



内容列表可在科学直接获得

五大湖研究杂志

期刊主页: www.elsevier.com/locate/jglr

一个北美五大湖的开发与应用 水文气象数据库。第1部分:降水、蒸发、 径流和空气温度

蒂莫西·猎人^a安妮H. 晶片^{一个}肯特B. 坎贝尔^{a, b}安德鲁D. 格隆沃尔德^{a, *}^a五大湖环境研究实验室, 美国国家海洋和大气管理局, 安娜堡, 密歇根州48108, 美国^b密歇根大学湖沼学和生态系统合作研究所, 安娜堡, 密歇根州48109

a r t i c l e i n f o

文章历史记录:
2014年6月3日收到
2014年11月24日接受
2015年2月7日在线提供

由杰伊奥斯汀沟通

索引字:
水文资料
降水
温度
蒸发
五大湖
数据库

a b s t r a c t

从1983年开始, 美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 大湖环境研究实验室 (GLERL) 一直在开发和维护北美五大湖流域尺度的月度水文气象数据的历史时间序列。这个数据集的集合, 我们以后称为NOAA-GLERL月度水文气象数据库 (GLM-HMD), 据我们所知, 第一个 (也许仍然是唯一) 吸收水文气象测量模型模拟的主要组件水预算的整体 (即美国和加拿大部分) 的记录可以追溯到20世纪早期和中期。在这里, 我们描述了GLM-HMD的两个子集的第一个 (GLM-HMD-I) 的数据集的发展, 包括湖上和陆地上降水、气温、径流和湖上蒸发的流域尺度估计。我们对GLM-HMD-I的综合包括与每个变量相关的监测网络的摘要, 以及每个监测网络如何随时间变化的指示。最后, 我们以GLM-HMD的两个代表性应用结束, 旨在促进对大湖区域气象学和气候学的季节性和长期变化的理解。这两个例子含蓄地反映了GLM-HMD在以往的许多研究中的历史效用, 并明确地证明了它在正在进行的和未来的区域水文科学和气候变化研究中的潜在效用。

由爱思唯尔B出版。V. 我代表国际五大湖研究协会发言。

介绍

从1983年开始, 美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 的五大湖环境研究实验室 (GLERL) 一直在开发和维护北美五大湖流域规模的月度水文气象数据的历史时间序列。这些数据中的大部分, 我们在下文中统称为NOAA-GLERL月度水文气象数据库 (GLM-HMD), 它们要么代表或直接相关于五大湖水资源预算的主要组成部分。GLM-HMD可以通过以下网站访问: www.glerl.noaa.gov/data/electricity/hydro/mnth-hydro.html。

在这里, 我们描述了GLM-HMD的两个子集的第一个 (GLM-HMD-I) 的历史发展和持续演变, 包括湖上蒸发、陆地上和湖上降水、径流, 以及湖上和陆地上的空气温度。我们打算在另一项研究中描述来自第二个子集 (GLM-HMD-II) 的变量, 包括风速、云量和其他与五大湖水预算的主要组成部分间接相关的水文气象变量。我们注意到, 在高时空分辨率下, 冰盖数据和天文气象变量是分开分布的

通过美国国家海洋和大气管理局五大湖冰地图集 (Assel, 2003; Wang等人, 2012年) 和五大湖海岸预测系统 (Schwab和Bedford, 1994年)。

除了目前从基于物理的模式模拟得出的历史湖上蒸发估计值外, GLM-HMD-I中的数据主要来自美国和加拿大联邦机构拥有和经营的监测站收集的测量数据。例如, 来自美国地质调查局 (USGS) 和加拿大水调查局 (WSC) 的支流流量测量数据, 以及来自美国国家海洋和大气管理局国家气候数据中心 (NCDC) 和加拿大气象服务局 (MSC) 的气象站测量数据 (包括降水和气温等)。对于其中一些变量, 记录可以追溯到19世纪80年代末; 然而, 各自监测网络的时空密度随着时间的推移发生了显著变化。

据我们所知, GLM-HMD (子集I和II) 是唯一一个关于五大湖流域规模的水预算变量的综合数据库, 该数据库克服了与同化从NCDC分布在国际边界的测量数据相关的挑战

和MSC可以追溯到20世纪早期和中期。有关国际协调的五大湖水文气象研究的进一步讨论, 请参见格罗恩沃尔德和福特 (2012)。GLM的先前文件-

*通讯作者。遥测组件: +1 734 741 2444.

电子邮件地址: 已绘制。gronewold@noaa.gov (A. D. 格罗内沃尔德)。

<http://dx.doi.org/10.1016/j.jglr.2014.12.006>

0380-1330/爱思唯尔B出版社出版。V. 我代表国际五大湖研究协会发言。

HMD仅限于两份NO海洋和大气管理局的技术备忘录（奎因和凯利，1983；年，克罗利和亨特，1994），目标受众是在他们发表时，包括一个相对较小的联邦机构代表，负责苏必略湖和安大略湖的水位管理（Lee等人，1997；克利斯和奎因，2003年）。从那时起，该数据库被越来越多的科学家、水资源管理人员和规划机构应用于从区域生态系统和气候趋势的历史分析到季节性实验和操作水文预测（e. g. Magnuson等人，1997;Thorp and Casper, 2002;Lofgren et al., 2002;McBean and Motiee, 2008;Ghanbari和Bravo, 2008;Grnewold等, 2011,2013;Deacu et al., 2012;Clites et al., 2014）。

在这里，我们提供了一个以研究为导向的GLM-HMD-I的合成，同时也描述了继Quinn和Kelley（1983）和Croley和Hunter（1994）之前的更新之后，在过去几十年里实施的重要修改。我们首先简要介绍了五大湖和五大湖流域的关键属性，这些属性是GLM-HMD-I水文气象数据集空间框架的基础。然后，我们提供了GLMHMD-I组分的详细合成。最后，我们以GLM-HMD-I的两个代表性例子结束，它们提高了对大湖区域水文气象学和气候学的季节性和长期变化的理解。

五大湖水文系统概述

北美的劳伦特五大湖(图. 1) 含有大约地球20%的未冷冻地表水(接近23000公里³)，

其周围为分水岭，占地面积约76.6万公里²横跨美国和加拿大(图. 1和表1)。流过五大湖的水流速的变化和地表水海拔高度的变化主要是由区域水预算、区域气象学和连接这些湖泊的水道的水力的变化所驱动的。流经五大湖和五大湖水位的流水也受到流域间水流改道、苏必利尔湖和安大略湖流出水量的调节(Derecki, 1985;Changnon, 2004)和冰川均衡反弹(Mainville and Craymer, 2005)。

与大多数其他规模相当的淡水盆地不同，量化五大湖盆地的预算需要明确了解湖上降水和湖上蒸发。这一挑战直接来自于五大湖共同构成地球上最大的淡水表面（苏必利尔湖拥有面积最大的湖），很少有水文气象测量，特别是与相应陆地测量的空间密度和记录长度相比（进一步讨论，见斯宾塞等，2011、2013；布兰肯等人，2011；Holman等人，2012）。

开发数据库组件的方法

在本节中，我们将描述我们开发GLM-HMD-I的每个组成部分的方法，包括湖泊上和陆地上降水和表面空气温度（降水和空气温度剖面）、湖上蒸发(湖上蒸发



图1. 北美的劳伦特五大湖和五大湖流域的边界。
信用： USACE, 底特律区。

表1
五大湖基本水力和水文数据协调委员会（1977年）估算了每个湖泊流域的湖泊和陆地表面积。

盆	湖表面积 (km ²)	土地表面积 (km ²)
比...好的	82, 100	128, 000
密歇根州	57, 800	118, 000
休伦（格魯吉亞灣除外）	40, 600	51, 200
乔治亚湾	19, 000	82800年
圣多美和普林西比克萊尔	1, 110	15, 700
伊利	25, 700	61, 000
安大略省	19, 000	64, 000
合计	245, 310	520, 700

和流域规模的径流（径流段）。然后，我们（在净盆地供应和数据库组件部分的空间聚合中）描述了我们为每个湖泊盆地计算净盆地供应（NBS），并在单个湖面及其流域的不同组合中聚合GLM-HMD-I数据的方法。最后一部分（质量保证注释部分）提供了我们在GLM-HMD-I中吸收的测量值的质量控制和质量保证协议的概述。

降水和空气温度

NOAA-GLERL GLM-HMD-I包括陆地上、湖上和全流域的月总降雨量估计，以及每个大湖及其流域（及其某些组合）的最低、最高和月平均空气温度。如下小节更详细所述，月最低和最高气温分别计算为一个月内最低气温的平均水平和一个月内最高气温的平均值。降水估算以毫米（mm）为单位计算，以便与不同成分进行比较

五大湖的水循环（包括，例如，相互连接的通道流量），转换为每秒立方米（立方米）。GLM-HMD-I中这些变量和其他变量的mm和cms之间的转换是基于国际协调的陆地和湖泊表面积估计数（表1）和每个月的总秒数。

GLM-HMD-I的历史降水估计数（范围从19世纪中期到现在）被分为三个时间段。下一节将详细描述的气温估计，仅针对这三个时期中最近的一个时期进行。每个时间段的开始和结束与监测网络中站点数量的显著变化相对应。2和3)以及用于从该网络插值测量的算法。在某些时间段内，每月的估计数是基于每日测量值的汇总。对于其他（通常较老的）时期，估计是基于仅记录每月摘要的电台。

