

El cambio climático y la lluvia en la costa norte

¿Qué conocemos de la lluvia observada?

En la costa norte del Perú, caracterizada como una zona árida, normalmente no llueve (lluvia promedio 14 mm/mes). Esto se debe a que la atmósfera en esta zona es muy estable y, a su vez, esta estabilidad es una consecuencia de la frialdad del mar adyacente y de la subsidencia atmosférica, lo cual forma la llamada “inversión térmica”, con aires intrínsecamente más cálidos y ligeros por encima de los aires de la capa límite atmosférica adyacente a la superficie (Figura 1a; Woodman y Takahashi, 2014). Sin embargo, durante eventos El Niño, se ha llegado a experimentar lluvias muy intensas, con truenos y relámpagos, gracias a que las altas temperaturas facilitan el ascenso de masas de aire húmedo hasta grandes alturas, donde la humedad se condensa y luego cae como lluvia. Este proceso, conocido como convección, está normalmente limitado por la estabilidad atmosférica la cual cede durante El Niño (Figura 1b). Para que se realice esto, la superficie del mar debe calentarse hasta superar una temperatura crítica (T_{crit}), la cual reduce la inversión térmica y permite que el aire ascienda (Graham y Barnett, 1987; Xie y Philander, 1994; Woodman, 1999; Johnson y Xie, 2010; Bellucci et al., 2009). En resumen, la T_{crit} es un umbral para la temperatura superficial del mar (TSM) por encima de la cual la lluvia muy intensa puede ocurrir.



Ing. Yakelyn Ramos
Asistente de investigación del
Instituto Geofísico del Perú

Yakelyn Ramos obtuvo su título en Ingeniería Meteorológica en la Universidad Nacional Agraria la Molina (UNALM) con una tesis enfocada en corregir las proyecciones climáticas de modelos globales para la lluvia en la costa norte del Perú, la cual desarrolló en el marco del Proyecto Manglares del IGP. Actualmente es asistente de investigación en el equipo de El Niño de la Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrosfera del IGP y sus estudios están enfocados en identificar los fenómenos meteorológicos que generan los vientos que fuerzan las ondas Kelvin ecuatoriales.

Entonces, una forma aproximada de representar matemáticamente la relación entre la lluvia y la TSM sería el asumir que la lluvia aumenta proporcionalmente a cuánto la TSM excede la T_{crit} . Sin embargo, no hay lluvia cuando la TSM está por debajo de esta (Xie y Philander, 1994; Johnson y Xie, 2010). Este “Modelo Físico Empírico” (MFE) presenta un buen ajuste a los datos observacionales (Figura 2). Debido al uso de un umbral, el MFE se considera un modelo “no lineal” entre la lluvia (PP) y la TSM. Además del T_{crit} , el MFE tiene solo otro parámetro, que denominamos “a”,

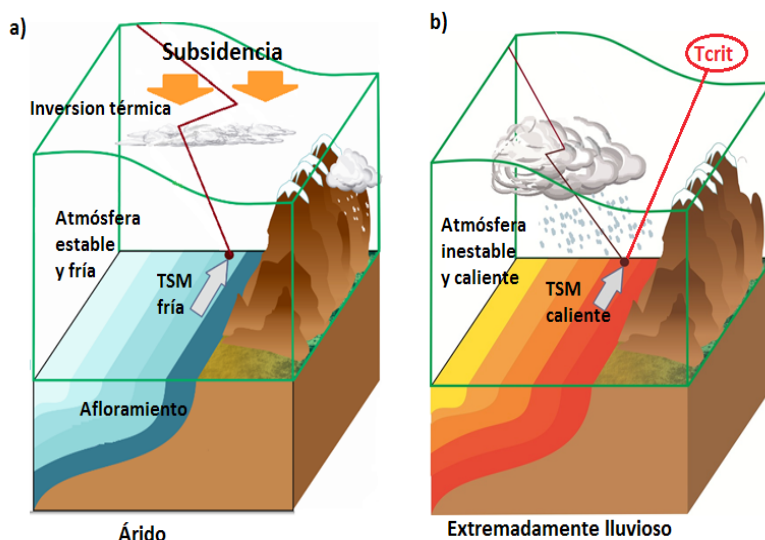


Figura 1: a) Condiciones climáticas típicas (árida) y b) Condiciones El Niño de la costa norte del Perú.

