双粒序
有无火山弹	无	有,多个,小～大	有,一个,较小	无	有,多个,小～大	无

注:M_d(中值)=Φ_{50};M_z(平均粒径)=$(\Phi_{16}+\Phi_{50}+\Phi_{84})/3$;$\sigma_i$(分选系数)=$(\Phi_{84}-\Phi_{16})/4+(\Phi_{95}-\Phi_5)/6.6$;$S_k$(偏度)=$(\Phi_{16}+\Phi_{84}-2\Phi_{50})/2(\Phi_{84}-\Phi_{16})+(\Phi_5+\Phi_{95}-2\Phi_{50})/2(\Phi_{95}-\Phi_5)$;$K_g$(峰度)=$(\Phi_{95}-\Phi_5)/2.44(\Phi_{75}-\Phi_{25})$。参数选择及标准转引自朱筱敏(2008)和于兴河(2008)。

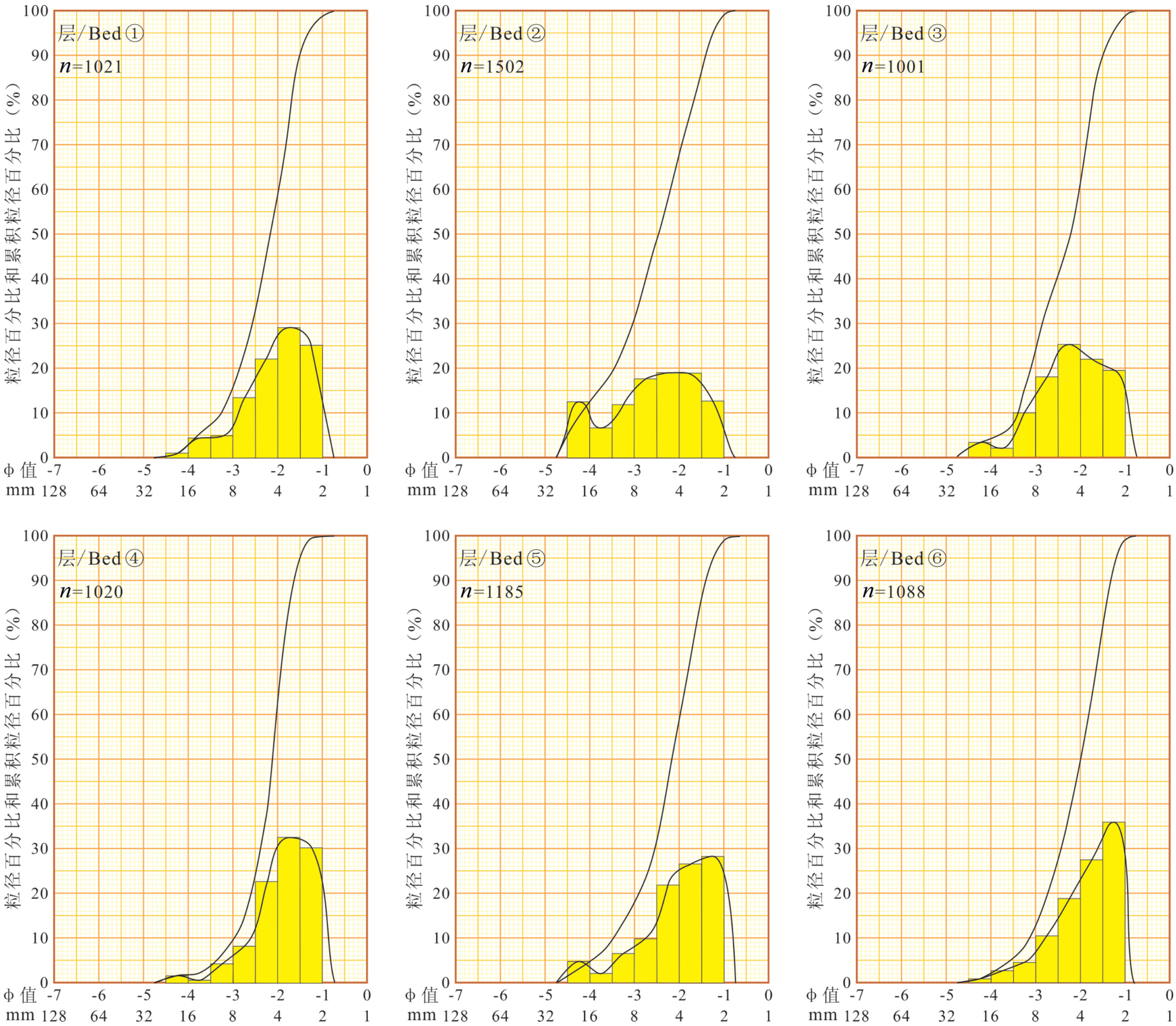

图 6　各统计层火山角砾粒度分布直方图、频率曲线图和频率累积曲线图（注："n"表示各层统计角砾总数）

Fig. 6　Frequency histograms, curves and cumulative curves of grain size for the lapilli of the sample beds. Note: "n" means the statistic numbers of lapilli in each beds

层理类型和粒序特征：按层理类型和粒序特征可将 6 层目的层划分为两大类。第①、②和⑥主要表现为块状层理，可能形成于大量悬浮物质的快速沉积过程，其中第②层碎屑堆积更无序一些，第①和⑥层则表现出粗尾式逆粒序和双粒序，层理类型也稍有变化，如第①层内部出现粗颗粒定向排列形成的断续平行层理，第⑥层顶部出现细纹层叠加形成的小型波状层理。第③、④和⑤层层理类型和粒序特征相似，宏观表现为逆行沙丘层理，是沙丘迁移的产物，而层内则表现为碎屑颗粒下粗上细的配分式正粒序。

3.2.2　概率累积曲线参数分析

在绘制目的层的概率累积曲线时，我们将各粒级角砾占角砾总体的百分含量乘以角砾总体占碎屑物总体的百分含量，得到各粒级角砾占碎屑物总体的百分含量，回归概率累积曲线中粒级百分含量的原始定义（图 7）。根据概率累计曲线获得每一正态（次）总体的临界粒径和粒级百分含量（表 2）。由下向上单层分析：

第⑥层的概率累积曲线分为两段，两条直线相交方式为上凸型，截点性质为 FT 截点，代表了跳跃组分和悬浮组分的分界点，对应的粒径 Φ 值为 -3.42（$D=10.70$ mm），截点以左跳跃组分的含量为 1.1%，以右悬浮组分的含量为 98.9%。跳跃段直线的斜率大于悬浮段直线的斜率，说明搬运介质对跳跃组分的分选好于悬浮组分，但两条直线段的斜率均偏小。

表 2　各统计层概率累积曲线参数表

Table 2　Parameters of the probability cumulative curves of the sample beds

参数\层号	①	②	③	④	⑤	⑥
CT 截点(Φ/D)			−3.57　11.88 mm	−3.38　10.41 mm	−3.34　10.13 mm	
FT 截点(Φ/D)	−3.47　11.08 mm		−2.24　4.72 mm	>−1　<2 mm	>−1　<2 mm	−3.42　10.70 mm
推移组分	0%	0%	2%	0.8%	3.1%	0%
跳跃组分	2.6%	0%	18.7%	>36.2%	>35.9%	1.1%
悬浮组分	97.4%	100%	79.3%	<63%	<61%	98.9%

注：CT 截点(粗截点)代表推移次总体与跳跃次总体的截点；FT 截点(细截点)代表跳跃次总体与悬浮总体的截点(Visher，1969；Middleton，1976)。

