

天山乌鲁木齐河源1号冰川变化的数值模拟及其对气候变化的响应分析

段克勤^①, 姚檀栋^②, 王宁练^①, 刘焕才^①

① 中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000;

② 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085

E-mail: kqduan@lzb.ac.cn

2012-06-11 收稿, 2012-07-31 接受

国家自然科学基金(41190080, 40971290, 40771209)和中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室基金(SKLCS-ZZ-2012-02-03)资助

摘要 冰川变化的数值模拟及其预测是冰冻圈科学的前沿方向. 本文介绍了对山地冰川进行数值模拟的原理和方法, 并以天山乌鲁木齐河源1号冰川(以下简称1号冰川)为研究对象, 通过数值求解二维的冰川流动方程, 对1号冰川的流场进行了模拟. 同时通过线性分析构建了一个未来升温情景: 2010~2070年1号冰川地区升温速率为 $0.17\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$, 而降水量保持不变. 在此气候情景下, 从冰川变化的物理过程, 预测了2010~2070年期间1号冰川的变化趋势, 结果表明在2040年以前, 冰川末端退缩比较缓慢, 但消融区厚度减薄较快. 2040年以后, 冰川末端退缩加剧, 最终于2070年左右退缩为冰斗. 从冰川流动原理证明在全球变暖背景下, 山地冰川退缩将会越来越剧烈.

关键词

冰川
数值模拟
预测

山地冰川被喻为高山固体水库, 其规模较小而对气候波动变化十分敏感. 近年全球大多数山地冰川出现加剧萎缩的趋势^[1-3], 这是近年气候变暖的直接证据. 冰川萎缩的结果影响到水资源和海平面^[4,5]. 在我国西北干旱区, 冰川融水是维系下游绿洲的重要水资源, 冰川融水平均占内陆河径流的22%, 个别河流如塔里木河高达40%^[6]. 因而在未来气候变化情景下, 预测山地冰川及其水资源变化不仅有科学意义而且具有重要的应用价值.

预测冰川变化依赖于对冰川变化过程的认识和模型的建立. 冰川变化主要包括两部分, 即发生在冰川表面的物质积累和消融, 以及因冰川流动而造成物质的辐合辐散. 对冰川变化模拟的困难主要在于对冰川流动的模拟, 冰川作为一个巨大的非牛顿流体, 其运动的基本方程遵循流体的Stokes方程, 但其剪应变率和剪应力之间符合格林定理^[7]. 早期由于认识水平和计算条件的限制, 充分求解Stokes方程非常困难, 退而求其次, 人们用有限差分法求解简化了

的方程以模拟冰川运动^[8-11]. 近年由于计算能力的提高和研究的深入, 应用更先进的有限元方法求解三维的Stokes方程模拟冰川流动取得了相当的进展^[12], 进而对冰川变化的预测成为可能^[13].

在中低纬度地区我国拥有最多的山地冰川, 但我国对冰川变化的模拟及其预测还非常薄弱, 目前研究偏重于对冰川的观测和定性说明冰川变化对气候的响应. 依据统计分析施雅风等人^[14]和Xie等人^[15]综合考虑21世纪中国冰川对全球变暖响应, 估算到21世纪末中国冰川的变化情况. 此外还有少数几篇文章利用非常简化的冰川流动模型探索性讨论了冰川的流动及其对气候的响应^[16-19]. 如何基于冰川的物理变化过程, 预测高亚洲山地冰川变化的研究尚十分欠缺, 这方面的研究水平与发达国家差距非常大, 相关研究急需加强.

本文的目的是以天山乌鲁木齐河源1号冰川(以下简称1号冰川)为研究对象, 利用有限元法求解二维的Stokes方程, 进行冰川流动的模拟, 结合物质平

衡模型, 在未来气候情景变化背景下, 预测 1 号冰川的变化.

1 方法与数据

冰川在重力作用下, 总处于运动状态, 其流场分布受冰川形态的控制. 因此发生在冰川表面的物质积累和消融不断改变着冰川的形态, 进而促使冰川流场的不断调整. 如图 1 所示, 当冰川达到平衡状态时, 冰川消融区因消融量大于积累量而损失的物质, 会由冰川上部积累区向下输送物质而得到补充. 当冰川积累区面积缩小, 向下输送的物质减少时, 冰川消融区因得不到足够物质补给, 冰川消融区则会退缩减薄. 反之, 则冰川变厚并引起末端前进. 因此, 冰川物质总处于不断调整和分配中, 只有从冰川表面的物质平衡和流动两方面考虑, 才能完整刻画冰川的实际变化.