que representa cuanto aumenta la lluvia por grado de aumento en la TSM por encima de T_{crit} . Es decir, a es la pendiente de la línea roja en la Figura 2. La estimación de los parámetros se hizo buscando el mínimo error cuadrático medio. Para Piura, la T_{crit} se estimó en 26°C , mientras que a indica un fuerte aumento de 223 mm por mes más de lluvia por cada grado en que la TSM excede los 26°C . Sin embargo, la TSM observada es en promedio por casi 5°C menor que la T_{crit} , lo que sugiere gran estabilidad atmosférica en condiciones normales.

costa de Perú (Takahashi, 2015), exagerando la lluvia promedio de Piura y Tumbes en más de 80 mm/mes. Por esto, validar y corregir las proyecciones climáticas producidas por los GCMs es de vital importancia.

En el trabajo de Ramos (2014), se utilizó el MFE para corregir los errores sistemáticos en los GCMs en la TSM promedio, T_{crit} y a . Para esto, primero se ajustaron estos parámetros con datos de TSM y PP de cada uno de los GCMs del escenario con forzantes históricos (1968-2005) al igual que con los datos observados. Para evaluar la bondad de ajuste del MFE a cada GCM, se calculó la correlación lineal entre los estimados de precipitación con el MFE basados en las TSM de los GCM a nivel mensual, promedio trimestral (diciembre, enero y febrero, llamado DEF) y promedio anual con los datos de lluvias de los mismos GCMs. Aquellos modelos que presentaron un coeficiente de correlación sobre 0.5 en estos tres casos son los que se ajustan mejor y, por lo tanto, se les denomina “de buen ajuste”, mientras que aquellos modelos que solo presentaron alta correlación mensual pero negativa o baja correlación en los otros casos, fueron llamados “de mal ajuste”. Así, de los 28 modelos, solo 9 son de buen ajuste y los demás son de mal ajuste (Tabla 1).

