

第 1 章 绪 论

1.1 研究背景与意义

青藏高原被誉为“世界屋脊”，是亚洲许多大江大河的发源地，为中国和东南亚国家数以亿计的人口提供了宝贵的淡水资源(Immerzeel et al., 2010; Cuo et al., 2014)。青藏高原各河流源区的径流变化对区域经济生态具有重要影响(Cheng and Wu, 2007; Yang et al., 2010; Wu et al., 2013; Zheng et al., 2018)。在过去几十年间，由于气候变化，尤其是气温持续升高，青藏高原各流域的河川径流量有着不同的变化趋势。例如，位于青藏高原东部的黄河源地区和长江源地区，近年来河川径流量呈现显著的减少趋势(Zheng et al., 2009; Yang et al., 2011; Cheng and Jin, 2013; Qiu, 2012)；而在青藏高原北部的塔里木河源区，以及青藏高原东北部的祁连山区，近年来河川径流量却具有增加趋势(程国栋和金会军, 2013)。不同河流径流的变化趋势在未来会持续还是会改变？为制定未来区域水资源可持续利用规划，合理估计未来青藏高原各江河源区的河川径流变化趋势具有重要意义。

冻土指温度在 0°C 以下时地下冻结的土壤或岩石层。青藏高原地区由于高海拔和气温低而广泛分布着冻土。土壤冻结层的存在会影响土壤的导水性和导热性，进而影响流域的水文过程和生态过程(Woo et al., 2008; 牛丽 等, 2011; Gao et al., 2018a; 秦越, 2018)。由于冻土的存在，相比其他无冻土地区，青藏高原地区对于气候变化(尤其是气温升高)更加敏感。近几十年来，气候变化对青藏高原的冻土产生了重要且深远的影响。研究表明，在全球升温的背景下，青藏高原的冻土有明显的退缩现象。在过去 30 年间，青藏高原的多年冻土面积由 $1.50 \times 10^6 \text{ km}^2$ 缩减为 $1.05 \times 10^6 \text{ km}^2$ ，约减少了 30%(Cheng and Jin, 2013)。大量研究表明，全球气候的变暖趋势在未来数十年仍会持续(Osterkamp, 2005; Harris et al., 2009; Romanovsky et al., 2010; Zhu et al., 2013a; Su et al., 2016)，因此，未来青藏高原冻土退

化的趋势仍可能持续,甚至会加速(程国栋和金会军, 2013)。

以往研究表明,冻土的变化会对流域水文过程产生重要影响(Bosson et al., 2012; 姚檀栋 等, 2013; Cuo et al., 2014)。冻土由于自身的低渗透性,其冻结和消融会影响土壤水的下渗过程,进而影响流域的水文过程。例如,冻结层的融化会增加土壤水下渗及土壤水热交换速率;融化水会增加土壤液态水含量;季节性的土壤冻融循环会导致年内土壤含水量与土壤导水率等要素发生改变等。以往研究表明,冻土退化会改变土壤水分含量、土壤蓄水容量、地表反照率等陆地水文要素(张廷军, 2012; Cuo et al., 2015)。这些变化会影响流域的水热交换过程,进而影响流域的水文过程、生态条件甚至大气条件等。因此,在探究青藏高原不同流域水文过程变化时,明晰冻土变化对水文过程的影响十分重要。

我国对于青藏高原地区冻土的相关研究自 20 世纪 70 年代起逐步开展。为了厘清青藏高原冻土对基建工程的影响,相关研究者在青藏公路和青藏铁路沿线开设了一系列钻孔,对冻土的冻结深度及力学性质等要素进行观测。40 多年来,随着相关研究的不断发展,目前已对青藏高原冻土的空间分布、物理特性等要素有了较为广泛的认识(吴吉春 等, 2007; Cheng and Wu, 2007; Cheng et al., 2008; 金会军 等, 2010; Cheng and Jin, 2013)。然而,当前对于冻土变化对气候变化的响应,以及冻土变化对水文过程影响的研究仍然较为匮乏。到目前为止,对于冻土与水文相互作用的研究大多采用相关分析的方法。这种方法缺少物理机制,难以明晰冻土变化对水文过程影响的机理(Liu and Wang, 2012; Woo, 2012)。