由物质守恒定律, 可以得到如下方程:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = b - \nabla \cdot (\vec{V}H), \quad (1)$$

其中 H 为冰川厚度, \vec{V} 是速度向量, t 为时间, b 为物质平衡.

(1)式表示冰川某处的高度变化由两部分决定: 一是此处的物质平衡, 二是此处冰流通量的散度变化, 即因冰川流动导致物质的辐合辐散而引起表面高度的变化. 要计算(1)式中的冰面高度随时间的变化, 不仅要知道冰川表面的物质平衡, 也要知道冰川的流动速度.

1.1 冰川流动方程

为了计算(1)式中的冰川运动速度, 必须求解冰川的运动方程. 冰川冰通常认为是不可压缩、黏性的能导热的非牛顿流体, 其运动遵循如下的 Stokes 方程:

$$\rho \frac{d\vec{V}}{dt} = \nabla \cdot (2\eta\vec{D} - p\vec{I}) - \rho\vec{g}, \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \vec{V} = 0, \quad (3)$$

其中 p 是压力, \vec{I} 是单位应力张量, $\vec{D} = \frac{1}{2}(\nabla\vec{V} + \nabla\vec{V}^T)$

是应变速率张量. $\eta = \frac{1}{2}A^{-\frac{1}{n}} \left(\sqrt{0.5 \times (\vec{D} \cdot \vec{D})} \right)^{\frac{1-n}{n}}$ 是黏性系数, 其中 n 是流动指数, 值取为 3. A 为流动参数, 通常与冰川温度有关, 本文为了计算方便, A 的值取

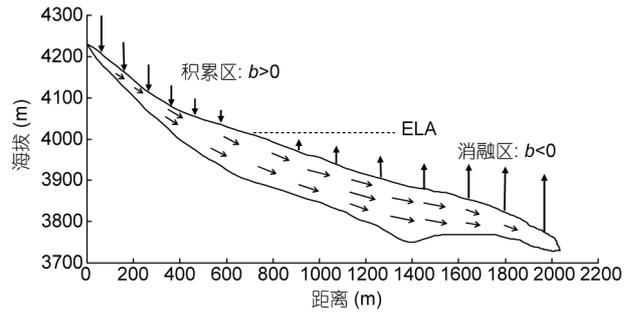


图 1 1 号冰川积累、消融及流动示意图
ELA 为物质平衡线高度

为常数 $2.22 \times 10^{-24} \text{ Pa}^{-n} \text{ s}^{-1}$.

1.2 物质平衡方程

物质平衡是冰川表面积累量和消融量的代数和, 反映冰川表面单位面积物质获得和损失的状况. 如图 1 所示, 当积累量大于消融量时, 物质平衡为正, 即 $b > 0$, 反之 $b < 0$. 目前主要有两类用于计算冰川物质平衡的模型: 一类是基于统计意义上的度日因子模型, 另一类是详细描述冰川表面物理过程的能量平衡模型. 能量平衡模型所需要参数较多且不易获得, 只有在个别冰川得到应用. 而度日因子模型参数容易获取, 且物理意义明确, 目前应用比较广泛^[20,21].

通用的度日因子模型为

$$b = \int_t [(1-f) \cdot m + P_s] dt, \quad (4)$$

$$m = \text{DDF} \times \text{PDD} = \text{DDF} \times \sum_{i=1}^n H_i \cdot T_i, \quad (5)$$

其中 f 为融水渗透冻结率, 取 0.1. m 为冰川与积雪的消融水当量, 对 m 的计算模拟采用度日模型, 即(5)式中 m 等于冰雪的度日因子(DDF)与某时段内的正积温(PDD)的乘积. (5)式中 T_i 为某天(t)的日平均气温, H_i 为逻辑变量, 当 $T_i \geq 0$ 时, $H_i=1$; 当 $T_i < 0$ 时, $H_i=0$.

