

监测在自然（畅通）条件下 流经湄公河上游流域的水量



LOWER MEKONG INITIATIVE



SUSTAINABLE
INFRASTRUCTURE
PARTNERSHIP



building
local
promise.

监测在自然（畅通） 条件下流经湄公河 上游流域的水量



编者：Alan Basist¹ 和 Claude Williams²

2020 年 4 月 3 日

请按照以下格式引用本文献：

Basist, A. and Williams, C. (2020); Monitoring the Quantity of Water Flowing Through the Mekong Basin Through Natural (Unimpeded) Conditions, Sustainable Infrastructure Partnership, Bangkok.

基础数据/数据由湄公河委员会 (Mekong River Commission) 提供，
经许可转载。

1. Eyes on Earth, Inc.

2. Global Environmental Satellite Applications, Inc.



**SUSTAINABLE
INFRASTRUCTURE
PARTNERSHIP**

可持续基础设施合作组织

(Sustainable Infrastructure Partnership, SIP)

SIP 是一个由 Pact Thailand 管理的能力建设与协调项目，旨在解决湄公河区域共同面临的水资源挑战。该项目为管理水、能源和食品系统之间交互的培训和能力建设提供支持，并通过湄公河水文数据倡议 (Mekong Water Data Initiative) 促进水文数据的共享。SIP 在“湄公河下游倡议”的框架下开展工作。



湄公河下游倡议 (LMI)

LMI 启动于 2009，是柬埔寨、老挝人民民主共和国、缅甸、泰国、越南和美国之间建立的多国伙伴关系。该倡议为解决湄公河下游次区域复杂的跨国发展和政策问题提供了交流平台。该倡议还与“湄公河下游之友 (Friends of the Lower Mekong, FLM)”的援助国集团合作，后者包括澳大利亚、日本、大韩民国、新西兰、欧盟、亚洲开发银行和世界银行。

如需了解更多信息，请访问 SIP Facebook 页面和 LMI 网站



SIP Facebook 页面



www.lowermekong.org



执行摘要



这项研究开发了一个简单的可靠模型，用于预测湄公河上游的自然流量，然后利用该预测来确定湄公河上游修建的梯级水坝如何改变河流的自然流量。本研究的基础是 1992 年至 2019 年的卫星数据以及泰国清盛的每日河水高度测量数据。Eyes On Earth, Inc. 和 Global Environmental Satellite Observations, Inc. 已经开发了一款基于某种算法的专有软件，能将专用传感器微波成像仪/测深仪 (SSM/I/S) 测量的微波观测值转化为地表湿度指数。通过使用模型预测自然流量，我们计算出了能够自然流动的水量，并与清盛测站的测量值进行了对比。我们对 28 年记录的各个时期发生的变化进行了总结，以便确定水库蓄水或通过其他方式从清盛上游流域抽取的水量。

目前，清盛测站的河水高度在 28 年的记录中少了 118 米。在此期间，中国政府在湄公河干流上修建了一系列水坝。早年的对应关系一般都表现不错，在漫湾 (Manwan) 水坝和大朝山 (Dachaoshan) 水坝的水库充水期间，河水高度有些不足。2012 年后，水位高度与自然流量之间的关系恶化，当时新修了几座水坝和水库，极大限制了上游的泄水量和泄水时间。中国政府表示会对流量进行调节，以便让高流量和低流量时段分布得更加均匀。这也能满足他们在整个年周期内分配能源生产的需要，从而在全年更均衡地使用发电机组。调节流量造成的影响就是通常在雨季流动的水会在旱季排放。



这一点可以在残差的年周期中清楚看到，雨季为负值，旱季为正值。在建成最大的糯扎渡 (Nuozhadu) 水坝及其水库之时，雨季缺水的情况在启用其最大的发电机组后表现得最为明显。

水坝极大地提高了调节河流径流量的机制能力，但对下游也产生了相应的影响，需要通过整体解决方案予以解决。自 2017 年新修建五座水坝以来，水库的填充和排放正在加剧自然河流径流量的变化。其中最严重的一次影响发生在 2019 年，当年湄公河下游的水位屡创新低。通过湿度结果来预测自然流量，显然会使得来自湄公河上游的自然流量高于平均水平。残差显示旱季的流量过大，可能是为了支持 2019 年初的电力生产，而雨季的流量则受到了严重限制。2019 年雨季期间，湄公河下游地区严重缺水，这在很大程度上是受当时湄公河上游限流的影响。中国与湄公河下游国家展开了一项合作，旨在模拟湄公河的自然流量周期，该合作本可以改善 2019 年夏季下游出现的低流量状况。如果将湿度指数用作模拟自然流量的指南，则湄公河流域的所有社区都可以从维护湄公河的整体性中受益。





目录

附表清单

执行摘要	4
简介	7
研究方法	8
开发流量模型	13
研究发现	14

附表清单

表 1:	11
湄公河上游的水坝、水库和电力生产	
表 2:	14
监测湄公河上游自然流量的回归模型结果	

附图清单

图 1:	8
左侧地图显示的是清盛测站所接收流量来源的湄公河流域部分，该测站位于缅甸、老挝和泰国的边境交汇处。右侧地图显示的是东南亚的整个湄公河流域。	
图 2:	15
1992 年 1 月 - 2019 年 3 月清盛测站与模型预测测量值的时间序列图。绿色表示差额域。如果数值为负，则说明流入测站的水不足；如果数值为正，则说明流入测站的水过多。	
图 3:	16
图 2 中 1992 - 2000 年期间的放大图。	
图 4:	17
图 2 中 2001 - 2009 年期间的放大图。	
图 5:	18
图 2 中 2010 - 2019 年期间的放大图。	