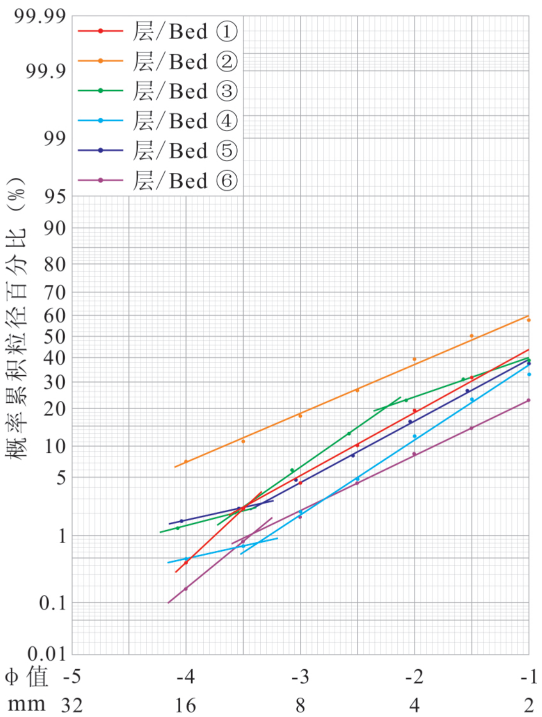

图 7　各统计层火山角砾粒度分布概率累积曲线图

Fig. 7　Logarithmic probability cumulative curves of grain size forthe lapilli of the sample beds

第⑤层的概率累积曲线分为两段，两条直线相交方式为下凹型，截点性质为 CT 截点，代表了推移组分和跳跃组分的分界点，对应的粒径 *Φ* 值为 −3.34(*D*=10.13 mm)，FT 截点未在本次统计的粒度区间内出现，但可推测其对应的粒径 *Φ* 值大于 −1(*D*<2 mm)。碎屑物中推移组分的含量为 3.1%，跳跃组分的含量大于 35.9%，悬浮组分的含量小于 61%。跳跃段直线的斜率大于推移段直线的斜率，说明搬运介质对跳跃组分的分选好于推移组分，但两条直线段的斜率也均偏小。

第④层的概率累积曲线分为两段，两条直线相交方式为下凹型，截点性质为 CT 截点，对应的粒径 *Φ* 值为 −3.38(*D*=10.41 mm)，FT 截点也未出现，但同样可推测其对应的粒径 *Φ* 值大于 −1(*D*<2 mm)。推移组分的含量为 0.8%，跳跃组分的含量大于 36.2%，悬浮组分的含量小于 63%。各组分直线段的斜率特征与第⑤层相似，但跳跃段直线的斜率明显升高，说明搬运介质对该层跳跃组分的分选好于其它各层。

第③层的概率累积曲线分为三段，CT 截点和 FT 截点均在本次统计的粒度区间内出现，对应的粒径 *Φ* 值分别为 −3.57(*D*=11.88 mm)和 −2.24(*D*=4.72 mm)。推移组分含量为 2%，跳跃组分含量为 18.7%，悬浮组分含量为 79.3%。三种组分的直线段斜率均偏小，其中跳跃段直线的斜率最大。

第②层的概率累积曲线为一条直线段，如前文所述代表了碎屑颗粒的搬运方式唯一，为整体悬浮搬运。单一直线段的斜率较小，表明其整体的分选程度差于其它各目的层，这在分选系数(σ_i))上也有响应。

第①层的概率累积曲线形态与第⑥层相似，两条直线的相交方式为上凸型，截点性质为 FT 截点，对应的粒径 *Φ* 值为 −3.47(*D*=11.08 mm)，跳跃组分的含量为 2.6%，悬浮组分的含量为 97.4%。各组分段直线斜率的特征也与第⑥层相似，但均大于第⑥层，说明搬运介质对第①层碎屑颗粒的分选好于第⑥层。

总的来看，根据概率累积曲线形态也可将 6 层目的层分为两大类，并且与各层的频率累计曲线参数和层理粒序特征有较好的对应关系。第①、②和⑥层的概率累积曲线表现为一条斜率不大的、较平的直线段或上凸型两段式，岩层厚度相对稳定，分选中等-较差，偶尔受到空落沉积的影响，以块状层理为主，层内呈现无粒序或逆粒序和双粒序，碎屑颗粒的搬运方式为整体悬浮或悬浮组分占绝大比例(超过 95%)，具有重力流搬运和沉积的特点。第③、④和⑤层的概率累积曲线表现为三段式或下凹型两段

式，岩层厚度波动变化，分选中等-较好，往往受到空落沉积的影响，以逆行沙丘层理为主，层内呈现正粒序，虽然碎屑颗粒的搬运方式仍然以悬浮搬运为主，但悬浮组分的比例明显下降（可低于 60%），出现推移和跳跃组分，表现出牵引流搬运和沉积的特点。

4 讨论

4.1 火山碎屑密度流的成因和流体性质

火山碎屑密度流的沉积作用包括从火山碎屑的产生，经流体搬运，到就位沉积的整个过程（Fisher，1990；Komorowski et al.，2013）。火山爆发的方式和强度决定了火山碎屑密度流初始的能量、温度、碎屑成分、颗粒浓度和粒度分布，进而影响了火山碎屑密度流运动过程中的流变学性质和颗粒支撑机制，该过程还会受到地形、流体泄气、外来碎屑卷入等因素的影响，最终表现在沉积物的结构构造上（Brand et al.，2014）。与水下沉积物密度流研究中遇到的分歧相似（Dasgupta，2003；Haughton et al.，2009），关于火山碎屑密度流沉积作用的争论的焦点也集中在流体流态（层流还是湍流）和沉积物就位方式（整体冻结还是连续加积）上（图 8；Branney et al.，1997；Sulpizio et al，2014）。但在本文研究中，上述两种争议的流体流态和沉积物就位方式的组合都有相对应的沉积微相出现。就研究区内的 5 种火山碎屑密度流沉积微相而言：

块状熔结角砾凝灰岩微相分布于Ⅰ号古火山口四周，高塑性角砾含量、高气孔含量和高熔结度表明这一期火山碎屑密度流可能形成于高挥发分岩浆喷发柱的垮塌（Druitt，1998），炽热的浆屑和火山灰由基质强度支撑，以层流或栓塞流的形式向四周快速运移。较稳定的层厚、散布的角砾和块状堆积形态表明流体具有一定的屈服强度，角砾的定向拉长表明流体还存在内部剪切（图 8a）。这样的流体特征类似于水下沉积物密度流分类中的黏性碎屑流（Lowe，1982），不同之处在于高温火山碎屑密度流的基质强度不来自于湿黏土的黏结性而来自于炽热火山灰的熔结性（Branney et al.，1992）。其就位机制相对明确，当流体动能小于基质强度时，高温火山碎屑密度流整体冻结就位（Carey，1991；Shanmugam，2000）。

另外 4 种火山碎屑密度流沉积微相分布于Ⅰ号古火山口一侧，沉积物良好的成层性和大量棱角-次棱角状的刚性碎屑表明它们可能由火山口侧向爆炸产生的火山碎屑密度流搬运和沉积（Druitt，1998）。岩层内部未见明显的熔结和黏结现象表明这几期火山碎屑密度流的温度中等，并且为非黏性流体。但是沉积层的结构构造、火山碎屑的粒度分布和概率累计曲线特征又反映出不同期次火山碎屑密度流在流体流态和颗粒支撑机制上的区别（Mulder et al.，2001）。

正粒序角砾凝灰岩微相发育逆行沙丘层理，这种层理类型代表了高流态下流体对非黏性碎屑颗粒的牵引作用（Simons et al.，1965；Southard，1975），岩层内部碎屑颗粒呈现配分式正粒序，代表了牵引流的机械分异作用（Bouma，1962；Middleton，1967）。牵引流搬运的特征在碎屑颗粒分选系数和概率累计曲线上也有响应，前者的数值落在分选中等-较好的区间，根据后者则识别出了悬浮、跳跃和推移三种组分。正粒序角砾凝灰岩微相中往往还混入了空落沉积，表明火山口爆炸时的冲击力较强（Houghton et al.，2015），为初始火山碎屑密度流裹挟更多的气体提供了可能，在一定程度上起到了稀释火山碎屑密度流的效果，火山碎屑在稀释的火山碎屑密度流中被湍流所支撑（图 8b；Carey，1991；Sher et al.，2017）。

