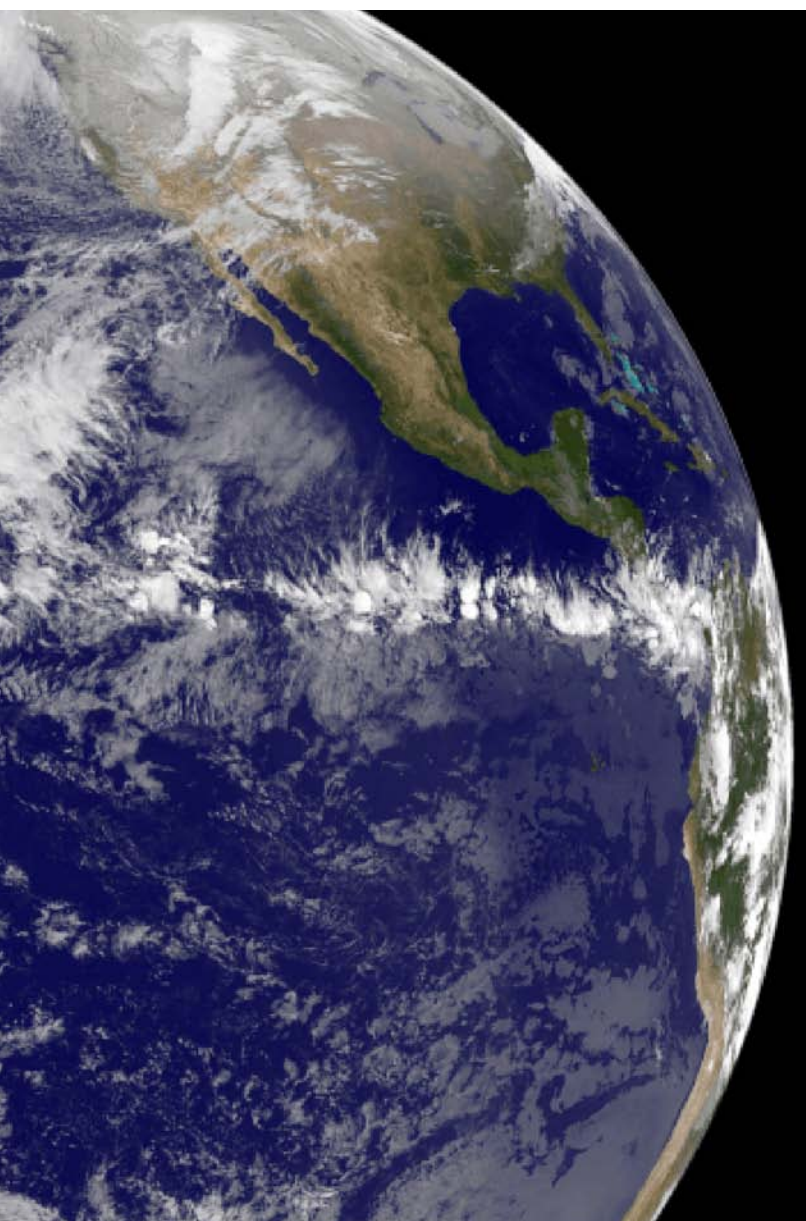


TÓPICOS METEOROLÓGICOS Y OCEANOGRÁFICOS

ISSN 1409 - 2034

Volumen 15

Diciembre 2016



TÓPICOS METEOROLÓGICOS Y OCEANOGRÁFICOS

ISSN 1409 - 2034

Volumen 15

Diciembre 2016

Editora:

Dra. Gladys Jiménez Valverde

Director de publicación:

MSc. Roberto Villalobos Flores

Comité editorial:

Lic. Werner Stolz España Ing. José Alberto Retana Barrantes Lic. Luis Fernando Alvarado Gamboa

Diseño y diagramación:

Rodrigo Granados Jiménez

La revista "Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos" es publicada por el Instituto Meteorológico Nacional, Ministerio de Ambiente y Energía, Costa Rica. Tiene como finalidad dar a conocer los resultados de investigaciones y estudios en Ciencias de la Atmósfera y Oceanografía Física.

CONTENIDO

Pág. Artículo

- 5 **Prediction of MJ rainfall season using CCA models**
ERIC J. ALFARO, HUGO G. HIDALGO, NATALIE P. MORA
- 20 **El Mega-Niño de 1877-1878 y su impacto social en Costa Rica**
RONALD E. DÍAZ BOLAÑOS, ERIC J. ALFARO
- 33 **Interacción de la Zona de Convergencia Intertropical del Pacífico Este con Sistemas Tropicales**
EVELYN QUIRÓS BADILLA, HUGO G. HIDALGO LEÓN
- 48 **Eventos extremos de lluvia ocasionados por empujes fríos que han llegado a Costa Rica en el periodo invernal (NDEF) del año 2000 al 2010: Líneas de cortante.**
GABRIELA CHINCHILLA, JORGE GUTIÉRREZ, ELADIO ZÁRATE
- 63 **Sensación térmica en Costa Rica: Determinación de índices biometeorológicos aplicables**
JOSHUA A. CASTRO Y FRANCELIA TENCIO

Prediction of MJ rainfall season using CCA models

ERIC J. ALFARO^{1,2,3}, HUGO G. HIDALGO^{1,2}, NATALIE P. MORA¹

Abstract

In the Central American region, the prediction of the May-June (MJ) precipitation as the first peak of the rainy season is important because wetter (drier) MJ seasons tend to be associated with early (late) onsets of the rainy season on the Pacific slope. Having a late start of the rains, followed by a drier season in MJ in conjunction with a deep Mid-Summer Drought (MSD), would affect significantly key socioeconomic sectors in the isthmus like hydropower generation, water supply for human consumption (as main cities in the isthmus are located on the Pacific slope) and agriculture. Using 162 gauge stations, we built skillful Canonical Correlation Analysis (CCA) prediction models for MJ season as the first peak of the rainy season, using as predictands monthly rainfall accumulations and Standardized Precipitation Index (SPI) values over Central America. Sea Surface Temperature anomalies (SSTA) were used as predictors handling a domain bounded by 63° N-10° S and 152° E-15° W, along with the Palmer Drought Severity Index (PDSI) values covering the isthmus. Leading times from December to April were explored in the predictor fields. CCA models, using February's SSTA and April's PDSI showed significant skill values for the prediction of MJ accumulations and the SPI over an important portion of Central America. Models' loadings showed that warmer (cooler) Eastern equatorial SSTAs in the Pacific along with cooler (warmer) SSTAs in the Tropical North Atlantic (TNA) during February, tend to be related with drier (wetter) conditions in almost all the isthmus during the next MJ season. It is suggested that a Sea Surface Temperature (SST) mode could modulate MJ precipitation in Central America influencing the position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the strength of the trade winds. Additionally, it was observed that drier (wetter) soil moisture (PDSI) in April tends to be related with drier (wetter) precipitation conditions in almost all the isthmus during next MJ season.

KEYWORDS: SEASONAL CLIMATE PREDICTION, CENTRAL AMERICA, STANDARDIZED PRECIPITATION INDEX, STATISTICAL MODELS, PALMER DROUGHT SEVERITY INDEX

Resumen

Predecir la precipitación durante mayo-junio (MJ), como primer pico de la estación lluviosa en el istmo de América Central es muy importante ya que se ha observado que condiciones más o menos húmedas durante MJ tienden a estar precedidas por inicios tempranos o tardíos de la época lluviosa. Un inicio tardío de las lluvias, por ejemplo, seguido de condiciones más secas que lo normal durante MJ y por un periodo posterior de veranillo o canícula intensa, puede afectar significativamente sectores socioeconómicos clave en el istmo como la generación hidroeléctrica, el abastecimiento de agua potable o la agricultura. En este trabajo se usaron los datos de 162 estaciones pluviométricas para construir modelos predictivos para MJ como primer pico de la estación lluviosa, usando el Análisis de Correlación Canónica (ACC). Los aspectos a predecir durante MJ son los acumulados de lluvia y el Índice Normalizado de Precipitación (INP) en América Central. Se usaron dos campos como predictores. El primero fue las anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) observada en el dominio 63° N-10° S y 152° E-15° W. El segundo fue el Índice de Severidad de Sequía de Palmer (ISSP), cubriendo la totalidad del istmo. Se estudió el potencial predictivo de estos dos campos desde diciembre hasta abril. Los modelos del ACC, usando las anomalías de la TSM en febrero y el ISSP en abril, evidencian una buena habilidad predictiva de los acumulados y del INP durante MJ, en una región importante de América Central. Los resultados mostraron que condiciones más cálidas (frías) en las anomalías de

1 Center for Geophysical Research, University of Costa Rica.

2 School of Physics, University of Costa Rica.

3 Center for Research in Marine Sciences and Limnology, University of Costa Rica.

Emails: erick.alfaro@ucr.ac.cr, hugo.hidalgo@ucr.ac.cr, natali.morasandi@ucr.ac.cr.

la TSM del Pacífico ecuatorial del este, junto con condiciones más frías (más cálidas) en el Atlántico tropical norte durante febrero, tienden a estar correlacionadas con periodos más secos (húmedos) durante el siguiente bimestre de MJ en prácticamente todo el istmo. Lo anterior sugiere que la TSM podría modular la lluvia durante MJ en América Central al influenciar la posición de la Zona de Convergencia Inter-Tropical y la magnitud de los vientos alisios. En forma adicional, se observó que condiciones más secas (húmedas) en la humedad del suelo (ISSP) durante abril, tendieron a estar relacionadas con periodos de lluvia más secos (húmedos) en casi todo el istmo durante el siguiente periodo de MJ.

PALABRAS CLAVE: PREDICCIÓN CLIMÁTICA ESTACIONAL, AMÉRICA CENTRAL, ÍNDICE NORMALIZADO DE PRECIPITACIÓN, MODELOS ESTADÍSTICOS, ÍNDICE DE SEVERIDAD DE SEQUÍA DE PALMER.

1. Introduction

Amador, Alfaro, Lizano, and Magaña (2006); Amador et al. (2016a); and Taylor and Alfaro (2005), describe extensively the key drivers of the Central American climatic variability. Those works explain that the most dominant synoptic influence is the North Atlantic subtropical high. Subsidence associated with the spreading of the North Atlantic subtropical high to the North American landmass dominates during boreal winter, as do the strong easterly trades found on its equatorward flank. Coupled with a strong trade-winds inversion, a cold ocean and reduced atmospheric humidity, the region is generally at its driest condition during the winter. With the onset of boreal spring, however, the subtropical high moves offshore and trade wind intensity decreases, with downstream convergence. The variation in the strength of the trades is an important determinant of climate throughout the year for Central America. There is also a weak trade-winds inversion with altitude, the ocean warms and atmospheric moisture is abundant. The region is consequently at its wettest in the boreal late spring-summer-early autumn half-year. Besides the subtropical high, other significant synoptic influences include:

- a) The seasonal migration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) – mainly affecting the Pacific side of southern Central America (Hidalgo, Durán-Quesada, Amador, & Alfaro, 2015).
- b) The intrusions of polar fronts, originated at mid-latitudes, which modify the boreal dry

winter and early spring climates of the northern Caribbean and north Central American regions (Zárate-Hernández, 2013).

- c) The westward propagating tropical disturbances (Amador, Alfaro, Rivera, & Calderón, 2010) – a summer seasonal feature associated with much rainfall, especially over the Caribbean region.

In addition, the warm pools of the Americas constitute an important source of moisture for the North American Monsoon System (Wang & Enfield, 2001, 2003).

Alfaro (2002) calculated the mean dominant annual cycles in the Central American region using Empirical Orthogonal Functions (EOFs) analysis for 94 daily rain gauge stations dataset. This allowed the determination of some important aspects of this cycle such as the start and end of the rainy season and the Mid-Summer Drought (MSD; Magaña, Amador, & Medina, 1999). Some latitudinal variations were found in these variables. The region is dominated by one mean annual cycle that captures 72% of the variance. This cycle implies mainly a combination of systems and parameters that involves the latitudinal migration of the ITCZ, the seasonal variation of solar radiation that influences latent heat flux, and the low level wind and its interaction with local orography. The second annual cycle in importance explains only 8% of the variance, and it dominates in stations located over the Caribbean Coast of Honduras, Costa Rica and Panama. In the inter-annual scale, the wettest (driest) years in the

region are dominated, in general, by warmer (colder) sea surface temperatures in the tropical Atlantic compared to the eastern tropical Pacific.

Regularly, in Central America, Regional Climate Outlook Forums (RCOFs) have taken place in an effort to predict precipitation accumulations for the following target seasons: May-June-July (MJJ), August-September-October (ASO) and December-January-February-March (DJFM) (Donoso & Ramírez, 2001; Garcia-Solera & Ramirez, 2012). Currently, the RCOFs also include Outlooks for the Standardized Precipitation Index or SPI (WMO, 2012). Our objective is to build skillful Canonical Correlation Analysis (CCA) prediction models for the May-June (MJ) season, the first peak of the rainy season (Alfaro, 2002), using as predictands monthly rainfall accumulates and SPI values over Central America. The prediction of the MJ as the first peak of the rainy season is important because wetter (drier) MJ seasons tend to be associated with early (late) onsets of the rainy season. The early summer rainfall tends to be rather heterogeneous spatially across the Caribbean (Alfaro, 2002; Jurya & Malmgren, 2012).

So, having a late start of the rains, like in 2015 (Amador et al., 2016b), followed by a significantly drier than normal season in MJ, in conjunction with a deep MSD in July and August (Alfaro, 2014; Hernandez & Fernandez, 2015; Solano, 2015; Maldonado, Rutgersson, Alfaro, Amador, & Claremar, 2016), can affect significantly key socioeconomic sectors in Central America. Some of these socioeconomic sectors are hydropower generation, water supply for human consumption (as main cities in the isthmus are located on the Pacific slope) and agriculture.

Previously, Alfaro (2007) used a statistical model based on CCA to explore the predictability of the rainfall season in Central America, including MJJ. Explanatory variables were seasonal Atlantic and Pacific Ocean Sea Surface Temperature (SST) for the region inside 112.5° E-7.5° W and 7.5° S-62.5°

N, during 1958-98. He found that for the early rainfall season, MJJ, positive (negative) tropical Atlantic SST anomalies were associated with positive (negative) rainfall anomalies over a broad area located at the north of the studied region. The model results were cross-validated, showing significant skill values over an important portion of the studied region.

Fallas-López and Alfaro (2012a) used the statistical technique of contingency table analysis (Alfaro, Soley, & Enfield, 2003) to produce predictive schemes associated with rainfall in Central America. As a first step, a principal component analysis was used to produce indices, using daily weather records from 146 stations. Two rainfall components associated with Central American Pacific and Caribbean slopes were obtained.

Keeping in mind that one of the work objectives was to support the RCOFs process; the predictive schemes used by Fallas-López and Alfaro (2012a) in the rainfall predictions included the MJJ trimester. Different climate indices were used as predictors, which were associated with several climate variability sources that influence the climate patterns in Central America. This was done using a lead-time of one or two bimesters previous to the predicted season.

Useful predictive schemes were found by Fallas-López and Alfaro (2012a) for practically all the relationships previously mentioned. Notice that most of the Central American climate variability could be explained by the El Niño – Southern Oscillation (ENSO; e.g. inter-annual variability) and by the Atlantic Multidecadal Oscillation indices (AMO; Enfield, Mestas-Núñez, & Trimble, 2001, mainly, e.g. multidecadal variability).

Also, Fallas-López and Alfaro (2012b) elaborated a seasonal climate prediction scheme for Central America based on CCA, for the same seasons used by Fallas-López and Alfaro (2012a). SSTs from the oceans around the isthmus were used as

predictors. Precipitation accumulations were used as the predictand field, using 146 meteorological stations located in Mesoamerica with monthly records from 1971 to 2000. The sea surface temperature area used is 60° N - 60° S and 270° E - 0° W. In general, the SST associated with the previous quarter was used for every predicted season, including MJJ. Some of the identified modes in the analysis display spatial patterns associated with known climate variability sources as ENSO, AMO and Pacific Decadal Oscillation (PDO; Mantua, Hare, Zhang, Wallace, & Francis, 1997), meaning that CCA is useful for seasonal prediction in Central America. The predictor patterns could be explained by studying their association with different climate indices.

As explained by Maldonado, Alfaro, Fallas, and Alvarado (2013), meetings in Central America with different socioeconomic stakeholders takes place after every RCOFs to translate the probable climate impacts from predictions. From the feedback processes of these meetings, it has emerged that extreme event predictions, like droughts or floods, are necessary for different sectors. As shown by their work of the ASO season, these predictions can be tailored using CCA, showing that extreme events in Central America are influenced by interannual variability related to ENSO and decadal variability associated mainly with AMO and PDO. The previously mentioned socioeconomic sectors, regularly participate at RCOFs meetings, in the called Applications Fora. Therefore, providing them with an Outlook based on the SPI can help in the managing and planning activities for the upcoming season.

2. Methodology

A dataset of 162 gauge stations with monthly observations of precipitation provided by the meteorological services of Central America were used. Their location is shown in figure 1. Since each meteorological station has distinct

time coverage, a common time series length is determined according to the stations' data availability. Therefore, the selected time series length covers from January 1979 to December 2008 (30 years). Gaps in the time series were filled using the methodology described by Alfaro and Soley (2009), which combines autoregressive models and EOFs methods.

From the gauge stations data, we calculated the monthly rainfall accumulations and the SPI. According to the World Meteorological Organization (WMO, 2012), the SPI is based on the probability of precipitation on any time scale. The probability of the observed precipitation is then transformed into an index. The SPI was designed to quantify the precipitation deficit for multiple time scales. These time scales reflect the impact of drought on the availability of the different water resources. Soil moisture conditions respond to precipitation anomalies on a relatively short scale. Groundwater, streamflow and reservoir storage reflect the longer-term precipitation anomalies (WMO, 2012). The SPI calculation at any location is based on its long-term precipitation record over

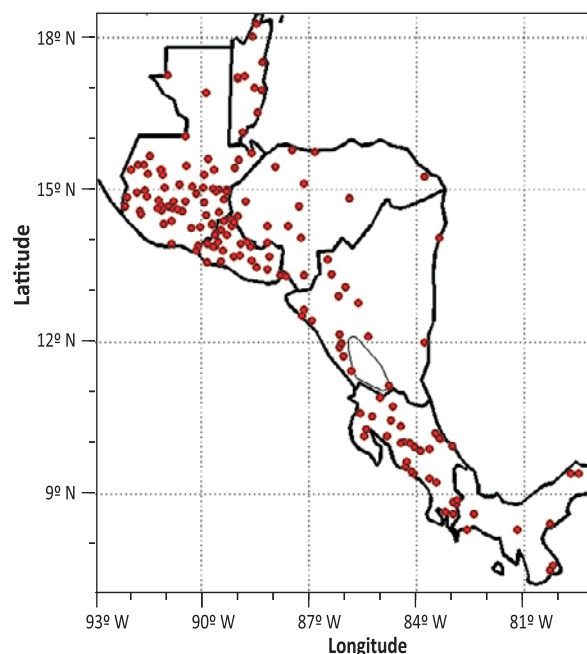


Figure 1. Location of the rain gauge stations used (red dots).

a desired period of time. This long-term record is fitted into a probability distribution, which is then transformed into a normal distribution, so that the mean SPI for the location and desired period is zero. Positive SPI values indicate precipitation totals greater than the median precipitation, and negative values indicate totals less than the median precipitation. Because the SPI is normalized, wetter and drier climates can be represented in the same way; thus, wet periods can also be monitored using the SPI (WMO, 2012).

As stated by Maldonado et al. (2016), the extended reconstructed sea surface temperatures were used (ERSSTv3b; Xue, Smith, & Reynolds, 2003; Smith, Reynolds, Peterson, & Lawrimore, 2007). The SST anomalies are constructed using a combination of observed data along with models and historical sampling grids. This global database has a horizontal resolution of 2.5° by 2.5° . The domain bounded by 63° N - 10° S and 152° E - 15° W is taken into account in order to capture the signal of the most important climate variability modes of the Central American isthmus, such as ENSO, PDO, AMO, the North Atlantic Oscillation (NAO; Hurrell & Deser, 2009), and the Tropical North Atlantic (TNA; Enfield, Mestas, Mayer, & Cid-Serrano, 1999). These modes have shown to be relevant in terms of rainfall variability during the MJ season (Fallas-López & Alfaro, 2012a, 2012b).

As a predictor, we used also the monthly Palmer Drought Severity Index (PDSI), calculated according to Dai, Trenberth, and Qian (2004). To build the PDSI, Dai et al. (2004) used the Climate Research Unit (CRU) surface air temperature data and the precipitation data were acquired from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Prediction Center, and were created by gridding data using the optimal interpolation scheme. For field water-holding capacity (awc), they used a soil texture-based water-holding-capacity map (Webb, Rosenzweig, & Levine, 1993). This global database has a horizontal resolution of 2.5° by 2.5° . From this PDSI

database, we selected the grid points covering the Central American isthmus.

The PDSI and SST anomalies are used as predictors in the CCA models. CCA is used as a predictive tool in a classic scheme, i.e. predictor fields lead to the predictand ones.

Consequently, following Maldonado et al. (2013, 2016), CCA is employed to find the relationship between SSTs monthly anomalies (SSTA) and PDSI normalized fields (field X) with the MJ seasonal rainfall accumulations and SPI fields of each gauge station used in this study as predictands (each index would be the field Y, for the corresponding model).

In other words, we looked for a statistical relationship between the large and the regional scale features of the SSTA or PDSI, and the characteristics of the rainfall accumulations or SPI in each of the stations (local scale). Experiments using the junction of SSTA and PDSI were conducted, but they did not provide any additional information compared to using the predictor fields separately. We also conducted experiments splitting the precipitation data in a model calibration period (dependent period) and in another one to verify the predictions (independent period), but in this case the results also did not show improvement, mainly because the records are relatively short for the models calibrations.

The above CCA methodology is based on Maldonado et al. (2013, 2016) and is implemented and summarized as follows: the fields (SSTA or PDSI as predictors, and accumulations or SPI fields as predictands) are first reduced by means of EOFs analysis to ensure stability of the CCA parameters.

A maximum of 10 EOFs and CCA modes in the filtering stage are allowed. This threshold is suggested here to avoid over-parameterization. The optimal combination of EOFs and CCA modes are calculated by means of the goodness index (mean

Kendall τ). Notice that any set of EOFs will produce unique CCA modes for that specific set. Once the best combination of EOFs is determined, that set of EOF is capturing the maximum variability in each field (X and Y), separately, for each specific CCA model (MJ accumulations and SPI).

The minimum number of EOFs between both fields, however, first determines the maximum possible number of CCA modes. Then, with the goodness skill, the maximum number of CCA modes is found for the best fit to avoid any over-parameterization in the model $Y_1 = b^T \cdot X$, where the elements of b are the ordinary least-squares regression coefficients computed with CCA, and Y_1 is the predicted value of Y . The Kendall τ is computed using cross-validation models with a 5-month window from 1979–2008 for each station in all the models. This metric also allows identifying the best month to predict any of the MJ accumulates and SPI fields. It is worth mentioning that the resulting models would not necessarily have 10 EOF and CCA modes. Monthly SSTA or PDSI fields from December to April were analyzed as potential predictors; thus, 4 months before the MJ season were studied for a classic prognosis scheme (lead time). Each experiment was conducted with and without the persistence observed in March–April (MA), prior to MJ accumulates and SPI. The CCA models were calculated using the Climate Predictability Tool or CPT, elaborated by the International Research Institute for Climate and Society (IRI; Mason & Tippet, 2016, <http://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/tools/cpt/>). The CPT tool was chosen because it is currently in use for operative seasonal climate prediction in Central America. The performance of the CCA model predictions was evaluated using the LEPS score (Wilks, 2011).

One of the main concerns about the former predictive schemes by Alfaro (2007), and Fallas and Alfaro (2012a, 2012b), is that they included the month of July in the predictand. Compared with May and June as a season, the extra month

(of July) is associated with reinforcement of the trade winds and of the Caribbean Low Level Jet or CLLJ (Amador, 2008) in addition to the MSD in the Eastern Tropical Pacific (Magaña et al., 1999; Herrera, Magaña, & Caetano, 2015; Maldonado et al., 2016). For this reason, here we do not include July in the predictive schemes associated with the first peak of the rainy season, maintaining just -MJ as the predictand target season. Another important difference is that Alfaro (2007) and Fallas-López and Alfaro (2012a, 2012b) used the previous two or three monthly average, as the leading predictor, and what we propose here is to use the monthly values separately, to better identify the potential sources of variability. Nevertheless, results from Alfaro (2007) and Fallas-López and Alfaro (2012a, 2012b) showed that the use of CCA models in Central America could also help in the RCOF tasks, providing an objective analysis tool for the predictive relationships found in the region.

The Niño 3.4 index (Trenberth, 1997) was obtained from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA; <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/sstoi.indices>) as well as the AMO index (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/amon.us.long.data>). The PDO index was provided by the University of Washington (<http://research.jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>). We also used horizontal wind data at 925 hPa, provided by the NCEP and the National Center for Atmospheric Research (NCAR) reanalysis (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001), which has a horizontal resolution of 2.5° by 2.5°. The wind data is used to calculate the CLLJ index, as in Amador (2008), Amador et al. (2010), and Maldonado et al. (2016).

3. Results and Discussion

The results from the different models adjusted performance are summarized in figure 2. It presents the box plots of the MJ season LEPS

score for the different CCA models, comparing the use of SST and PDSI fields as predictors. Values are from the cross validation at the different stations shown in figure 1. From this figure, some points could be enhanced based on the observed median values. In general, compared with MJ accumulations (Figs. 1a, c), better cross validation results were obtained for MJ SPI (Figs. 1b, d). The inclusion of the MA persistence improved the predictability of the models (Figs. 1c, d vs. Figs. 1a, b). Models adjusted in figure 1d, showed that using PDSI as predictor increases predictability for shorter lead times, with April having the highest median values. Better predictions were achieved using SST as predictor in boreal winter, with February having the highest median values.

A decrease in the median predictability in March was observed in all models adjusted using SSTA as predictor.

Figure 3 shows the spatial distribution of LEPS scores using SST in February as the predictor field. figure 3a is for the MJ accumulations, and figure 3b is for MJ SPI. The best combination of X, Y and CCA modes for accumulations and SPI were 10, 5, 1 and 10, 6, 1, respectively. Both models considered the persistence observed in MA and were optimized for 1 CCA mode. Correlations for the CCA leading modes are 0.89 and 0.88 respectively, with an associated p-value < 0.01 in both cases. Except for some few stations located near the El Salvador-Guatemala border and in Nicaragua Pacific north

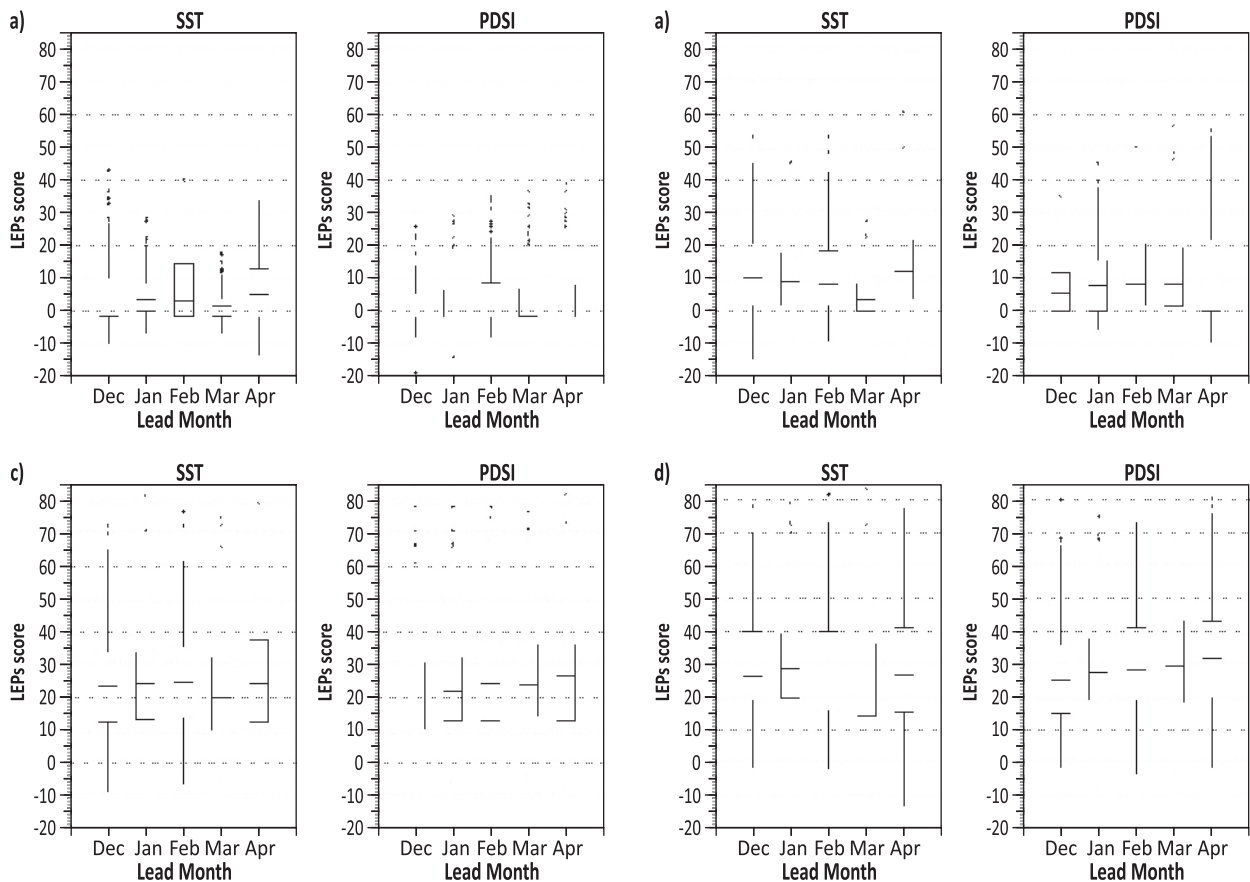


Figure 2. Box plots of the MJ season median LEPS scores for the different adjusted CCA models, comparing the use of SST and PDSI fields as predictors. Values are from the cross validation at the different stations presented in Fig. 1. Results in a) and b) do not consider the persistence observed in MA, as c) and d) do. Left panels, a) and c), are for MJ accumulates and the right panels b) and d), are for MJ SPI as predictand values. The boxplots represent the variability of the LEPS scores for the 162 stations.

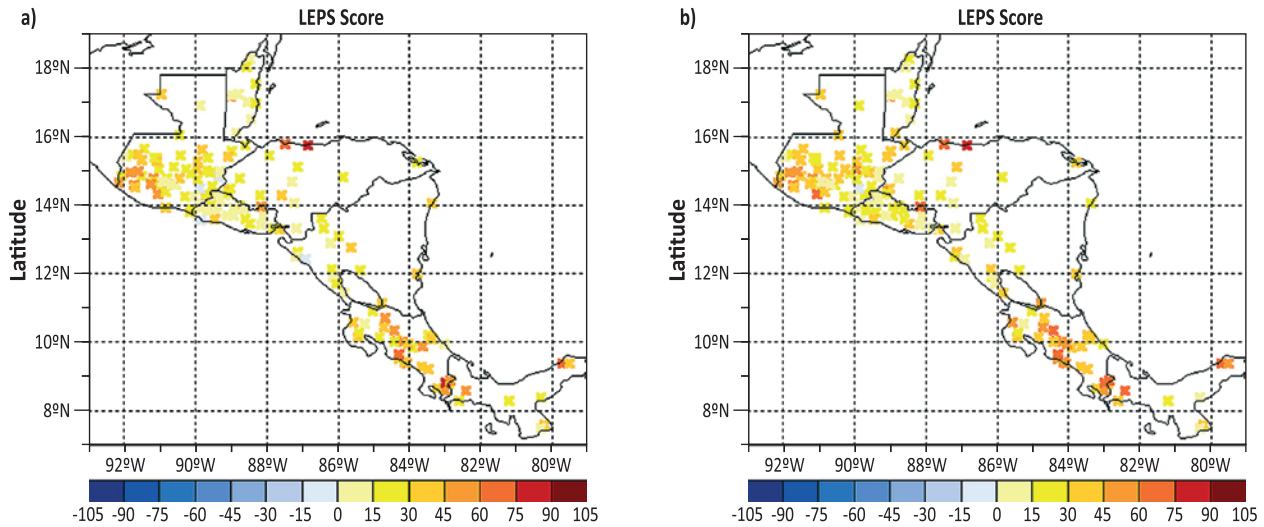


Figure 3. Spatial distribution of LEPS scores using SST in February as predictor field for MJ a) accumulates and b) SPI. Both models considered the persistence observed in MA. Models associated Kendall's τ was 0.138 and 0.126 respectively.

coast, positive values were observed across the isthmus, showing good predictability skill for the adjusted models.

Figure 4 is the equivalent of figure 3, but for LEPS scores using PDSI in April as predictor field. As for figure 3, both models considered the persistence observed in MA and were optimized for 1 CCA mode. The best combination of X, Y and CCA

modes for both, accumulates and SPI, were 2, 7, 1. Correlations for the CCA leading modes are 0.78 and 0.77, respectively, with an associated p-value < 0.01 in both cases. Positive LEPS score were also observed for almost all the stations in Central America.

The loadings for the first CCA modes that optimized the models are shown in figure 5, using February

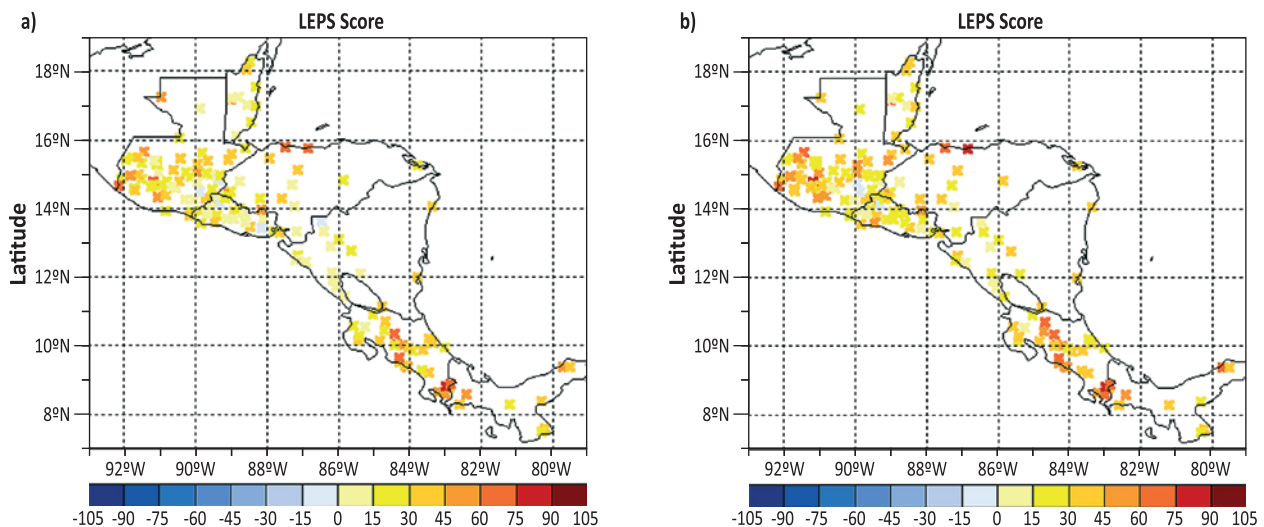


Figure 4. Spatial distribution of LEPS scores using PDSI in April as predictor field for MJ a) accumulations and b) SPI. Both models considered the persistence observed in MA. Models associated Kendall's τ was 0.185 and 0.183 respectively.