第一时期（20世纪中期至今）

我们估计月度总湖和陆地降水，以及最低、最大和平均月（干球）气温从1948年现在使用每日监测站数据从NOAA NCDC每日数据集包括全球历史气候网络每日（或GHCN-DMenne等人所述，2012），以及MSC的DLY04和DLY02数据集。我们还根据NOAA的NCDC每小时综合地表数据（Smith等人，2011年）估算了Smith等人的每日降水量和温度值。

对于陆地和湖泊估算，我们利用了每个湖盆内所有台站的数据，以及每个湖盆外但距离有限的台站的数据。在仪表网稀疏的时间段内，我们可以利用湖流域外50公里以内的站点；然而，当仪表网密集时，我们可能只利用非常接近盆地边界的站点。

虽然还有其他气象站数据来源，但NCDC和MSC的测量摘要非常适合GLMHMD-I，因为它们来自一个相对密集的地面监测站网络(图. 2和3)，而且因为它们

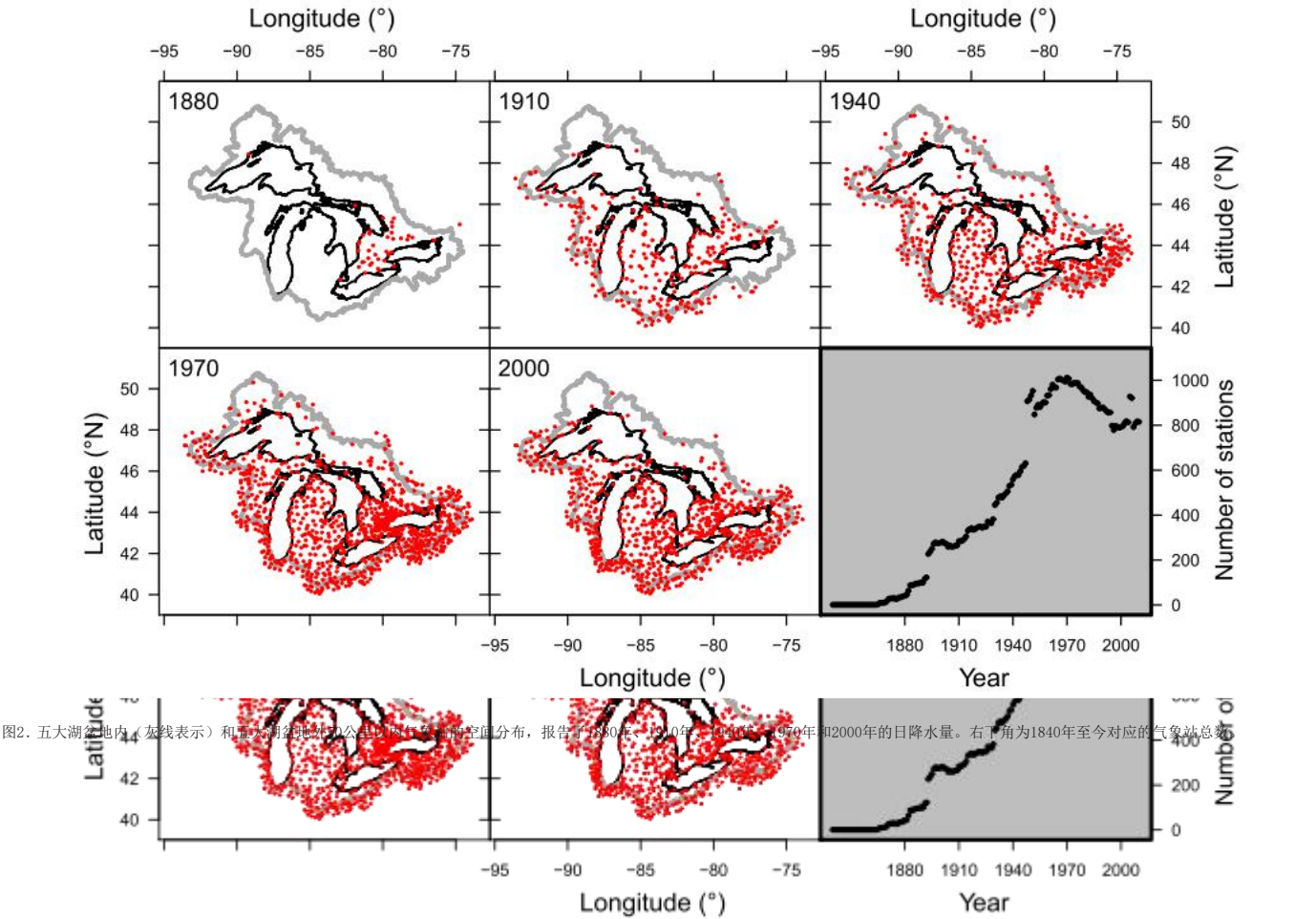


图2. 五大湖盆地内（灰线表示）和五大湖盆地站50公里以内台站的空间分布，报告了1880年、1910年、1940年、1970年和2000年的日降水量。右下角为1840年至今对应的气象站总数

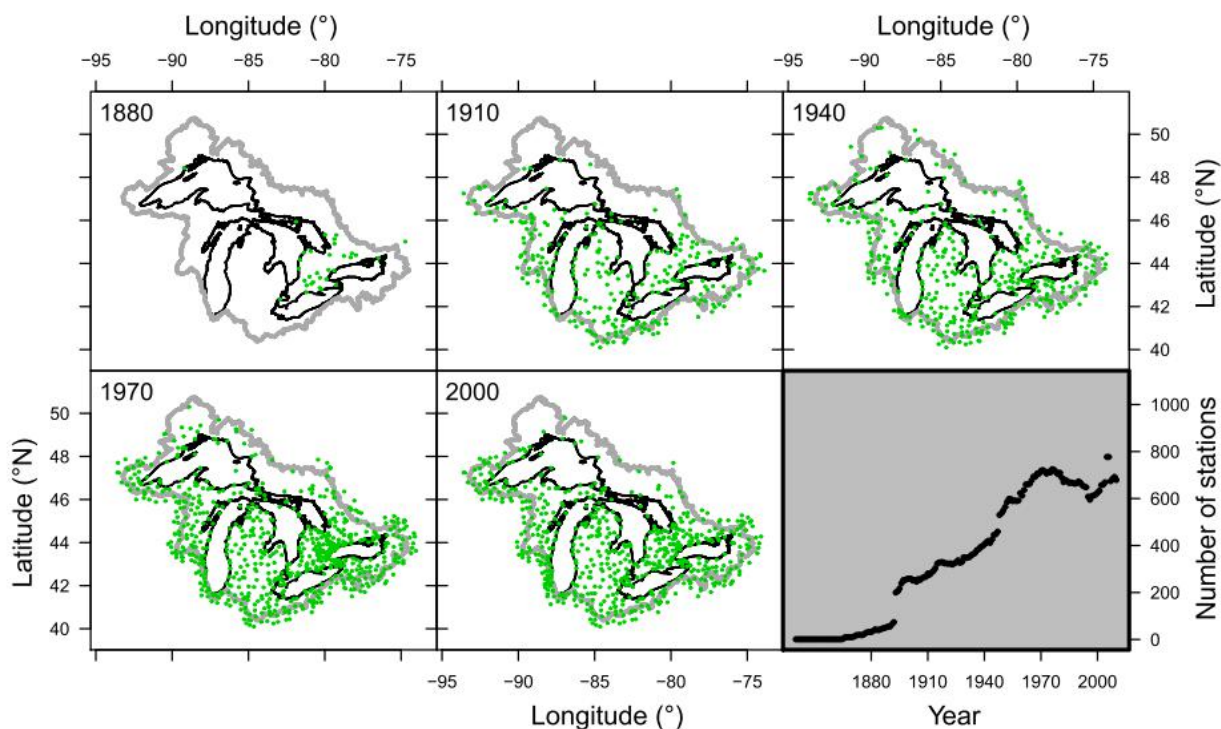


图3. 五大湖盆地内（边界以灰色线表示）和五大湖盆地外25公里以内的气象站的空间分布，报告了1880、1910、1940、1970和2000年的最高或最低，或最高和最低日气温。右下角显示了从1840年至今相应的车站总数。

附带元数据和明确记录的数据质量保证程序。然而，韦诺特说，这些监测网络包括在湖面上或远离湖海岸线的岛屿上很少的站点。这一时期的开始(i. e., 主要是基于许多州开始收集贡献于NCDC和MSC每日数据集的数据的时间。这些摘要的记录期的开始，又是由监测网络中监测站数量的显著增加决定的(图. 2和3)。

我们通过NOAA-GLERL定义的子盆地和湖泊表面面积的日降水量和日最低和最高气温测量来开发降水和温度盆地尺度估计(图. 4)使用传统蒂森加权(1911)的修正版本(克罗利和哈特曼, 1911)，以下称为GLERL-DTP(或每日蒂森多边形)方法。

然后，我们计算每个子盆地和湖泊表面的累积月降水量作为日降水量估计数的总和。同样，我们计算每个次盆地和湖泊表面的月最低和最高气温，作为每个月的日最低和最高(分别)气温的平均值。最后，我们将每个湖泊流域的月总降水量和平均气温估计为每个子流域相应月估算的面积加权平均值(基于表1中的平均面积)。