无序含集块凝灰角砾岩微相和逆粒序或双粒序角砾凝灰岩微相具有相近的沉积形态，在整体上都表现为块状层理。区别在于无序含集块凝灰角砾岩微相由于受到较多大粒径空落沉积的影响使得碎屑颗粒的堆积更杂乱，而逆粒序或双粒序角砾凝灰岩微相碎屑来源更单一使得流体更稳定一些，但本质上形成这两种微相的火山碎屑密度流的流体性质可能是相同的。块状层理和粗尾式逆粒序或双粒序都是颗粒流沉积的典型构造特征，断续平行层理和小型波状层理可能是颗粒流内部剪切和顶部对湍流云剪切的结果（Lowe，1976；Shanmugam，2000）。粒度统计获得的概率累计曲线也显示两种微相的碎屑颗粒经历了悬浮主导的搬运。但需要说明的是，颗粒流作为一种非黏性层流（Mulder et al.，2001），其对颗粒的支撑机制并非湍流悬浮，而是一种由颗粒碰撞产生的分散压力和流体逃逸产生的孔隙压力共同支撑的悬浮，并往往伴随着颗粒的运动分异（图 8a；Bagnold，1962；Roux，2003；Roche，2012）。颗粒流流态的火山碎屑密度流相对于湍流流态的火山碎屑密度流具有更高的颗粒浓度（Rodriguez-Sedano et al.，2016）。

虽然没有对韵律层理凝灰岩微相进行粒度统计和分析，但其具有的平行层理也是一种典型的高流

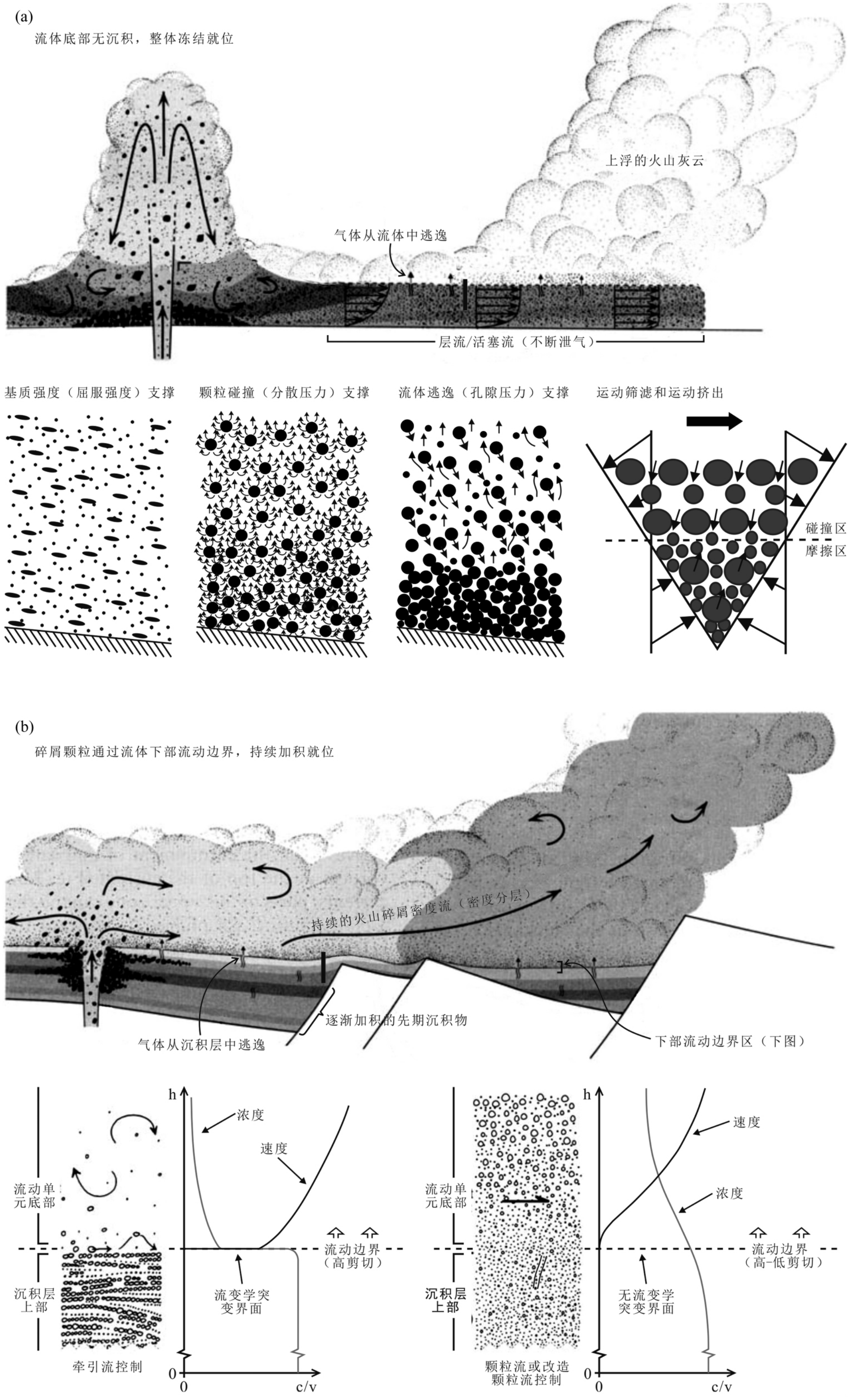

图 8　稠密和稀疏的火山碎屑密度流的流变学性质、颗粒支撑机制、沉积就位方式和流动边界模型(据 Branney et al.，1997，2002；Shanmugam，2000；Roux，2003)(**注:图 4 火山碎屑岩巨石剖面在火山碎屑密度流事件过程中可能的沉积位置用长方形标出**)

Fig. 8　The rheological behavior, grain support mechanisms, deposition and emplacement patterns, and flow boundary models of concentrated and dilute PDCs (modified from Branney et al., 1997, 2002; Shanmugam, 2000; Roux, 2003). The rectangles indicate the possible deposition position of the huge pyroclastic rock in Fig. 4 during the events of PDCs

态下牵引流成因的层理类型(图 8b; Allen, 1984),在这一点上与正粒序角砾凝灰岩微相相似,表明形成两者的火山碎屑密度流的流体性质可能也相似。

4.2 火山碎屑密度流的沉积机制

近二十年来,火山碎屑密度流研究取得的一个很大的进展是将颗粒浓度对流体性质的影响细化成一个连续谱(Burgissier et al., 2002)。不同原始颗粒浓度的火山碎屑密度流在运移过程中会发生速度和密度的分层,导致颗粒浓度向流体底部集中,在底部形成一个搬运和沉积的过渡区——下部流动边界,火山碎屑通过这个厚度不固定的区域不断加积(图 8; Branney et al., 2002; Sulpizio et al., 2008)。由于沉积物记录的是碎屑颗粒沉积前最后时刻的状态,即就位过程而非搬运过程,因此下部流动边界模型更强调下部流动边界的性质和流体的盈亏对沉积物层理、粒序的控制(Roche, 2012; Sulpizio et al., 2014)。Branney et al. (2002)给出的 4 种下部流动边界类型中包括了水下沉积物密度流和火山碎屑密度流中常见的牵引流和颗粒流或改造颗粒流(图 8b),并在一些实例研究中得到了验证(Kneller et al., 1995; Brown et al., 2004; Williams et al., 2013)。下文对这一理论的适用性进行探讨,并进一步解释研究区内火山碎屑岩的沉积机制。

