UNIVERSIDAD TÉCNICA PARTICULAR DE LOJA

La Universidad Católica de Loja

ÁREA TÉCNICA

TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

Análisis histórico del fenómeno El Niño en el Ecuador y su comparación con el evento 2015-2016.

TRABAJO DE TITULACIÓN.

AUTOR: Guillén Cevallos, Carlos Alberto

DIRECTOR: Oñate Valdivieso, Fernando Rodrigo, PhD.

LOJA–ECUADOR

2016

Esta versión digital, ha sido acreditada bajo la licencia Creative Commons 4.0, CC BY-NY-SA: Reconocimiento-No comercial-Compartir igual; la cual permite copiar, distribuir y comunicar públicamente la obra, mientras se reconozca la autoría original, no se utilice con fines comerciales y se permiten obras derivadas, siempre que mantenga la misma licencia al ser divulgada. http://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/deed.es

2016

APROBACIÓN DEL DIRECTOR DEL TRABAJO DE TITULACIÓN

Doctor.

Fernando Rodrigo Oñate Valdivieso

DOCENTE DE LA TITULACIÓN

De mi consideración:

El presente trabajo de titulación: Análisis histórico del fenómeno El Niño en el Ecuador y su comparación con el evento 2015-2016, realizado por Guillén Cevallos Carlos Alberto, ha sido orientado y revisado durante su ejecución, por cuanto se aprueba la presentación del mismo.

Loja, septiembre de 2016

f)…….....

DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y CESIÓN DE DERECHOS

"Yo, Guillén Cevallos Carlos Alberto declaro ser autor del presente trabajo de titulación: Análisis histórico del fenómeno El Niño en el Ecuador y su comparación con el evento 2015-2016, de la Titulación Ingeniería Civil, siendo Fernando Rodrigo Oñate Valdivieso, PhD director del presente trabajo; y eximo expresamente a la Universidad Técnica Particular de Loja y a sus representantes legales de posibles reclamos o acciones legales. Además certifico que las ideas, conceptos, procedimientos y resultados vertidos en el presente trabajo investigativo, son de mi exclusiva responsabilidad.

Adicionalmente declaro conocer y aceptar la disposición del Art. 88 del Estatuto Orgánico de la Universidad Técnica Particular de Loja que en su parte pertinente textualmente dice: "Forman parte del patrimonio de la Universidad la propiedad intelectual de investigaciones, trabajos científicos o técnicos y tesis de grado o trabajos de titulación que se realicen con el apoyo financiero, académico o institucional (operativo) de la Universidad"

f**.**……...

Autor: Guillén Cevallos Carlos Alberto

Cédula: 1105054892

DEDICATORIA

A Dios por brindarme la sabiduría ya la y la fuerza para poder conseguir esta gran meta.

A mis padres Lucio Guillén (+) y María Cevallos por haberme sacado adelante y brindarme su gran ejemplo de dedicación y esfuerzo.

A mi esposa y a mi hijo por ser mi gran fuerte de inspiración y mi gran apoyo además de llenar cada día de mi vida de felicidad y amor.

A mis hermanas y cuñados quienes siempre confiaron en mí brindándome sus buenos ánimos y consejos para poder darle firmeza a este largo camino.

AGRADECIMIENTO

A la Universidad Técnica Particular de Loja y a la titulación de Ingeniería Civil por su gran acogida que es fundamental para el desarrollo de un profesional en formación.

A mi director de trabajo de fin de titulación PhD. Fernando Oñate Valdivieso por dedicar su tiempo para compartir sus conocimientos y darme las guías necesarias para llevar a cabo esta investigación.

Al Msc. José Serrano por su generosidad, solidaridad y apoyo en el desarrollo de la presente investigación.

Al PhD. Andreas Fries por impartir sus conocimientos sobre este tema que fueron de gran ayuda para su culminación.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

APROBACIÓN DEL DIRECTOR DEL TRABAJO DE TITULACIÓN..... ii
DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y CESIÓN DE DERECHOS.....iii
DEDICATORIA iv
AGRADECIMIENTO v
ÍNDICE DE CONTENIDOS.....vi
RESUMEN..... 1
ABSTRACT 2
INTRODUCCIÓN..... 3
CAPÍTULO I: ESTADO DEL ARTE..... 5
1.1. ENSO..... 6
1.3 Tipos de ENSO. 11
1.3. El ENSO en el Ecuador. 12
CAPÍTULO II: MATERIALES Y MÉTODOS 16
2.1. Área de estudio. 17
2.1.1. Ubicación geográfica..... 17
2.1.2. Regiones naturales. 17
2.1.3. Clima. 18
2.2. Recolección de información..... 19
2.3. Depuración de la información. 23
2.4. Relleno de información faltante. 26
2.6. Homogeneización de estaciones. 26
2.4.2. Correlación ortogonal. 29
2.7. Cálculo de las anomalías de precipitación. 34
2.8. Elaboración de mapas en ArcGIS..... 36
CAPÍTULO III:..... 40
RESULTADOS Y DISCUSIÓN 40
CAPÍTULO IV: ..... **¡Error! Marcador no definido.**
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES ..... **¡Error! Marcador no definido.**
BIBLIOGRAFÍA..... 63
ANEXOS 71

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localización de las dos estaciones en las que se mide la presión atmosférica para el cálculo del índice SOI. 6
Figura 2: Condiciones de circulación océano-atmosféricas normales. 7
Figura 3: Condiciones de circulación océano-atmosféricas durante El Niño. 7
Figura 4: Diferentes impactos de el Niño en todo el mundo. 8
Figura 5: Condiciones de circulación océano-atmosféricas durante La Niña. 9
Figura 6: Localización de las regiones El Niño para realizar la medición de la temperatura superficial del mar. 10
Figura 7: Área de estudio. 17
Figura 8: Estaciones utilizadas para el análisis. 20
Figura 9: Ejemplo de valor erróneo registrado. 24
Figura 10: Ejemplo de valor erróneo registrado. 25
Figura 11: Ejemplo de comprobación de dato sospechoso. 26
Figura 12: Ejemplo de mapas de precipitación mensual. 37
Figura 13: Ejemplo de mapas de anomalías de precipitación. 37
Figura 14: Ejemplo de mapas precipitación máxima diaria. 38

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Daños ocasionados por el evento de los años 1982-1983. 13
Tabla 2: Daños ocasionados por el evento de los años 1997-1998. 14
Tabla 3: Estaciones utilizadas en cada provincia. 20
Tabla 4: Meses con datos faltantes en cada estación durante el periodo 1970-2015 (para referirse al año se emplea la nomenclatura: 1981=año 81; 1992=año 92). 21
Tabla 5: Estaciones utilizadas en cada provincia. 23
Tabla 6: Regionalización por pisos climáticos. 27
Tabla 7: Regionalización por días de lluvia apreciable al año. 27
Tabla 8: Regionalización por coeficientes de variación. 28
Tabla 9: Regionalización final. 29
Tabla 10: Anomalías TSM registradas durante el evento 1972-1973. 41
Tabla 11: Anomalías TSM registradas durante el evento 1976-1977. 43
Tabla 12: Anomalías TSM registradas durante el evento 1977-1978. 44
Tabla 13: Anomalías TSM registradas durante el evento 1982-1983. 45
Tabla 14: Anomalías TSM registradas durante los años 1986-1987. 46
Tabla 15: Anomalías TSM registradas durante los años 1987-1988. 47
Tabla 16: Anomalías TSM registradas durante el evento 1991-1992. 47
Tabla 17: Anomalías TSM registradas durante el evento 1994-1995. 48
Tabla 18: Anomalías TSM registradas durante el evento 1997-1998. 50
Tabla 19: Anomalías TSM registradas durante el evento 2002-2003. 51
Tabla 20: Anomalías TSM registradas durante el evento 2004-2005. 52
Tabla 21: Anomalías TSM registradas durante el evento 2006-2007. 53
Tabla 22: Anomalías TSM registradas durante el evento 2009-2010. 54
Tabla 23: Anomalías TSM registradas durante el evento 2015-2016. 55
Tabla 24: Correlaciones obtenidas entre el índice ONI y el índice de anomalía de precipitación. 57
Tabla 25: Correlaciones obtenidas entre el índice ONI y el índice de anomalía de precipitación. 58

RESUMEN

La presente investigación realiza un análisis comparativo de los eventos “El Niño” ocurridos en Ecuador durante el periodo (1970-2016). El trabajo determina patrones climáticos que se producen durante el fenómeno, zonas más afectadas y la relación existente entre la temperatura superficial del mar (TSM) y la precipitación en todo el país a través del índice oceánico El Niño (ONI) y el índice de anomalía de precipitación.

Para comparar los eventos, se elaboraron mapas incluyendo anomalías de precipitación, precipitación mensual y precipitación máxima diaria. Además, se estableció la relación entre el índice ONI y el índice de anomalía de precipitación mediante el coeficiente de correlación de Pearson.

En base a los resultados se determinaron las zonas más afectadas por fenómeno en el Ecuador. Los eventos que provocaron los mayores excesos en la precipitación en toda la superficie del país fueron los ENSO (El Niño Southern Oscillation) de los años 1982 y 1997.

PALABRAS CLAVES: fenómeno, El Niño, ENSO, anomalías, precipitación.

ABSTRACT

The present investigation realizes a comparative analysis at El Niño events in Ecuador during the period 1970-2016. The study determine the climatic patterns produced during the phenomenon, the most affected regions and the existing relationship between sea surface temperature (TSM) and the precipitation in the country by means of the Oceanic Niño Index (ONI) and precipitation anomaly index.

To compare the events, maps are elaborated including precipitation anomalies, total monthly precipitation and maximum daily precipitation. To demonstrate the relationship between ONI index and precipitation anomaly index the Pearson correlation coefficient is applied.

The obtained results determine the most affected regions by the phenomenon in Ecuador. The events that caused the greatest excesses in precipitation in the country are the ENSO (El Niño Southern Oscillation) of the years 1982 and 1997.

KEYWORDS: Phenomenon, El Niño, ENSO, anomalies, precipitation.

INTRODUCCIÓN

La presencia del fenómeno El Niño en Ecuador ha sido causa de grandes pérdidas de propiedades, infraestructura y vidas humanas. Por este motivo se han realizado varios estudios e investigaciones para intentar disminuir los impactos sociales y económicos (Recalde-Coronel *et al.*, 2014).

El meteorólogo Jacob Bjerknes estableció que el ENSO (El Niño Oscilación Sur) involucraba interacciones entre la atmósfera y el océano pacífico central (Buizer *et al.*,2016). Se encontró que las señales de ocurrencia del fenómeno se presentan en las regiones tropicales del océano pacífico, pero sus efectos se extienden a regiones mucho más lejanas al mismo (Karoly, 1989; Deser y Wallace, 1990; Van Oldenbotgh *et al.*, 2005; Wittenberg *et al.*, 2014).

La ocurrencia y las características del ENSO han sido documentadas extensivamente y se conoce que este fenómeno altera los patrones normales del clima, especialmente de la precipitación, a escala global (Magaña *et al.*, 2003; González-Reyes y Muñoz, 2013). Por este motivo se han llevado a cabo varios estudios para determinar la intensidad de cada evento. El fenómeno es de carácter oceánico-atmosférico debido al acoplamiento de ambos sistemas, porque la mayoría de los estudios realizados se enfocan en las características presentadas en la TSM (temperatura superficial del mar) del pacifico central. Se considera un evento El Niño cuando la TSM presenta anomalías positivas con valores mayores a 0,5°C comparado con valores normales de la temporada durante tres meses consecutivos. Los anomalías ocurren cuando la presión del aire establecida entre la isla de Tahití (Polinesia Francesa) y la ciudad de Darwin (norte de Australia) se alteran, lo que afecta la fuerza de los vientos alisios sobre le pacifico (Barnston, 2015).

Varios investigadores han enfocado sus estudios en relacionar el fenómeno El Niño con la variación de la precipitación en diferentes regiones del mundo, como: Norteamérica (Shabbar *et al.*, 1997), Sudamérica (Aceituno, 1988; Coelho *et al.*, 2002; Kane, 2006;), Asia (Huang y Wu, 1989; Wang *et al.*, 2000; Wang y Zhang, 2002; Yang *et al.*, 2007), África (Reason y Rouault, 2002; Nicholson y Jeeyoung, 1997) y a nivel mundial (Ropelewski y Halpert, 1987; Kiladis y Diaz, 1989). Estudios para Ecuador y Perú son enfocados en las franjas costeras, porque en estas zonas se observan aumentos de precipitación muy considerables con la presencia de El Niño (Tapley y Waylen, 1990; Bendix, 2000; Krois *et al.*, 2013).

La mayor parte de los estudios realizados a nivel nacional se enfocan en pérdidas económicas, humanas y en los desastres generados por el ENSO. Sin embargo, Rossel (1997), Bendix y Bendix (1998) y el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI, 2000) analizaron las anomalías de precipitación generadas durante los eventos El Niño en

varias regiones del Ecuador. De todos los estudios que se han llevado a cabo se ha obtenido que en Ecuador la zona más afectada por el fenómeno El Niño es la región Costa. Esta región muestra anomalías de precipitación muy elevadas durante la ocurrencia del fenómeno, alcanzando valores hasta 1000% superior a años normales.

Sin embargo existen pocos estudios a nivel nacional sobre los cambios en el patrón climático durante el fenómeno. Esta falta de información se puede mejorar en cierta parte con un análisis comparativo de los rasgos históricos de precipitación presentados por cada evento.

La presente investigación pretende conocer las características climáticas que se generan durante el fenómeno El Niño en el Ecuador a través de un análisis comparativo. De esta manera se requiere establecer patrones climáticos (semejanzas y diferencias). Para el análisis se eligió el periodo 1970-2016 para considerar los últimos cuatro “Súper El Niño” ocurridos, especificamente en los años 1972-1973, 1982-1983, 1997-1998 y 2015-2016.

Para el análisis se generan mapas de anomalías de precipitación, precipitación mensual y precipitación máxima diaria de todo el país mediante el método de interpolación geo-estadístico Kriging ordinario. Se utiliza información histórica de varias estaciones meteorológicas distribuidas en todo el Ecuador. Lamentablemente, muchas estaciones pluviométricas presentan vacíos en la información y/o datos erróneos por lo que se aplica una depuración y relleno de datos. Con los datos corregidos se analizó la correlación existente entre la TSM y la precipitación tomando en cuenta el índice ONI y el índice de anomalía de precipitación.

El alcance de este proyecto se extiende únicamente a Ecuador ya que el fenómeno El Niño puede presentar características totalmente distintas en otras regiones del mundo.

La presente investigación está estructurada como sigue: Capítulo I: Estado del arte, en el que se recopila los estudios más relevantes sobre el tema de investigación. Capítulo II: Materiales y métodos, en el que se describe el área de estudio y la metodología empleada durante el desarrollo de la investigación. Capítulo III: Resultados y discusión, en el que se presentan los resultados obtenidos y su comparación con los resultados conseguidos por otros autores. Capítulo IV: Conclusiones y recomendaciones, en el que se presentan los aspectos más sobresalientes observados en la investigación y las recomendaciones para futuras investigaciones.

CAPÍTULO I:

ESTADO DEL ARTE

1.1. ENSO.

El ENSO es un conjunto de alteraciones océano-atmosféricas cuyo nombre fue generalizado por Rasmunson y Carpenter (1982). El Niño y la Niña (EN) son los componentes oceánicos, mientras que la oscilación sur (SO) es el componente atmosférico.

La oscilación sur es la variación de la presión atmosférica entre el sudeste y el sudoeste del pacífico. Se manifiesta con una alteración de la distribución de las zonas de alta y baja presión sobre el sur del pacífico. Normalmente el aire desciende frente de Sudamérica en el anti-ciclón subtropical y se dirige al oeste convergiendo en la zona de baja presión sobre Australia, aquí el aire asciende de nuevo regresando al este en la altura (célula de Walker). Durante un evento El Niño la zona de baja presión se traslada al este (pacifico central) lo que provoca la debilitación de los vientos alisios. Este cambio de distribución de la presión atmosférica se mide mediante el índice de oscilación sur (SOI), el cual se calcula como la diferencia normalizada entre isla de Tahití (Polinesia Francesa) y la ciudad de Darwin (norte de Australia) (Figura 1) (Capel Molina, 1999; O´Hare *et al.*, 2005; Barnston, 2015).

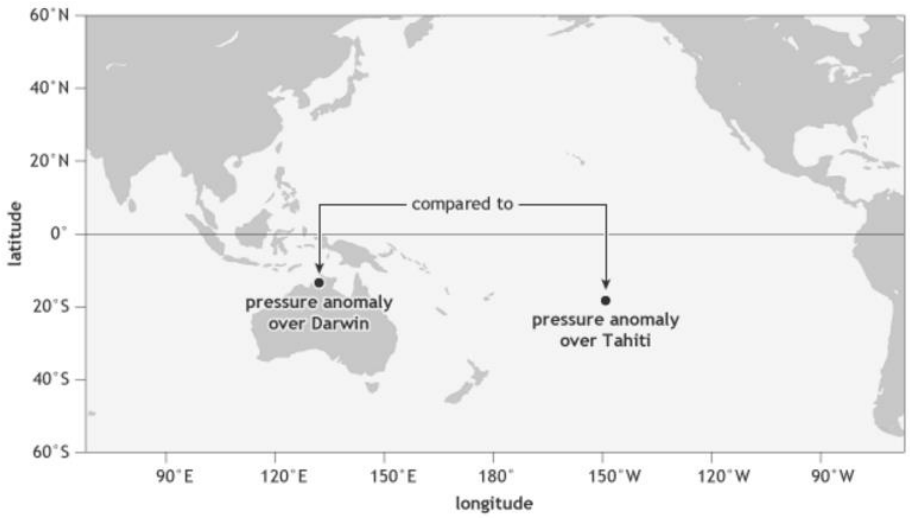


Figura 1: Localización de las dos estaciones en las que se mide la presión atmosférica para el cálculo del índice SOI.
Fuente: O´Hare et al., (2015).

El término El Niño generalmente se utilizaba para referenciar el calentamiento de las aguas del océano pacífico. El pico del fenómeno se observa generalmente cerca de la navidad, por lo que se lo relacionó con el nacimiento del niño Jesús, de aquí su nombre (Trenberth, 1997; Okamura y Deser, 2010).

En condiciones normales (Figura 2) los vientos alisios (del sureste en el hemisferio sur y del noreste del hemisferio norte) soplan sobre el pacífico tropical y forman una corriente que lleva

el agua superficial caliente al oeste. El agua caliente se acumula frente de Indonesia y Australia. Donde la superficie del mar presenta temperaturas elevadas (mayores a 28°C). Esto provoca una intensa convección y lluvias excesivas sobre las zonas occidentales del pacifico (Kousky *et al.*, 1984; Capel Molina, 1999; Roberts y Guckenheimer, 2016).

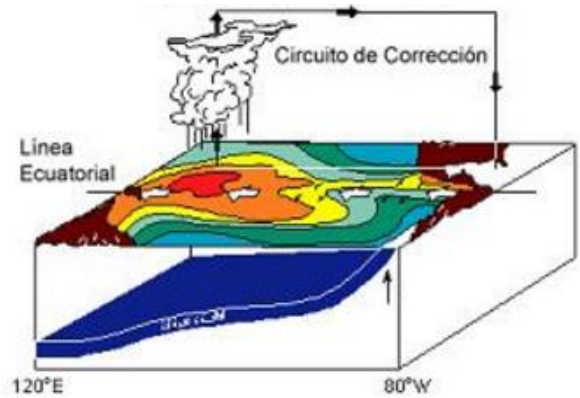


Figura 2: Condiciones de circulación océano-atmosféricas normales.
Fuente: O´Hare et al., (2015).

Cuando comienzan las condiciones El Niño (Figura 3) los vientos alisios se debilitan y las aguas superficiales calientes regresan al este en forma de ondas Kelvin. Esto provoca un aumento la profundidad de la termoclina del pacifico oriental. La termoclina es el límite que separa las aguas superficiales cálidas de las aguas frías de la profundidad del océano, las cuales son ricas en nutrientes. Por el agua caliente presente en el pacifico central se provocan anomalías positivas de la TSM, las cuales pueden llegar hasta la costa de Sudamérica durante los “Súper El Niño”.

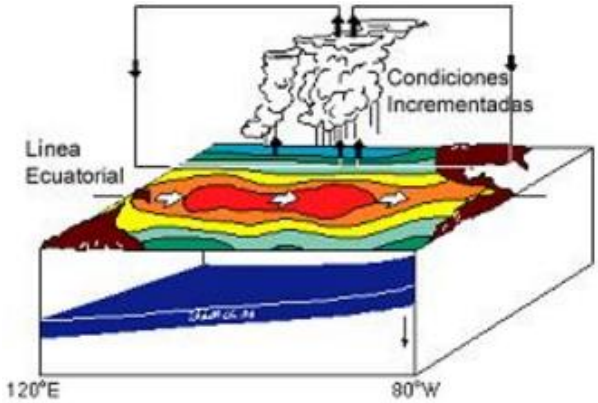


Figura 3: Condiciones de circulación océano-atmosféricas durante El Niño.
Fuente: O´Hare et al., (2015).