因此,为了更合理地预测未来气候变化下青藏高原各江河源区的河川径流变化趋势,需要深入理解流域冻土对气候变化的响应,以及冻土变化对流域水文过程(尤其是径流过程)的影响。由于不同流域的冻土水文条件有所不同,不同流域的气候变化和冻土变化对径流变化的影响也可能有所差异。因此,为了明晰青藏高原不同流域过去几十年径流变化的原因,并基于此预测未来的径流变化趋势,需要深入理解气候和冻土变化对径流变化影响的机理,以及在不同流域不同冻土水文条件下冻土变化对径流变化影响的异同。

综上所述,为了合理估计未来青藏高原各江河源区的径流变化趋势,从而制定未来区域水资源可持续利用规划,迫切需要开展新的研究,以回答以下问题:

(1) 过去几十年气候变化下青藏高原不同典型流域的水文过程(尤其是径流过程)有着怎样的变化趋势? 变化的原因是怎样的?

(2) 气候变化下青藏高原不同典型流域的冻土时空变化规律是怎样的? 不同典型流域不同冻土水文条件下的冻土变化对径流变化的影响机理和影响程度是否相同?

(3) 未来气候情景下, 青藏高原不同典型流域的冻土变化和水文过程变化的趋势是否会发生改变?

1.2 国内外研究现状

随着气候变暖不断加剧, 青藏高原的冻土变化已经开始改变流域的生态和水文过程, 进而对区域内自然系统和人类活动造成显著的影响。目前, 越来越多的人关注到冻土变化对流域水文过程的影响, 相关问题也逐渐成为水文学研究领域的热点。

本节将阐述寒区流域冻土变化及其对水文过程影响的研究现状, 明确存在的关键问题, 并讨论相关研究中存在的不足。

1.2.1 青藏高原冻土的历史变化

在过去 40 多年间, 青藏高原温度呈现显著上升趋势, 且升温幅度比全球平均升温速率更高(柏露, 2012)。在此背景下, 青藏高原不同地区的冻土有明显的退化现象。

自 20 世纪 70 年代起至今, 以往的研究对青藏高原冻土变化的认识主要来自于地面钻孔对冻土的观测。青藏高原冻土观测钻孔主要分布在铁路公路沿线(包括青藏铁路、青康公路等)及黄河源区、祁连山区、西昆仑山等地区(Cheng et al., 2007; 吴吉春 等, 2007; 金会军 等, 2010; 南卓铜 等, 2013)。钻孔观测数据表明, 在过去 30 多年间, 青藏高原不同地区的冻土均有所退化。其中, 在 20 世纪 80 年代中期至 90 年代中期的 10 年间, 冻土退化最为显著(Jin et al., 2011)。总体上, 过去 30 多年间青藏高原多年冻土面积减少了约 30%(Cheng and Jin, 2013)。就不同区域来说, 青藏高原的边缘地区(包括东部的江河源区及东北部的祁连山区等地区)的冻土退化速率要比中部及西部地区更快(Jin et al., 2011; Ran et al., 2012)。这说明青藏高原冻土退化具有空间变异性, 在不同气象、地理位置及冻土存在形式的条件下, 冻土退化的幅度有所差异。