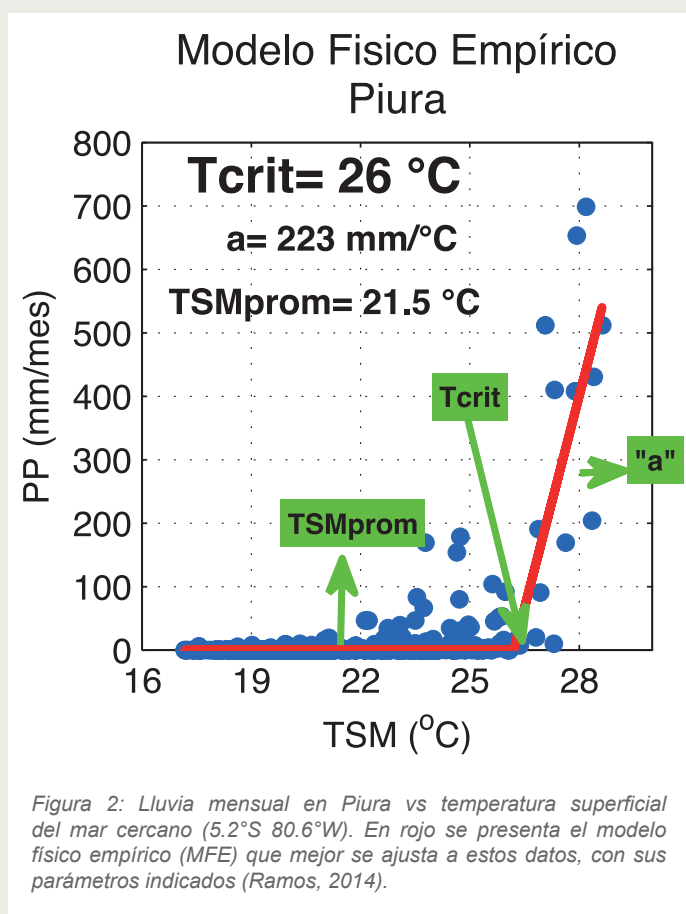


Tabla 1: Lista de Modelos con buen y mal ajuste

Buen ajuste	Mal ajuste	
ACCESS1-0	bcc-csm1-1	GFDL-CM3
ACCESS1-3	bcc-csm1-1-m	GFDL-ESM2G
HadGEM2-AO	CCSM4	GFDL-ESM2M
HadGEM2-CC	CESM1-BGC	HadCM3
HadGEM2-ES	CESM1-CAM5	inmcm4
MIROC5	CMCC-CM	IPSL-CM5A-LR
MPI-ESM-LR	CMCC-CMS	IPSL-CM5A-MR
MPI-ESM-MR	CNRM-CM5	IPSL-CM5B-LR
MRI-CGCM3	CSIRO-Mk3-6-0	MIROC4h
	GFDL-CM2p1	

Proyección de la lluvia a partir de modelos globales climáticos

La continua emisión de gases de efecto invernadero (GEI) causará aún mayor calentamiento de la temperatura del aire y la TSM (IPCC, 2013). ¿Cuál es la respuesta de las lluvias en la costa norte a este incremento de la TSM? Hoy en día, la herramienta más importante para responder estas preguntas son los modelos globales climáticos (GCMs, por sus siglas en inglés), los cuales nos permiten simular la posible evolución futura de variables climáticas a escala global bajo diferentes escenarios de emisiones de GEI. Sin embargo, los GCMs muestran errores sistemáticos importantes, particularmente en la

Los resultados son generalmente buenos y el MFE describe bien las diferencias en la PP promedio entre los GCMs (correlación mayor a 0.9) pero, como es de esperarse, en general la PP es sobreestimada en gran medida por los GCMs con respecto al observado. Esto se debe a que la TSM promedio es demasiado alta en los GCMs (ver también Takahashi, 2015a), mientras que la T_{crit} es generalmente menor a la observada (Figura 3). Es decir, en la realidad la TSM promedio es casi 5°C menor que la T_{crit} , por lo que solo llueve intensamente durante El Niño extraordinario, mientras que la mayoría de los GCMs muestra una TSM promedio por encima de la T_{crit} , permitiendo que llueva intensamente todo el tiempo.