一、简介



本研究旨在监测湄公河上游的河水高度，并确定上游水坝如何改变自然流量。研究目标是开发一个可靠简单的模型，用于预测湄公河上游的自然流量，然后利用该预测来确定湄公河上游修建的梯级水坝如何改变河流的自然流量。已经有若干篇文章讨论了中国委托修建的水坝造成的影响，以及如何改变湄公河下游流域的生态和资源 (Lu et al.2006, Baran and Myschowoda 2009, Plinston and Daming 2000.)。本研究将量化从青藏高原流向泰国清盛测站的水量。

监测河流流量的方法有许多种，多数方法基于影响流域内积水量的物理因素的参数化 (Smakhtin 2001, Kollet and Maxwell 2006, Kurtz et al.2016)。其他方法则是借助卫星观测值，使用统计模型将遥感信号转化为统计流量模型 (Blankenspoor et al. 2012, Meier et al. 2011, Scipal et al. 2005)。

本研究的基础是 1992 年至 2019 年间的卫星数据以及清盛的每日河水高度测量数据。回归模型将确定这两组数据之间的关系。一旦建立可靠模型，便可利用这 28 年的记录来预测自然流量。自然流量与流入泰国的实测流量之间的差额，可表明水坝如何改变了湄公河上游流域水量。



二、研究方法



将 1992 年 1 月至 2019 年 9 月在清盛测得的每日河水高度数据平均为月度平均值。这些数据由湄公河委员会汇编后提供给 Eyes on Earth, Inc。湄公河发源于青藏高原，清盛上游的河流边界包括在中国境内的河流全长。此河段包括缅甸和老挝人民共和国的一小部分地区（该地区没有可增加流量的主要支流），一直延伸到测站所在的泰国边境清盛（图 1）。自然流量期间的河水高度数据可用于模型校准。湿度值可用于预测湄公河上游流域的自然流量。