冻土的退化具有多种表现形式, 包括多年冻土退化为季节性冻土、多年冻土活动层增厚、季节性冻土最大冻结深度减小、冻土融化日数增加、开始

融化的日期提前、开始冻结的日期推后等(Jin and Li, 2009; Wu and Zhang, 2008, 2010; 吴吉春 等, 2009; 张中琼和吴青柏, 2012; 罗贤 等, 2017)。青藏公路沿线的钻孔观测数据表明,当地冻土的存在形式基本为多年冻土,在1995—2007年间,该地区多年冻土的活动层厚度以平均7.5 cm/a的速率快速增加,不同区域的多年冻土下界的海拔高程在过去20年内升高了25~80 m(Wu and Zhang, 2010; Cheng and Wu, 2007)。吴吉春等(2009)基于青藏高原几个典型地区的钻孔观测数据进行分析,发现青藏高原多年冻土退化表现为多年冻结层不断消融直至冻结层完全消失,而冻结层消融的形式在不同地区有所不同,主要分为自上而下消融和自下而上消融两种形式。上述基于钻孔观测数据的研究表明了青藏高原不同地区的冻土退化具有不同的速率和表现形式。然而,由于钻孔数据仅限于点尺度的观测,且钻孔数目十分有限,仅依赖于钻孔观测难以体现出青藏高原地区冻土退化的空间变异性。而由于青藏高原的各个江河源区基本均位于青藏高原的边缘地区,冻土的时空变化比中部地区更为明显,仅仅依赖少数点尺度的观测更难以体现流域整体的冻土退化的时空变化特征。因此,为明晰各个流域冻土变化对径流的影响,需要在流域尺度上深入理解冻土的时空变化。

近年间,随着遥感观测的逐渐发展及水文模型的日趋完善,区域(流域)尺度的冻土研究开始发展。基于探地雷达技术,Wu et al. (2005)观测了青藏高原北部的冻土分布,发现该地区多年冻土下界升高了25 m左右。Gao et al. (2018a)利用数值模型,在青藏高原东北部祁连山区的黑河流域上游模拟了过去50年气候变化下流域的冻土变化,结果表明黑河上游流域过去50年冻土退化显著,冻土退化主要表现为多年冻土面积减少(退化为季节性冻土)、多年冻土活动层厚度增加及季节性冻土最大冻结深度减少。Qin et al. (2016, 2017, 2018)利用经验公式、数值模型等方法估计了黄河源区和祁连山区的冻土时空变化,结果同样表明冻土退化表现为多年冻土的萎缩及季节性冻土最大活动深度的减小,以及冻土融化日提前等。然而总体上,目前流域尺度的冻土长期时空变化规律分析仍然较为匮乏,对气候变化下流域冻土的响应的理解仍然不够深入。此外,以往研究缺乏不同流域的对比分析,难以判断不同气候、地理位置、下垫面条件下的冻土变化趋势与冻土退化的表现形式是否相同。

1.2.2 冻土变化对水文过程的影响

冻土的冻结与融化过程通过影响土壤中的水分含量及水分传输过程,

进而对水文过程产生影响。以往研究表明,冻土退化会改变产汇流机制从而影响流域的径流量,其影响直接或间接体现在年径流量、径流季节分配和径流成分等方面的变化(Woo et al., 2008; 牛丽等, 2011; Gao et al., 2018a)。例如,冻土层作为不透水或低透水层,会阻挡地表水的下渗,造成更多的地表产流及更少的壤中流和地下径流,从而改变径流成分(Woo et al., 2008)。而当冻土退化时,冻结层的变浅甚至消失,会显著增加土壤的蓄水容量及土壤的渗透性,使得更多的地表水下渗至深层土壤和地下含水层,进而减少地表径流,增加壤中流和地下径流(Bense et al., 2012; Lawrence et al., 2015)。径流成分的改变会进一步导致径流的季节分配发生变化。地表径流的减少及基流的增加会导致流域径流在年内分配更加均匀,干旱季的径流(通常为基流)有所增加。例如,在我国天山地区的玛纳斯河流域及北极地区的叶尼塞河流域等冻土广泛分布的流域,均观测到干旱季径流的上升(Yang et al., 2004; 刘景时等, 2006; Walvoord and Striegl, 2007; 秦越, 2018)。陆胤昊等(2013)在中国东北部的海拉尔河的研究也表明,冻土退化会影响流域冬季的退水过程。除了影响径流过程以外,也有研究认为冻土退化可能会导致湖泊变化及地下水位的变化(Cheng and Wu, 2007)。