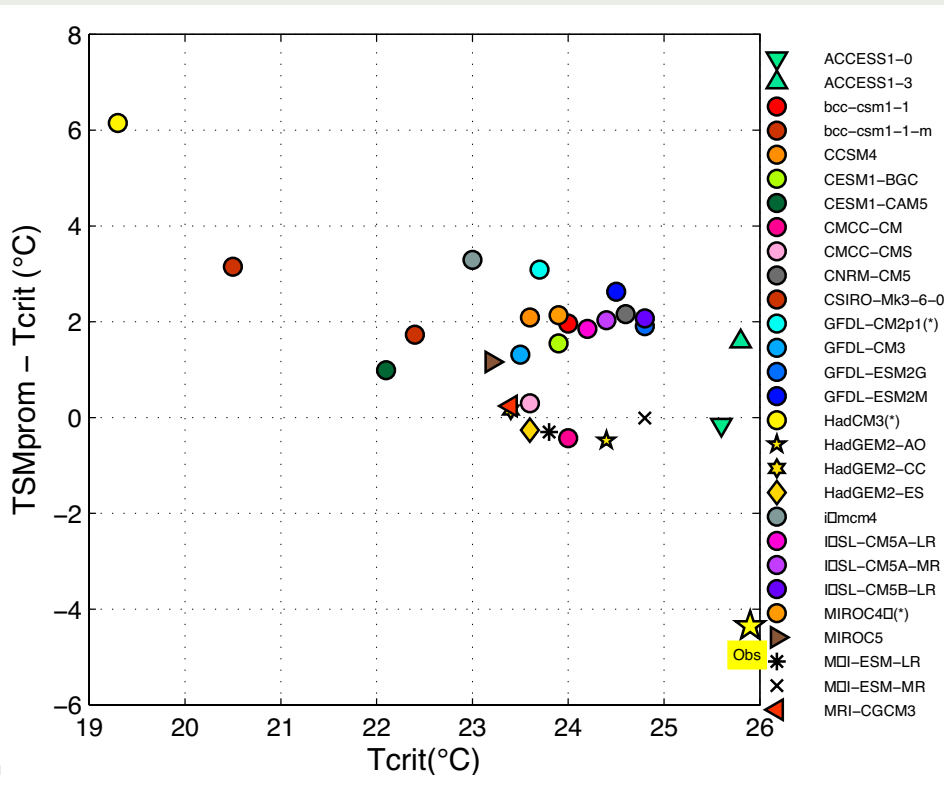


Figura 3: Dispersión entre la Tcrit y el índice de inestabilidad (TSM promedio menos Tcrit), según las observaciones (estrella amarilla) y GCMs para el escenario histórico (círculos indican buen ajuste).

¿Cómo cambiaría la lluvia en el futuro?

A pesar de los errores sistemáticos de los GCMs, estos son de gran utilidad para estimar la señal del cambio climático, por lo menos debido al incremento de GEI. Por otro lado, es interesante analizar, “con pinzas”, cuáles serían los posibles cambios que los GCM muestran en consenso y cuáles son sus implicancias para nuestro país. Por ejemplo, algunos resultados con respecto al cambio en la región tropical debidos al cambio climático son: incremento de la lluvia (Meehl et al., 2007; Huang et al., 2013), la importancia del incremento de TSM y su influencia dominante en los patrones de lluvia (Xie et al., 2010) y finalmente la evidencia de que la Tcrit aumentaría (Johnson y Xie, 2010). Sin embargo, debido a errores comunes entre modelos, el consenso no es necesariamente indicativo de certidumbre. En el Pacífico Oriental, los modelos mismos son la principal fuente de incertidumbre de las proyecciones futuras de lluvia (Rowell, 2012).

Se estimó la lluvia futura usando el MFE con la TSM, Tcrit y a observada más los cambios en los parámetros ($\Delta Tcrit$,

Δa , ΔTSM prom), de esta forma no se consideraron los errores sistemáticos de cada GCM. Como resultado, el conjunto de los GCMs actuales proyectan un incremento de -5 hasta un 60% en la PP mensual promedio al año 2100 (abscisas de la Figura 4), para Piura.

Sin embargo, estimando el cambio porcentual de lluvia usando MFE, corrigiendo los errores sistemáticos, varía de -60% a 60% (ordenadas de la Figura 4).

Sin corrección, todos los GCMs y la PP promedio estimada con el MFE incrementan. Sin embargo, después de la corrección, solo los modelos con buen ajuste muestran cambios positivos. Se debe notar también que si bien en términos porcentuales el MFE parecería producir resultados similares a los GCMs, en términos absolutos estos últimos proyectan aumentos mucho mayores debido a que sobre-estiman el presente.

De todas formas estos resultados evidencian la incertidumbre respecto a cómo cambiará la lluvia frente a un cambio climático debido al incremento de gases efecto invernadero (GEI).