湄公河流域：圆圈为河流测站所在位置

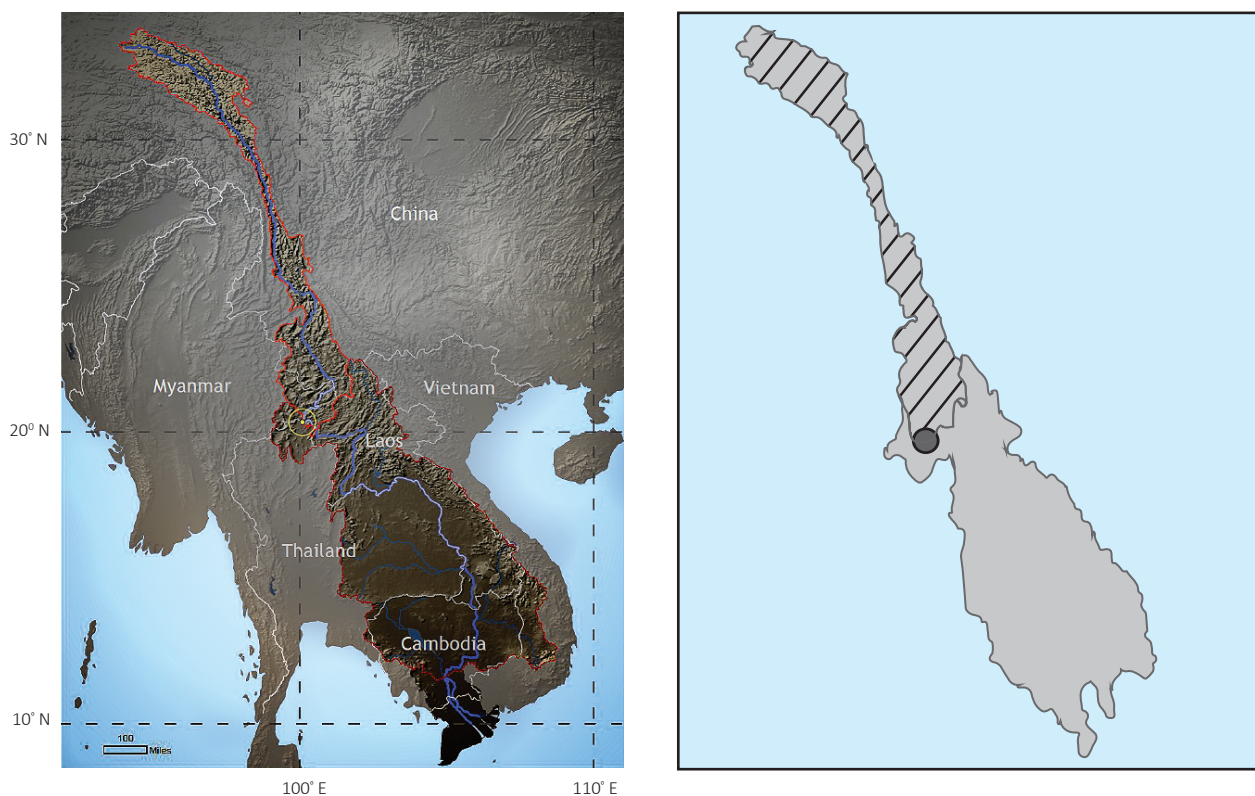


图 1：左侧地图显示的是清盛测站所接收流量来源的湄公河流域部分，该测站位于缅甸、老挝和泰国的边境交汇处。右侧地图显示的是东南亚的整个湄公河流域。

为了校准卫星观测值与测站测量值之间的关系，卫星数据是采用无源微波观测方法，通过专用传感器微波成像仪/测深仪 (SSM/I/S) 测量所得。根据美国国防气象卫星计划 (Defense Meteorological Satellite Program, DMSP) 飞行的极地轨道卫星会每天观测两次专用传感器微波成像仪/测深仪 (SSM/I/S) 数据。这些卫星位于极地轨道，每天在北极和南极之间来回飞行 14 次，也就是说它们每天会进行 14 次环球绕转 (Neale et al.1990)。这些卫星被设计为太阳同步卫星，每次绕地球旋转都会在早上 6 点和下午 6 点左右穿越赤道。专用传感器微波成像仪/测深仪 (SSM/I/S) 能在辐射光谱的四个频率上感应地球表面的微波辐射，其中三个频率是在两种极化（垂直和水平）方式下测量的。这些传感器检测到的能量是无源的，也就意味着它是从地球表面自然发出的。一般情况下，云层在专用传感器微波成像仪/测深仪 (SSM/I/S) 仪器观测的频率下是透明的，因此，几乎在所有天空状况下都可测量地表状况（湿度、雪盖层和温度）(Basist et al.1998)。Eyes On Earth, Inc. 和 Global Environmental Satellite Observations, Inc. 已经开发了一款基于某种算法的专有软件，能够将微波观测值转换为地表湿度结果。下方的程式化公式展示了这种关系的形成方式。地表湿度指数的范围是零至辐射面中液态水的百分比（“零”代表在地表附近未检测到任何水）。因此，该范围介于 0.0 - 100.0 之间，其中 100 表示整个地表均为液态水 (Basist et al.2001)。该指数是从信道测量值（方程 1）之间的线性关系中得出，其中的信道测量值为特定频率和极化下观测到的数值（即专用传感器微波成像仪/测深仪 (SSM/I/S) 观测到七个信道）。

方程 1

$$BWI = \Delta\varepsilon \cdot T_s = \beta_0 [T_b(v_2) - T_b(v_1)] + \beta_1 [T_b(v_3) - T_b(v_2)]$$

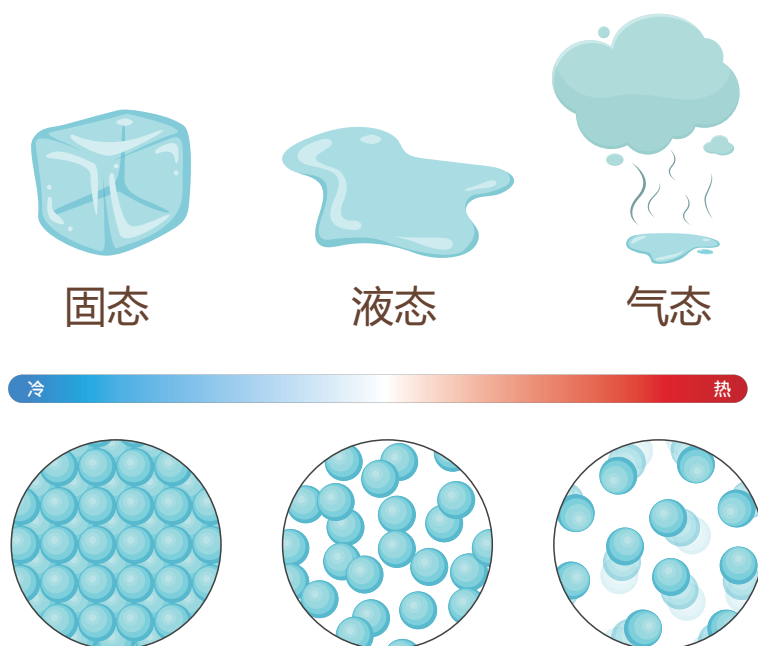
其中，辐射率的变化 $\Delta\varepsilon$ 是根据全球专用传感器微波成像仪/测深仪 (SSM/I/S) 测量值估定所得， T_s 是湿地或干地的地表温度， T_b 是特定频率 (GHz) 的卫星亮度温度， v_n ($n=1, 2, 3$) 是 SSM/I/S 仪器观测到的频率， β_0 和 β_1 是将各信道测量值与卫星经过时观测到的地表温度的关系相联系的估计系数。具体来说，湿度越大，观测到的地表温度与信道测量值之间的差额也就越大 (Williams et al.2000)。

总而言之，由于辐射地表中的液态水会导致微波光谱中的辐射率降低，所以我们便可以根据这点校准湿度指数。因此，最终结果就是在微波观测中与液态水有关的 19Ghz 辐射率的减少值。自 1998 年以来，美国和加拿大的政府机构、世界银行、支持“气候智能型农业”的非政府组织 (Lipper et al.2012) 以及保险业和其他商业领域便一直在使用这些结果。

湿度指数的独特之处在于它仅观测液态水 (Williams et al.2000)。换言之，透明的水蒸气不会被纳入湿度。微波观测对地表附近的液态水高度敏感 (Basist et al. 1998)；它是专用传感器微波成像仪/测深仪 (SSM/I/S) 仪器探测到的频率上最明显的特征之一。湿度指数仅识别液态水 (Basist et al.2001)。在微波光谱中，陆地上的水蒸气是透明的，不会被纳入湿度。结晶状态的雪和冰具有独特且不同的微波特征 (Hollinger et al.1987)。这些特征被用到雪盖层产品中，能准确观测到地球表面的冻结水。在冻结水与液态水之间的关系中有一个很重要的方面，即当积雪开始融化时，雪中的液态水可以被准确地量化并整合到流量模型之中。

这点在湄公河上游流域尤为重要，因为该流域有大量降水都以结晶状态落下，并且在春末夏初积雪和冰川开始融化之前，一年中大部分时间都处于冻结状态。与地表湿度观测和河流水位测量响应相关的部分滞后均与融化周期有关。积雪开始融化时，大部分水仍留在了积雪里，从而使得积雪的微波信号从冻结变为了湿润。然而，这些水大部分又会在夜间重新冻结，并在清晨的卫星观测中被划分为冻结。在积雪所含的液态水达到饱和以及夜间温度维持在冰点以上之前，该期间会不断重复着白天融化、夜间重新冻结的过程 (Hardy et al.1999)。这一阶段的积雪称为“软雪”，会开始向地下排放大量液态水，部分水会经地表流向当地的溪流。一些研究指出，这个过程可能需要持续几周才能使积雪有效变软，然后将大量水排放到河流流域。此外，渗入地下的水也还需要更长时间才能流入溪流。过去的研究 (Demirel et al. 2013, Sattar and Kim 2019) 表明，在数百公里之外的下游测站观测到的上游液态水，存在明显的滞后。