在青藏高原地区,Cuo et al. (2015)通过对站点尺度的土壤冻融过程的模拟及与土壤水分相关关系的分析研究,认为青藏高原的冻土退化会导致地表水文循环增快。牛丽等(2011)基于径流量和气温数据分析了青藏高原东北部内陆河流域(疏勒河、黑河、石羊河)河川径流与负积温之间的相关关系,认为冻土退化会影响冬季的退水过程。Gao et al. (2018a)同样在黑河上游流域分析了冻土变化对流域水文过程的影响,认为冻土退化导致了土壤下渗的增加及冻结季径流的增加。Gao et al. (2018b)通过在黑河上游俄博岭实验流域的实验观测研究,认为多年冻土活动层厚度变化会改变流域的产流机制。Qin et al. (2017; 2018)通过对在黄河源区的季节性冻土最大冻结深度和径流数据序列的相关分析,认为黄河源区冻土退化会增加土壤含水量;此外,冻土退化可能影响流域的径流系数,使其减小。在长江流域的研究同样表明,冻土退化会使得多年冻土活动层增厚,从而导致长江源径流的减少。该研究指出,当多年冻土活动层厚度高于 60 cm 时,厚度的继续增加会减少流域的径流量,其机理可能是由于活动层增厚使得更多的地表水下渗至土壤中,从而减少了地表径流(Qiu, 2012)。

总体来说,上述在青藏高原地区的冻土水文研究均表明青藏高原的冻土

退化会增加土壤水下渗,并会对径流产生影响。然而,现有的研究大多基于冻土变化和径流变化序列进行相关关系分析,而缺少冻土变化对水文过程影响机理的深入认识。此外,流域尺度上冻土变化对水文过程的影响研究仍然较少,冻土变化对流域水文过程(尤其是径流)的影响机理与影响程度仍没有较为完善的认识。另外,由于缺少不同流域的对比分析,不同冻土水文条件下冻土变化对水文过程的影响是否相同也不明晰,需要进一步的研究。

1.2.3 冻土变化及其水文影响的研究方法

青藏高原属于高寒地区,气候恶劣,地形复杂,冻土的观测站点(钻孔)数目有限,且站点观测存在时间和空间不连续的局限性,难以全面揭示青藏高原冻土退化的时空变化特征。为深入理解不同流域冻土变化对河川径流的影响,需要从流域尺度上分析冻土的时空变化。

基于模型模拟的方法是以往研究中分析流域尺度冻土变化的最常用的工具,而冻土模型主要分为经验模型及基于物理机制的过程模型两大类。常用的经验模型包括 Stefan 模型、Kudryavtsev 模型、TTOP 模型等(Stefan, 1891; Lunardini, 1981; Li and Koike, 2003; Riseborough et al., 2008)。其中,Stefan 模型建立了温度(负积温)与季节性冻土最大冻结深度或多年冻土活动层厚度的相关关系,在青藏高原点尺度或流域尺度的冻土研究中最常见。Peng et al. (2017)基于 Stefan 模型模拟了全国所有气象站位置处的季节性冻土冻结深度的变化,结果表明过去几十年我国季节性冻土冻结深度显著减小,在全国大部分地区的减小幅度为 $0\sim 4\text{ cm}/(10\text{a})$ 。张中琼和吴青柏(2012)基于 Stefan 模型模拟预测了青藏高原未来气候变化下的多年冻土活动层变化趋势,认为未来活动层厚度将显著增厚,自 2010 年起至 2050 年,活动层厚度将增加 $0.2\sim 0.5\text{ m}$ 甚至更多。Wang et al. (2015)基于 Stefan 模型模拟了黑河上游季节性冻土的最大冻结深度,结果同样表明从 1960 年至 2000 年季节性冻土最大冻结深度以 $4\text{ cm}/(10\text{a})$ 的速率减少;除此以外,冻土的退化还表现在秋季的冻结开始期逐渐推后,夏季的融化开始期逐步提前,平均冻土每年冻结时长以平均每 10 年减少 6 天的速率缩短。Qin et al. (2016)在 Stefan 公式的基础上,考虑了土壤水分变化对土壤导热系数的影响,模拟了祁连山区过去 50 余年的季节性冻土最大冻结深度变化,结果表明季节性冻土最大冻结深度以 $7.4\text{ cm}/(10\text{a})$ 的速率减小,而不同高程区间的减小速率有所不同。南卓铜等(2013)在 Stefan 模型的基础上,建立了扩展冻结数模型(E-FROSTNUM),并模拟了青藏高原西部地区多年冻土下限深度