Los “Súper El Niño” son eventos de mayor intensidad, se presentan cuando la anomalía de la TSM excede un valor de 1.5°C durante tres meses consecutivos. Durante el periodo de estudio

de esta investigación se han presentado cuatro “Súper El Niño”, en los años 1972-1973, 1982-1983, 1997-1998 y 2015-2016.

El Niño es un evento climático extremo que tiene grandes impactos socioeconómicos y mortales para las personas que viven en las zonas afectadas, además la influencia del ENSO puede llegar a apreciarse en todo el mundo con exceso o déficit de lluvia (Kousky *et al.*, 1984; Hales *et al.*, 2003; Stein *et al.*, 2014).

Uno de los primeros estudios que encontró una correlación significativa entre este fenómeno y la precipitación fue el de Berlage (1966). El descubrió relación entre la TSM, la presión atmosférica y la precipitación en ciertas estaciones distribuidas alrededor de todo el mundo. Posteriormente varias investigaciones corroboraron esta teoría con sus análisis, especialmente en regiones de Sudamérica (Shabbar *et al.*, 1997; Coelho *et al.*, 2002; Kane, 2006; Wu y Zhang, 2010).

Las regiones más afectadas por el aumento de precipitación son el noreste de Colombia, el centro de Chile y las zonas costeras de Ecuador y Perú (Waylen y Poveda, 2002; Poveda *et al.*, 2010), sin embargo son muy pocos los estudios que orientan sus análisis en las precipitaciones generadas por el ENSO en estos países (Bendix *et al.*, 2003).

Por otra parte, en otras regiones del mundo como Australia, Sudáfrica, Europa y parte de Nortamérica existe un déficit de lluvia durante la ocurrencia de El Niño (Figura 4), por lo que se pueden ver afectadas con sequías severas dependiendo de la magnitud del evento (Espinoza, 1996).

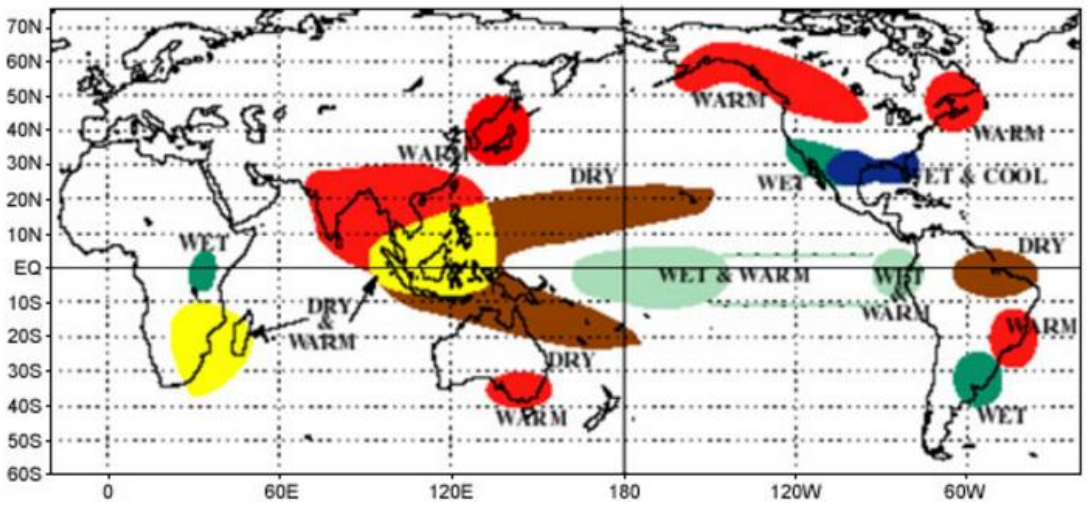


Figura 4: Diferentes impactos de el Niño en todo el mundo.
Fuente: Ropelewski y Halpert, 1987.

De igual manera en el caso de Asia, durante El Niño el norte y sur de China se ven afectados con sequías, mientras que cuando la temperatura del océano en la región Niño 3.4 disminuye las lluvias incrementan en el Este de Asia (Huang y Wu, 1989; Wang *et al.*, 2000; Wang y Zhang, 2002; Yang *et al.*, 2007). De igual manera durante el evento 97-98 Indonesia se vio afectada con una sequía severa (Bell y Halpert, 1998; Landsea y Knaff, 2000).

Las condiciones durante la Niña (Figura 5) son iguales a la situación normal, pero los vientos alisios del este incrementan su fuerza, provocando un transporte más eficiente del agua superficial caliente al oeste del pacifico. Esto causa que las aguas frías de la profundidad lleguen más cerca de la superficie en el pacifico oriental y central, provocando anomalías negativas de la TSM (Kousky *et al.*, 1984; Capel Molina, 1999; Roberts y Guckenheimer, 2016). Los efectos de La Niña son totalmente contrarios a los causados por El Niño, es decir las zonas afectadas por lluvias excesivas durante El Niño presentan sequías durante este evento.

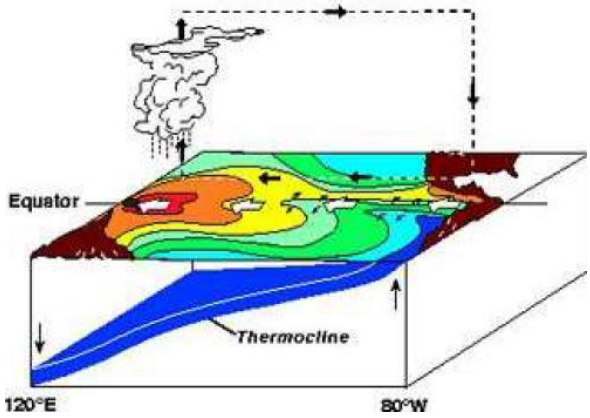


Figura 5: Condiciones de circulación océano-atmosféricas durante La Niña.
Fuente: O´Hare et al., (2015).

Los eventos El Niño son más investigados desde los años 1970 por sus consecuencias desastrosas a nivel mundial, especialmente por compañías de seguros, ministerios de agricultura y pesca y de los gobiernos de los países afectados, que requieren un mejor pronóstico para disminuir las pérdidas sociales y económicas (Glantz *et al.*, 1991; Chika Urama y Ozor, 2010).

Para reducir el impacto socioeconómico la predicción de estos eventos climáticos es de gran importancia, así se podría elaborar planes emergentes u obras de mitigación (Montealegre Bocanegra, 2007). Actualmente la predicción de los fenómenos se realiza mediante datos meteorológicos y oceanográficos, recopilados por sistemas de observación (sensores). Los sensores proporcionan información de la temperatura oceánica, presión atmosférica y del viento. El factor más importante es la TSM porque influye directamente la evaporación y la

formación de las lluvias resultantes. Por eso la TSM expresada en el ONI, se usa como indicador principal de la presencia de este fenómeno. Los monitoreos más exhaustivos se realizan en el mar por parte de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (Organización Meteorológica Mundial, 2014).

Existen cuatro regiones para el monitoreo de la TSM, siendo la región 3.4 considerada como la más representativa ya que esta región ocupa todo el centro del pacífico proporcionando así una buena medida de los cambios importantes y de los gradientes de la TSM que originan cambios en la circulación atmosférica. Además en esta zona existe una buena correlación entre la TSM y la oscilación del sur (Figura 6) (Barnston *et al.*, 1999; Barnston *et al.*, 2015).

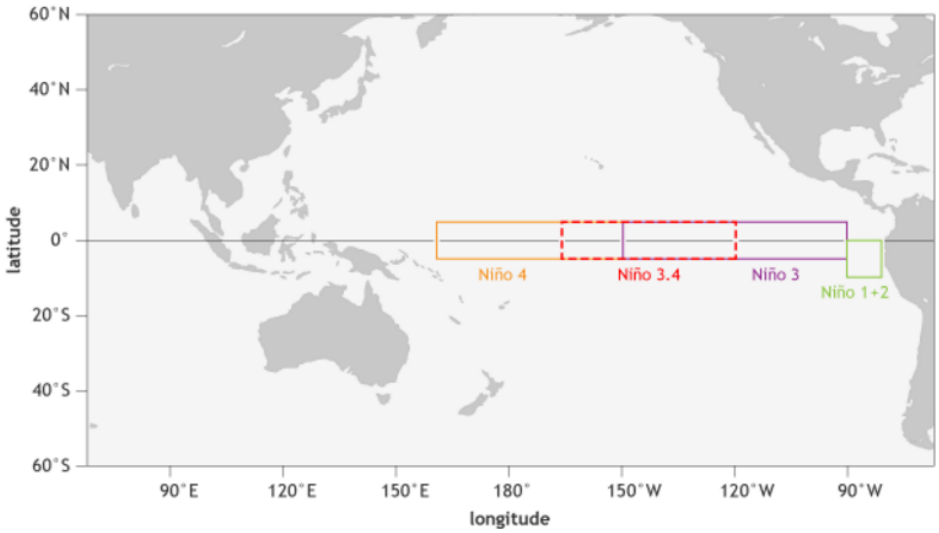


Figura 6: Localización de las regiones El Niño para realizar la medición de la temperatura superficial del mar.
Fuente: Barnston, A. (2015).

El centro de predicción climática del NOAA utiliza el índice ONI, que indica la anomalía de la TSM respecto al periodo de referencia (1971-2000). La predicción incluye tres meses consecutivos (el mes en estudio, el anterior y el siguiente), con mayor enfoque en la región Niño 3.4. Para identificar un evento El Niño los valores del ONI deben ser mayores o iguales a 0,5°C en tres meses consecutivos, comparado con los valores normales de la TSM. El mismo concepto se utiliza para identificar eventos La Niña, pero tomando como referencia un valor de -0,5°C (NOAA, 2016a).

En la actualidad el NOAA cuenta con una base de datos del índice ONI que se actualiza con el fin de cada mes (Anexo 1), para obtener un arduo monitoreo y una confiable predicción de los eventos El Niño y la Niña.

A pesar de todos los estudios enfocados en relacionar, monitorear y pronosticar las características climatológicas durante el fenómeno El Niño, todavía no se puede analizar

efectivamente si la magnitud y los patrones de las anomalías de la TSM son correlacionadas con el evento. El problema general es la imprevisibilidad del fenómeno inherente en la atmósfera que provoca diferencias en las anomalías del clima (Mason y Goodard, 2001; Stevenson *et al.,* 2012). Además las interacciones con otros océanos y la naturaleza no linear del sistema océano atmosférico en el pacífico, generan más incertidumbre en la predicción del fenómeno (Hoerling y Kumar, 1997; Hoerling y Kumar, 2002; Hoel *et al.,* 2014).

El Niño generalmente inicia a mediados del año con incrementos en la TSM y cambios en la circulación atmosférica tropical. Su intensidad máxima puede ser alcanzada en el periodo de noviembre a enero y su frecuencia varía de dos a siete años (Organización Meteorológica Mundial, 2014), otros autores indican que la fase madura de El Niño ocurre en el periodo diciembre-febrero (Jadhav *et al.*, 2015).

Las predicciones para el evento El Niño realizadas por el NOAA mediante su revista *Climate Watch Magazine* (NOAA, 2015), catalogaban el evento 2015-2016 como uno de los más fuertes de toda la historia. Se esperaba que tenga características similares a los eventos 82-83 y 97-98 ya que presentaba anomalías de la TSM similares e incluso superiores. Sin embargo en Ecuador las precipitaciones no fueron muy elevadas ya que la corriente fría de Humboldt tuvo una gran intensidad con lo que trasladó las aguas cálidas hacia el norte de la línea ecuatorial, afectando con mayor gravedad a países como Estados Unidos y Colombia.

1.3 Tipos de ENSO.

Algunos investigadores determinaron que existen dos tipos de ENSO; uno que presenta la anomalía máxima de la TSM en el centro del pacífico ecuatorial y un calentamiento menor a los lados del mismo (Modoki); y otro que presenta calentamiento desde el pacífico central, alcanzando la máxima anomalía en la región este del pacífico (Canónico) (Larkin y Harrison, 2005; Yeh *et al.*, 2009). Además se estableció que el tipo de ENSO influye en la cantidad y distribución de la precipitación y en la duración del evento (Kao y Yu, 2009; Kug *et al.*, 2009).

Los eventos 82-83 y 97-98 han sido los únicos que se han clasificado en el régimen canónico y generaron el mayor impacto a lo largo de toda la historia (Takashi *et al.*, 2011). Sin embargo no se ha podido llevar un estudio profundo de este tipo de eventos ya que solo se han registrado dos en toda la historia y únicamente el evento 97-98 fue monitoreado exhaustivamente (Su *et al.,* 2010).

Además de los dos tipos de ENSO mencionados anteriormente se ha observado un calentamiento en todo el pacífico tropical en los años 2009 y 2014, este tipo de evento se ha

denominado TP. Sin embargo otros estudios (Lee y Mcphaden, 2010; Ratnam *et al.*, 2010) han clasificado estos dos eventos como casos de mayor intensidad de El Niño Modoki, pero en estos años se observó una extensión de las anomalías cálidas hacia el este sin enfriar las aguas del oeste del pacífico lo que marca una diferencia clara respecto a El Niño Modoki y El Niño Canónico (Jadhav *et al.*, 2015).

Estos tres tipos de eventos muestran un comportamiento distinto de la termoclina. Durante el desarrollo de El Niño Canónico la termoclina en el este del pacífico se empieza a profundizar (aproximadamente 30 metros) mientras que en el oeste del pacifico la profundidad disminuye. Durante El Niño Modoki la termoclina en el este del pacífico no aumenta considerablemente su profundidad llegando a un valor máximo de aproximadamente 10 metros, con una leve disminución de profundidad en el oeste, mientras que durante el evento TP la termoclina se profundiza en el este del pacífico similar a El Niño Canónico pero el aumento de profundidad en el oeste es más débil lo que genera una gradiente este-oeste muy débil que cruza el pacifico ecuatorial (Jadhav *et al.*, 2015).

1.3. El ENSO en el Ecuador.

Las anomalías de la temperatura superficial del mar afectan la mayor parte de Sudamérica especialmente Ecuador y Perú, causando precipitaciones extraordinarias durante su desarrollo (Kane, 2006; Ronchail y Gallaire, 2006; Aravena y Luckman, 2009; Vicuña *et al.*, 2011).

Nuestro país históricamente ha sido uno de los más afectados por la presencia del fenómeno (Rossel *et al.*, 1999; Recalde-Coronel *et al.*, 2014) porque las precipitaciones han afectado gravemente a la región costa en una zona comprendida hasta los desde los 0 m.s.n.m. hasta los 1800 m.s.n.m. (Bendix y Bendix, 1998). Los eventos más devastadores fueron registrados en los años 82-83 y 97-98.

En los años 82-83 se perdieron decenas de vidas humanas, miles de hectáreas de sembríos, se destruyeron puentes, caminos vecinales y carreteras principales de la red vial de la costa.

El informe respectivo a daños de la Comisión Económica para América Latina (CEPAL, Desastres naturales de 1982-1983 en Bolivia, Ecuador y Perú, 1983) señala que los efectos globales, sociales y materiales ascienden a una cantidad de 640,6 millones de dólares con pérdidas importantes en los sectores productivos (63%), infraestructura (33%) y sectores sociales (4%) (Tabla 1). Además de esto, debido a la alta temperatura del agua la pesca se

disminuyó seriamente ya que las especies marinas de estas zonas migraron a latitudes más favorables con aguas más frías.

Tabla 1: Daños ocasionados por el evento de los años 1982-1983.

Fenómeno El Niño
Resumen de daños ocasionados - Ecuador 1982-1983
(Millones de dólares)

Sector y subsector	Daños totales	Daños directos	Daños indirectos	Componente de importación y exportación [a]
Total nacional	640,6	533,9	106,7	
Sectores sociales	23,6	16,7	6,9	
Vivienda	6,3	6		1,2
Salud	10,7	4,6	6,1	7
Educación	6,6	5,8	0,8	1,1
Transporte	209,3	164,3	45	
Transporte carretero	162	126,4	35,6	77,3
Transporte ferroviario	16,7	14,9	1,8	8,5
Vialidad urbana	26,5	18,9	7,6	13,1
Infraestructura aeroportuaria	4,1	4,1		1,9
Sectores productivos	405,6	351,4	54,2	
Agricultura	202,7	202,1	0,6	94,3
Ganadería	31,1	22,1	9	4,5
Pesca	117,2	117,2		2,2
Industria	54,6	10	44,6	23,2
Otros daños	2,1	1,5	0,6	0,6

Fuente: CEPAL, 1983.

En el caso del fenómeno de los años 1997-1998 los daños fueron más intensos, incluso la mayoría de las vías de comunicación fueron cerradas, lo que aisló poblaciones por varias semanas seguidas. Se perdieron muchas vidas humanas, sembríos, destrucción de puentes y caminos, inundación de ciudades, etc. El cálculo de las pérdidas económicas se obtuvo un monto aproximado de 2869,3 millones de dólares de los cuales el 83% fueron daños directos y el 17% daños indirectos (CEPAL, 1998) (Tabla 2). Además 90000 personas fueron damnificadas y se perdieron 330 vidas perdidas incluidos desaparecidos y se reportó que la precipitación acumulada en todo el año en algunas estaciones de Guayaquil excedió los 4000 mm (INAMHI, 2000).

Tabla 2: Daños ocasionados por el evento de los años 1997-1998.

Fenómeno El Niño
Resumen de daños ocasionados - Ecuador 1997-1998
(Millones de dólares)

Sector y subsector	Daños totales	Daños directos	Daños indirectos	Componente de importación y exportación [a]
Total nacional	2869,3	783,2	2086,1	569,4
Sectores sociales	192,2	63,1	129,1	29,2
Vivienda	152,6	43,4	109,2	17,1
Salud	19,5	4,2	15,3	6,7
Educación	20,1	15,5	4,6	5,4
Pérdida de ingresos [a]	17,8		17,8	
Infraestructura	830,3	123,3	707	80,2
Agua y alcantarillado	16,7	5,5	11,2	9,6
Energía y electricidad	19	15,7	3,2	15,8
Transporte y telecomunicaciones	786,8	99,1	687,7	53,2
Infraestructura urbana	7,8	3	4,8	1,6
Sectores productivos	1515,7	596,8	918,9	483,8
Agropecuario y pesca	1243,7	547,7	696	388,8
Industria, comercio y turismo	272	49,1	222,9	95,2
Otros, gastos de emergencia, prevención y mitigación	331,1		331,1	66,2

Fuente: CEPAL, 1998.

Durante este evento existieron muchas inundaciones, la ciudad de Chone, ubicada junto al río del mismo nombre, se inundó casi un centenar de ocasiones. En Guayaquil se reportaron 19 inundaciones por lluvias. Ciudades como Bahía de Caráquez, Esmeraldas, Portoviejo y otras, sufrieron graves consecuencias por los deslizamientos e inundaciones durante este El Niño. En particular el ingreso de Bahía de Caráquez fue arrasado por estos fenómenos, incomunicándola por vía terrestre durante varios meses.

Además se produjo un gran número de deslizamientos, por ejemplo Manabí fue la provincia más afectada con un numero de 44, seguida de Guayas (17) y Esmeraldas (14). En todos estos casos el factor desencadenante fueron las lluvias intensas o demasiado prolongadas.

Bendix y Bendix (1998) y Rossel (1997) analizaron la influencia del ENSO en la pluviometría de la costa ecuatoriana obteniendo como resultado que las precipitaciones exceden los valores normales hasta en un 1000%. Las lluvias de gran magnitud afectan principalmente la costa del Ecuador y el norte de Perú hasta una altura de 1800 metros. Ellos utilizaron mapas de anomalías de precipitación para determinar los impactos del fenómeno en la climatología del país, esta metodología se ha convertido en una herramienta de las más utilizadas para reflejar el impacto del ENSO en los regímenes pluviométricos.

Así mismo se encontró una relación inversa entre la precipitación y el ENSO en la parte noroeste de los Andes, asociando los años Niño con precipitaciones con valores menores al promedio y lo contrario en eventos La Niña (Aceituno, 1988; Hastenrath, 1990; Poveda y Mesa, 1997; Vuille *et al.*, 2000).

CAPÍTULO II:

MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio.