SSTA as predictor and MJ accumulations and SPI as predictands. Please note that correlations between loading time series are negative in Figs. 5a,c and 5b,d. It is observed that warmer (cooler) Eastern equatorial SSTAs in the Pacific, along with cooler (warmer) SSTAs in the TNA during February, tends to be related with drier (wetter) conditions in almost all the isthmus during next MJ. Warmer (cooler) TNA conditions are associated with weaker (stronger) trade-winds, and this favors (does not favor) the formation of deep convective mesoscale systems in the region (Alfaro, 2007, 2002). Additionally, this mode also shows that SST loadings in the eastern equatorial Pacific are positively correlated with the phases of the North Pacific modes of variability, according to Hartmann (2015). Hidalgo et al. (2015) explain that warmer (cooler) conditions in the equatorial Pacific delay and maintain the ITCZ in western-southern

(eastern-northern) positions, offshore (nearshore) of Central America, decreasing (increasing) the stability over the isthmus, and this does not favor (favors) the formation of deep convective mesoscale systems in the region (Hidalgo et al., 2015). This response could be enhanced during the positive (negative) phases of the North Pacific SST modes of variability (Gershunov & Barnett, 1998; Muñoz, Wang, & Enfield, 2010; Fallas-López & Alfaro, 2012a; Hartmann, 2015). So, this mode could modulate MJ precipitation in Central America, influencing the position of the ITCZ and the strength of the trade winds.

As in figure 5, figure 6 shows the loadings for the first CCA modes that optimized the models, using April PDSI as predictor and MJ accumulations and SPI as predictand. Notice that correlations between loading time series are negative in Figs.

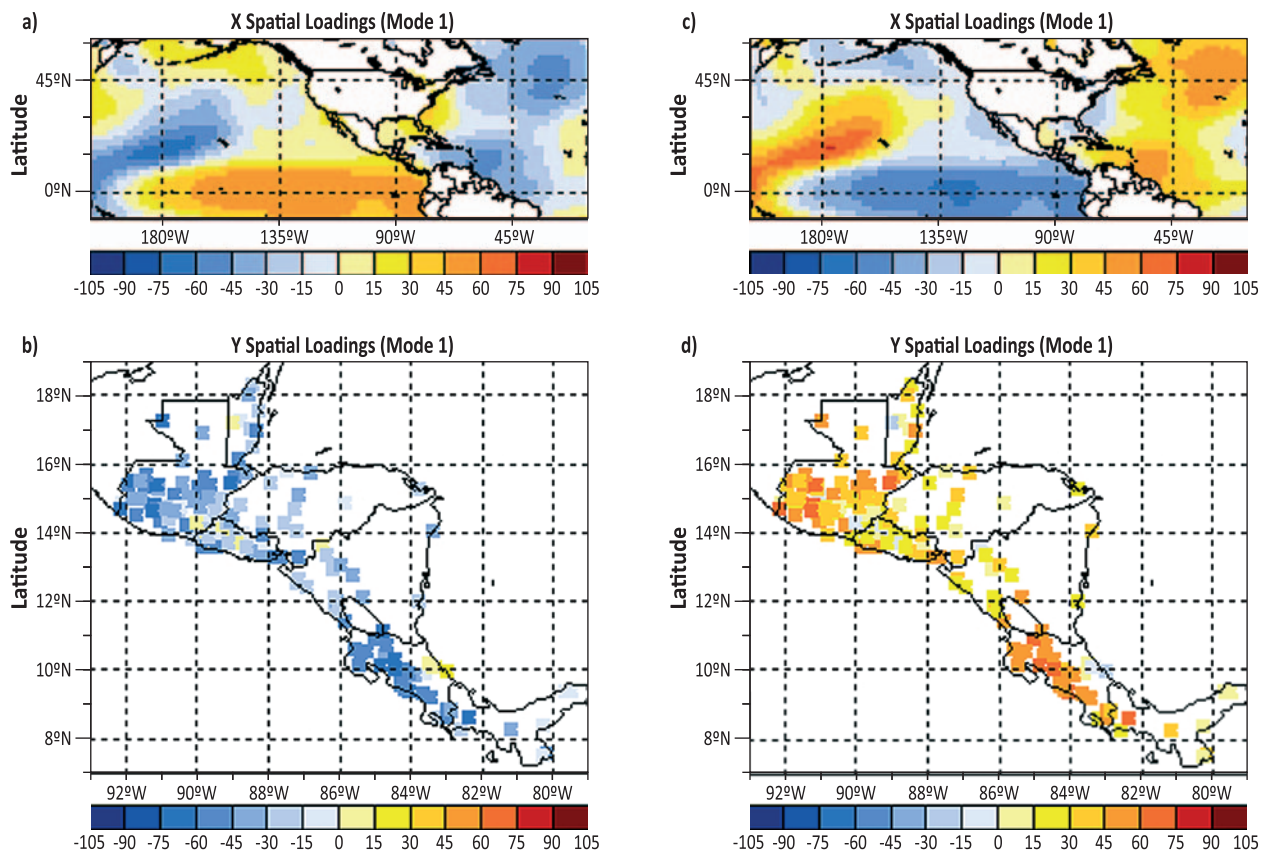


Figure 5. Loadings for the first CCA modes that optimized the models, using February SSTA as predictor (a and c) and MJ b) accumulates and d) SPI.

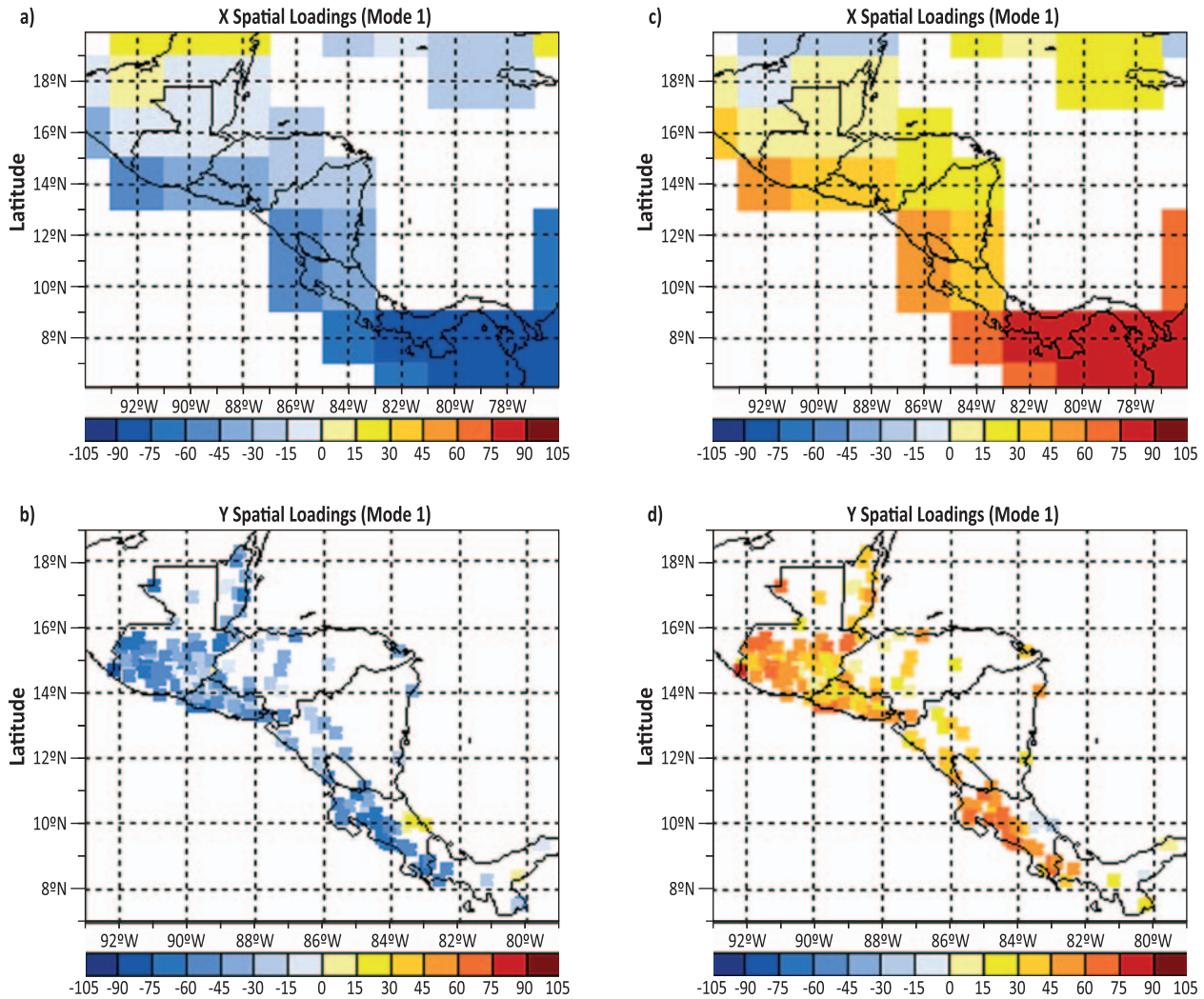


Figure 6. Loadings for the first CCA modes that optimized the models, using April PDSI as predictor in a) and c), and MJ accumulations in b) and SPI in d) as predictand.

6 a,c and 6 b,d. It is observed that drier (wetter) soil moisture in April tends to be related with drier (wetter) precipitation conditions in almost all the isthmus during next MJ, except for those stations located at the Costa Rican Caribbean coast which have the opposite behavior. It is interesting to note that Hidalgo, Alfaro, and Quesada-Montano (2016) also found the opposite behavior of the Caribbean Coast of Costa Rica compared to the Pacific slope when correlating the strength of the trade-winds represented in the CLLJ Index (Amador, 2008) and precipitation in Central America. Very close to the Caribbean slope of Costa Rica there is a high mountain

range, almost perpendicular to the direction of the easterly trade-winds. As the warm and humid winds encounter the mountain, orographic precipitation is favored (therefore there is a positive correlation between the strength of the wind and precipitation in the Caribbean slope). This effect only occurs in Costa Rican coast, as the others countries in Central America do not have high mountain ranges as close to the Caribbean Coast as Costa Rica. Conversely, the opposite effect occurs in the Pacific slope of Central America, as the correlation between precipitation and the CLLJ reverses (stronger easterly winds from the Caribbean result in drier conditions in

Table 1. Pearson correlation between the SST and PDSI CCA mode 1 time series from Figs. 5a,c and 6a,c and some climate variability indices during February and April.

Index	Niño 3.4	AMO	PDO	Niño 3.4 - AMO	Niño 3.4 + PDO	CLLJ
SST-Feb, accumulations model	0.57***	-0.28	0.08	0.63***	0.38**	-0.20
SST-Feb, SPI model	-0.60***	0.36**	-0.15	-0.72***	-0.45**	0.25
PDSI-Apr, accumulations model	0.53***	-0.16	0.15	0.54***	0.40**	-0.32*
PDSI-Apr, SPI model	-0.54***	0.17	-0.15	-0.54***	-0.40**	0.32

The differences between Niño 3.4 and AMO are calculated using their respective normalized index as well as the sum of Niño 3.4 and PDO. The significance levels are given by a p-value 0.10 – 0.05 (*), 0.05 - 0.01 (**) and < 0.01 (***).

the Pacific slope). In this case, the mechanism is related to the lifting of the trades at the CLLJ exit, and subsequent subsidence in the Pacific slope that suppresses convection. This mechanism is explained in detail by Hidalgo et al. (2015).

Table 1 shows the Pearson correlation values between the SST and PDSI CCA mode 1 time series, from Figs. 5a,c and 6a,c and some climate variability indices during February and April. Notice that individually, the best correlations were obtained between the leading CCA modes and Niño 3.4; however, all the correlations improved when SSTA were compared with the condition in the Atlantic using the normalized difference between Niño 3.4 and AMO. Correlations suggest that positive (negative) Niño 3.4 SSTAs, along with negative (positive) SSTAs in the AMO during February and April, tends to be related with drier (wetter) conditions in almost all the isthmus during the next MJ. It is observed that correlation signs tend to be the same during February and April, suggesting it's persistence in the CCA models. Our models also suggest that April's soil moisture conditions in Central America could be conditioned by the previous SSTA of the surrounding oceans during February, and by integrating the observed rain anomalies from February to April that modulate the precipitation conditions during MJ along the isthmus.

4. Conclusions

Our methodology suggests that MJ rainfall predictions can be tailored using very simple CCA models (1 CCA mode in the two cases presented here), showing that wetter or drier events in Central America are influenced by interannual variability related mainly to ENSO and TNA, and the previous soil moisture conditions. CCA models, using February SST and April PDSI, showed significant skill values for the prediction of MJ accumulations and SPI over an important portion of Central America. It means that several socioeconomic sectors, which participate regularly at RCOFs meetings in the called Central American Applications Forums, can use this information for management and planning activities for the upcoming MJ season.

In general, better cross validation results were obtained for MJ SPI when they were compared with MJ accumulates. The inclusion of the MA persistence improved the predictability of the models. Predictability using PDSI as predictor increased for shorter lead times, with April having the highest median values, while better predictions were achieved using SSTA as predictor in boreal winter, with February having the highest median values. In other words, the climatic predictability present in SSTA is longer than the climatic predictability presented in the

soils. It should be mentioned here that we are not suggesting that the soil moisture, at a certain lead-time, can produce a precipitation feedback into the future atmospheric conditions (as we cannot identify the contribution of this effect using the data). Instead, we assumed that the predictive signal in the soils is mainly a reflection of the meteorological (precipitation) persistence and/or climatic predictability from other sources, including the oceans.

Warmer (cooler) Eastern equatorial SSTAs in the Pacific, along with cooler (warmer) SSTAs in the TNA during February, tend to be related with drier (wetter) conditions in almost all the isthmus during next MJ. It is suggested that SST mode could modulate MJ precipitation in Central America, influencing the position of the ITCZ and the strength of the trade-winds. Additionally, it is observed that drier (wetter) soil moisture in April, tends to be related with drier (wetter) precipitation conditions in almost all the isthmus during next MJ. Therefore, it is suggested that April soil moisture conditions in Central America could be conditioned by previous SSTA of the surrounding oceans in February and integrating the observed rainy anomalies from February to April that can modulate the observed precipitation conditions during MJ along the isthmus.

Alfaro et al. (2003) also mentioned that scientific and academic communities have discussed certain problems that arise during the development of the forums and how the research results can be better used to improve the forums' products. One of the identified problems arising during the RCOFs is that, because there is not a standardized methodology for producing the forecast, the contributions from different countries can result in a disjointed regional forecast that sometimes is physically inconsistent across political borders. Moreover, it appears that the statistics behind the tools used in the forums are not familiar to some of the participants, resulting in the problem that the national climate forecasts sometimes are

based only on subjective evaluations. This work showed that CCA usage in Central America could also help in the RCOF tasks, providing objective analysis in their operational work for the predictive relationships found in the region.

5. Acknowledgments

The authors would like to recognize the partial support of the following projects during this research: V.I. 805-B6-143 (UCR, CONICIT-MICITT), 805-B4-227, 805-B3-600, 805-B0-065 and 805-A9-532. To the Central American National Weather and Hydrology Services that provided the rainfall data used in this work.

6. References

- Alfaro, E. J. (2002). Some characteristics of the annual precipitation cycle in Central America and their relationships with its surrounding tropical oceans. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 9, 88-103.
- Alfaro, E. J. (2007). Uso del análisis de correlación canónica para la predicción de la precipitación pluvial en Centroamérica. *Revista Ingeniería y Competitividad*, 9(2), 33-48.
- Alfaro, E. J. (2014). Caracterización del "veranillo" en dos cuencas de la vertiente del Pacífico de Costa Rica, América Central. *Revista de Biología Tropical*, 62(4), 1-15.
- Alfaro, E. y Soley, J. (2009). Descripción de dos métodos de rellenado de datos ausentes en series de tiempo meteorológicas. *Revista de Matemáticas: Teoría y Aplicaciones*, 16(1), 59-74.
- Alfaro, E., Soley, J. & Enfield, D. (2003). *Uso de una Tabla de Contingencia para Aplicaciones Climáticas (Use of a Contingency Table for Climatic Applications)*. Guayaquil, Ecuador: ESPOL/ FUNDESPOL.

- Amador, J. A. (2008). *The Intra-Americas Sea Low-level Jet, overview and future research*. Annals of the New York Academy of Science, 1146, 153-188. doi:10.1196/annals.1446.012
- Amador, J. A., Alfaro, E., Lizano, O. & Magaña, V. (2006). *Atmospheric forcing in the Eastern Tropical Pacific: A review*. Progress in Oceanography, 69, 101-142.
- Amador, J. A., Alfaro, E., Rivera, E. & Calderón, B. (2010). *Climatic features and their relationship with Tropical Cyclones over the Intra-Americas Seas*. Hurricanes and Climate Change, 2, 149-173. doi:10.1007/978-90-481-9510-79.
- Amador, J. A., Durán-Quesada, A. M., Rivera, E. R., Mora, G., Sáenz, F., Calderón, B. & Mora, N. (2016a). The easternmost tropical Pacific. Part II: Seasonal and intraseasonal modes of atmospheric variability. *Revista de Biología Tropical*, 64(1), 23-57.
- Amador, J. A., Hidalgo, H. G., Alfaro, E. J., Durán, A. M., Calderón, B. & Vega, C. (2016b). Central America. [In State of the Climate 2015], *Bulletin of American Meteorological Society*, 97(8), S178-S181.
- Dai, A., Trenberth, K. E. & Qian, T. (2004). A Global Dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870–2002: Relationship with Soil Moisture and Effects of Surface Warming. *Journal of Hydrometeorology*, 5(6), 1117-1130. doi:10.1175/jhm-386.1
- Donoso, M. & Ramirez, P. (2001, October). *Latin America and the Caribbean: Report on the Climate Outlook Forums for Mesoamerica*. In Coping with the climate: A step Forward, Workshop Report: A multi-stakeholder review of Regional Climate Outlook Forums, Pretoria, South Africa. (pp. 16-20).
- Enfield, D. B., Mestas-Núñez, A. M., Mayer, D. A. & Cid-Serrano, L. (1999). ¿How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C4), 7841-7848. doi:10.1029/1998jc900109
- Enfield, D. B., Mestas-Núñez, A. M. & Trimble, P. J. (2001). The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2077-2080. doi:10.1029/2000gl012745
- Fallas-López, B. y Alfaro, E. (2012a). Uso de herramientas estadísticas para la predicción estacional del campo de precipitación en América Central como apoyo a los Foros Climáticos Regionales. 1: Análisis de tablas de contingencia. *Revista de Climatología*, 12, 61-79.
- Fallas-López, B. y Alfaro, E. (2012b). Uso de herramientas estadísticas para la predicción estacional del campo de precipitación en América Central como apoyo a los Foros Climáticos Regionales 2: Análisis de Correlación Canónica. *Revista de Climatología*, 12, 93-105.
- García-Solera, I. & Ramirez, P. (2012). *Central America's Seasonal Climate Outlook Forum*. The Climate Services Partnership, 8 pp. http://www.climate-services.org/sites/default/files/CRRH_Case_Study.pdf (visited 16/01/2014).
- Gershunov, A. & Barnett, T. P. (1998). Interdecadal Modulation of ENSO Teleconnections. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(12), 2715-2725. doi:10.1175/1520-0477(1998)079<2715:2725>2.0.co;2
- Hartmann, D. L. (2015). Pacific sea surface temperature and the winter of 2014. *Geophysical Research Letters*, 42, 1894–1902. doi:10.1002/2015GL063083.
- Hernández, K. & Fernández, W. (2015). Estudio de la evaporación para el cálculo del inicio y la conclusión de la época seca y lluviosa en Costa Rica. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 14, 18–26.
- Herrera, E., Magaña, V., & Caetano, E. (2015). Air-sea interactions and dynamical processes associated with the midsummer drought. *International Journal of Climatology*, 35, 1569–1578. doi:10.1002/joc.4077.

- Hidalgo H.G., Alfaro, E.J. & Quesada-Montano, B. (2016). *Observed (1970-1999) climate variability in Central America using a high-resolution meteorological dataset with potential for climate change studies*. Climatic Change. doi:10.1007/s10584-016-1786-y
- Hidalgo, H. G., Durán-Quesada, A. M., Amador, J. A., & Alfaro, E. (2015). The Caribbean Low-Level Jet, the Inter-Tropical Convergence Zone and precipitation patterns in the Intra-Americas Sea: A proposed dynamical mechanism. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 97(1), 41-59. doi:10.1111/geoa.12085
- Hurrell, J. W. & Deser, C. (2009). North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, 78(1), 28-41. doi:10.1016/j.jmarsys.2008.11.026
- Jury, M. R. & Malmgren, B. A. (2012). Joint modes of climate variability across the inter-Americas. *International Journal of Climatology*, 32, 1033–1046. doi:10.1002/joc.2324
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S. & Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of American Meteorological Society*, 77, 437-471.
- Kistler, R., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Kalnay, E., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., Van den Dool, H., Jenne, R. & Fiorino, M. (2001). The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bulletin of American Meteorological Society*, 82, 247–267. doi:10.1175/1520-0477(2001)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2.
- Magaña, V. O., Amador, J. A. & Medina, S. (1999). The mid-summer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12, 1577-1588.
- Maldonado, T., Alfaro, E., Fallas B., & Alvarado, L. (2013). Seasonal prediction of extreme precipitation events and frequency of rainy days over Costa Rica, Central America, using Canonical Correlation Analysis. *Advances in Geosciences*, 33(33), 41-52.
- Maldonado, T., Rutgersson, A., Alfaro, E., Amador, J. & Claremar, B. (2016). Interannual variability of the midsummer drought in Central America and the connection with sea surface temperatures. *Advances in Geosciences*, 42, 35-50. doi:10.5194/adgeo-42-35-2016.
- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M. & Francis, R.C (1997). A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6), 1069-1079.
- Mason, S. J. & Tippet, M. K. (2016). *Climate Predictability Tool version 15.3*. Columbia University Academic Commons. <http://dx.doi.org/10.7916/D8NS0TQ6>.
- Muñoz, E., Wang, C. & Enfield, D. (2010). The Intra-Americas Springtime Sea Surface Temperature Anomaly Dipole as Fingerprint of Remote Influences. *Journal of Climate*, 23(1), 43-56. doi:10.1175/2009jcli3006.1
- Smith, T., Reynolds, R., Peterson, T. C. & Lawrimore, J. (2007). Improvements to NOAA's Historical Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis (1880–2006). *Journal of Climate*, 21, 2283 – 2296.
- Solano, E. (2015). *Análisis del comportamiento de los períodos caniculares en Costa Rica en algunas cuencas del Pacífico Norte y del Valle Central entre los años 1981 y 2010*. Tesis de Grado, Licenciatura, Escuela de Física, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Taylor, M., & Alfaro, E. (2005). *Climate of Central America and the Caribbean*. In: *Encyclopedia of World Climatology* (pp 183-189), Springer, Netherlands.
- Trenberth, K. E. (1997). The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), 2771-2777. doi:10.1175/1520-0477(1997)0782.0.co;2

- Wang, C. & Enfield, D. B. (2001). The tropical western hemisphere warm pool. *Geophysical Research Letters*, 28(8), 1635-1638.
- Wang, C. & Enfield, D. B. (2003). A further study of the tropical western hemisphere warm pool. *Journal of Climate*, 16, 1476-1493.
- Webb, R. S., Rosenzweig, C. E. & Levine, E. R. (1993). Specifying land surface characteristics in general circulation models: Soil profile data set and derived water-holding capacities. *Global Biogeochemical Cycles*, 7(1), 97-108. doi:10.1029/92gb01822
- Wilks, D.S. (2011). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences (100)*. Academic Press.
- WMO (2012). *Standardized Precipitation Index User Guide* (M. Svoboda, M. Hayes and D. Wood). (WMO-No. 1090), Geneva.
- Xue, Y., Smith, T. M. & Reynolds, R. W. (2003). Interdecadal Changes of 30-Yr SST Normals during 1871–2000. *Journal of Climate*, 16(10), 1601-1612. doi:10.1175/1520-0442-16.10.1601
- Zárate-Hernández, E. (2013). Climatología de masas invernales de aire frío que alcanzan Centroamérica y el Caribe y su relación con algunos índices Árticos. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 12(1), 35-55.

El Mega-Niño de 1877-1878 y su impacto social en Costa Rica

RONALD E. DÍAZ BOLAÑOS¹, ERIC J. ALFARO²

Resumen

El presente trabajo analiza el impacto social que tuvo el evento del Mega-Niño de 1877-1878 en Costa Rica, a partir de la comparación de datos de sequías, lluvias, plagas de langostas y epidemias, recopilados de fuentes documentales de la época, con el análisis de datos meteorológicos disponibles. Durante el periodo 1877-1878, se observó la predominancia de condiciones más secas, más cálidas y más ventosas, a lo largo del istmo centroamericano, lo cual coincide con condiciones esperadas en la región durante un evento cálido tipo El Niño en el Pacífico ecuatorial del este. El escenario climático antes descrito, no favorece la formación de sistemas mesoescalares de convección profunda sobre la vertiente del Pacífico de América Central, ni de ciclones tropicales en la cuenca del Atlántico, concordante con las condiciones secas observadas.

PALABRAS CLAVES: EL NIÑO, ENOS, SIGLO XIX, COSTA RICA, AMÉRICA CENTRAL, HISTORIA, SOCIEDAD, IMPACTO SOCIAL.

Abstract

This paper analyzes the social impact of the 1877-1878 Mega-Niño event in Costa Rica, through the comparison of data about droughts, rains, locust plagues and epidemics, collected from documentary sources of that time, with analysis of meteorological data. During the years 1877-1878, Central America was dominated by drier, warmer and windier conditions, like the ones observed during a warm El Niño event in the eastern equatorial Pacific. That scenario did not favor the formation of mesoscale convective systems on the Central American Pacific slope, nor the formation of tropical cyclones in the Atlantic basin, what is in agreement with the drier observed conditions.

KEYWORDS: EL NIÑO, ENSO, 19TH CENTURY, COSTA RICA, CENTRAL AMERICA, HISTORY, SOCIETY, SOCIAL IMPACT.

1. Introducción

El fenómeno de El Niño se caracteriza por el calentamiento de las aguas del océano Pacífico oriental que tiene lugar a inicios de cada año frente a las costas de Perú y Ecuador, coincide con un debilitamiento de los vientos alisios y la disminución de la presión atmosférica en esta zona, mientras que se produce un aumento de dicha presión en el océano Pacífico occidental. A esta interacción entre la atmósfera y el océano se

le llama en conjunto El Niño-Oscilación del Sur o ENOS (Alfaro y Amador, 1996 y Comité Regional de Recursos Hídricos, 2008).

De acuerdo con Fernández y Ramírez (1991), el fenómeno de El Niño provoca en la vertiente Pacífica de Costa Rica una estación seca más cálida y árida de lo normal, mientras que las precipitaciones tienden a disminuir durante la estación lluviosa, situación que se acentúa en la provincia de Guanacaste donde las lluvias

1 MSc. en Historia. Centro de Investigaciones Geofísicas, Escuela de Estudios Generales y Centro de Investigaciones Históricas de América Central, Universidad de Costa Rica. Escuela de Ciencias Sociales y Humanidades. Universidad Estatal a Distancia. Correo electrónico: ronald.diaz@ucr.ac.cr

2 Doctor en Oceanografía. Centro de Investigaciones Geofísicas, Escuela de Física y Centro de Investigación en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad de Costa Rica. Correo electrónico: erick.alfaro@ucr.ac.cr

comienzan a finales de mayo, sufren un descenso en junio y se restablecen con regularidad hasta setiembre. En cuanto a la vertiente del Caribe, las lluvias tienden a ser particularmente fuertes, especialmente en los meses de julio y agosto, llegando a producir temporales e inundaciones. Similares efectos se registran en ambas vertientes en el resto de Centroamérica (Quirós, 2014).

El impacto social del fenómeno de El Niño en Costa Rica comenzó a estudiarse en el último tercio del siglo XX, debido a los efectos que trajeron consigo algunos eventos, entre ellos los correspondientes a los años 1997-1998 (Comisión Económica para América Latina, 1998 y Alfaro, 2000). Los daños ocasionados fueron cuantiosos y afectaron especialmente el desarrollo de actividades económicas del sector primario (agricultura, ganadería y pesca) y en la infraestructura (agua, electricidad y vivienda). Las actividades agropecuarias tienden a ser las más afectadas, por las prolongadas sequías que caracterizan este fenómeno en gran parte del país (Retana y Rosales, 2000; Villalobos, 2001 y Quirós, 2014).

No obstante los eventos de El Niño eran conocidos desde el siglo XIX, pero no se les asociaba a procesos de variabilidad climática (Comité Regional de Recursos Hídricos, 2008). Ejemplo de ello fue un artículo del geógrafo y entomólogo alemán Arnold Schultze (1875-1948), reproducido en el *Repertorio Americano* en 1925, revista cultural editada por el literato costarricense Joaquín García Monge (1881-1958), entre 1919 y 1958 que incluyó trabajos de divulgación científica (Páez, 1994). En este artículo se atribuye un origen geológico al fenómeno de El Niño y advierte de sus efectos en las condiciones climáticas y en la producción agrícola de México, América Central y Colombia (Schultze, 1925). El evento de El Niño de 1925 fue catalogado como muy fuerte (Alfaro y Amador, 1996).

Desde un punto de vista histórico, se ha estudiado la presencia de El Niño desde tiempos antiguos

por medio del análisis de muestras de hielo procedentes de glaciares (Thompson, 1993), o bien mediante su relación con otros fenómenos meteorológicos como los huracanes (Mann, Woodruff, Donnelly & Zhang, 2009). Incluso se ha estudiado la relación existente entre los eventos de El Niño y las sociedades humanas a nivel mundial, debido a las repercusiones que trae para la salud pública, los recursos hídricos, la agricultura y la infraestructura (Zebiak et al., 2015). Algunos eventos de este tipo están relacionados con cambios en la distribución del sistema de corrientes marinas, que da como resultado impactos de gran magnitud a nivel planetario, a dichos eventos se les denomina Mega-Niños (Mörner, 1992).

Un evento considerado Mega-Niño tuvo lugar entre los años 1877 y 1878 (Aceituno, Prieto, Solari, Martínez, Poveda & Falvey, 2008 y Rocha, s.f.), debido a la magnitud de sus efectos a escala planetaria (Díaz & McCabe 1999), por lo que el objetivo del presente artículo es analizar el impacto social que tuvo dicho fenómeno en Costa Rica, a través de distintas fuentes documentales disponibles para esos años.

2. Metodología

La metodología empleada para el desarrollo de la presente investigación consiste en una revisión bibliográfica de fuentes históricas, correspondientes al período de estudio (1877-1878), que incluyen documentos conservados en el Archivo Nacional de Costa Rica procedentes de los Fondos de Beneficencia, Congreso, Fomento, Gobernación, Municipal y Policía. De estas fuentes, se extrajeron los datos relacionados con descripciones de sequías, precipitaciones, plagas de langostas y epidemias, los cuales se relacionaron con análisis de la información meteorológica disponible de la época.

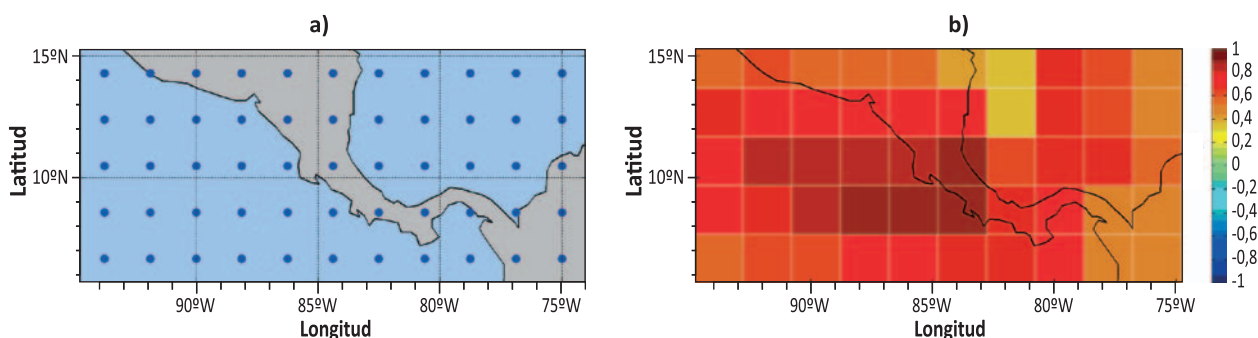


Figura 1. Los puntos azules en a) denotan la rejilla de precipitación utilizada en el análisis de la base de datos de Compo et al. (2011). Los valores de correlación entre la primera componente principal y los puntos de la rejilla de precipitación se muestran en b).

Se logró recuperar los datos anuales de distintas variables meteorológicas, observadas en San José, Costa Rica, desde 1866 hasta 1878 (Maison, 1879). Estas variables fueron: lluvia acumulada, días con precipitación, temperatura superficial del aire, presión atmosférica superficial y dirección predominante del viento. Todos los datos fueron normalizados usando la media y la desviación estándar del periodo antes descrito, para comparar la anomalía observada en cada año en particular.

Adicionalmente, se calcularon las anomalías normalizadas de la precipitación para la primera componente principal en el dominio 6.7-14.3° N, 75-93.4° W (figura 1a), la cual mostró correlaciones positivas con todos los puntos de rejilla de la región de estudio (figura 1b). También se calcularon las anomalías de la cortante vertical del viento zonal entre los niveles de 1000 y 925 hPa, para la región central de la corriente en chorro de bajo nivel en el Caribe (12.5–17.5° N, 75–80° W), (Amador, 2008 y Amador et al. 2010). Estas dos variables, precipitación y cortante vertical del viento, se obtuvieron de la base de datos generada por Compo et al. (2011). Ambas anomalías fueron calculadas de acuerdo al periodo base de 1871-1901, es decir 31 años. Los registros en esta base de datos inician en 1871 y su resolución espacial es de 2 x 2°.

Además, se obtuvieron las anomalías normalizadas de la temperatura superficial del mar (TSM) observadas entre 1876 y 1879, para el dominio comprendido desde los 6° N, 92° W hasta la costa Pacífica centroamericana (figura 2), utilizando los datos de Smith et al. (2008). Dichas anomalías fueron calculadas para el periodo base de 1862-1892 (31 años). Los registros en esta base de datos inician en 1854 y su resolución espacial es de 2 x 2°.

3. Resultados y discusión

El evento de El Niño correspondiente a los años 1877-1878 es considerado un Mega-Niño, debido a la magnitud de su impacto a nivel global (Aceituno et al. 2008; Díaz & McCabe, 1999). De acuerdo con Rocha (s.f.), el fenómeno comenzó a manifestarse

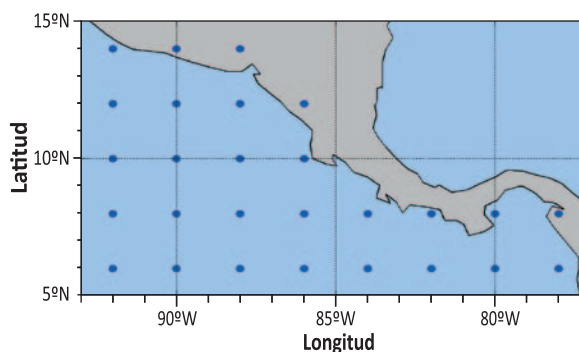


Figura 2. Los puntos azules denotan la rejilla de TSM utilizada en el análisis de la base de datos de Smith et al. (2008).

en octubre de 1876 y se caracterizó por intensas sequías en diferentes zonas del planeta, así como fuertes lluvias en otras, por lo que a partir de ese año, el astrónomo y meteorólogo británico Charles Todd (1826-1910) comenzó a asociar la aparición simultánea de sequías en distintas regiones del planeta como manifestaciones de un fenómeno de escala global, conclusión a la que llegó tras analizar los registros meteorológicos recopilados en Australia e India en esa época.

El Mega-Niño de 1877-1878 se caracterizó por intensas sequías en África, el sudeste asiático, India y el norte de China, que provocaron hambrunas cuyo resultado fue la muerte de más de veinte millones de personas, mientras que en América del Sur hubo déficit de lluvias y sequías en el nordeste de Brasil (donde la acción conjunta de las sequías y las epidemias ocasionaron centenares de miles de muertos), así como en la porción norte del subcontinente y el altiplano andino, mientras que intensas precipitaciones e inundaciones se reportaron en el sur de Ecuador, el norte de Perú, el centro de Chile y la cuenca del río Paraná (Aceituno et al., 2008). En los Estados Unidos las condiciones de sequía propiciaron el desarrollo de una epidemia de fiebre amarilla, debido a la difusión del mosquito *Aedes egyptii* (Díaz & McCabe, 1999).