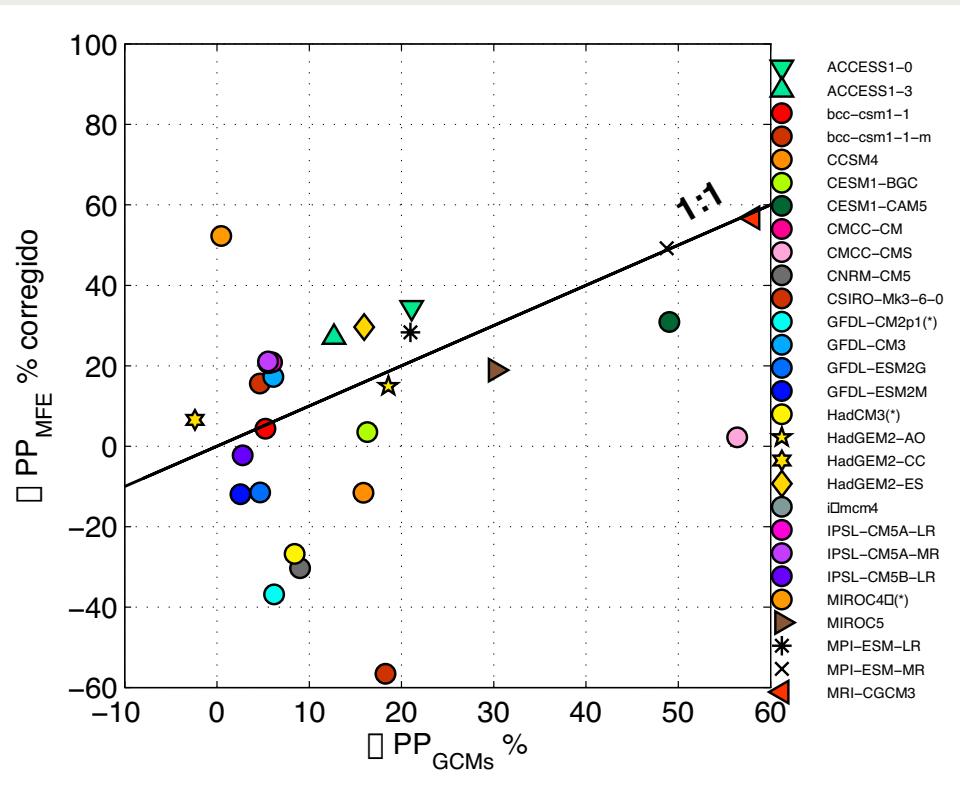


Figura 4: Dispersión entre el cambio de PP promedio (%) de los GCMs y el MFE, pero con corrección (%).

¿Cuánto es la influencia de El Niño en la lluvia del futuro?

El cambio de la frecuencia y amplitud de El Niño bajo escenario de cambio climático aún es incierto en escalas regionales. Sin embargo, con alta confianza se espera que El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) continúe siendo la fuente dominante de la variabilidad interanual del clima (IPCC, 2013). Además, con el cambio climático, debido a un incremento de GEI, se espera que el estado medio del clima del futuro cambie y dicho cambio afectaría el comportamiento de El Niño (Christensen et al., 2013). Por ejemplo, en el clima del futuro podría darse un debilitamiento de los vientos alisios y la superficialización de la termoclina (Vecchi y Soden, 2007). Además de la gran incertidumbre que muestran los resultados de la proyección de El Niño, hay un delicado balance entre los procesos de retroalimentación en el ciclo del ENSO y su relativa modificación por el cambio climático que difiere bastante entre los GCMs (Xie et al., 2015).

A pesar de todas las incertidumbres existentes con respecto a los cambios proyectados de El Niño en el futuro,

se estima que el aumento en la humedad atmosférica posiblemente producirá un aumento en la intensidad de los eventos de lluvia extrema asociados a El Niño, aún cuando este último no cambie (Christensen et al., 2013). Además, el incremento de lluvia durante El Niño sobre el Pacífico Ecuatorial-Central podría intensificarse debido a que la barrera de convección atmosférica se reducirá. Esto significa que la atmósfera será más inestable o la Tcrit disminuirá en esta zona (Power et al., 2013; Cai et al., 2014). Sin embargo, así como la TSM promedio aumentará, también la Tcrit lo ha venido haciendo (Johnson & Xie, 2010) y continuará según la mayoría de los GCMs (Ramos, 2014). Por lo tanto, la intensidad de la lluvia durante El Niño dependería del efecto combinado de ambos incrementos en el cambio total.