对于颗粒浓度相对稀释的火山碎屑密度流来说,湍流悬浮是流体的主要支撑机制,但不同粒径或不同密度的碎屑颗粒会因水力学属性不同而产生垂向分离,上部为持续悬浮组分,底部则形成一个由跳跃组分和推移组分构成的牵引毯(Postma et al., 1988; Sohn, 1997),因此下部流动边界为牵引流型,流变学界面为突变界面(图 8b)。上部湍流流体在流变学界面处持续的剪切形成了各种牵引流成因的层理类型,碎屑颗粒持续的机械分异和加积形成了配分式正粒序,最终保存在沉积物中。这样的沉积过程很好地解释了研究区内正粒序角砾凝灰岩微相的层理粒序类型,而韵律层理凝灰岩微相的沉积成因则可以用一期稀释的火山碎屑密度流中多股脉冲的阶梯式连续堆叠来解释(Sulpizio et al., 2007; Andrews et al., 2012)。

但是,对于颗粒浓度更加稠密的火山碎屑密度流来说,上述理论却有其不适用性。Branney et al. (2002)认为稠密的火山碎屑密度流密度分层受到抑制(Brand et al., 2014),在下部形成颗粒流型流动边界,这种界面类型的流变学突变程度相较于牵引流型流动边界的更弱,并且孔隙流体对颗粒流的改造很常见(Lash, 1984; Druitt, 1998),使得界面处的流变学性质更连续(图 8b)。因此,微弱的剪切使得通过下部流动边界沉积的碎屑颗粒不显层理(块状),而粒序则由后续或增盈或衰亏的流体持续沉积产生。在这种沉积模式中,粒序的产生完全是随机的,但 Shanmugam(2000)指出流体增盈或衰亏的证据是很少保存的,并且水下颗粒流或较高浓度的火山碎屑密度流的流动主体往往是颗粒流部分,对顶部的湍流云产生剪切,而不是顶部湍流带动和剪切下部颗粒流(Breard et al., 2017)。笔者认为,应用下部流动边界模型解释稠密火山碎屑密度流的沉积机制会陷入过于强调沉积的连续性和沉积构造形成的瞬时性的误区(Roche, 2012),而忽略载屑流体整体的流变学性质对沉积作用的影响。比如黏性层流(碎屑流)的基质强度和非黏性层流(颗粒流)的摩擦强度都会延滞单个颗粒的沉降,而使流体整体冻结沉积,碎屑颗粒在搬运过程中形成的流体结构也得以在沉积物中保存下来(图 8a; Druitt, 1998; Li Lin et al., 2011; Li Yun et al., 2011 Girolami et al., 2015;)。研究区内无序含集块凝灰角砾岩微相和逆粒序或双粒序角砾凝灰岩微相即可能形成于类似于颗粒流的搬运和沉积过程。

5 结论

(1)研究区内的火山碎屑密度流沉积物可以划分为五种微相:块状熔结角砾凝灰岩微相;无序含集块凝灰角砾岩微相;逆粒序或双粒序角砾凝灰岩微相;正粒序角砾凝灰岩微相和韵律层理凝灰岩微相。

(2)块状熔结角砾凝灰岩微相具有熔结结构,冷凝固结为主,可能形成于高挥发分岩浆喷发柱的垮塌,火山碎屑密度流的就位温度较高;其余四种微相具有正常火山碎屑岩结构,压实固结为主,可能形成于火山口的侧向爆炸,火山碎屑密度流的就位温度中等。

(3)沉积块状熔结角砾凝灰岩微相的火山碎屑密度流具有黏性碎屑流的流体特征,沉积物的就位方式为整体冻结;沉积无序含集块凝灰角砾岩微相和逆粒序或双粒序角砾凝灰岩微相的火山碎屑密度流具有颗粒流的流体特征,沉积物的就位方式为整体冻结;沉积正粒序角砾凝灰岩微相和韵律层理凝灰岩微相的火山碎屑密度流具有湍流的流体特征,沉积物的就位方式为连续加积。

(4)火山碎屑密度流的沉积作用是受流体的动

能、温度、碎屑成分和颗粒浓度等控制的多因素函数。其中颗粒浓度是一个连续变量,但流体性质存在突变的可能。强调颗粒浓度连续变化的下部流动边界模型适用于解释稀释的火山碎屑密度流的沉积机制,但是对于稠密的火山碎屑密度流来说,该模型可能并不适用,后者的沉积机制更符合层流(碎屑流或颗粒流)模型。

致谢:本文的野外工作得到了吉林大学唐辉和秦彦伟等同学的帮助,在此表示衷心的感谢。

References

Allen J R L. 1982. Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis (Volumes I). Amsterdam: Elsevier, 1~593.

Allen J R L. 1984. Parallel lamination developed from upper-stage plane beds: A model based on the larger coherent structures of the turbulent boundary layer. Sedimentary Geology, 39 (3): 227~242.

Andrews B J, Manga M. 2012. Experimental study of turbulence, sedimentation, and coignimbrite mass partitioning in dilute pyroclastic density currents. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 225~226 (3): 30~44.

Astis G D, Dellino P, Rosa R D, Volpe L L. 1997. Eruptive and emplacement mechanisms of widespread fine-grained pyroclastic deposits on Vulcano Island (Italy). Bulletin of Volcanology, 59 (2): 87~102.

Bagnold R A. 1962. Auto-Suspension of Transported Sediment; Turbidity Currents. Proceedings of the Royal Society of London (Series A), 265: 315~319.

Bai Xuefeng, Liu Wanzhu, Shu Ping, Liu Zhifen, Liu Lijuan, Gao Youfeng. 2007. Type, genesis and distribution regularities of the bentonite of volcanic rock-altered and reformed type in the Yingcheng Formation in the Southeastern Uplift of the Songliao Basin—Take Jiutai Bentonite Deposit as an Example. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 37 (6): 1244~1250 (in Chinese with English abstract).

Bai Zhida, Xu Debing, Zhang Bingliang, Zhang Tao, Bu Jing. 2006. Study on type and phase of Quaternary explosive volcanism in Longgang volcanic cluster. Acta Petrologica Sinica, 22 (6): 1473~1480 (in Chinese with English abstract).

Bear A N, Cas R A F, Giordano G. 2009. The implications of spatter, pumice and lithic clast rich proximal co-ignimbrite lag breccias on the dynamics of caldera forming eruptions: The 151ka Sutrieruption, Vico Volcano, Central Italy. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 181 (1-2): 1~24.

Bell H S. 1942. Studies for Students: Density Currents as Agents for Transporting Sediments. Journal of Geology, 50 (5): 512~547.

Bouma A H. 1962. Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 95~101.

Brand B D, Clarke A B. 2012. An unusually energetic basaltic phreatomagmatic eruption: Using deposit characteristics to constrain dilute pyroclastic density current dynamics. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 243~244: 81~90.

Brand B D, Mackaman-Lofland C, Pollock N M, Bendaña S, Dawson B, Wichgers P. 2014. Dynamics of pyroclastic density currents: Conditions that promote substrate erosionand self-channelization — Mount St Helens, Washington (USA). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 276 (7): 189~214.

Branney M J, Kokelaar P. 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. Bulletin of Volcanology, 54 (6): 504~520.

Branney M J, Kokelaar P. 1997. Giant bed from a sustained catastrophic density current flowing over topography: Acatlán ignimbrite, Mexico. Geology, 25 (2): 115~118.

Branney M J, Kokelaar P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Bath: The Geological Society Publishing House, 1~143.

Breard E C P, Lube G. 2017. Inside pyroclastic density currents-uncovering the enigmatic flow structure and transport behaviour in large-scale experiments. Earth and Planetary Science Letters, 458: 22~36.

Brown R J, Branney M J. 2004. Bypassing and diachronous deposition from density currents: Evidence from a giant regressive bed form in the Poris ignimbrite, Tenerife, Canary Islands. Geology, 32 (5): 445~448.

Brown R J, Andrews G D M. 2015. Deposits of pyroclastic density currents. In: Sigurdsson H et al. (eds.). The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition). London: Academic Press, 631~648.

Burgisser A, Bergantz G W. 2002. Reconciling pyroclastic flow and surge: the multiphase physics of pyroclastic density currents. Earth and Planetary Science Letters, 202:405~418.

Carey S N. 1991. Transport and Deposition of Tephra by Pyroclastic Flows and Surges. Special Publications, 45: 39~57.