物质状态



本研究的数据周期自 1992 年开始，至 2019 年 9 月结束。如前所述，中国政府在此期间修建了一系列水坝。

其中第一座是**漫湾水坝**。该水坝的第一台发电机组于 1993 年投入使用 (Lu et al. 2006)。此水坝形成的水库规模适中，最大蓄水量为 9.2 亿立方米，故其调节和限流能力有限。

湄公河干流上第二座投入使用的水坝是**大朝山水坝**。该水坝也具有一定的限流能力，水库最大蓄水量为 8.8 亿立方米，其发电机组于 2002 年至 2003 年投入使用。

第三座投入使用的水坝是**景洪水坝**。其规模比前两个水坝略大，也具有一定的蓄水能力，包括一个能够限流 10.4 亿立方米水的水库。该水坝的第一台发电机组于 2008 年投入使用。

表 1：湄公河上游的水坝、水库和电力生产

所列水坝 按修建日期排序	库容 单位：立方米	电力生产 涡轮机投入使用日期
漫湾水坝	920,000,000	1993
大朝山水坝	940,000,000	2002
景洪水坝	249,000,000	2008
小湾水坝	15,130,000,000	2009
糯扎渡水坝	27,490,000,000	2012
苗尾水坝	660,000,000	2017
大华桥水坝	293,000,000	2018
功果桥水坝	120,000,000	2018
里底水坝	75,000,000	2019
乌弄龙水坝	284,000,000	2019

湄公河干流上的第四座水坝是小湾水坝。小湾水坝限制自然流量的能力比前三座水坝要大一个数量级，水库最大蓄水量 151.3 亿立方米，限流能力几乎是前三座水坝总和的七倍。该水坝的第一台发电机组于 2009 年投入使用。

第五座投入使用的水坝是**糯扎渡水坝**。该水坝形成了湄公河上最大的水库，蓄水量达到 246.7 亿立方米，比前面四个水库的总和还要高许多。该水坝的第一台发电机于 2012 年开始投入使用。

苗尾水坝形成了第六个水库，蓄水量为 6.6 亿立方米。紧随其后的是**大华桥**水坝，蓄水量仅为 2.93 亿立方米的水。第八座水坝是**功果桥**水坝，规模更小，蓄水量为 1.2 亿立方米。第九座水坝是**里底**水坝，其库容最小，仅为 7500 万立方米；第十座水坝是**乌弄龙**水坝，规模稍大，蓄水量为 2.84 亿立方米。

为了启用发电机组，水坝必须将一定容量的水拦截在其后方的水库之中。因此，发电机组投入使用的日期可以表明该水坝形成的水库已有很大一部分被水填充。水库高度与水坝底部之间的梯度形成了电力生产的来源。



图片来源：湄公河委员会 (Mekong River Commission)

糯扎渡水坝，中国澜沧江（湄公河）上最大的水坝。



三、开发流量模型



本研究的数据周期自 1992 年开始，至 2019 年 9 月结束。如前所述，在此期间，中国政府在湄公河干流上修建了一系列水坝。为了建立最稳定、准确和精确的流量模型，我们需要确定模型校准和验证的最佳记录期。理想情况下，我们会认为最早期的年份最能代表自然流量。但是，在对卫星观测开始阶段的结果进行研究后，我们确定前两年的数据受到了漫湾水坝上游水库蓄水的影响。因此，模型校准/验证的最早年份是从 1994 年开始的。我们的目标是使用大约五年的数据进行校准，留下 2001 年之前的其他年份用于对模型稳定性进行验证。设定最佳校准/验证期限的依据为：有证据表明，2002 年期间，有河流径流量被用于填充当时修建的大朝山水坝后方水库，因为该水坝自 2003 年起开始发电。这就使得我们对测站数据和上游平均湿度值之间的最佳关系进行校准/验证研究的周期变为了八年。

四、研究发现



基于上述论证，我们确定 1997 年至 2001 年的数据最能代表自然流量。因此，我们使用这一校准周期形成了回归方程的基础，以便量化湿度值与测站测量值之间的关系。模型结果请见表 2。回归模型解释了测站处河水高度的可变性为 89%。回归系数为 0.94，标准误差为 0.67。该模型在 0.99999 的置信区间内显著，F-score 定义为 231。

模型中有 57 个自由度，60 个观测值，代表 1997 年至 2001 年的月度值。如“研究方法”一节所述，该回归方程基于两个月的累积滞后期。我们通过使用一个月的滞后期运行相同模型，来检验使用两个月滞后期的有效性。使用一个月滞后期的解释力下降约 10%，标准误差增加 10 厘米河水高度。这一发现证实，两个月滞后期的模型提供了湿度值和测站测量值之间的优越关系。

表 2：监测湄公河上游自然流量的回归模型结果

预测模型的技巧 (R ²)	89%
模型中的月数/自由度	60 / 57
模型显著性/ F-score	.99999 / 231
标准误差 (单位：米)	0.67
Y 截距 (α)	0.92
线性斜率 β_1	0.55
方形斜率 β_2	0.95