La lluvia de los años hidrológicos durante El Niño extraordinario (1982-1983 y 1997-1998) corresponde al 67% del total acumulado en la ciudad de Piura en todo el periodo 1968-2005. Es razonable esperar que el aumento de la lluvia total con el cambio climático estará dominado también por El Niño extraordinario. Usando el MFE y repitiendo las temperaturas observadas en el periodo 1968-2005, pero con un calentamiento promedio

asociado al cambio climático, así como con los cambios en los parámetros del mismo MFE, la versión futura de estos eventos El Niño extraordinarios contribuye entre 40 y 100% del cambio promedio en la lluvia, según el GCM considerado. Estos resultados entonces indican que no solo el cambio climático podrá incrementar la lluvia promedio en Piura, sino este aumento en gran parte podría estar concentrado en los eventos El Niño extraordinario.

Referencias

- Bellucci, A., S. Gualdi, & A. Navarra, 2010: *The Double-ITCZ Syndrome in Coupled General Circulation Models: The Role of Large-Scale Vertical Circulation Regimes*, *Journal of Climate*, 23, 1127–1145, doi:10.1175/2009JCLI3002.1.
- Cai, W. J., et al, 2014: *Increasing frequency of extreme El Nino events due to greenhouse warming*, *Nature Climate Change*, 4, 111-116.
- Christensen, J. H., et al, 2013: *Climate phenomena and their relevance for future regional climate change*, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Stocker, T.F. et al., 1217-1308, Cambridge University Press.
- Graham, N. E., & T. P. Barnett, 1987: *Sea Surface Temperature, Surface Wind Divergence*, 238 (4827), 657–659.
- Huang, P., S.-P. Xie, K. Hu, G. Huang, and R. Huang, 2013: *Patterns of the seasonal response of tropical rainfall to global warming*, *Nature Geosciences*, 6, 357 – 361, doi:10.1038/NGEO1792.
- IPCC, *Summary for policymakers, Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Stocker, T.F. et al., 1-29, Cambridge University Press.
- Johnson, N. C., and S.-P. Xie, 2010: *Changes in the sea surface temperature threshold for tropical convection*, *Nature Geosciences*, 3, 842-845, doi:10.1038/ngeo1008.
- Meehl, G., et al., 2007: *Global climate projections Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 747–845, Cambridge University Press.
- Power, S., F. Delage, C. Chung, G. Kociuba, & K. Keay, 2013: *Robust twenty-first-century projections of El Nino and related precipitation variability*, *Nature*, 502, 541-545.
- Ramos, Y., 2014: *Estimación del efecto del cambio climático en la precipitación en la costa norte del Perú usando simulaciones de según los modelos climáticos globales*, Tesis Ing. Meteoróloga de la Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.
- Rowell, D., 2012: *Sources of uncertainty in future changes in local precipitation*, *Climate Dynamics*, 39, 1929–50.
- Takahashi, K., 2015: *Modelos climáticos y sus errores promedio en el Pacífico*, *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, 2, 6, Junio, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.
- Vecchi, G. A., B. J. Soden, A. T. Wittenberg, I. M. Held, A. Leetmaa, & M. J. Harrison, 2006: *Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing*, *Nature*, 441, 73–76. doi: 10.1038/nature04744.
- Woodman, R., 1999: *Modelo estadístico de pronóstico de las precipitaciones en la costa norte del Perú. El Fenómeno El Niño. Investigación para una prognosis*, 1er encuentro de Universidades del Pacífico Sur: Memoria 93–108, Piura-Perú.
- Woodman, R., y K. Takahashi, 2014: *¿Por qué no llueve en la costa de Perú (salvo durante El Niño)? Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, 1, 6, Junio, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.
- Xie, S.-P. and S.G.H. Philander, 1994: *A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific*, *Tellus*, 46A, 340-350.
- Xie, S.-P., C. Deser, G. A. Vecchi, J. Ma, H. Teng, and A.T. Wittenberg, 2010: *Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall*, *Journal of Climate*, 23, 966-986.
- Xie, S.-P., C. Deser, G. A. Vecchi, M. Collins, T. L. Delworth, A. Hall, E. Hawkins, N. C. Johnson, C. Cassou, A. Giannini, and M. Watanabe, 2015: *Towards predictive understanding of regional climate change*, *Nature Climate Change*, Published online 7 September 2015, doi:10.1038/nclimate2689.