本程序中采用的次盆地轮廓(图. 4)是由NOAA-GLERL在20世纪80年代早期利用地形图开发出来的。值得注意的是，作为常规程序的一部分，每个次盆地的总面积也包括近海岛屿的表面积(例如，皇家岛、马尼图林岛和德拉蒙德岛的表面积，作为最近的大陆次盆地的表面积的一部分)。随后，通过将每个单元划分为湖泊表面、盆地内的陆地表面或盆地外的陆地表面，将子盆地边界转录到1公里× 1公里的网格上。这个过程，虽然它代表了世界上的状态

艺术，当它开始时，导致了一组次盆地的描绘，相对于许多当代地理空间框架是过时的。然而，我们知道，在一个可比较的空间尺度上，没有现成的土地表面的替代代表。因此，我们在图中给出了子盆地。4. 明确意识到，开发和应用新一代最先进的陆地表面模型到整个大湖盆地是未来研究的一个重要领域(进一步讨论，见格罗恩沃尔德和福丁, 2012; Fry et al., 2014)。

我们也承认，利用海岸线降水估算(特别是在像五大湖这样大的水面上)来估算湖上降水可能会导致年度和月度偏差。然而，在GLMHMD-I记录的大部分时间里，替代信息来源(包括湖站，见图. 2)(格罗沃尔德和Stow, 2014b)。尽管如此，我们认为使用相对较近的区域气候模型(RCM)模拟(例如，Lofgren等人, 2011年; Holman等人, 2012年)和最近的湖上测量(B lanken等人, 2011年; 斯宾塞等人, 2013年)是未来研究的高度优先事项。

第二时期(20世纪初)

第二时间时期的降水估计(i. e., 1931-1947年)由奎因和诺顿(1982年)在NOAA-GLERL使用月度站数据和修改传统的蒂森 polygoninterpolationscheme(蒂森, 1911年)。他们的方法，以下称为GLERL-MTP(每月蒂森多边形)方法，使用历史气象站记录每日或每月的数据(日值随后聚合为每月值)，并在5公里×5公里网格单元的流域范围内插值。

分配给来自特定站的降水值的相对权重相当于该特定站与任何站最近的网格单元数。每个湖内的所有车站

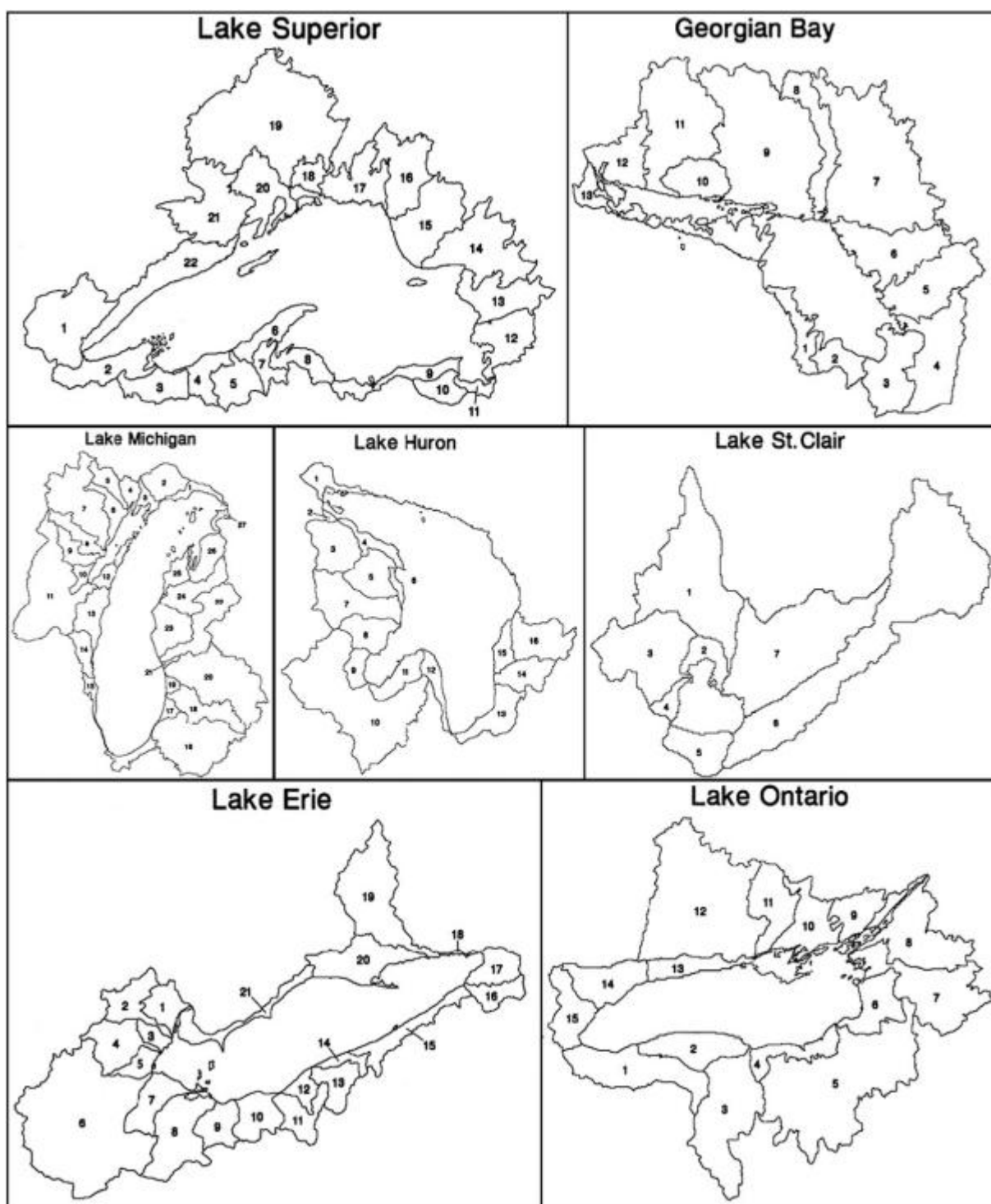


图4. 历史上的NOAA-GLERL次盆地划分（非尺度），作为1948年至今的记录时期的降水、温度和径流测量的空间插值的基础。

盆地，以及每个湖盆地外但在其边界25公里范围内的站点，被用来计算这一时期的月度陆地降水值。同样，距离湖海岸线25公里以内的所有站点，以及湖本身的岛屿站点，都被用于计算湖上降水。每个月重新计算从每个站进行测量的权重，以适应监测网络的时空分辨率的变化，以及无法从个别站进行测量的周期。虽然这一时期的降水记录可以通过GLM-HMD-I向公众提供，但它们已不再存在

作为标准GLM-HMD-I维护协议的一部分进行了更新。关于这一时期的数据演变的进一步细节，我们将引导读者访问Quinn和Norton（1982）。

第三时期（20世纪初）

美国陆军工程兵部队（USACE）湖泊调查区对GLM-HMD-I降水记录中最古老的陆地和湖泊降水估计使用面积加权“区域”（AWD）方法计算（Quinnin和Norton，1982）。下面我们将此方法称为USACE-AWD。

这组陆地降水估计的时间段的开始因湖泊系统而不同。苏必利尔湖和伊利湖的记录始于1882年，而密歇根湖、休伦湖和安大略湖的记录始于1883年。为圣湖。克莱尔，它始于1900年。对所有湖泊来说，这段降水记录结束于1930年。

USACE-AWD方法建立了区域（相对较大的区域）和分区（相对较小的区域），随后计算了每个分区内的日降水站数值的算术平均值。5）。然后使用面积加权方案合并每日分区降水量，计算每个地区的日降水量。最后，再次使用面积加权方案，将区域范围的数值组合起来，计算全流域的陆地降水值。这一时期的湖上降水估计是基于从近岸测量站的插值测量。与第二时期的降水记录一样，Quinn和Norton（1982年）对第三时期的降水记录进行了更详细的描述，并作为GLM-HMD-I的一部分分发给一般公众（但不再更新）。

过湖蒸发

我们通过汇总NOAA-GLERL的一维大湖热力学模型（LLTM，也称为湖泊蒸发模型，或LEM，如1989年所述的每日模拟来估计每个湖泊的月总蒸发量；克罗利，1992；克罗利和阿塞尔，1994）。我们首先以mm为单位（以每个湖面的深度表示）计算蒸发，然后以cms为单位，使用表1中的面积在两者之间进行转换。在这里我们描述

对LLTM最近的三项改进，反映在GLM-HMD-I中最新的一套湖上蒸发估计数中。

首先，在2012年，我们开始实施一种湖上云覆盖的替代公式（LLTM的输入之一），相对于2012年之前的方法，该方法来自NOAA NCDC综合地表小时数据库中相对广泛的气象站（Smith et al., 2011）。其次，我们重新校准了LLTM（同样在2012年），使用NOAA海岸观察大湖地表环境分析的最新湖泊地表水温度估计值（GLSEA，见莱什科维奇等人，1996；施瓦布等人，1999年，细节），以及NOAA-GLERL五大湖冰地图集（阿塞尔和诺顿，2001；阿塞尔，2005；王等人，2012）。第三，也是最后，我们改变了湖上蒸发估计的开始记录时期，从1948年到1950年，忽略了1948年和1949年的模拟作为模型初始化期。