(4)式中 P_s 为冰川某一海拔处的固态降水, 由临界气温法计算^[22]:

$$P_s = \begin{cases} P & T < T_s, \\ \frac{T_1 - T}{T_1 - T_s} P & T_s \leq T \leq T_1, \\ 0 & T > T_1, \end{cases} \quad (6)$$

其中 P 为某一海拔处的总降水量. T_s 和 T_1 分别为固态和液态降水的临界气温, 分别取 0 和 2℃.

1.3 数据

由(1)~(6)式可知, 要对一个冰川变化进行数值模拟及验证, 所需参数较多, 这就要求对一个冰川进行系统的观测. 而目前在中国对冰川的观测主要集中在物质平衡和末端变化, 所得观测结果并不能完全满足数值模拟的要求. 1号冰川是我国进行冰川变化系统观测最早的冰川之一, 其观测结果^[18,19,23-27]已能满足对1号冰川进行数值模拟. 比如文献[24]详细研究了度日因子随海拔高度的变化, 文献[23]详细介绍了近44年来1号冰川的物质平衡变化, 文献[18,26]研究了1号冰川的运动速度, 文献[19]研究了1号冰川沿主流线的形态变化.

1号冰川不同高度的气温和降水以大西沟气象站(距1号冰川末端2.5 km左右, 海拔3539 m)观测为基准推算. 1号冰川不同海拔高度的逐日气温以大西沟气象站数据为基准, 以温度梯度 $-0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 推求. 大西沟气象站和1号冰川末端降水梯度为 $22\text{ mm}/100\text{ m}$ ^[28], 以此推求不同冰川高度带的逐年降水.

为了对1号冰川未来变化进行预测, 通过线性分析构建一个未来升温情景: 以1959~2004年大西沟气象站温度线性趋势($0.17^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$)为参考, 假设未来该地区仍按 $0.17^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 速率升温, 这一升温速率与IPCC报告提供的B1情景下的升温速率 $0.16^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 基本一致^[3]. 1959~2004年期间, 大西沟降水没有明显的变化趋势, 假定未来60年该地区降水没有变化趋势.

2 1号冰川运动速度的数值模拟

为了计算1号冰川的运动速度, 需对方程(2)和(3)求解. 1号冰川平均运动速度小于 8 m/a , 因此方程(2)中 $\rho \frac{d\bar{v}}{dt}$ 非常小, 同其他两项相比, 可以忽略, 则方程(2)变为应力平衡方程. 冰川表面压力与大气压力处于平衡状态, 冰川底部可以与冰床冻结成固定边界, 即冰川底部滑动速度 $V_b=v(x,t)=0$, 冰川底部也可以滑动, 即 $V_b=v(x,t) \neq 0$. 则(2)和(3)式的边界条件如下:

$$\text{在冰川表面: } (-p\bar{l} + 2\eta\bar{D}) \cdot \bar{n} = p_{\text{air}} \cdot \bar{n}, \quad (7)$$

$$\text{在冰川底部: } V_b = v(x,t), \quad (8)$$

其中 p_{air} 为大气气压, \bar{n} 为向外的单位向量.

(2)和(3)式为非线性方程, 对其进行三维的数值

计算, 不仅计算过程相当复杂, 而且没有相应的初始和边界条件的观测值, 目前还很难做到. 因此, 这里在沿冰川主流线垂直剖面的二维空间中对(2)和(3)式进行数值计算.

图2(a)是对1号冰川主流线垂直剖面的三角形网格剖分, 冰川末端变化更复杂一些, 在这里网格进行了加密, 共计4919个网格. 研究表明^[18]在冰川下游, 底部运动占整个运动的50%左右, 平均值为 2.5 m/a . 因此必须考虑冰川底部的滑动. 图2(b)是考虑冰川底部滑动后的流场分布. 为了验证模拟结果的正确性, 图3是图2(b)中冰川表面运动速度与实测值的对比, 可见模拟的冰川表面运动速度与实测值很符合, 这就验证了从Stokes方程出发, 模拟冰川的运动是切实可行的.

3 对1号冰川未来变化的数值模拟

为了计算1号冰川的未来变化, 需对(1)~(8)式进行联合求解. 计算流程如图4所示.