Mientras eso sucedía en otras regiones del planeta, en Costa Rica se obtuvieron registros meteorológicos en la estación de la Oficina Central de Estadística, ubicada en la ciudad de San José. De acuerdo a lo mostrado por Aceituno et al. (2008), la estación de San José, presentó una predominancia de condiciones con déficit de precipitación desde junio de 1877 hasta agosto de 1878. Por otro lado, Solano, Díaz y Amador (2013), observaron que el año de 1878 presentó anomalías positivas de temperatura superficial del aire en dicha estación. Sin embargo, en esa recopilación no se pudieron recolectar datos de los años 1876 y 1877. Los datos meteorológicos de esta estación fueron recopilados por el Ing. Federico Maison (1821-1881). Esta

información meteorológica permitió a Costa Rica integrarse en la primera red meteorológica internacional establecida en 1877 (U. S. Army Signal Corps, 1877 y Solano, 1999). A partir de 1878, la labor de Maison comenzó a ser divulgada con más frecuencia a través de la Sección Científica de la *Gaceta Oficial*, que incluía “la información de las observaciones meteorológicas realizadas a las 7 a.m., 2 p.m. y 9 p.m., junto con otros datos sobre el estado de la atmósfera y el instrumental usado” (Solano, Díaz y Amador, 2013: 53).

En esa época Costa Rica experimentaba una etapa de inestabilidad política, provocada por el golpe de Estado de julio de 1876, que derribó al breve gobierno de Aniceto Esquivel Sáenz (1824-1898), al que le sucedió Vicente Herrera Zeledón (1821-1888), quien fue sustituido a su vez en setiembre de 1877 por el general Tomás Guardia Gutiérrez (1831-1882), quien gobernó al país dictatorialmente hasta su muerte, no sin antes reformar el ejército, aumentar la burocracia y estabilizar la situación interna (Sáenz, 2002 y Díaz, 2005).

La economía costarricense estaba constituida por un modelo capitalista agroexportador, basada en la producción del café que se cultivaba en el Valle Central, donde residía la mayor parte de los habitantes del país. Según el censo de 1875, la población total de Costa Rica era de unos 156.634 habitantes (Thiel, 1902: 38). En términos de infraestructura, se realizaban avances en el proyecto de construcción del ferrocarril al Atlántico, que unía las ciudades de Alajuela, Heredia y Cartago, con la ciudad capital, San José y a partir del puerto caribeño de Limón comenzó a trazarse el otro extremo de la vía férrea, que terminaría uniéndolo al Valle Central con el mar Caribe en 1890. De acuerdo con Molina (2005: 45), la construcción de la vía férrea “a parte de mejorar la comunicación, abrió la puerta al capital norteamericano; estimuló la intensificación agraria en los valles del Reventazón y Turrialba y el cultivo del banano en Limón”.

Los datos colectados por Maison (1879) y observados en la estación de San José, Costa Rica, se muestran en la figura 3. Los acumulados de precipitación anual muestran condiciones deficitarias de precipitación durante el período 1873-1877, al compararlo con el registro 1866-1878 (figura 3a), sin embargo, dicha condición no se relaciona necesariamente con años de menos

días con precipitación como lo fueron 1873, 1875 y 1877, ya que durante 1874, 1876 y 1877 se observó más bien una mayor frecuencia de días con precipitación (figura 3b). Durante los años 1877-1878 se observaron anomalías positivas de la temperatura superficial del aire, período que estuvo precedido por anomalías negativas durante 1870-1876 (figura 3c). La presión superficial

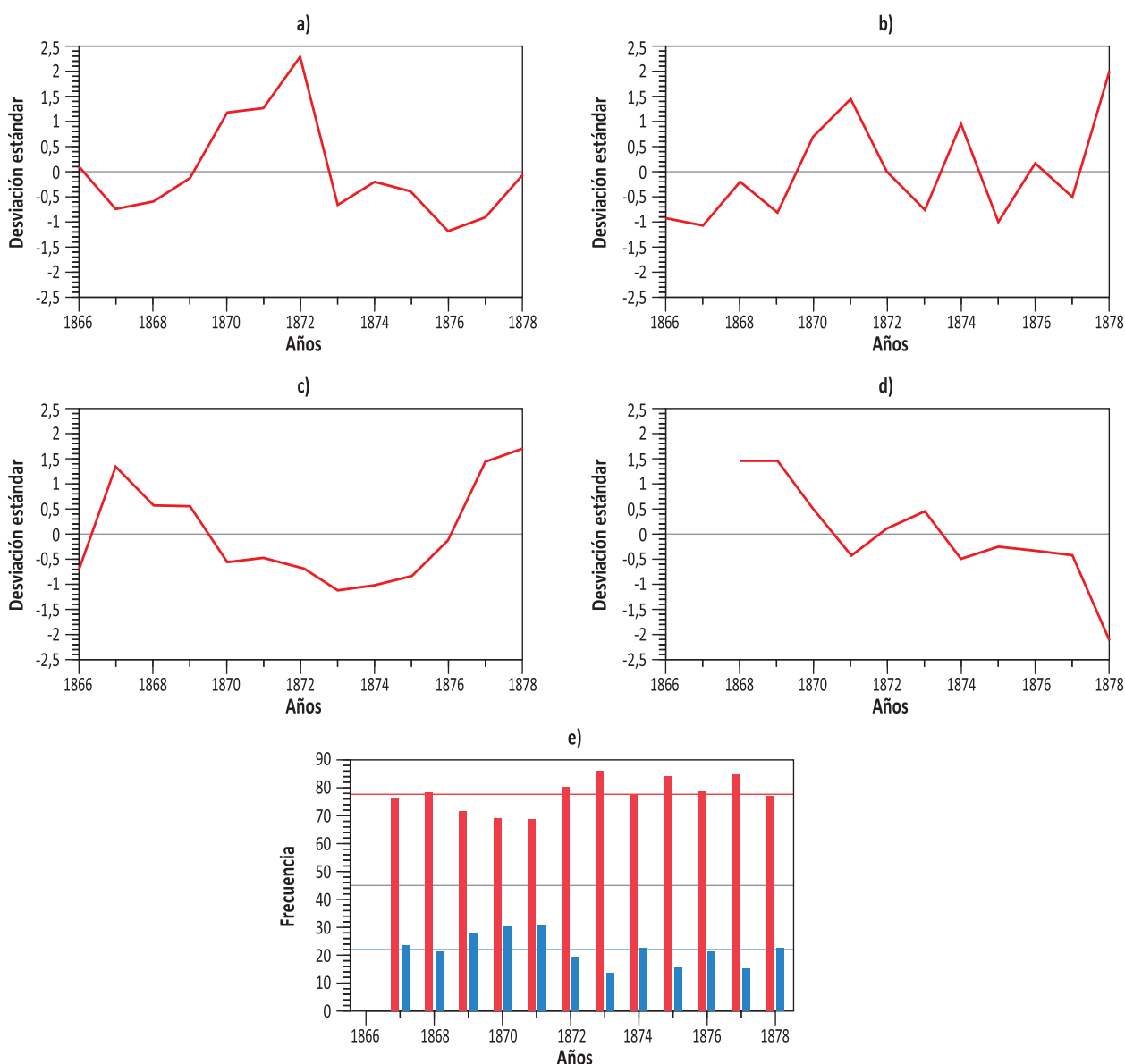


Figura 3. Datos anuales de anomalías normalizadas observadas en San José, Costa Rica para las variables a) precipitación acumulada, b) días con precipitación, d) temperatura superficial del aire y d) presión superficial. El gráfico e) corresponde al porcentaje de veces en que se observó una dirección predominante del viento con componente del este (barras rojas) y con componente del oeste o calmo (barras azules), las líneas horizontales corresponden a los promedios de las series.

mostró una tendencia negativa, con anomalías negativas durante los años 1874-1878 (figura 3d). El año 1877 mostró una mayor (menor) frecuencia de observaciones de viento con componente del este (oeste o calmo) al compararla con el promedio, sin embargo los valores observados durante 1878 fueron muy cercanos al promedio del período 1867-1878.

La vertiente pacífica de Costa Rica experimentó condiciones de sequías entre los años 1877 y 1878, según la investigación realizada en las fuentes documentales del Archivo Nacional de Costa Rica (ANCR). Maison (1879) consignó para la ciudad de San José temperaturas en el orden de 21.8 y 21.9° C.

De acuerdo con los datos de Maison: “en el mes de febrero próximo pasado [1878] hubo una temperatura más alta [con un promedio de 22,74° C], que en el mismo mes de los doce años anteriores” (Solano, Díaz y Amador, 2013: 55). Joaquín Fonseca, Gobernador de la Comarca de Puntarenas, advirtió sobre el peligro del uso de la pólvora “bajo la influencia de un clima ardiente, en donde el termómetro sube a más de 100 grados [Fahrenheit] en la estación seca”, según lo indicaba en una nota emitida el 15 de diciembre de 1877 (ANCR, Gobernación, 38933, 1877: 217). El personal del Juzgado Único de Liberia solicitó a la Secretaría de Gobernación en febrero de 1878, variar el horario de trabajo, porque entre las 10 de la mañana y las 3 de la tarde, eran las horas “más calurosas... en motivo de ser la estación (que se atraviesa) tan calurosa” (ANCR, Gobernación, 32761, 1878: 9).

Algunas fuentes se refieren a las condiciones de sequía presentes en Costa Rica entre 1877 y 1878, por ejemplo en la villa de San Ramón, en el Occidente del Valle Central, donde los rigores de la estación seca de 1877 impidieron la reparación de sus calles (ANCR, Gobernación, 28815, 1877: 7). En la provincia de Guanacaste, donde se emitió una comunicación dirigida al Ministerio de

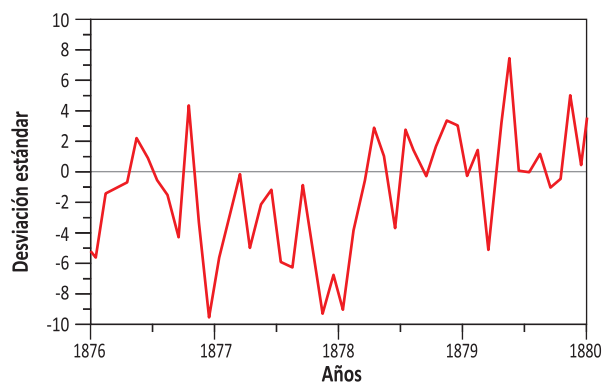


Figura 4. Anomalías normalizadas de la precipitación para la primera componente principal en el dominio 6.7-14.3° N, 75-93.4° W, de acuerdo a los datos de Compo et al. (2011). Anomalías calculadas de acuerdo al periodo base de 1871-1901.

Gobernación el 1 de noviembre de 1877, indicaba que en el mes de octubre de ese año “apenas ha llovido” (ANCR, Gobernación 38883, 1877: s.f.). En Heredia, las autoridades se preocuparon por el recurso hídrico, ya que en una nota del 1 de diciembre de 1877 manifestaron tomar acciones para que “desde los manantiales al estanque de esta ciudad para que no falten [las aguas] en la estación del verano” (ANCR, Municipal Heredia, 17476, 1877: 66v).

Al utilizar la base de datos de Compo et al. (2011) descrita anteriormente, se observó que hubo un periodo de condiciones secas dominantes en América Central, desde agosto de 1876 hasta abril de 1878 (figura 4).

El resultado anterior, podría estar relacionado con el aumento de la magnitud del viento zonal en la región del Caribe. La figura 5 muestra la anomalía de la cortante vertical del viento zonal, entre los niveles de 1000 y 925 hPa, para la región Central, de la Corriente en Chorro de Bajo Nivel en el Caribe (CLLJ en inglés), (Amador, 2008; Amador, Alfaro, Rivera y Calderón 2010), utilizando los datos de Compo et al. (2011). Estos valores de fuerte cortante del viento zonal, observados entre junio de 1876 y noviembre de 1878, no favorecen la

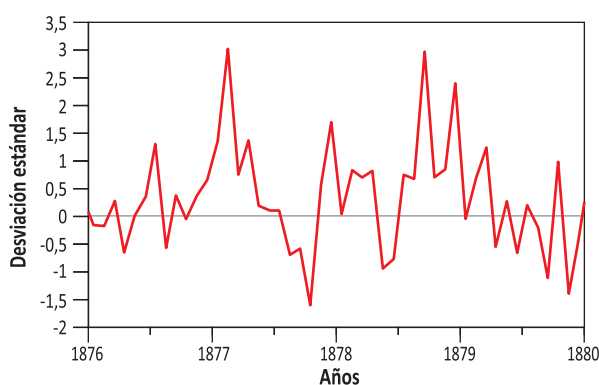
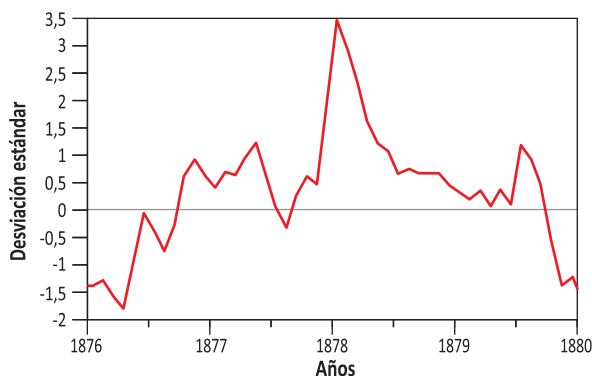


Figura 5. Anomalías normalizadas de la cortante vertical del viento zonal, entre los niveles de 1000 y 925 hPa, para la región Central de la Corriente en Chorro de Bajo Nivel en el Caribe (12.5–17.5° N, 75–80° W, Amador 2008; Amador et al. 2010) utilizando los datos de Compo et al. (2011). Anomalías calculadas de acuerdo al periodo base de 1871-1901.

formación de sistemas convectivos mesoescalares sobre el istmo centroamericano (Alfaro 2007 a, b), especialmente sobre la vertiente del Pacífico.

La figura 6a) muestra las anomalías normalizadas de la TSM, observada entre 1876 y 1879, en donde se notan condiciones cálidas dominantes desde octubre de 1876 hasta octubre de 1879, en las aguas del Pacífico centroamericano, siendo el mes de enero de 1878 el más cálido, especialmente frente a las costas de Guatemala, El Salvador y el sur de Costa Rica (figura 6b).



Las condiciones de sequía imperantes, propiciaron el desarrollo de la plaga de langostas de la especie centroamericana (*Schistocerca piceifrons* Walker), que desde mediados de 1876 se venía presentando en el país (ANCR, Gobernación, 36603, 1876). El área de crianza de esta especie se ubica en territorio hondureño, particularmente en el Golfo de Fonseca (vertiente Pacífica) y en el Valle del río Aguán (vertiente Caribeña), desde donde se desplazaban hacia el resto de América Central en bandadas cuyo radio de acción podía abarcar centenares de kilómetros (Hilje y Saunders, 2008).

De acuerdo con Retana (2000), los aumentos en la temperatura ambiental y la distribución irregular de las precipitaciones en el Pacífico norte de Costa Rica, durante los años en que se presenta el fenómeno de El Niño, constituyen factores que favorecen la canalización de períodos de cópula y oviposición de la langosta, además de propiciar su hacinamiento, que es el detonante para la gregarización del insecto. Estas condiciones pueden explicar el surgimiento de grandes nubes de langostas.

Según un testimonio de la época, las nubes de insectos eran tan densas “al punto que a corta distancia no se distinguen las personas” (Peraldo, Solano y Quesada, 2011, p. 148). El estado de emergencia que generó dicha plaga motivó al

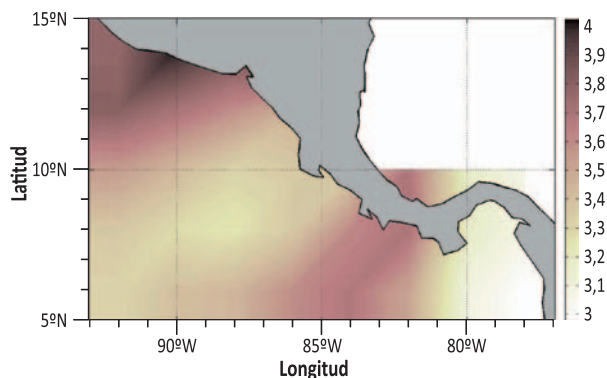


Figura 6. a) Anomalías normalizadas de la TSM observada entre 1876 y 1879, para el dominio comprendido desde los 6° N, 92° W hasta la costa pacífica centroamericana (figura 2), utilizando los datos de Smith et al. (2008). Anomalías calculadas de acuerdo al periodo base de 1862-1892. b) Valores observados durante el mes de enero de 1878.

obispo Luis Bruschetti (1826-1881), quien fungía como Administrador Apostólico de la Diócesis de San José de Costa Rica, a publicar una carta en la que exhortaba a la feligresía costarricense a elevar plegarias al cielo para detener su avance (Sanabria, 1973).

Aunque Amador y Muñoz (2015: 67) sostienen que esta plaga de langostas se centró “en Nicoya y Cartago”, las fuentes documentales del período evidencian que se expandió por gran parte del territorio costarricense, como se representa en la figura 7.

La plaga de langostas tuvo mayor incidencia en la vertiente del Pacífico más que en la caribeña, por lo que es factible que la nube de insectos haya ingresado al país procedente de Nicaragua, a través de la provincia de Guanacaste. En junio de 1876, debido a la presencia de las langostas, se reportó escasez del maíz en Nicoya, por lo que artículos de consumo básico fabricados con base en este producto aumentaron de precio y ante la carestía, las escuelas cerraron sus puertas para recibir a los niños mientras transcurría la emergencia (ANCR, Gobernación 28394, 1876: 36v-37 y 76v). Las autoridades solicitaron a los residentes de

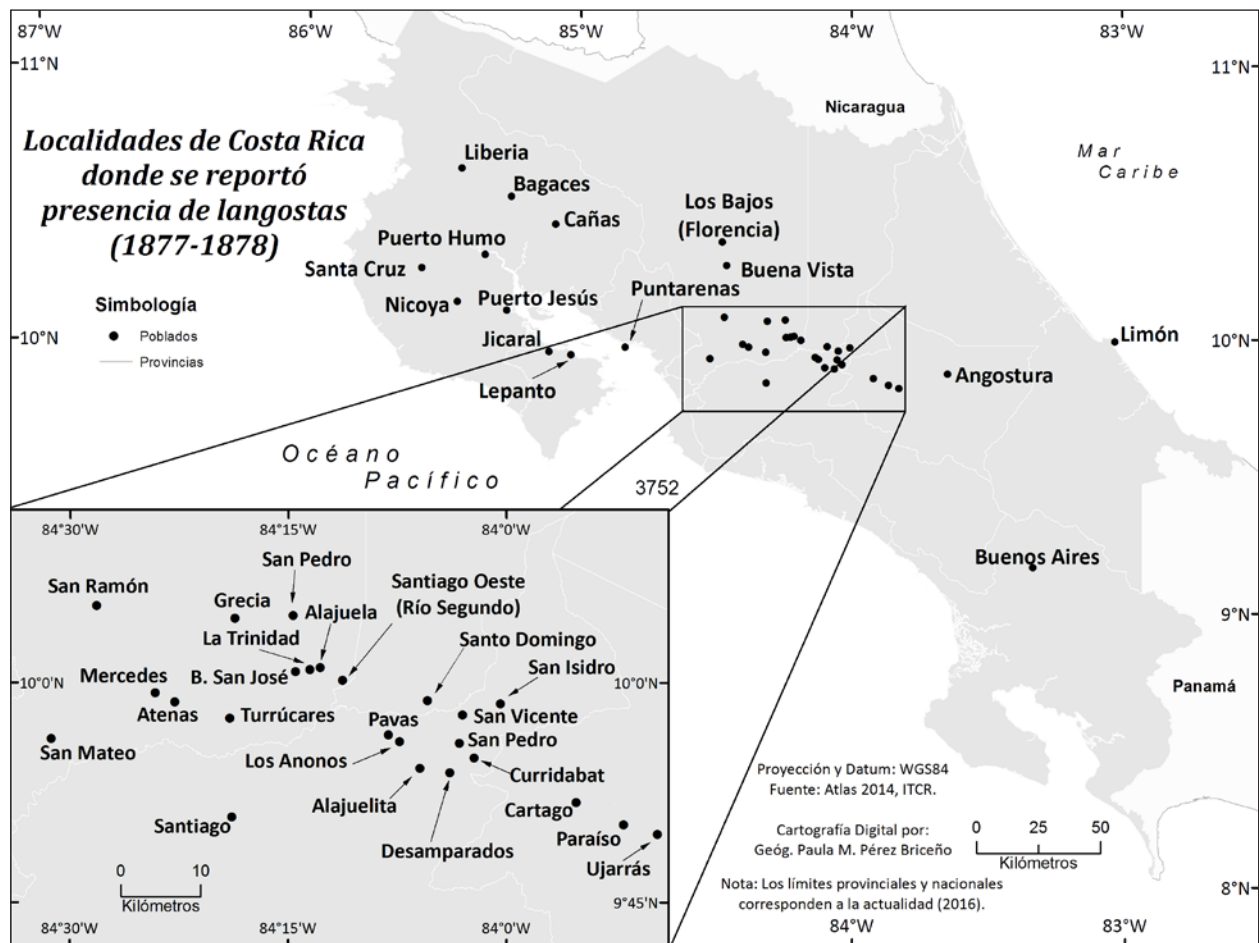


Figura 7. Localidades de Costa Rica en donde se reportó presencia de langostas durante los años 1877 y 1878. Fuente: ANCR, Fomento 706 (1877) y 1329 (1877), Gobernación 2137 (1878), 4558 (1877), 4559 (1877), 7254 (1878), 7301 (1878), 7348 (1878), 26926 (1877), 27038 (1877), 27554 (1878), 28100 (1877), 28162 (1877), 28394 (1876), 28553 (1877), 28815 (1877), 28909 (1877), 29043 (1877), 29704 (1877), 29773 (1877), 30539 (1878), 36407 (1877), 38216 (1877), 38883 (1876-1877), 38979 (1878), 38984 (1876-1877) y 39227 (1877), Municipal Cartago 17643 (1877), Municipal Alajuela 14102 (1877), Municipal San José 11310 (1878) y 15050 (1877) y Policía 11767 (1878). Cf. Peraldo, Solano y Quesada, 2011 y Amador y Muñoz, 2015.

Guanacaste su cooperación en la destrucción de las langostas, sin embargo, los esfuerzos realizados no impidieron la multiplicación de los insectos y su expansión hacia el resto del país (ANCR, Gobernación 38883, 1876: 38v-40 y 45).

La presencia de millones de langostas en el territorio costarricense, causó alarma en la población en 1877. Este fue el caso de la provincia de Cartago en donde se señaló que “se está reproduciendo el saltón con una rapidez asombrosa, de tal manera que dentro de muy poco tiempo se verá de nuevo la provincia invadida por la langosta en cantidad mucho mayor que la que se vio últimamente” (ANCR, Municipal Cartago, 17643, 1877: 394). Esas nubes de insectos también se extendieron a la villa del Paraíso, la que se reportó afectada “considerablemente” por la plaga de langosta (ANCR, Municipal Cartago, 17643, 1877: 384). Las autoridades locales debieron cancelar las fiestas públicas de esa villa, por la presencia de langostas en enero de 1878 (ANCR, Gobernación, 2137, 1878: 7-8).

En el caso de la comarca de Puntarenas, el chapulín destruyó “la mayor parte de las sementeras” (ANCR, Gobernación, 4558, 1877: 19). Otros puntos afectados fueron Jicaral y Lepanto, en la Península de Nicoya y Esparza (ANCR, Gobernación, 4558, 1877: 18v y snf).

La menor incidencia en la vertiente del Caribe, donde se registraron algunas nubes de langostas (ANCR, Gobernación, 39227, 1877: 91-93), puede explicarse por la escasa ocupación de este territorio, en particular de la comarca de Limón, donde residían más de 3.000 habitantes, cifra que corresponde al 2% del total de la población de la época, según los datos del censo de 1875 (Thiel, 1902: 38). No obstante, esta comarca experimentaba un paulatino proceso de colonización por la construcción del ferrocarril al Atlántico, que se consolidaría al finalizar el siglo XIX con el desarrollo de la actividad bananera (Viales, 2001). Es muy posible que las langostas hayan ingresado a tierras limonenses a través

del Valle del Reventazón, que años más tarde sería el espacio donde se construiría el ramal del ferrocarril que unió el Valle Central con la costa caribeña (Murillo, 1995).

Las langostas también penetraron en las Llanuras de San Carlos, donde la plaga se mantuvo con fuerza en la zona de Los Bajos, hoy día Florencia, ahí inclusive se emplearon la pólvora y los rifles para combatir su presencia (ANCR, Gobernación, 28162, 1877: 1 y 28100, 1877: 85 y 113).

El Estado costarricense debió realizar importantes esfuerzos para combatir la plaga. Un ejemplo acerca del impacto económico fue el gasto de “2.000 pesos colectados para auxiliar a la gente que se ocupó en la destrucción de la langosta” en San Mateo. De modo similar, se emitió una lista sobre la cantidad adeudada respecto a la manutención de los trabajadores que se dedicaron a destruir las nubes de insectos y los gastos hechos para erradicar dicha plaga en San Carlos (ANCR, Gobernación, 4559, 1877: 13-15).

En junio de 1878, el gobierno dio una orden a la gobernación de la Comarca de Limón para fomentar el cultivo de raíces (yuca, papa y ñame), como medida preventiva ante la posible escasez de cereales por la plaga de langosta y con ello evitar hambruna entre la población (ANCR, Gobernación, 2444, 1878: snf). También se emitió un acuerdo relativo a la destrucción del chapulín “en su estado de saltón el cual se encuentra extendido por diversos puntos de la República” (ANCR, Congreso, 21108, 1878: 2). Además de los campos de cultivo de cereales, el ganado se vio perjudicado por el paso de las nubes de langostas debido a la destrucción que causaban en los pastizales, como ocurrió en Buena Vista de San Carlos (Peraldo, Solano y Quesada, 2011).

Mientras las nubes de langostas causaban un fuerte impacto en el territorio costarricense, en algunos puntos se detectaron epidemias, que se resumen en el siguiente cuadro:

Cuadro 1.
Epidemias reportadas en
Costa Rica (1877-1878)

Epidemia reportada	Lugar afectado
Sarampión	Cartago, Nicoya y Santa Cruz
Calentura	Nicoya
Viruela	Nicoya y Cañas
Disentería	Esparza y La Unión
“Fiebre maligna” (tifoidea inflamatoria)	Santa Cruz

Fuentes: ANCR, Beneficencia 323 (1878), Congreso 21108 (1878), Gobernación 27998 (1878), 28553 (1877) y 29043 (1877), Municipal Cartago 17643 (1877) y 17644 (1878) y Municipal La Unión 17077 (1878).

En la vertiente del Caribe, a diferencia de lo que sucedía en el Valle Central y la costa del Pacífico, las condiciones lluviosas provocaron “grandes crecidas” que dañaron los puentes ferroviarios de Matina y Moín, en agosto de 1877 (ANCR, Fomento, 1004, 1877: 5), por lo que se aprovechó la disminución de las lluvias características del mes de octubre, para reparar los puentes derrumbados entre Matina y Boca del Pantano (ANCR, Fomento, 1004, 1877: 19). No obstante, las lluvias reportadas entre finales de diciembre de 1877 y julio de 1878 provocaron nuevas crecientes que causaron más daños en los puentes de Matina y Moín, así como en la vía férrea (ANCR, Fomento, 1042, 1878; 1077, 1878 y 1117, 1878).

4. Conclusiones

El análisis de las fuentes consultadas permitió establecer un recuento del impacto social generado por el Mega-Niño en Costa Rica, entre los años de 1877 y 1878, sin embargo, no fue posible obtener cifras sobre los daños causados en términos económicos, ni la superficie afectada por la plaga de langostas. Debido a la escasa población del país en esa época y su concentración en el Valle Central, el impacto de este fenómeno no tuvo las dimensiones de otras latitudes como las indicadas por Aceituno et al. (2008). No obstante, las fuentes describen en términos cualitativos el

efecto en la población de la sequía en la vertiente pacífica, las fuertes lluvias en la región caribeña y las nubes de langostas en todo el país, así como algunas epidemias que pudieron estar asociadas a los efectos del Mega-Niño.

Las fuentes confirman lo señalado por Chacón (1993: 53), en cuanto a que los eventos de El Niño provocan “una estación lluviosa irregular y un período seco prolongado”. De acuerdo con las fuentes documentales recabadas, durante el periodo 1876-1878, se observó la predominancia de condiciones más secas, más cálidas y más ventosas, a lo largo del istmo centroamericano. Dichas condiciones coinciden con las esperadas en la región durante un evento cálido tipo El Niño, en el Pacífico ecuatorial del este (Amador, Alfaro, Lizano y Magaña, 2006). El escenario climático antes descrito, coincide también con el evento fuerte de El Niño reportado por Aceituno et al. (2008) para esos años, que no favorece la formación de sistemas mesoescalares de convección profunda sobre la vertiente del Pacífico, ni de ciclones tropicales en la cuenca del Atlántico, concordante con las condiciones secas observadas (Alfaro 2007 a, b).

Según Retana (2000), en Costa Rica en la zona baja de la Región Chorotega (provincia de Guanacaste), presentó en su estudio un 72% de coincidencia entre años de ataques masivos de langostas y años de El Niño. Algunas de las alteraciones climáticas (principalmente en los patrones de lluvia y temperatura ambiental) producto de este fenómeno océano-atmosférico, pueden contribuir con la gregarización de esta especie centroamericana (Retana, 2000). Los resultados de este autor corresponden al Pacífico norte de Costa Rica y no necesariamente son directamente aplicables al resto del Pacífico centroamericano, lo cual requeriría un estudio posterior.

Las fuentes evidencian el impacto de la plaga de langostas a su paso por Costa Rica. Si bien es cierto no hay estimaciones de los daños, es probable que

ascendieran a varios miles de pesos de la época debido a que las nubes de insectos se esparcieron a través del territorio costarricense, aunque la mayoría de reportes provienen de las poblaciones situadas en la vertiente Pacífica, tanto del Valle Central como de la provincia de Guanacaste y de la comarca de Puntarenas, donde las condiciones climáticas propiciaron el desarrollo de esta plaga.

5. Agradecimientos

El presente artículo se elaboró en el marco del Proyecto El Mega-Niño de 1876-1878 y su impacto social en América Central (805-B4-228), adscrito al Programa de Estudios Sociales de la Ciencia, la Técnica y el Medio Ambiente (PESCTMA, 805-A4-906) del Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEFI) de la Universidad de Costa Rica. Los autores agradecen al personal del Archivo Nacional de Costa Rica y a Leninger Leitón Gutiérrez, Luis Omar Mora Sandí y Edgardo Gallo Guzmán, por su colaboración en la ubicación de fuentes para el desarrollo de la presente investigación y a Paula Pérez Briceño por la elaboración del mapa referente a la ubicación de los sitios donde se reportaron langostas entre 1877 y 1878. También a los proyectos V.I. 805-B6-143 (UCR, CONICIT-MICITT), 805-B4-227, 805-B0-065, 805-A9-532 y 808-B5-298.

6. Referencias

6.1. Fuentes documentales

Archivo Nacional de Costa Rica (ANCR).
Beneficencia 323 (1878).
Congreso 21108 (1878).
Fomento 706 (1877), 1004 (1877), 1042 (1878), 1077 (1878), 1117 (1878) y 1329 (1877).
Gobernación 2137 (1878), 2444 (1878), 4558 (1877), 4559 (1877), 7254 (1878), 7301 (1878), 7348 (1878), 26926 (1877), 27038

(1877), 27554 (1878), 27998 (1878), 28100 (1877), 28162 (1877), 28394 (1876), 28553 (1877), 28815 (1877), 28909 (1877), 29043 (1877), 29704 (1877), 29773 (1877), 30539 (1878), 32761 (1878), 36407 (1877), 36603 (1876), 38216 (1877), 38883 (1876-1877), 38933 (1877), 38979 (1878), 38984 (1876-1877) y 39227 (1877).

Municipal Cartago, 17643 (1877) y 17644 (1878).

Municipal Alajuela 14102 (1877).

Municipal Heredia 17467 (1877).

Municipal La Unión 17077 (1878).

Municipal San José 11310 (1878) y 15050 (1877).

Policía 11767 (1878).

6.2. Fuentes bibliográficas

Aceituno, P.; Prieto, M. R.; Solari, M. E.; Martínez, A.; Poveda, G. & Falvey, M. (2008). The 1877-1878 E Niño episode: associated impacts in South America. *Climatic Change*. DOI: 10.1007/s10584-008-9470-5.

Alfaro, E. (2000). *Los fenómenos de El Niño y La Niña*. Curso Regional sobre los Desastres Naturales y su Impacto Social en Centroamérica y México. XXVI Curso Centroamericano y del Caribe de Física. Ciudad de la Investigación, Universidad de Costa Rica. 6 al 10 de noviembre de 2000. Recuperado de <http://www.kerwa.ucr.ac.cr/bitstream/handle/10669/421/AlfaroElNi%C3%B1o%20oLaNi%C3%B1a2000.pdf?sequence=1>.

Alfaro, E. (2007a). Escenarios climáticos para temporadas con alto y bajo número de huracanes en el Atlántico. *Revista de Climatología* 7: 1-13.

Alfaro, E. (2007b). Uso del análisis de correlación canónica para la predicción de la precipitación pluvial en Centroamérica. *Revista Ingeniería y Competitividad* 9 (2): 33-48.

Alfaro, E. y Amador, J. A. (1996). El Niño – Oscilación del Sur y algunas series de temperatura máxima y brillo solar en Costa Rica. *Tópicos*

- Meteorológicos y Oceanográficos* 3 (1): 19-26.
- Amador, J. A. (2008). *The Intra-Americas Seas Low-Level Jet (IALLJ): Overview and Future Research*. Annals of the New York Academy of Sciences, 1146 (1): 153-188(36).
- Amador J. A.; Alfaro, E., Lizano, O. & Magaña, V. (2006). Atmospheric forcing in the Eastern Tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography* 69: 101-142.
- Amador J. A., Alfaro, E.; Rivera, E. & Calderón, B. (2010). Climatic Features and Their Relationship with Tropical Cyclones Over the Intra-Americas Seas. Elsner J.B. et al. (Eds.) *Hurricanes and Climate Change*. 2. New York: Springer. DOI: 10.1007/978-90-481-9510-7 9 (pp. 149-173).
- Amador, J. A. y Muñoz, G. (2015). Moduladores climáticos de baja frecuencia y las plagas de langostas en Mesoamérica. Peraldo, G. (Ed.). *Plagas de langostas en América Latina. Una perspectiva multidisciplinaria*. San José, Costa Rica: Editorial Nuevas Perspectivas, 57-97.
- Chacón, R. (1993). Aspectos de la influencia del fenómeno de El Niño en el clima costarricense. *Revista Geográfica de América Central* 27: 53-66.
- Comisión Económica para América Latina y el Caribe (1998). *El fenómeno El Niño en Costa Rica durante 1997-1998*. CEPAL.
- Comité Regional de Recursos Hídricos (2008). *Clima, variabilidad y cambio climático en Costa Rica*. San José, Costa Rica. Comité Regional de Recursos Hídricos; Instituto Meteorológico Nacional, Ministerio del Ambiente, Energía y Telecomunicaciones; Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo.
- Compo, G. P.; Whitaker, J. S.; Sardeshmukh, P. D.; Matsui, N.; Allan, R. J.; Yin, X.; Gleason, B. E.; Vose, R. S.; Rutledge, G.; Bessemoulin, P.; Brönnimann, S.; Brunet, M.; Crouthamel, R. I.; Grant, A. N.; Groisman, P. Y.; Jones, P. D.; Kruk, M. C.; Kruger, A. C.; Marshall, G. J.; Maugeri, M.; Mok, H. Y.; Nordli, Ø.; Ross, T. F.; Trigo, R. M.; Wang, X. L.; Woodruff, S. D. & Worley, S. J. (2011). The Twentieth Century Reanalysis Project. *Q.J.R. Meteorological Society* 137: 1–28. DOI: 10.1002/qj.776.
- Díaz, D. (2005). *Construcción de un Estado moderno. Política, Estado e identidad nacional en Costa Rica, 1821-1914*. San José, Costa Rica: Editorial de la Universidad de Costa Rica.
- Díaz, H. F. & McCabe, G. J. (1999). A Possible Connection between the 1878 Yellow Fever Epidemic in the Southern United States and the 1877-78 El Niño Episode. *Bulletin of the American Meteorological Society* 80 (1): 21-27. DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1999\)080<0021:APCBTY>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<0021:APCBTY>2.0.CO;2).
- Fernández, W. y Ramírez, P. (1991). El Niño, la Oscilación del Sur y sus efectos en Costa Rica: una revisión. *Tecnología en Marcha* 11 (1): 3-10.
- Hilje, L. y Saunders, J. L. (2008). *Manejo integrado de plagas en Mesoamérica: aportes conceptuales*. Cartago, Costa Rica: Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- Maison, F. (1879). *Observaciones meteorológicas verificadas en la ciudad de San José*. San José, Costa Rica: Imprenta Nacional.
- Mann, M. E.; Woodruff, J. D.; Donnelly, J. P. & Zhang, Z. (2009). Atlantic hurricanes and climate over the past 1,500 years. *Nature* 460, 880-883. DOI: 10.1038/nature08219.
- Molina, I. (2005). *Del legado colonial al modelo agroexportador. Costa Rica (1821-1914)*. San José, Costa Rica: Editorial de la Universidad de Costa Rica.
- Mörner, N. A. (1993). Present El Niño – Enso events and past super-Enso events. *Bulletin d'Institut français d'études andines* 22 (1): 3-12.
- Murillo, C. (1995). *Identidades de hierro y humo. La construcción del Ferrocarril al Atlántico 1870-1890*. San José, Costa Rica: Porvenir.