径流

我们通过外推每日流量测量值来估算历史月流量径流。来自USGS和WSC横跨NOAA-GLERL子盆地的6) (图。4) 采用传统的单位面积流量比方法。我们在下文将此方法称为NOAA-GLERL面积比法，或GLERL-ARM。

我们首先为每个湖盆确定一套USGS和WSC的测量方法，这些测量方法具有相对较长的(大约5年或更长)不间断的记录期，并且位于较下游，但不受显著的“回水”效应的影响。为了在我们这个时期的每一天



图5. 历史上的五大湖流域划分，显示了由湖泊调查中心建立的地区和街道边界，用于估计从19世纪80年代末开始到1930年结束期间的降水。摘自奎因和诺顿（1982年）。

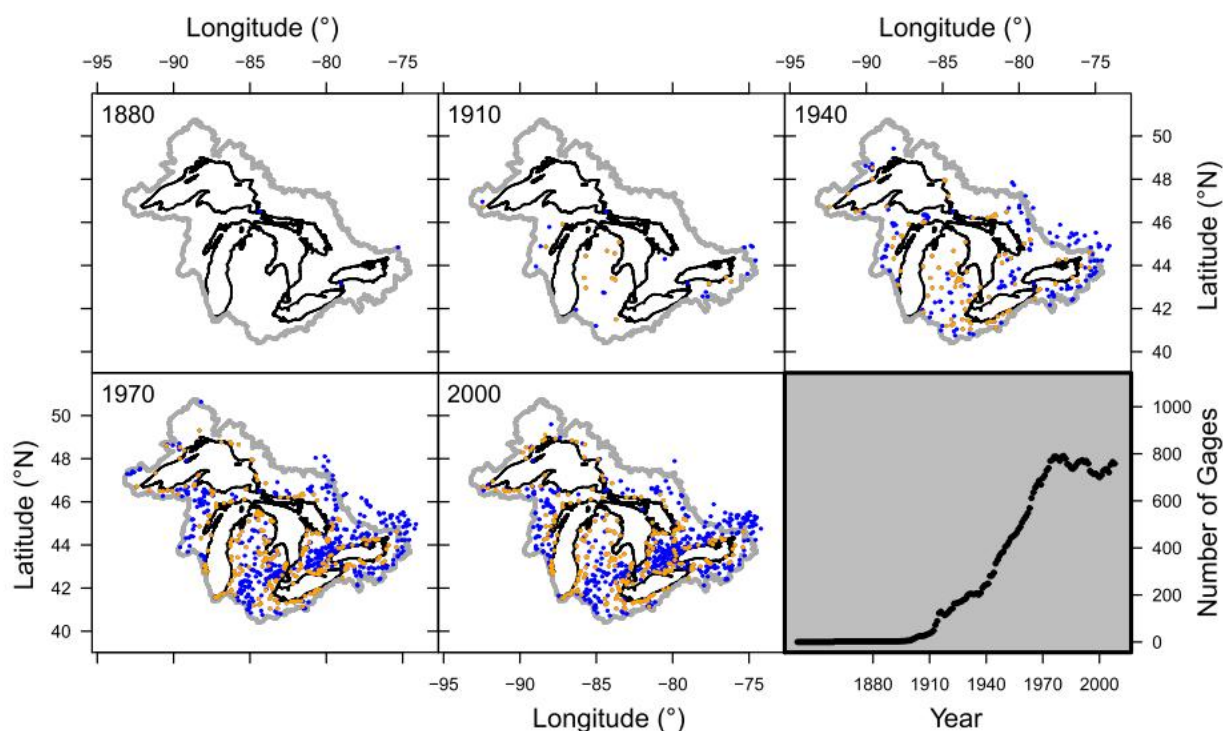


图6. 美国地质调查局和WSC流量计在五大湖盆地（灰线边界）的空间分布，报告了1880年、1910年、1940年、1970年和2000年的每日测量数据。黄点表示符合GLERL-ARM选择标准的站点的子集（蓝点表示不符合标准的站点）。右下角显示了从1840年到现在报告每日价值的仪表总数。

记录（从19世纪80年代末到现在），然后我们就确定了每个湖盆地内至少有一个观测站符合我们的选择标准的子盆地。对于每个至少有一个站点的子盆地，我们通过将总流量除以总测量面积，然后将得到的子流域特定流量面积比乘以子流域总面积来估算该子盆地的累积日流量。我们估计了来自一个特定湖泊盆地中所有子盆地的总流量，其中不包含至少一个仪表符合我们的标准（i. e., "），将该湖泊盆地所有测量子流域的平均流量面积比乘以该流域的总未测量面积（进一步讨论，见Fry et al., 2013）。

跨流域改道及其对径流估算的影响

五大湖流域的多次调水（图1）。1）、Ogoki导流、长拉克导流和芝加哥的密歇根湖导流都对盆地尺度的径流有相对显著的影响。重要的是，解释这些特定分流的替代方法可能导致对径流的不同估计，进而导致对盆地净供应的不同估计。

窝棚河（图. 1和7）位于哈德逊湾，位于哈德逊湾和苏必利尔湖盆地边界的北部，在与奥尔巴尼河汇合前向东北流入哈德逊湾。1943年，为了增加五大湖流域的水力发电产量，大河改道工程完成（详情见Day等人，1982年；克利斯和奎因，2003年；海因米勒，2007）。由于这个项目的结果，来自奥戈基河的水可以通过尼皮贡湖进入苏必利尔湖盆地，最终通过尼皮贡河进入苏必利尔湖（左面板，图. 7）。因此，对尼皮贡河流域径流的估计必须同时考虑奥戈基河分流的大小和时间以及尼皮贡河流出的调节。在GLM-HMD-I中，我们解释了

这些影响通过使用尼皮贡河流量计（位于尼皮贡河河口上游约10公里）的测量，在我们基于arm的整个尼皮贡子流域流量估计（苏必利尔湖子流域图19. 4）。

虽然我们认识到尼皮贡次盆地的未测量部分相对较小，但我们也承认，我们解释尼皮贡受管制流量的方法可能会导致对尼皮贡次盆地流量的有偏估计。这些偏差的产生可能是由于未测量部分“真实”（但未被观察到）的流量面积比很可能与从尼皮贡河测量仪处的测量结果计算出的流量面积比非常不同。计算尼皮贡河系统的水流改道的另一种方法包括，在将尼皮贡河的测量部分（例如，通过GLERL-ARM）应用于未测量部分之前，减去流域间的水流改道估计。

长Lac导流（右侧面板，图. 位于尼比冈湖的东部，连接着基诺伽美河（向北流向哈德逊湾）和阿瓜萨本河（向南流向苏必利尔湖）的源头。与我们量化来自尼皮贡河的流量的方法不同，我们使用其他未测量的子盆地的方法来估计来自阿瓜萨蓬河（这是未测量的）的流量（如径流段的开头部分所述）。

在芝加哥的密歇根湖改道（图. 8）将水从密歇根湖输送到芝加哥卫生和船舶运河。芝加哥卫生和船舶运河的水被从五大湖盆地（虚线，图. 8）到伊利诺斯河，最终是密西西比河。因此，来自芝加哥大都市区的大部分地区的径流，在技术上是五大湖流域内，实际上并没有到达密歇根湖。我们在径流计算中，明确承认了芝加哥流量分流。密歇根湖次盆地，不包括流入芝加哥卫生和船舶运河系统的地区。