在所构建的气候情景下, 对1号冰川2005~2070年期间的变化进行了数值模拟, 结果如图5所示, 从

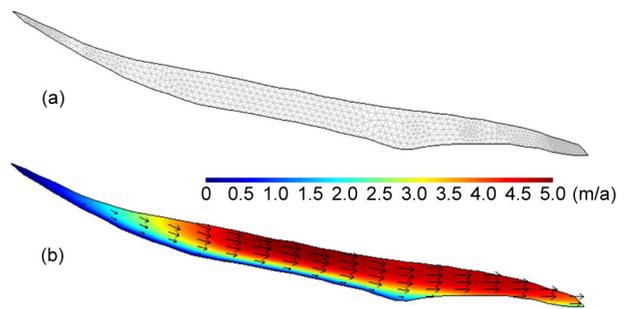


图2 1号冰川主流线垂直剖面的三角形网格剖分(a)和冰川流场分布模拟(b)

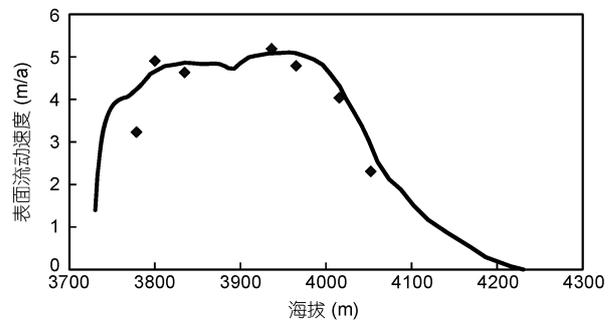


图3 模拟的冰川表面速度(线)与2006年实测值^[18](点)的对比

图可看出 1 号冰川在不同年份的变化情况, 在 2040 年以前, 冰川末端退缩比较缓慢, 在 2005~2040 年期间大约退缩 290 m, 期间冰川下游厚度迅速减薄. 2040 年以后, 冰川末端退缩开始加剧, 在 2040~2070 年期间共退缩约 950 m. 到 2070 年左右, 由于冰川厚度的持续减薄, 在海拔 4000 m 处冰川消融殆尽, 海拔 4000 m 以上的部分形成一个冰斗.

4 讨论和结论

由方程(1)可知, 冰川变化由两部分组成, 即发生在冰川表面的物质平衡变化, 和因流动造成物质的辐合辐散. 物质平衡变化比较直观, 通过测量花杆就可直接观测到物质平衡的变化, 而发生在冰川内部的辐合辐散则只能通过计算获得. 冰川消融区不断损失物质, 而积累区不断获得物质, 正是通过冰川内部的辐合辐散而使积累区的物质向消融区输送, 使冰川变化处于动态平衡状态. 因此仅仅测量和计

算发生在冰川表面的物质平衡变化, 并不能全面认识冰川变化的全部.

在方程(1)中, 令 $\Delta h = -\nabla \cdot (\bar{V}H)$, Δh 就是因辐合辐散造成的表面高度变化. Δh 为正, 表明该处因物质的辐合而造成物质的累积引起冰面的升高. Δh 为负, 表明该处因物质的辐散而造成物质的损失引起冰面的降低. 图 6 是所计算 2005 年的 1 号冰川 Δh 和实测的物质平衡(b)随高度变化^[23]的比较. 可见 Δh 和 b 的数值相当, 但符号相反, 表明冰川下游损失的物质基本上可由上游物质的输送得到补充. 在海拔 4000 m 以上, Δh 为负, b 为正, 表明在海拔 4000 m 以上, 冰川的物质平衡为正, 使冰面升高, 而因冰川运动引起物质辐散又使冰面下降. 4000 m 以下, Δh 为正, b 为负, 表明冰川的物质平衡为负, 使冰面降低, 而因冰川运动引起物质辐合又使冰面升高, 其结果促使冰川不断调整其形态.