2.1.1. Ubicación geográfica.

Ecuador se sitúa al Noroeste de América del Sur, entre los paralelos 01°30´ N y 05°00´ S, y los meridianos 75° 12.0´W y 81°00.0´W delimitado al norte con Colombia, al sur y al este con Perú y al oeste con el Océano Pacífico (Figura 7). Actualmente Ecuador posee una extensión total de 270.670 km^2 dividida en: región continental (262.826 km^2) y región insular o Galápagos (7.844 km^2).

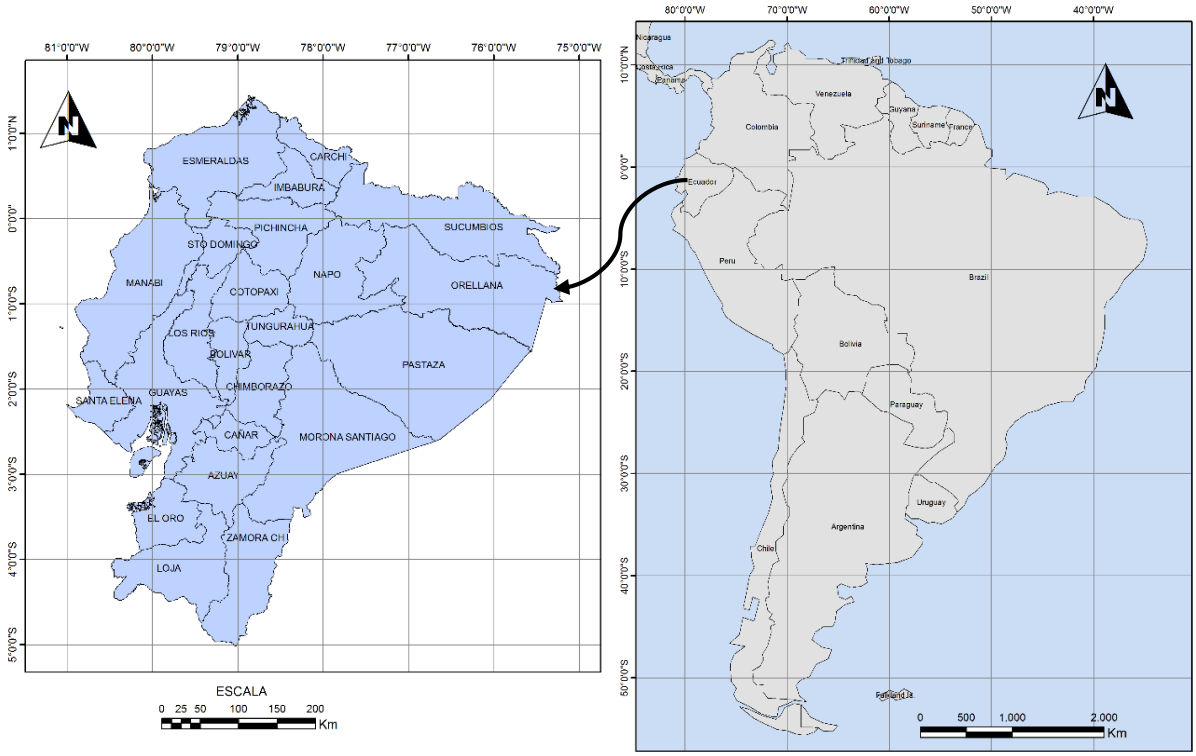


Figura 7: Área de estudio.
Fuente: Elaboración propia.

2.1.2. Regiones naturales.

El territorio de Ecuador por su posición geográfica determinada por la cordillera de los Andes y las formaciones volcánicas de las islas Galápagos se divide en cuatro regiones naturales que son: región litoral o Costa, región interandina o Sierra, región Amazónica y Galápagos o región Insular.

Región Litoral o Costa: Es una región que no presenta elevaciones importantes. Las altitudes pueden variar desde el nivel del mar hasta 1200 metros de altura. La mayor parte de esta región está conformada por llanuras muy aptas para la agricultura.

Región Interandina o Sierra: Se encuentra ubicada entre las cordilleras occidental y oriental de los Andes. Esta caracterizado por valles altos debido a la unión de las mismas. Las altitudes varían entre 1200 metros hasta 6000 metros con una temperatura promedio de 14°C.

Región Oriental o Amazónica: Esta región está conformada por exuberante vegetación. Su relieve está conformado por una serie de colinas que se originan en los Andes orientales y descienden hasta la llanura del Amazonas.

Región Insular o Galápagos: Constituyen un archipiélago en el Océano Pacífico ubicado a 1000 km de la costa de Ecuador. Es un conjunto de 64 islas de las cuales 5 presentan poblaciones: Santa Cruz, San Cristóbal, Isabela, Baltra y Floreana. Esta región no será incluida en la presente investigación.

2.1.3. Clima.

Ecuador por su ubicación geográfica se encuentra en la zona ecuatorial-tropical. Debido a factores como la corriente fría de Humboldt, la corriente cálida de El Niño y la orientación perpendicular de los Andes el clima es muy variado, provocando que en Ecuador solo existan una estación seca y una húmeda.

La región Costa posee un clima tropical, la precipitación se caracteriza por dos estaciones; una seca (junio a noviembre) y otra húmeda (diciembre a mayo) de acuerdo al calentamiento estacional de océano circundante a la Costa y a la migración sur de la Zona de Convergencia Intertropical. La temperatura media anual de esta región varía entre los 22°C y 26 °C (Vuille *et al.,* 2000).

En la Sierra se observa una influencia variante de masas de aire oceánico y continental. La distribución anual de la precipitación muestra un periodo lluvioso comprendido de octubre a abril. Sin embargo las temperaturas dependen más de la altitud de cada ciudad. Las precipitaciones en los valles interandinos varían y alcanzan cantidades entre de 800 mm/año a 1500 mm/año (Vuille *et al.,* 2000).

La región oriental se caracteriza por su clima tropical húmedo, con temperaturas que oscilan alrededor de los 20°C, presenta lluvias abundantes a lo largo de todo el año. Es la zona más lluviosa del Ecuador en donde los valores pueden superar los 4500 mm/año. Esta zona

experimenta influencia de las masas de aire cálido y húmedo procedentes del océano atlántico que son consecuencia de los vientos del este (Cedeño y Donoso, 2010).

En la región insular se puede encontrar varios climas relacionados con la altura de las islas, adoptando temperaturas entre 22°C y 25°C, el clima de esta región es muy parecido al de la región costa.

El clima del Ecuador se puede clasificar en varios pisos climáticos (Vuille *et al.,* 2000):

- Glaciar: Es el último piso climático de la Sierra ya que está comprendido entre los 4700 m y 6700 m, en la cumbre del Chimborazo. Las temperaturas son inferiores a los 0°C por lo que posee nevados.
- Páramo: El piso frío o paramo comprende todos aquellos lugares que van desde los 3000 m hasta los 4700 m. Su temperatura varía entre 1 y 10 °C. Se dan torrenciales aguaceros, neblinas espesas y lloviznas casi constantes.
- Frío: Esta comprendido desde los 2000 m hasta los 3000 m, con una temperatura promedio de 16 °C. Lluvias abundantes en invierno y poco frecuentes en verano caracterizan a este piso climático.
- Templado: Posee una temperatura promedio con una temperatura de 20 °C, se sitúa en los lugares que van desde los 1000 m hasta los 2000 m. Se caracteriza por tener lluvias abundantes, granizadas frecuentes y neblinas.

2.2. Recolección de información.

Los datos diarios de precipitación de las estaciones meteorológicas activas del Ecuador fueron brindados por el INAMHI. La institución posee un registro de datos de 56 años (1960-2015) de las estaciones pluviométricas distribuidas en todo el Ecuador. Para este estudio se seleccionó en cada provincia la estación con la serie más completa (menor porcentaje de datos faltantes) (Tabla 3) y con el menor número de datos faltantes durante los eventos El Niño. En el caso de la provincia de Loja se escogieron cinco estaciones para obtener con más detalle los efectos de El Niño. En todo el país fueron consideradas en total un número de 25 estaciones para el análisis (Figura 8).

Tabla 3: Estaciones utilizadas en cada provincia.

Código	Estación	Provincias	% datos faltantes	Latitud	Longitud
M0441	Sagué San Mateo	Esmeraldas	12,25	0°53'13''N	79°37'54''O
M0479	Portoviejo	Manabí	0,58	3°42'38''S	79°37'7''O
M0037	Milagro Ing. Valdéz	Los Ríos	0,54	2°07'5''S	79°36'1''O
M0475	Colimes de Balzar	Guayas	10,7	1°32'34''S	80°0'29''O
M0481	Ushcurrumi	El Oro	12,3	3°19'16''S	79°35'0''O
M0103	San Gabriel	Carchi	3,40	0°36'15''N	77°49'10''O
M0105	Otavalo	Imbabura	3,40	0°14'36''N	78°15'0''O
M0003	Izobamba	Pichincha	0,17	0°21'57''S	78°33'18''O
M0025	La Concordia	Santo Domingo	2,60	0°1'29''S	79°22'49''O
M0123	El Corazón	Cotopaxi	2,38	1°8'6,3''S	79°4'55''O
M0376	Pilahuin	Tungurahua	3,22	1°18'16,3''S	78°43'58,1''O
M0385	Salinas Bolívar	Bolívar	11,57	1°24'16,1''S	79°1'19,6''O
M0403	Alausí	Chimborazo	11,97	2°12'3,51''S	78°50'36,6''O
M0031	Cañar	Cañar	1,52	2°33'7''S	78°56'43''O
M0422	Hda. Santa Lucía	Azuay	8,63	2°48'15''S	79°15'26''O
M0151	Zapotillo	Loja	14,00	4°18'13,3''S	80°13'56,8''O
M0149	Gonzanamá		6,38	4°13'46,4''S	79°57'3,5''O
M0435	Alamor		5,27	4°1'17,2''S	80°1'31,6''O
M0033	La Argelia		2,23	4°2'11''S	79°12'4''O
M0544	Colaisaca		7,81	4°19'0''S	79°41'35''O
M0485	Zatzayacu	Napo	14,80	1°9'56''S	77°50'13''O
M0007	Nuevo Rocafuerte	Orellana	15,39	0°55'12''S	77°24'11''O
M0008	Puyo	Pastaza	1,00	1°30'27''S	77°56'38''O
M0041	Sangay	Morona Santiago	12,43	1°41'27''S	77°57'31''O
M0502	El Pangui	Zamora Chinchipe	17,80	3°37'42''S	78°35'24''S

Fuente: Elaboración propia.

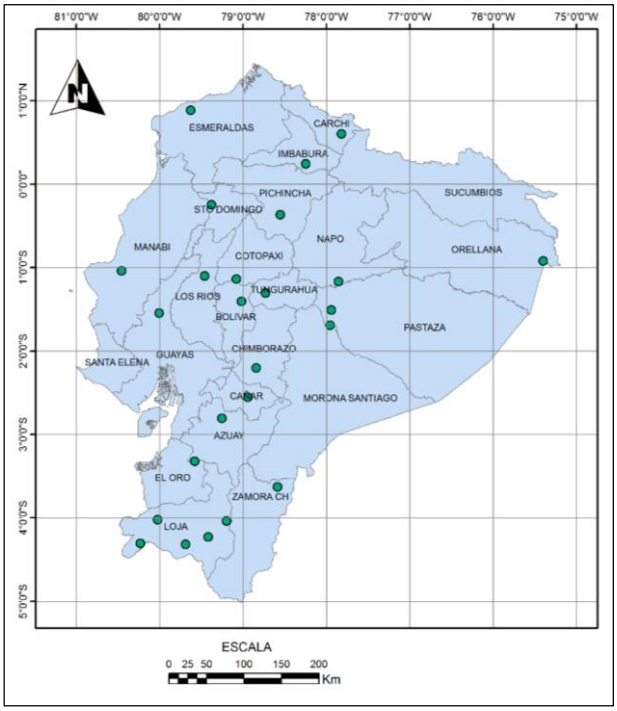


Figura 8: Estaciones utilizadas para el análisis.
Fuente: Elaboración propia.

Los datos faltantes de las estaciones seleccionadas, se detallan en la tabla 4:

Tabla 4: Meses con datos faltantes en cada estación durante el periodo 1970-2015 (para referirse al año se emplea la nomenclatura: 1981=año 81; 1992=año 92).

Estación	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio
Sague San Mateo	74, 01, 02	74, 01, 02	74, 83, 95, 01, 02	74, 83, 95, 96, 99, 01	74, 83, 95,96 ,99, 01	74, 83, 95, 96, 99, 01
Portoviejo						
Milagro Ing. Valdéz			99			
Colimes de Balzar	70, 82, 83, 90, 01, 12	70, 73, 82, 83, 90, 01, 12	70, 71, 82, 83, 90, 01	70, 82, 83, 90, 01, 09	82, 83, 84, 90, 2000	82, 90, 2000
Ushcurrumi	70, 71, 72,73,74	70, 71, 72,73,74	70, 71, 72,73,74	70, 71, 72,73,74	70, 71, 72,73,74	70, 71, 72,73,74
San Gabriel	75	75	75	74, 75, 86	74	74, 75
Otavalo	91, 14	14	14	71, 14	14	14
Izobamba		70				
La Concordia				71,72	71, 72, 88	71,72
El Corazón			82, 90, 05	90	90.93	90
Pilahuin		06	06			
Salinas Bolivar	88, 89, 90, 09	88, 89, 90	73, 88, 89, 90	83, 88, 90, 04	88. 89, 90, 95	88, 04
Alausí	72, 81, 89	72, 78, 81, 83	72, 78, 79, 81	72, 81, 13	72, 81, 85, 86, 13	72, 73, 78, 81, 85
Cañar		2000				
Hda. Santa Lucía	76, 81, 2000, 04	86, 2000, 04	2000, 04	80, 82, 2000, 04	2000, 04	2000, 04
Zapotillo	94, 2000, 12, 13	94, 12, 13	94, 12, 13	84, 94, 12	84, 87, 94, 03, 04, 12	84,87,03, 12
Gonzanamá	75, 88, 2000, 04	75, 87, 88, 90	75, 88, 01, 03, 04	86, 88, 01, 03	87, 88, 01, 03	87, 88, 03, 06
Alamor	70	70	70	70	70	70,08, 11
La Argelia	85	85	85	85	85	85
Colaisaca	86, 87, 13	86, 87, 11, 13	86, 87, 13, 14	86, 87, 14	11, 14	75
Zatzayacu	75, 76, 95,96,06	76,87,91,.95,96,2000,06,14	73,76,87,94,95,96,14	73,76,94,95,96,07	75,76,87,88,94,95	72,77,88,94,95
Nuevo Rocafuerte	70,71,72,73,74,75	70,71,72,73,74,75	70,71,72,73,74,75	70,71,72,73,74,75	70,71,72,73,74,75	70,71,72,73,74,75
Puyo		83	83	83	83,02	
Sangay	70,71,72	70,71,72	70,74	70,71,72	72,79,99	71,72,73,86,99,05
El Pangui	70, 72, 73, 74, 75, 76, 01, 12	70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 79, 09 ,12	70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 12	70, 71, 72, 73, 74, 75, 76	70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 98	70, 71, 72, 73, 74, 75, 76,

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 4: Continuación

Estación	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Sague San Mateo	74, 83, 95, 99, 01	74, 83, 95, 99, 01	74, 81, 82, 83, 91, 95, 99, 01	71, 74, 81, 95, 99, 01, 10	74, 81, 92, 99, 01	74, 99, 01
Portoviejo		2007				
Milagro Ing. Valdéz						
Colimes de Balzar	87, 89, 90,	87, 89	82, 89, 90, 2000	82, 89, 90		
Ushcurrumi	70, 71, 72,73,74	70, 71, 72,73,74	70, 71, 72,73,74	70, 71, 72,73,74	70, 71, 72, 73, 74	70, 71, 72,73,74
San Gabriel	75	75		74	74	74
Otavalo	14	14	14	14	14	14
Izobamba						
La Concordia	71,72	71,72	71,72	71,72	71	71
El Corazón	02					90
Pilahuin	10		81, 11	96	96	96
Salinas Bolivar	87, 88, 90	88, 90	79, 82, 87, 88,90	79, 86, 88, 90, 92	79, 84, 88, 90	74, 88, 09
Alausí	73, 81, 84, 85, 91	81, 85, 86, 90, 91, 12	79, 80, 81, 85, 91, 02	80, 81, 91, 02	80, 81,90, 91	70, 71, 79, 80, 81
Cañar		98		03		05, 06
Hda. Santa Lucía	2000, 04		91, 01		75, 80, 89, 01	75, 80, 93
Zapotillo	03,04,12	82,83,87,04	82,83,87,04	82, 83	82, 84, 01, 03, 14	80, 93, 12, 14
Gonzanamá				02		
Alamor	70,84, 99, 11	70,90, 11	70,11	70,10, 11	70,10, 11	70,10, 11
La Argelia	70	70	70	70	70	70
Colaisaca	75	75	75,84	75,84, 87	75,84, 87, 88	75,84, 85, 86
Zatzayacu	85,94,95	72,94,95	86,94,95	75,85,86,87,94,95	75,87,95	75,79,88,94,95
Nuevo Rocafuerte	70,71,72,73,74,75	70,71,72,73,74,75	70,71,72,73,74,75	70,71,72,73,74,75	70,71,72,73,74,75	70,71,72,73,74,75
Puyo						
Sangay	70,71,01,05	70,71,72,82,99,01,03,05	70,71,72,85,92,05	70,71,72,85,92	70,71,85,92,04,05	71,73,92
El Pangui	70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 83	70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 89, 04	70, 71, 72, 73, 74, 75, 76	70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 85, 05	70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 79, 91	70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 08, 10

Fuente: Elaboración propia.

Para el relleno de datos se usó el método de correlación ortogonal (Heras 1972), tomando como referencia las estaciones que se indican en la tabla 5:

Tabla 5: Estaciones utilizadas en cada provincia.

Código	Estación	Provincias	Latitud	Longitud
M0455	Joa Jipijapa	Manabí	1°21'45''S	80°35'40''O
M0476	La Capilla	Guayas	1°41'46''S	79°59'45''O
M0006	Pichilingue	Los Ríos	1°6'0''S	79°27'42''O
M0026	Puerto Ila	Santo Domingo	0°29'34''S	79°20'56''O
M0040	Pasaje	El Oro	3°19'19''S	76°46'8''O
M0102	El Ángel	Carchi	0°37,8'2''N	77°56'41,4''O
M0153	Muisne	Esmeraldas	0°36'34,4''N	80°01'15''O
M0346	Yaruqui	Pichincha	0°9'35''S	78°18'55''O
M0503	San Francisco	Zamora Chinchipe	3°57'50''S	79°4'19''O
M0109	Yanzatza	Zamora Chinchipe	3°46'28''S	78°44'32''O
M0029	Baños	Tungurahua	1°23'29''S	78°25'5''O
M0354	San Juan-Pichincha	Pichincha	0°17'30,3''S	78°37'27,6''O

Fuente: Elaboración propia.

Los datos de precipitación del año 2016 no fueron recolectados debido a una paralización en la mayor parte de los pluviómetros por lo que para esta investigación se consideran datos de 1970 hasta el año 2015.

2.3. Depuración de la información.

La precipitación es el punto de partida en muchos estudios referentes a la hidrología, medio ambiente y recursos naturales (Tapiador *et al.*, 2004; Kidd y Huffman, 2011). Además, la precipitación es el principal elemento para la predicción de los efectos ocasionados con el cambio climático, especialmente el régimen lluvia escorrentía (Campozano *et al.*, 2014). Por este motivo es de vital importancia garantizar la calidad de datos de precipitación, asegurando así resultados confiables en estudios.

En los registros generados por el INAMHI se encuentra datos erróneos en algunas de las estaciones meteorológicas, por lo que un análisis para su identificación y su posterior validación o eliminación fue necesario.

Los métodos aplicados para el control de calidad de los registros de precipitación son variados y los procesos para garantizar la calidad de los datos son dudosos. Sin embargo, realizar un control de calidad es necesario para contar con información correcta ~~es importante~~ (Estévez y Gavilán, 2006).

Para verificar los datos sospechosos se utiliza los siguientes procedimientos:

1. Validación de los datos según límites: La validación de los datos se realizó estableciendo un rango normal para los valores de precipitación. Se toma en cuenta un límite inferior y un límite superior para considerar que un dato sea válido, valores demasiado elevados se consideran como erróneos (Song *et al.*, 2004; Hofstra *et al.*, 2010). En el caso de los registros del INAMHI se generan datos desacertados con valores de 999 mm de lluvia en un día como se muestra en el siguiente ejemplo (Figura 9).