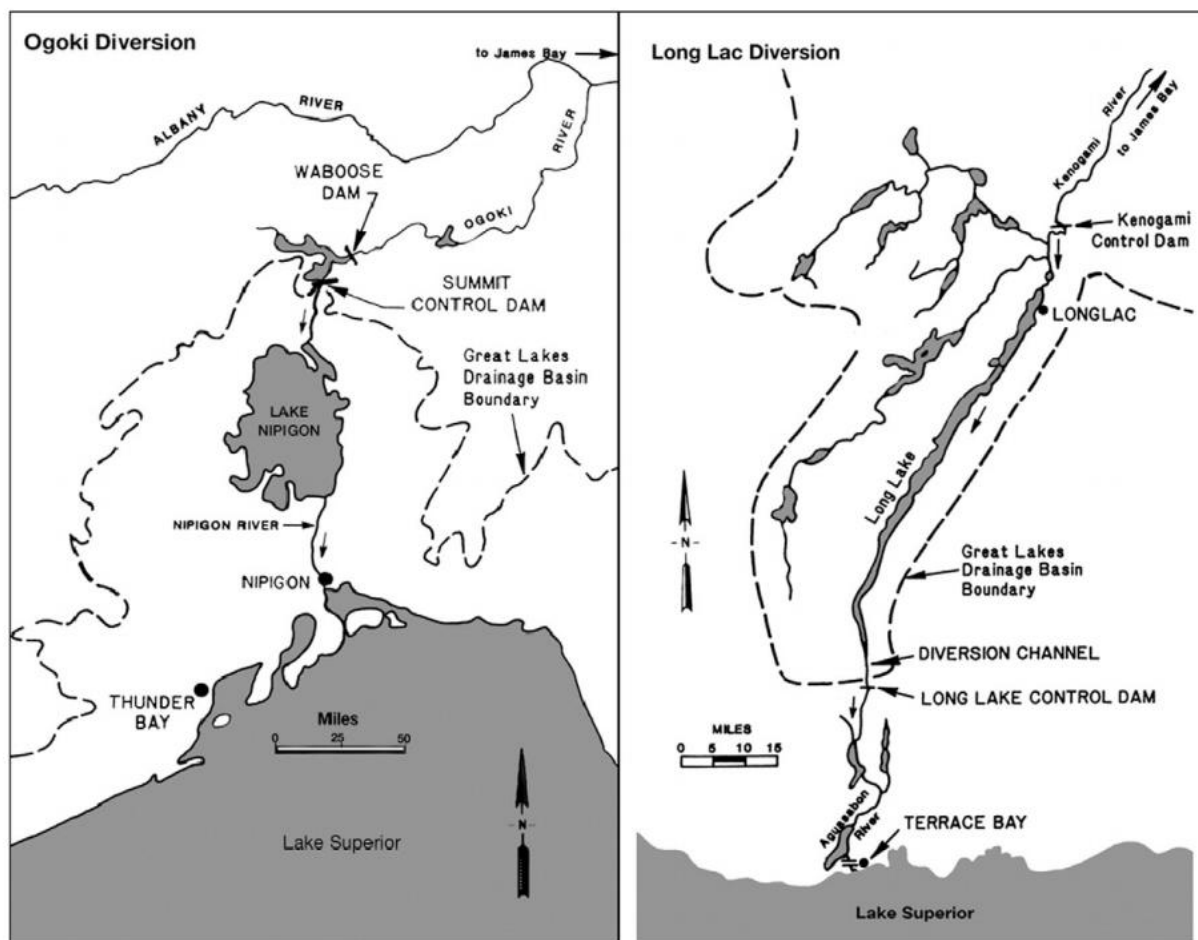


图7. Ogoki河引水（左侧）和长湖引水（右侧）的示意图（经Annin, 2009年许可复制）。

净盆地供应

流域净水供应（NBS）是指通过湖上蒸发、湖上降水和径流的组合进入或离开单个湖泊的水的总量。计算五大湖国家统计局的两种常用方法包括成分和剩余方法（详情和代表性应用，见克罗利和Lee, 1993年；莫奇和奎因, 1996；奎因, 2002；阿塞尔等, 2004；Deacu等, 2012）。在GLM-HMD-I中，我们计算了每个湖盆的分量NBS（以毫米为单位），作为前几节中描述的湖上降水、湖上蒸发和径流值的总和。然后，我们使用协调的湖泊表面积将国家统计局的估计数从毫米为单位转换为cms（表1）。

认识到组件NBS值不包括通过主要互联通道进入或离开的湖盆地的流量（i.e., 圣。玛丽斯河, 圣。克莱尔河、底特律河、尼亚加拉河和圣。也不包括通过跨流域的分流和地下水渗漏。将这些值加到国家统计局将估计盆地总供应（不包括在全球-hmd中），并将使用主要由其他联邦机构开发和维护的数据集。例如，USACE和加拿大环境部维持通过互联通道的国际协调流量估算，并可根据这些机构的要求以及通过国际五大湖水位和水文气候仪表板项目开发在线接口提供（见，例如格罗尼沃尔德等人, 2013a；Clites等人, 2014）。地下水通量的估计可从美国地质调查局获得（Grannemann等人, 2000年）。

数据库组件的空间聚合

GLM-HMD-I最初开发支持一系列盆地规模的五大湖水文建模项目，包括那些专注于估计和预测能量和水通量的表面湖泊（见，例如，NOAA-GLERL湖热力学模型的进化，如奎因, 1979；克罗利, 1989；克罗利和阿塞尔, 1994年）。在这些项目中，开发了每个湖泊以及格鲁吉亚湾、休伦湖（不含格鲁吉亚湾）和圣湖的水面（和流域）的水文气象数据集。克莱尔然而，我们认识到，目前的许多水文建模项目都需要所有休伦湖的流域规模的数据集，甚至可能需要整个密歇根湖-休伦湖系统。因此，GLM-HMD-I不仅包括为休伦湖盆地的分解部分开发的数据集，还包括了横跨五大湖系统主要盆地的常规聚集的数据集。

质量保证说明

NOAA-GLERL GLM-HMD-I使用在数千个站收集的测量数据不断更新，其中大多数个站由联邦机构运营，这些机构采用正式的数据质量保证和质量控制程序。因此，GLM-HMD-I中数据集的准确性取决于（我们相信，这有助于遵守）每个数据流的机构特定的质量保证程序。然而，我们采用补充的质量保证程序来识别和删除出现异常或不一致的值。这些程序包括，但不限于，验证

Lake Michigan Diversion at Chicago

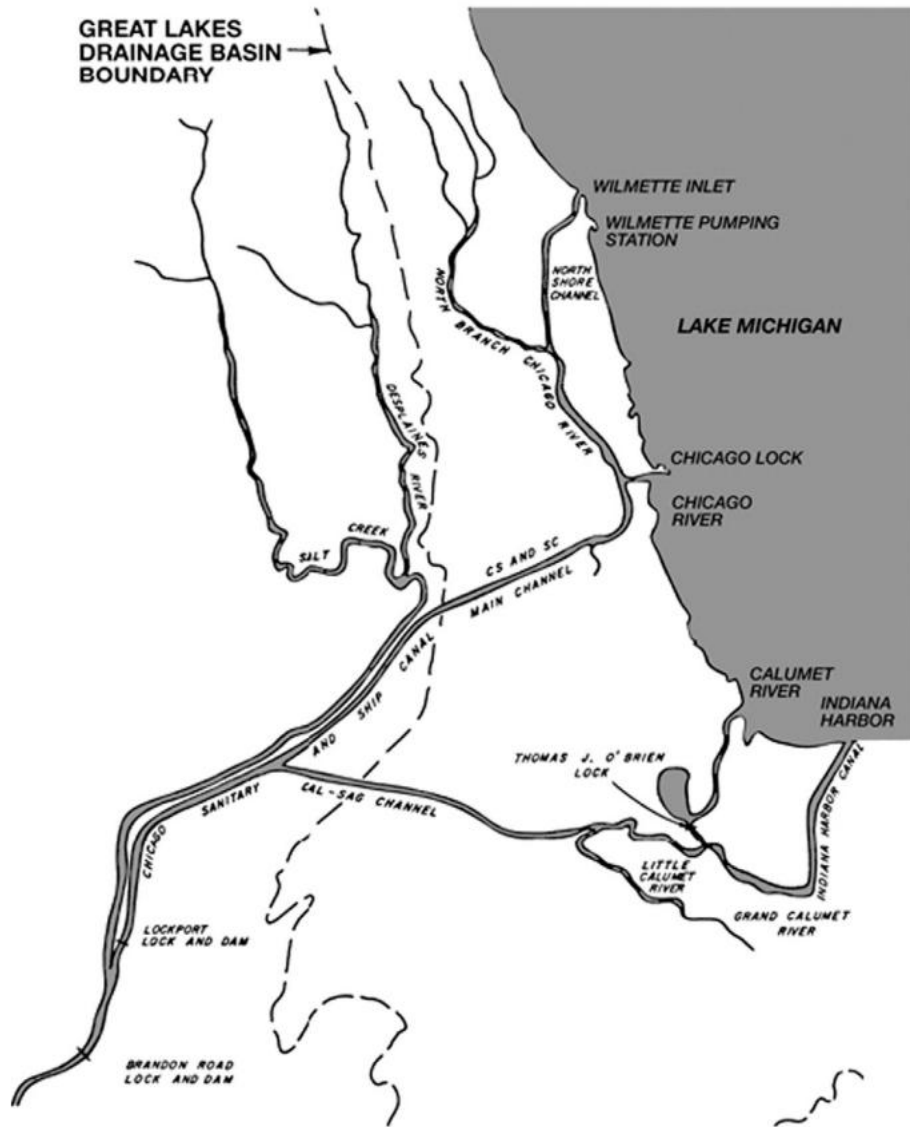


图8. 芝加哥密歇根湖改道项目的示意图（经Annin, 2009年许可复制）。

一个特定变量的数据范围在一个合理的值范围内，主要来自历史记录。

例如，报告的日降水量值大于10英寸。（25.4厘米）被删除；虽然我们认识到，一个地区在某一天的降水并非完全不可能超过10英寸。，我们发现（通过周期性的非正式交叉验证），当报告这些高值时，根据与附近的其他测量值相比，实际上是错误的。我们还（作为另一个例子）比较了月降水量总量和平均数与预期范围，以识别潜在的异常；这种方法定期帮助确定大多数（在某些情况下，所有）每日数据符合我们的阈值标准的气象站，但月度累计总数是极端的（有时是几米）。这些罕见的异常记录的原因各不相同，虽然我们试图识别和解决所有它们，我们也认识到有强大的质量控制措施，考虑到五大湖盆地的大小和大量的数据来源导致GLM-毫无疑问，不一致、偏见和未解决的变异性、不确定性和错误的来源。

代表性的应用程序

在GLMHMD的许多历史和潜在的未来应用中，最明确地利用其相对较长时间的记录和吸收美加边境两岸的直接水文气象测量的应用是大湖水资源预算和区域气温趋势的长期流域评估（哈特曼，1990年；阿塞尔，1998年；兰特斯，2001年；阿塞尔等人，2004年；埃桑扎德等人，2013年）。在这里，我们介绍了两个具有代表性的评估，证明了GLM-HMD-I的效用，并反映了以前的应用，它与其他已存在的数据集一起使用，以解决紧迫的五大湖水资源研究和管理导向的问题。