1 号冰川运动速度在 1981~2007 年期间持续减小^[26], 模拟的结果也显示随着 1 号冰川的退缩减薄, 其运动速度在 2005~2070 年期间持续减小, 造成冰川上游向下游物质输送的减弱, 因此在图 5 中, 2040 年以前, 冰川厚度较大, 冰川流动速度也相对较快, 冰川消融区得到上游物质的补给较多, 冰川末端退缩较慢, 但上游物质的补给量小于物质平衡, 故冰川厚度仍处于减薄状态. 2040 年以后, 伴随冰川厚度的变薄和积累区面积的减小, 冰川运动速度减小, 其结果是冰川下游得不到上游物质的及时补充, 消融区厚度减薄更快, 促使冰川末端快速退缩. 因此如果全球变暖持续, 山地冰川退缩将会越来越剧烈.

由此可见, 只有综合考虑冰川的流动和物质平衡过程, 才能全面研究并预测冰川对气候变化的响

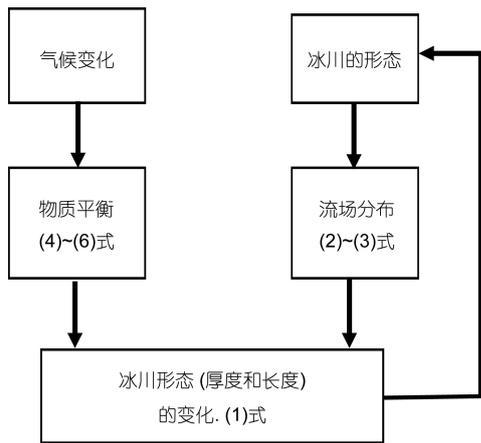


图 4 冰川变化数值模拟的流程图

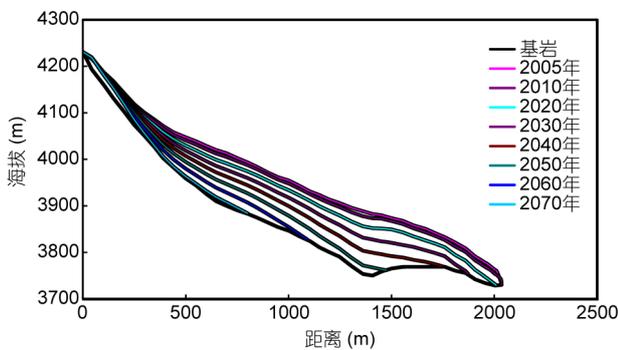


图 5 气候情景变化背景下 1 号冰川在不同年份的变化

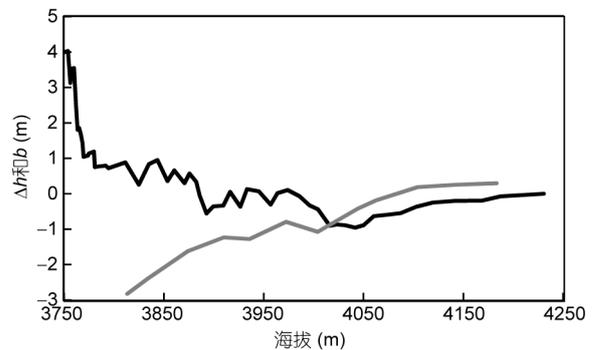


图 6 2004 年 1 号冰川物质平衡(b)(灰线)和因辐合辐散造成冰川表面高度变化(Δh)(黑线)的比较

应。随着数值计算方法的发展和大型计算机软件的开发,数值计算方程(2)~(3)变得可行。本文模拟 1 号冰川的流场时,尽管冰的流动黏性系数是温度的函数,但把它设为常数而并没有考虑冰川温度的变化。冰川是三维流体,模拟冰川的二维流场,并不能完全反映冰川的真实流动。另外,冰川底部的流动在很大程

度上决定着冰川的流场,而且随着温度的升高和冰川形状的改变,冰川底部滑动速度如何变,目前并不清楚,这些问题都需进一步研究。为了更真实地模拟冰川的变化,将来要对三维的流动方程及热传导方程联立求解,并结合物质能量平衡模型,以达到对冰川变化最真实的预测。