		PROVINCIA	L
		D.H	C
		CODIGO	M0544
AÑO	MES	DIA	COLAISACA
1992		30	2,4
		31	0
	JUNIO	1	14
		2	0
		3	7
		4	0
		5	0
		6	0
		7	0
		8	0
		9	0
		10	0
		11	0
		12	0
		13	0
		14	0
		15	0
		16	0
		17	0
		18	0
		19	0
		20	0
		21	0
		22	0
		23	0
		24	0
		25	0
		26	0
		27	0
		28	0
		29	0
		30	999
		1	0
		2	0
		3	0
		4	0
		5	0

Figura 9: Ejemplo de valor erróneo registrado.
Fuente: Elaboración propia.

Como se puede observar en el registro de datos existe un valor de 999 mm, el mismo que está fuera de los límites normales ya que nunca en la historia se ha registrado una lluvia de tal magnitud en 24 horas, por lo que se procede a eliminar el dato directamente.

2. Validación de la coherencia interna de los datos: en este punto se revisó la variabilidad existente entre varios días consecutivos, es decir se comprueba si la variación entre las medidas contiguas es excesiva, en caso de existir el dato deberá comprobarse con una estación cercana o ser eliminado (Graybeal *et al.*, 2004; Hofstra *et al.*, 2010).

En este caso se puede observar que la estación El Pangui presenta un registro de datos diarios de precipitación con valores entre 0 mm y 30 mm, sin embargo existe un valor de 400 mm al cual se lo considera sospechoso al no tener coherencia con la serie de datos de los días anteriores y posteriores al mismo (Figura 10).

		PROVINCIA	Z
		D.H	S
		CODIGO	M0502
AÑO	MES	DIA	EL PANGUI
		22	3,9
		23	11,8
		24	9,1
		25	0
		26	0,2
		27	0,2
		28	0,2
		29	0
		30	0,8
		31	2,6
		1	400
		2	5,1
		3	9,3
		4	0
		5	0,6
		6	0
		7	4,3
		8	2,2
		9	0
		10	1
		11	10
		12	29,8
		13	5,1
		14	2,5
	JUNIO	15	3,5
		16	2,1
		17	1,1
		18	0
		19	0,8
		20	0
		21	3,3
		22	17,1
		23	0,6
		24	0
		25	0,4
		26	0,3
		27	6,4
		28	3,7
		29	4,5
		30	0

Figura 10: Ejemplo de valor erróneo registrado.
Fuente: Elaboración propia.

3. Contraste de los datos de una estación con otras estaciones: para esto se utilizó estaciones correlacionadas es decir que sean homogéneas en cuanto a las características de lluvia. Este punto se complica cuando la topografía del lugar es más variada. Cuando un dato es sospechoso se comprueba con las estaciones cercanas, si en estas se presentaron valores similares se conserva el dato, caso contrario se procede a eliminarlo (Hubbard, 2001; Menne *et al.*, 2012).

   En la figura 11, se puede observar el mismo valor sospechoso del ejemplo anterior, para validarlo o eliminarlo se toma en cuenta una estación de la misma región climática con una correlación significativa. Al observar el valor registrado en esta estación cercana se tiene un valor de 15 mm, la diferencia entre estos dos valores es excesiva por lo que se procede a eliminar el valor de 400 mm registrado en El Pangui.

		23	11,8			23	1,4
		24	9,1			24	9,2
		25	0			25	0
		26	0,2			26	10,5
		27	0,2			27	0
		28	0,2			28	0
		29	0			29	0
		30	0,8			30	0
		31	2,6			31	0
		1	400			1	15
		2	5,1			2	18
		3	9,3			3	7
		4	0			4	0
		5	0,6			5	0
		6	0			6	0
		7	4,3			7	0
		8	2,2			8	0
		9	0			9	0
		10	1			10	0
		11	10			11	34,3
		12	29,8			12	0
		13	5,1			13	81,5
		14	2,5			14	10
	JUNIO	15	3,5		JUNIO	15	11,5
		16	2,1			16	3,1
		17	1,1			17	25,5
		18	0			18	0
		19	0,8			19	6,5
		20	0			20	2,8
		21	3,3			21	18,8
		22	17,1			22	0
		23	0,6			23	25
		24	0			24	0
		25	0,4			25	0
		26	0,3			26	0
		27	6,4			27	0
		28	3,7			28	0
		29	4,5			29	1,4
		30	0			30	0

Figura 11: Ejemplo de comprobación de dato sospechoso.
Fuente: Elaboración propia.

2.4. Relleno de información faltante.

Para realizar un estudio climático confiable se requiere registros de precipitación completos, en varias estaciones distribuidas en toda la superficie del área de estudio (Yozgatligil *et al.*, 2013). Debido a varios vacíos dentro de los datos la información de cada estación afectada puede ser rellenada mediante diversos métodos. Una posibilidad es la utilización de datos satelitales, otra la aplicación de modelaciones hidrológicas o programas estadísticos que tienen costos elevados (Smith *et al.,* 1997; Karimi y Bastiaanssen, 2014). También se puede implementar métodos empíricos que se basan en fórmulas matemáticas simples y relacionan el dato de una estación con la carencia de datos de estaciones cercanas cuyo registro sea completo (Pizarro, 1993; Pizarro *et al.*, 2003; Vargas *et al.*, 2009). Por la facilidad de estos métodos y el bajo coste se aplica esta forma de relleno en este estudio.

2.4.1. Homogeneización de estaciones.

Para poder realizar un relleno efectivo de datos entre dos estaciones mediante el método de correlación ortogonal, éstas deben presentar características climatológicas similares. Para garantizar esto se estableció diferentes regiones utilizando parámetros estadísticos de cada serie como: la cota de cada estación (pisos climáticos), número de días de lluvia apreciable al año (lluvia mayor a 1 mm), coeficiente de variación (CV), y la distancia corta entre estaciones.

Inicialmente se realizó la regionalización por pisos climáticos considerando la cota de cada estación para su clasificación (Tabla 6):

Tabla 6: Regionalización por pisos climáticos.

Pisos Climáticos

Cálida								
0-1000 m.s.n.m.								
Nuevo Rocafuerte	**Zatzayacu**	**Sangay**	**Puyo**	**Pichilingue**	**Pasaje**	**Muisne**	**Colimes de Balzar**	**La Capilla Inamhi**
185	628	880	960	120	940	5	46	7
Sagué	**Joa Jipijapa**	**Yanzatza**	**Zapotillo**	**Portoviejo**	**La Concordia**	**Puerto Ila**	**Milagro Ingenio Valdez**	**El Pangui**
15	260	830	223	46	379	319	23	665
Templado								
1000-2000 m.s.n.m.								
	Hda. Santa Lucía	**Alamor**	**Baños**	**El Corazón**	**San Francisco**	**Ushcurrumi**		
	1310	1250	1695	1471	1620	1290		
Frío								
2000-3000 m.s.n.m.								
La Argelia	**Alausí**	**San Gabriel**	**El Ángel**	**Otavalo**	**Yaruqui**	**Gonzanamá**	**Colaisaca**	
2160	2267	2860	2225	2550	2600	2042	2420	
Páramo								
3000-4700 m.s.n.m.								
	Izobamba	**San Juan-Pichincha**	**Cañar**	**Pilahuin**	**Salinas**			
	3058	3440	3083	3314	3600			

Fuente: Elaboración propia.

Luego se obtuvo para cada estación el número de días de lluvia apreciable al año, es decir todos los días que registraron un valor de precipitación mayor a 1 mm, clasificando así las estaciones según los rangos que se muestran en la tabla 7:

Tabla 7: Regionalización por días de lluvia apreciable al año.

Región 1 (0 - 70)							
Zapotillo	Hda. Santa Lucia	Joa-Jipijapa	Portoviejo	La Capilla	Colimes de Balzar		
Región 2 (70 - 140)							
Gonzanamá	Milagro Ing Valdez	Alamor	Sagué	Yanzatza	Cañar	Yaruqui	Colaisaca	Muisne
Región 3 (140 - 210)							
Ushcurrumi	El Ángel	Pichilingue	Pasaje	Pilahuin	Salinas	San Gabriel	La Argelia
Región 4 (210 - 280)							
Nuevo Rocafuerte	Izobamba	Puerto Ila	Baños	El Corazón	San Francisco		
Región 5 (>280)							
Puyo	Zatzayacu	Sangay					

Fuente: Elaboración propia.

Posteriormente se obtuvo el coeficiente de variación de cada estación para así clasificarlos mediante los rangos que se muestran en la tabla 8. Para obtener el coeficiente de variación es necesario conocer la desviación estándar de los datos con la EC.1:

$$DE = \sqrt{\frac{\Sigma(X - Xm)^2}{(n-1)}} \qquad \text{EC.1}$$

Donde:

DE= desviación estándar de los datos registrados en la estación en análisis.

$\Sigma(X - Xm)^2$= Sumatoria de la diferencia al cuadrado entre cada valor registrado en la estación en análisis respecto a su promedio.

n= número de datos registrados en la estación en análisis.

Con este valor obtenido se aplica la EC.2 para obtener el coeficiente de variación:

$$CV = \frac{DE}{Xm} \qquad \text{EC.2}$$

Donde:

CV= coeficiente de variación de los datos de la estación en análisis.

DE= desviación estándar de los datos registrados en la estación en análisis.

Xm= promedio de los datos registrados en la estación en análisis.

Tabla 8: Regionalización por coeficientes de variación.

Region 1 (1-2)								
Nuevo Rocafuerte	Yanzatza	Zatzayzacu	Izobamba	Baños	Sangay	Puyo	San Francisco	Pilahuin
Region 2 (2-3)								
La Argelia	Ushcurrumi	Gonzanama	Alausi	San gabriel	El angel	San Juan-Pichincha		Cañar
Otavalo	El Corazon	Yaruqui	Pichilingue	Colaisaca	El Pangui	Salinas	La concordia	
Region 3 (3-4)								
Hda Santa lucia	Alamor	Sague	Pasaje	La capilla	Zapotillo	Colimes de balzar		Muisne
Region 4 (>4)								
Joa Jipijapa		Portoviejo				Milagro Ing Valdez		

Fuente: Elaboración propia.

Finalmente de todas las regiones obtenidas con los parámetros mencionados, se obtuvo una regionalización final en base a las estaciones que tuvieron varias características en común (tabla 9).

Tabla 9: Regionalización final.

Región 1	Región 2	Región 3	Región 4	Región 5	Región 6
Joa Jipijapa	La Capilla	Muisne	Nuevo Rocafuerte	San Francisco	San Gabriel
Portoviejo	Colimes de Balzar	Sague	Zatzayzacu	Yanzatza	El Angel
Milagro Ing Valdez			Sangay	El Pangui	San Juan-Pichincha
La Concordia			Puyo		Izobamba
Puerto Ila					Otavalo
Pichilingue					Yaruqui
Región 7	**Región 8**	**Región 9**	**Región 10**	**Región 11**	**Región 12**
La Argelia	Ushcurrumi	Baños	Zapotillo	Salinas	Hda Santa Lucia
Gonzanamá	Pasaje	El Corazón	Alamor	Pilahuin	Alausi
Colaisaca					Cañar

Fuente: Elaboración propia.

2.4.2. Correlación ortogonal.

Este método consiste en determinar el grado de dependencia lineal que existe en dos estaciones cercanas. Se calcula el coeficiente de correlación entre las estaciones y en el caso de que el resultado sea significativo (cercano a 1), es decir que existe dicha dependencia en las variables, se realiza el relleno. (Heras, 1972).

El relleno se basa en la aplicación de leyes de regresión obteniendo la ecuación de una línea de tendencia que presente el mayor ajuste respecto a la nube de puntos. Para que la recta atraviese el centro de gravedad de la nube de puntos se debe calcular los siguientes parámetros (Heras,1972).

$$\mathrm{Xm} = \frac{\Sigma \mathrm{Xi}}{\mathrm{N}} \qquad \text{EC.3}$$

Donde:

Xm: Valor promedio de todos los datos registrados en la estación base.

ΣXi: Sumatoria de todos los datos registrados en la estación base.

N: Número de datos registrados en la estación base.

$$\mathrm{Ym} = \frac{\Sigma \mathrm{Yi}}{\mathrm{N}} \qquad \text{EC.4}$$

Donde:

Ym: Valor promedio de todos los datos registrados en la estación a rellenar.

ΣYi: Sumatoria de todos los datos registrados en la estación a rellenar.

N: Número de datos registrados en la estación base.

Para obtener las sumatorias de los datos en la estaciones X e Y únicamente se toma en cuenta los meses de registro común en ambas estaciones, eliminando los datos que no posean su par en la otra estación.

Para el cálculo de la pendiente es necesario obtener las varianzas de las series de la siguiente manera:

$$\sigma^2(x) = \frac{\Sigma(X - Xm)^2}{N} \qquad \text{EC.5}$$

Donde:

$\sigma^2(x)$: Varianza de x.

$\Sigma(X - Xm)^2$: Sumatoria al cuadrado de la diferencia entre cada valor de x respecto al promedio.

N: Número de datos registrados en la estación base.

$$\sigma^2 y = \frac{\Sigma(Y - Ym)^2}{N} \qquad \text{EC.6}$$

Donde:

$\sigma^2(y)$: Varianza de y.

$\Sigma(y - Ym)^2$: Sumatoria al cuadrado de la diferencia entre cada valor de y respecto al promedio.

N: Número de datos registrados en la estación base.

$$\sigma xy = \frac{\Sigma[(X - Xm) * (Y - Ym)]}{N} \qquad \text{EC.7}$$

Donde:

σxy: Varianza de xy.

$(X - Xm)$: Diferencia entre cada valor de la estación x respecto a su promedio.

$(Y - Ym)$: Diferencia entre cada valor de la estación y respecto a su promedio.

N: Número de datos registrados en la estación base.

El coeficiente de correlación se obtiene con la siguiente ecuación:

$$r = \frac{\sigma xy}{\sqrt{\sigma^2(x) * \sigma^2(y)}} \qquad \text{EC.8}$$

Donde:

r= Coeficiente de correlación.

σxy: Varianza de xy.

$\sigma^2(x)$: Diferencia entre cada valor de la estación x respecto a su promedio.

$\sigma^2(y)$: Diferencia entre cada valor de la estación y respecto a su promedio.

El valor del coeficiente de correlación determina el grado de dependencia lineal que existe entre dos variables.

Se pueden aceptar valores de r desde 0.7 en zonas con montañosas hasta 1 lo que indicaría que los puntos y la recta no presentan ninguna dispersión (Oñate-Valdivieso *et al.*, 2006).

La pendiente de la recta se calcula con la ecuación:

$$m = \frac{\sigma xy}{\lambda 1 - \sigma^2(y)} \qquad \text{EC.9}$$

Donde:

m: Pendiente de la recta.

σxy: Varianza en xy.

$\lambda 1$: Coeficiente de ajuste.

$\sigma^2(y)$: Varianza en y.

El valor de λ1 se obtiene calculando las raíces de la ecuación:

$$\lambda^2 - (\sigma^2(x) + \sigma^2(y)) * \lambda + [(\sigma^2(x) * \sigma^2(y)) - (\sigma xy^2)] = 0 \qquad \text{EC.10}$$

Dónde:

$\sigma^2(x)$: Varianza en x.

$\sigma^2(y)$: Varianza en y.

σxy: Varianza en xy.

Finalmente para obtener el valor deseado existen dos ecuaciones de la recta cuyo uso depende de el valor registrado en la estación base (x) y el promedio de todos los datos registrados en la misma estación (Xm). Por lo tanto si x es mayor a Xm se utiliza la siguiente ecuación, la misma que establece una relación lineal entre los datos de las dos estaciones:

$$Y = (Ym - m * Xm) + m * x \qquad \text{EC.11}$$

Donde:

Y= valor calculado en la estación con carencia de datos.

Ym= Valor promedio de la estación con datos faltantes (Y).

m= Pendiente de la recta.

Xm= Valor promedio de la estación base (X).

x= Valor en el mes o día a rellenar en la estación base.

Mientras que si x es menor a Xm se utiliza la siguiente ecuación, la cual establece una relación parabólica entre los datos de las dos estaciones:

$$Y = Ym * (\frac{X}{Xm})^{(\frac{m*Xm}{Ym})} \qquad \text{EC.12}$$

El relleno de datos mediante el método de correlación ortogonal se muestra en el siguiente ejemplo:

- Estación X: Puerto Ila (Estación base).
- Estación Y: La Concordia (Estación a rellenar).

Las sumatorias para todos los valores del registro común entre las estaciones X e Y son 110158,8 mm y 130157 mm respectivamente y el número de datos es de 509, obteniendo los siguientes promedios:

$$\text{Xm} = \frac{110158{,}8}{509} = 216{,}42\ mm$$

$$\text{Ym} = \frac{130157}{509} = 255{,}71\ mm$$

Con los promedios obtenidos, en las dos estaciones se obtiene la diferencia de cada valor respecto a su media y se realiza la sumatoria para determinar los valores de Σ (x-xm), Σ (y-ym) y Σ [(X-Xm)*(Y-Ym)].

$$\Sigma(\mathrm{X}-\mathrm{Xm})^2 = 25967954$$

$$\Sigma(\mathrm{Y}-\mathrm{Ym})^2 = 36012035{,}7$$

$$\Sigma[(\mathrm{X}-\mathrm{Xm})*(\mathrm{Y}-\mathrm{Ym})] = 26775532{,}5$$

Con los valores obtenidos se procede a calcular las varianzas con las ecuaciones 5, 6 y 7:

$$\sigma^2(\mathrm{x}) = \frac{25967954}{509} = 51017,59$$

$$\sigma^2(\mathrm{y}) = \frac{36012035{,}7}{509} = 70750{,}56$$

$$\sigma\mathrm{xy} = \frac{26775532{,}5}{509} = 52604{,}19$$

Con las varianzas obtenidas se puede calcular el coeficiente de correlación (EC.8) para de esta manera asegurar un relleno efectivo.

$$\mathrm{r} = \frac{52604{,}19}{\sqrt{51017{,}59 * 70750{,}56}} = 0{,}9$$

El coeficiente de correlación muestra un valor muy cercano a uno lo que indica que en las estaciones se presentan valores de precipitación muy similares, garantizando así un relleno de datos efectivo.

Para el cálculo de la pendiente es necesario obtener el valor de λ, resolviendo la ecuación de segundo grado (EC.10):

$$\lambda^2 - (51017{,}59 + 70750{,}56) * \lambda + [(51017{,}59 * 70750{,}56) - (52604{,}19)] = 0$$

Resolviendo la ecuación se obtiene los valores de: $\lambda 1 = 114405{,}55$ y $\lambda 2 = 7362{,}6$ (se toma el valor mayor).

Con el valor de $\lambda 1$ se puede obtener la pendiente de la recta (EC.9):

$$\mathrm{m} = \frac{52604{,}19}{114405{,}55 - 7075{,}56} = 1{,}205$$

Con todos los datos obtenidos anteriormente se procede a obtener el dato faltante en la estación Y.

Dato a rellenar: Enero 1972.

Valor en la estación base (X): 571,84 mm.

Como en este caso X es mayor a Xm se establece una ecuación lineal por lo tanto el valor Y se calcula con la EC.11.

$$Y = (255{,}71 - 1{,}205 * 216{,}42) + 1{,}205 * 571{,}84 = 683{,}71\, mm$$

Dato a rellenar: Julio 1971.

Valor en la estación base (X): 19 mm.

Como en este caso X es menor a Xm se establece una ecuación parabólica por lo tanto el valor Y se calcula con la EC.12.

$$Y = 255{,}71 * \left(\frac{19}{216{,}42}\right)^{\left(\frac{1{,}205*216{,}42}{255{,}71}\right)} = 21{,}4\, mm$$

2.7. Cálculo de las anomalías de precipitación.

Para evaluar el impacto de los eventos El Niño primero se calcula valores de precipitación promedio para el periodo de referencia (1970-2015). Después se determinó la diferencia entre este promedio y los datos de lluvia obtenidos en los años elegidos en los que se presenta el fenómeno. Este parámetro se conoce como anomalía de precipitación (Mo, 2010). Con este dato se estableció las oscilaciones de las variables climáticas precipitación y temperatura del mar.

Las anomalías de precipitación son el indicador más importante del comportamiento de las lluvias en cierto periodo, porque indican la desviación de la precipitación en un tiempo determinado respecto a un promedio histórico (González Gómez y Casallas, 2014). Esto permite conocer la variación producida por un evento respecto a otro y sus posibles semejanzas o diferencias. En este caso las anomalías de precipitación se obtuvieron en milímetros para los meses de noviembre, diciembre y enero en los años en los que se registró el fenómeno El Niño.

Las anomalías de precipitación se pueden determinar con la siguiente expresión (González Gómez y Casallas, 2014):

$$\mathrm{Api} = \mathrm{PA} - \overline{\mathrm{PT}} \qquad \text{EC.13}$$

Donde:

Api= Anomalía de precipitación del mes i (mm).

PA= Total de precipitación del mes en análisis (mm).