首先，我们提出并评估了历史年湖降水量、湖蒸发、湖降水量与湖蒸发、径流、年平均气温的GLM-HMD-I时间序列。然后，我们以记录五大湖季节性水位循环变化的研究为基础

（例如，见Quinn, 2002；格罗恩沃尔德和斯托夫, 2014a），分析了苏必利尔湖季节性水资源预算的长期趋势。我们使用统计软件程序R（Ihaka和先生，平滑参数 $\alpha = 0.70$ 的stats包, 1996）；R开发核心团队, 2006）。

五大湖流域年预算和年平均地表气温的历史趋势

GLM-HMD-I的年数据时间序列表明，历史湖上降水和蒸发的年际变化和长期趋势(图前两行。9)；然而，每个湖泊系统的变率和趋势不一定相同。例如，GLM-HMD-I表明湖降水苏必利尔湖和密歇根休伦湖，平均而言，小于伊利湖和安大略省，从1970年代初开始，降水在密歇根休伦湖，伊利和安大略省过渡时期主要低于平均值主要高于平均值。然而，过去十年来，苏必利尔湖上空的降水量主要是低于其长期平均水平。

模拟了GLM-HMD-I的年蒸发速率(第二行图。9)，虽然它们构成的记录周期比降水估计值的要短，但也反映了一个长期趋势，其年际变化明显小于湖际降水的估计值。更具体地说，GLM-HMD-I表明，在20世纪50年代初至80年代初，所有五大湖的蒸发率长期低于平均水平，整个80年代蒸发率逐渐上升。然后，GLM-HMD-I表明，特别是在苏必利尔湖、密歇根休伦湖和伊利湖，湖上蒸发从20世纪90年代末开始突然增加，此后蒸发率相对持续高于平均水平。有趣的是，当前高于平均蒸发的开始与1997-1998年厄尔尼诺事件（特伦伯斯, 1997；麦克法登, 1999），是有记录以来最强的时期之一，不仅与五大湖的气候学变化（包括湖面温度和冰盖的变化，如阿塞尔, 1998年所述；阿塞尔等人, 2000；格罗沃尔德和斯托, 2014b），但在世界其他地区(见钱德拉等人, 1998年；特克等人, 2001；纳瓦雷特等人。), 2002年，以及其他许多人)。我们注意到，虽然GLMHMD-I蒸发率是基于LLTM模拟，其他人发现这些估计是一致的观测冰覆盖（王et al., 2012），地表水温度（奥斯汀和科尔曼, 2007），最近，蒸发估计从一个小网络的涡协方差站(布兰肯等, 2011；斯宾塞等。), 2011)。

湖面蒸发和湖面降水的变化性和趋势的净效应反映在它们的总和上(第三行图。9、量化降水为正贡献，蒸发为负贡献)。湖上降水和湖上蒸发（我们定期称为“净降水”）之间差异的时间序列提供了了解随着时间推移五大湖水资源预算重大变化背后的一些驱动因素。例如，我们观察到，在过去的20年里，苏必利尔湖的降水减少，以及更长时间的蒸发增加，在过去的50年里，苏必利尔湖的净降水量相对持续下降。其他湖泊的净降水似乎更具有周期性模式，在湖上净降水低和高的周期之间振荡。特别值得注意的是，最近苏必利尔湖和密歇根-休伦湖的湖上净降水量显著下降，当与湖上降水和湖上蒸发的贡献一起呈现时，提供了了解五大湖最近水位变化背后的驱动因素(塞林inger et al., 2007；拉蒙和斯托,

2010; Gronewold et al., 2013)。虽然2014年的大部分数据仍然是初步，我们预计未来更新GLM-HMD，加上本文的分析，作为一个重要的垫脚石改善理解最近的水文影响2013-2014年五大湖（细节，见let et al., 2014b）。

每年径流进入每个湖泊的时间序列(图中第四行。9，以cms为单位)表明，降雨-径流关系正在随时间发生变化，这可能是由于区域地貌、土地利用和土地覆盖的变化。虽然这一观察结果值得进一步研究，但我们在这里强调了这样一个事实，即GLM-HMD-I中汇编的数据是支持如此广泛的时空评估的唯一资源之一（格罗恩沃尔德和福丁, 2012；Kult等人, 2014）。

最后，我们对GLM-HMD-I五大湖区域气温的分析(下图)。9)表明了过去几十年的显著变暖，尽管记录也表明，目前的气温可能与20世纪50年代密歇根湖-休伦湖、伊利湖和安大略湖盆地的温度测量结果并不完全不同。苏必利尔湖盆地的空气表面温度在20世纪50年代似乎也高于平均水平，尽管考虑到90年代末从以下温度突然转变到高于平均水平的温度，当前变暖期的持续时间和强度尤其明显。

苏必利尔湖季节性水资源预算的变化

我们对苏必利尔湖历史(1950年至今)月度NBS的估计(图上排)。10)深入了解年度和十年国家统计局(NBS)最近一些趋势的潜在起源。e, 无花果。9)。更具体地说，我们的估计表明，国家统计局在12月、2月和8月份的降幅特别明显。

苏必利尔湖国家银行单个成分的可视化分析(图第2-4行。10)提供了对苏必利尔湖季节性国家统计局趋势背后的潜在驱动力的额外见解。例如，我们的估计表明，径流（相对于其他国家统计局的成分）随着时间的推移变化很小。然而，湖面蒸发的变化更为明显，特别是在仲冬（12月和2月）和夏末(e。(8月)月，并强调湖上降水和湖上蒸发变化对苏必利尔湖水收支季节变化的影响。显著增加蒸发的趋势在隆冬和夏末月不仅代表一个深刻的变化苏必利尔湖的水预算，但在苏必利尔湖盆地的气候学，这是一个重要的大范围的变化发生在整个五大湖生态系统。

结论性发言

美国国家海洋和大气管理局GLM-HMD是目前可用于了解地球上最大表层淡水系统水预算变化的众多资源之一。最近和正在进行的研究，包括监测网络的扩大和水文建模方面的进展，可能不仅会继续改善GLM-HMD，而且还有其它区域数据库。更具体地说，GLM-HMD可以扩展到包括区域水文模拟模型的积雪和土壤湿度估算，包括NOAA-GLERL开发的模型(Croley, 1983; Croley和He, 2005)和NOAA的国家业务水文遥感中心(或NOHRSC; Lee et al., 2005; Rutter et al., 2008)。然而，GLM-HMD的另一个潜在改进是明确量化五大湖盆地内的地下水流量。这些流量历来被忽略在区域水平衡研究中，部分原因是计算整个五大湖流域的地下水流量很复杂，部分原因是一般假设地下水只占整体的一小部分

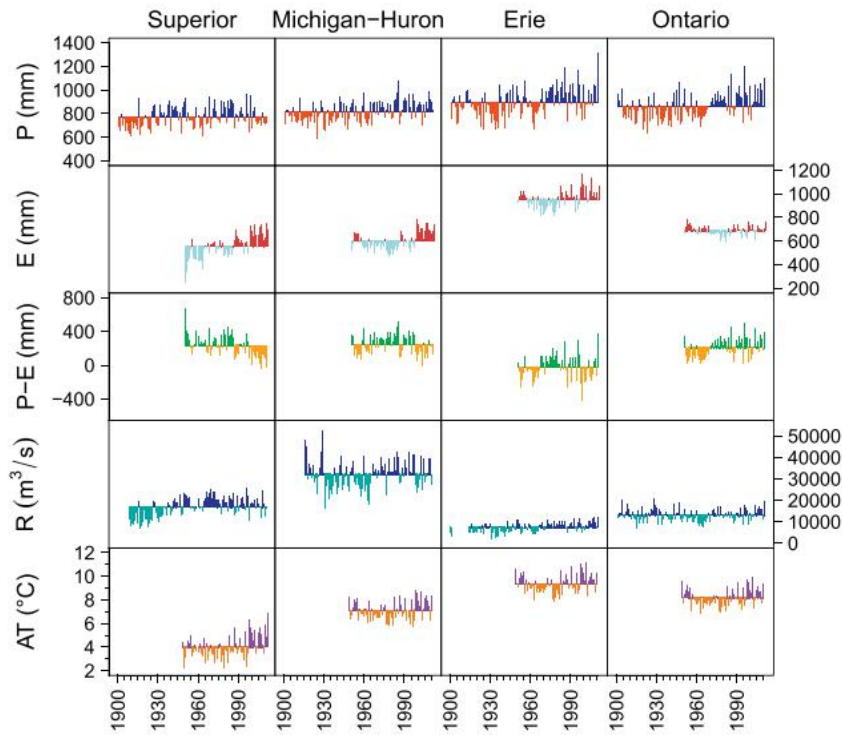


图9. GLM-HMD-I的历史数据时间序列, 包括四大湖系统的年总湖面降水量(P)、年总湖面蒸发(E)、湖上降水与蒸发差(P-E)、平均年径流率(R)和年平均湖上气温(AT)。每个数据集的交替颜色反映了每个湖高于或低于长期平均值的值。