- Páez, J. E. (1994). Aspectos históricos de la Astronomía en Costa Rica. *Ciencia y Tecnología* 18 (1-2): 51-73.
- Peraldo, G.; Solano, F. y Quesada, A. (2011). *La plaga de langostas en Costa Rica entre 1850 y 1950*. Lértora, C. (coord.). Geonaturalia. Geografía e Historia Natural: hacia una historia comparada. Estudio a través de Argentina, México, Costa Rica y Paraguay. 2010. Buenos Aires, Argentina: Ediciones FEPAI, pp. 139-184.
- Quirós, E. (2014). *El sector agropecuario y el fenómeno de El Niño 2014*. Recuperado de: <http://www.mag.go.cr/bibliotecavirtual/a00328.pdf>.
- Retana, J. A. (2000). Relación entre algunos aspectos climatológicos y el desarrollo de la langosta centroamericana *Schistocerca piceifrons piceifrons* en el Pacífico Norte de Costa Rica durante la fase cálida del fenómeno El Niño-Oscilación Sur (ENOS). *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 7 (2):73-87.
- Retana, J. A. y Rosales, R. (2000). Impacto de la fase cálida de ENOS (El Niño – Oscilación del Sur) sobre algunas variables productivas del ganado de carne en Costa Rica. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos* 7 (1): 1-20.
- Rocha, A. (s.f.). *El impacto mundial del fenómeno “El Niño” (ENSO) de 1877-1878*. Recuperado de: https://www.academia.edu/5920917/EL_IMPACTO_MUNDIAL_DEL_FEN%C3%93MENO_EL_NI%C3%91O_ENSO_DE_1877-1878.
- Sáenz, J. F. (2002). *Los meses de don Aniceto: ascenso y caída de don Aniceto Esquivel Sáenz*. San José, Costa Rica: EUNED.
- Sanabria, V. M. (1973). *La primera vacante de la Diócesis de San José*. San José, Costa Rica: Editorial Costa Rica.
- Schultze, A. (1925). ¿Qué sucede en la costa pacífica de Suramérica? *Repertorio Americano*. XI (2): 22-23.
- Smith, T.M., Reynolds, R.W.; Peterson, T. C. & Lawrimore, J. (2008). Improvements to NOAA’s Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). *Journal of Climate* 21: 2283-2296.
- Solano, F.J.(1999). *El proceso de institucionalización de la meteorología en Costa Rica en el siglo XIX*. Tesis de Licenciatura en Historia, Universidad de Costa Rica.
- Solano, F. J.; Díaz, R. E. y Amador, J. A. (2013). *La institucionalización de la meteorología en Costa Rica (1860-1910)*. San José, Costa Rica: Editorial Nuevas Perspectivas.
- Thiel, B. A. (1902). Monografía de la población de la República de Costa Rica en el siglo XIX. *Revista de Costa Rica en el siglo XIX*. I. San José, Costa Rica: Tipografía Nacional, 3-52.
- Thompson, L. G. (1993). Reconstructing the paleo-Enso records from tropical and subtropical ice cores. *Bulletin d’Institut français d’études andines* 22: 65-83.
- U. S. Army Signal Corps (1877). *Annual Report of the Chief Signal Officer to the Secretary of War for the year 1877*. Washington: Government Printing Office.
- Viales, R. (2001). La colonización agrícola de la Región Atlántica/Caribe costarricense entre 1870 y 1930. El peso de la política agraria liberal y de las diversas formas de apropiación territorial. *Anuario de Estudios Centroamericanos* 27 (2): 57-100.
- Villalobos, R. (2001). Impacto del fenómeno “El Niño” sobre la producción de arroz y frijol en dos regiones agrícolas de Costa Rica. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos* 8 (1): 19-25.
- Zebiak, S. E.; Orlove, B.; Muñoz, Á. G.; Vaughan, C.; Hansen, J.; Troy, T.; Thomson, M. C.; Lustig, A. & Garvin, S. (2015). Investigating El Niño-Southern Oscillation and society relationships. *WIREs Climate Change* 6: 17–34. DOI:10.1002/wcc.294.

Interacción de la Zona de Convergencia Intertropical del Pacífico Este con Sistemas Tropicales

EVELYN QUIRÓS BADILLA¹
HUGO G. HIDALGO LEÓN²

Resumen

Las estimaciones satelitales de Tropical Rainfall Monitoring Mission (TRMM) fueron usadas para calcular cuatro índices que describen las características de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), estos son: el centro de masa latitudinal de la precipitación, el centro de masa longitudinal de la precipitación, la precipitación promedio, y la dispersión latitudinal de la precipitación, todos ellos para la región limitada por 10° S y 25° N y 150° y 82° W. En cada uno de los momentos fueron comparados los días con ondas o ciclones tropicales, así como los días sin estos. La longitud media y precipitación mostraron cambios significativos de posición de la ZCIT asociada con el tránsito de ondas tropicales, mientras que la latitud media y la precipitación fueron afectadas por los ciclones tropicales, donde se utilizaron las bases de datos de huracanes de HURDAT and HURDAT2, del National Hurricane Center (NHC).

PALABRAS CLAVE: ZCIT, TRMM, HURDAT, HURDAT2, ONDAS TROPICALES, CICLONES TROPICALES, PACÍFICO TROPICAL ESTE.

Abstract

Tropical Rainfall Monitoring Mission are used to compute four indexes that describe characteristics of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ): the latitudinal center of mass of precipitation, the longitudinal center of mass of precipitation, the average precipitation in a region bounded by 10° S to 25° N and 150° to 82° W. The moments were compared to the days with easterly waves and tropical cyclones, and to days without these events. The central longitude and precipitation showed significant changes of position of ITCZ associated with transit of tropical waves, the central latitude and precipitation was affect for cyclones, using hurricanes data from HURDAT and HURDAT2, from the National Hurricane Center (NHC).

KEY WORDS: ITCZ, TRMM, HURDAT, HURDAT2, TROPICAL WAVES, TROPICAL CYCLONES, PACIFIC TROPICAL EAST.

1. Introducción

Algunos estudios han mostrado como el paso de ondas tropicales (OT) en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) provocan un aumento de la vorticidad positiva (Thorncroft, 2008), lo cual bajo condiciones adecuadas genera la formación de ciclones tropicales, tal es el caso de la tormenta tropical Alma en mayo 2008. También, el paso de una OT puede inducir la formación de sistemas de baja presión, que son de gran relevancia para

América Central debido a los elevados montos de precipitación que pueden provocar generalmente en periodos de 24 horas o menos. Ejemplo de esto fueron las bajas presiones de abril de 1970 y julio del 2012, en las que la mayor afectación fue para el Caribe de Costa Rica, no obstante las lluvias cubrieron la mayor parte del país. El evento de 1970 es particularmente relevante, porque se mantiene como el de mayor monto de precipitación acumulada en un día, en la región Caribe de Costa Rica (Quirós, 2014 y

1 MSc. en Hidrología. Instituto Costarricense de Electricidad. Email: equirosb@ice.go.cr

2 Doctor en Hidrología. Escuela de Física, Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica. Email: hugo.hidalgo@ucr.ac.cr

2015), donde el mayor monto registrado fue de 483.4 mm de lluvia acumulada en 24 horas, en la estación 73044 La Suiza, perteneciente a la red hidrometeorológica del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE).

América Central se ve afectada por el paso de ciclones tropicales (CT), tanto los que se forman cerca de Panamá, Costa Rica y Nicaragua, en el lado del Pacífico (el único caso es la tormenta tropical Alma en 2008), como por los que transitan por el mar Caribe los cuales son más frecuentes, tal es el caso del reciente huracán Otto, en noviembre 2016. Según Peña y Douglas (2002), los efectos de estos últimos se han clasificado en dos tipos: los de influencia directa, cuando ingresan a suelo centroamericano (como los huracanes Mitch en 1998 y Otto en 2016) y los de efecto indirecto, que son los que pese a no tocar el territorio centroamericano, provocan que los vientos alisios del Hemisferio Sur converjan hacia el ciclón por el efecto de la baja presión del mismo, por lo que se habla de interacción con la ZCIT.

En el estudio de Quirós (2009), se muestran varios casos en los que la observación de imágenes satelitales y de líneas de corriente de viento, han permitido evidenciar como esta modulación hace que la convergencia se mantenga sobre América Central generando intensas precipitaciones asociadas a los núcleos de convección profunda que en ella se desarrollan. Estos núcleos se forman por la convergencia de los vientos que ingresan al continente con dirección suroeste y se encuentran en forma perpendicular con las cadenas montañosas de la región, provocando lluvias orográficas severas, como en el caso del huracán Cesar (1996) y el huracán Tomás (2010), entre otros.

En dicho estudio se analizaron casos de los dos tipos de efectos provocados por los huracanes, pero con un interés particular en los casos de influencia indirecta, con el fin de mostrar si existe una relación entre la intensidad de la ZCIT y la

afectación para América Central por el paso de los ciclones tropicales (CT). La hipótesis radicó en que en estas circunstancias lo que ocurre es una fractura de la ZCIT, la cual definimos como la ruptura del flujo de fondo en superficie de los vientos alisios del sureste que convergen con los del noreste para formar la ZCIT, los que se ven deformados en su dirección por la fuerza de la baja presión del ciclón que desvía al flujo de fondo hacia ella, fragmentando la banda de nubosidad.

De este fraccionamiento de la ZCIT una porción converge hacia el ciclón, mientras que la otra porción queda al sur de esta. La porción al sur de la banda queda generalmente debilitada o casi imperceptible, pero se reforma cuando se restablece la convergencia del flujo de fondo de superficie. La sección fracturada se desplaza con el ciclón, un ejemplo de esto se presentó los días 23-25 de noviembre 2016, con el huracán Otto.

Los análisis de Shubert, Ciesielski, Stevens y Kuo (1991), indican que esta ruptura de la banda se debe al efecto de la vorticidad positiva al norte de la ZCIT, que es donde se encuentran las ondas tropicales y los ciclones, por lo tanto en este análisis se considera que con la presencia de un ciclón tropical en el Atlántico esta ruptura provoca que una porción de la ZCIT se mantenga sobre América Central, por lo que el enfoque fue encontrar el punto de ruptura, el cual se puede ver siguiendo el comportamiento que tuvo o momento espacial, asociado a la latitud del conjunto de datos de precipitación de Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), con la presencia del CT.

2. Metodología

2.1. Datos

Se utilizaron datos producto de la estimación de la precipitación por satélite, de los campos de microondas obtenidos del TRMM (Huffman et al., 2007), en resolución temporal y espacial de

3-horas y $0.25 \times 0.25^\circ$ de la versión TRMM_3B42. Los datos de 3-horas fueron acumulados en periodos de 24 horas (usando como base la hora UTC-6) de cada día, entre el 1 enero de 1998 y el 31 de diciembre de 2013. Estos datos fueron usados para calcular los índices de la ZCIT a nivel diario detallados en Quirós (2015).

Se utilizó además el registro de ondas tropicales, provenientes del Boletín Meteorológico Mensual del Instituto Meteorológico Nacional (IMN), información que fue extraída con el apoyo del personal del CIGEFI de la Universidad de Costa Rica (Alfaro y Pérez-Briceño, 2014).

La base de datos HURDAT (Hurricane Data, NHC) del Centro Nacional de Huracanes de Miami, contiene los huracanes que han transitado por el

océano Atlántico norte, desde el año 1851 hasta el 2013. Además se utilizó la base de datos HURDAT2 (Northeast and North Central Pacific Hurricane Database) que comprende los ciclones que se han presentado en el Pacífico norte y noreste, en el periodo comprendido entre 1949 y el 2012. Para ambas bases de datos de ciclones tropicales, se utilizó el periodo 1998-2012. La información sobre ciclones tropicales proviene de una gran recolección de datos meteorológicos históricos y en cuanto a las técnicas de análisis se basa en la “mejor trayectoria” (Landsea y Franklin, 2013) y (Bell, Goldenberg, Landsea, Blake, Kimberlain, Schemm y Pasch, 2013).

En la figura 1 se muestran las áreas de análisis de cada uno de los conjunto de datos utilizados.

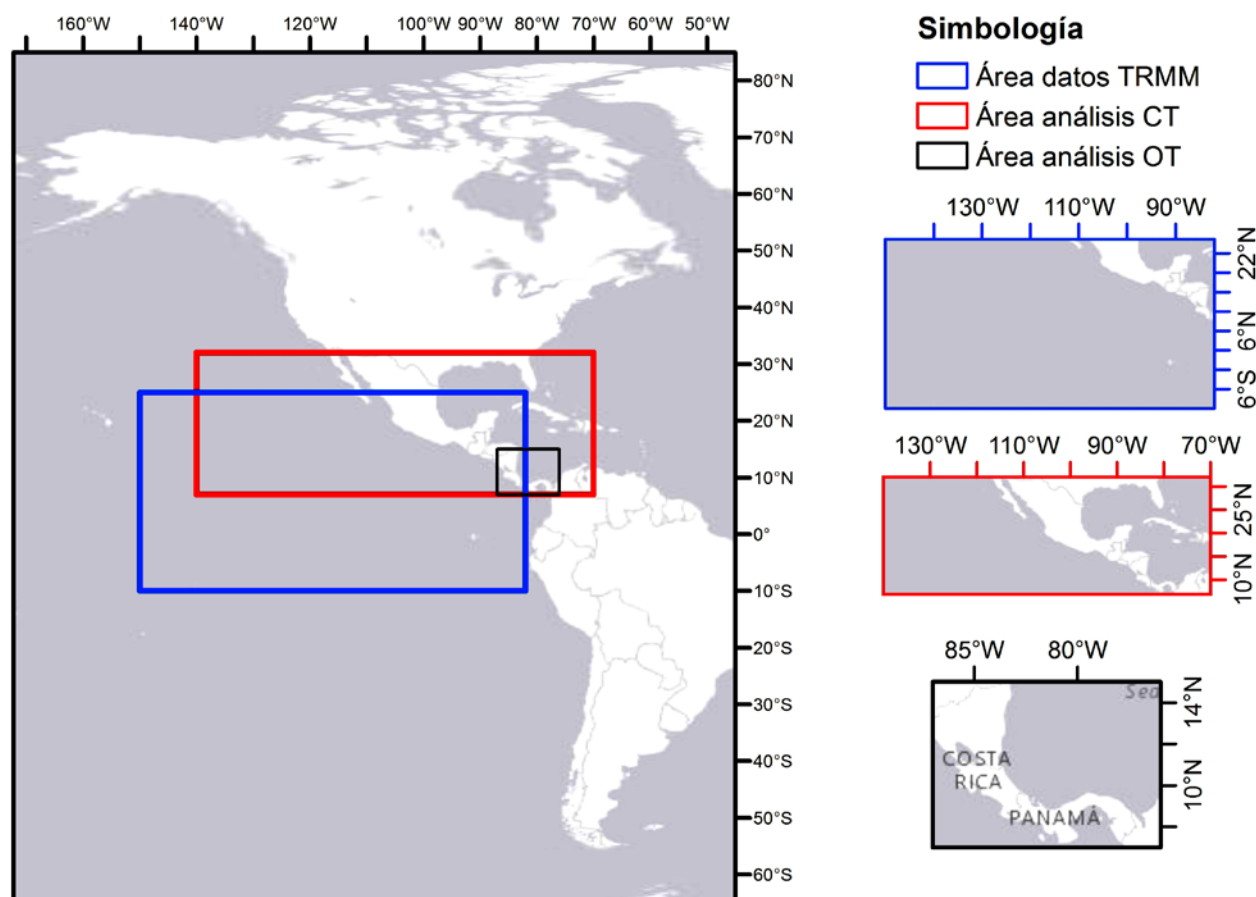


Figura 1. Área utilizada para el cálculo del CM-ZCIT con la serie TRMM (recuadro azul) y las áreas utilizadas para ondas y ciclones tropicales (recuadro negro y rojo respectivamente).

2.2. Método

El propósito de los análisis fue indagar cómo la ubicación y la intensidad de la ZCIT se relacionan con los sistemas tropicales, por lo que se analizaron los momentos espaciales (media, latitud central y extensión longitudinal) de la precipitación areal, promediados a lo largo de la región de América Central y del océano alrededor de esta región. Cada uno de los momentos espaciales se comparó con los datos de la presencia de ondas y ciclones tropicales.

Los momentos de posición e intensidad del centro de masa de la ZCIT (LATC, LONC, P y SPREAD), fueron calculados de acuerdo con lo señalado en Quirós e Hidalgo (2016). Para monitorear la interacción de CM-ZCIT con sistemas tropicales, se utilizaron los datos diarios de TRMM, de los que se extrajeron los días con presencia de ondas tropicales transitando sobre Costa Rica, y se compararon con los días en los que no se presentaron ondas. Para los días con ondas tropicales se utilizaron los datos del IMN recopilados por Alfaro y Pérez –Briceño (2014).

De igual forma con la serie diaria de TRMM, se buscaron cuántos grados de desplazamiento y aumentos de intensidad recibe el CM-ZCIT (LATC, LONC, P y SPREAD), con el tránsito de ciclones tropicales por la cuenca del océano Pacífico este, el Atlántico tropical y el mar Caribe, y se compararon los días con ciclones tropicales en diferentes áreas y para las diferentes categorías de los ciclones según la escala Saffir-Simpson.

Las pruebas de significancia estadística de los análisis de OT y CT, se realizaron por medio de la prueba no paramétrica de Wilcoxon ranksum test, esta prueba refleja si las diferencias en las medianas de los grupos de datos comparados son significativas, se realizó para el nivel de confianza del 95%.

3. Resultados y discusión

3.1. Comportamiento del CM-ZCIT con el paso de ondas tropicales

Las OT salen de África y se desplazan por el océano Atlántico y el mar Caribe (Gu y Zhang, 2002), este recorrido lo hacen sobre la ZCIT, salvo algunas que logran ser desplazadas hacia el noroeste por la fuerza de Coriolis y alcanzan a formar ciclones tropicales. Otras quizá la mayoría, avanzan por el norte de Venezuela-Colombia y llegan hasta América Central. Además, la zona frente al Caribe centroamericano es una región inestable, ya que es la salida del CLLJ (Amador, 1998; 2008). En esta zona las OT encuentran una condición atmosférica favorable y pueden dar paso a bajas presiones, apoyadas en su interacción por la sección de ZCIT llamada Vaguada Monzónica Ecuatorial (TAFB, 2011; Quirós, 2015), la cual posee una vorticidad positiva importante. Otras ondas tropicales no logran desprender bajas presiones, pero al avanzar hacia el Pacífico dejan montos elevados de lluvia sobre América Central. Finalmente, algunas que pasan al océano Pacífico, pueden dar paso a la formación de ciclones tropicales que también pueden afectar a América Central y al suroeste de México principalmente.

La ZCIT puede ser perturbada por las ondas tropicales que se propagan desde la cuenca del Atlántico (Zehnder y Powell, 1999), o auto destruida por el efecto de la inestabilidad barotrópica (Nieto y Schubert, 1997).

Los análisis indicaron un total de 282 días con OT en dicho periodo, siendo mayor la cantidad entre 2004 y 2010. Se determinó que se presentó un cambio en el método del IMN para recopilar las OT en ese periodo, igual al resultado encontrado por Alfaro y Pérez-Briceño (2014).

El análisis consistió en comparar los días con OT, los días sin OT y contrastarlo con el registro de datos diarios de TRMM. Se encontró que ni

la posición media de LATC ni el SPREAD sufren cambios significativos en la mediana con el paso de una OT (al intervalo de confianza del 95%).

Los resultados más relevantes se encontraron con LONC, que mostró una tendencia a ubicarse más hacia América Central en los días con presencia de OT, la diferencia en LONC entre los días con y sin OT fue de $1.9^\circ/\text{día}$ en promedio, estas diferencias en las medianas son respaldadas por la significancia estadística para el intervalo de confianza del 95% (figura 2). Por otro lado la diferencia en las medianas de los días sin OT y la de todos los días del registro no presentó significancia estadística, pero si se presentó significancia estadística al 95% de intervalo de confianza entre la mediana de los días con OT y la del total de los días del registro.

Además, P registró valores más altos en los días con OT que en los días sin OT (figura 3), lo que resultó ser significativo al 95% del intervalo de confianza de la prueba para las medianas de estos grupos de datos. No se presentó significancia estadística en la diferencia de los días sin OT y todos los días del registro, ni entre los días con OT y el total de los días, es posible que la muestra sea pequeña para notar diferencias en estos conjuntos de datos debido a la amplitud de su dispersión.

Por lo tanto, el CM-ZCIT sufre cambios con el aumento de P y el LONC sesgado hacia el este, lo que es un indicativo de que la ZCIT se robustece

con la presencia de una OT, esto ha sido evidente en los montos de lluvia registrados por estaciones meteorológicas con el paso de una OT, sin embargo, la OT da paso a un aumento de lluvias concentrado en un área en particular, razón por la cual generalmente solo una o pocas estaciones indican el aumento de lluvias con el paso de la OT. Por lo anterior, es muy importante que se esté apreciando en una escala espacial mayor del campo de la precipitación y en una escala temporal más amplia que incluye al conjunto de los eventos.

Otro dato interesante del análisis de la serie de OT para Costa Rica, son los meses en que se presentan mayor cantidad de días con OT registradas transitando sobre el país, y que generalmente afectan a toda la región centroamericana. En la figura 4 se muestra la frecuencia mensual de las OT para el periodo 1980-2012, en estos años la mayoría de días con OT se presentaron en el mes de agosto, seguido por junio, en los restantes meses la cantidad de OT disminuyó. Una característica importante que se observa, es la disminución de días con OT en los meses de setiembre y octubre, esto se debe a que en estos meses es cuando la mayoría de OT dan paso a ciclones tropicales en la cuenca del Atlántico, por lo tanto no continúan como OT y no son contabilizadas, en el mes de julio disminuye también la cantidad de OT, lo cual está en acuerdo con los resultados de Alfaro y Pérez-Briceño (2014).

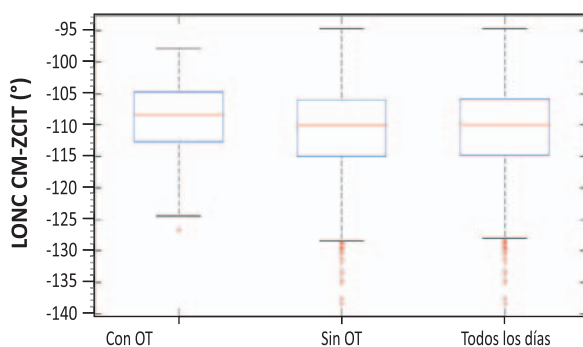


Figura 2. Ubicación del LONC del CM-ZCIT de TRMM en los días con y sin ondas tropicales, del periodo de mayo a noviembre 1998-2012.

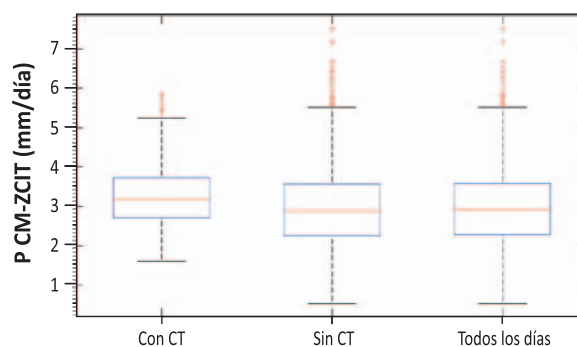


Figura 3. Intensidad de P del CM-ZCIT de TRMM en los días con y sin ondas tropicales, del periodo de mayo a noviembre 1998-2012.

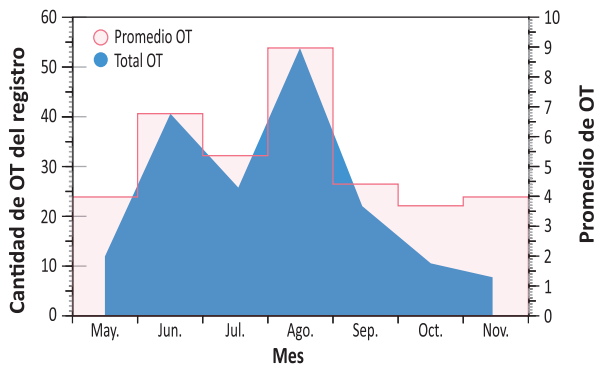


Figura 4. Distribución y cantidad mensual de ondas tropicales sobre Costa Rica, durante el periodo de mayo a noviembre 1998-2012.

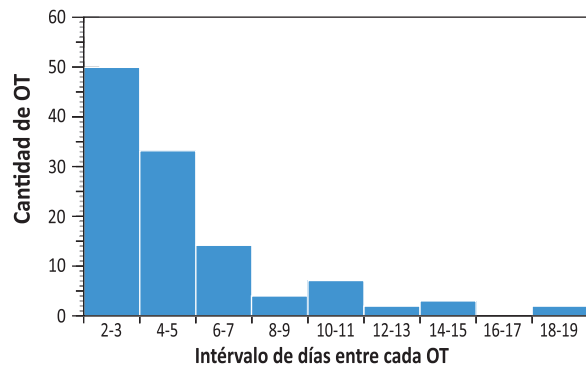


Figura 5. Distribución de frecuencia de las ondas tropicales que transitaban sobre Costa Rica, en el periodo de mayo a noviembre 1998-2012.

Estudios sobre OT han incluido análisis de perfiles verticales de viento, humedad y temperatura en intervalos de 3 a 6 días. Los resultados fueron en general consistentes con los estudios teóricos de las OT, así como con los análisis basados en datos infrarrojos de satélite (IR) los que indicaron una variación significativa en los periodos 3-6 días en la región 0-20°N, 75°-150°W, para julio y agosto de 1997 (Yolande, Robert y Houze, 2002). Estos autores indican que la variabilidad observada por el satélite, fue más pronunciada en las costas de América del Sur y sobre las aguas cálidas al norte del Ecuador, lo que marca la latitud de la ZCIT. Además, la observación de nubosidad de satélites meteorológicos mostraron organizaciones ondulatorias, con áreas perturbadas en movimiento hacia el oeste a 8 m s^{-1} ($6^{\circ}\text{-}7^{\circ} \text{ day}^{-1}$), con longitudes de onda de 2.000-3.000 km (Yolande, et al., 2002).

En el presente estudio se analizó la frecuencia de las OT del periodo que comprende los meses de mayo a noviembre de cada año, que es cuando se producen las OT. Se encontró que efectivamente el conteo de OT en Costa Rica indica intervalos de mayor frecuencia de paso de OT entre 2-3 días, seguido de intervalos de 4-5 días y de 6-7 en menor frecuencia (figura 5), se halló además, una cantidad reducida de OT recorriendo la región en intervalos de tiempo de 8 días o más. La alta frecuencia de OT en los intervalos de tiempo de 6 días o menos, corresponde adecuadamente

con los estudios teóricos de las OT y con las investigaciones de Yolande, et al. (2002).

En la figura 5 no se muestran los casos del análisis de frecuencias de los intervalos de más de 30 días sin ondas, ya que esta condición se presentó en solo tres casos de todo el registro utilizado.

3.2. Variación del CM-ZCIT asociado a la intensidad de las temporadas de ciclones del Atlántico

Primeramente se realizó un análisis estadístico, el cual consistió en evaluar las fechas con eventos ciclónicos y separarlas de las que no presentaron ciclones tropicales. Para esto se utilizaron los datos diarios de TRMM del CM-ZCIT y el fin fue cuantificar los grados de desplazamiento de la banda de la ZCIT por el efecto del CT.

Para ello, se analizaron los patrones que puedan reflejar cambios en la posición e intensidad de la ZCIT. Las variaciones espaciales de posición de la ZCIT fueron vinculadas a cambios en los índices LATC y LONC, mientras que los cambios en la intensidad de la ZCIT se vincularon a variaciones de los índices P y SPREAD.

Los casos considerados representan días en que se presentaron ciclones tropicales: i) en la cuenca

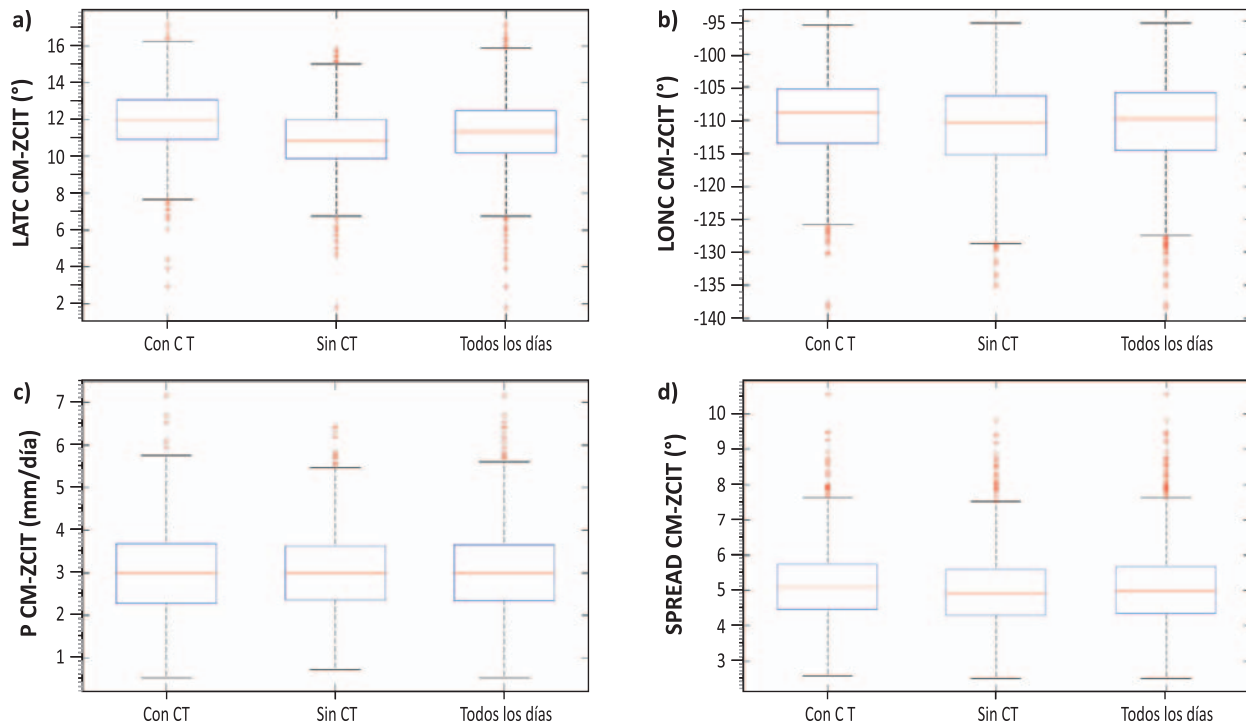


Figura 6. Desplazamiento del CM-ZCIT, datos de TRMM de 1998-2012, considerando los ciclones tropicales que transitaron por el océano Atlántico, en el periodo de junio a noviembre.

del océano Atlántico y ii) cuando ingresan o se formaron en el mar Caribe. Para esto se utilizó la información diaria del CM-ZCIT, basada en los datos de TRMM y los datos de la base Hurdut (Hurricane Data, NHC), del periodo 1998-2012, para las 12Z de cada día considerado.

El análisis se realizó en varias áreas y para las diferentes intensidades de los CT, en el período comprendido entre junio y noviembre donde se define la temporada de ciclones del Atlántico y de mayo a noviembre en el caso de los CT del Pacífico.

Inicialmente se muestran los resultados del análisis estadístico para la cuenca del Atlántico, en los que se comparan la posición del CM-ZCIT para los días con CT, días sin CT y todos los días del registro de TRMM. Los siguientes resultados fueron significativos para las medianas por la significancia estadística al intervalo de confianza del 95% (Wilcoxon ranksum test).

Se encontró que efectivamente LATC se ubica más al norte, en días con CT que en los días sin CT, tal y como se observa en la figura 6a). El desplazamiento de la ZCIT para días con CT transitando por el océano Atlántico, representa una variación de 1.0° en promedio con respecto a su posición en los días en los que no hay ciclones y una diferencia de 0.6° entre los días con CT y el total del registro.

Además, la posición de LONC indicó que con el tránsito de CT por el Atlántico, la ZCIT se desplaza en promedio 1.3° más hacia el este, lo que en este caso corresponde a una posición más cercana a América Central del CM-ZCIT, que en los días sin CT. Los datos mostraron una diferencia de 0.8° entre la posición promedio de LONC, para las fechas con CT que en el total del registro (figura 6b).

Con respecto a la intensidad diaria, el valor de P (figura 6c) para los días con ciclones tropicales en el Atlántico, resultó ser mayor en un 11.3% con respecto a los días en que no hay ciclones, sin

embargo, pese a que este porcentaje es importante para la región y que se sabe que los montos elevados de precipitación con ciclones tropicales pueden ser extremos en el área, los resultados de la prueba estadística para el 95% de intervalo de confianza no dieron resultados significativos para las medianas de los grupos de datos.

La dispersión de la ZCIT indicada por el índice SPREAD, mostró que en los días con CT, el CM-ZCIT se encuentra con mayor grado de dispersión que cuando no hay ciclones en el Atlántico, sin embargo, la diferencia entre ambos conjuntos de datos fue muy leve, siendo de tan solo el 0.1° , no obstante esta leve diferencia en las medianas resultó significativa para la prueba estadística al intervalo de confianza del 95%, debido a la relativamente poca variabilidad de SPREAD (figura 6d).

Este mismo método se utilizó para analizar los grupos de ciclones tropicales transitando en diferentes áreas del Atlántico y mar Caribe, con el fin de observar cuando los CT provocan un mayor desplazamiento del CM-ZCIT. Los resultados indicaron que las diferencias estadísticas en las medianas son pequeñas en el movimiento de la CM-ZCIT para las diferentes áreas con CT, sin embargo, el desplazamiento es mayor conforme el CT este más al oeste en el mar Caribe, en acuerdo con análisis dinámicos de Quirós (2009), en los que se observó en las imágenes satelitales y con el apoyo de las líneas de corriente de los diferentes eventos, que se da una interacción importante de la ZCIT con la cercanía de un CT al área centroamericana.

Además, se analizó la reacción de CM-ZCIT con diferentes intensidades de ciclones tropicales (huracanes, tormentas tropicales y depresiones tropicales). Esta comparación se realizó tomando en cuenta solo los ciclones tropicales que transitaron por el área que comprende los 70°W a 90°W y hasta los 10°N , es decir los más cercanos a América Central.