回归模型 (方程 2) 的截距为 0.921，其次是线性系数为 0.554，二次系数为 0.954。截距代表湿度值为零时的流域流量。但是，在 28 年的记录中没有出现过零值，因此截距只是一个理论上的概念。如果存在极度干燥时期，彼时河流只能依赖于地下水，则该值将会是预测流量。线性项显示了平均湿度值与测站测量的河水高度之间的直接关系。平方项代表的是湿度值与测量值之间关系的非线性部分 (Singh 2007)。非线性项基于以下事实：在地表附近只有少量水时，大部分水都会保留在土壤之中，而不会流向河流。但是，随着湿度值增加，会有更高比例的水流向河流。当土壤饱和后，所有水都会流向下游或者抬高地下水位。因此，湿度指数与河水高度之间的关系是非线性的。

方程 2

$$\text{河水高度} = 0.921 + (0.554 \times \text{湿度指数}) + (0.954 \times \text{湿度指数} \times \text{湿度指数})$$

由于上游积累的地表湿度与泰国、老挝、缅甸边境的河水高度之间存在滞后响应，故湿度值为同期月份的平均值加上前两个月的湿度指数。因此，该流量是根据最近三个月的湿度指数计算所得。该指数也被称为三个月累积滞后模型，因为上游流域的水需要较长时间才能到达测站位置。

如上所述，我们避免了使用 1992 年、1993 年和 2002 年的数据来代表自然流量，因为这三年中的水曾被用于填充当时修建的水坝水库。所以，我们将 1994 年到 1996 年作为验证期来检验模型的稳定性。校准期间的平均残差为 0.43 米河水高度，验证期间的残差为 0.52 米。在验证和校准期间，9 厘米河水高度的残差差异并未造成实质性影响。

为进一步了解预测流量与实测流量之间的关系，我们对记录期绘制了两条曲线，曲线如下方图 2 所示。综上所述，早年的对应关系一般都表现不错，但也存在一些明显例外，我们会在下方进行讨论。可以注意到，在校准和验证期间，年周期和流量之间存在强烈的对应关系。在旱季，降水有限，且大部分都在 11 月至 4 月期间落下，并且保持冻结状态；而在 5 月至 10 月的雨季，积雪融化，并且大部分降水以液态落下。即使在建成第二座水坝大朝山水坝并填充其水库后，预测测量值与测站测量值之间的年周期对应关系仍然很强。具体而言，我们看看 1994 年至 2008 年间的预测流量和实测流量，可以发现除了一些明显的例外情况外，总体上存在极好的对应关系。2012 年后，水位高度与自然流量之间的关系开始恶化，因为当时新修了几座水坝和水库，极大地限制了上游的泄水量和泄水时间。

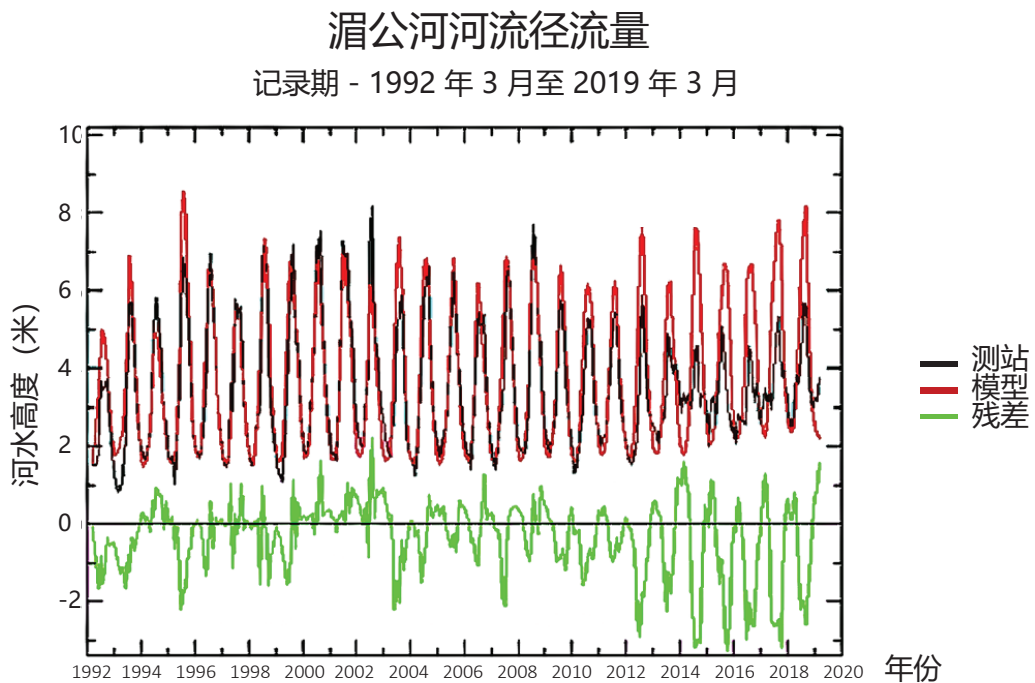


图 2：1992 年 1 月 - 2019 年 3 月清盛测站与模型预测测量值的时间序列图。绿色表示差额域。如果数值为负，则说明流入测站的水不足；如果数值为正，则说明流入测站的水过多。

1992 年和 1993 年间以湿度值衡量的缺水

情况表明，湄公河的水在 1992 年雨季（夏季）曾被用于填充漫湾水坝后方的水库（图 3）。绿线的负值（残差）可表明这一点，该值意味着测站测量值低于预测流量。在冬季排放储蓄的水能让旱季生产更多能源，也能让能源生产均匀分布到一年之中——这也是该项目的目标之一。虽然 1995 年遇到了极高的自然流量，但其中很大一部分都被用于填充漫湾水坝的水库，因此减少了到达测站的水量。到 1995 年底，水库似乎已接近饱和，因此蓄水或限制自然流量的潜力受限。因此，接下来五年的数据表明了流向清盛的自然流量与水坝排放流量之间的极好关系。