Cas R, Porritt L, Pittari A, Hayman P. 2008. A new approach to kimberlite facies terminology using a revised general approach to the nomenclature of all volcanic rocks and deposits: Descriptive to genetic. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 174 (1-3): 226~240.

Cas R A F, Wright J V. 1987. Volcanic Successions: Modern and Ancient. London: Allen and Unwin, 93~126.

Cashman K V, Scheu B. 2015. Magmatic fragmentation. In: Sigurdsson H et al. (eds.). The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition). London: Academic Press, 459~471.

Cheng Rihui, Ren Yanguang, Shen Yanjie, Xu Zhongjie. 2012. Volcanic cooling unit and analysis of stratigraphic architecture of Yingcheng Formation in Songliao Basin. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 42 (5): 1338~1347 (in Chinese with English abstract).

Cui Tianri, Qian Cheng, Jiang Bin, Tang Zhen, Zhang Chao, Lu Lu, Wu Tong, Chen Huijun, Zhang Yujin, Yang Liu. 2017. Volcanic Stratigraphic Sequence and Volcanism Revealed by CZK07 Drill Core at Tianchi Volcano, Changbai Mountain. Acta Geological Sinica, 91 (11): 2409 ~ 2422 (in Chinese with English abstract).

Dasgupta P. 2003. Sediment gravity flow—the conceptual problems. Earth Science Reviews, 62 (3): 265~281.

DellinoP, Volpe L L. 2000. Structures and grain size distribution in surge deposits as a tool for modelling the dynamics of dilute pyroclastic density currents at La Fossa di Vulcano (Aeolian Islands, Italy). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 96 (1): 57~78.

Dellino P, Büttner R, Dioguardi F, Doronzo D M, Volpe L L, Mele D, Sonder I, Sulpizio R, Zimanowski B. 2010. Experimental evidence links volcanic particle characteristics to pyroclastic flow hazard. Earthand Planetary Science Letters, 295 (1-2): 314~20.

Doronzo D M, Dellino P. 2013. Hydraulics of subaqueous ash flows as deduced from their deposits: 2. Water entrainment, sedimentation, and deposition, with implications on pyroclastic density current deposit emplacement. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 258: 176~186.

Doronzo D M, Dellino P, Sulpizio R, Lucchi F. 2017. Merging field mapping and numerical simulation to interpret the lithofacies variations from unsteady pyroclastic density currents on uneven terrain: The case of La Fossadi Vulcano (Aeolian Islands, Italy). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 330: 36～42.

Druitt T H. 1998. Pyroclastic density currents. In: Gilbert J S et al. (eds.). The Physics of Explosive Volcanic Eruptions. Geological Society, London, Special Publications, 145: 145～182.

Du Yangsong. 1989. Geological characteristics and identification of volcanic debris surge deposit and its meaning. Science in China (Series B), 19 (12): 1294～1301 (in Chinese with English abstract).

Einsele G. 2000. Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget (Second Edition). Berlin: Springer-Verlag, 64～74.

Feng Zhiqiang, Liu Jiaqi, Wang Pujun, Chen Shumin, Feng Zihui, Tong Ying. 2011. New oil and gas exploration field: volcanic hydrocarbon reservoirs: Enlightenment from the discovery of the large gas field in Songliao basin. Chinese journal of Geophysics, 54 (2): 269～279 (in Chinese with English abstract).

Fisher RV. 1966a. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. American Journal of Science, 264 (5): 350～363.

Fisher RV. 1966b. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth Science Reviews, 1(4): 287～298.

Fisher R V. 1979. Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 6(3): 305～318.

Fisher R V. 1990. Transport and deposition of a pyroclastic surge across an area of high relief: The 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. Geological Society of America Bulletin, 102 (8): 1038～1054.

Fisher R V, Schmincke H U. 1984. Pyroclastic Rocks. Berlin: Springer-Verlag, 125～162.

Ge Rongfeng, Zhang Qinglong, Wang Liangshu, Xie Guoai, Xu Shiyin, Chen Juan, Wang Xiyong. 2010. Tectonic evolution of Songliao basin and the prominent tectonic regime transition in eastern China. GeologicalReview, 56 (2): 180～195 (in Chinese with English abstract).

Girolami L, Druitt T H, Roche O. 2015. Towards a quantitative understanding of pyroclastic flows: Effects of expansion on the dynamics of laboratory fluidized granular flows. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 296: 31～39.

Gong C, Wang Y, Pyles D R, Steel R J, Xu S, Xu Q, Li D. 2015. Shelf-edge trajectories and stratal stacking patterns: Their sequence-stratigraphic significance and relation to styles of deep-water sedimentation and amount of deep-water sandstone. AAPG Bulletin, 99 (7): 1211～1243.

Gong Yiming. 1993. Process-facies types and sequences of Devonian volcanic-sedimentary successions in northern Xinjiang and their relation to plate tectonics. Acta Geological Sinica, 67 (1): 39～99 (in Chinese with English abstract).

Haughton P, Davis C, Mccaffrey W, Barker S. 2009. Hybrid sediment gravity flow deposits-Classification, origin and significance. Marine and Petroleum Geology, 26 (10): 1900～1918.

Houghton B, Carey R J. 2015. Pyroclastic Fall Deposits. In: Sigurdsson H, Houghton B, McNutt S, Rymer H, Stix J (eds.). The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition). London: Academic Press, 599～616.

Huang Yulong, Wang Pujun, Feng Zhiqiang, Shao Rui, Guo Zhenhua, Xu Zhongjie. 2007. Analogy of volcanic edifices between modern volcanoes and ancient remnant volcanoes in Songliao Basin. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 37 (1): 65～72 (in Chinese with English abstract).

Ingram R L. 1954. Terminology for the Thickness of Stratification and Parting Units in Sedimentary Rocks. Geological Society of America Bulletin, 65 (9): 504～508.

Jia Juntao, Wang Pujun, Shao Rui, Cheng Rihui, Zhang Bin, Hou Jingtao, Li Jinlong, Bian Weihua. 2007. Stratigrphical sequence and regional correlation of Yingcheng Formation in the southeast of Songliao Basin. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 37 (6): 1110～1123 (in Chinese with English abstract).

Jia Jintao, Wang Pujun, Wan Xiaoqiao. 2008. Chronostratigraphy of the Yingcheng Formation in the Songliao Basin, Cretaceous, NE China. Geological Review, 54 (4): 439～448 (in Chinese with English abstract).

Kneller B C, Branney M J. 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. Sedimentology, 42 (4): 607～616.

Komorowski J C, Jenkins S, Baxter P J, Picquout A, Lavigne F, Charbonnier S, Gertisser R, Preece K, Cholik N, Budi-Santoso A. 2013. Paroxysmal dome explosion during the Merapi 2010 eruption: Processes and facies relationships of associated high-energy pyroclastic density currents. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 261 (3): 260～294.

Kuenen P H. 1957. Sole Markings of Graded Graywacke Beds. Journal of Geology, 65 (3): 231～258.

Lajoie J, Boudon G, Bourdier J L. 1989. Depositional mechanics of the 1902 pyroclastic nuéeardente deposits of Mt. Pelée, Martinique. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 38 (1): 131～142.

Lash G G. 1984. Density-Modified Grain-Flow Deposits From an Early Paleozoic Passive Margin. Journal of Sedimentary Research, 54 (2): 557～562

Li Lin, Qu Yongqiang, Meng Qingren, Wu Guoli. 2011. Gravity flow sedimentation: Theoretical studies and field identification. Acta Seidmentologica Sinica, 29 (4): 677～688 (in Chinese with English abstract).

Li Yun, Zheng Rongcai, Zhu Guojin, Hu Xiaoqing. 2011. Reviews on sediment gravity flow. Advances in earth science, 26 (2): 157～165 (in Chinese with English abstract).