的变化情况,表明青藏高原西部区域多年冻土下限深度由西北向东南逐渐变浅。除 Stefan 模型以外,Pang et al. (2009)基于 Kudryavtsev 模型模拟计算了青藏高原多年冻土的活动层厚度,模拟结果与青藏公路沿线的钻孔实测结果相近;Wang et al. (2018a)基于 TTOP 模型模拟了黄河源区多年冻土的空间分布,其结果基于钻孔观测数据得到了验证。总体来说,经验模型结构简单,通常仅采用单因子参数(温度),数据易于获取。然而,也正是由于经验模型通常仅考虑温度的影响,过于简化,使得计算精度较低。此外,经验模型大多只能估计年尺度的多年冻土活动层厚度或季节性冻土最大冻结深度的变化,而不能估计年内的冻土的动态变化过程。最重要的是,经验模型不能考虑冻土与水文过程的相互关系,缺乏物理意义,难以应用于冻土变化对水文过程的影响分析。

过程模型基于物理方程计算土壤水-热耦合传输过程,并采用数值解法,模拟计算不同气候情景下的冻土变化及水文过程的变化。由于过程模型能够模拟土壤冻融过程与土壤水分进而与流域水文过程之间的相互作用,因此更适用于冻土变化对水文过程变化的影响分析研究(王磊 等, 2014)。最常用的冻土过程模型包括 SHAW 模型和 CoupModel 等,这些模型通过水-热耦合方程计算土壤中的热量变化与热量传输,进而计算土壤冻融过程变化。不同模型计算土壤导水率及土壤的导热系数的方法有所不同。阳勇等(2013)在祁连山区葫芦沟实验流域比较了 SHAW 和 CoupModel 两种模型计算得到的土壤水热条件,认为 CoupModel 模型更适合于青藏高原寒区的下垫面情况。通过这些过程模型,许多研究分析了冻土地区土壤冻融循环、土壤温度及土壤含水量的变化,在点尺度冻土模拟中被证明具有良好的模拟效果(Wang et al., 2010; Zhou et al., 2013; 周剑 等, 2008; 张伟 等, 2012)。除了上述冻土过程模型以外,另外有一些研究基于已有的分布式水文模型,在其基础上增加土壤冻融过程的计算及其参数化方案,使得模型能够模拟冻土区的水文过程。现有的这种模型包括 MIKE-SHE 模型、WEB-DHM 模型、DWHC 模型与 GBEHM 模型等(Wang et al., 2010; Bosson et al., 2012; Yang et al., 2015; Chen et al., 2018; 陈仁升 等, 2006)。MIKE-SHE 模型设置了冻土与地表的距离参数(Bosson et al., 2012); WEB-DHM 模型基于经验方法计算土壤的冻结深度(Wang et al., 2010); DWHC 模型将冻土分类为完全冻结、未冻结和部分冻结 3 种情况(陈仁升 等, 2006)。这些模型大多将冻土考虑为静态的冻结层,或将其简单分类,而不能模拟土壤冻融过程的动态变化,更难以很好地模拟冻土变

化与土壤水分等水文要素变化之间的相互作用。Yang et al. (2015)在青藏高原东北部的黑河上游山区流域开发了分布式生态水文模型——基于地貌学的生态水文模型(geomorphology-based ecohydrological model, GBEHM),该模型在分布式水文模型(geomorphology-based hydrological model, GBHM; Yang et al., 1998; 2002; Cong et al., 2009)的基础上耦合了冰雪融化、土壤冻融等冰冻圈过程,能够模拟冻土的动态变化。由于冻土过程和水文过程的完全耦合,GBEHM 可以模拟冻土变化的动态过程及与水文过程的相互作用。GBEHM 在黑河上游山区取得了良好应用效果,被证明适用于高寒山区的冻土水文过程模拟(Yang et al., 2015; Gao et al., 2018a)。除上述模型以外,还有 SIB2 等生态过程模型,VIC 等陆面模型也具有求解冻土的水热条件的计算方法。然而,由于这些模型对地形等因素考虑不足,通常仅适用于大尺度的计算,而在流域尺度的模拟效果有所欠缺。