湄公河河流径流量

记录期 - 1992 年 3 月至 2000 年 12 月

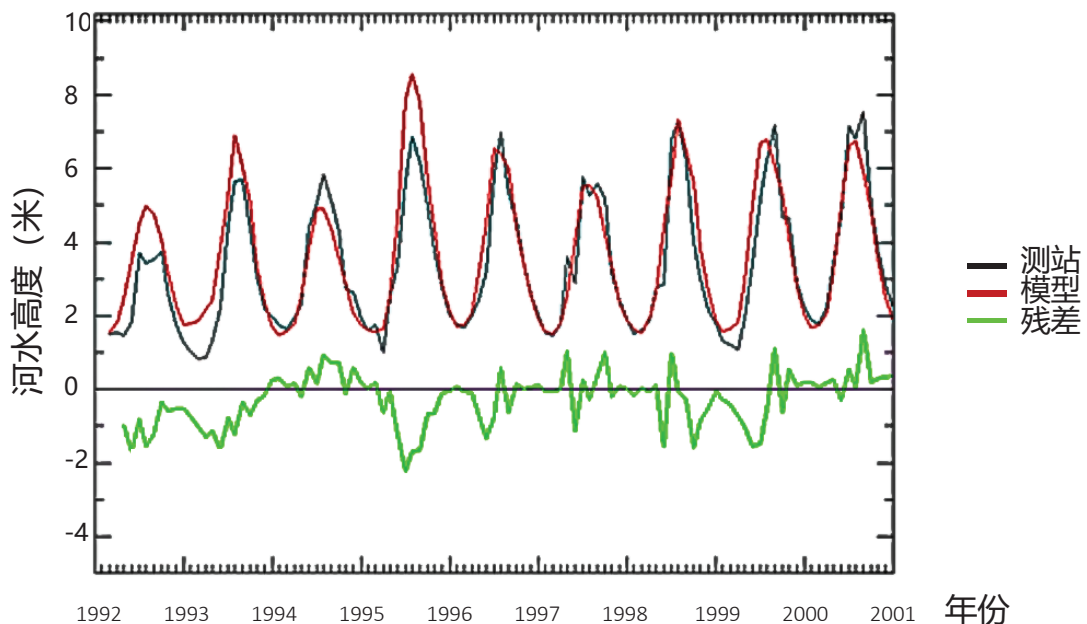


图 3: 图 2 中 1992 - 2000 年期间的放大图

实测流量与预测流量的下一次重大差额出现在 2002 年（图 4）。测站数据表明，大朝山水坝在 2002 年大量泄水。该事件很可能与水坝上的涡轮机开始发电相关。具体来说，是 2002 年 7 月和 8 月发生了一次大规模泄水。日数据更能说明问题，该数据表明了在这段时间里，泰国的测站上游发生了原因不详的事件。通常情况下，河流径流量会在几个月内逐渐增加或减少，但 2002 年的情况却并非如此。湄公河的最大流量通常出现在 8 月、9 月和 10 月，在 9 月达到峰值。但在 2002 年，最大流量出现在 7 月和 8 月。具体来说，8 月的河水高度为 8.16 米，9 月降至 4.88 米，在雨季中期大约下降了 40%。更反常的是河流径流量先增加后减少的速度。水位在 8 月 21 日为 10.17 米，5 天后为 6.96 米。湿度指数无法解释 2002 年的这一事件。因此，我们只能得出一种结论：水坝后方发生了一次短期的大规模泄水，极大改变了河流的自然流动状态。

在漫湾水坝和大朝山水坝的发电机试运行后，似乎出现了不寻常的脉动水流。2009 年景洪水坝的发电机试运行后也观察到了类似的情况。那段时间似乎出现了不寻常的脉动水流。这可能是因为在大坝开始试运行（发电机组启动）时，中国政府通过涡轮机以接近最大的容量发电，从而在短时间内向下游释放较大的脉动水流。然而，此事并未得到证实，还需要进行更多研究来更好地了解这些在发电机试运行后出现的非自然水流。

湄公河河流径流量

记录期 - 2001 年 1 月至 2009 年 12 月

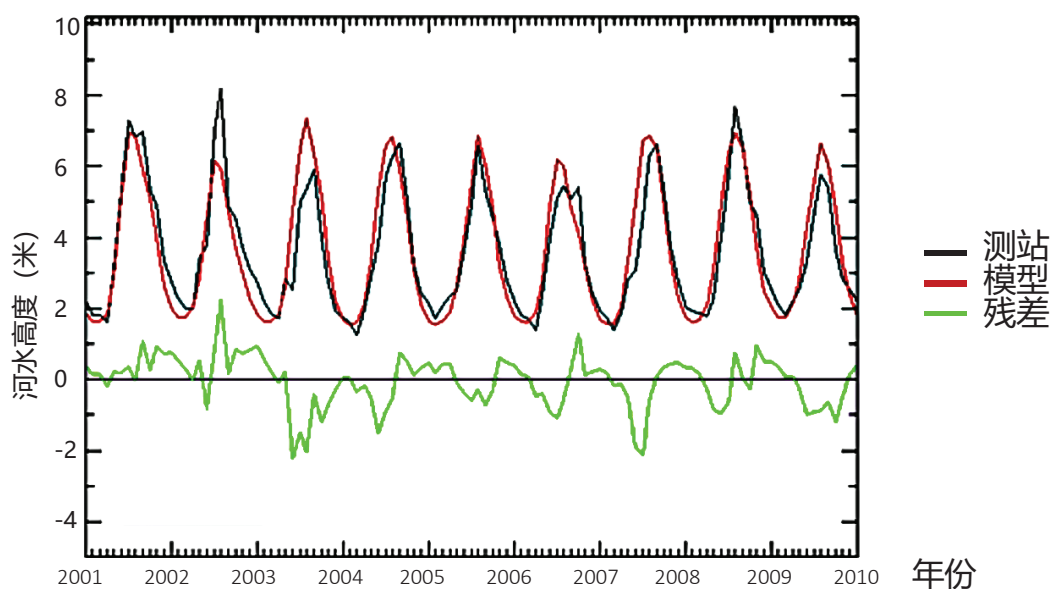


图 4: 图 2 中 2001 - 2009 年期间的放大图。

上游两座水坝似乎限制了 2003 年雨季（夏季）的高自然流量，从而对前一年发电机组投入使用时耗尽的水库进行了补给，而多余的水则在 2002 年发电时排放至了下游。2006 年和 2009 年的数据也显示了清盛测站的“缺水”情况，对应的正好是上游限水的时期。水库的水位似乎会在冬季被拉低，用于支持旱季的能源生产。在这十年的其余时间里，实测流量与预测流量之间呈现出了极为相似的模式。