Liu Dongdong, Cheng Feng, Guo Zhaojie, Jolivet M, Song Yan. 2015. Lahar facies of the Latest Paleozoic Arbasay Formation: Geomorphological characters and paleoenvironment reconstruction of Northern Tian Shan, NW China. Journal of Asian Earth Sciences, 113: 282～292.

Liu Wanzhu, Shao Rui, Bai Xuefeng, Wang Jiaqiang, Qin Fei, Zhang Jianguang. 2007. Characteristics and genetical study of the magma-cemented polymictic conglomerate in the Cretaceous Yingcheng Formation, southeastern uplift area of the Songliao Basin. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 37 (6):1124～1130 (in Chinese with English abstract).

Liu Xiang, Wang XiKui. 1987. Discover of the volcanic base-surge deposits in Dalongwan, Huinan County, Jilin province. Geological Review, 33(6): 577～582 (in Chinese with English abstract).

Liu Xiang, Lang Jianjun, Yang Qingfu. 2011. Pyroclastic deposits: an important reservoir for hydrocarbon accumulation. Oil and Gas Geology, 32 (6): 859～866 (in Chinese with English abstract).

Liu Zhaojun, Miao Qiaoyin, Liu Xiang, Liu Rong. 2008. Geological features and significance of base-surge deposits. Oil and Gas Geology, 29(1): 11～18 (in Chinese with English abstract).

Lowe D R. 1976. Grain flow and grain flow deposits. Journal of sedimentary petrology, 46(1): 188～199.

Lowe D R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity

currents. Journal of Sedimentary Research, 52 (6): 343～361.
Meiburg E, Kneller B. 2010. Turbidity Currents and Their Deposits. Annual Review of Fluid Mechanics, 42 (1): 135～156.
Middleton G V. 1966. Experiments on density and turbidity currents: Ⅰ. Motion of the head. Canadian Journal of Earth Sciences, 3 (4): 523～546.
Middleton G V. 1967. Experiments on density and turbidity currents: Ⅲ. Deposition of sediment. Canadian Journal of Earth Sciences, 4 (3): 475～505.
Middleton G V. 1976. Hydraulic Interpretation of Sand Size Distributions. Journal of Geology, 84 (4): 405～426.
Middleton G V. 1993. Sediment Deposition from Turbidity Currents. Annual Review of Earthand Planetary Sciences, 21 (1): 89～114.
Mulder T, Alexander J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology, 48 (2): 269～299.
Ongaro T E, Orsucci S, Cornolti F. 2016. A fast, calibrated model for pyroclastic density currents kinematics andhazard. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 327: 257～272.
Postma G, Nemec W, Kleinspehn K L. 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. Sedimentary Geology, 58 (1): 47～61.
Pyle D M. 2015. Sizes of volcanic eruptions. In: Sigurdsson H et al. (eds.). The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition). London: Academic Press, 257～264.
Roche O. 2012. Depositional processes and gas pore pressure in pyroclastic flows: an experimental perspective. Bulletin of Volcanology, 74 (8): 1807～1820.
Roche O. 2015. Nature and velocity of pyroclastic density currents inferred from models of entrainment of substrate lithic clasts. Earth and Planetary Science Letters, 418: 115～125.
Rodriguez-Sedano L A, Sarocchi D, Sulpizio R, Borselli L, Campos G, Chavez G M. 2016. Influence of particle density on flow behavior and deposit architecture of concentrated pyroclastic density currents over a break in slope: Insights from laboratory experiments. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 328: 178～186.
Roux J P R. 2003. Can dispersive pressure cause inverse grading in grain flows? —Discussion. Journal of Sedimentary Research, 73 (2): 333～334.
Schumacher R, Schmincke H U. 1991. Internal structure and occurrence of accretionary lapilli — a case study at Laacher See Volcano. Bulletin of Volcanology, 53 (8): 612～634.
Shanmugam G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. Marine and Petroleum Geology, 17 (2): 285～342.
Shen Yanjie, Cheng Rihui, Xia Zhiwei, Yu Zhenfeng, Wang Tengfei. 2014. Volcano slope deposition and its facies model: a case study of Yingcheng Formation in Songliao Basin. Journal of China Univeristy of Mining and Technology, 43 (4): 629～638 (in Chinese with English abstract).
Sher D, Woods A W. 2017. Experiments on mixing in pyroclastic density currents generated from short-lived volcanic explosions. Earth and Planetary Science Letters, 467: 138～148.
Simons D B, Richardson E V, Nordin J C F. 1965. Sedimentary Structures Generated by flow in Alluvial Channels. In: Middleton GV (ed.). Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation. SEPM Special Publication, 12: 34～52.
Sohn Y K, Chough S K. 1989. Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). Sedimentology, 36 (5): 837～855.
Sohn Y K. 1997. On traction-carpet sedimentation. Journal of Sedimentary Research, 67 (3): 245～249.
Southard J B. 1975. Bed configurations. In: Harms J C et al. (eds.). Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. SEPM Short Course Notes, 2: 5～43.
Sparks R S J. 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. Sedimentology, 23 (2): 147～188.
Sulpizio R, Mele D, Dellino P, Volpe L L. 2007. Deposits and physical properties of pyroclastic density currents during complex Subplinian eruptions: the AD 472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy. Sedimentology, 54 (3): 607～635.
Sulpizio R, Dellino P. 2008. Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. In: Gottsmann J et al. (eds.). Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response. Amsterdam: Elsevier, 57～96.
Sulpizio R, Dellino P, Doronzo D M, Sarocchi D. 2014. Pyroclastic densitycurrents: state of the art and perspectives. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 283 (15): 36～65.
Sun Qian, Fan Qicheng, Wei Haiquan, Sui Jianli, Bai Zhida, Xu Debin, Shi Lanbin, Zhang Bingliang, Hong Hanjing. 2003. Preliminary study on Late Pleistocene phreato-magmatic eruptions in Northern Hainan Island. Seismology and Geology, 25 (2): 289～297 (in Chinese with English abstract).
Sun Qian, Fan Qicheng. 2005. Study pregress on volcanic phreatomagmatic eruption. Acta Petrologica Sinica, 21 (6): 1709～1718 (in Chinese with English abstract).
Sun Shanping, Li Jiazhen, Zhu Qinwen, Wei Haiquan. 1987. A review of nomenclature of pyroclastic rock classification and its present status both abroad and at home. Earth Science—Journal of Wuhan College of Geology, 12 (6): 7～13 (in Chinese with English abstract).
Sun Shanping, Liu Yongshun, Zhong Rong, Bai Zhida, Li Jiazhen, Wei Haiquan, Zhu Qinwen. 2001. Classification of pyroclastic rocks and trend of volcanic sedimentology: A review. Acta Petrologica Et Mineralogica, 20 (3): 313～317 (in Chinese with English abstract).
Sun Xijia, Zhang Xintao, Hua Xiaoli, Bian Li'en, Xu Chunqiang. 2018. Types, Characteristics, Causes and Control of Hydrocarbon of the Conduit Facies in the Volcanic Development Zone. Geological Review, 64 (4): 937～946 (in Chinese with English abstract).
Visher G S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. Journal of sedimentary petrology, 39 (3): 1074～1106.
Walker G P L. 1971. Grain-Size Characteristics of Pyroclastic Deposits. Journal of Geology, 79 (6): 696～714.
Walker G P L. 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17 (1): 65～88.
Wang Pujun, Liu Wanzhu, Wang Shuxue, Song Weihei. 2002a. $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K/Ar dating on the volcanic rocks in the Songliao basin, NE China: constraints on stratigraphy and basin dynamics. International Journal of Earth Sciences, 91 (2): 331～340.
Wang Pujun, Ren Yanguang, Shan Xuanlong, Sun Shaobo, Wan Chuanbiao, Bian Weihua. 2002b. The Cretaceous volcanic succession around the Songliao Basin, NE China: relationship between volcanism and sedimentation. Geological Journal, 37 (2): 97～115.
Wang Pujun, Chi Yuanlin, Liu Wanzhu, Cheng Rihui, Shan Xuanlong, Ren Yanguang. 2003. Volcanic facies of the Songliao Basin: Classification, characteristics and reservoir significance. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 33(4): 449