参考文献

- 1 姚檀栋,刘时银,蒲健辰,等.高亚洲冰川的近期退缩及其对西北水资源的影响.中国科学 D 辑:地球科学,2004,34:535-543
- 2 姚檀栋.青藏高原南部冰川变化及其对湖泊的影响.科学通报,2010,55:1749
- 3 Yao T D, Thompson L, Yang W, et al. Different glacier status with atmospheric circulation in Tibetan Plateau and surroundings. *Nature Clim Change*, 2012, doi: 10.1038/NCLIMATE1580
- 4 李开明,李忠勤,高闻宇,等.近期新疆东天山冰川退缩及其对水资源影响.科学通报,2011,56:2708-2716
- 5 任贾文,叶伯生,丁永健,等.中国冰冻圈变化对海平面上升潜在贡献的初步估计.科学通报,2011,56:1084-1087
- 6 杨针娘.中国冰川水资源.兰州:甘肃科技出版社,1991.158
- 7 Glen J W. The creep of polycrystalline ice. *Proc R Soc A*, 1955, 228: 519-538
- 8 Nye J F. The frequency response of glacier. *J Glaciol*, 1965, 5: 567-587
- 9 Oerlemans J. A model of the Antarctic ice sheet. *Nature*, 1982, 297: 550-553
- 10 Martina S, Meur E L. Improvement of a 2-D SIA ice-flow model: application to glacier de Saint-Sorlin, France. *J Glaciol*, 2007, 53: 713-722
- 11 Marco P, Rappaz J, Reist A, et al. Numerical simulation of the motion of a two dimensional glacier. *Int J Numer Methods Eng*, 2004, 60: 995-1009
- 12 Juvet G, Pinasso M, Rappaz J, et al. A new algorithm to simulate the dynamics of a glacier: Theory and applications. *J Glaciol*, 2008, 54: 801-811
- 13 Juvet G, Huss M, Blatter H, et al. Numerical simulation of Rhonegletscher from 1874 to 2100. *J Comput Phys*, 2009, 228: 6426-6439
- 14 施雅风,刘时银.中国冰川对 21 世纪全球变暖响应的预估.科学通报,2000,45:434-438
- 15 Xie Z C, Wang X, Feng Q H, et al. Modeling the response of glacier systems to climate warming in China. *Ann Glaciol*, 2006, 43: 313-316
- 16 王文梯,刘宗香.天山乌鲁木齐河源 1 号冰川频率响应特性的计算与分析.冰川冻土,1984,6:13-24
- 17 曹梅盛,Mayor M F. 稳定状态下冰川纵向断面计算——以天山乌鲁木齐河源 1 号冰川为例.冰川冻土,1987,9:131-138
- 18 周在明,李忠勤,李慧林,等.天山乌鲁木齐河源 1 号冰川运动速度特征及其动力学模拟.冰川冻土,2009,31:55-61
- 19 Li H L, Felix N, Li Z Q, et al. An extended "perfect-plasticity" method for estimating ice thickness along the flow line of mountain glaciers. *J Geophys Res*, 2012, 117: F01020, doi: 10.1029/2011JF2014
- 20 张勇,刘时银,韩海东,等.中国西部冰川度日因子的空间变化特征.地理学报,2006,61:89-98
- 21 王盛,蒲健辰,王宁练.祁连山七一冰川物质平衡及其对气候变化的敏感性研究.冰川冻土,2011,33:1214-1221
- 22 康尔泗,程国栋,蓝永超,等.西北干旱区内陆河流域出山径流变化趋势对气候变化响应模型.中国科学 D 辑:地球科学,1999,29(S1):47-54
- 23 杨惠安,李忠勤,叶伯生,等.过去 44 年乌鲁木齐河源一号冰川物质平衡结果及其过程研究.干旱区地理,2005,28:76-80
- 24 崔玉环,叶伯生,王杰,等.乌鲁木齐河源 1 号冰川度日因子时空变化特征.冰川冻土,2010,32:265-274
- 25 焦克勤,叶伯生,韩添丁,等.天山乌鲁木齐河源 1 号冰川径流对气候变化的响应分析.冰川冻土,2011,33:606-611
- 26 周在明,井哲帆,赵淑惠,等.冰川运动速度对气候变化的响应——以天山乌鲁木齐河源 1 号冰川为例.地球学报,2010,31:237-244
- 27 李忠勤,沈永平,王飞腾,等.冰川消融对气候变化的响应——以乌鲁木齐河源 1 号冰川为例.冰川冻土,2007,29:333-342
- 28 杨大庆,姜彤,张寅生,等.天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其改正.冰川冻土,1988,10:384-400