$\overline{\mathrm{PT}}$= Precipitación total mensual (promedio multianual) (mm).

Para expresar los valores en porcentaje se utiliza el parámetro índice de anomalía de precipitación (González Gómez y Casallas, 2014):

$$\mathrm{I} = \frac{\mathrm{PA}}{\overline{\mathrm{PT}}} * 100 \qquad \text{EC.14}$$

Donde:

I= Índice de anomalía de precipitación.

PA= Total de precipitación del mes en análisis (mm).

$\overline{\mathrm{PT}}$= Precipitación total mensual (promedio multianual) (mm).

El cálculo de las anomalías de precipitación y del índice de anomalía de precipitación se muestra en el siguiente ejemplo:

- Estación: Nuevo Rocafuerte.
- Media mensual multianual de diciembre: 191,02 mm (promedio de todos los diciembres desde 1970-2015).
- Precipitación mensual diciembre 1972: 199,0 mm.
- Anomalía de precipitación diciembre 1972: $\mathrm{Api} = 199{,}0 - 191{,}02 = 7{,}996\ \mathrm{mm}.$
- Índice de anomalía de precipitación diciembre 1972: $\mathrm{I} = \frac{199}{191{,}02} * 100 = 104\%$

Cuando el valor calculado del índice de anomalía de precipitación supera un valor del 100% existe un exceso de lluvia.

El índice de anomalía de precipitación fue relacionado con el índice ONI mediante el coeficiente de correlación de Pearson (EC.8), determinando así la influencia de la TSM en el aumento de la precipitación. La metodología para el cálculo de estos índices se basa en la anomalía de precipitación del mes deseado, del mes anterior y del mes siguiente respecto a

un periodo de referencia de 30 años, el NOAA calcula el índice ONI con un periodo de referencia comprendido entre los años 1971-2000.

El índice ONI se calcula con las anomalías de la TSM en la región Niño 3.4, sin embargo la región Niño 1+2 se sitúa más cerca de la Costa ecuatoriana por lo que también se analizó las correlaciones existentes entre esta zona y la variación de precipitación en el país, el historial de las anomalías de la TSM en la región 1+2 se puede observar en el Anexo 2.

Para el cálculo del coeficiente de correlación se tomó en cuenta los Niño Modoki, ya que los dos eventos Niño Canónico pertenecen a un régimen diferente por lo que los resultados podrían variar considerablemente. Además, se consideró únicamente los meses de noviembre, diciembre y enero que es en donde se puede notar claramente la influencia del fenómeno en el aumento de precipitación.

2.8. Elaboración de mapas en ArcGIS.

La interpolación de datos presenta la gran ventaja de elaborar mapas a partir de datos discretos. Sin embargo, la calidad de los mismos radica en la distribución y la cantidad de puntos empleados (Johnston *et al.*, 2001; Villatoro *et al.*, 2008). La estructura espacial de los datos es un factor determinante en la calidad del mapeo, es decir mientras más fuerte sea la correlación espacial el mapa generado tendrá una mayor precisión (Kravchenko, 2003; Xie *et al.*, 2011).

Para facilitar la apreciación de las condiciones de lluvia medida durante los eventos El Niño en el Ecuador se generaron mapas de anomalías de precipitación, precipitación mensual y precipitación máxima diaria, de los cuales se muestra un ejemplo en las figuras 12, 13 y 14, la totalidad de los mismos se muestra en los anexos 2-17. Así se puede identificar las zonas más afectadas, los meses en los que el fenómeno fue más impactante y los eventos que presentaron mayor intensidad. Los mapas mencionados se elaboraron mediante el método de interpolación Kriging ordinario.

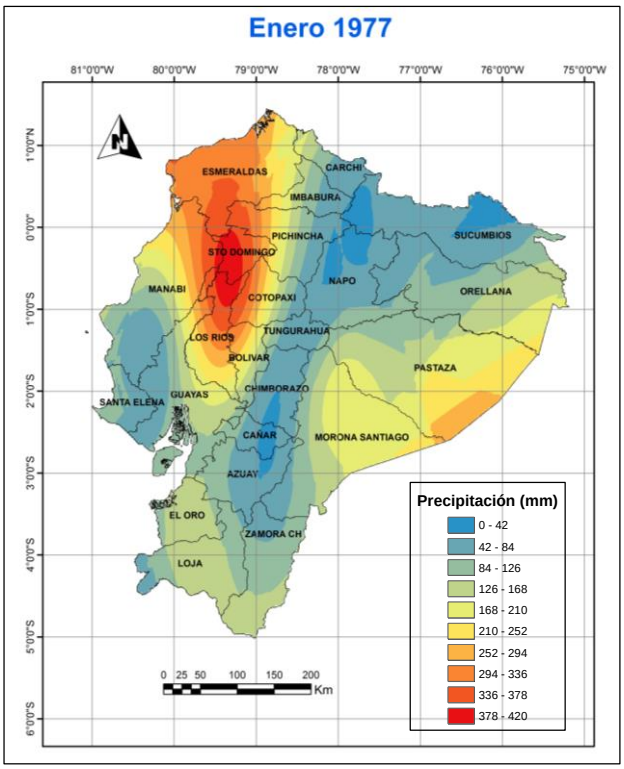


Figura 12: Ejemplo de mapas de precipitación mensual.
Fuente: Elaboración propia.

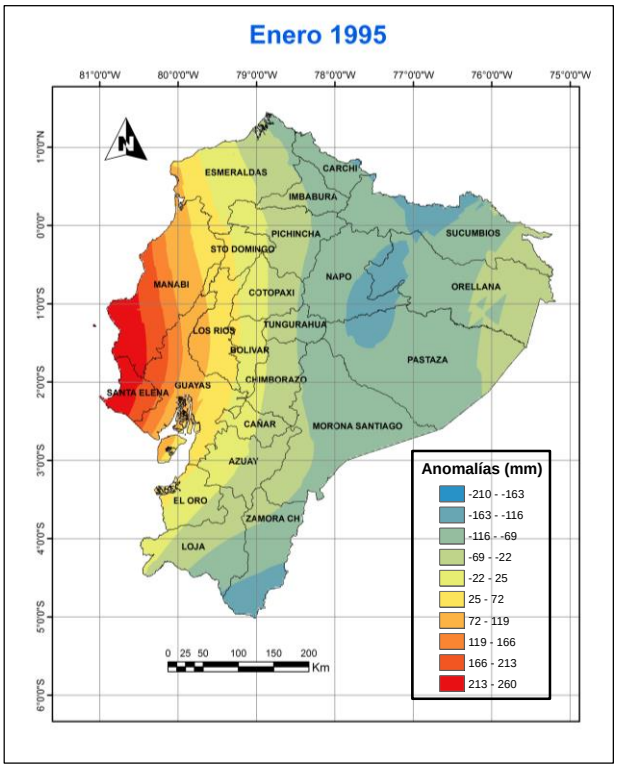


Figura 13: Ejemplo de mapas de anomalías de precipitación.
Fuente: Elaboración propia.

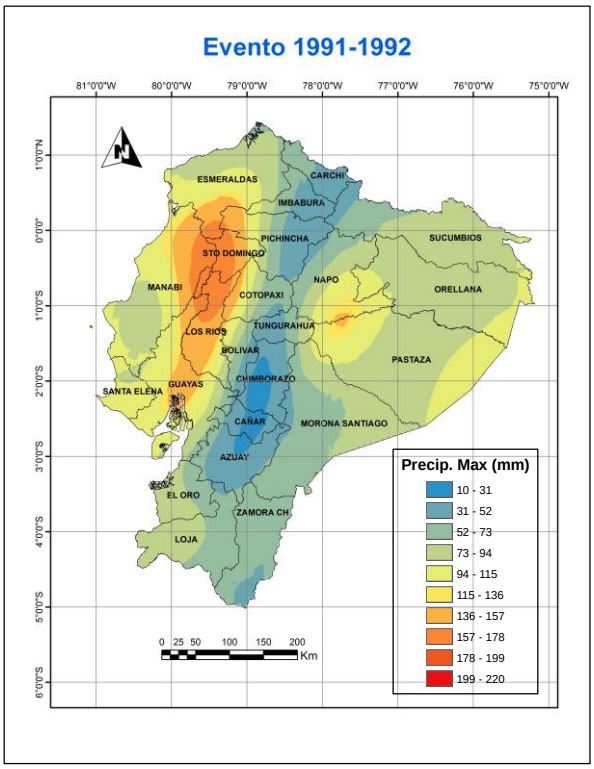


Figura 14: Ejemplo de mapas precipitación máxima diaria.
Fuente: Elaboración propia.

Kriging es un método geo estadístico avanzado basado en la auto-correlación espacial de variables. La correlación se obtiene a través de semivariogramas a partir de un análisis exploratorio de datos. Los semivariogramas permiten establecer la dependencia de dos puntos en función de la distancia y la dirección a través de la covarianza entre ellos. A diferencia de la mayoría de métodos de interpolación esta herramienta realiza un análisis del comportamiento espacial del fenómeno (Murillo *et al.*, 2012).

La fórmula de Kriging tiene la siguiente forma:

$$Z(S_o) = \sum_{i=1}^{N} \lambda_i Z(S_i) \qquad \text{EC.15}$$

Donde:

Z(si)= valor medido en la ubicación i.

λi= una ponderación desconocida para el valor medido en la ubicación i.

S_o= la ubicación de la predicción.

N= la cantidad de valores medidos.

La fórmula es muy similar al método IDW (distancia inversa ponderada) pero en el método Kriging las ponderaciones no están basadas únicamente en las distancias entre los puntos

con mediciones y el punto a predecir, sino que asume que la media de los errores entre el valor real y el estimado es nula, y que las variables no son estacionarias ni tienen tendencias. Además es un estimador lineal insesgado, logrando que la suma de los pesos (λi) sea igual a 1 (Murillo *et al.*, 2012).

Existen dos métodos Kriging: universal y ordinario.

El método ordinario es el más utilizado ya que considera que el valor medio constante es desconocido mientras que el método universal presupone que hay una tendencia a la invalidación de datos. Este método debe ser utilizado cuando se conoce una tendencia en los datos que se pueda justificar científicamente (Brus y Heuvelink, 2007).

CAPÍTULO III:

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A continuación se muestra un análisis de cada evento El Niño ocurrido en ecuador durante el periodo de estudio de esta investigación:

Evento 1972-1973

En el Anexo 3a se muestran los mapas de precipitación mensual de este evento, se puede observar que durante el mes de noviembre se mantienen las condiciones normales de precipitación con valores altos (250-475 mm) en toda Amazonía con excepción de la provincia de Zamora Chinchipe (135 mm), y valores bajos (0-135 mm) en la Costa. En el mes de diciembre las precipitaciones aumentan hasta 340 mm en las provincias de Santo Domingo y Los Ríos, en la región oriental se siguen presentando valores más elevados de hasta 475 mm. En el mes de enero se puede observar claramente la influencia del fenómeno con disminución de la precipitación en la Amazonía con valores comprendidos entre 0 y 200 mm mientras que en toda la Costa con excepción de la provincia de El Oro existe un aumento considerable alcanzando valores de hasta 680 mm.

La región Sierra experimenta un aumento de precipitación únicamente en la provincia de Cotopaxi en el mes de enero, alcanzando el valor de precipitación mensual máximo para este evento (680 mm), las demás provincias se mantienen con valores bajos (0-200 mm) durante los tres meses.

Al observar los mapas de anomalía de precipitación (Anexo 10a) se puede notar que de igual manera los valores máximos de anomalía en el mes de enero con valores de 330 mm en las provincias de Guayas, Manabí y Santa Elena.

Durante este evento las anomalías en la TSM fueron las siguientes:

Tabla 10: Anomalías TSM registradas durante el evento 1972-1973.

Anomalías de la TSM			
	noviembre	**diciembre**	**enero**
Niño 1+2	1.15	1.40	1.02
Niño 3	1.82	1.96	1.48
Niño 4	0.56	0.65	0.66
Niño 3.4	1.80	1.83	1.50

Fuente: NOAA, (2016b).

Al observar la tabla 10, las anomalías de la TSM en la región 3.4 se clasifica a este evento como un “Súper El Niño” ya que presenta valores mayores a 1.5°C. Además, al observar las anomalías en las regiones Niño 4 y Niño 1+2 se observan valores menores respecto a la

región 3.4, lo que indica que el mayor calentamiento durante este evento se dio en el centro del océano Pacífico clasificándolo como un Niño Modoki.

En la región Niño 1+2, se pueden observar anomalías considerables en la TSM, sin embargo en esta zona no se produce un “Súper El Niño”, por lo que las anomalías de precipitación no fueron demasiado elevadas.

La precipitación máxima diaria alcanzada en este evento (Anexo 17a) fue de 220 mm, sin embargo este valor se presenta en la zona más lluviosa del Ecuador (Amazonía), por lo que este valor no se puede relacionar con el fenómeno. Sin embargo, en las provincias de Esmeraldas y Manabí se alcanzan valores de hasta 200 mm, lo que evidencia la fuerte intensidad del fenómeno.

Evento 1976-1977

Al analizar el Anexo 3b se puede observar que en los meses de noviembre y diciembre la región Costa presenta valores de precipitación mensual bajos comprendidos entre 0 y 200 mm, por su parte la Amazonía alcanza valores mayores entre 150 y 350 mm indicando condiciones de lluvia normales. En el mes de enero la precipitación en la Costa aumenta considerablemente en las provincia de Santo Domingo (450 mm), Esmeraldas (378 mm) y Los Ríos (378 mm), mientras que en la Amazonía la precipitación disminuye notablemente alcanzando un valor máximo de 260 mm, con esto se puede evidenciar el inicio del fenómeno en este mes. Durante este evento, la Sierra presenta valores de precipitación bajos durante los tres meses (0-200 mm).

Con los mapas de anomalía de precipitación (Anexo 10b) se puede observar que en el mes de diciembre se presenta el valor máximo (150 mm) en la provincia de Orellana, mientras que en la Costa se observan valores entre 0 y 100 mm (condiciones normales). En el mes de enero las anomalías en la Amazonía presentan valores entre (-300 mm y 60 mm), los valores máximos se presentan en Esmeraldas y Zamora Chinchipe con un valor de 150 mm, el resto de la costa presenta anomalías negativas con lo que se evidencia la baja intensidad del fenómeno.

En el Anexo 17b, se puede observar una precipitación máxima diaria de 150 mm en las provincias de Esmeraldas, Santo Domingo y Los Ríos.

Tabla 11: Anomalías TSM registradas durante el evento 1976-1977.

Anomalías de la TSM			
	noviembre	**diciembre**	**enero**
Niño 1+2	0.15	0.24	0.20
Niño 3	0.64	0.48	0.67
Niño 4	0.15	-0.14	-0.06
Niño 3.4	0.61	0.54	0.66

Fuente: NOAA, (2016b).

Como se puede observar durante este evento las anomalías de precipitación son bajas en todo el país con excepción de Esmeraldas y Zamora Chinchipe, al observar la tabla 11 las anomalías de la TSM presentan valores muy bajos en las regiones 3.4 y 1+2, con lo que se corrobora la poca intensidad del fenómeno durante estos años.

Los valores de las anomalías de la TSM menores en las regiones 4 y 1+2 respecto a la región 3.4 indican que las temperaturas más elevadas se dieron en el pacífico central lo que clasifican este evento como un Niño Modoki.

Evento 1977-1978

Al analizar el Anexo 4a, se puede observar que las precipitaciones mensuales presentan condiciones normales en noviembre y diciembre con valores elevados (100-440 mm) en la Amazonía, y bajos en la Costa (0-100 mm). En el mes de enero se presenta el valor máximo de este evento (630 mm) en la provincia de Esmeraldas. En la región oriental las precipitaciones disminuyen notablemente presentando valores entre 0 y 300 mm con lo que se evidencia el inicio del fenómeno. Durante este evento, la Sierra no se ve influenciada por El Niño, ya que los valores están comprendidos entre 0 y 200 mm durante los tres meses.

Al analizar el Anexo 11a, los valores más elevados de anomalías de precipitación se presentan en el mes de enero, el valor máximo se presenta únicamente en Esmeraldas (445 mm).

Además, en el anexo 17c se observa que en esta misma provincia se presenta el valor más elevado de precipitación máxima diaria (175 mm), por lo que se determina que en este evento Esmeraldas fue la provincia más afectada, ya que en el resto de la costa se presentan anomalías muy bajas en los tres meses (-205 – 50 mm).

Tabla 12: Anomalías TSM registradas durante el evento 1977-1978.

Anomalías de la TSM			
	noviembre	**diciembre**	**enero**
Niño 1+2	-0.57	-0.63	-0.27
Niño 3	0.12	0.19	0.07
Niño 4	0.30	0.42	0.35
Niño 3.4	0.51	0.64	0.53

Fuente: NOAA, (2016b).

Durante este evento se pueden observar anomalías bajas de la TSM en la región 3.4 y negativas en la región 1+2 (tabla 12), con lo que se puede determinar la muy baja intensidad de este evento, esto se demuestra con los valores negativos de las anomalías de precipitación alcanzadas en la mayor parte de la costa.

Los valores inferiores en las regiones 4 y 1+2 respecto a la región 3.4 indican que las temperaturas más elevadas se dieron en el pacífico central lo que clasifican este evento como un Niño Modoki.

Evento 1982-1983

Como se puede observar en el Anexo 4b, en el mes de noviembre se presentan condiciones de precipitación normales con valores bajos (0-290 mm) en todo el país, las precipitaciones máximas (980 mm) se desarrollaron en los meses de diciembre y enero en las provincias de Manabí (diciembre) y Santo Domingo-Los Ríos (enero), durante estos meses las precipitaciones en la Amazonía son menores (0-400 mm) con lo que se observa claramente la influencia de El Niño.

Las anomalías de precipitación (Anexo 11b) muestran en el mes de diciembre los valores máximos en las provincias de Guayas, El Oro y Loja con valores de 700 mm, en el resto de la costa se presentan valores entre 300 y 600 mm con excepción de Santa Elena que alcanza un valor de 120 mm. Durante el mes de enero, se puede observar que la anomalía máxima se presenta en las provincias de Chimborazo y Loja, mientras que en la región costa se tiene valores entre 25 y 400 mm.

En este caso la influencia del fenómeno se extiende a la Sierra, esta situación especial se puede llevar a cabo por depresiones existentes en la cordillera de Los Andes, que pueden permitir el paso de las nubes que son consecuencia de la evaporación excesiva, generando lluvias de gran magnitud en esta zona.

En el Anexo 17d, se observa una precipitación máxima diaria de 220 mm en las provincias de Santo Domingo, Manabí y Esmeraldas, mientras que el resto de la costa presenta valores ligeramente menores (hasta 136 mm). Con esto se puede apreciar el gran impacto de este evento.

Este fenómeno es considerado el segundo más fuerte durante el periodo del siglo y otro caso de los "Súper El Niño". Ya que en la tabla 13 se puede observar que las anomalías de TSM en la región 3.4 exceden el valor de 1.5°C.

Además al observar las temperaturas en la región Niño 1+2 se puede notar que las temperaturas en el periodo noviembre-enero son mayores a las de la región 3.4 indicando que durante estos meses el calentamiento del océano se extendió desde el centro hasta el este del pacífico, clasificando este evento como un Niño Canónico. El calentamiento extraordinario en las costas de Sudamérica fue causa de muchos desastres por los grandes excesos de precipitación.

Tabla 13: Anomalías TSM registradas durante el evento 1982-1983.

Anomalías de la TSM			
	noviembre	**diciembre**	**enero**
Niño 1+2	2.66	2.83	2.49
Niño 3	2.35	2.68	2.67
Niño 4	0.52	0.52	0.40
Niño 3.4	1.91	2.14	2.11

Fuente: NOAA, (2016b).

Estos resultados son similares a los de los estudios realizados por INAMHI (2000) y Corporación Andina de Fomento (2000). Ellos clasificaron este evento como el segundo más catastrófico registrado en toda la historia y determinaron que las zonas más afectadas fueron las provincias de Esmeraldas, Guayas, Chimborazo y la zona sur de Loja. Las zonas más afectadas en estos estudios coinciden casi en su totalidad con los resultados de la presente investigación.

Evento 1986-1988

Al analizar el anexo 5 se puede determinar que hasta el mes de diciembre de 1986 se mantienen condiciones normales de lluvia, presentando precipitaciones elevadas (250 -760 mm) en la Amazonía con excepción de la provincia de Zamora Chinchipe (90 mm), por su parte en la Costa se presentan valores bajos entre 0 y 300 mm. En el mes de enero de 1987 se puede notar claramente el inicio del fenómeno con un aumento notable de la precipitación

en las provincias de Santo Domingo (760 mm), Guayas (630 mm) y Los Ríos (550 mm), además en la Amazonía las precipitaciones disminuyen alcanzando valores entre 0 y 300 mm. Durante este evento ninguna provincia de la Sierra se ve afectada, ya presenta precipitaciones bajas (0-200 mm).