En el caso de LATC el cambio en la posición de la mediana es en promedio de 0.7° más al norte

cuando son huracanes que cuando son tormentas tropicales (figura 7a), lo que estadísticamente es significativo para las medianas al intervalo de confianza del 95%, pero no se encontraron cambios significativos entre tormentas tropicales y depresiones tropicales, ni entre depresiones tropicales y huracanes.

Para LONC, las diferencias en desplazamiento fueron muy leves, de 0.24° entre huracanes y tormentas tropicales, y de 0.31° entre tormentas tropicales y depresiones tropicales. Así mismo, las diferencias en las medianas de los grupos de datos de P y SPREAD, no mostraron diferencias estadísticamente significativas al intervalo de confianza del 95%, entre los tres tipos de sistemas ciclónicos. En general, en el análisis de las cuatro componentes de CM-ZCIT con CT los datos presentaron una amplia dispersión.

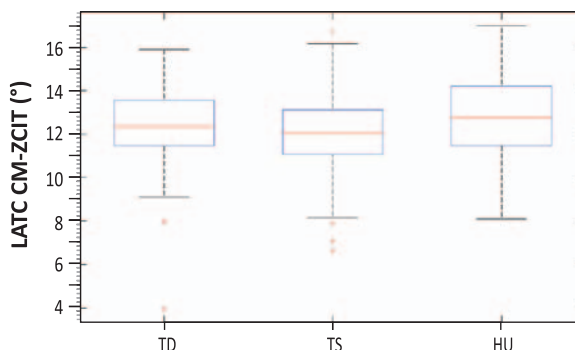


Figura 7. Variación de LATC del CM-ZCIT, datos de TRMM de 1998-2012, considerando los ciclones tropicales que transitaron por el área comprendida entre los 90°W - 75°W y hasta 30°N . Huracanes (HU), tormentas tropicales (TS) y depresiones tropicales (TD).

3.3. Variación del CM-ZCIT en función de la posición e intensidad de los ciclones tropicales que transitaron por el océano Pacífico este

En el caso de los ciclones tropicales que transitan por el Pacífico este, se utilizó la base HURDAT2 (Hurricane Data del Pacífico Noreste, NHC) y se

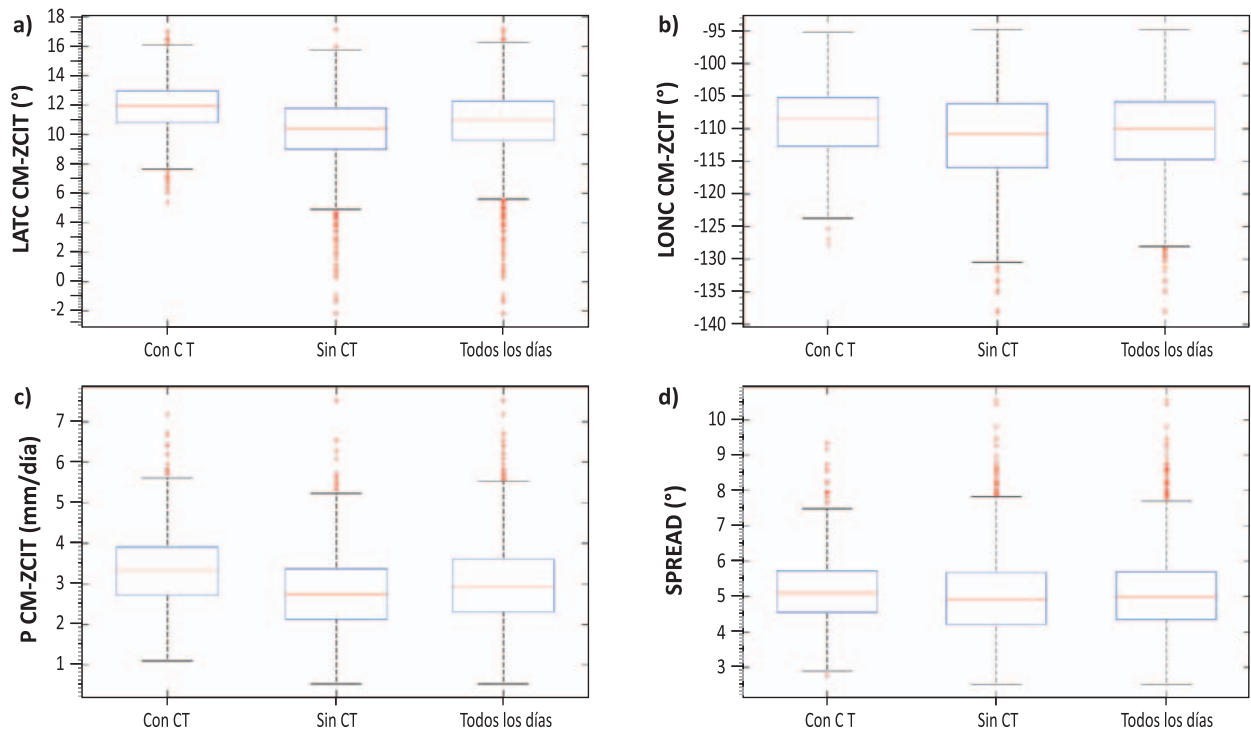


Figura 8 Variación del CM-ZCIT, datos de TRMM de 1998-2012, considerando los ciclones tropicales que transitaron por el océano Pacífico este. C-CT (con ciclones tropicales), S-CT (sin ciclones tropicales), y T-DÍAS (todos los días).

tomaron todos los ciclones que se presentaron entre los 140-87°W y los 7-32°N, que es justamente la región ciclónica del Pacífico que afecta a América Central y suroeste de México.

Utilizando LATC, LONC, P y SPREAD, del CM-ZCIT de los datos diarios de TRMM, se compararon los patrones en los días en que se presentaron ciclones tropicales y en los días que no. El análisis se realizó para los meses de mayo a noviembre, periodo en el que se define la temporada de ciclones del Pacífico este.

El análisis estadístico mostró que LATC se ubica, 1.6° en promedio más al norte en días con CT que en los días sin CT, (figura 8a). Mientras que en el caso del LONC indicó que se ubica 2.5° en promedio más al oeste, en los casos que se presenta un CT en el Pacífico este, (figura 8b).

Además, la precipitación P (mm/día) del CM-ZCIT evidenció un aumento en promedio de 0,9 mm/

día en los días con la presencia de un CT sobre los días sin CT (figura 8c). El índice SPREAD mostró un cambio de 0.2°/día en promedio, de mayor dispersión cuando hay CT que cuando no los hay (figura 8d).

Los datos presentaron una amplia dispersión, pero las diferencias en las medianas fueron estadísticamente significativas al intervalo de confianza del 95%.

3.4. Patrones de ruptura y reformación de la ZCIT debidos a la presencia de ciclones tropicales

Una segunda parte del análisis consistió en la visualización de los efectos descritos de ondulación, ruptura, reforma y disipación de la ZCIT, para dicho fin se identificaron casos individuales en los que se pudieran observar estas características

que permitieran determinar las condiciones atmosféricas prevalecientes en cada caso.

Anteriormente se encontró, que tanto los ciclones del sector Pacífico como los del mar Caribe provocan fuertes formas de variación en la ZCIT, el análisis individual brindó algunos detalles que permitieron comprender mejor la banda de lluvia, los tiempos de respuesta de la misma y la forma en que esta es modulada en un evento en particular.

Se consideraron casos entre 1998-2013, de la base de HURDAT se tomó la posición de cada día del recorrido del ciclón a las 12Z y de los de datos diarios de TRMM para la posición del CM-ZCIT. En la figura 9, comportamiento LATC (izquierda) y P (derecha) con el ciclón tropical Mitch, 1998, se muestra un ejemplo de los casos, estos se verificaron utilizando imágenes satelitales del canal infrarrojo y vapor de agua.

Para intentar ubicar el punto de ruptura, en primera instancia se consideraron los eventos con CT más relevantes por el grado de afectación que recibió América Central, como el caso del huracán Mitch (1998), que tuvo un efecto directo lo cual dificultó observar el efecto individual de la ZCIT. Se analizó el huracán Tomas (2010), ya que su trayectoria fue particularmente interesante para su seguimiento y porque su afectación fue indirecta, lo que permite darle un mejor seguimiento a los campos de precipitación del ciclón y de la ZCIT.

Además de analizar los ciclones de temporadas muy activas, se consideraron ciclones de temporadas con baja cantidad, debido a que se notó que cuando hay varios sistemas seguidos es muy difícil ver los cambios en el CM-ZCIT. Mientras que cuando el sistema ocurrió aislado de otros sistemas ciclónicos, tanto temporal como espacialmente, se apreció mejor la interacción de los parámetros del CM-ZCIT con el ciclón.

Para observar cuando ocurrió la modulación de la ZCIT, se dio seguimiento del CM-ZCIT en los cinco días previos a la formación del ciclón y en los cinco días posteriores a su disipación. La modulación del LATC antes, durante y después de la presencia de un CT permite brindar una buena idea del momento en que se presenta la ruptura de la ZCIT, es decir donde se rompe el flujo del este y el sistema absorbe el flujo del suroeste.

En los casos observados se encontró que cuando el ciclón tropical se ubica por debajo de los 16°N mantiene la interacción con el CM-ZCIT, mientras que cuando el CT pasa de los 17-22°N el LATC del CM-ZCIT retorna a su posición más al sur.

Sin embargo, observar el momento en que el CM-ZCIT inicia la interacción con el CT resultó más complejo, ya que desde que comienza la formación de la baja presión con la perturbación atmosférica que da pasó al ciclón, ocurre una situación de bloqueo, es decir, la perturbación bloquea parcialmente los vientos alisos del noreste que van

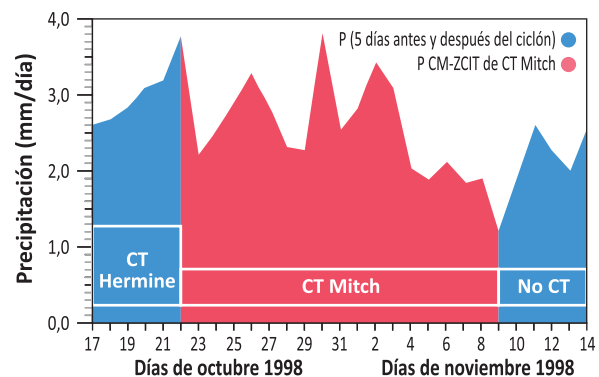
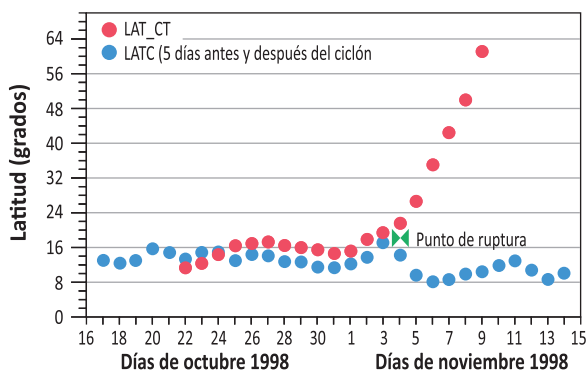


Figura 9. Comportamiento LATC (izquierda) y P (derecha) con el ciclón tropical Mitch, 1998.

hacia América Central, este bloqueo hace que la ZCIT reciba en menor grado los alisios del noreste lo que le permite desplazarse hacia el norte. Por esta razón, en varios de los eventos se identificó que los días con el ciclón apenas en formación el LATC se observó bastante al norte, indicando que ya en ese momento la convergencia que da paso a la ZCIT se presenta desplazada más al norte.

De esta manera se logró observar que cuando el ciclón se ubica entre 14-16°N, es cuando ocurre el levantamiento del LATC y la ruptura de la banda ZCIT debería ocurrir justo antes. Con datos horarios se podría documentar cuando ocurre este momento y como participan o son afectados los patrones locales como el ciclo diurno y la brisa marina.

Se revisaron un conjunto de 30 eventos de ciclones registrados entre 1998 y 2012. En los casos analizados se encontró que conforme el CT avanzó ubicándose entre 17-22°N, la banda regresó a su posición más al sur, es decir el flujo de fondo de superficie ya no converge hacia el CT como en el evento presentado del huracán Mitch. De los eventos evaluados solo en el caso del huracán Rita (2005) no se cumplió esta condición, ya que aún con el huracán Rita en los 25-30°N se mantuvo la convergencia de la ZCIT hacia el ciclón.

Con respecto a LONC no fue evidente la señal de un tipo de movimiento general asociado al ciclón, en algunos casos es claro el efecto mientras que en otros casos no siguen un patrón general.

La precipitación del CM-ZCIT expresada por P reflejó el aumento esperado con el tránsito de un ciclón, los detalles de cada evento son muy particulares, pero en general en los casos analizados, el valor de P de cinco días antes del ciclón casi no varió con respecto al valor de P durante el ciclón, mientras que el valor de P en los días posteriores al ciclón descendió de forma importante en todos los casos, siempre y cuando no se formase un nuevo CT seguido al evaluado.

Lo anterior mostró la posibilidad de dos situaciones: que los días antes del ciclón pueden ser muy activos debido a que el entorno atmosférico es húmedo y esta humedad es la que facilita la formación del ciclón y al mismo tiempo en que favorece una ZCIT intensa; o bien que este efecto en P previo al ciclón, se debe a que en pocos casos los ciclones estaban aislados de la presencia de otros sistemas como ciclones, ondas tropicales o bajas presiones. Cabe mencionar que la definición de P (como el total de precipitación acumulada en el dominio), captura cualquier sistema que esté localizado en la región antes del ciclón, incluyendo condiciones precursoras de la tormenta que puedan afectar los resultados.

En cuanto a la disminución de P pos ciclón encontrada en todos los casos analizados, también se observó con frecuencia en las estaciones meteorológicas del área y la dinámica atmosférica que la respalda se explica por la presencia de una dorsal tras el ciclón. Esto quiere decir que efectivamente, la intensidad del CM-ZCIT es relevante para la cantidad de lluvia que reciba la región con un CT. Una ZCIT deformada o en proceso de reformación por el bloqueo del ciclón, puede representar una baja en las lluvias de las cuencas del Pacífico centroamericano, con un ciclón en el Caribe. Mientras una ZCIT robusta aumenta las lluvias en el Pacífico centroamericano, como el huracán Cesar en 1996.

Se observó además en los casos analizados, que ante la presencia de ciclones simultáneos en ambas cuencas, el LONC del CM-ZCIT responde más a los de la cuenca del océano Atlántico y mar Caribe que al CT en el Pacífico, es decir que el desplazamiento de la ZCIT se da hacia el CT del Atlántico. LATC responde en forma muy similar en ambas cuencas y P se incrementa para ambas situaciones.

Como ejemplo de esta condición se detalla el caso del 20-27 junio 2010, con el CT en el Pacífico (huracán Darby, 20-29 junio, 2010) y en el mar Caribe (tormenta tropical Alex, 25-27 junio, 2010):

Se verificó por medio de imágenes satelitales, como la ZCIT se observó fuerte y bien organizada entre el 20 y el 22 de junio, el día 23 ya se observó fraccionada debido a la ruptura de la banda, ya solo con una porción como parte del CT del Pacífico y otra menor sobre el Pacífico centroamericano.

En tanto, se observó el desarrollo de una perturbación que tomó fuerza en el mar Caribe entre los días 24-25 de junio. Se notó como la porción de ZCIT cercana a América Central se fortaleció, al tiempo que se daba la formación del CT en el mar Caribe, y en ese momento si se observó que el CM-ZCIT es modulado por el CT del mar Caribe.

La diferencia de intensidad de ambos sistemas mencionados en los párrafos anteriores, indicó que el más fuerte fue el del Pacífico, el cual se llevó con él una porción de la ZCIT, mientras que entre 24-48 horas se reformó la porción que permaneció cercana a Centroamérica, que se intensificó y fue modulada con la presencia de la tormenta tropical Alex en el mar Caribe.

Así mismo, se revisaron los casos entre 1998-2013 en los que ambas cuencas presentaron en forma simultánea un CT. De los 24 eventos analizados se observó que efectivamente la ZCIT era fraccionada, el CT del Pacífico logró modular la porción de la banda más cercana ubicada entre 140-100°W, y en su desplazamiento la lleva hacia el noroeste. Mientras que cuando se presenta un CT en cada cuenca pero de muy similar latitud, uno a cada lado del istmo de Tehuantepec, la ZCIT obedece a ambos y se forma una sola banda de nubosidad hacia ellos.

El tercer patrón observado es cuando el CT del Atlántico es el más fuerte y se ubica más hacia el este, siempre dentro del mar Caribe o en el golfo de México pero cercano a Cuba, en estos casos la ZCIT es modulada por el CT del Atlántico, pero además se aprecia la fractura en los 90-85°W. Esa porción es atraída hacia el CT y es la que

usualmente es mantenida sobre América Central, además, en cuestión de 12 horas se ve que la Vaguada Monzónica Ecuatorial se reforma y se aprecia intensa sobre la porción de los 85-75°W, con una modulación leve hacia el CT del Atlántico.

4. Conclusiones

La metodología empleada por el IMN para labores operativas de seguimiento de ondas tropicales, dio resultados consistentes con los estudios teóricos de frecuencia de ondas tropicales.

El conteo de estos sistemas y su influencia en el país, permite mejorar los procesos de análisis que podrían contribuir a mejorar los pronósticos de afectación de futuros eventos.

Se verificó que el CM-ZCIT sufre cambios en el aumento de P, y el LONC sesgado hacia el este, que son un indicativo de que la ZCIT se robustece con la presencia de una OT, sin embargo la OT da paso a un aumento de lluvias concentrado en un área en particular. Es decir, generalmente solo una o pocas estaciones indican el aumento de lluvias con el paso de la OT, por lo que es muy importante que se haya apreciado en una escala espacial mayor del campo de la precipitación y en una escala temporal más amplia que incluye el conjunto de los eventos.

Del análisis de frecuencia de las OT, se encontró que efectivamente el conteo de OT en Costa Rica indica intervalos de mayor frecuencia de paso de OT entre 2-3 días, seguido de intervalos de 4-5 días y de 6-7 en menor frecuencia. La alta frecuencia de OT en los intervalos de tiempo de seis días o menos, coincide con los estudios teóricos de las OT y con las investigaciones de Yolande et al. (2002).

Los análisis realizados mostraron que efectivamente el CM-ZCIT recibe una significativa influencia de los CT, tanto de los que transitan por la cuenca del Atlántico y el mar Caribe como los del Pacífico este.

Además se encontró, que a mayor intensidad del ciclón mayor será el desplazamiento de la ZCIT, e incluso los sistemas más alejados pueden provocar un leve desplazamiento de la banda.

Se logró cuantificar el movimiento en grados del LATC, que en días con CT se ubica más al norte que en los días sin CT. El desplazamiento de la ZCIT para días con CT transitando por el océano Atlántico, representa una variación en promedio de 1.0° con respecto a su posición en los días en los que no hay ciclones, y una diferencia de 0.6° entre los días con CT y el total del registro. Además la posición de LONC indicó, que con el tránsito de CT por el Atlántico la ZCIT se desplaza en promedio 1.3° más hacia el este, lo que en este caso corresponde a una posición más cercana del CM-ZCIT a América Central, que en los días sin CT. Los datos mostraron también, una diferencia de 0.8° entre la posición promedio de LONC para las fechas con CT que en el total del registro.

Se puede concluir, que el efecto de un CT del Pacífico se presentaría en todas las componentes del CM-ZCIT, mientras que la modulación del CM-ZCIT por un CT del Atlántico y mar Caribe se presenta en forma significativa solo sobre el LATC y SPREAD.

El análisis estadístico mostró, que LATC se ubica en promedio 1.6° más al norte en días con CT, que en los días sin CT. Mientras que en el caso del LONC indicó que se ubica en promedio 2.5° más al oeste, en los casos que se presenta un CT en el Pacífico este.

Si bien el CM-ZCIT no obedece propiamente a solo la ubicación del ciclón, existe una influencia en el cálculo del CM-ZCIT debido a la presencia de todos los sistemas en el área. Aún bajo este efecto, fue posible notar la modulación de la ZCIT hacia el noroeste (noreste) con la presencia de CT en el Pacífico este (océano Atlántico y mar Caribe). La dinámica tras esta modulación del CM-ZCIT obedece a la convergencia del flujo de

bajo nivel hacia la baja presión del CT, detallada anteriormente.

En cuanto a la disminución de P pos ciclón, encontrada en todos los casos analizados, se ha observado frecuentemente en las estaciones meteorológicas del área y la dinámica atmosférica que la respalda se explica por la presencia de una dorsal tras el ciclón. Se podría concluir que la intensidad del CM-ZCIT es relevante para la cantidad de lluvia que reciba la región, con un CT. Una ZCIT deformada o en proceso de reformación por el bloqueo del ciclón, puede representar una baja en las lluvias de las cuencas del Pacífico centroamericano con un ciclón en el Caribe. Mientras una ZCIT robusta aumenta las lluvias en el Pacífico centroamericano, como con el huracán Cesar en 1996.

No obstante, son necesarios estudios más detallados con información de mayor resolución temporal, para identificar el inicio de la interacción de los ciclones con la convergencia de la banda de lluvias, anticiparse a este momento sería de gran importancia para prevenir y mitigar los impactos de los efectos indirectos de los ciclones en la región.

5. Agradecimientos

Los autores agradecen a Dr. Eric Alfaro, Dr. Jorge Amador y Dr. Walter Fernández, por sus valiosas sugerencias y comentarios. También expresan su agradecimiento al Centro de Investigaciones Geofísicas y al Instituto Meteorológico Nacional, por haber proporcionado apoyo en la generación de datos utilizados en esta investigación.

Hugo Hidalgo es financiado parcialmente por los proyectos 805-B3-413, B4-227, A9-532 (CSUCA-ASDI), B3-600, B6-143 (Vicerrectoría de Investigación de la UCR, CONICIT y MICITT), B0-810 y A4-906. HH agradece al apoyo de la Escuela de Física de la UCR.

6. Referencias

- Alfaro, E. y Pérez-Briceño, P. (2014). Análisis del impacto de fenómenos meteorológicos en Costa Rica, América Central, originados en los mares circundantes. *Revista de Climatología*, 14, 1-11 ISSN 1578-8768.
- Amador, J. (1998). A Climate Feature of the Tropical Americas: The Trade Wind Easterly Jet. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 5(2), 91-102.
- Amador, J. (2008). The Intra-Americas Sea Low-level Jet Overview and Future Research. Trends and Directions in Climate Research: *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146, 153-188. doi: 10.1196/annals.1446.012.
- Bell, G.D., Goldenberg, S.B., Landsea, C.W., Blake, E.S., Kimberlain, T.B., Schemm, J., & Pasch, R.J. (2013). Tropical Cyclones - Atlantic Basin, State of the Climate in 2012. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94, S85-S89.
- Dettinger, M.D., Cayan, R.D., Díaz, H.F. & Meko, D.M. (1998). North-South Precipitation Patterns in Western North America on Interannual-to-Decadal Timescales. *American Meteorological Society*.
- Gu G. & Zhang Ch. (2002). Westward-Propagating Synoptic-Scale Disturbances and the ITCZ. *Journal of Atmospheric Sciences*, 59, 1062-1075. doi: 10.1175/1520-0469(2002)059<1062:WPSS DA>2.0.CO;2.
- Huffman, G.J.; Adler, R.F.; Bolvin, D.T.; Gu, G.; Nelkin, E.J.; Bowman, K.P.; Hong, Y.; Stocker, E. & Wolff D.B. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *American Meteorological Society. Journal of Hydrometeorology*, 8, 38:55. doi: 10.1175/JHM560.1
- Landsea, C.W. & Franklin, J.L. (2013). Atlantic Hurricane Database Uncertainty and Presentation of a New Database Format. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 3576-3592. doi: 10.1175/MWR-D-12-00254.1
- Nieto, R., & Schubert, W. H. (1997). Barotropic aspects of ITCZ breakdown. *Journal Atmospheric Sciences*, 54(2), 261-285. doi:10.1175/1520-0469(1997)054.
- Peña, M. & Douglas, M. (2002). Characteristics of Wet and Dry Spells over the Pacific Side of Central America during the Rainy Season. *Mon. Weather Rev.*, 130(12), 3054-3073. doi: 10.1175/1520-0493(2002)130<3054:COW ADS>2.0.CO;2.
- Quirós E. y Alfaro, E. (2009). Algunos aspectos relacionados con la Variabilidad Climática en la Isla del Coco, Costa Rica. *Revista de Climatología*, 9, 33-44 ISSN 1578-8768.
- Quirós, E. (2015). *Variabilidad Climática de la Zona de Convergencia Intertropical y su Influencia en la Hidrometeorología Centroamericana*. Tesis de Maestría. Universidad de Costa Rica. San José, Costa Rica.
- Quirós, E. y Hidalgo, H. (2016). Variabilidad y conexiones climáticas de la Zona de Convergencia Intertropical del Pacífico Este. *Revista Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 15, 21-36 ISSN 1409-2034.
- Quirós, E. (2015). *Informe Climático de Eventos Extremos de Precipitación del Proyecto Hidroeléctrico Reventazón*. San José, Costa Rica: Instituto Costarricense de Electricidad, CS EBI, Área de Hidrología.
- Quirós, E. (2014). *Caracterización climática de la cuenca media-baja del río Reventazón-Parismina y la microcuenca del río Siquirres (revisión)*. San José, Costa Rica: Instituto Costarricense de Electricidad, CS EBI, Área de Hidrología.
- Shubert, W.H., Ciesielski, P.E., Stevens, D.E. & Kuo, H. Ch. (1991). Potencial Vorticity Modeling of ITCZ and Hadley Circulation. *American*

- Meteorological Society. *J. Atmos. Sci.*, 48(12), 1493-1509.
- TAFB. (2011). *Changes to the TAFB portion of the unified surface analysis*. National Hurricane Center (NHC-NOAA).
- Thorncroft, C.D., Hall N.M. & Kiladis G.N. (2008). Three-Dimensional Structure and Dynamics of African Easterly Waves. Part III: Genesis. *J. Atmos. Sci.*, 65, 3596–3607. doi: 10.1175/2008JAS2575.1.
- Yolande, L.S, Robert, A. & Houze, Jr. (2002). Observations of Variability on Synoptic Timescales in the East Pacific ITCZ. American Meteorological Society. *J. Atmos. Sci.*, 59, 1723–1743. doi: 10.1175/1520-0469.
- Zehnder, J. A. & Powell, D. M. (1999). The interaction of easterly waves, orography, and the intertropical convergence zone in the genesis of eastern Pacific tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 1566–1585. doi:10.1175/1520-0493(1999)127<1566:TI OEWO>2.0.CO;2.

Eventos extremos de lluvia ocasionados por empujes fríos que han llegado a Costa Rica en el periodo invernal (NDEF) del año 2000 al 2010: Líneas de cortante.

GABRIELA CHINCHILLA¹

JORGE GUTIÉRREZ²

ELADIO ZÁRATE³

Resumen

El análisis de la influencia de los empujes fríos sobre nuestro país, tiene importancia por la frecuencia y magnitud del efecto que provocan las lluvias intensas asociadas a estos eventos, en la Región Caribe y la Zona Norte; en los últimos años, a nivel nacional, se ha introducido el término de empuje frío (EF) o polar y en la última década se han empezado a clasificar y documentar los efectos de los empujes fríos, de acuerdo a sus componentes específicos como causantes de los eventos lluviosos y/o ventosos. A pesar de estos avances, el efecto que tiene la línea de cortante como parte del Empuje Frío en Costa Rica, ha sido poco analizado; por esta razón en esta investigación se ha realizado un estudio acerca de la posible relación existente entre el tránsito de este sistema meteorológico sobre nuestro país, con los eventos extremos de lluvia en la región Caribe.

PALABRAS CLAVE: EMPUJE FRÍO, FRENTE FRÍO, LÍNEA DE CORTANTE, MASAS DE AIRE.

Abstract

The analysis of the influence of cold surges over Costa Rica, is important due to the frequency and magnitude of the damages caused by the intense rains, associated to these events over the Caribbean and the Northern Zone; the terms cold surge or polar surge have been introduced in recent years in Costa Rica, during this decade the effects of such cold surge have started to be documented and classified as the cause of these rainy and gusty events. Nevertheless, the influence of the shear line as part of the cold surge over Costa Rica has been poorly analyzed. This is the reason why the authors have tried to study the possible connection between the transit of cold surges over the Costa Rican area and the extreme rain events on the Caribbean Region.

KEY WORDS: COLD SURGE, COLD FRONT, SHEAR LINE, AIR MASS.

1. Introducción

Los empujes fríos están conformados por varios sistemas meteorológicos: una baja presión, seguida de una alta presión atmosférica, un

frente frío y una línea de cortante. La interacción dinámica del flujo del sistema ciclónico con el flujo anticiclónico, provoca una notable división de las masas de aire con características tropicales y extratropicales; este sector, que diferencia las

1 Máster en Ciencias de la Atmósfera. Departamento de Meteorología Sinóptica y Aeronáutica. Instituto Meteorológico Nacional. Correo electrónico: gchinchilla@imn.ac.cr.

2 Doctor en Meteorología. Director del Programa de Posgrado en Física. Escuela de Física. Universidad de Costa Rica. Correo electrónico: jaim613@yahoo.co.uk

3 MAE. Investigador Ad-honorem de la Escuela de Física de la Universidad de Costa Rica. Correo electrónico: elzarate2003@yahoo.com

dos masas de aire con distintas características, constituye el frente frío (FF) y asociada a este, la línea de cortante (LC).

Los cambios de presión atmosférica existentes dentro de los sistemas de alta presión (baja presión) que interactúan con la rápida rotación de fondo del planeta, causan que en la región situada fuera de la capa límite y lejana al ecuador geográfico, el viento siga la dirección de las isobaras (aproximación geostrófica), provocando flujos con circulación anticiclónica (ciclónica) que migran junto a los centros de dichas altas presiones (bajas), caso del hemisferio norte. Este tipo de circulación dentro de un anticiclón está representado en la figura 1 con flechas negras y muestra la interacción entre una masa de aire frío y una masa de aire cálido dentro de una alta presión atmosférica. Las líneas negras continuas son isobaras cada 2 hPa, el amarillo representa aire frío, el rojo representa aire cálido. Las flechas negras reflejan la magnitud y dirección del flujo de vientos dentro de la alta presión atmosférica, según el correspondiente gradiente de presión; nótese que en sectores de mayor (menor) gradiente de presión las flechas reflejan mayor (menor) velocidad.

En el caso de los empujes fríos, estos tienden a proyectarse desde el sector polar hacia la región extratropical y pueden alcanzar la zona tropical. El avance del anticiclón asociado al empuje frío hacia el sur, genera un fuerte gradiente de presión entre el flujo extratropical y el tropical. Dicho gradiente propicia un flujo de vientos avanzando hacia el sur sobre Centroamérica y el mar Caribe, el cual interactúa con el flujo de vientos (estes o alisios) de diferente componente perteneciente al flujo tropical; esta situación maximiza la cortante horizontal generando así la línea de cortante o de convergencia “LC” (Davison, 2015).

En algunos casos durante su avance por el sector centroamericano y su zona marítima, el frente frío puede quedarse rezagado detrás de la LC; esto



Figura 1. Esquema de sistema baroclínico. Fuente: Davison, 2015.

dependerá de la intensidad de la interacción entre la masa fría y la tropical, ya que en el caso de que la masa fría empiece rápidamente a modificar sus características, la línea frontal también perderá su alto gradiente baroclínico (ver figura 1), con ello se retrasa su avance hacia el sur. Las líneas de cortante y los frentes fríos generalmente están en paralelo cuando la masa de aire se propaga por los continentes. Conforme el frente se mueve a áreas subtropicales (esto ocurre generalmente en el Golfo de México en el caso de Norte América), la línea de cortante se acelera y tiende a posicionarse adelante del frente (Davison, 2015).

El avance de un anticiclón hacia el sur de Centroamérica y el mar Caribe, está modulado por el chorro subtropical. Si éste se proyecta hacia el sur, facilitará que el sistema anticiclónico en superficie se desplace latitudinalmente más al sur, con sus características polares de una menor modificación, provocando así un frente frío con mayor proyección hacia el trópico y una LC con un gradiente de presión de mayor intensidad. En este caso, es probable que tanto el frente frío como la línea de cortante permanezcan juntos en su desplazamiento hacia el sur (Davison, 2015).

Un alto porcentaje del máximo de lluvias en el Caribe y la Zona Norte se le atribuye a los empujes fríos (IMN, 2008). Este sistema atmosférico es el que mayor cantidad de inundaciones provoca en la vertiente del Caribe, en el cuatrimestre que va

desde noviembre a febrero. En algunas ocasiones se presentan empujes fríos extratemporales como sucedió en 2016, cuando un empuje frío incursionó en Centroamérica entre el 5 y 9 de mayo; sin embargo, éstos son poco frecuentes y de débil intensidad por la disminución de los gradientes térmicos entre el norte y sur del hemisferio.

Históricamente se le han atribuido los temporales de la vertiente del Caribe a los frentes fríos de forma generalizada, sin discriminar entre el efecto que sus diferentes componentes pueden tener en cada evento. Ha sido hasta en los últimos años que a nivel nacional se introdujo el término de Empuje Frío (EF) o Polar, con las investigaciones y publicaciones de Zárate (2005, 2013 y 2014), las cuales abarcan el sistema de manera integral. De esta forma, utilizando el conocimiento generado sobre estos sistemas, al analizar los empujes fríos se han determinado efectos en el país asociados a componentes específicos del mismo, tales como la alta presión, el propio frente frío o la línea de cortante, o una combinación de ellas. En la última década, especialmente a partir del año 2009, se inició la clasificación y documentación por parte de las instituciones de investigación de los efectos de los empujes fríos, de acuerdo a sus componentes específicos como causantes de los eventos lluviosos y ventosos. Sin embargo, a pesar de estos importantes avances, el efecto que tiene la línea de cortante específicamente en Costa Rica requiere de mayor análisis y documentación.

Existen diversos estudios que describen el comportamiento de las masas de aire frío en el periodo invernal que penetran en los trópicos y logran afectar a Centroamérica y al sector del Caribe.

Garreaud (2001) estudió los empujes fríos que se mueven de latitudes medias hacia los trópicos y que son frecuentemente observados en el este de los Andes, las Rocallosas y las Sierras Mexicanas, así como en la cordillera del Himalaya. Analizó aspectos importantes que se presentaron de forma común

en estas regiones, como su génesis, estructura y evolución. Además, estimó su contribución en los balances de energía regional y global.

Ramírez y Prieto (2008), estudiaron con el modelo MM5 “los nortes” en el periodo 2006-2007 en el golfo de México.

Por su parte, Zárate (2005 y 2013) analizó el comportamiento de los empujes fríos que alcanzan Centroamérica y el Caribe, generando una estadística de los eventos que logran penetrar a la región e incorporando el concepto de empuje frío. Incluye también unas breves consideraciones sobre la Oscilación Ártica (OA) y la Oscilación del Atlántico Norte (OAN), en relación con los empujes fríos que alcanzan Centroamérica y el Caribe.

Además, Zárate (2014) estudió las interacciones de las masas invernales de aire frío del hemisferio norte con el Chorro de Bajo Nivel del Caribe, mostrando que estos sistemas establecen una teleconexión en la circulación de latitudes altas y la tropical. Para ello utilizó los casos tomados de empujes fríos, contenidos en la base de datos de Zárate (2013) entre los años 1975 y 2012.

1.1. Línea de cortante (LC)

Las LC están asociadas con cambios en el viento y son usualmente identificadas en áreas de confluencia direccional al final de un frente, como se observa en la figura 2, donde se presenta el esquema utilizado para mostrar análisis de línea de cortante sobre el mar Caribe, la LC es representada por una línea discontinua en color azul resaltada en óvalo rosado (Shear Line). El frente frío es la línea continua con triángulos en color azul (Cold Front) y el centro de alta presión atmosférica se ilustra con la letra H en color azul. Las LC pueden llegar a estar cuasi-estacionarias y extenderse por más de 3000 km, según se consigna en MetEd (2015).