～456 (in Chinese with English abstract).
Wang Pujun, Pang Yanming, Tang Huafeng, Huang Yulong, Zheng Changqing. 2007a. The characteristics of the paleo-volcanic edifice of Yingcheng Formation, Cretaceous, Songliao Basin. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 37 (6): 1064～1073 (in Chinese with English abstract).
Wang Pujun, Xie Xiao'an, Frank M, Ren Yanguang, Zhu Defeng and Sun Xiaomeng. 2007b. The Cretaceous Songliao Basin: Volcanogenic Succession, Sedimentary Sequence and Tectonic Evolution, NE China. Acta Geologica Sinica (English Edition), 81(6): 1002～1011.
Wang Pujun, Gao Youfeng, Ren Yanguang, Liu Wanzhu, Zhang Jianguang. 2009. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age and geochemical features of mugearite from the Qingshankou Formation: Significances for basin formation, hydrocarbon generation and petroleum accumulation of the Songliao Basin in Cretaceous. Acta Petrologica Sinica, 25(5): 1178～1190 (in Chinese with English abstract).
Wang Pujun, Yin Changhai, Zhu Rukai, Yan Lin, Bian Weihua, Huang Yulong, Wu Yanxiong, 2010. Classification, description and interpretation of the volcanic products: Ancient and modern examples from China. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 40(3): 469～481 (in Chinese with English abstract).
Wang Pujun, Yi Jian, Chen Chongyang, Wang Yanquan. 2013. Volcanostratigraphy and volcanic architecture of the Changbaishan volcanos, NE China. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 43 (2): 319～339 (in Chinese with English abstract).
Wang Pujun, Zhao Ranlei, Meng Qian, Qu Xuejiao, Zhu Defeng, Gao Youfeng 2015. The Cretaceous Songliao Basin: Dynamic background from volcanic rift to interior sag basin. Earth Science Frontiers, 22 (3): 99～117 (in Chinese with English abstract).
Wang Pujun, Mattern F, Didenko N A, Zhu Defeng, Singer B and Sun Xiaomeng. 2016. Tectonics and cycle system of the Cretaceous Songliao Basin: An inverted active continental margin basin. Earth-Science Reviews, 159: 82～102.
Williams R, Branney M J, Barry T L. 2013. Temporal and spatial evolution of a waxing then waning catastrophic density current revealed by chemical mapping. Geology, 42 (2): 107～110.
Wilson C J N, HoughtonB F. 2000. Pyroclast transport and deposition. In: Sigurdsson H et al. (eds.). Encyclopedia of Volcanoes. San Diego: Academic Press, 545～554.
Wohletz K H, Sheridan M F. 1979. A model of pyroclastic surge. Geological Society of America Special Papers, 180:177～194.
Wu Fuyuan, Zhao Guochun, Sun Deyou, Wilde S A and Yang Jinhui. 2007. The Hulan Group: Its role in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt of NE China. Journal of Asian Earth Sciences, 30 (3): 542～556.
Xu Debing, Bai Zhida, Zhang Bingliang, Hong Hanjing. 2005. Characteristic and genetic mechanism of pyroclastic base-surge deposits of volcanic swarm in Longgang area, Jilin province. Acta Sedimentologica Sinica, 23 (1): 60～66 (in Chinese with English abstract).
Yang Qingfu, Shi Lanbin, Zhang Yu, Chen Bo, Chen Xiaode. 2007. Grain-size characteristics of the millennium pyroclastic flow depositions of Tianchi volcano and their geological implications. Seismology and geology, 29 (3): 480～491 (in Chinese with English abstract).
Zhang Fengqi, Cheng Xiaogan, Chen Hanlin, Dong Chuanwan, Yu Xing, Xiao Jiao, Xu Yan, Pang Yanming, Shu Ping. 2009. Zircon chronological and geochemical constraints on the Late Mesozoic volcanic events in the southeastern margin of the Songliao Basin, NE China. Acta Petrologica Sinica, 25(1): 39～54 (in Chinese with English abstract).
Zhao Bo, Xu Jiandong, Pan Bo, Yu Hongmei. 2008. Preliminary study on grain size distribution and transportation characteristics of the base-surge deposits near Longquanlongwan volcano crater, Jilin. Acta Petrologica Sinica, 24 (11): 2631～2637 (in Chinese with English abstract).
Zhou Jianbo, Shi Aiguo, Jing Yan. 2016. The combined NE China Blocks: Tectonic evolution and supercontinent reconstructions. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 46 (4): 1042～1055 (in Chinese with English abstract).
Zhu Bei, Guo Zhaojie, Liu Runchao, Liu Dongdong, Du Wei. 2014. No pre-eruptive uplift in the Emeishan large igneous province: New evidences from its 'inner zone', Dali area, Southwest China. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 269: 57～67.
Zhu Xiaomin, Ge Jiawang, Zhao Hongchao, Yuan Lizhong, Liu Jun. 2017. Development of shelf-edge delta researches and typical case analyses. Acta Sedimentologica Sinica, 35 (5): 945～957.
Zou Caineng, ZhaoWenzhi, Jia Chengzao, Zhu Rukai, Zhang Guangya, Zhao Xia, Yuan Xuanjun. 2008. Formation and distribution of volcanic hydrocarbon reservoirs in sedimentary basins of China. Petroleum Exploration and Development, 35 (3): 257～271 (in Chinese with English abstract).

参 考 文 献

白雪峰，刘万洙，舒萍，刘志芬，刘丽娟，高有峰. 2007. **松辽盆地东南隆起区营城组火山岩蚀变改造型膨润土类型、成因及分布规律——以九台市膨润土矿为例. 吉林大学学报(地)**，37 (6): 1244～1250.
白志达，徐德斌，张秉良，张焘，卜景. 2006. **龙岗火山群第四纪爆破式火山作用类型与期次研究. 岩石学报**，22 (6): 1473～1480.
程日辉，任延广，沈艳杰，许中杰. 2012. **松辽盆地营城组火山岩冷却单元及地层结构分析. 吉林大学学报(地)**，42 (5): 1338～1347.
崔天日，钱程，江斌，唐振，张超，陆露，吴桐，陈会军，张渝金，杨柳. 2017. **长白山天池火山 CZK07 钻所揭示的火山地层层序和火山作用特征. 地质学报**，91 (11): 2409～2422.
杜杨松. 1989. **火山碎屑涌浪堆积的特征、鉴别标志及其地质意义. 中国科学(B 辑)**，19 (12): 1294～1301.
冯志强，刘嘉麒，王璞珺，陈树民，冯子辉，童英. 2011. **油气勘探新领域:火山岩油气藏——松辽盆地大型火山岩气田发现的启示. 地球物理学报**，54 (2): 269～279.
葛荣峰，张庆龙，王良书，解国爱，徐士银，陈娟，王锡勇. 2010. **松辽盆地构造演化与中国东部构造体制转换. 地质论评**，56 (2): 180～195.
龚一鸣. 1993. **新疆北部泥盆纪火山沉积岩系作用相类型、序列及其与板块构造的关系. 地质学报**，67 (1): 39～99.
黄玉龙，王璞珺，冯志强，邵锐，郭振华，许中杰. 2007. **松辽盆地改造残留的古火山机构与现代火山机构的类比分析. 吉林大学学报(地)**，37 (1): 65～72.
黄玉龙，王璞珺，舒萍，张彦玲. 2010. **松辽盆地营城组中基性火山岩储层特征及成储机理. 岩石学报**，26 (1): 82～92.
贾军涛，王璞珺，邵锐，程日辉，张斌，侯景涛，李金龙，边伟华. 2007. **松辽盆地东南缘营城组地层序列的划分与区域对比. 吉林大学学报(地)**，37 (6): 1110～1123.
贾军涛，王璞珺，万晓樵. 2008. **松辽盆地断陷期白垩纪营城组的**