2010 年，小湾水坝建成，发电机组投入使用，实测流量与预测流量之间出现巨大差额。图 5 是 2010 至 2019 年期间时间序列图的放大图。如前所述，该水库蓄水量约为前三个水库总和的七倍，因此其调节和限流能力也上升了一个数量级。预测的自然流量与实测流量之间的关系便明确证明了这种限流能力，由于暖季有青藏高原的融雪和近期降水，河流径流量通常会大大增加，而测站处却“缺失”了大量的水。

此外，还有一部分缺失的水会在旱季排放。中国政府表示会对流量进行调节，以便让高流量和低流量时段分布得更加均匀。这也能满足他们在整个年周期内分配能源生产的需要，从而在全年更均衡地使用发电机组。调节流量造成的影响就是通常在雨季流动的水会在旱季排放。这一点可以在残差的年周期中清楚看到，雨季为负值，旱季为正值。

在过去十年里，残差（测站测量值减去预测的自然流量）显示了一个非常清晰且重复的年周期。测站显示雨季出现“缺水”，而旱季出现“多水”——这部分多出的水很可能是被排放来促进电力生产了。在 2012 年建成最大的水坝糯扎渡水坝及其水库之后，情况更是如此。在启用最大的发电机组后，雨季缺水的情况最为明显。水坝极大提高了调节河流径流量的机制能力，但对下游也产生了相应的影响，需要通过整体解决方案予以解决 (Wolfe et al.2003)。

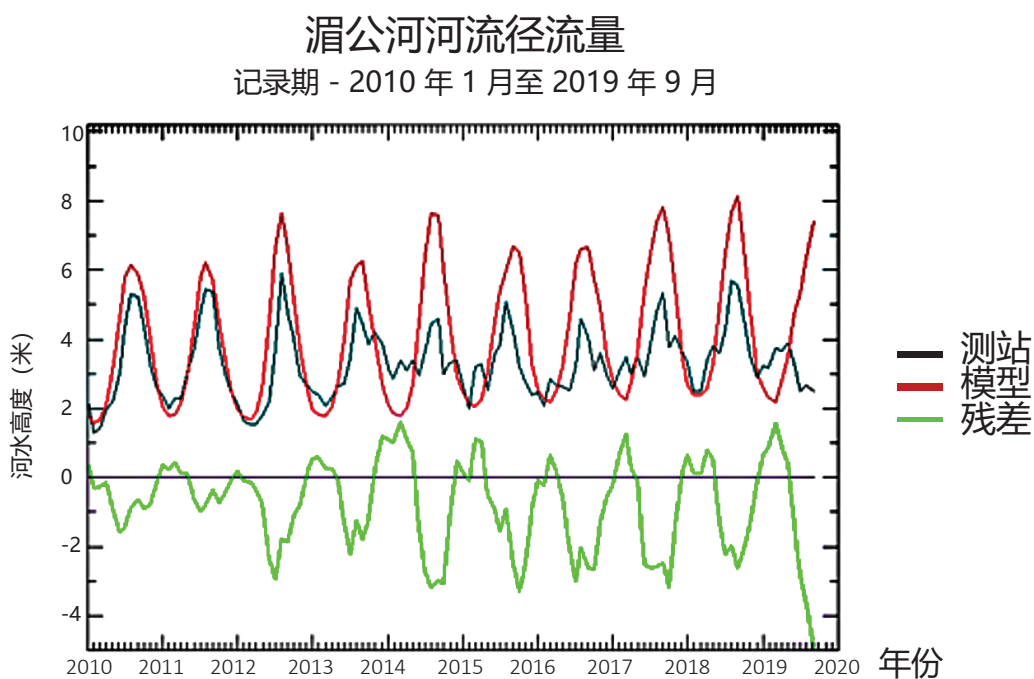


图 5: 图 2 中 2010 - 2019 年期间的放大图。

自 2017 年新修建五座水坝以来，水库的填充和排放正在加剧自然河流径流量的变化。其中最严重的一次影响发生在 2019 年，当年湄公河下游的水位屡创新低。通过湿度结果来预测自然流量，显然会使得来自湄公河上游的自然流量高于平均水平。残差显示旱季的流量过大，可能是为了支持 2019 年初的电力生产，而雨季的流量则受到了严重限制。2019 年雨季期间，湄公河下游地区严重缺水，这在很大程度上是受当时湄公河上游限流的影响。中国与湄公河下游国家展开了一项合作，旨在模拟湄公河的自然流量周期，该合作本可以改善 2019 年夏季下游出现的低流量状况。



通过使用模型预测自然流量，我们可以计算出能够自然流动的水量，并与清盛测站的测量值进行对比。我们可以在 28 年记录的各个时期对这一差额进行总结，以确定水库蓄水或通过其他方式从清盛上游流域抽取的水量。我们目前计算出的结果是，清盛测站的河水高度在 28 年的记录中下降了 118 米。在把河水高度换算为流量后，我们就可以根据自然流经湄公河流域的水量计算出上游流域的蓄水量或泄水量。

现在我们已经有了自然流量的独立测量值，可以使用这些信息通过以下方法模拟自然河流的周期：在流量正常达到峰值时，在最靠近中国边界的水坝泄水。具体来说就是可以通过在雨季泄水（换句话说，通过排放水库的水）来实现河水的跨边界流动。在旱季排放上游储蓄的水可以对水库进行补充，并在河水向下游流入最接近边界的水库时产生能量。如果将湿度指数用作模拟自然流量的指南，则湄公河流域的所有社区都可以从维护湄公河的整体性中受益 (Dinar et al.2007)。



参考文献



Baran E. and C. Myschowoda. (2009).