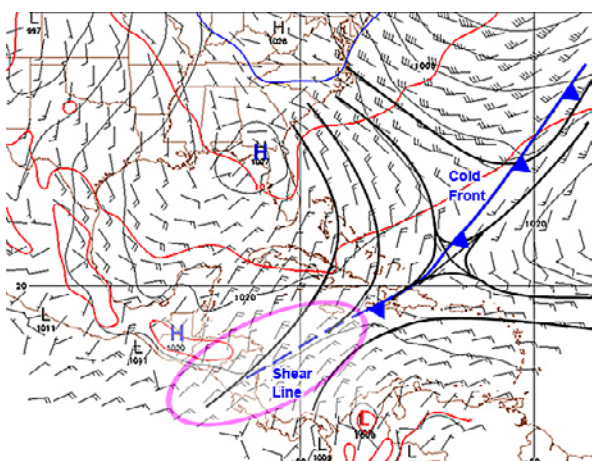


Figura 2. Presión a nivel del mar y barbas de viento en el nivel de superficie, generada por el modelo numérico GFS (Global Forecast System), 00UTC del 18 de febrero de 2013. Fuente: MetEd (2015).

Davison (2015) menciona algunas definiciones para las LC:

- Área donde el viento confluye direccionalmente a lo largo de un frente en superficie.
- Línea o zona estrecha a través de la cual hay un cambio brusco en la componente horizontal del viento paralelo a esta línea; una línea de máxima cortante del viento horizontal. American Meteorological Society (2015).

Las líneas de cortante y los frentes generalmente están en paralelo, cuando la masa de aire se propaga por los continentes (particularmente en Norte América). Según el frente se propaga hacia áreas subtropicales, la línea de cortante acelera y/o corre adelante del frente.

Según MetEd (2015), la convergencia a lo largo de las LC produce líneas de nubosidad que incluyen tormentas. Para Centroamérica el paso de estas LC pueden producir líneas de turbonada, fuertes vientos y precipitaciones intensas. En raras ocasiones, los frentes y líneas de cortante logran penetrar profundamente en los trópicos, como ocurrió en marzo de 2009, cuando una LC llegó hasta 5°N sobre el noreste de Suramérica. Algunas

características que diferencian a los frentes de las líneas de cortante según Davison (2015) son:

- Líneas de Cortante: asociadas con cambios en el viento (dirección y/o velocidad).
- Frentes: área de transición entre dos masas de aire de diferente densidad. La densidad depende de la temperatura y el contenido de humedad de la masa. Los frentes se pueden encontrar a lo largo de las líneas de cortante o atrás de ellas.

Desde el punto de vista del reconocimiento y análisis de líneas de cortante en los mapas sinópticos, es necesario conocer los criterios básicos asociados a los cambios en la dirección de los vientos en los mapas superficiales. Para ello se utilizan los análisis de corriente/flujo, la cual es una técnica subjetiva que muestra confluencia y/o difluencia por dirección mediante el trazado de la asíntota confluyente. Es interés de este estudio el análisis de líneas de corriente para la evaluación de la confluencia direccional del viento, ya que es el utilizado para determinar la posición geográfica de las líneas de cortante que ingresan al mar Caribe y Centroamérica.

En la figura 3, Davison (2015) muestra de forma clara y sencilla la separación existente entre la banda frontal y la línea de cortante. En ella se esquematiza la separación que se da entre la LC y el frente frío en estas regiones. La LC está representada con línea de color rojo. Inicialmente, el frente está saliendo de la costa sur de los Estados Unidos (figura 3a). Una fuerte baroclinicidad a lo largo de la frontera permite que el frente y la línea de cortante se mantengan paralelas una a la otra. Según el frente avanza por el Golfo de México, (figura 3b), la masa de aire se empieza a modificar y la línea de cortante “acelera” delante del frente, mientras que el frente se queda rezagado y la frontera baroclínica comienza a modificarse/debilitarse sobre las aguas cálidas del Golfo y Caribe. Cuando el frente se mueve por el Golfo de México hacia el

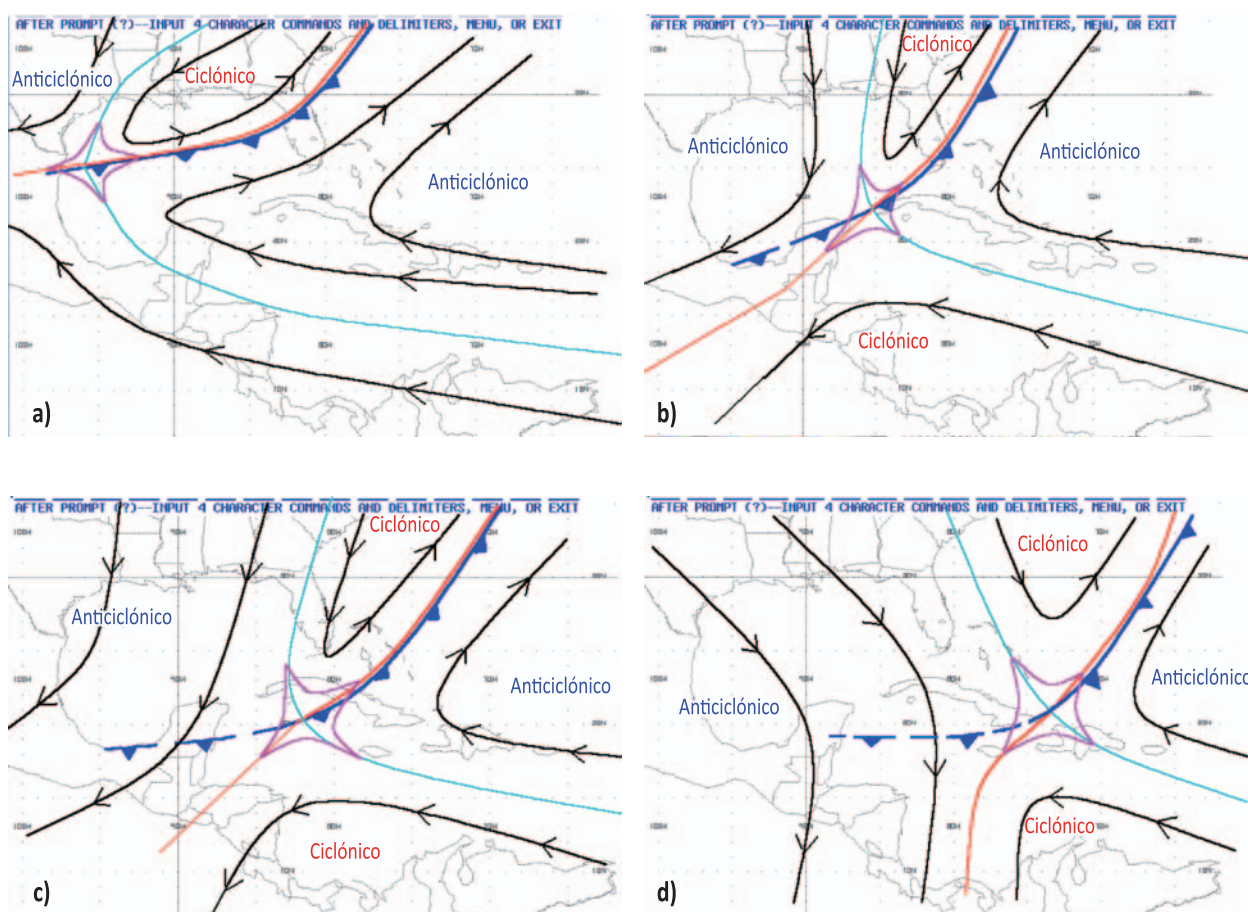


Figura 3. Progresión típica de una línea de cortante (LC) que ingresa a Centroamérica y el mar Caribe. Fuente: Davison (2015).

oeste del mar Caribe (figura 3c), la masa de aire continúa modificándose y la línea de cortante se separa aún más de la frontera baroclínica según esta continúa debilitándose. Fuertes vientos del norte post-frontalmente en el sur de México, favorecerán la convección llana debido a forzamiento orográfico. El alto contenido de agua y el forzamiento por el terreno, resultarán en máximos de lluvia de unos 150-200mm en un periodo de 24 horas. Por último en la figura 3d puede verse la línea de cortante trasladándose en el sur del mar Caribe y Centroamérica, la separación entre esta línea de cortante y el frente frío se hace mucho más pronunciada en este caso.

2. Metodología

Para el análisis de la precipitación se utilizaron datos diarios de lluvia, provenientes de estaciones meteorológicas mecánicas del Instituto Meteorológico Nacional (IMN), durante los meses de noviembre, diciembre, enero y febrero, del periodo 2000 al 2010, en la Zona Norte y la Región Caribe, además de algunas localizadas al este y norte del Valle Central.

Como insumo para realizar los gráficos de líneas de corriente que fueron generados por la herramienta GrADS, se utilizaron los datos de las componentes del viento zonal y del viento meridional provenientes de la base de datos del Reanálisis del NCEP, en el nivel de 925 hPa y 250

hPa, para las 12Z, 18Z, 00Z y 06Z, para en uno de los días del periodo analizado.

Se utilizaron también los Boletines Meteorológicos Mensuales, del período 2000-2010, emitidos por el Instituto Meteorológico Nacional (IMN). Además, se consultó la estadística mensual de frentes fríos que incursionaron en territorio costarricense, generada por el IMN en dicho periodo, durante los meses de enero-febrero-marzo y octubre-noviembre-diciembre (EFM-OND).

Para completar los datos de lluvia se utilizó el método de rellenado con estaciones meteorológicas cercanas, por medio del Análisis de Componentes Principales (ACP) y la interfaz gráfica SCILAB (Alfaro y Soley, 2009).

Una vez que se tuvo la base de datos completa, se procedió a establecer un umbral a partir del cual se determinó un posible Evento Extremo (EE). Para ello se calculó el percentil 90 de cada una de las series de datos de lluvia de las estaciones meteorológicas, con un total de 1.202 datos de lluvia de cada una de las 33 estaciones utilizadas en este estudio. De forma tal, que el valor del percentil 90 (IPCC, 2013) de cada estación sería el umbral a partir del cual se establecería un EE, este umbral se calculó para el periodo de estudio.

Una vez establecidos todos los EE de cada una de las series, se procedió a sumar todos los casos que presentaron esta condición para todo el conjunto de estaciones de forma diaria, obteniéndose un total diario de EE para cada uno de los 1.202 días analizados y a la vez, el total integral de todos los EE documentados en todo el periodo. Para cada uno de los días en que se presentó al menos un EE ($EE > 1$), se graficaron mapas de líneas de corriente con el fin de hallar cuáles de estos EE podrían tener o no algún tipo de relación con el paso de una LC por Costa Rica.

Para el establecimiento de las LC, se crearon mapas de líneas de corriente en el nivel de 925

hPa, utilizando los datos de la componente zonal y la componente meridional del viento, de la Base de Datos del Reanálisis del NCEP y generados por el desplegador gráfico GrADS, dentro del área que va desde 0° - 40° de latitud norte y de 40° - 110° de longitud oeste. Las líneas de corriente están generadas de forma diaria y cada seis horas, este último es especialmente necesario para los eventos en que el sistema se traslada rápidamente sobre la región centroamericana o mar Caribe y se requiere una mejor resolución temporal para poder describir su avance y momento de llegada de la LC a Costa Rica. Para identificar las LC en los mapas de líneas de corriente, se usó el análisis de corriente/flujo (Davison, 2015), el cual utiliza la confluencia y/o difluencia por dirección mediante el trazado de la asíntota confluyente.

Con el fin de clasificar una asíntota confluyente como una LC, se intentó identificar las siguientes características en los mapas de líneas de corriente:

- La difluencia entre el flujo ciclónico de la baja presión y el flujo anticiclónico de la alta presión, ambos sistemas pertenecientes al EF.
- La confluencia entre el flujo anticiclónico de la alta presión del EF y el flujo tropical de los vientos alisios o de la vaguada prefrontal.

Una vez establecidas las LC se clasificaron por su ubicación, si la LC se localizaba dentro de las regiones de interés del territorio nacional, se contabilizó en la estadística. Tomando en cuenta que según normas internacionales, la lluvia se registra desde las 13Z (7 a.m.) del día correspondiente (D1) a las 13Z (7 a.m.) del día siguiente (D2), se decidió establecer la misma relación horaria con la ubicación de las LC en el país, es decir, le correspondería al D1 una LC que se localizara sobre Costa Rica en las siguientes horas: 18Z del D1, 00Z del D2, 06Z del D2 y 12Z del D2. Si una LC se observó dentro del país a las 12Z del D2 y no lo estaba a las 18Z de ese mismo día, esa LC se contabilizó como relacionada a la lluvia del D1. Una vez establecida la serie de datos diarios de EE, se

procedió a sumar los eventos que se presentaron en el periodo completo. De la misma forma se procedió con la cantidad de EE que tuvieron una LC sobre el país, lo que permitió comparar la cantidad de casos de EE con la cantidad de casos de EE relacionados al paso de una LC.

Inicialmente este procedimiento se realizó solamente para estaciones ubicadas en la Zona Norte y el Caribe, sin embargo, conociendo que los sectores del este y del norte del Valle Central también tienen influencia de los sistemas invernales, se añadieron estaciones de estas ubicaciones al análisis de eventos extremos y de líneas de cortante, como una forma de verificar los resultados obtenidos inicialmente. El análisis expuesto anteriormente se repitió para la base de datos utilizada, con la variación de que el umbral

establecido para la selección de EE fue de eventos mayores a 100 mm, con el fin de hallar la posible relación existente entre los eventos de lluvia extrema de grandes proporciones y el tránsito de LC sobre Costa Rica.

3. Resultados y Análisis

Se documentaron todos los eventos extremos en las temporadas invernales del periodo comprendido entre el 2000 y 2010, se analizaron los meses de noviembre, diciembre, enero y febrero, tomando como base el percentil 90 de cada una de las estaciones (IPCC, 2013). En total se utilizaron 33 estaciones, de las cuales 14 corresponden a la Zona Norte, tres al Caribe Norte, cuatro al Caribe Sur y 12 al Valle Central (figura 4).

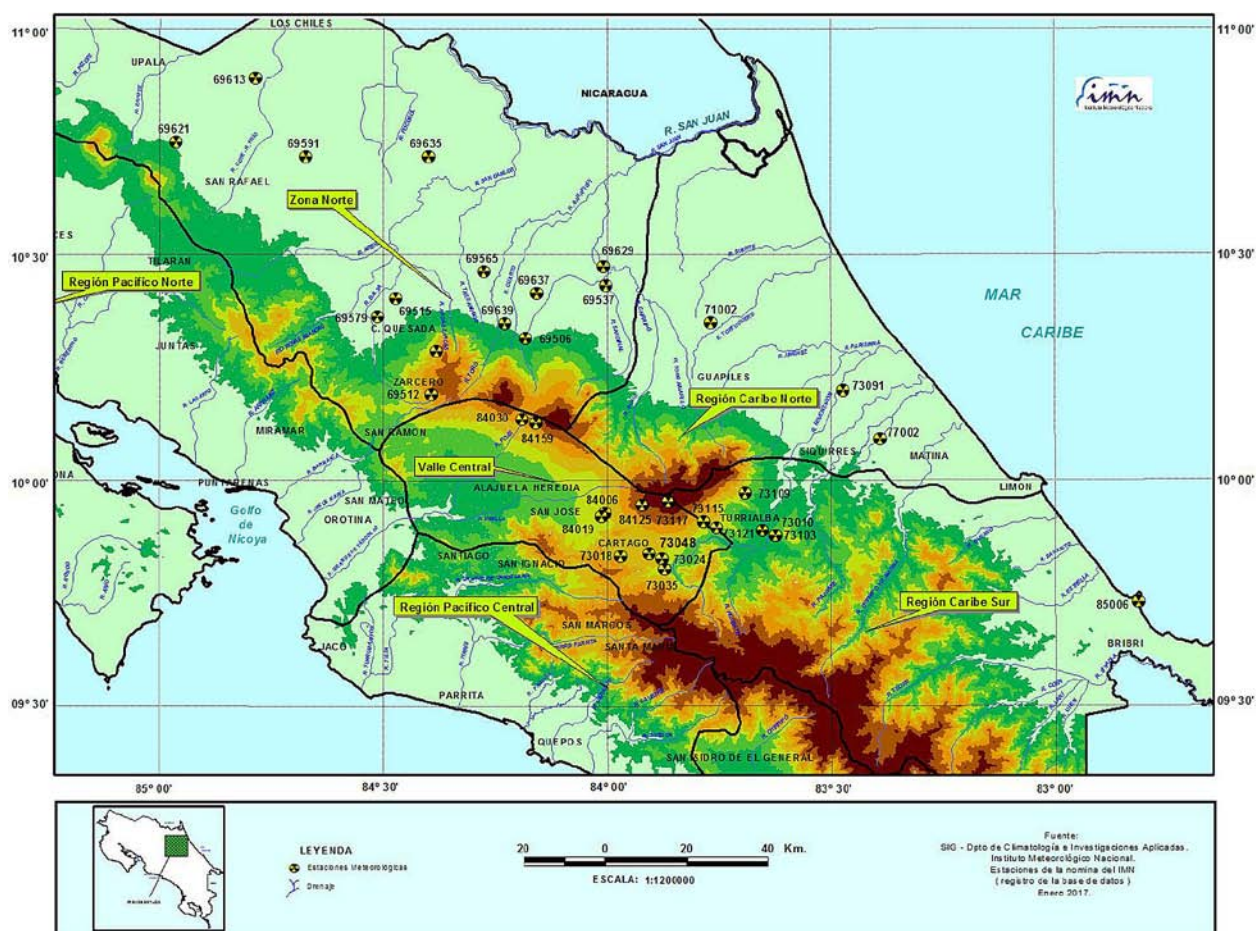


Figura 4. Mapa de las regiones climáticas de Costa Rica utilizadas en este estudio. Fuente: IMN.

3.1. Percentil 90

En el cuadro 1 se muestran las estaciones utilizadas para la Zona Norte, con algunos datos estadísticos asociados a las mismas, como el promedio, la desviación estándar, el percentil 90 y el valor máximo y mínimo de la serie. Cabe resaltar, que para el cálculo solo se tomaron en cuenta los eventos de lluvia mayores o iguales a 0,1 mm. Puede observarse que en el caso de la Zona Norte, se obtuvieron valores del P90 que variaron entre 20,2 mm y 66,4 mm, siendo el más bajo el asociado a Caño Negro, estación ubicada a 30 msnm y el más alto en San Miguel de Sarapiquí con una elevación de 500 msnm. Las estaciones de Sarapiquí y Ciudad Quesada son las que registran los valores más altos del P90, de las 33 estaciones analizadas, coincidiendo la primera en uno de los puntos con máximos de lluvia anual en el país, según IMN (2009). En esta región, los promedios de las series de precipitación diaria están entre los 8 mm y los 25 mm y los montos de lluvia máximos varían entre 61 y 375 mm en un solo día.

En el cuadro 2 se presentan las estaciones utilizadas para la Región Caribe y sus respectivos datos estadísticos, desglosados en Caribe Norte y Caribe Sur.

En el caso del Caribe Norte se obtuvieron valores de P90 que variaron entre 54,9 mm para La Mola a 61,4 mm en Hacienda El Carmen, ambas estaciones pertenecientes a las llanuras del norte de la provincia de Limón; La Mola ubicada a 70 msnm y Hacienda El Carmen a 15 msnm. Hacienda El Carmen es la estación con el P90 más alto de todas las estaciones. Los promedios de las series de precipitación diaria están entre los 19,3 mm y los 21,7 mm, mientras que los montos de lluvia máximos varían entre 291,6 mm y 302,4 mm, en 24 horas.

En lo que respecta al Caribe Sur, el P90 varía entre 37,4 mm y 50 mm respectivamente para el CATIE y Sitio Mata, ambas estaciones localizadas en el cantón de Turrialba. El CATIE se encuentra a 602 msnm mientras que Sitio Mata está a 300 msnm. Con respecto a los promedios, el Caribe Sur

Cuadro 1. Datos estadísticos diarios de estaciones meteorológicas localizadas en la Zona Norte

Estación	PROMEDIO	DEV.STDR	P90	MAX	MIN
San Miguel Sarapiquí	25,3	33,4	66,4	249,1	0,1
Ciudad Quesada	23,8	40,7	65,0	375,1	0,2
Agroverde	21,9	29,1	56,0	223,5	0,1
La Selva Sarapiquí	18,0	26,3	48,4	229,0	0,1
Rebusca	18,1	24,8	45,0	205,1	0,1
Santa Clara	15,3	21,6	44,3	179,9	0,1
San Gerardo	16,9	23,5	42,6	201,5	0,1
Quebrada Azul	17,1	21,5	41,4	165,1	0,1
Pital	14,8	17,2	37,2	112,1	0,1
CoopeVega	14,9	19,2	36,6	139,5	0,1
Zarcero	9,6	11,1	24,2	61,7	0,1
Los Chiles	9,5	11,5	23,0	100,9	0,1
Bijagua	10,0	11,8	21,3	108,8	0,1
Caño Negro	8,9	12,8	20,2	200,3	0,1

Nota: Unidades utilizadas, mm.

Cuadro 2. Datos estadísticos diarios de estaciones meteorológicas localizadas en el Caribe Norte y el Caribe Sur

Caribe Norte	PROMEDIO	DEV.STDR	P90	MAX	MIN
Hcda El Carmen	21,7	32,9	61,4	302,4	0,1
La Lola	23,3	33,9	55,5	273,9	0,1
La Mola	19,3	29,7	54,9	291,6	0,1
Caribe Sur	PROMEDIO	DEV.STDR	P90	MAX	MIN
Sitio Mata	19,6	32,1	50,0	272,5	0,1
Puerto Vargas Limón	16,6	26,4	45,5	215,5	0,1
Guayabo	19,1	27,4	45,2	210,2	0,1
Catie	13,6	24,6	37,4	260,3	0,1

Nota: Unidades utilizadas, mm.

varía entre 13,6 mm a 19,6 mm de lluvia diaria. Los valores máximos de lluvia de esta región van desde 260 mm a 272 mm, lo cual pone al Caribe Sur por debajo del Caribe Norte y la Zona Norte en el ranking de extremos absolutos de lluvia, ya que como se mencionó previamente éstos alcanzan valores absolutos diarios de más de 300 mm.

El aumento en la velocidad del flujo de vientos alisios favorece la ocurrencia de lluvias orográficas en la Región Caribe, ya que el ascenso orográfico descarga lluvia a barlovento de la cordillera y

disminuye la precipitación en la vertiente del Pacífico, lo que explica la ocurrencia de un máximo de precipitación en el lado Atlántico, coincidiendo con un mínimo del lado Pacífico (Ramírez, 1983).

En el cuadro 3 se presenta el análisis realizado para las estaciones localizadas en el Valle Central. Para la escogencia de estas estaciones se tomó en cuenta el tipo de precipitaciones que se presentaron en el Valle Central en el periodo de la estación seca, estuvieran relacionadas al régimen de lluvias del Caribe y fueran producto del

Cuadro 3. Datos estadísticos diarios de estaciones meteorológicas localizadas en el Valle Central

Valle Central	PROMEDIO	DEV.STDR	P90	MAX	MIN
H. La Giralda Heredia	16,6	22,4	47,8	152,6	0,1
Capellades	16,4	17,8	42,4	100,4	0,1
Fraijanes	12,9	20,0	35,8	127,2	0,1
Juan Viñas	14,9	19,8	35,3	197,0	0,1
Cartago	8,7	13,5	24,0	112,2	0,1
Curridabat	9,3	11,6	23,4	75,5	1,0
Chicoá	8,0	13,1	22,0	132,0	0,1
Tres Ríos	7,4	10,7	19,8	74,0	0,1
Navarro Cartago	8,3	10,5	19,5	88,0	0,1
Paraíso	6,9	9,9	18,1	95,3	0,1
Dulce Nombre	5,6	8,6	14,5	77,0	0,1
Linda Vista El Guarco	4,5	7,7	11,4	70,1	0,1

Nota: Unidades utilizadas, mm.

“derrame” hacia el Valle Central desde el sector caribeño (Ramírez, 1983).

La mayoría de las estaciones de esta región se escogieron dentro del Valle Central Oriental, tomando en cuenta que este es el sector que presenta mayor influencia de la actividad lluviosa de sus regiones vecinas, Caribe Norte y Caribe Sur, en el periodo invernal del hemisferio norte. Los valores del P90 en estas estaciones variaron entre 11,4 mm hasta 47,8 mm, siendo el más bajo el asociado a Linda Vista de El Guarco, a una altitud de 1.400 msnm y Hacienda La Giralda en Heredia con una elevación de 2.049 msnm. En esta región, los promedios de las series de precipitación diaria están entre los 4,5 mm y los 16,6 mm y los montos de lluvia máximos varían entre 70,1 mm y 152,6 mm en un día.

3.2. Caracterización de eventos extremos

A cada uno de los días del periodo utilizado en este estudio se le asignó un número de eventos extremos, el cual podía ir desde cero en un día sin evento extremo, hasta un máximo de 33 correspondiente a un día con eventos extremos

Cuadro 4. Eventos extremos (EE) ocurridos en cada temporada y el total de ellos (2000-2010)

Temporada	Número de EE
2000-2001	181
2001-2002	280
2002-2003	229
2003-2004	207
2004-2005	349
2005-2006	240
2006-2007	127
2007-2008	224
2008-2009	339
2009-2010	192
Total	2.368

en todas las estaciones. Los valores encontrados varían desde 0 hasta 29 (por ejemplo, el caso del 17 de noviembre de 2002), lo cual significa que no hubo ningún día durante las 10 temporadas analizadas en que se diera un EE en todas las 33 estaciones analizadas.

Como puede verse del cuadro 4, las temporadas más activas en cuanto a ocurrencia de EE fueron 2004-2005 con 349 y 2008-2009 con 339. Las de menor cantidad fueron para 2000-2001 con 181 y 2006-2007 con 127.

3.3. Identificación de líneas de cortante (LC)

Para cada uno de los días con señal de evento extremo, es decir $EE \geq 1$, (ver cuadro 5), se crearon mapas de líneas de corriente en el nivel de 925 hPa, con el fin de analizar el sistema meteorológico predominante en el estado del tiempo de Costa Rica durante ese día, particularmente con influencia en el extremo caribeño y sector norte del país. Esto para identificar el paso de líneas de cortante bien definidas dentro del área del interés. En el cuadro 5 se muestran las fechas en las que se encontraron líneas de cortante sobre el país, contabilizadas dentro de las 7am del día indicado y las 7am del siguiente día.

Las temporadas más activas en cuanto a ocurrencia de EE relacionados a LC (EE-LC) por Costa Rica fueron 2008-2009 con 148 EE, seguidas por 2003-2004 con 93 EE. Las de menor cantidad de EE-LC fueron 2000-2001 con 47 EE y el 2006-2007 con 35 EE (ver cuadro 6).

Cabe mencionar que no en todas las temporadas se presentaron LC (con las condiciones que se establecieron en este análisis) en cada uno de los cuatro meses que comprenden la temporada completa, tal es el caso del 2000-2001 en el cual no hubo ninguna de ellas en febrero, también durante 2002-2003 no hubo LC registrada ni en

Cuadro 5. Fechas de tránsito de líneas de cortante (LC) por Costa Rica que coinciden con la ocurrencia de eventos extremos (EE)

FECHA	EE LC	FECHA	EE LC	FECHA	EE LC	FECHA	EE LC	FECHA	EE LC	FECHA	EE LC	FECHA	EE LC
01-nov-00	9	22-nov-01	5	28-nov-03	13	18-dic-04	5	12-feb-06	2	17-nov-07	9	04-feb-09	22
15-nov-00	1	04-dic-01	3	10-dic-03	20	19-dic-04	16	13-feb-06	7	20-nov-07	4	06-feb-09	9
22-nov-00	2	05-dic-01	12	11-dic-03	16	26-dic-04	5	14-feb-06	3	01-dic-07	1	10-nov-09	1
03-dic-00	3	21-dic-01	1	18-dic-03	2	16-ene-05	10	26-feb-06	1	02-ene-08	16	11-nov-09	5
04-dic-00	4	26-dic-01	1	19-dic-03	2	31-ene-05	3	18-nov-06	8	03-ene-08	14	12-nov-09	8
29-dic-00	3	03-ene-02	2	20-dic-03	3	10-feb-05	3	19-nov-06	2	16-nov-08	4	14-nov-09	2
30-dic-00	3	06-ene-02	4	21-dic-03	5	21-nov-05	4	20-nov-06	1	17-nov-08	9	26-nov-09	1
03-ene-01	3	23-feb-02	2	07-ene-04	2	12-dic-05	11	28-nov-06	3	18-nov-08	9	27-nov-09	2
05-ene-01	1	24-feb-02	3	13-ene-04	1	13-dic-05	4	26-dic-06	4	21-nov-08	15	20-dic-09	1
21-ene-01	1	06-nov-02	4	15-ene-04	1	26-dic-05	4	10-ene-07	1	25-nov-08	10	05-ene-10	1
22-ene-01	2	17-nov-02	29	18-feb-04	7	27-dic-05	1	29-ene-07	1	01-dic-08	6	06-ene-10	10
23-ene-01	4	21-nov-02	4	26-feb-04	2	04-ene-06	1	17-feb-07	2	02-dic-08	24	09-ene-10	2
24-ene-01	5	28-nov-02	17	27-feb-04	12	05-ene-06	1	18-feb-07	13	03-dic-08	12	10-ene-10	10
25-ene-01	6	07-ene-03	2	28-feb-04	4	06-ene-06	2	07-nov-07	8	07-dic-08	2	06-feb-10	1
10-nov-01	1	08-ene-03	2	07-nov-04	23	07-ene-06	4	08-nov-07	6	12-dic-08	2	13-feb-10	1
17-nov-01	8	19-ene-03	1	08-nov-04	11	14-ene-06	14	09-nov-07	4	13-dic-08	5	16-feb-10	2
18-nov-01	3	27-ene-03	8	14-nov-04	2	15-ene-06	18	10-nov-07	2	19-ene-09	1	17-feb-10	10
19-nov-01	1	13-nov-03	1	12-dic-04	1	26-ene-06	12	15-nov-07	4	22-ene-09	1	18-feb-10	15
21-nov-01	6	14-nov-03	2	14-dic-04	13	27-ene-06	2	16-nov-07	9	03-feb-09	17	27-feb-10	2

Nota: Se especifica la cantidad de estaciones que registraron estos EE-LC. Para los meses de noviembre a febrero del 2000 al 2010. Número total de eventos extremos del 2000 al 2010: 776 EE.

diciembre ni en febrero, de igual forma y por último, la temporada 2007-2008 no tuvo registro en el mes de febrero. Se encontró que en todas las temporadas analizadas se presentaron LC en los meses de noviembre y de enero.

3.4. Eventos extremos (EE) y líneas de cortante (LC)

Al analizar los gráficos de líneas de corriente con resolución temporal de 6 horas en el nivel atmosférico de 925 hPa, se encontraron casos en los cuales las LC se movían avanzando hacia el sur, en otros estaban semi-estacionarias o en retrogresión, todos se tomaron como casos positivos para su contabilización. Se encontró que

de los 2.368 eventos extremos 776 estuvieron asociados al paso de una línea de cortante por Costa Rica (ver cuadro 6).

En el cuadro 6 se muestran los EE-LC por temporada y la suma total de estos, este resultado sugiere que aproximadamente una tercera parte de los eventos extremos en la región Caribe en la temporada invernal del hemisferio norte, estuvo asociado al paso o tránsito de líneas de convergencia por nuestro país. Inicialmente, se realizó el cálculo utilizando las 21 estaciones localizadas en la Zona Norte y el Caribe, para el cual se registraron un total de 1.669 eventos extremos, de los cuales 558 estuvieron relacionados al paso de las líneas de convergencia, que corresponde a 33,4% del total. Seguidamente se decidió añadir

Cuadro 6. Eventos extremos (EE) que coinciden con LC por Costa Rica para el periodo de estudio y el total

Temporada	EE-LC
2000-2001	47
2001-2002	52
2002-2003	67
2003-2004	93
2004-2005	92
2005-2006	91
2006-2007	35
2007-2008	77
2008-2009	148
2009-2010	74
Total	776

las 12 estaciones disponibles que estuvieran localizadas al norte y al este del Valle Central, con el fin de incluirlas en el análisis y comprobar el posible efecto de las líneas de convergencia en esta importante región.

Como se mencionó anteriormente, se registraron un total 2.368 eventos extremos, de ellos 776 se presentaron cuando una línea de cortante transitaba por Costa Rica, por lo que un 32,8% de los eventos extremos totales estuvieron relacionados al paso de una línea de cortante. Al agregar 12 estaciones más al análisis-36% del total se observó un descenso del 0,6% (resultado de restar 33,4% menos 32,8%) de la relación entre ambas variables, situación que sugiere que todas las estaciones utilizadas responden de forma muy similar a este tipo de sistemas atmosféricos.

Por lo tanto, se encuentra una relación de importancia entre el tránsito de líneas de cortante que pasan por Costa Rica y la ocurrencia de eventos extremos de precipitaciones durante la influencia de empujes fríos que logran penetrar en Centroamérica. Aunque es ya conocido y ampliamente documentado el importante efecto que ejercen los empujes fríos sobre nuestro

país, es relevante tomar en cuenta también el rol que tienen las líneas de cortante como parte de los empujes fríos, especialmente en lo respecta a episodios de precipitación que tengan repercusiones en la población, como es el caso de los eventos extremos de lluvia.

3.5. Eventos extremos (EE) mayores a 100 mm y líneas de cortante (LC)

Con el objetivo de verificar cuál sería la relación de las líneas de convergencia con eventos extremos de altos valores de lluvia, se contabilizaron los que acumularon lluvias mayores a cien milímetros en periodos de 24 horas.

De los 372 eventos extremos mayores a 100 milímetros que se presentaron en las temporadas invernales de la década del 2000 al 2010, se encontró que un 43,8% (163 casos) estuvo relacionado al paso de la LC por Costa Rica. El detalle de estos eventos puede observarse en el cuadro 7, donde se especifica el número de eventos con lluvias mayores a 100 mm para el total de estaciones y la fecha en que se presentaron para cada una de las 10 temporadas. De este cuadro se identificaron como temporadas activas en cuanto a eventos extremos de grandes acumulados de lluvias: 2004-2005, 2005-2006, 2008-2009 y 2009-2010, todos con 20 casos o más.

Además, desde el punto de vista de la cantidad de días con estas condiciones y repitiendo el análisis resultado al cuadro 5, se encontró que en promedio se dan 5,4 días por temporada con EE con acumulados mayores a 100 mm, que coinciden con el paso de LC por Costa Rica. Ante ello cada 22 días aproximadamente se cumpliría esta situación en las regiones de interés, estos datos se obtienen del cuadro 7, sin embargo, no se encuentran explícitos en el mismo. Ahora bien, anteriormente se halló que 32,8% de los EE totales estuvieron relacionados con LC, con las nuevas condiciones especificadas en la presente sección esta relación ascendió al 43,8%.

Cuadro 7. Fechas en las se encontraron líneas de cortante (LC) sobre Costa Rica que coinciden con la ocurrencia de eventos extremos que muestran acumulados mayores o iguales a 100 mm (EE-LC >100 mm)

Temporadas									
2000-2001		2001-2002		2002-2003		2003-2004		2004-2005	
Fecha	EE-LC >100mm	Fecha	EE-LC >100mm	Fecha	EE-LC >100mm	Fecha	EE-LC >100mm	Fecha	EE-LC >100mm
1-Nov-00	1	10-Nov-01	1	17-Nov-02	8	10-Dic-03	4	7-Nov-04	6
4-Dic-00	1	17-Nov-01	1	28-Nov-02	1	11-Dic-03	7	8-Nov-04	3
30-Dic-00	1	4-Dic-01	1	27-Ene-03	2	18-Feb-04	1	14-Dic-04	3
		5-Dic-01	4			28-Feb-04	1	19-Dic-04	3
		6-Ene-02	3					16-Ene-05	4
								10-Feb-05	1
TOTAL EE-LC X TEMPORADA	3	10		11		13		20	
Temporadas									
2005-2006		2006-2007		2007-2008		2008-2009		2009-2010	
Fecha	EE-LC >100mm	Fecha	EE-LC >100mm	Fecha	EE-LC >100mm	Fecha	EE-LC >100mm	Fecha	EE-LC >100mm
12-Dic-05	6	18-Nov-06	1	7-Nov-07	3	17-Nov-08	1	11-Nov-09	1
4-Ene-06	1	26-Dic-06	1	8-Nov-07	2	18-Nov-08	3	6-Ene-10	1
7-Ene-06	2	17-Feb-07	1	9-Nov-07	1	21-Nov-08	4	9-Ene-10	1
14-Ene-06	4			16-Nov-07	3	1-Dic-08	2	10-Ene-10	6
15-Ene-06	8			2-Ene-08	4	2-Dic-08	7	16-Feb-10	1
26-Ene-06	2			3-Ene-08	6	3-Dic-08	3	17-Feb-10	4
12-Feb-06	1					3-Feb-09	5	18-Feb-10	6
13-Feb-06	1					4-Feb-09	10		
						6-Feb-09	4		
TOTAL EE-LC X TEMPORADA	25	3		19		39		20	

Nota: En cada fecha se especifica la cantidad de estaciones que registraron estos EE. Para los meses de noviembre a febrero del 2000 al 2010. Número total de eventos extremos del 2000 al 2010: 163 EE.