时代归属. 地质论评，54 (4)：439～448.
李林，曲永强，孟庆任，武国利. 2011. 重力流沉积：理论研究与野外识别. 沉积学报，29 (4)：677～688.
李云，郑荣才，朱国金，胡晓庆. 2011. 沉积物重力流研究进展综述. 地球科学进展，26 (2)：157～165.
刘嘉麒. 1999. 中国火山. 北京：科学出版社，5～8.
刘若新. 2000. 中国的活火山. 北京：地震出版社，11～16.
刘万洙，邵锐，白雪峰，王加强，秦飞，张建光. 2007. 松辽盆地东南隆起区营城组一段熔浆胶结复成分砾岩特征及其成因分析. 吉林大学学报(地)，37 (6)：1124～1130.
刘祥，郎建军，杨清福. 2011. 火山碎屑沉积物是油气的重要储层. 石油与天然气地质，32(6)：859～866.
刘祥，王锡魁. 1987. 吉林省辉南县大龙湾火山基浪(base-surge)堆积物的发现. 地质论评，33 (6)：577～582.
刘招君，苗巧银，刘祥，柳蓉. 2008. 基浪堆积物(岩)地质特征及其地质意义. 石油与天然气地质，29 (1)：11～18.
沈艳杰，程日辉，夏志威，于振锋，王腾飞. 2014. 火山斜坡堆积及其相模式——以松辽盆地营城组为例. 中国矿业大学学报，43 (4)：629～638.
孙谦，樊祺诚，魏海泉，隋建立，白志达，徐德斌，史兰斌，张秉良，洪汉净. 2003. 琼北地区晚更新世射气岩浆喷发初步研究. 地震地质，25 (2)：289～297.
孙谦，樊祺诚. 2005. 火山射气岩浆喷发作用研究进展. 岩石学报，21 (6)：1709～1718.
孙善平，李家振，朱勤文，魏海泉. 1987. 国内外火山碎屑岩的分类命名历史及现状. 地球科学，12 (6)：7～13.
孙善平，刘永顺，钟蓉，白志达，李家振，魏海泉，朱勤文. 2001. 火山碎屑岩分类评述及火山沉积学研究展望. 岩石矿物学杂志，20 (3)：313～317.
孙希家，张新涛，华晓莉，边立恩，徐春强. 2018. 火山发育区通道相类型、特征、成因及对油气的控制作用. 地质评论，64 (4)：937～946.
王璞珺，迟元林，刘万洙，程日辉，单玄龙，任延广. 2003. 松辽盆地火山岩相：类型、特征和储层意义. 吉林大学学报(地)，33 (4)：449～456.
王璞珺，庞颜明，唐华风，黄玉龙，郑常青. 2007a. 松辽盆地白垩系营城组古火山机构特征. 吉林大学学报(地)，37 (6)：1064～1073.
王璞珺，高有峰，任延广，刘万洙，张建光. 2009. 松辽盆地青山口组橄榄粗安岩：$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄、地球化学及其成盆、成烃和成藏意义. 岩石学报，25 (5)：1178～1190.
王璞珺，印长海，朱如凯，闫林，边伟华，黄玉龙，吴颜雄. 2010. 中基性火山作用喷出物类型、特征与成因. 吉林大学学报(地)，40 (3)：469～481.
王璞珺，衣健，陈崇阳，王岩泉. 2013. 火山地层学与火山架构：以长白山火山为例. 吉林大学学报(地)，43 (2)：319～339.
王璞珺，赵然磊，蒙启安，瞿雪姣，朱德丰，高有峰. 2015. 白垩纪松辽盆地：从火山裂谷到陆内拗陷的动力学环境. 地学前缘，22 (3)：99～117.
徐德兵，白志达，张秉良，洪汉净. 2005. 吉林龙岗火山群火山碎屑基浪堆积特征与成因机理. 沉积学报，23 (1)：60～66.
杨清福，史兰斌，张羽，陈波，陈孝德. 2007. 长白山天池火山千年大喷发火山碎屑流堆积的粒度特征与地质意义. 地震地质，29 (3)：480～491.
于兴河. 2008. 碎屑岩系油气储层沉积学（第二版）. 北京：石油工业出版社，114～125.
章凤奇，程晓敢，陈汉林，董传万，余星，肖骏，徐岩，庞彦明，舒萍. 2009. 松辽盆地东南缘晚中生代火山事件的锆石年代学与地球化学制约. 岩石学报，25 (1)：39～54.
赵波，许建东，潘波，于红梅. 2008. 吉林龙岗龙泉龙湾火山火口基浪堆积物粒度特征及搬运机制分析. 岩石学报，24 (11)：2631～2637.
周建波，石爱国，景妍. 2016. 东北地块群：构造演化与古大陆重建. 吉林大学学报(地)，46 (4)：1042～1055.
朱筱敏. 2008. 沉积岩石学（第四版）. 北京：石油工业出版社，64～79.
朱筱敏，葛家旺，赵宏超，袁立忠，刘军. 2017. 陆架边缘三角洲研究进展及实例分析. 沉积学报，35 (5)：945～957.
邹才能，赵文智，贾承造，朱如凯，张光亚，赵霞，袁选俊. 2008. 中国沉积盆地火山岩油气藏形成与分布. 石油勘探与开发，35 (3)：257～271.

Sedimentary mechanism of pyroclastic density currents: a case study based on the pyroclastic rocks of the Cretaceous Yingcheng Formation in the Jiutai Area, Southeast Uplift of the Songliao Basin

LIU Runchao[1), HUANG Yulong*[2), ZOU Jieqiong[3)

1) *Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing*, 100871;

2) *College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun*, 130061;

3) *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou* 510640;

* *Corresponding author: long@jlu.edu.cn*

Abstract

Pyroclastic density currents (PDCs) are among the most dangerous volcanic phenomenaand can be important mechanisms of sediment supply in volcanic-affected basins, and for this are extensively studied to address the associated issues in hazard assessment and in hydrocarbon exploration. Several ancient volcanic edifices of the lower Cretaceous are well preserved in the Yingcheng Coal Mine area of Jiutai, Jilin Province, and contain deposits of PDCs. Based on detailed description of the lithology textures and sedimentary structures of the pyroclastic rocks, this paper systematically analyzes the sedimentation process of PDCs from the perspectives of material source, transport mechanism and emplacement pattern, by taking the clasts microscopic characters and grain size distribution into account. The sedimentary mechanisms of PDCs with different particle concentrations are discussed in the light of new theoretical progress in volcanology and sedimentology. The pyroclastic rocks in the study area can be categorized into five microfacies: (1) massive welded lapilli tuffs; (2) disorganized block-bearing lapilli tuffs; (3) inversely graded or doubly graded lapilli tuffs; (4) normally graded lapilli tuffs; and (5) rhythmically bedded tuffs. The type (1) with high-grade welding fabrics were formed by column collapse and emplaced at relatively high temperatures. The latter four types with normal pyroclastic structures were formed by lateral blasts and emplaced at moderate temperatures. The PDCs that deposited massive welded lapilli tuffs are inferred to have similar rheological characteristics to cohesive debris flows and come to rest en mass. The PDCs that formed disorganized block-bearing lapilli tuffs and reverse grading or double grading lapilli tuffs had rheological similarities to non-cohesive grain flows and also came to an abrupt halt. The PDCs with normal grading lapilli tuffs and rhythmic bedding tuffs were analogous to turbulent flows in which sediments were deposited by progressive aggradation. Although PDCs encompass a continuous spectrum of particle concentration, there is a possibility of abrupt jumps in current behavior. The flow boundary zone approach is reasonable for explaining the depositional mechanism of dilute PDCs; however, the laminar flow model (debris flow or grain flow) is more suitable for very concentrated PDCs.

Key words: pyroclastic density currents; pyroclastic rocks; grain size analysis; transport and depositional mechanism; Cretaceous Yingcheng Formation; Songliao Basin