Durante los meses noviembre y diciembre de 1987 se muestran precipitaciones muy bajas en todo el país (0-200 mm), sin embargo en el mes de enero de 1988 se puede observar una ligera influencia del fenómeno ya que solo en la provincia de Santo Domingo se puede apreciar un aumento de precipitación (350 mm).

Al analizar las anomalías de precipitación (Anexo 12) el valor máximo se presenta en la provincia de Santa Elena con un valor de 280 mm en el mes de enero de 1987, el resto de la Costa se mantiene con valores bajos (-30 – 115 mm) durante este evento, con lo que se evidencia la poca intensidad del fenómeno.

En el Anexo 17e, se observa una precipitación máxima diaria de 175 mm afectando las provincias de Santo Domingo y Guayas. Con lo que se puede decir que Santo Domingo fue la provincia más afectada al presentar los valores máximos de anomalía de precipitación y precipitación máxima diaria.

Las anomalías de la TSM en las regiones 3.4 y 1+2 (tablas 14 y 15) indican que este evento tuvo una intensidad moderada, lo que se comprueba con el aumento considerable de lluvias solamente en la provincia de Santa Elena.

Los valores inferiores en las regiones 4 y 1+2 respecto a la región 3.4 indican que las temperaturas más elevadas se dieron en el pacífico central lo que clasifican este evento como un Niño Modoki.

Tabla 14: Anomalías TSM registradas durante los años 1986-1987.

Anomalías de la TSM			
	noviembre	**diciembre**	**enero**
Niño 1+2	0.23	0.42	0.94
Niño 3	0.64	0.73	0.90
Niño 4	0.49	0.39	0.31
Niño 3.4	0.88	0.96	1.03

Fuente: NOAA, (2016b).

Tabla 15: Anomalías TSM registradas durante los años 1987-1988.

Anomalías de la TSM			
	noviembre	**diciembre**	**enero**
Niño 1+2	0.98	0.46	0.13
Niño 3	1.01	0.98	0.71
Niño 4	0.88	0.80	0.65
Niño 3.4	1.09	0.90	0.79

Fuente: NOAA, (2016b).

Evento 1991-1992

Al analizar el Anexo 6a, se puede observar que las precipitaciones mensuales presentan condiciones normales en noviembre y diciembre, con valores bajos en la Costa (0-300 mm), mientas que los valores máximos (750 mm) se presentan en las provincias de Napo y Pastaza. En el mes de enero se presenta un valor de 500 mm en la provincia de Los Ríos, mientras que en la región oriental las precipitaciones disminuyen notablemente alcanzando valores entre 0 y 200 mm, con esto que se evidencia el inicio del fenómeno.

Al analizar el Anexo 13a, las anomalías de precipitación máximas (360 mm) se presentan en noviembre en la región Amazónica indicando condiciones normales, en diciembre se puede observar un aumento de precipitación (180-240 mm) en todo el país con excepción de la provincia de Zamora Chinchipe que presenta valores entre -240 y -120 mm.

En el Anexo 17f, se observa una precipitación máxima diaria de 175 mm en las provincias de Santo Domingo y Los Ríos. Con lo que se puede determinar que estas provincias fueron las más afectadas.

Tabla 16: Anomalías TSM registradas durante el evento 1991-1992.

Anomalías de la TSM			
	noviembre	**diciembre**	**enero**
Niño 1+2	0.57	0.64	0.44
Niño 3	0.89	1.10	1.18
Niño 4	0.72	0.76	0.63
Niño 3.4	1.20	1.56	1.69

Fuente: NOAA, (2016b).

Durante este evento se pueden observar anomalías considerables de la TSM en la región 3.4 y bajas en la región 1+2 (tabla 16), estas anomalías bajas en la región cercana a la costa del Ecuador no provocaron un aumento excesivo de las precipitaciones en la región Costa.

Los valores inferiores en las regiones 4 y 1+2 respecto a la región 3.4 indican que las temperaturas más elevadas se dieron en el pacífico central lo que clasifican este evento como un Niño Modoki.

Evento 1994-1995

Al analizar el Anexo 6b, se puede observar que las precipitaciones mensuales en noviembre y diciembre presentan condiciones normales con valores bajos en la Costa (0-260 mm) y elevados (200-820 mm) en la Amazonía. En el mes de enero se presenta el valor máximo (820 mm) en las provincias Cotopaxi, Guayas y Santo Domingo, mientras que en la región oriental las precipitaciones disminuyen notablemente (0-168 mm) con lo que se evidencia el inicio del fenómeno. En este caso se puede observar que la influencia del fenómeno se extiende hasta una mínima parte de la Sierra en la provincia de Cotopaxi, al presentar el valor máximo de precipitación mensual de este evento. El resto de provincias de esta región presentan valores comprendidos entre 0 y 200 mm.

Al analizar el Anexo 13b, las anomalías de precipitación máximas (260 mm) se presentan en el mes de enero en las provincias de Santa Elena y Manabí, con lo que se comprueba el inicio del fenómeno en este mes.

En el Anexo 17g, se observa una precipitación máxima diaria de 130 mm en las provincias de Santo Domingo, Manabí y Esmeraldas, este evento es uno de los que tuvieron menor impacto en la precipitación ya que en los mapas de anomalías no se pueden observar valores elevados ni grandes zonas de influencia.

Tabla 17: Anomalías TSM registradas durante el evento 1994-1995.

Anomalías de la TSM			
	noviembre	**diciembre**	**enero**
Niño 1+2	0.47	0.68	0.68
Niño 3	0.79	0.80	0.72
Niño 4	0.84	0.93	0.78
Niño 3.4	1.09	1.22	0.97

Fuente: NOAA, (2016b).

Durante este evento se pueden observar anomalías bajas en la TSM en la región 3.4 (tabla 17), por lo que no se presenta un exceso de lluvias excesivo ni una región de influencia muy grande.

Los valores inferiores en las regiones 4 y 1+2 respecto a la región 3.4 indican que las temperaturas más elevadas se dieron en el pacífico central lo que clasifican este evento como un Niño Modoki.

Evento 1997-1998

Al analizar el anexo 7a, se puede observar que desde el mes de noviembre se presentan las condiciones El Niño al presentarse valores elevados en la Costa (300-1140 mm), mientras que en la Amazonía se tiene valores bajos entre 0 y 400 mm, de igual manera en los meses de diciembre y enero la Costa presenta valores elevados (250-1000 mm). La región Amazónica reduce notablemente la precipitación en el mes de enero, con valores entre 0 y 200 mm. La Sierra no presenta ninguna variación en la precipitación, ya que durante los tres meses los valores se encuentran comprendidos entre 0 y 300 mm, con excepción de las provincias de Loja que durante el mes diciembre presenta un valor muy elevado de 690 mm.

Al analizar los mapas de anomalías de precipitación (Anexo 14a), se puede observar que de igual manera el valor máximo (1080 mm) se presenta en Los Ríos en el mes de Noviembre, la mayor parte de la costa presenta anomalías con valores entre 300 mm y 600 mm afectándola en su totalidad. En la provincia de Loja de igual manera se puede observar una anomalía de precipitación elevada (550 mm) que sobresale de todos los valores de la Sierra que se encuentran comprendidos entre -54 y 200 mm. La Amazonía durante los tres meses se presentan anomalías bajas (-185 – 72 mm), con lo que se puede identificar el inicio del evento desde el mes de noviembre.

Además, al observar el Anexo 17h se aprecia que para este evento la precipitación máxima diaria alcanzó un valor de 220 mm afectando las provincias de Guayas y Santa Elena, las provincias de Manabí, Santo Domingo y Los Ríos presentan valores entre 140 mm y 190 mm. Con estos valores de precipitación en 24 horas se puede apreciar la gran intensidad del fenómeno en estos años.

Este evento es considerado como el más fuerte del siglo ya que provoco las anomalías más grandes registradas en la historia, por lo que las lluvias tuvieron efectos devastadores (Corporación Andina de Fomento, 2000).

Las zonas afectadas de este estudio son similares a las obtenidas por Rossel (1997) e INAMHI (2000), ellos indicaron en sus resultados que la zona más afectada durante este evento fue

la región Costa, de igual manera Zevallos (2004) que determinó que en estos años en las provincias de Guayas, Manabí y Los Ríos se registraron records históricos en las precipitaciones provocando cerca de 400 desastres (deslizamientos, inundaciones, destrucción de puentes, caminos rurales y vías principales).

Este fenómeno es considerado como otro caso de los "Súper El Niño". Ya que en la tabla 18 se puede observar que las anomalías de TSM en la región 3.4 exceden el valor de 1.5°C.

Además, al observar las temperaturas en la región Niño 1+2 se puede notar que son mayores a las de la región 3.4 indicando que en este evento el calentamiento del océano se extendió desde el centro hasta el este del pacífico, clasificando este evento como un Niño Canónico. El calentamiento tan grande en las zonas cercanas a las costas de Sudamérica fue causa de muchos desastres.

Tabla 18: Anomalías TSM registradas durante el evento 1997-1998.

Anomalías de la TSM			
	noviembre	**diciembre**	**Enero**
Niño 1+2	3.92	3.94	3.30
Niño 3	3.10	3.09	2.87
Niño 4	0.73	0.66	0.64
Niño 3.4	2.33	2.24	2.22

Fuente: NOAA, (2016b).

Evento 2002-2003

Al analizar el Anexo 7b, se puede observar que los valores de precipitación mensual en noviembre son bajos en la Costa (0-130 mm) y elevados en la Amazonía (200-500 mm), lo que indica condiciones normales, en diciembre se distingue claramente un incremento de la precipitación en las provincias de Esmeraldas y Santo Domingo, alcanzando valores entre 200 y 500 mm, mientras que en la Amazonía los valores disminuyen, presentando valores entre 0 y 250 mm. En enero se presentan los valores máximos de este evento (660 mm) en las provincias de Esmeraldas, Santo Domingo y Manabí, mientras que en la región oriental las precipitaciones se mantienen con valores bajos (0-250 mm) con lo que se evidencia el inicio del fenómeno. En la Sierra no se observa ninguna variación en la precipitación ya que durante los tres meses las precipitaciones están comprendidas entre (0 y 260 mm).

Al analizar el Anexo 14b, las anomalías de precipitación máximas se presentan en el mes de enero en las provincias de Esmeraldas, Santo Domingo y Manabí con valores de 315 mm, el

resto de la región costa presenta anomalías bajas comprendidas entre 0 y 130 mm, con lo que se puede apreciar el inicio del evento con una intensidad moderada.

En el Anexo 18a, se observa una precipitación máxima diaria de 200 mm afectando únicamente la provincia de Guayas.

Tabla 19: Anomalías TSM registradas durante el evento 2002-2003.

Anomalías de la TSM			
	noviembre	**diciembre**	**Enero**
Niño 1+2	0.79	0.50	-0.10
Niño 3	1.16	1.09	0.63
Niño 4	0.96	0.89	0.62
Niño 3.4	1.37	1.29	0.73

Fuente: NOAA, (2016b).

Las anomalías de la TSM en la región 1+2 (Tabla 19) son muy bajas por lo que las anomalías de precipitación presentadas durante este evento no son muy considerables, además se observa que los valores en las regiones 4 y 1+2 son inferiores respecto a la región 3.4 lo que indica que el mayor calentamiento se dio en el pacífico central lo que clasifica a este evento como un Niño Modoki.

Evento 2004-2005

Al analizar el Anexo 8a, se puede observar que las precipitaciones mensuales durante el periodo noviembre-enero son muy bajas en la Costa (0-250 mm), la Amazonía presenta valores más elevados (200-640 mm), con lo que se puede decir que la influencia del fenómeno en las lluvias fue inapreciable. De igual manera, la Sierra no se ve afectada por la variación de la precipitación al presentar valores entre (0 y 200 mm) durante los tres meses.

Al analizar el Anexo 15a, se puede comprobar que la región Costa no tuvo ningún aumento considerable en la precipitación durante este evento presentando anomalías muy bajas (-310 – 38 mm) durante los tres meses.

En el Anexo 18b, se observa una precipitación máxima diaria de 130 mm en las provincias de Guayas, Santo Domingo, Los Ríos, Pastaza, Morona Santiago y Orellana, con esto se puede decir que durante este evento las precipitaciones estuvieron en condiciones normales ya que los valores máximos se dieron en la región Amazónica.

Tabla 20: Anomalías TSM registradas durante el evento 2004-2005.

Anomalías de la TSM			
	noviembre	**diciembre**	**enero**
Niño 1+2	0.59	0.38	0.14
Niño 3	0.59	0.65	0.38
Niño 4	0.86	0.93	0.93
Niño 3.4	0.71	0.74	0.68

Fuente: NOAA, (2016b).

En la tabla 20 se puede observar que la región Niño 3.4 las anomalías son muy bajas y en la región 1+2 se presentan condiciones normales, lo que indica que en estos años no se dio un calentamiento considerable en el centro del océano ni en las zonas cercanas a la Costa del Ecuador provocando anomalías de precipitación muy bajas.

Evento 2006-2007

Al analizar el Anexo 8b, se puede observar que las precipitaciones mensuales durante noviembre y diciembre son bajas en la Costa (0-220 mm) y elevadas (250-560 mm) en la Amazonía lo que indica condiciones normales. En el mes de enero se presenta el valor máximo (560 mm) en las provincias de Santo Domingo y Esmeraldas, mientras que en la región oriental las precipitaciones disminuyen notablemente (50-300 mm) con lo que se evidencia el inicio del fenómeno.

Sin embargo, al analizar el Anexo 15b, se puede apreciar que en estos años el evento no tuvo ninguna influencia clara en los patrones de lluvia, ya que los valores máximos de anomalía de precipitación (360 mm) se presentan en el mes de noviembre en las provincias de Esmeraldas y Zamora Chinchipe con valores de 360 mm, es decir la región oriental se ve involucrada con un aumento considerable de precipitación que no se puede relacionar con El Niño. En que en los diciembre y enero las anomalías son muy bajas en todo el país (-160 – 100 mm) con excepción de la provincia de Santo Domingo que presenta una anomalía de 150 mm.

En el Anexo 18c, se observa una precipitación máxima diaria de 200 mm en las provincias de Santo Domingo y Esmeraldas. Al observar las anomalías de precipitación se puede determinar que los valores alcanzados en Esmeraldas (360 mm) y Santo Domingo (150 mm), son consecuencia de una lluvia en 24 horas muy intensa (200 mm) indicando valores de lluvia bajos en el resto del mes.

Tabla 21: Anomalías TSM registradas durante el evento 2006-2007.

Anomalías de la TSM			
	noviembre	**diciembre**	**enero**
Niño 1+2	0.63	0.61	0.62
Niño 3	1.14	1.14	0.85
Niño 4	0.88	0.89	0.69
Niño 3.4	1.01	1.09	0.73

Fuente: NOAA, (2016b).

Durante este evento se pueden observar anomalías regulares en la TSM en las regiones 3.4 y 1+2 (tabla 21), por lo que no se presenta un exceso de lluvias extraordinario ni una región de influencia muy grande.

Los valores inferiores en las regiones 4 y 1+2 respecto a la región 3.4 indican que las temperaturas más elevadas se dieron en el pacífico central lo que clasifican este evento como un Niño Modoki.

Evento 2009-2010

Al analizar el Anexo 9a, se puede observar que las precipitaciones mensuales en noviembre presentan valores bajos en la Costa (0-90 mm) y valores elevados (100-300 mm) en la Amazonía lo que indica condiciones normales. En el mes de diciembre se presenta el valor máximo (480 mm) en las provincias de Santo Domingo y Esmeraldas, mientras que en la región oriental las precipitaciones disminuyen notablemente (0-200 mm) con lo que se evidencia el inicio del fenómeno. De igual manera en el mes de enero las provincias de Los Ríos, Santo Domingo y Guayas presentan valores elevados comprendidos entre 280 mm y 385 mm, mientras que en la Amazonía las precipitaciones son bajas (0-250 mm) con lo que se puede observar la influencia de El Niño. En la Sierra no se observa ninguna variación en la precipitación, ya que durante los tres meses los valores están comprendidos entre (0-240 mm).

De igual manera al analizar el Anexo 16a, las anomalías de precipitación máximas se presentan en el mes de diciembre en las provincias de Esmeraldas y Santo Domingo con valores de 280 mm, mientras que en la Amazonía se presentan valores muy bajos (-89-34 mm).

En el Anexo 18d, se observa una precipitación máxima diaria de 150 mm en las provincias de Santo Domingo, Los Ríos y Esmeraldas. También se puede observar que durante estos años la región amazónica presento valores muy elevados (200 mm).

Tabla 22: Anomalías TSM registradas durante el evento 2009-2010.

Anomalías de la TSM			
	noviembre	**diciembre**	**enero**
Niño 1+2	0.07	0.06	0.03
Niño 3	0.96	1.00	0.84
Niño 4	1.17	1.15	1.05
Niño 3.4	1.34	1.43	1.26

Fuente: NOAA, (2016b).

Durante este evento se pueden observar anomalías regulares en la TSM en la región 3.4 y muy bajas en la región 1+2 (tabla 22), por lo que no se presenta un exceso de lluvias extraordinario ni una región de influencia muy grande.

Los valores inferiores en las regiones 4 y 1+2 respecto a la región 3.4 indican que las temperaturas más elevadas se dieron en el pacífico central lo que clasifican este evento como un Niño Modoki.

Evento 2015-2016

Al analizar el Anexo 9b, se puede observar que durante este evento no existe una influencia significativa de El Niño en la lluvia, ya que las precipitaciones mensuales durante noviembre presentan valores bajos en la Costa (0-190 mm) y elevados (200-400 mm) en la Amazonía lo que indica condiciones normales. En el mes de diciembre se presenta el valor máximo (640 mm) en la provincia de Santo Domingo, mientras que Pastaza y Morona Santiago alcanzan valores de 550 mm.

Sin embargo, al analizar el Anexo 16b, las anomalías de precipitación máximas se presentan en el mes de diciembre en la provincia de Santo Domingo con valores de 400 mm, mientras que en la Amazonía se presentan valores bajos, con esto se puede identificar el inicio del evento en este mes.

En el Anexo 18e, se observa una precipitación máxima diaria de 150 mm en la provincia de Santo Domingo, por lo tanto se puede decir que en esta zona fue la más afectada por el aumento de precipitación.

Tabla 23: Anomalías TSM registradas durante el evento 2015-2016.

Anomalías de la TSM			
	noviembre	**diciembre**	**enero**
Niño 1+2	2.03	1.78	1.49
Niño 3	2.53	2.48	2.34
Niño 4	1.29	1.30	1.11
Niño 3.4	2.37	2.32	2.24

Fuente: NOAA, (2016b).

Durante este evento se pueden observar anomalías muy altas en la TSM en las regiones 3.4 y 1+2 (tabla 23), clasificando este evento como un “Súper El Niño”.

Los valores inferiores en las regiones 4 y 1+2 respecto a la región 3.4 indican que todo el pacífico sufrió un calentamiento en sus aguas, alcanzando las más elevadas en el pacífico central lo que clasifican este evento como un Niño TP.

Con la predicción que se realizó para este evento se esperaban características de lluvia similares a los eventos de los años 1982-1983 y 1997-1998 que son considerados los más catastróficos de toda la historia. Sin embargo la anomalía máxima de este evento fue de 400 mm, si bien es un valor elevado no tiene comparación con las anomalías alcanzadas por los eventos mencionados 82-83 (700 mm) y 97-98 (1080 mm). Durante este evento Ecuador ventajosamente no se vio tan afectado debido a que las aguas superficiales calientes que se acercaban a la zona costera fueron ligeramente desviadas hacia el norte de la línea ecuatorial por la corriente fría de Humboldt afectando países como Colombia y Estados Unidos (NOAA, 2016c).

Por otra parte si este evento se hubiese desarrollado de acuerdo a las predicciones hubiera sido un gran aporte para el campo investigativo, ya que el estudio de los “Súper El Niño” no se ha podido llevar a cabo muy a fondo ya que solo han sido muy pocos los eventos de este tipo, de los cuales solo el de los años 97-98 fue monitoreado exhaustivamente.

Cabe señalar que según la Organización Meteorológica Mundial (2016) las anomalías de la TSM durante el 2016 se debilitaron rápidamente y desde mayo la TSM volvió a sus condiciones normales siendo altamente improbable que se reactiven las condiciones El Niño.

Análisis general del El Niño en el periodo de estudio.

Como se puede observar en los anexos 3-16, en algunos meses las precipitaciones permanecen con sus valores máximos en la Amazonía, mientras que en la región costa de presentan los valores más bajos, esta distribución de lluvia indica condiciones normales.