对各湖泊系统的水资源预算的贡献。鉴于撤水量和地下水汇率的潜在变化, 我们认为, 对地下水需求和地下水表面海拔变化的影响(见

example, Grannemann et al., 2000; Neff et al., 2005)将对五大湖水资源预算研究做出宝贵贡献。

尽管有许多机会改进GLM-HMD-I, 但我们知道没有其他数据库综合类似的广泛的

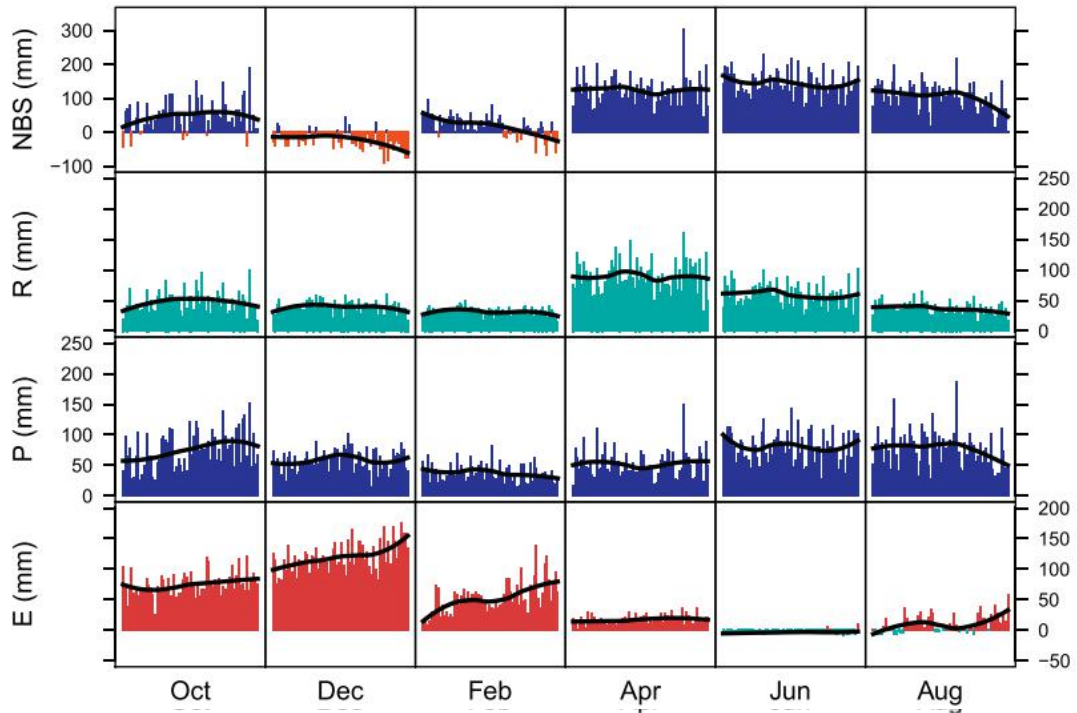


图10. 苏必利尔湖GLM-HMD-I的月数据包括盆地净补给量(NBS)、径流(R)、湖上降水(P)和湖上蒸发量(E)。每个面板中的竖条代表了从1950年到2013年的月度总值。在每个面板中的着色可以区分出正值和负值。每个面板中的水平黑线表示平滑的趋势。

整个五大湖流域的水文和气象资料也在同样长的时间内得到了明确的记录。e., 几十年)的记录。此外, 虽然GLM-HMD-I主要是为了记录每个大湖流域的月尺度数据, 但它也包括更高分辨率的估计(如GLERL-ARM的每日亚流域尺度径流估计)。这些数据并没有作为GLM-HMD-I的一部分正式分发, 但可根据要求提供。重要的是, 虽然GLM-HMD已经存在并定期更新了几十年, 但这项研究首次在同行评审的文献中正式记录。因此, 它为今后的研究提供了一个更正式的基础, 包括那些可能进一步分析五大湖区域水文气象学变化背后的驱动因素的研究。

确认信息

这项研究的资金由IJC、NOAA、USACE和大湖恢复计划(由USEPA管理)提供。作者感谢史蒂夫·康斯坦德、劳伦·弗莱、弗兰克·奎因、凯西·达内尔、约翰·布拉顿和布伦特·洛夫格伦提供了有价值的评论, 提高了手稿的清晰度。这是匿名贡献编号1740。

参考文献

Annin, P., 2009. 五大湖的水灾战争。岛屿出版社, 华盛顿特区。C.
Assel, R. A., 1998. 1997年ENSO事件及其对北美劳伦大湖区冬季严重度和冰盖的影响。地球物理学。物品拉脱维亚的25 (7), 1031 - 1033。
Assel, R. A., 2003. 1973-2002年的冬天, 五大湖冰盖的电子地图集。技术校纹平布
Assel, R. 2005年, 。五大湖年冰循环的分类: 1973-2002年冬季。J。客户端。18 (22), 4895-4905。
Assel, R. A., 诺顿 D. C., 2001. 可视化劳伦森五大湖冰循环。EOS跨。点。地球物理学。联盟 82 (7), 83。
阿瑟, r. a., 雅诺维克, J. E., 博伊斯地貌名称 D., O'Connors, C., 奎因, F. H., 诺顿, D. C., 2000. 劳伦特五大湖的冰层和1998年厄尔尼诺冬季的天气条件。公牛。点。气象学社会81 (4), 703 - 717。
Assel, R. A, Quinn, F. H., 塞林格, C. E., 2004. 劳伦特五大湖水位最近有记录的下降的水文气候因素。公牛是Meteorol. 社会85 (8), 1143 - 1151。
奥斯坦, J. A., Colman, S. M., 2007. 苏必利尔湖夏季水温比区域气温上升得更快: 冰反照率正反馈。地球物理学。物品拉脱维亚的34 (6), 106604。
布兰肯, P. D. 斯宾塞, 海德斯特伦, N, J. D., 2011. 苏必利尔湖蒸发量: 物理控制和过程。J。五大湖。37 (4), 707 - 716。
钱德拉·齐姆克, J. R., 分钟, W., 里德, W. G., 1998. 1997-1998年厄尔尼诺现象表对流层臭氧和水蒸气的影响。地球物理学。物品拉脱维亚的25 (20), 3867 - 3870。
Changnon, S. A., 2004. 五大湖水平和气候变化的时间行为。J. 五大湖。30 (1), 184 - 200。
精英, A. H., 奎因, F. H., 2003. 苏必利尔湖监管的历史: 对未来的影响。J. 五大湖。29 (1), 157-171。
阴蒂, H., 王, J., 坎贝尔, K. B., Gronewold, A. D., Assel, R. A., Bai, X., Leshkevich, G. A. 2014. 2014年春季, 五大湖上的冷水和高冰覆盖。EOS跨。是地球物理学。联盟95 (34), 305-306。
精英, A. H., 史密斯, J. P., 猎人, T. S., 格罗诺德, D., 2014. 可视化地球上最大的湖泊系统的水文、气候和水位波动之间的关系。J。五大湖保护区40 (3), 807-811。
五大湖基本液压和水文数据协调委员会, 1977年。协调了五大湖的物理数据。技术。校纹平布 (URL www.lre.usace. 陆军mil/)。
克罗利二世, T. 1983年E.。大湖盆地(美国-加拿大)径流模型。J. 水。64 (1), 135 - 158。
克罗利二世, T. E., 1989. 劳伦特五大湖的可验证蒸发模型。水的共振。物品25 (5), 781-792。
。克罗利二世, T. E., 1992. 五大湖的长期储热。水的共振。物品28 (1), 69 - 81。
克罗利二世, T. E., Assel, R. A., 1994. 劳伦特五大湖的一维冰热力学模型。水的共振。物品30 (3), 625 - 639。
克罗利二世, T. E., 哈特曼, H. C. 1985. 解决泰森多边形。J. 水。76 (3 - 4), 363 - 379。
克罗利二世, T. E., 他, C., 2005年。分布参数大流域径流模型。一、模型开发。J. 水。雕刻10 (3), 173 - 181。
克罗利二世, T. E., 猎人, T., 1994年代。五大湖每月的水文数据。NOAA技术报告GLERL-083。
克罗利二世, T. E, Lee, D. H., 1993. 五大湖流域净供应预测的评估。J. 是水共振。使发生联系29 (2), 267 - 282。
天, J. C., 布里杰, K. C., 皮特, S. E., 弗里森, B. F., 1982. 西北安大略省河流尺寸。J. 是水的共振。使发生联系18 (2), 297 - 305。
Deacu, D., 福丁, 克莱泽科, 斯宾塞, C., 布兰肯, P. D., 2012. 用水文气象模型预测五大湖流域净供水。J. 流星体。13 (6), 1739 - 1759。