Esta comparación entre los EE basados en su P90 y los EE con valores mayores a 100 mm, indica que el tránsito de la LC por el país podría ser un disparador de este tipo de lluvia extrema en la Zona Norte y el Caribe. Incluso en los sectores del Valle Central analizados, particularmente en las estaciones de Fraijanes, Hacienda Giralda en Heredia, Juan Viñas y San Juan de Chicao, se contabilizaron cinco días, tres días, dos días y un día respectivamente, con acumulados de precipitaciones mayores a 100 mm, lo cual es altamente significativo para estos sectores del país durante la época seca de la región.

Se debe tomar en cuenta también, que estas estaciones están ubicadas a altitudes de entre los 1.165 msnm y los 3.090 msnm, y además que son estaciones cercanas al límite entre el Valle Central y la Zona Norte (Fraijanes y Heredia), y al límite entre Valle Central y el Caribe Sur (Juan Viñas y Chicao). Dicha situación propicia una mayor influencia de la actividad estacional del Caribe y la Zona Norte, sobre los mencionados sectores del Valle Central.

4. Conclusiones

Los eventos extremos de estaciones localizadas en la Región Caribe y la Zona Norte no necesariamente reflejan valores muy altos de precipitación. En este estudio se encontró que están establecidos dentro del rango diario de 37,4 mm a 61,4 mm y 20,2 mm a 66,4 mm, respectivamente. El este y norte del Valle Central están en el rango de precipitación de 11,4 mm a 47,8 mm.

Las temporadas más activas desde el punto de vista de la cantidad de eventos extremos fueron 2004-2005 y 2008-2009, con 349 y 339 EE respectivamente. Las temporadas menos activas en cantidad de eventos extremos fueron 2000-2001 y 2006-2007, con 181 y 127 EE, respectivamente.

En promedio durante una temporada en la década del 2000 al 2010 se presentaron 78 EE en el Caribe, Zona Norte y este/norte del Valle Central, según este análisis.

Se encontró que de los 2.368 eventos extremos que se contabilizaron, 776 estuvieron asociados al paso de una línea de cortante por Costa Rica. En consecuencia, se encontró que un 32,8% de los EE que se registraron desde noviembre hasta febrero en la década del 2000 al 2010, coinciden con el tránsito de LC por Costa Rica.

Las temporadas más activas en cantidad de eventos extremos relacionados al tránsito de las líneas de cortante en Costa Rica fueron: 2008-2009 y 2003-2004, con 148 y 93 EE-LC, respectivamente. Las temporadas menos activas en cantidad de eventos extremos relacionados al tránsito de las líneas de cortante en Costa Rica fueron: 2006-2007 y 2000-2001, con 35 y 47 EE-LC, respectivamente.

Acotando los casos con presencia de eventos extremos en el Caribe y la Zona Norte, así como al este y norte del Valle Central a los de mayores

acumulados y tomando como referencia los que presentaron montos iguales o mayores a 100 mm, se encontró que los mismos corresponden con un aumento de porcentaje respecto a los eventos extremos que se definieron con el percentil 90 de cada estación, este porcentaje fue de 43,8%. Esto muestra una mayor concordancia entre los eventos extremos de gran magnitud y la posición de líneas de cortante sobre nuestro país.

Esta comparación entre los EE basados en su P90 y los EE con valores mayores a 100 mm, indica que el tránsito de la LC por el país podría ser un disparador de este tipo de lluvia extrema en la Zona Norte y el Caribe.

Incluso en los sectores del Valle Central analizados, particularmente en las estaciones de Fraijanes, Hacienda Giralda en Heredia, Juan Viñas y San Juan de Chicoá, se encontraron acumulados de precipitaciones mayores a 100 mm, lo cual es altamente significativo para estos sectores del país durante la época seca de la región.

Se identificaron como temporadas activas en cuanto a estos eventos extremos de grandes acumulados de lluvias: 2004-2005, 2005-2006, 2008-2009 y 2009-2010, todos con 20 casos o más.

En promedio se dan 5,4 días por temporada con EE con acumulados mayores a 100 mm que coinciden con el paso de LC por Costa Rica, por lo que cada 22 días aproximadamente se cumpliría esta situación en las regiones de interés.

También se dieron casos en los que no hubo evento extremo ante el paso de las líneas de cortante por el país. Esto podría estar asociado a un bajo contenido de aire húmedo dentro del flujo tropical.

Se encontró además, una relación de importancia entre el tránsito de líneas de cortante que pasan por Costa Rica y la ocurrencia de eventos extremos de precipitaciones, durante la

influencia de empujes fríos que logran penetrar en Centroamérica. Aunque es ya conocido y ampliamente documentado el importante efecto que los empujes fríos ejercen sobre nuestro país, es relevante tomar en cuenta también el rol que las líneas de cortante como parte de los empujes fríos tienen sobre él y especialmente en lo respecta a episodios de precipitación que tengan repercusiones en la población, como es el caso de los eventos extremos de lluvia.

5. Referencias

- Alfaro, E.J. y Soley, F.J. (2009). Descripción de dos métodos de rellenado de datos ausentes en series de tiempo meteorológicas. *Revista de Matemática: Teoría y aplicaciones*, CIMPA-UCR, 16, 60-75.
- American Meteorological Society. (2015). *Meteorology Glossary*. Recuperado 7 de febrero de 2017 de: http://glossary.ametsoc.org/wiki/Shear_line
- Davison, M. (2015). Frentes, Líneas de Cizalladura (Shearlines) y Áreas de Confluencia y Difluencia. HPC International Desks, NOAA, Reporte, 71pp.
- Garreaud, R.D. (2001). Subtropical cold surges: Regional aspects and global distribution. *International Journal of Climatology*, 21(10), 1181-1197, doi:10.1002/joc.687
- Instituto Meteorológico Nacional. (2009). *Atlas Climatológico*. Recuperado de: <https://www.imn.ac.cr/39>]
- Instituto Meteorológico Nacional y Comité Regional de Recursos Hídricos. (2008). *El clima, variabilidad y cambio climático en Costa Rica*. Segunda comunicación sobre cambio climático en Costa Rica. IMN, CRRH. 75 pp.
- International Panel of Climate Change. (2013). Annex III: Glossary [Planton, S. (Ed.)]. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Recuperado de: https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WG1AR5_SummaryVolume_FINAL.pdf]
- METED. (2015). *The COMET Program: Introduction to Tropical Meteorology*, second edition. Synoptic Weather Systems, Tropical-Extratropical Interactions, Cyclones, Fronts, and Cold Surges. Recuperado de: <https://www.meted.ucar.edu/>. Organización Meteorológica Mundial, 1991. Compendio de Meteorología para Uso del Personal Meteorológico de las Clases I y II Parte III. OMM N°364, 295 pp.
- Ramírez, P. (1983). *Estudio Meteorológico de los Veranillos en Costa Rica*. Informe Técnico. Nota de investigación No 5. Instituto Meteorológico Nacional, Ministerio de Agricultura y Ganadería. 49 pp.
- Ramírez, V.R. y Prieto, G.R. (2008). *Estudio de nortes de la temporada 2006-2007, en el Golfo de México utilizando como apoyo el modelo MM5 (dos casos de estudio)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Veracruzana.
- Zárate, E. (2005). *Comportamiento de los Empujes Fríos que alcanzan Centroamérica y el Caribe*. Informe Técnico. Assessment of Impacts and Adaptation Measures for the Water Resources Sector due to Extreme Events under Climate Change Conditions in Central America (LA06)". AIACC-UCR-CRRH, 24 pp.
- Zárate, E. (2013). Climatología de masas invernales de aire frío que alcanzan Centroamérica y el Caribe y su relación con algunos Índices Árticos. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 12, 35-55 pp.
- Zárate, E. (2014). Influencia de las masas invernales de aire frío sobre el Chorro de Bajo Nivel del Caribe y sus ramas. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 13, 19-40 pp.

Sensación térmica en Costa Rica: Determinación de índices biometeorológicos aplicables

JOSHUA A. CASTRO¹ y FRANCELA TENCIO²

Resumen

Debido a la gran variedad de microclimas que posee Costa Rica, algunos estudios de transferencia de calor entre el cuerpo y el medio ambiente fueron analizados en esta investigación con la finalidad de determinar cuáles se pueden aplicar para representar la sensación térmica en nuestro país. En estos estudios, también llamados índices biometeorológicos, las variables que tienen un papel de vital importancia en la determinación de la sensación térmica son la temperatura del aire, la humedad relativa y la magnitud del viento.

Tras el análisis de las diferentes ecuaciones que describen los índices biometeorológicos ya desarrollados, se comprobó que tres de ellos representan de buena manera el comportamiento fisiológico de las personas.

Los modelos existentes de sensación térmica han sido desarrollados bajo diferentes estándares de vestimenta y fisionomía de las personas. Por lo tanto, dichas variaciones iniciales modifican el resultado final de la temperatura aparente que afecta a los individuos, un ejemplo claro de ello es el tipo de vestimenta utilizada en la evaluación de confort humano.

Es recomendable que en lugares aledaños a zonas costeras y lagos se utilice una vestimenta ligera, pues en ocasiones se puede experimentar una sensación de frescura como la que se experimenta con la brisa marina.

PALABRAS CLAVES: SENSACIÓN TÉRMICA, VIENTO HELADO, TEMPERATURA APARENTE, CONFORT TÉRMICO.

Abstract

Due to the large variety of microclimates that Costa Rica has, different studies of heat transfer between the body and the environment were analyzed with the purpose of determining which ones can be applied to represent the human thermal sensation in our country. In these studies, also called biometeorological indexes, the variables that play a vital role in determining the thermal sensation are air temperature, relative humidity and wind magnitude.

After analyzing the different equations that describe the already developed biometeorological indices, it is concluded that three of them represent very well the physiological behavior of Costa Rican people.

Existing models of thermal sensation have been developed under different standards of outfit and physiognomy of the people. Therefore, the variations of these conditions modify the final result of the apparent temperature affecting individuals, a clear example is the type of dress used in the human comfort assessment.

It is advisable that in hot climates, areas surrounded by coastal areas and lakes, light clothing is should be used in order to experience a feeling of freshness by the sea breeze.

KEYWORDS: THERMAL SENSATION, THERMAL COMFORT, WIND CHILL, APPARENT TEMPERATURE.

1 Técnico en Meteorología. Departamento de Red Meteorológica y Procesamiento de Datos. Instituto Meteorológico Nacional de Costa Rica. Correo electrónico: jcastro@imn.ac.cr.

2 Técnico en Meteorología. Departamento de Red Meteorológica y Procesamiento Datos. Instituto Meteorológico Nacional de Costa Rica. Correo electrónico: ftencio@imn.ac.cr.

1. Introducción

A lo largo de su vida, todo organismo se ve afectado por las variables meteorológicas que están presentes en su hábitat, y el ser humano no es la excepción, sin embargo, debido a su capacidad de adaptarse a la gran variedad de zonas climáticas, ha logrado vivir en diferentes partes del mundo. Este proceso, ha permitido estudiar el conjunto de variables que afectan e influyen en su adaptación y, con los resultados obtenidos se pretende recrear las condiciones más favorables para la salud humana, buscando emplazamientos amenos y diseñando las viviendas de acuerdo con las características del medio en que habita (Fernández, 1994).

En este contexto, Hajek y Espinosa (1982), y Jendritzky, Staiger, Bucher, Graetz, y Laschewski (2000), indican que es muy difícil expresar las respuestas humanas al ambiente térmico en función de un solo factor ambiental, ya que estos factores interactúan entre sí y la influencia de uno depende de los otros; además resulta imposible analizar todos los componentes que incurren en las respuestas sensoriales y fisiológicas del ser humano.

En Costa Rica se han realizado análisis sobre el confort térmico orientados a sistemas constructivos como residencias o viviendas (Rodrigo, Sana-bria, Marchamalo y Umaña, 2012; Bertheau-Oros, 2014). Sin embargo, no siempre se encuentran lugares como oficinas y hogares diseñados para dar confort, ni con el equipo adecuado para recrear las condiciones ambientales que brinden una sensación de bienestar. Por otro lado se ha emitido un decreto para los trabajadores en relación al estrés térmico por calor (Morales, 2015). En esta referencia se especifica los cuidados y alineamientos que se deben considerar para el personal expuesto al calor (aire libre). Sin embargo, en el mismo no se incluye la sensación térmica por frío.

Dado lo anterior, existe la necesidad de determinar la sensación que experimenta el ser humano en un ambiente no controlado, lo que se

logra mediante modelos que tratan de describir, a partir de observaciones, cómo los elementos medioambientales afectan el cuerpo humano (Hajek y Espinosa, 1982; OMM, 1996). Suarez (1991a) menciona que al ser estos modelos experimentales, generalmente son válidos para regiones similares con personas con grados semejantes de adaptación al clima. Entonces, se puede describir la sensación térmica como una temperatura aparente que las personas experimentan, debido a múltiples factores tanto naturales como artificiales.

D'Ambrosio, Palella y Riccio (2011), indican que los parámetros ambientales que afectan la sensación térmica son la temperatura, humedad relativa, radiación solar y velocidad del viento, no obstante dicha sensación también se ve afectada por la tasa metabólica (tasa de liberación corporal de organismo) y las propiedades termofísicas de la vestimenta. Aunque los parámetros meteorológicos sean los de mayor relevancia en el tema de interés, Chávez (2002) señala que la percepción del ambiente y el confort térmico no obedecen únicamente a la relación de dichos parámetros, sino que incluye factores como lo son la contextura física, el sexo e incluso factores culturales y sociales de los individuos.

El cuerpo humano tiene una temperatura interna que oscila entre los 36,5°C y 37°C, temperatura en la cual una persona se siente cómoda o en confort (Steadman, 1979a), para mantener el cuerpo a esa temperatura, éste debe interactuar con los diversos factores climáticos llegando así al equilibrio térmico, donde la piel realiza aproximadamente un 90% de la función de regulación del calor del cuerpo. En estado de equilibrio térmico, la temperatura de la piel está entre los 32°C y 33°C $-(T_{Piel})$ (Suarez, 1990). Fuera del equilibrio, el valor de la temperatura de la piel puede ser menor o mayor, dependiendo de si la sensación es de frío o calor.

Cuando el cuerpo humano se calienta, se lleva a cabo una variación en la intensidad y ritmo

del flujo sanguíneo, expulsando agua, sudor y jadeando, no obstante el sudor debe evaporarse para poder extraer calor del cuerpo y dependiendo de las condiciones dadas, esta evaporación puede retrasarse o aumentarse (OMM, 1996).

Conforme a lo señalado, el objetivo de este estudio fue valorar distintos índices para el cálculo de la sensación térmica y proponer los más adecuados para Costa Rica, lo cual puede ser una herramienta útil para la población residente o turista, como medida de precaución ante los efectos por frío o calor según la zona climática considerada.

2. Metodología

Con el fin de establecer cuáles índices biometeorológicos se adaptan mejor a las condiciones de Costa Rica, se investigaron distintos índices que toman en cuenta tanto las variables meteorológicas que afectan los intercambios energéticos entre el cuerpo humano y el ambiente, así como las respuestas fisiológicas y sensoriales de las personas.

Se analizaron diversas ecuaciones aplicadas alrededor del mundo, enfatizando en las que han sido empleadas en la región tropical y utilizando los valores de las variables presentes en dicha localidad. Lo que se pretendía era comparar los resultados de las ecuaciones en los 12 casos de estudio (ver más adelante) con las descripciones fisiológicas obtenidas por los otros autores.

Los valores de los parámetros meteorológicos utilizados en este estudio (temperatura, humedad relativa y velocidad del viento), fueron tomados de las bases de datos de las estaciones automáticas del Instituto Meteorológico Nacional.

En el anexo 1, se muestran los valores de las variables meteorológicas utilizadas, también se indican las estaciones de referencia y los resultados de los índices en estudio. En el anexo 2 se presentan las ecuaciones útiles para los distintos índices.

A continuación se describen las variables meteorológicas que intervienen en la sensación térmica, utilizadas en este estudio.

2.1. Temperatura Ambiente (T_{∞})

Dentro de las variables climáticas a considerar, la temperatura del ambiente es el factor que interviene de manera significativa para poder llegar al equilibrio térmico (Chávez, 2002; Fernández, 1994), ya que el aire es el fluido que rodea el cuerpo y es el medio directo con el que se intercambia calor.

Existen diversas formas de medir la temperatura ambiente, en este estudio se utiliza la temperatura del aire, la cual se define como la temperatura señalada en un termómetro expuesto al aire, al abrigo de la radiación solar (Ascaso y Casals, 1986).

2.2. Humedad Relativa (HR)

El factor humedad tiene importancia en la evaporación del sudor, ya que es el mecanismo o la respuesta fisiológica del ser humano para enfriarse. Es importante mencionar que el contacto del vapor de agua con la piel crea en esta última, una capa de agua la cual se mezcla con el sudor.

Chávez (2002) sugiere que a valores bajos de humedad en el ambiente, mayor es la rapidez de evaporación del sudor, lo que conlleva a una mayor pérdida de calor. Conforme aumenta la humedad (siempre a bajos valores), el calor específico de la composición se agranda debido a que el agua posee mayor calor específico. Esto último hace que el flujo de calor disminuya en caso de que la temperatura del aire sea menor que la de la piel. Sin embargo, la humedad desempeña una mayor relevancia a altas temperaturas pues aumenta la sensación de calor, dado que se produce sudor pero éste no se evapora (Fernández, 1994).

Cuadro 1. Comportamiento fisiológico del cuerpo humano con respecto a la humedad, en función de la temperatura

Humedad relativa	$T_{\infty} \leq T_{Piel}$	$T_{\infty} \geq T_{Piel}$
Baja	La pérdida de calor del cuerpo es máxima, se da una sensación de frío	La ganancia de calor del cuerpo es mínima, se da una sensación de calor.
Alta	La pérdida de calor del cuerpo es mínima, se da una sensación de calor	La ganancia de calor del cuerpo es máxima, se da una sensación de bochorno.

Fuente. Elaboración propia.

Por lo anterior, la humedad tiene varios efectos que dependen de la temperatura. A humedades bajas, la mezcla sudor-humedad es mínima, y dado que la capacidad de calor que posee el sudor es menor que la del agua, se extrae más calor del cuerpo (por evaporación) produciendo una sensación de frío; en contraste, entre más alto sea el valor de esta variable, menor es la tasa de pérdida de calor por parte del cuerpo, el razonamiento anterior es válido para valores $T_{\infty} \leq T_{Piel}$. Una vez la temperatura ambiente supera el umbral, la dirección del calor se invierte, por lo tanto se presenta sudor pero este no se puede evaporar lo que produce una sensación de calor sofocante causado por una temperatura elevada y una fuerte humedad, denominado bochorno (Ascaso, Casals, 1986). Dicha sensación de bochorno aumenta conforme aumenta la humedad y la temperatura.

En el cuadro 1 se muestran los efectos de la humedad en el cuerpo con respecto a la temperatura ambiente.

2.3. Viento (V)

Por norma el viento debe ser medido a una altura de 10 metros sobre el nivel del suelo (V_{10}), sin embargo conforme desciende en altura, el viento se encuentra con obstáculos que provocan una disminución en su velocidad. Dado lo anterior, a nivel de una persona promedio, el viento es menor que el que indica un anemómetro meteorológico, por lo que en los índices biometeorológicos se debe usar lo que se denomina velocidad de viento efectivo. Para obtener la velocidad de

viento promedio se debe realizar una corrección a la velocidad registrada por el anemómetro y calcular la razón entre las cuadraturas de la función corregida y la función constante unitaria (ver anexo 2).

Según Chávez (2002), si el flujo del aire es nulo entonces el intercambio de calor entre la piel y el aire disminuye considerablemente, pero si éste se encuentra en movimiento, hace que se renueve el aire que envuelve al sujeto, entonces aumenta el volumen del aire que debe calentarse para llegar al equilibrio térmico. Menciona también este autor, que si la temperatura de la piel es menor que la del aire, el efecto es contrario y el flujo de calor es del aire hacia el sujeto. Lo anterior se puede deducir de la termodinámica, la cual enuncia que el flujo de calor es de cuerpos cálidos a fríos.

De manera similar a la humedad, para poder determinar el efecto del viento se debe tomar en consideración el valor de la temperatura. Dada una masa de aire y un organismo, se produce un intercambio de calor y cuando el aire fluye, la masa de aire que rodea el cuerpo es sustituida por otra, produciendo un nuevo ciclo de intercambio, pero ahora sólo el ambiente posee una temperatura similar al ciclo anterior. A temperaturas bajas el flujo de calor es del cuerpo hacia el ambiente, por lo que la pérdida de calor es mayor entre mayor sea la velocidad del viento y menor la temperatura del ambiente. La pérdida de calor del cuerpo va disminuyendo conforme la temperatura del ambiente tiende a la temperatura de la piel ($T_{\infty} \rightarrow T_{Piel}$) hasta que el flujo sea cero.

Cuadro 2. Comportamiento fisiológico del cuerpo humano con respecto al viento, en función de la temperatura

Viento	$T_{\infty} \leq T_{piel}$	$T_{\infty} \geq T_{piel}$
Débil	La pérdida de calor del cuerpo es mínima, se da una sensación de frescura	La ganancia de calor del cuerpo es mínima, se da una sensación de calor
Moderados o Fuertes	La pérdida de calor del cuerpo es máxima, se da una sensación de frío	La ganancia de calor del cuerpo es máxima, se da una sensación de bochorno

Fuente. Elaboración propia.

A una temperatura del aire superior a la de la piel, el flujo de calor se invierte y el viento hace que aumente el calor del cuerpo, sin embargo la tasa de transferencia es mínima para valores cercanos a T_{piel} y toma valores más positivos conforme aumenta la temperatura del ambiente. Para este caso, Suarez (1990) menciona que el umbral de temperatura para el cual la transferencia de calor empieza a ser considerable es de 37°C.

El cuadro 2 muestra el comportamiento del viento con respecto a la temperatura del aire y sus efectos en el cuerpo.

Es importante recalcar, que la vestimenta es una de las herramientas más comunes para regular la sensación térmica a valores que lleven a la zona de confort. En cuanto a este factor, los modelos en estudio ya definen el tipo de prenda de vestir, el aumento del grosor de la ropa o el uso de una mayor cantidad de prendas interfiere directamente y causa un aumento del calor corporal; por el contrario, una disminución de calor del cuerpo se presenta cuando se disminuye la cantidad de prendas o el grueso de la mismas.

2.4. Índices Biometeorológicos

En la práctica la sensación térmica se valora a través de distintos índices tales como:

- a) new Wind Chill Equivalent Temperature (*new WCT*)
- b) Apparent Temperature (*AT*)
- c) Heat Index (*HI*)

- d) Net Effective Temperature (*NET*)
- e) Humidex

a. new Wind Chill Equivalent Temperature (new WCT): Siple y Passel (1945) a partir de sus investigaciones realizadas en la Antártica, establecieron empíricamente el enfriamiento que se ocasionaba en un cilindro de plástico relleno de agua a diversas velocidades del viento y bajo distintas temperaturas (Fernández, 1994; Hajek y Espinosa, 1982). Este índice evalúa el efecto combinado de las bajas temperaturas y del viento.

A través de los años, este índice ha sido sometido a diversas pruebas y fue hasta finales del siglo XX e inicios del siglo XXI que el Grupo de Acción Conjunta para los índices de temperatura (JAG/TI, por sus siglas en inglés) haciendo uso de avances científicos, alta tecnología y modelaciones por computadora, desarrollaron una nueva versión del mismo (Osczevski y Bluestein, 2005). Este nuevo índice asume que el cuerpo está debidamente arropado para el clima propuesto y está basado en el modelo de pérdida de calor del rostro humano, puesto que la cara es la zona más expuesta en climas fríos y vientos severos. Otras características que se presentan en el modelo según Kusch, Fong, Jendritzky y Jacobsen (2004) son:

- i. Se utiliza el viento medio a la altura de un rostro humano promedio (1,5 metros), aplicando un factor de 2/3 para corregir el viento indicado por un anemómetro a la altura estándar de 10 metros.
- ii. Se basa en la moderna teoría de cuánto calor pierde el cuerpo en el ambiente en días fríos y ventosos.

- iii. El umbral de viento calmo es de 4/3 metros por segundo, valor obtenido por observación de las personas caminando en una intersección.
- iv. Es consistente con los estándares en cuanto a la resistencia de la piel a la pérdida de calor se refiere.

$$WCT = 13,12 + 0,6215 \cdot T_{\infty} - 11,37 \cdot V_{10}^{0,16} + 0,3965 \cdot T_{\infty} \cdot V_{10}^{0,16} \quad (1)$$

Este índice se calcula mediante la ecuación 1, que se obtuvo de la investigación realizada por Osczevski y Bluestein (2005). Cabe recalcar que la temperatura válida para utilizar dicha fórmula tiene un rango de -50°C a 10°C y un máximo de viento de 80kmh^{-1} ($22,22\text{ms}^{-1}$) (Osczevski y Bluestein, 2005).

Además, en esta ecuación la temperatura del ambiente se mide en grados Celsius mientras que la medición del viento debe de ser en kmh^{-1} .

b. Apparent Temperature (AT): este índice desarrollado por Steadman (1979), describe la sensación que se presenta en un adulto de 1,7 m de estatura, vestido con pantalones largos, camisa o blusa de mangas cortas y a nivel del suelo. En primera instancia, combina los efectos de temperatura y humedad, luego se añade la variable viento dando como resultado un conjunto de ecuaciones para diversas situaciones en las que se puede encontrar una persona. Para una mayor comprensión del modelo ver (Steadman, 1979a y Steadman, 1979b).

Steadman (1984), realizó un estudio en el cual aplicó múltiples regresiones para proponer una escala universal de temperatura aparente, la cual presenta un rango de temperaturas ambientes que van desde -40°C a 50°C . Las ecuaciones 2 y 3 son las que determinó el modelo en su estudio de América Anglosajona.

$$AT_{USAT.HR} = -1,3 + 0,92 \cdot T_{\infty} + 2,2 \cdot P_{\infty} \quad (2)$$

$$AT_{USAT.HRV} = -2,7 + 1,04 \cdot T_{\infty} + 2,0 \cdot P_{\infty} - 0,65 \cdot V_{10} \quad (3)$$

Donde T_{∞} se mide en unidades de grados Celsius, P_{∞} es la presión de vapor en kiloPascuales [kPa] (ver anexo 2) y el viento en metros por segundo (ms^{-1}). La ecuación 2 es un resultado para la permanencia dentro de recámaras, mientras que la ecuación 3 es la temperatura percibida a la sombra en un ambiente al aire libre.

Posteriormente, este mismo autor realizó estudios en Australia donde el modelo fue redefinido aplicándolo a un rango de datos climáticos de la región. Este modelo reconoce que por moda las prendas se utilizan a cualquier temperatura y se basa en el mecanismo de defensa del cuerpo humano para regular la temperatura. Asumiendo lo anterior, Steadman (1994) obtuvo las siguientes fórmulas:

$$AT_{AUST.HR} = -2,56 + 0,89 \cdot T_{\infty} + 3,82 \cdot P_{\infty} \quad (4)$$

$$AT_{AUST.HRV} = -4,0 + 1,0 \cdot T_{\infty} + 3,3 \cdot P_{\infty} - 0,7 \cdot V_{10} \quad (5)$$

c. Heat Index (HI): este modelo se deriva de las investigaciones de Steadman (1979) y combina los parámetros de temperatura y humedad para reflejar la temperatura percibida. Para simplificar el modelo muchas variables fueron tomadas como constantes, entre ellas que el viento posee un valor de 5 nudos ($2,57 \text{ms}^{-1}$). Con el fin de llegar a una expresión matemática de variables convencionales, se realizó una múltiple regresión sobre los datos de Steadman (Rothfusz, 1990):

$$HI = -42,379 + 2,04901523 \cdot T_{\infty} + 10,14333127 \cdot HR - 0,2475541 \cdot T_{\infty} - 6,83783 \times 10^{-2} \cdot T_{\infty}^2 - 5,481717 \times 10^{-2} \cdot HR^2 + 1,22874 \times 10^{-2} \cdot T_{\infty}^2 \cdot HR + 8,5282 \times 10^{-4} \cdot T_{\infty} \cdot HR^2 - 1,99 \times 10^{-6} \cdot T_{\infty}^2 \cdot HR^2 \quad (6)$$

Donde T_{∞} es la temperatura de bulbo seco en grados Fahrenheit ($^{\circ}\text{F}$) y HR es el porcentaje de humedad relativa presente en el aire.

d. Net Effective Temperature (NET): es un modelo utilizado tanto como índice de calor como de frío, puesto en uso en el observatorio de Hong Kong que toma en cuenta la correlación e interdependencia de la temperatura [$^{\circ}\text{C}$], humedad relativa [%] y velocidad del viento [ms^{-1}] (Kusch, Fong, Jendritzky y Jacobsen, 2004). Originalmente no se utilizaba para áreas abiertas, pero ha sido puesto a prueba por varios países en ambientes externos dando buenos resultados (Hajek y Espinosa, 1982). La ecuación es la siguiente:

$$NET = 37 - \frac{37 - T_{\infty}}{0,68 - 0,0014 \cdot HR + \frac{1}{1,76 + 1,54 \cdot V^{0,75}}} - 0,29 \cdot T_{\infty} \cdot \left(1 - \frac{HR}{100}\right) \quad (7)$$

e. Humidex (Temperatura de bochorno): introducido por Masterson y Richardson (1979) y utilizado especialmente en ambientes externos por meteorólogos canadienses. Combina la temperatura y la humedad para reflejar la temperatura percibida (D'Ambrosio-Alfano et al., 2011; Rana, Kusy, Jurdak, Wall, y Hu, 2013). La ecuación utilizada para calcular este índice es:

$$Humidex = T_{\infty} + \frac{5}{9} \cdot (e - 10) \quad (8)$$

Donde T_{∞} está en $^{\circ}\text{C}$ y e es la presión de vapor en hPa.

3. Resultados

Para efectos de este estudio, una temperatura que se aproxime a los 10°C se considera baja, los valores entre 10° y 32°C son valores medios y valores superiores a los 32°C son temperaturas altas, el valor de 32°C es la temperatura promedio de la piel. En cuanto a la humedad relativa, valores menores al 60% se toman como humedad relativa baja y por encima del 60% se considera humedad relativa alta, esto es considerado así

ya que es el valor para la cual la sensación de calor aumenta (Fernández, 1994). Por otra parte, para el viento se utiliza la escala de Beaufort en la cual una velocidad de viento menor a 5 ms^{-1} aproximadamente es considerada como brisa débil (bajo) y valores mayores se consideran viento fuerte (alto).

En el análisis de los índices estudiados, se consideraron 12 casos específicos resultantes de la combinación de las variables utilizadas en esta investigación (ver cuadros 1 y 2). Por ejemplo, si se combinan bajas temperaturas con una humedad relativa y viento, ambas variables con valores bajos, se esperaría una sensación de frío y frescura respectivamente, por ende, también se esperaría que con la combinación de estos tres elementos en dicho rango se dé una sensación de frío o pérdida de calor corporal. En algunas combinaciones una variable puede dar un aumento de energía, mientras que la otra muestra el efecto contrario, en estas ocasiones se deja abierta la posibilidad a cualquiera de los dos efectos.

En el cuadro 3 se muestran las respuestas fisiológicas que se esperan con dichas combinaciones de acuerdo a la teoría, a fin de compararlas con los resultados obtenidos en la prueba de ecuaciones. Los símbolos más y menos (+ y -) son una representación gráfica que indican la pérdida o la ganancia de calor corporal mediante la combinación de las variables en estudio, entre más signos del mismo tipo aparezcan esto indica que se espera que el flujo de calor correspondiente sea mayor.

En general a temperaturas muy bajas (menores o iguales a 10°C) se espera una pérdida de calor, pero no se puede descartar algún aumento del mismo como se verá en el caso 3, en donde se presentan humedades relativas altas y el viento tiende a ser nulo o muy débil. A estas temperaturas y de manera general el Heat Index muestra valores elevados y el NET presenta valores muy por debajo de lo esperado, especialmente cuando la humedad

Cuadro 3. Efectos en el calor corporal por la combinación de temperatura, humedad relativa y viento, con respecto a la temperatura ambiente

Caso	Temperatura ambiente (°C)	Humedad relativa (%)	Viento (V)	Calor corporal
1	Baja	Baja	Baja	Pérdida(-)
2	Baja	Baja	Alta	Pérdida(- -)
3	Baja	Alta	Baja	Ganancia o Pérdida(+, -)
4	Baja	Alta	Alta	Pérdida(-)
5	Media	Baja	Baja	Pérdida(-)
6	Media	Baja	Alta	Pérdida (- -)
7	Media	Alta	Baja	Ganancia o Pérdida(+ +, -)
8	Media	Alta	Alta	Ganancia o Pérdida(+, -)
9	Alta	Baja	Baja	Ganancia(+)
10	Alta	Baja	Alta	Ganancia(+)
11	Alta	Alta	Baja	Ganancia(+)
12	Alta	Alta	Alta	Ganancia(+ +)

Fuente. Elaboración propia.

relativa es alta. Dado estos resultados, dichos índices no se ajustan a lo expuesto en el cuadro 3.

A temperaturas muy bajas (menores o iguales a 10°C), combinado con humedad relativa baja y viento débil (primer caso), se espera una disminución en la temperatura percibida, tal y como se observa en la figura 1 donde la mayoría de los índices cumplen con ello, a excepción del Heat Index.

¿Qué pasa cuando, bajo las mismas condiciones aumenta el viento? De acuerdo con la información contenida en el cuadro 3 y la percepción de los

investigadores de este estudio, se tiene una mayor pérdida de calor. Para este caso en particular, la combinación única de temperatura y humedad relativa no representan de manera óptima dicha pérdida de calor.

En la figura 2 se muestra como los índices que dependen de las tres variables meteorológicas en estudio, traducen estas condiciones en una pérdida significativa de calor hasta de más de 10 grados. El new WCT arroja valores negativos menores (diferencias no tan grandes con respecto a la temperatura ambiente), comparado con los demás índices, pero siempre mostrando esa pérdida.

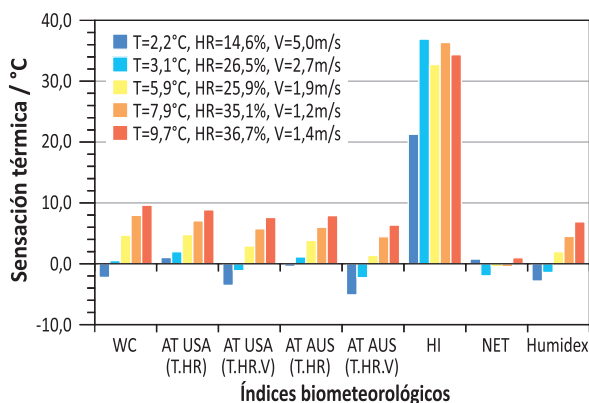


Figura 1. Caso 1: Comparación de índices de sensación térmica a temperaturas bajas, humedades bajas y vientos débiles.