Dams and Fisheries in the Mekong Basin. *Aquatic Ecosystem Health & Management*, 12(3):227–234, 2009.

Basist, A., Grody, N. C., Peterson, T. C., and Williams, C. N. (1998).

Using the Special Sensor Microwave / Imager to Monitor Land Surface Temperatures, Wetness, and Snow Cover, *Journal of Applied Meteorology*, 37(September): 888-911.

Basist, A., C. Williams Jr., N. Grody, T.F. Ross, S. Shen, A. T.C. Chang, R. Ferraro, and M.J. Menne. (2001).

Using the Special Sensor Microwave imager to Monitor Surface Wetness, *Journal of Hydrometeorology*, 2: 297-308.

Blankespoor, B., A. Basist, A. Dinar and S. Dinar. (2012).

Assessing Economic and Political Impacts of Hydrological Variability on Treaties: Case Studies of the Zambezi and Mekong Basins. Policy Research Working Paper No. 5996, World Bank, Washington, DC: 1-56.

Demirel, M.C. M. J. Booij, and A. Y. Hoekstra. (2013).

Impacts of climate change on the seasonality of low flows in 134 catchments in the River Rhine basin using an ensemble of bias-corrected regional climate simulations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 4241–4257.

Dinar, A., S. Dinar, S. McCaffrey, and D. McKinney. (2007).

Bridges over Water: Understanding Transboundary Water Conflicts, Negotiation and Cooperation. World Scientific Publishers. Singapore and New Jersey.

Hardy, J. P., Mary R. Albert, and Philip Marsh. (1999)

Special Issue: Snow Hydrology. *Hydrological Processes*. Volume 13, Issue 12-13. 1719-2113

Hollinger, J. R., B. Lo, G. Poe, R. Savage, and J. Pierce, (1987).

Special Sensor Microwave user's guide. Naval Research Lab Tech. Rep., Washington, DC, 119 pp.

Kollet, S. J. and Maxwell, R. M. (2006).

Integrated surface-groundwater flow modeling: A free-surface overland boundary condition in a parallel groundwater flow model. *Advances in Water Resources*. 29, 945–958.

Kurtz, W., He, G., Kollet, S., Maxwell, R., Vereecken, H., & Hendricks Franssen, H.-J. (2016).

TerrSysMP-PDAF (version 1.0): A modular high-performance data assimilation framework for an integrated land surface–subsurface model. *Geoscientific Model Development*, 9(4), 1341–1360.

Lipper, L., et al., Climate-smart agriculture for food security. *Nature Climate Change*, 2014. 4: p. 1068-1072.

Lu X. X. Lu, R. Y. Siew. (2006).

Water discharge and sediment flux changes over the past decades in the Lower Mekong River: possible impacts of the China dams. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, European Geosciences Union, 2006, 10 (2), pp.181-195.

Meier, Philipp & Froemelt, Andreas & Kinzelbach, Wolfgang. (2011).

Hydrological real-time modelling in the Zambezi river basin using satellite-based soil moisture and rainfall data. *Earth Syst. Sci. Discuss.* 15. 999-1008. 10.5194/hess-15-999-2011.



Neale, C.M., McFarland, M.J., and Chang, K. Land-surface-type classification using microwave brightness temperatures from the Special Sensor Microwave/Imager. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28, 829-838.

Plinston, D., He Daming, (2000).

Water resources and hydropower in the Lancang River Basin. In: *ADB 2000: Policies and strategies for sustainable development of the Lancang River Basin*, pp. 235–266. Landcare Research, New Zealand.

Sattar, Muhammad Nouman and Tae-Woong Kim. (2019)

Probabilistic characteristics of lag time between meteorological and hydrological droughts using a Bayesian model. *Terrestrial, Atmospheric & Oceanic Sciences*. Vol. 30 Issue 1, p. 709-720.

Scipal, K., Scheffler, C., & Wagner, W. (2005).

Soil moisture-runoff relation at the catchment scale as observed with coarse resolution microwave remote sensing. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 9, 173-183, 2005 <https://doi.org/10.5194/hess-9-173-2005>

Schultz. G. A. (1994).

Meso-scale modelling of runoff and water balances using remote sensing and other GIS data, *Hydrological Sciences -Journal- des Sciences Hydrologiques*, 39(2): 121-142.

Singh, S.K. (2007).

Use of Gamma Distribution/Nash Model Further Simplified for Runoff Modeling, *Journal of Hydrologic Engineering*, 12: 222.

Smakhtin VU (2001)

Low flow hydrology: a review. *J Hydrology* 240, 147-186.

Wolf, Aaron, Kerstin Stahl, and Marcia F. Macomber. (2003).

Conflict and Cooperation within International River Basins: The Importance of Institutional Capacity. *Water Resources Update* 125: 31-40.

Williams, C., A. Basist, T. C. Peterson, and N. Grody, (2000)

Calibration and verification of land surface temperature anomalies derived from the SSM/I. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 2141–2156.



**SUSTAINABLE
INFRASTRUCTURE
PARTNERSHIP**



208 Wireless Road Building
Unit 1802, 18th floor, Lumpini,
Pathumwan, Bangkok 10330
Thailand



SIP Facebook 页面