Derecki, J. A., 1985. 通道变化对St. 克莱尔河在本世纪的生活。J. 五大湖。11 (3), 201 - 207。
Ehsanzadeh, E., Saley, H. M., Ouarda, T. B. M., 燃烧, D. H., Pietroniro, A., 赛杜, 哦, 查伦, C. 李, D. H., 2013. 五大湖水文气候变量的变化分析。J. 五大湖。39 (3), 383 - 394。
弗莱, L., 亨特, T. S., Phanikumar, M. S., 福丁, V., 格罗恩沃尔德, A. D., 2013. 确定流域网络, 以最大限度地提高区域水平衡模型的有效性。水的共振。物品49 (5), 2689 - 2700。
弗莱, 洛杉矶, 格罗沃尔德, 洛杉矶。D., Fortin, V., Holtschlag, D., 布, , 斯, A. H., 猎人, T. S., Seglenieks, F., Klyszejko, E., Luukkonen, C., Diamond, L., dunford, D., Dimitrijevic, M., Subich, C., Kea, K., Restrepo, P., 2014. 五大湖径流比对项目。J. 水。519 (D), 3448 - 3465。
甘巴里, R. N., 布拉沃, H. R., 2008. 大气远程联系、五大湖水位和区域气候之间的一致性。睡觉。水Resour. 31 (10), 1284 - 1298。
Grannemann, N. G., 亨特, R. J., 尼古拉斯, J. R., 赖利, 温特, T. C., 2000年。在五大湖中, 地下水的重要性。技术代表。美国地质调查局, 兰辛, 密歇根州
格罗沃尔德, A. D., Fortin, V., 2012. 通过有针对性的双国合作研究, 推进五大湖水文科学。公牛点。气象学社会93 (12), 1921 - 1925。
格罗沃尔德, A. D., 装 C. A., 2014a. 地球上最大的湖泊之一前所未有的季节性水位动态。公牛点。气象学社会95 (1), 15 - 17。
格罗沃尔德, A. D., Stow, C. A., 2014b. 五大湖的失水。科学343 (6175), 1084-1085。
格罗沃尔德, A. D, cleites, A. H., 猎人, T. S. Stow, C. A., 2011. 对五大湖先进的水文预测系统的评价。J。五大湖。37 (3), 577 - 583。
Gronewold, D. cleites, A. H., 史密斯, J. P., 猎人, T. S., 2013a. 一个动态图形界面, 用于可视化投影、测量和重建地球上最大的湖泊上的地表水海拔。环境。模型软w。49, 34 - 39。
Gronewold, D., Fortin, V., Lofgren, B. M., 精英, H. Stow, C. A, Quinn, F. H. 2013 b。
海岸、水位和气候变化: 一个五大湖的视角。爬。张。120 (4), 697-711。
哈特曼, H. C. 1990. 气候变化对劳伦森五大湖水位的影响。客户端。张。17 (1), 49 - 67。
Heinmiller, B. T., 2007. 政府间机构很重要吗? 五大湖流域的调水调节案例。治理20 (4), 655-674。
霍尔曼, K. D., Gronewold, A. D., 诺塔罗, m., 扎林, A., 2012. 改进苏必利尔湖流域的历史降水估算。地球物理学。物品拉脱维亚的39 (3), 103405。
伊哈卡, 先生, 先生, 1996年。R: 一种用于数据分析和图形处理的语言。J. Comput. 图斯达 5 (3), 299-314。
Kult, J, Fry, L, Gronewold, A. D., 崔, W., 2014. 五大湖流域水文响应的区域化: 对分析的时间尺度的考虑。J. 水。519, 2224 - 2237。
拉蒙III, E. C., 装 C. A., 2010. 苏必利尔湖水位波动与气候因子: 动态线性模型分析。J. 五大湖。36 (1), 172-178。
李, D. H, Clites, A. H., 凯勒, P. J., 1997. 利用五大湖的概率水位预测来评估业务决策中的风险。环境。马纳格。21 (1), 43-58。
李, S. 克莱恩, A. G., 过了, T. M., 2005. 利用融雪径流模型模拟水流的MODIS和NOHRSC积雪产品的比较。水。的过程。19 (15), 2951-2972。
Lenters, J. D., 2001. 五大湖水位季节循环的长期趋势。J。五大湖。27 (3), 342 - 353。
Leshkevich, G. A., 施瓦布, D. J., Muhr, G. C., 1996. 五大湖的卫星环境监测: 五大湖海岸观察计划更新。毁环抛光工艺。Soc. J. 30 (4), 28 - 35。
Lofgren, B. M., Quinn, F.; H, Clites, A. H., 阿塞尔, R. A., 埃伯哈特 A. J., 卢科宁, C. L., 2002。
基于两个gcm的气候情景, 评估对五大湖水资源的潜在影响。J. 五大湖。28 (4), 537 - 554。
Lofgren, B. M., 猎人, T. S., 威尔伯格, J., 2011年。五大湖盆地水文气候变化情景中气温作为潜在蒸散量代理的影响。J。五大湖保护区37 (4), 744-752。
马格努森, J. J., 韦伯斯特, K. E., Assel, R. A., 鲍泽, C. J., 狄龙, P. J., 伊顿, J. G., 埃文斯, H. E., 费用, E. J., 大厅, R. E., Mortsch, L. D., 辛德勒 D. W., 奎因, F. H., 1997. 气候变化对水生系统的潜在影响: 劳伦特五大湖和前寒武纪盾区。二聚水分子。过程。11 (8), 825 - 871。
美因维尔, A, 克雷默, M. R., 2005. 基于水位计的五大湖区倾斜。乔尔。社会是公牛117 (7), 1070 - 1080。
McBean, E., Motiee, H., 2008. 气候变化对水资源影响的评估: 对北美五大湖的长期分析。水。地球系统。科学。12 (1), 239 - 255。
McPhaden, M. J., 1999. 1997-98年厄尔尼诺现象的发生和演变。科学283 (5404), 950-954。
Menne, J., 杜雷, 我., 沃斯, R. S., 格里森, B. E., 休斯顿。G., 2012. 全球历史气候学网络-每日数据库的概述。J. Atmos. 洋技术。29 (7), 897-910。
Mortsch, L. D., 奎因, F. H. 1996. 五大湖流域生态系统研究中的气候变化情景。Limnol. Oceanogr. 41 (5), 903-911。
纳瓦雷特, A., Broitman, B., 用户, E. A., 芬克, G. R., 拉斯维加斯, R. M., 索托马约尔, A., 2002。
东南太平洋潮间带无脊椎动物的补充: 年际变化和1997-1998年的厄尔尼诺现象。利姆诺尔。海洋生物。47 (3), 791-802。
内夫, B. P., 小猪, R., 表R. A., 2005. 大湖区浅层地下水补给的估算。技术。校纹平布美国地质调查局
奎因, F. H. 1979. 一种改进的大型湖泊气动力蒸发技术, 应用于五大湖国际野外年。水的共振。Res. 15 (4), 935 - 940。
奎因, F. H., 2002. 五大湖水位的季节性周期性变化。J. 五大湖保护区28 (3), 451-465。

奎因,F. H. , 凯利, R. N. , 1983. 五大湖每月的水文数据。NOAA数据报告ERL GLERL。
奎因,F. H. , 诺顿, D. C. , 1982. 1900-80年五大湖的降水。国家海洋和大气管理局技术备忘录。
R开发核心团队, 2006年。R: 一种用于统计计算的语言和环境。R统计计算基金会, 维也纳, 奥地利 (URL [http://www. r项目。org](http://www.r-project.org))。
鲁特, N. , 克莱恩, D. , 李, L. , 2008. 在一维模式下的NOHRSC雪模型 (NSM) 的评价。J. 流星体。9 (4), 695 - 711。
施瓦布, D. J. , 贝德福德, K. 1994年W.。五大湖预测系统的初步实施: 一个实时预测湖泊循环和热结构的系统。水Pollut. Res. J. 可以。29 (2 - 3)。
施瓦布, D. J. , 列什克维奇, G. A. , Muhr, G. C. , 1999. 五大湖地表水温度的自动制图。J. 五大湖。25 (3), 468 - 481。
塞林格的变体公元一次, 斯托夫, C. A. , Lamon III, E. C. , 钱, S. S. , 2007. 密歇根湖-休伦湖系统最近的水位下降。环绕。科学。技术。42 (2), 367 - 373。
史密斯, , 洛特, N. , 沃斯, R. S. , 2011. 综合地面数据库:最近的发展和伙伴关系。公牛是气象学Soc. 92 (6), 704 - 708。

斯宾塞, C. , 布兰肯, P. D. , 赫德斯特伦, N. , 福丁, V. , 威尔逊, H. , 2011. 来自苏必利尔湖的蒸发量: 2: 空间分布和变异性。J. 五大湖。37 (4), 717 - 724。
斯宾塞, C. , 布兰肯, P. D. , Lenters, J. D. , 亨德斯特罗姆, 2013年。春秋大气条件对苏必利尔湖蒸发状况的重要性。J. 流星体。14 (5), 1647 - 1658。
Thiessen. H. , 1911. 大面积地区的平均降水量。星期一天气牧师。39 (7), 1082 - 1089。
索普, J. H. , 卡斯珀, A. 2002年F.。浮游贻贝物种转移对浮游动物的潜在影响。劳伦斯河。新生。比奥尔。47(1), 107-119。
TrenboseK. E. , 1997. 厄尔尼诺现象的定义。公牛是气象学Soc. 78(12), 2771-2777。
特克, D. , 麦克帕登, M. J. , Busalacchi, A. J. , 刘易斯, M. R. , 2001. 赤道太平洋的遥感生物生产。科学293, 471 - 474。
王, J. , 白, X. , 胡, H. , Clites, A. H. , 科尔顿, M. , 洛夫格伦, B. M. , 2012. 1973-2010年五大湖冰盖时空变化特征。J. 客户端。25 (4), 1318 - 1329。