1.2.4 复杂地形下的降水空间插值

高精度的气象数据是合理估计气候变化趋势的前提,也是采用分布式水文模型模拟出合理的流域水文过程变化结果的必要条件。由于复杂的地貌条件不利于建设地面站点,青藏高原地区的地面气象观测站点十分稀少,因此难以基于观测数据得到高精度的气象要素的空间分布。越来越多的研究关注到青藏高原高精度气象要素的空间分布问题,而其中,青藏高原降水的空间分布估计最为复杂。

降水流域生态水文过程的重要输入要素(Li et al., 2013b; Kaptué et al., 2015),降水的空间分布对流域的径流、蒸散发、土壤水、冰川消融等水文过程有重要影响(Giorgi, 1989; Taylor et al., 1997; Nykanen et al., 2001)。因此,在对流域进行生态水文研究前,研究并明晰复杂地形下降水的空间分布十分重要。相对于其他气候要素,降水受地形的影响更为明显(Basist et al., 1994; Guan et al., 2005; Lloyd, 2005; Jia et al., 2011)。山顶上的降水量,可能与山脚下的降水量有明显不同(Daly et al., 2008; Sanberg and Oerlemans, 1983; 孙琪 等, 2007)。因此,为合理估计复杂地形的降水量,需要比平原地区更多的地面观测站点。然而,由于青藏高原地区地形非常复杂,地面观测站点反而十分稀少且不均匀,而且通常建设在低海拔地区(如河道周边)。因此,基于地面站点观测降水数据来估计山区降水的空间变异性十分困难(Martínez-Cob, 1996; Daly et al., 2008)。

随着遥感观测技术与数值模型的不断发展,除地面站点降水以外,当前

已发展出了卫星降水产品、雷达降水产品、模型模拟降水产品等多种空间降水估计方法。然而这些降水产品在复杂山区的应用都有所不足。卫星降水产品提供了降水的空间分布信息,且目前具有广泛的应用,如 TRMM (Huffman et al., 2007)和 CMORPH(Joyce et al., 2004)等产品均具有良好的效果(Ebert et al., 2007)。近年来,许多研究评价了卫星降水在青藏高原的应用情况,如 TRMM,GPM 等卫星降水产品的应用效果得到了一系列的认可(Ma et al., 2016; Xu et al., 2017; 齐文文等, 2013; Huffman et al., 2015; 刘俊峰等, 2010; 王超和赵传燕, 2013)。然而,卫星降水产品仍存在着空间精度较低的问题,难以满足高精度的生态水文模型的模拟要求(Shi et al., 2001; Hofstra et al., 2008)。此外,由于卫星数据观测年限较短,难以满足历史长时间序列的生态水文模拟要求。雷达降水产品由于受地物杂波等因素影响,在山区的观测具有较大的不确定性(Young et al., 1999; Li et al., 2014),且目前青藏高原的雷达降水观测尚不成熟。此外,雷达数据同样存在着观测年限短的问题。当前,模型模拟数据,如区域气候模型(regional climate model,RCM)等也得到了广泛的应用,能够输出高空间精度的降水结果(Pan et al., 2015; Diallo et al., 2012)。区域气候模型根据当地精确观测的地形、植被、土壤等要素调整参数,具有合理性及可信性,其模拟得到的降水数据在全世界具有广泛应用(Dickinson et al., 1989; 1993; Small et al., 1999; Liang et al., 2004; Li et al., 2015; Maurya and Singh, 2016; Maraun and Widmann, 2015; 李巧萍和丁一汇, 2004),模拟的高空间精度降水分布信息对于山区降水空间分布具有借鉴意义(Xiong et al., 2009; Xiong and Yan, 2013; Laux et al., 2011; Feldmann et al., 2013)。然而,RCM 仍存在在山区的降水模拟结果可能有较大误差的问题(Xiong and Yan, 2013)。综上所述,站点、卫星、雷达、RCM 数据在复杂地形山区的应用均存在不足,基于单一数据难以获得高精度的山区降水空间分布,因此,应考虑采用多源降水数据融合方法来估计青藏高原复杂地形条件下的降水的空间分布。