La presencia del fenómeno se observa cuando las precipitaciones en la Amazonía presentan valores bajos mientras que los valores más elevados se presentan en la región costa (Rossel, 1997; Bendix y Bendix, 1999).

En la mayor parte de los mapas se puede observar que en la Sierra y Amazonía presentan condiciones normales en las precipitaciones durante un El Niño. Esto se debe a que la cordillera de los Andes forma una barrera que impide que el transporte de la humedad llegue a estas regiones.

Sin embargo, en algunos eventos se puede apreciar aumento de precipitación en la provincia de Chimborazo, en esta zona la cordillera de los Andes presenta una considerable depresión en el relieve lo que permite el transporte de las nubes generadas por la evaporación excesiva que provoca el fenómeno.

La mayor parte de los eventos durante este periodo de estudio se clasifican como Niños Modoki al presentar el mayor calentamiento en la TSM en el pacífico central. Sin embargo, los "Súper El Niño" de los años 1982-1983 y 1997-1998 se clasifican en el régimen Niño Canónico, presentando calentamientos desde el centro del pacífico con los valores máximos en el este del mismo cerca a las costas de Sudamérica. Esto marca una gran diferencia entre las consecuencias causadas por este tipo de eventos, ya que al calentarse el agua tan cerca de las costas genera una gran evaporación y lluvias excesivas en esta zona.

En los mapas de precipitación máxima diaria se pudo observar que los "Súper El Niño" de los años 82-83 y 97-98 son los únicos eventos que han provocado precipitaciones diarias de 220 mm. Lluvia en 24 horas tan elevado pudo ser el desencadenante de muchos de los desastres ocurridos en estos años. Estos resultados son similares a los obtenidos por Zevallos (2004), quien determinó que durante estos eventos se registraron las precipitaciones más intensas en 24 horas de toda la historia en varias regiones de la Costa ecuatoriana.

Análisis de la relación entre la TSM y la precipitación.

El análisis de las correlaciones entre el índice ONI y el índice de anomalía de precipitación se muestra en la tabla 24, de esta manera se puede establecer la relación existente entre la TSM y la precipitación en Ecuador.

Tabla 24*:* Correlaciones obtenidas entre el índice ONI y el índice de anomalía de precipitación.

Estación	Correlación
MILAGRO ING VALDEZ	0,73
USHCURRUMI	0,37
LA CONCORDIA	0,72
COLIMES DE BALZAR	0,78
PORTOVIEJO	0,75
SAGUE	0,69
HDA. SANTA LUCIA	0,27
CAÑAR	0,21
ALAUSI	0,24
SALINAS BOLIVAR	0,23
SAN GABRIEL	0,32
IZOBAMBA	0,22
OTAVALO	0,18
EL CORAZÓN	0,26
PILAHUIIN	0,17
COLAISACA	0,21
ZAPOTILLO	0,27
GONZANAMA	0,21
ALAMOR	0,26
LA ARGELIA	0,22
ZATZAYACU	0,04
PUYO	0,20
SANGAY	0,08
EL PANGUI	-0,11
NUEVO ROCAFUERTE	0,21

Fuente: Elaboración propia.

Como se puede observar los valores de correlación obtenidos entre el índice ONI y el índice de anomalía de precipitación presentan los valores más elevados en las estaciones de la Costa, con excepción de la estación Ushcurrumi de la provincia de El Oro. Esto puede ser consecuencia de una marcada influencia del régimen observado en la región Sierra, debido a la cota de la estación (1290 m.s.n.m.) hecho que se observa en los mapas de anomalía de precipitación que muestran valores más bajos respecto a las otras provincias de la región Costa. El resto de las estaciones de esta región presentan valores alrededor de 0,7 que es un valor representativo para este tipo de eventos.

Sin embargo, al correlacionar las anomalías de la TSM en la región Niño 1+2 con el índice de anomalía de precipitación los resultados presentan una variación (Tabla 25):

Tabla 25: Correlaciones obtenidas entre las anomalías de la TSM en la región Niño 1+2 y el índice de anomalía de precipitación.

Estación	Correlación
MILAGRO ING VALDEZ	0,77
USHCURRUMI	0,69
LA CONCORDIA	0,79
COLIMES DE BALZAR	0,82
PORTOVIEJO	0,76
SAGUE	0,72
HDA. SANTA LUCIA	0,48
CAÑAR	0,42
ALAUSI	0,44
SALINAS BOLIVAR	0,26
SAN GABRIEL	0,45
IZOBAMBA	0,31
OTAVALO	0,25
EL CORAZÓN	0,37
PILAHUIIN	0,30
COLAISACA	0,35
ZAPOTILLO	0,37
GONZANAMA	0,33
ALAMOR	0,36
LA ARGELIA	0,23
ZATZAYACU	0,03
PUYO	0,16
SANGAY	0,05
EL PANGUI	-0,07
NUEVO ROCAFUERTE	0,12

Fuente: Elaboración propia.

Al analizar las correlaciones entre las anomalías de la TSM en la región Niño 1+2 y el índice de anomalía de precipitación, se puede observar que en la mayor parte de las estaciones los coeficientes de correlación aumentan respecto a los obtenidos con la región Niño 3.4, lo que indica que esta región al estar más cerca de la Costa del Ecuador tiene más influencia en la precipitación del país. Además con estos valores se comprueba que en la región Costa el fenómeno presenta una mayor influencia en el aumento de precipitación, ya que en la Sierra los valores de correlación son bajos y en la Amazonía se tiene valores muy cercanos a cero. Esto indica que en esta zona el fenómeno no presenta una influencia en el aumento de precipitación.

Estos resultados son similares a los obtenidos por Rossel (1997) quien determinó que las anomalías presentadas en la región Niño 1+2 tienen más relación con la lluvia de la costa Ecuatoriana durante El Niño, ya que obtuvo correlaciones con valores entre 0,65 y 0,75, mientras en la región Niño 3.4 obtuvo correlaciones cercanas a 0,5.

CONCLUSIONES

Con la elaboración de la presente investigación se estableció ciertas características del fenómeno El Niño en el Ecuador.

La zona más afectada es la región costa ya que en todos los eventos sobresalen notablemente los aumentos de precipitación respecto a los regímenes normales alcanzando así anomalías muy elevadas.

La región Interandina o Sierra en la presenta anomalías bajas de precipitación durante la mayor parte de los eventos El Niño, con lo que se aprecia que en esta zona el fenómeno no tiene alguna influencia significativa. Esto es consecuencia de que la cordillera de los Andes impide el transporte de las nubes que se generan por el exceso de evaporación cerca a la Costa de Ecuador.

Los dos eventos de tipo Canónico son los que más han afectado al Ecuador debido a la evaporación excesiva que se presenta muy cerca a las costas de Sudamérica, especialmente de Ecuador y Perú.

Del periodo analizado (noviembre-enero) para determinar la influencia de El Niño en el aumento de la precipitación se observó que este evento no inicia necesariamente en diciembre, ya que en la mayoría de eventos las anomalías máximas se presentaron en el mes de enero.

El evento 97-98 es el que provocó la mayor cantidad de lluvia durante el periodo de estudio y el siglo pasado con anomalías máximas de 1080 mm. El evento 82-83 no alcanzó las mismas anomalías pero tuvo incrementos de hasta 700 mm, es considerado el segundo más fuerte del siglo. Estos dos eventos extraordinarios son considerados los más fuertes de los “Súper El Niño” porque provocaron las mayores anomalías de precipitación registradas.

El gran exceso de precipitación registrado durante los años 1982-1983 (700 mm) y 1997-1998 (1080 mm) fue consecuencia de las anomalías en la TSM que presentaron sus valores máximos en las zonas cercanas a las costas de Sudamérica (región Niño 1+2), este calentamiento excesivo tan cerca de Ecuador generó una gran evaporación y lluvias excesivas con sus consecuentes desastres.

Los “Súper El Niño” de los años 1982-1983 y 1997-1998 además de provocar los mayores valores de anomalías de precipitación de todo el siglo son los únicos eventos que provocaron precipitaciones con valores de 220 mm en 24 horas, en la región litoral.

Durante todo el periodo de estudio únicamente dos eventos se clasificaron como Niño Canónico, ya que presentaron el mayor calentamiento del mar en el Pacífico este (región 1+2),

los otros eventos se clasifican como Modoki, ya que los valores máximos de la TSM se presentan en el centro del Pacífico.

La predicción para 2015-2016 clasificó a este evento en la línea de los “Súper El Niño” debido a las altas temperaturas del mar. Se esperaba un gran aumento de precipitación en la región litoral e incluso se plantearon obras de mitigación para evitar los desastres que se dieron en los años anteriores. Además, fue comparado con los eventos de los años 1982-1983 y 1997-1998 debido a las similitudes en el comportamiento océano-atmosférico, sin embargo, la anomalía de precipitación máxima alcanzada (400 mm) no tuvo ninguna cercanía con los eventos mencionados que alcanzaron 700 mm y 1080 mm respectivamente. La corriente fría de Humbolt tuvo una gran intensidad con la que trasladó las aguas superficiales cálidas hacia el norte de la línea ecuatorial afectando así mas países como Colombia y Estados Unidos (NOAA, 2016c).

La provincia de Loja fue seriamente afectada únicamente en los “Súper El Niño” de los años 1982-1983 y 1997-1998, durante otros episodios presenta anomalías muy bajas. Durante el evento de los años 1982-1983 fue una de las provincias más afectadas alcanzando el valor máximo de anomalía de precipitación (700 mm).

Los coeficientes de correlación obtenidos entre el índice ONI y el índice de anomalía de precipitación presentaron los valores más elevados en las estaciones ubicadas en las provincias de la costa con valores cercanos a 0.7, mientras que en las estaciones de la Sierra los valores fueron menores (entre 0.2 y 0.3) e incluso en la Amazonía los valores son muy cercanos a cero. Con esto se puede establecer una relación directa entre el aumento de la precipitación durante El Niño únicamente en la región Costa.

Al analizar los coeficientes de correlación entre la TSM en la región Niño 1+2 y el índice de anomalía de precipitación se obtiene valores mayores respecto a los obtenidos con el índice ONI, que utiliza la región Niño 3.4, lo que indica que la región Niño 1+2 tiene más relación con la precipitación de Ecuador debido a su cercanía.

RECOMENDACIONES

Para obtener una mejor interpolación en los mapas mediante el método Kriging se debería poseer una mayor cantidad de estaciones meteorológicas. Así se mejoraría la calidad de los mapas, especialmente en la región Amazónica en la cual se evidencian la falta de información en los mapas.

En Ecuador se deberían realizar más estudios enfocados en cantidades e intensidades de precipitación, porque estas causan los desastres incluyendo pérdidas económicas y humanas. Los resultados detallados de las precipitaciones durante El Niño servirían para su comprensión.

Se debería realizar investigaciones acerca de otros factores atmosféricos (viento) y oceánicos (migración de animales marinos) que afectan el desarrollo de El Niño para mejorar su predicción, esto sería de mucha ayuda para la elaboración de planes de prevención de desastres.

La red nacional de estaciones pluviométricas debería aumentar la cantidad de estaciones disponibles para de esta manera obtener una mayor cantidad de datos y poder realizar un monitoreo más a fondo de las lluvias durante estos eventos extraordinarios.

Durante el desarrollo de cada evento El Niño en el Ecuador es recomendable recolectar la mayor cantidad de datos de lluvia posibles para de esta manera poder realizar estudios posteriores y así conocer más a fondo las características de este fenómeno lo que sería de gran ayuda como un sistema de alerta temprana.

BIBLIOGRAFÍA

Aceituno, P. (1988). On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface Climate. *Monthly Weather Review, 116*, 505-524.

Aravena, J.-C., & Luckman, B. H. (2009). Spatio-temporal rainfall patterns in Southern South America. *International Journal of Climatology, 29*, 2106-2120.

Barnston, A. (2015). Why are there so many ENSO indexes, instead of just one? *ClimateWatch Magazine* , 1-4.

Barnston, A. G., Glantz, M. H., & He, Y. (1999). Predictive skill of statistical and dynamical climate models in SST forecasts during the 1997-98 En Nino episode and the 1998 La Nina onset. *Bulletin of the American Meteorological Society, 80*, 217-243.

Barnston, A. G., Tippett, M. K., Van Den Dool, H. M., & Unger, D. A. (2015). Toward an Improved Multimodel ENSO Prediction. *Journal of Applied Meteorology and Climatology, 54*, 1579-1595.

Bell, G. D., & Halpert, M. S. (1998). Climate assessment for 1997. *Bulletin of American Meteorological Society, 79*, 1-50.

Bendix, J. (2000). Precipitation dynamics in Ecuador and Northern Peru during the 1991/92 El Niño: a remote sensing perspective. *International Journal of Remote Sensing*, 533-548.

Bendix, J., & Bendix, A. (1998). Climatological Aspects of the 1991/1993 El Niño in Ecuador. *Bulletin de l'Institut Francais d'Études Andines, 27*, 655-666.

Bendix, J., Gammerler, S., Reudenbach, C., & Bendix, A. (2003). A case study on rainfall dynamics during El Niño/La Niña 1997/99 in Ecuador and sorrounding areas as infered from GOES-8 and TRMM-PR observations. *Erdkunde, 57*, 81-83.

Berlage, H. P. (1966). The Southern Oscillation and world weather . *Mededl Verhandel*, 88.

Brus, D. J., & Heuvelink, G. B. (2007). Optimization of sample patterns for universal kriging of enviromental variables. *Geoderma, 138*, 86-95.

Buizer, J., Jacobs, K., & Cash, D. (2016). Making short-term climate forecasts useful: Linking science and action. *PNAS*, 4597-4602.

Campozano, L., Sanchez, E., Aviles, A., & Samaniego, E. (2014). Evaluation of infilling methods for time series of daily precipitation and temperature: The case of the Ecuadorian Andes. *Mansaka, 5*, 99-115.

Capel Molina, J. J. (1999). El fenómeno ENSO (El Niño Oscilación del Sur) en 1997-1998: Alteraciones climáticas inducidas en el mundo. *Nimbus*(3), 37-62.

Cedeño, J., & Donoso, M. C. (2010). *Atlas pluviométrico del Ecuador.* Montevideo: UNESCO.

CEPAL. (1983). *Ecuador: Evaluación de los efectos socioeconómicos del fenómeno El Niño en 1982-1983.* Santiago: CEPAL.

CEPAL. (1998). *Ecuador: Evaluación de los efectos socioeconómicos del fenómeno El Niño en 1997-1998.* Santiago: CEPAL.

Coelho, C. A., Uvo, C. B., & Ambrizzi, T. (2002). Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. *Theoretical and Applied Climatology, 71*, 185-197.

Corporacion Andina de Fomento. (2000). *El Fenómeno El Niño 1997-1998 Memoria, Retos y Soluciones.* Quito: Corporacion Andina de Fomento.

Chika Urama, K., & Ozor, N. (2010). Impacts of climate change on water resources in Africa: the Role of Adaptation. *African Technology Policy Studies Network*, 1-29.

Dai, A. (2013). The influence of the inter-decadal Pacific oscillation on US precipitation during 1923-2010. *Climate Dynamics, 41*, 633-646.

Dai, A., & Wigley, T. (2000). Global patterns of ENSO-induced precipitation. *Geophysical Research Letters, 27*, 1283-1286.

Deser, C., & Wallace, J. (1990). Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the tropical Pacific. *Journal of Climate, 3*, 1254-1281.

Espinoza, J. (1996). El Niño y sus implicaciones sobre el medio ambiente. *Acta Oceanográfica del Pacífico, 8*, 115-134.

Estévez, J., & Gavilán, P. (2006). *Procedimientos de validación de datos de estaciones estaciones meteorológicas automáticas, aplicación a la red de información agroclimática de Andalucía.* Córdoba: Universidad de Córdoba.

Glantz, M. H., Katz, R., & Nicholls, N. (1991). *Teleconnections linking worldwide climate anomalies.* Cambridge: Cambrigde University.

Goldberg, R. A., Tisnado, G., & Scofield, R. A. (1987). Characteristics of extreme rainfall events in Northwestern Peru during the 1982-1983 En Niño period. *Journal of Geophysical Research, 92*, 225-241.

González, O. C., & Casallas, I. M. (2014). *Hoja metodológica del indicador Anomalía de precipitación (Versión 1.10). Informe del Estado del Medio Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables.* Bogotá: Servicio de Información Ambiental. Instituto de Hidrología Meteorología y Estudios Ambientales - IDEAM.

González-Reyes, Á., & Muñoz, A. A. (2013). Cambios en la precipitación de la ciudad de Valdivia (Chile) durante los últimos 150 años. *Bosque*, 191-200.

Graybeal, D., DeGeateano, A., & Eggleston, K. (2004). Improved Quality Assurance for Historical Hourly Temperature and Humidity: Development and Application to Enviromental Analysis. *Journal of Applied Meteorology, 43*, 1722-1735.

Grim, A. M. (2003). The El Niño impact on summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. *Journal of Climate, 16*, 263-280.

Hales, S., Edwards, S. J., & Kovats, R. S. (2003). Impacts on health of climate extremes. En W. H. Organization, *Climate change and human health* (págs. 79-103). Malta: World Health Organization.

Hastenrath, S. (1990). Diagnostics and prediction of anomalous river discharge in northern South America. *Journal of Climate, 3*, 1080-1096.

Heras, R. (1972). *Manual de hidrología: Principios basicos en hidrología.* Madrid: Centro de estudios hidrográficos y dirección general de obras hidraulicas.

Hernández , F., & Zambrano , E. (2009). Relación entre la temperatura superficial del mar del océano pacífico oriental y las precipitaciones en la costa del Ecuador, durante 1981-2006. *Acta Oceanográfica del Pacífico, 15*, 1-5.

Hoel , A., Funk, C., & Barlow, M. (2014). The regional forcing of Northern hemisphere drought during recent warm tropical west Pacific Ocean La Niña events. *Climate Dynamics, 42*, 3289-3311.

Hoerling, M. P., & Kumar, A. (1997). Why do North American climate anomalies differ from one El Niño event to another? *Geophysical Research Letters, 24*, 1059-1062.

Hoerling, M., & Kumar, A. (2002). Atmospheric response patterns associated with tropical forcing. *Journal of Climate, 15*, 2184-2203.

Hofstra, N., New, M., & McSweeney, C. (2010). The influence of interpolation and station network density on the distributions and trends of climate variables in gridded daily data. *Climate Dynamics, 35*, 841-858.

Horel, J. D., & Cornejo-Garrido, A. G. (1986). Convection along the coast of northern Peru during 1983: Spatial and temporal variation of clouds and rainfall. *Monthly Weather Review, 114*, 2091-2105.

Huang, R., & Wu, Y. (1989). The influence of ENSO on the summer climate change in China and its Mechanism. *Advances in Atmosphere Sciences, 6*, 21-32.

Hubbard, K. G. (2001). Multiple station quality control procedures. Automated weather stations for applications in agriculture and water resources management. *World Meteorological Organization Tech*, 133-136.

INAMHI. (2000). *El Niño 1997-1998, máximas precipitaciones y caudales registrados, áreas de afectación.* Quito: INAMHI.

INAMHI. (2015). *Análisis Climatológico.* Quito: INAMHI.

Jadhav, J., Panickal, S., Marathe, S., & Ashok, K. (2015). On the possible cause of distinct El Niño types in the recent decades. *Scientific Reports*, 1-13.

Johnston, K., Ver Hoef, J. M., Krivoruchko, K., & Lucas, N. (2001). Using Arcgis Geostatistical Analyst. *ESRI*, 300.

Kane, R. P. (2006). El Niño effects on rainfall in South America: comparison with rainfalls in india and other parts of the world. *Advances in Geosciences, 6*, 35-42.

Kao, H. Y., & Yu, J. Y. (2009). Contrasting eastern Pacific and central Pacific types of ENSO. *Journal of Climate, 22*, 615-631.

Karimi, P., & Bastiaanssen, W. (2014). Spatial evapotranspiration, rainfall and land use data in water accounting – Part 1: Review of the accuracy of the remote sensing data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 1073-1123.

Karoly, D. J. (1989). Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscilation events. *Journal of Climate, 2*, 1239-1252.

Kidd, C., & Huffman, G. (2011). Global precipitation measurement. *Meteorological Applications, 18*, 334-353.

Kiladis, G. N., & Diaz, H. F. (1989). Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate, 2*, 1069-1090.

Kousky, V., Kagano, M., & Iracema , C. (1984). A review of Southern Oscilation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus, 5*, 490-504.

Kravchenko, A. (2003). Influence of spatial structure on accurancy of interpolation methods. *Soil Science Society of American Journal, 67*, 1564-571.