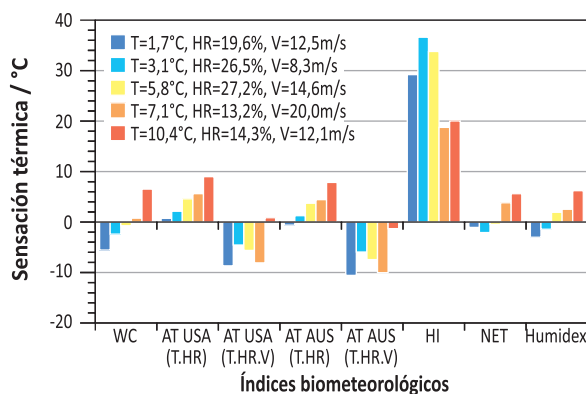


Figura 2. Caso 2: Comparación de índices de sensación térmica a temperaturas bajas, humedades bajas y vientos moderados o fuertes.

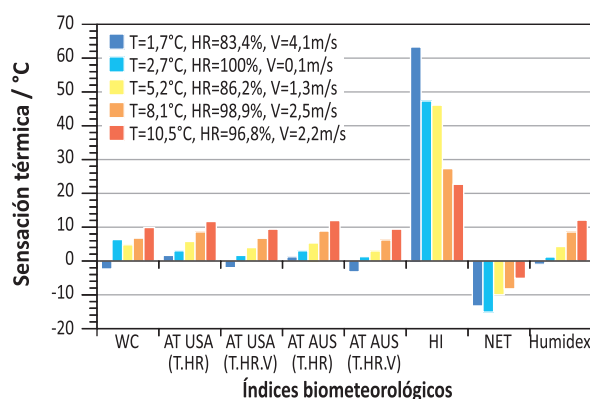


Figura 3. Caso 3: Comparación de índices de sensación térmica a temperaturas bajas, humedades altas y vientos débiles.

En el tercer caso se espera tanto una ganancia como una pérdida de calor corporal, esto acorde al ajuste de valores de humedad relativa y viento. En la figura 3 y el cuadro 4 (caso 3), se muestra que los índices que involucran únicamente temperatura y humedad relativa proyectan un valor de inferior a superior con respecto a la temperatura ambiente, esto conforme aumenta la temperatura del aire.

New WCT y los índices que combinan viento, temperatura y humedad relativa reflejan una pérdida siempre. Estos últimos índices indican, que a menor temperatura mayor es la diferencia entre la temperatura ambiente y la sensación percibida, esto es así pues el cuerpo se enfría más conforme la temperatura disminuye y el poco viento hace que la masa de aire se renueve a cada instante. En este mismo caso se presenta un ejemplo de una situación aislada en la cual a humedades relativas altas y vientos despreciables (ver datos de la estación 84231 en el anexo 1), se puede notar que new WCT no funciona ya que el viento presenta una rapidez promedio menor al caso límite mínimo propuesto para este índice. Fuera de dicha excepción, new WCT se encuentra dentro del comportamiento teórico.

En el cuarto caso se presenta una pérdida mayor al caso anterior, esto debido al aumento en la rapidez del flujo de aire. La figura 4 permite observar las

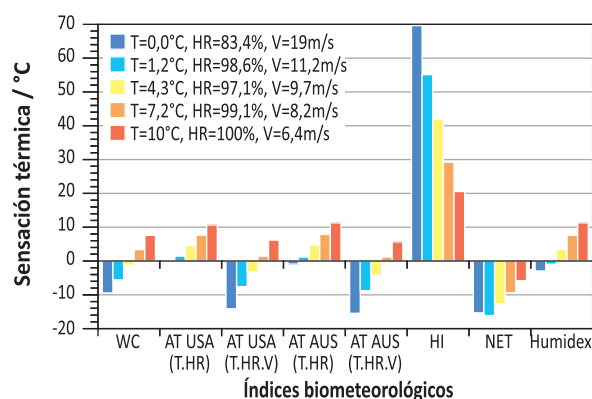


Figura 4. Caso 4: Comparación de índices de sensación térmica a temperaturas bajas, humedades altas y vientos moderados o fuertes.

pérdidas en los índices new WCT y en los modelos de tres variables de temperatura aparente de U.S.A. y Australia, siendo el primero el de menor pérdida pero reflejando una pérdida significativa con respecto a la temperatura ambiente.

De acuerdo a los cuatro casos analizados hasta el momento, a temperaturas inferiores a los 10°C se obtiene que el índice biometeorológico new WCT es el que mejor representa el comportamiento esperado según el cuadro 3 y seguido a este se encuentra el modelo de Apparent Temperature. Cabe recordar que new WCT no se puede utilizar con vientos menores a $1,33 \text{ ms}^{-1}$, por lo que ante estas excepciones se recomienda usar el modelo Apparent Temperature.

Aumentando los valores de temperatura entre los 10°C y 32°C, por lo general se presentan pérdidas de calor, sin embargo, se puede esperar un incremento en este parámetro debido a los altos valores que puede tomar la humedad relativa. En ese rango de temperatura y de manera general, NET presenta valores muy por debajo de lo esperado y el new WCT no es válido para temperaturas superiores a 10°C.

En el quinto caso (ver figura 5, cuadro 5 y caso 5 en anexo 1) se comprueba que el Wind Chill estima valores que son incongruentes con el cuadro 3, lo mismo sucede con el Heat Index a temperaturas

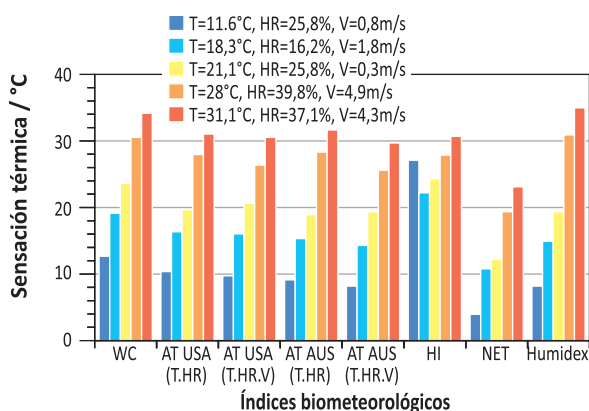


Figura 5. Caso 5: Comparación de índices de sensación térmica a temperaturas medias, humedades bajas y vientos débiles.

por debajo de los 20°C aproximadamente y de manera similar con Humidex y AT AUS (T.HR) con temperaturas cercanas a las de la piel.

En el siguiente caso se esperan pérdidas mayores que el caso 5, situación que en la figura 6 demuestran los índices AT USA (T.HR.V) y AT AUS (T.HR.V).

Para los casos 7 y 8, se evidencia que se puede presentar tanto un aumento como una disminución en el calor del cuerpo, siendo menor el aumento y mayores las pérdidas en el último caso. En la figura 7, los índices AT USA (T.HR.V) y AT AUS (T.HR.V) muestran que con vientos débiles y

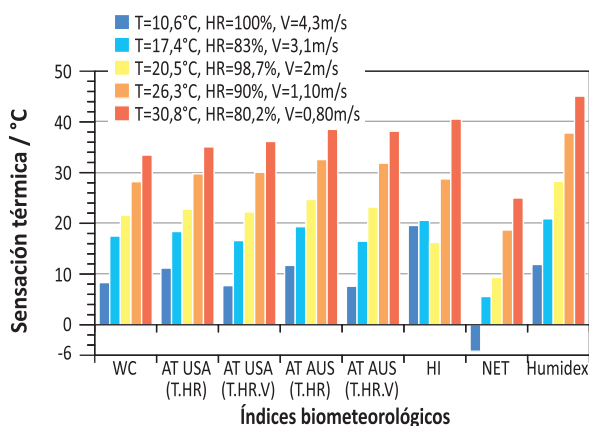


Figura 7. Caso 7: Comparación de índices de sensación térmica a temperaturas medias, humedades altas y vientos débiles.

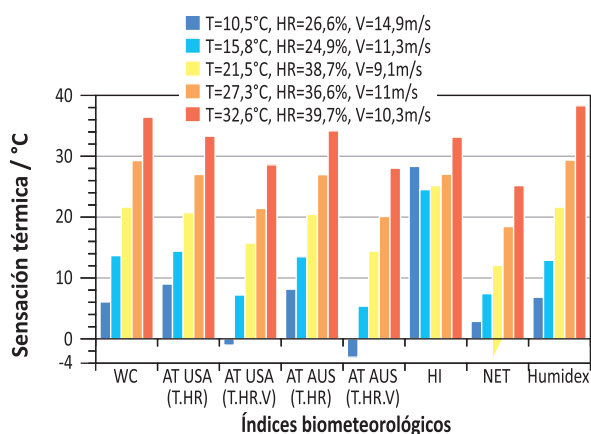


Figura 6. Caso 6: Comparación de índices de sensación térmica a temperaturas medias, humedades bajas y vientos moderados o fuertes.

temperaturas por encima de los 20°C se presenta un aumento, mientras que con temperaturas inferiores a los 20°C se da una disminución en el calor corporal. Conforme aumenta la velocidad del viento, se espera que el enfriamiento sea mayor y que el calentamiento sea a una temperatura mayor a los 20°C, esto se refleja en los índices discutidos en este párrafo (ver figura 8).

Entre los 10° y 32°C, los índices que dependen sólo de temperatura y humedad presentan un aumento en todos los casos, salvo el Heat Index que presenta una excepción aproximadamente a 20°C. En este intervalo de temperatura, se

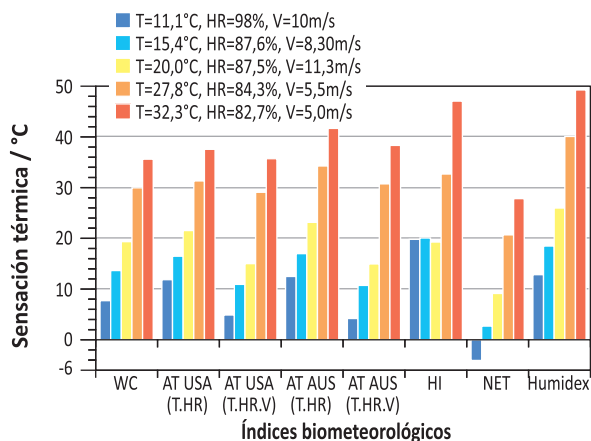


Figura 8. Caso 8: Comparación de índices de sensación térmica a temperaturas medias, humedades altas y vientos moderados o fuertes.

deduce que es fundamental utilizar un índice que tome relevancia tanto de la humedad como del viento. Dado lo anterior, se decide utilizar el modelo propuesto por Steadman en Australia en su modalidad de tres variable, además en dicha región se presenta tanto clima tropical como subtropical lo cual se asemeja al clima de Costa Rica.

Cuando se presentan temperaturas por encima de los 32°C, la fisiología hace que la sensación de calor aumente; por otro lado, conforme se incrementa la temperatura, mayor calor recibirá el cuerpo traduciéndolo en una sensación de bochorno. De manera general en estos casos, la NET no se ajusta al comportamiento del cuerpo, new WCT no es válido para estos rangos de temperatura, mientras que HI y Humidex a altas humedades sobreestiman el incremento de calor del cuerpo. Como se expone a continuación, el modelo de temperatura aparente es el que mejor se ajusta al comportamiento esperado.

En el noveno caso se espera un ligero aumento en la temperatura percibida. La figura 9, fuera de los índices excluidos, muestra que los índices restantes presentan dicha tendencia, con la excepción de valores de humedad relativa próximos al 20%

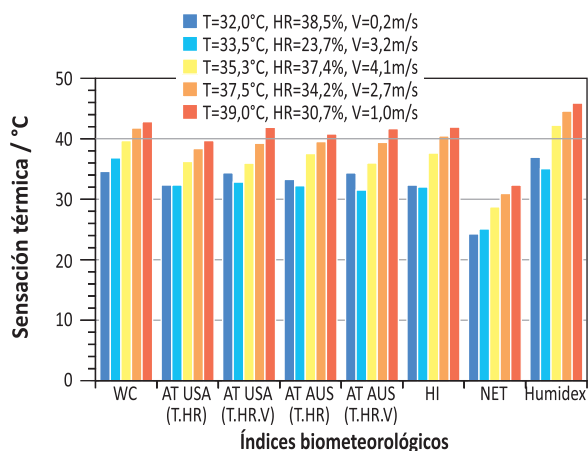


Figura 9. Caso 9: Comparación de índices de sensación térmica a temperaturas altas, humedades bajas y vientos débiles.

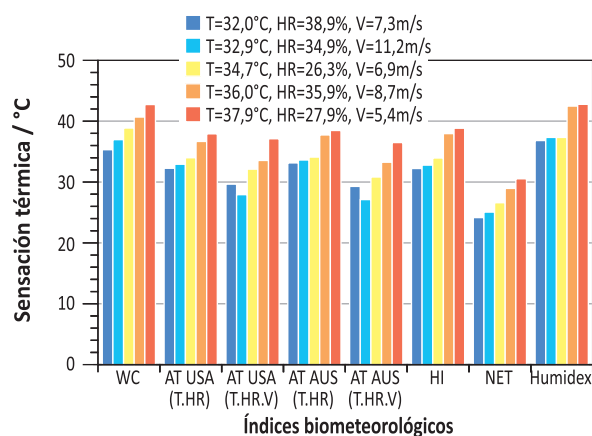


Figura 10. Caso 10: Comparación de índices de sensación térmica a temperaturas altas, humedades bajas y vientos moderados o fuertes.

en los cuales se presentan disminuciones de temperatura hasta del 7%.

En el décimo caso, el viento hace que el aumento de calor en el cuerpo sea aún mayor, pues al aumentar la velocidad del viento la masa de aire arrastrada tiene menos tiempo para interactuar con el contorno humano y entra una nueva masa de aire con el mismo nivel de temperatura que la que se evacuó. En la figura 10 se muestra que los demás índices no están acordes al cuadro 3.

En lo que respecta a los casos undécimo y duodécimo, a altos valores de humedad relativa se

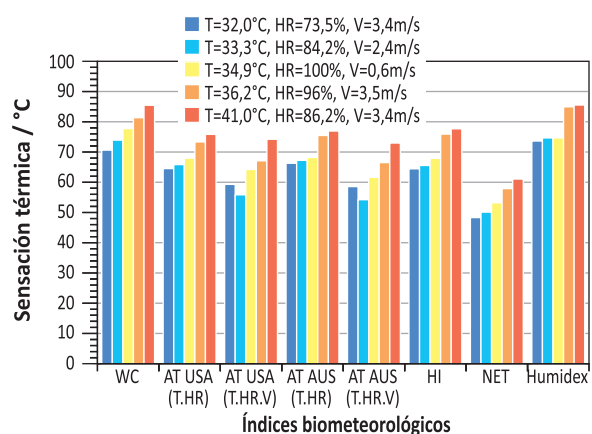


Figura 11. Comparación de índices de sensación térmica a temperaturas altas, humedades altas y vientos débiles.

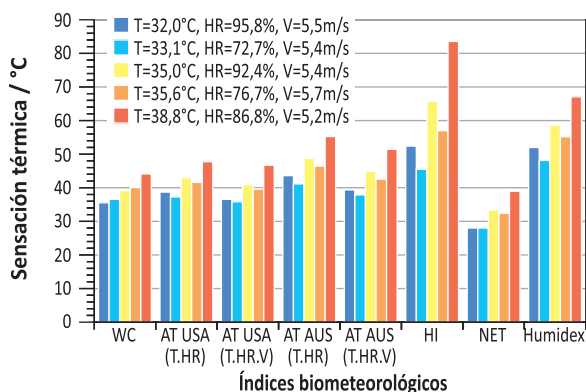


Figura 12. Comparación de índices de sensación térmica a temperaturas altas, humedades altas y vientos moderados o fuertes.

espera que la ganancia de calor sea considerable, esto lo demuestran los índices de temperatura aparente en las figuras 11 y 12. Para estos casos de temperatura elevada y en zonas alejadas de la costa, se opta por tomar el modelo propuesto para Australia que involucra sólo la humedad, esto debido a que el viento a estas temperaturas no presenta mucha relevancia, situación que se ajusta con AT AUS (T.HR).

Es importante mencionar, que si una persona se encuentra cerca de la costa y en horario diurno, por ejemplo en la playa, el gradiente de temperatura entre la tierra y el mar produce un arrastre de aire fresco hacia el territorio continental (conocido como brisa de mar) creando con ello una sensación de frescura. Se observa que, salvo a bajas humedades (no es el caso de las zonas costeras), los datos del cuadro 6 no reflejan este comportamiento. Dado lo anterior, se puede utilizar la ecuación correspondiente al intervalo de temperatura en que se encuentra la zona (playas y lagos), con el previo conocimiento de que el viento generará una sensación de frescura.

4. Conclusiones

La sensación térmica se ve afectada por la humedad relativa y la velocidad del viento; dado

un valor arbitrario pero fijo de temperatura, conforme aumenta la humedad relativa mayor es la temperatura aparente, mientras que por lo general, la acción del flujo de aire aumenta la sensación de frío a valores de temperaturas inferiores a los de la piel y aumenta la sensación de calor a valores de temperaturas superiores a la misma.

Utilizar una vestimenta que contenga más (menos) prendas o mayor (menor) grosor de las que los modelos fijan, hace que la temperatura apreciada aumente (disminuya).

A temperaturas por debajo de los 10°C, Wind Chill es el índice que mejor representa la sensación térmica, sin embargo, cuando la velocidad del viento es escasa (menor a 1,33 $m s^{-1}$), es preferible usar el modelo de temperatura aparente de Australia en su modalidad temperatura-humedad relativa.

Conforme aumenta la temperatura y de acuerdo a las características climáticas del país, el modelo de temperatura aparente utilizado en Australia en su modalidad temperatura-humedad relativa-viento, es el mejor indicativo de la temperatura percibida. Cuando la temperatura del aire supera los 32°C (temperatura aproximada de la piel), lejos de la zona costera el viento ya no tiene mucha relevancia y el modelo Australiano de temperatura-humedad relativa presenta un comportamiento similar a lo presentado en el cuadro 3.

Es importante recalcar, que por procesos físicos (brisa de mar) los modelos estudiados presentan discrepancias entre lo esperado y la práctica, en cuanto a las zonas costeras se refiere, por lo tanto, se recomienda realizar un estudio en la región limítrofe entre el continente y el océano, en lugares aledaños a los lagos y mares, lo anterior por la gran influencia turística que estas poseen.

Debido a que los índices biometeorológicos analizados corresponden a cálculos realizados a la sombra, se recomienda estudiar la sensación

térmica bajo los efectos de la radiación solar. Por la alta cantidad de energía que puede brindar este último parámetro, se consigue incrementar significativamente el calor corporal, por ejemplo, la Organización Meteorológica Mundial (1996) menciona que dicha variable puede incrementar la sensación térmica hasta en 8 grados.

Finalmente, aunque los modelos dependen de variables con unidades distintas, se utiliza la unidad en que se mide la temperatura para expresar el resultado de la sensación térmica.

5. Agradecimientos

Especial agradecimiento al Instituto Meteorológico Nacional (IMN) por facilitar los datos para la realización de este estudio, así como a los funcionarios que de una y otra forma colaboraron en el desarrollo del mismo.

6. Referencias

- Ascaso, A. y Casals, M. (1986). *Vocabulario de términos meteorológicos y Ciencias afines*. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid.
- Bertheau-Oros, E. (2014). Estudio de caso residencia Bertheau Omodeo: Estrategias de Diseño para la Optimización en el Desempeño Bioclimático. *Revista Arquís 3* (1).
- Chávez-Del Valle, F.J. (2002). *Zona Variable de Confort Térmico*. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Arquitectura de Barcelona. Universidad Politécnica de Catalunya. Barcelona, España.
- D'Ambrosio-Alfano, F.R; Palella, B.I & Riccio, G. (2011). Thermal Environment Assessment Reliability Using Temperature- Humidity Indices. *Industrial Health* 49(1), 95-106.
- Fernández-García, F. (1994). Climay confortabilidad humana: aspectos metodológicos. *Revista de la Universidad de Alcalá de Henares*. Serie Geográfica. N. 4, 109-125.
- Hajek, E.R. y Espinosa, G.A. (1982). *Biometeorología humana: algunos conceptos y proyecciones*. Archivos de Biología y Medicina Experimentales 15, 501-512.
- Jendritzky, G.; Staiger, H.; Bucher, K.; Graetz, A. & Laschewski, G. (2000). *The perceived temperature: the method of the Deutscher Wetterdienst for the assessment of cold stress and heat load for the human body*. In Internet workshop on Windchill, hosted by Environment Canada, 3 (7).
- Kusch, W.; Fong, H.Y.; Jendritzky, G. & Jacobsen, I. (2004). *Guidelines on Biometeorology and Air Quality Forecasts*. WMO/TD No. 1184, Geneva.
- Masterson, J. & Richardson, F. A. (1979). *Humidex. A method of quantifying human discomfort due to excessive heat and humidity*. Environment Canada, Downsview.
- Morales Mora, V. (2015, set, 18). Reglamento para la prevención y protección de la personas trabajadoras expuestas a estres térmico por calor. *La Gaceta*. N° 182, pp. 3-6.
- Organización Meteorológica Mundial. (1996). *El Tiempo y El Deporte*. OMM (N.835).
- Osczevski, R. & Bluestein, M. (2005). The New Wind Chill Equivalent Temperature Chart. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86 (10), 1453-1458.
- Rana, R.; Kusy, B.; Jurdak, R.; Wall, J. & Hu, W. (2013). *Feasibility analysis of using humidex as an indoor thermal comfort predictor*. Energy and Buildings, 64, 17-25.
- Rodrigo, B. G.; Sanabria, J. C.; Marchamalo, M. y Umana, M. (2012). Análisis del confort y el comportamiento higrotérmico de sistemas constructivos tradicionales y actuales en viviendas de Santa Ana-Ciudad Colón (Costa Rica). *Informes de la Construcción*, 64(525), 75-84.
- Rothfus, L.P. & Headquarters, N.S.R. (1990). *The heat index equation (or, more than you ever wanted to know about heat index)*. Fort Worth, Texas: National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Office of Meteorology, 90-23.

Siple, P. A. & Passel, C. F. (1945). Measurements of dry atmospheric cooling in subfreezing temperatures. *Proceedings of the American Philosophical Society*, 89(1), 177-199.

Steadman, R.G. (1979). The assessment of sultriness. Part I: A temperature-humidity index based on human physiology and clothing science. *Journal of Applied Meteorology*, 18(7), 861-873.

Steadman, R.G. (1979). The assessment of sultriness. Part II: effects of wind, extra radiation and barometric pressure on apparent temperature. *Journal of Applied Meteorology*, 18(7), 874-885.

Steadman, R.G. (1984). A universal scale of apparent temperature. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23(12), 1674-1687.

Steadman, R.G. (1994). Norms of apparent temperature in Australia. *Aust. Met. Mag.*, 43, 1-16.

Suarez, M.E. (1990). El bienestar térmico, primera parte. *Boletín Meteorológico Nacional año XIV-1990*. Instituto Meteorológico Nacional, p. 3.

Suarez, M.E. (1991). El bienestar térmico, segunda parte. *Boletín Meteorológico Nacional año XIV-1990*. Instituto Meteorológico Nacional, p. 3.

7. Anexo 1

Estaciones y valores de las variables meteorológicas utilizadas para calcular los diversos índices biometeorológicos y sus respectivos resultados.

Cuadro 4. Combinación de parámetros a bajas temperaturas para determinar cuál(es) índice(s) se adaptan a Costa Rica

Caso 1											
Estación	$T (^{\circ}C)$	HR(%)	$V (m/s)$	new WCT	AT USA (T.HR)	AT USA (T.HR.V)	AT AUS (T.HR)	AT AUS (T.HR.V)	HI	NET	Humidex
98091	2.2	14.6	2.0	-2.2	1.0	-3.4	-0.2	-4.9	21.1	0.6	-2.8
84231	3.1	26.5	2.7	0.5	2.0	-0.8	1.0	-2.1	36.6	-2.0	-1.3
98091	5.9	25.9	1.9	4.4	4.6	2.6	3.6	1.3	32.4	-0.1	1.6
94013	7.9	35.1	1.2	7.7	6.8	5.5	5.9	4.3	36.1	-0.3	4.4
84241	9.7	36.7	1.4	9.4	8.6	7.4	7.8	6.2	34.0	0.9	6.6
Caso 2											
Estación	$T (^{\circ}C)$	HR(%)	$V (m/s)$	new WCT	AT USA (T.HR)	AT USA (T.HR.V)	AT AUS (T.HR)	AT AUS (T.HR.V)	HI	NET	Humidex
98091	1.7	19.6	12.5	-5.5	0.6	-8.8	-0.5	-10.6	29.1	-1.1	-3.1
73137	3.1	26.5	8.3	-2.4	2.0	-4.5	0.9	-6.1	36.6	-2.0	-1.4
94013	5.8	27.2	14.6	-0.4	4.5	-5.7	3.5	-7.6	33.7	-0.5	1.6
98091	7.1	13.2	20.0	0.6	5.5	-8.1	4.3	-10.5	18.7	3.6	2.3
94013	10.4	14.3	12.1	6.3	8.7	0.6	7.4	-1.5	19.9	5.3	5.9
Caso 3											
Estación	$T (^{\circ}C)$	HR(%)	$V (m/s)$	new WCT	AT USA (T.HR)	AT USA (T.HR.V)	AT AUS (T.HR)	AT AUS (T.HR.V)	HI	NET	Humidex
98091	1.7	83.4	4.1	-2.3	1.5	-2.4	1.2	-3.3	63.0	-13.0	-0.6
84231	2.7	100	0.1	6.0	2.8	1.5	2.6	1.0	46.8	-14.7	1.2
98091	5.2	86.2	1.3	4.5	5.2	3.4	5.0	2.9	45.7	-9.8	3.9
73143	8.1	98.9	2.5	6.6	8.5	6.2	8.7	5.9	26.7	-8.1	8.4
98091	10.5	96.8	2.2	9.6	11.1	9.3	11.5	9.0	22.0	-4.8	11.8

Caso 4											
Estación	$T (^{\circ} C)$	HR(%)	$V (m/s)$	new WCT	AT USA (T.HR)	AT USA (T.HR.V)	AT AUS (T.HR)	AT AUS (T.HR.V)	HI	NET	Humidex
98091	0.0	87.8	19.0	-9.2	-0.1	-14.0	-0.5	-15.5	69.9	-15.4	-2.6
98091	1.2	98.6	11.2	-5.8	1.3	-7.4	1.1	-8.4	55.3	-16.0	-0.7
73137	4.3	97.1	9.7	-1.3	4.4	-2.9	4.3	-3.8	41.9	-12.4	3.2
73143	7,2	99,1	8,2	2,9	7,5	1,5	7,7	0,8	29,3	-9,3	7,2
84221	10,0	100	6,4	7,1	10,6	6,0	11,0	5,6	20,7	-5,8	11,3

Cuadro 5. Combinación de parámetros a temperaturas medias para determinar cuál(es) índice(s) se adaptan a Costa Rica

Caso 5											
Estación	$T (^{\circ} C)$	HR(%)	$V (m/s)$	new WCT	AT USA (T.HR)	AT USA (T.HR.V)	AT AUS (T.HR)	AT AUS (T.HR.V)	HI	NET	Humidex
84241	11,6	25,8	0,8	12,4	10,1	9,6	9,1	8,2	26,9	3,9	8,0
69661	18,3	16,2	1,8	19,0	16,3	15,8	15,0	14,2	22,0	10,5	14,6
87013	21,1	25,8	0,3	23,3	19,5	20,4	18,7	19,1	24,1	12,1	19,1
84191	28,0	39,8	4,9	30,1	27,7	26,2	28,1	25,5	27,6	19,3	30,8
72153	31,1	37,1	4,3	33,9	31,0	30,2	31,5	29,6	30,6	22,9	34,8
Caso 6											
Estación	$T (^{\circ} C)$	HR(%)	$V (m/s)$	new WCT	AT USA (T.HR)	AT USA (T.HR.V)	AT AUS (T.HR)	AT AUS (T.HR.V)	HI	NET	Humidex
98091	10,5	26,6	14,9	6,0	9,1	-0,8	8,1	-2,8	28,2	3,0	6,8
84205	15,8	24,9	11,3	13,8	14,3	7,3	13,2	5,4	24,4	7,4	12,8
73129	21,5	38,7	9,1	21,4	20,6	15,7	20,3	14,4	24,9	11,9	21,4
84233	27,3	36,6	11,0	29,1	26,7	21,2	26,8	20,0	26,9	18,4	29,1
74051	32,6	39,7	10,3	36,2	33,0	28,4	33,9	27,8	33,1	24,9	37,9
Caso 7											
Estación	$T (^{\circ} C)$	HR(%)	$V (m/s)$	new WCT	AT USA (T.HR)	AT USA (T.HR.V)	AT AUS (T.HR)	AT AUS (T.HR.V)	HI	NET	Humidex
69707	10,5	100,0	4,3	8,5	11,2	8,0	11,6	7,7	19,6	-5,1	12,0
88035	17,4	83,0	3,1	17,4	18,3	16,7	19,2	16,7	20,5	5,5	21,0
69597	20,5	98,7	2,0	21,4	22,8	22,1	24,8	22,9	16,2	9,5	28,1
76055	26,3	90,0	1,1	28,3	29,7	30,1	32,6	31,7	28,8	18,5	37,8
200004	30,8	80,2	0,8	33,3	34,9	35,9	38,4	38,0	40,3	25,1	45,0
Caso 8											
Estación	$T (^{\circ} C)$	HR(%)	$V (m/s)$	new WCT	AT USA (T.HR)	AT USA (T.HR.V)	AT AUS (T.HR)	AT AUS (T.HR.V)	HI	NET	Humidex
88047	11,1	98,0	10,0	7,7	11,8	4,9	12,3	4,4	19,8	-4,1	12,8
78023	15,4	87,6	8,3	13,6	16,2	11,0	17,0	10,6	20,0	2,5	18,3
84205	20,0	87,3	11,3	19,3	21,6	14,8	23,0	14,8	19,3	9,0	25,8
200007	27,8	84,3	5,5	29,8	31,2	29,0	34,2	30,4	32,2	20,7	39,7
72141	32,3	82,7	5,0	35,5	37,2	35,6	41,4	37,9	46,7	27,6	48,9

Cuadro 6. Combinación de parámetros a altas temperaturas para determinar cuál(es) índice(s) se adaptan a Costa Rica

Caso 9											
Estación	$T (^{\circ}C)$	HR(%)	$V (m/s)$	new WCT	AT USA (T.HR)	AT USA (T.HR.V)	AT AUS (T.HR)	AT AUS (T.HR.V)	HI	NET	Humidex
72057	32,0	38,5	0,2	34,2	32,2	34,2	32,9	34,0	32,1	24,2	36,7
98087	33,5	23,7	3,2	36,7	32,2	32,5	31,9	31,3	31,8	24,8	34,7
74053	35,3	37,4	4,1	39,1	35,9	35,6	37,1	35,5	37,0	28,2	41,7
79059	37,5	34,2	2,7	41,5	38,0	39,0	39,2	38,9	40,0	30,6	44,2
72157	39,0	30,7	1,0	42,4	39,3	41,5	40,3	41,4	41,5	32,0	45,4
Caso 10											
Estación	$T (^{\circ}C)$	HR(%)	$V (m/s)$	new WCT	AT USA (T.HR)	AT USA (T.HR.V)	AT AUS (T.HR)	AT AUS (T.HR.V)	HI	NET	Humidex
72141	32,0	38,9	7,3	35,2	32,2	29,5	33,0	29,0	32,1	24,2	36,7
72149	32,9	34,9	11,2	36,6	32,8	27,7	33,4	26,8	32,6	25,0	37,0
82015	34,7	26,3	6,9	38,7	33,8	31,8	33,9	30,6	33,6	26,4	37,2
74051	36,0	35,9	8,7	40,5	36,5	33,4	37,6	33,0	37,8	28,9	42,3
74051	37,9	27,9	5,4	42,6	37,7	36,9	38,2	36,2	38,7	30,4	42,6
Caso 11											
Estación	$T (^{\circ}C)$	HR(%)	$V (m/s)$	new WCT	AT USA (T.HR)	AT USA (T.HR.V)	AT AUS (T.HR)	AT AUS (T.HR.V)	HI	NET	Humidex
69597	32,0	73,5	3,4	35,0	35,8	35,3	39,2	37,1	41,7	26,5	45,8
98101	33,3	84,2	2,4	36,4	38,8	38,9	43,5	41,8	51,6	29,3	51,6
87013	34,9	100,0	0,6	37,6	43,0	44,3	49,7	48,8	70,8	33,3	60,2
84221	36,2	96,0	3,5	40,1	44,7	44,2	51,6	48,8	75,8	35,2	62,6
69701	41,0	86,2	3,4	45,8	51,1	51,0	59,4	56,6	96,1	42,1	72,5
Caso 12											
Estación	$T (^{\circ}C)$	HR(%)	$V (m/s)$	new WCT	AT USA (T.HR)	AT USA (T.HR.V)	AT AUS (T.HR)	AT AUS (T.HR.V)	HI	NET	Humidex
200002	32,0	95,8	5,5	35,1	38,1	36,1	43,3	39,1	51,9	28,0	51,7
72141	33,1	72,7	5,4	36,5	37,2	35,6	40,9	37,4	45,0	28,1	48,0
84221	35,0	92,4	5,4	38,9	42,3	40,5	48,4	44,3	65,5	32,8	58,3
73137	35,6	76,7	5,7	39,6	41,2	39,5	46,0	42,2	56,7	32,2	54,6
84221	38,8	86,8	5,2	43,6	47,6	46,3	54,9	51,0	82,8	38,6	66,6

8. Anexo 2

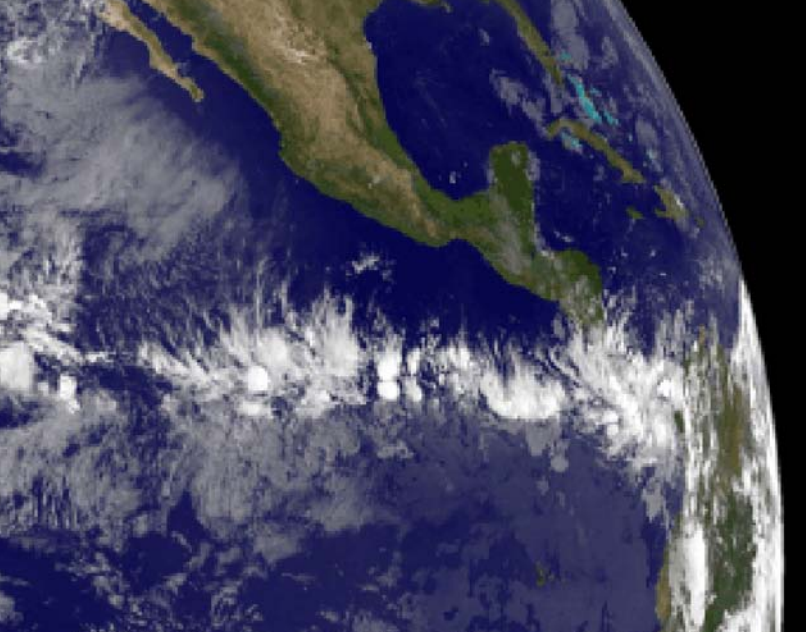
8.1. Ecuaciones complementarias

$$\text{Viento efectivo: } \bar{v} = \frac{\int_0^y v_{10}(y) dy}{\int_0^y 1 dy} \quad (9)$$

$$\text{Presión de vapor: } P_{\infty} (kPa) = \frac{1}{1000} \cdot \frac{HR}{100} \cdot 611,2 \cdot \exp\left(\frac{17,62 \cdot T_{\infty}}{243,12 + T_{\infty}}\right) \quad (10)$$

$$\text{Temperatura Fahrenheit: } T(^{\circ}F) = 1,8T(^{\circ}C) + 32 \quad (11)$$

$$\text{Conversión de viento a kilómetros por hora: } V(kmh^{-1}) = 3,6 \cdot V(ms^{-1}) \quad (12)$$



Instituto Meteorológico Nacional

Sitio web:
www.imn.ac.cr

Teléfono: (506) 2222 5616

Apartado postal: 5583-1000
San José
Costa Rica