目前,已有许多研究者尝试基于多源降水方法来估计复杂地形条件下的降水空间分布(Xie and Arkin, 1997; Kirshbaum and Durran, 2005a; 2005b; Kingsmill et al., 2006; Smith and Evans, 2007; Giovannettone and Barros, 2009; Lundquist et al., 2010; Mass et al., 2015; Newman et al., 2015)。这些研究包括基于地面站点观测的降水数据融合方法、基于遥感观测的降水数据融合方法、基于数值模型模拟结果的降水数据融合

方法及基于地面站点观测和卫星数据的降水数据融合方法(Gottschalck et al., 2005)。Daly et al. (1994)发展了一种基于站点观测的降水插值方法,该方法基于站点观测降水及站点所在位置的高程信息估计降水-高程关系,可以在一定程度上估计降水随地形的变化。该方法在之后多个研究中被采用(Xie et al., 2007; 沈艳等, 2010; Shen and Xiong, 2016)。然而,由于青藏高原山区站点过于稀少且不均匀,基于站点观测信息得到的降水-高程关系空间精度较低。因此即使考虑了降水量与高程的关系,仅依靠站点观测数据估计降水的空间分布仍具有较高的不确定性。

一些基于遥感观测的降水融合研究将卫星降水与高空间精度的环境因素(如植被和地形)建立统计关系,从而对卫星降水数据进行空间降尺度(Guan et al., 2009; Immerzeel et al., 2009; Jia et al., 2011; Shi and Song, 2015)。基于数值模型模拟结果的降水数据融合方法通常利用数据同化方法将低分辨率的气候模型模拟结果,如大气环流模型(general circulation model, GCM)的模拟结果和再分析数据等动态降尺度为高分辨率数据,例如, Xiong 和 Yan (2013)及 Pan et al. (2015)在青藏高原东北部的研究。基于数值模型估计降水空间分布的方法的主要优点是模型模拟结果除了可以输出高空间分辨率的降水外,还可以输出其他不同的气候要素。而基于遥感观测和模型模拟结果估计降水空间分布的共同缺陷在于这些方法尽管通过降尺度提高了空间分辨率,但由于缺乏用于校准的站点观测,仅依赖遥感观测或者模型模拟结果降尺度得到的降水空间分布结果通常会有较大的不确定性(Fowler et al., 2007; Tobin and Bennett, 2010)。

基于多元降水数据同化的方法通过融合不同降水数据提供的信息,以获得最佳的降水量估计值(Bianchi et al., 2013; Prasanna et al., 2014; Sun et al., 2018; 孙乐强等, 2014)。这些研究大多数通过比较卫星观测数据和站点观测数据之间的差异来校正卫星数据(Gottschalck et al., 2005; Prasanna et al., 2014; Tobin and Bennett, 2010)。这种方法的主要优点在于既利用了站点观测提供的精确的点尺度信息,又利用了卫星数据提供的空间分布信息;而方法的不足在于仅仅简单地基于地面观测校正卫星降水值,而不能识别不同数据的相对有效信息,因此难以最为合理有效地利用不同降水数据。李哲(2015)提出了一种基于贝叶斯原理的卫星数据与站点数据融合方法,能够识别不同降水的相对有效信息,更合理地融合了两种降水数据;此外,该方法能够估计不同降水数据及降水融合结果的不确定性的空间分布。Barillec 和 Cornford(2008)及潘旻等(2015)也同样尝