Krois, J., Schulte, A., Pajares Vigo, E., & Cerdan Moreno, C. (2013). Temporal and spatial characteristics of rainfall patterns in the Northern Sierra of Peru – A case study for La Niña to El Niño transitions from 2005 to 2010. *Espacio y Desarrollo*(25), 23-48.

Kug, J. S., Jin, F. F., & An, S. I. (2009). Two types of El Niño events: Cold togue El Niño and warm pool El Niño. *Journal of Climate, 22*, 1499-1515.

Landsea, C. W., & Knaff, J. A. (2000). How Much Skill Was There in Forecasting the Very Strong 1997-98 El Niño? *Bulletin of the American Meteorological Society, 81*, 2107-2119.

Larkin, N. K., & Harrison, D. E. (2005). On the definition of el Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies. *Goephysical Research Letters, 32*, 32.

Lee, T., & Mcphaden, M. (2010). Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial pacific. *Geophysical Research Letters, 37*.

León Silva, G. A. (2002). Clasificaciones de pisos térmicos en Venezuela. *Revista Geográfica Venezolana, 43*, 311-328.

Magaña, V. O., Vázquez, J. L., Pérez, J. L., & Pérez, J. B. (2003). Impact of El Niño on precipitation in México. *Geofísica Internacional*, 313-330.

Mason, S. J., & Goddard, L. (2001). Probabilistic Precipitation Anomalies Associated with ENSO. *Bulletin of the American Meteorological Society, 82*, 619-638.

Menne, M. J., Durre, I., Vose, R. S., Gleason, B. E., & Houston, T. G. (2012). An Overview of the Global Historical Climatology Network-Daily Database. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technolohy, 29*, 897-910.

Mo, K. C. (2010). Interdecadal modulation of the impact of ENSO on precipitation and temperature over the United States. *Journal of Climate, 23*, 3639-3656.

Montealegre Bocanegra, J. E. (2007). *Modelo institucional de IDEAM sobre el efecto climático de los fenómenos El Niño y La Niña en Colombia.* Bogotá: Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales.

Montealegre, E. (2012). Análisis de la variabilidad climática inter-anual (El Niño y La Niña) en la Región Capital, Bogotá Cundinamarca. *Plan regional Integral de Cambio Climático Región Capital Bogotá - Cundinamarca (PRICC)*, 5-15.

Moreno, A., & Jiménez, A. M. (2008). *Sistemas y Análisis de la Información Geográfica. Manual de autoaprendizaje con ArcGIS. 2a. Edición.* México D.F: RA-MA S.A.

Murillo, D., Ortega, I., Carrillo, J. D., Pardo, A., & Rendón, J. (2012). Comparación de métodos de interpolación para la generación de mapas de ruido en entornos urbanos. *Ing. USBMed, 3*, 62-68.

Newbold, P. (1997). *Estadística para los negocios y la economía.* Madrid: Prentice Hall.

Nicholson, S. E., & Jeeyoung, K. (1997). The relationship of the El Niño-Southern Oscillation to African rainfall. *International Journal of Climatology, 17*, 117-135.

NOAAa. (1 de Agosto de 2006). *El Niño, La Niña, and ENSO*. Recuperado de: http://www.nws.noaa.gov/om/brochures/climate/El_NinoPublic.pdf

NOAAb. (13 de Agosto de 2015). *ClimateWatch Magazine.* Recuperado de: https://www.climate.gov/news-features/department/8443/all

NOAA. (01 de Mayo de 2016a). *Equatorial Pacific Sea Temperatures.* Recuperado de: https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst.php

NOAAc. (01 de Septiembre de 2016). ENSO: Recent Evolution, Current Status and Prediction. Recuperado de de National Oceanic and Atmospheric Administration.: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/lanina/enso_evolution-status-fcsts-web.pdf

O´Hare, G., Sweeney, J., & Wilby, R. (2005). *Weather, climate and climate change. Human perpectives.* New York: Pearson.

Okamura, Y. M., & Deser, C. (2010). Asymmetry in the Duration of El Niño and La Niña. *Journal of Climate, 23*, 5826-5843.

Oñate-Valdivieso, F. (2004). *Scribd.* Recuperado el 25 de 03 de 2016, de https://es.scribd.com/doc/307136936/Apuntes-de-Clase

Oñate-Valdivieso, F., Duque, E., León, P., Duque, F., Rojas, W., & Tenesaca, F. (2006). Caracterizavión climática, meteorológica e Hidrológica de la cuenca binacional Catamayo-Chira previo a la implementación de los modelos SWAT y WATEM/SEDEM con fines de su planificación territorial.

Organización Meteorológica Mundial. (2014). *El Niño/Oscilación del Sur.* Geneve: Organización Meteorológica Mundial.

Organización Meteorológica Mundial. (12 de 05 de 2016). *El Niño/La Niña Hoy.* Obtenido de CIIFEN (Centro Internacional para la Investigación del Fenómeno de El Niño): http://www.ciifen.org/index.php?option=com_content&view=category&layout=blog&id=130&Itemid=95&lang=es

Paulhus , J. L., & Kohler, M. A. (1952). Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review, 80*, 129-133.

Pizarro T, R., Ramirez B, C., & Flores V, J. P. (2003). Análisis comparativo de cinco métodos para la estimación de precipitaciones areales anuales en períodos extremos. *Bosque, 24*, 31-38.

Pizarro, R. (1993). Elementos técnicos de hidrología III. Proyecto regional mayor sobre uso y conservación de los recursos hídricos en áreas rurales de América latina y el caribe. *Universidad de Talca*, 135.

Poveda, G., & Mesa, O. J. (1997). Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large-scale ocean–atmospheric phenomena. *Journal of Climate, 10*, 2690-2702.

Poveda, G., Álvarez, D. M., & Rueda, Ó. A. (2011). Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: a review of climatic processes and their impact on one the Earth´s most important biodiversity hotspots. *Climate Dynamics, 36*, 2233-2249.

Rao, V., & Hada, K. (1990). Caracteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Journal of Climatology*, 81-90.

Rasmunson, E. M., & Carpenter, T. H. (1982). Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Weather, 110*, 354-384.

Ratnam, J. V., Behera, S. K., Masumoto, Y., Takashi, K., & Yamagata, T. (2010). Pacific Ocean origin for the 2009 Indian summer monsoon failure. *Geophysical Research Letters, 37*.

Reason, C. J., & Rouault, M. (2002). ENSO-like decadal variability and South African Rainfall. *Geophysical Research Letters, 29*, 16-24.

Roberts, A., & Guckenheimer, J. (2016). Mixed-Mode Oscillations of El Niño-Southern Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences, 73*, 1755-1765.

Ronchail, J., & Gallaire, R. (2006). ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin. *International Journal of Climatology, 26*, 1223-1236.

Ropelewski, C. F., & Halpert, M. S. (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño-Southern Oscillation. *Monthly Weather Review, 115*, 1606-1626.

Rosales, M. F. (2014). Impact of Early Life Shocks on Human Capital Formation: El Niño Floods in Ecuador. *IDB Working Paper Series*, 1-51.

Rossel, F. (1997). *Influencia de El Niño sobre los régimenes hidro-pluviométricos del Ecuador.* Quito: Inundaciones y Sequias.

Rossel, F., Goulven, P., & Cadier, E. (1999). Areal distribution of the influence of ENSO on the annual rainfall in Ecuador. *Revue des Sciences de L'Eau, 12*, 183-200.

Shabbar, A., Bonsal , B., & Khandekar, M. (1997). Canadian precipitation patterns associated with the Oscillation Sur. *Journal of Climate, 10*, 3016-3027.

Smith, D., Kniveton, D., & Barret, E. (1997). Statistical modeling approach to passive microwave rainfall retrieval. *Journal of Applied Meteorology, 37*, 135-154.

Song, F., Qi, H., & Weihong, Q. (2004). Quantity control of daily meteorological data in China, 1951-2000: a new dataset. *International Journal of Climatology, 24*, 853-870.

Stein, K., Timmermann, A., Schneider, N., Jin, F.-F., & Stuecker, M. F. (2014). ENSO Seasonal Synchronization Theory. *Journal of Climate, 27*, 5285-5310.

Stevenson , S., Fox-Kemper, B., Jochum, M., Neale, R., Deser, C., & Meehl, G. (2012). Will There Be a Significant Change to El Niño in the Twenty-First Century? *Journal of Climate*, 2129-2145.

Stevenson , S., Fox-Kemper, B., Jochum, M., Neale, R., Deser, C., & Meehl, G. (2012). Will There Be a Significant Change to El Niño in the Twenty-First Century? *Journal of Climate, 25*, 2129-2145.

Su, J., Zhang, R., Li, T., Rong, X., Kug, J., & Hong , C. (2010). Causes of the El Niño and La Nilña amplitude asymmetry in the equatorial eastern pacific. *Journal of Climate, 23*, 605-617.

Takashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: reinterpreting the cononical and Modoky El Niño. *Geophysical Research Letters, 38*, 10704.

Tapiador, F., Kidd, C., Levizzani, V., & Marzano, F. (2004). A neural networks-based fusion technique to estimate half-hourly rainfall estimates at 0.1° resolution from satellite passive microwave and infrared data. *Journal of Applied Meteorology, 43*, 576-594.

Tapley, T. D., & Waylen, P. R. (1990). Spatial variability of annual precipitation and ENSO events in western Peru. *Hydrology Science*|*, 35*, 426-449.

Trenberth, K. E. (1997). The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society, 78*, 2771-2779.

Van Oldenbotgh, G. J., Philip, S. Y., & Collins, M. (2005). El Niño in a changing climatr: a multi-model study. *Ocean Science, 1*, 81-95.

Vargas B, J., De la Fuente C, L., Gutierrez-López, A., & Arumi, J. L. (2009). Análisis geoestadístico para describir la distribución espacial de la precipitación de una cuenca Patagónica. *Revista Aqua, 1*, 29-41.

Vicuña, S., Garreaud, R. D., & McPhee, J. (2011). Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile. *Climatic Change*(105), 469-488.

Villatoro, M., Henríquez, C., & Sancho, F. (2008). Comparación de los interpoladores IDW y Kriging en la variación espacial de PH, CA, CICE, y P del suelo. *Agronomía Costarricense, 32*, 95-105.

Vuille, M. (1999). Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet. *International Journal of Climatology*, 1579-1600.

Vuille, M., Keiming, F., & Bradley, R. (2000). Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperatures anomalies. *Journal of Climate, 13*, 2520-2535.

Wang, B., & Zhang, Q. (2002). Pacific-East Asian Teleconnection. Part II: How the Philippine Sea Anomalous Anticyclone is Established during El Niño Devepeloment. *Journal of Climatology, 15*, 3252-3265.

Wang, B., Wu, R., & Fu, X. (2000). Pacific-East Asian Teleconnection: How does ENSO affect East Asia climate? *Journal of Climatology, 13*, 1517-1536.

Waylen, P., & Poveda, G. (2002). El Niño-Southern Oscillation and aspects of western South American hydro-climatology. *Hydrological Processes, 16*, 1247-1260.

Wittenberg, A. T., Rosati, A., Delworth, T. L., Vecchi, G. A., & Xeng, F. (2014). ENSO Modulation: Is It Decadally Predictable? *Journal of Climate, 27*, 2667-2681.

Wu, R., & Zhang, L. (2010). Biennial relationship of rainfall variability between Central America and equatorial South America. *Geophysical Research Letters, 37*, 1-6.

Xie, Y., Chen, T.-b., Lei, M., Yang, J., Guo, Q.-j., & Zhou, X.-y. (2011). Spatial distribution of soil heavy metal pollution estimated by different interpolation methods: Accuracy and uncertainty analysis. *Chemosphere, 82*, 468-476.

Yang, J., Lui, Q., & Xie, S. (2007). Linking Asia monsoon to Indian Ocean SST in the observation: possible roles of Indian Ocean Basin Mode and Dipole Mode. *Geophysical Research Letters, 23*, 34.

Yeh, S. W., Kug, J. S., Dewitte, B., Kwon, M. H., Kirkman, P., & Jin, F. F. (2009). El Niño in a changing climate. *Nature, 461*, 511-514.

Yozgatligil, C., Aslan, S., Iyigun, C., & Batmaz, I. (2013). Comparison of missing value imputation methods in time series: the case of Turkish meteorological data. *Theoretical and Applied Climatology, 112*, 143-167.

Zevallos, O. (2004). *Proyecto gestión del riesgo ENSO en América Latina.* Quito: La Red.

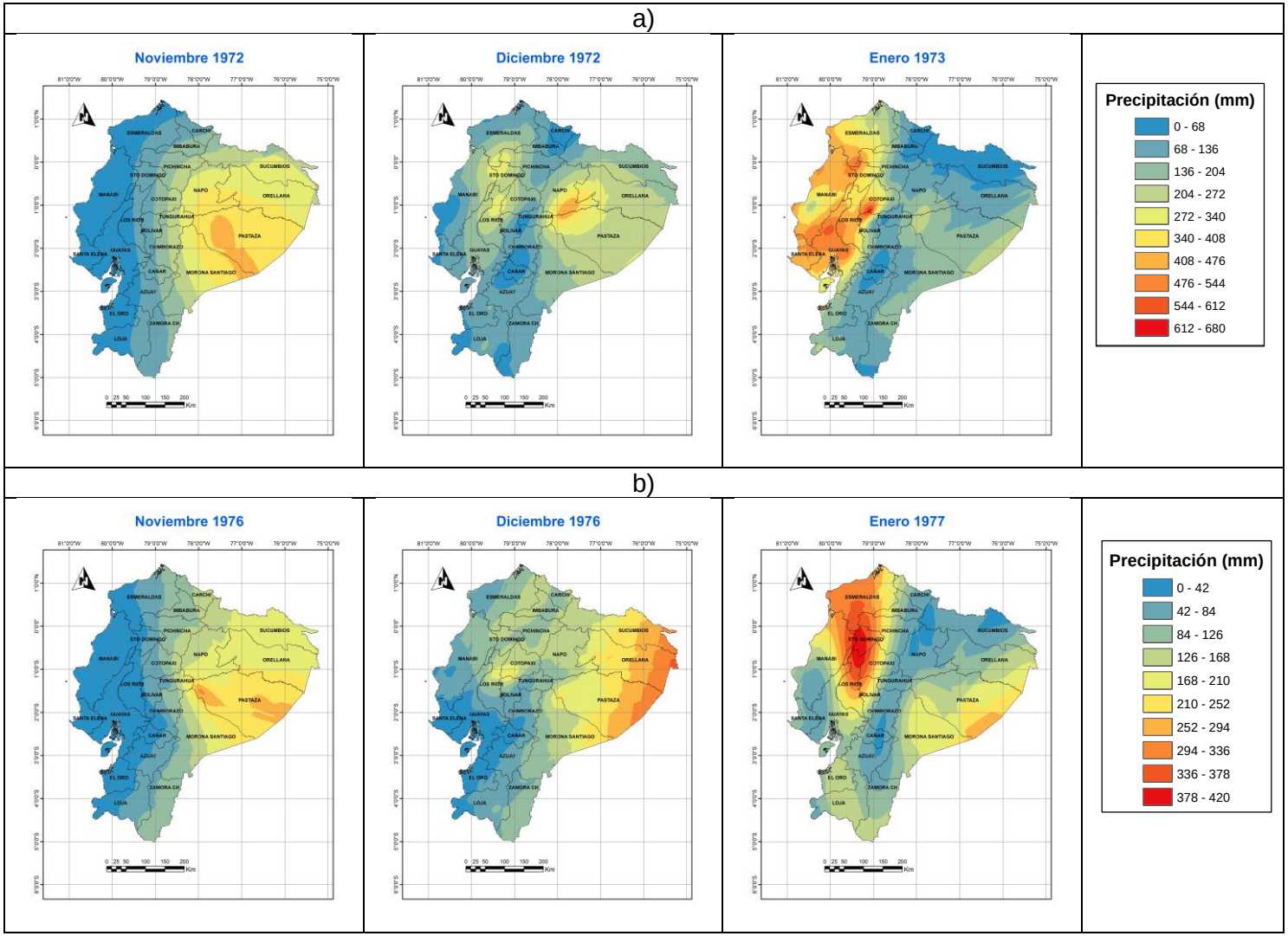
ANEXOS

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
1970	0,6	0,4	0,4	0,3	0,1	-0,3	-0,6	-0,8	-0,8	-0,8	-0,9	-1
1971	-1,3	-1,3	-1,1	-0,9	-0,8	-0,7	-0,8	-0,7	-0,8	-0,8	-0,9	-1
1972	-0,7	-0,4	0	0,3	0,6	0,8	1,1	1,3	1,5	1,8	2	1,9
1973	1,7	1,2	0,6	0	-0,4	-0,8	-1	-1,2	-1,4	-1,7	-1,9	-2
1974	-1,7	-1,5	-1,2	-1	-0,9	-0,8	-0,6	-0,4	-0,4	-0,6	-0,7	-1
1975	-0,5	-0,5	-0,6	-0,6	-0,7	-0,8	-1	-1,1	-1,3	-1,4	-1,5	-2
1976	-1,5	-1,1	-0,7	-0,4	-0,3	-0,1	0,1	0,3	0,5	0,7	0,8	0,8
1977	0,7	0,6	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,5	0,6	0,8	0,8
1978	0,7	0,4	0,1	-0,2	-0,3	-0,3	-0,4	-0,4	-0,4	-0,3	-0,1	0
1979	0	0,1	0,2	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2	0,3	0,5	0,5	0,6
1980	0,6	0,5	0,3	0,4	0,5	0,5	0,3	0,2	0	0,1	0,1	0
1981	-0,2	-0,4	-0,4	-0,3	-0,2	-0,3	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,1	0
1982	0	0,1	0,2	0,5	0,6	0,7	0,8	1	1,5	1,9	2,1	2,1
1983	2,1	1,8	1,5	1,2	1	0,7	0,3	0	-0,3	-0,6	-0,8	-0,8
1984	-0,5	-0,3	-0,3	-0,4	-0,4	-0,4	-0,3	-0,2	-0,3	-0,6	-0,9	-1
1985	-0,9	-0,7	-0,7	-0,7	-0,7	-0,6	-0,4	-0,4	-0,4	-0,3	-0,2	-0,3
1986	-0,4	-0,4	-0,3	-0,2	-0,1	0	0,2	0,4	0,7	0,9	1	1,1
1987	1,1	1,2	1,1	1	0,9	1,1	1,4	1,6	1,6	1,4	1,2	1,1
1988	0,8	0,5	0,1	-0,3	-0,8	-1,2	-1,2	-1,1	-1,2	-1,4	-1,7	-2
1989	-1,6	-1,4	-1,1	-0,9	-0,6	-0,4	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1
1990	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,4
1991	0,4	0,3	0,2	0,2	0,4	0,6	0,7	0,7	0,7	0,8	1,2	1,4
1992	1,6	1,5	1,4	1,2	1	0,8	0,5	0,2	0	-0,1	-0,1	0
1993	0,2	0,3	0,5	0,7	0,8	0,6	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
1994	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,6	0,9	1
1995	0,9	0,7	0,5	0,3	0,2	0	-0,2	-0,5	-0,7	-0,9	-1	-1
1996	-0,9	-0,7	-0,6	-0,4	-0,2	-0,2	-0,2	-0,3	-0,3	-0,4	-0,4	-0,5
1997	-0,5	-0,4	-0,2	0,1	0,6	1	1,4	1,7	2	2,2	2,3	2,3
1998	2,1	1,8	1,4	1	0,5	-0,1	-0,7	-1	-1,2	-1,2	-1,3	-1
1999	-1,4	-1,2	-1	-0,9	-0,9	-1	-1	-1	-1,1	-1,2	-1,4	-2
2000	-1,6	-1,4	-1,1	-0,9	-0,7	-0,7	-0,6	-0,5	-0,6	-0,7	-0,8	-1
2001	-0,7	-0,6	-0,5	-0,3	-0,2	-0,1	0	-0,1	-0,1	-0,2	-0,3	-0,3
2002	-0,2	-0,1	0,1	0,2	0,4	0,7	0,8	0,9	1	1,2	1,3	1,1
2003	0,9	0,6	0,4	0	-0,2	-0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4
2004	0,3	0,2	0,1	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
2005	0,7	0,6	0,5	0,5	0,4	0,2	0,1	0	0	-0,1	-0,4	-0,7
2006	-0,7	-0,6	-0,4	-0,2	0	0,1	0,2	0,3	0,5	0,8	0,9	1
2007	0,7	0,3	0	-0,1	-0,2	-0,2	-0,3	-0,6	-0,8	-1,1	-1,2	-1
2008	-1,4	-1,3	-1,1	-0,9	-0,7	-0,5	-0,3	-0,2	-0,2	-0,3	-0,5	-0,7
2009	-0,8	-0,7	-0,4	-0,1	0,2	0,4	0,5	0,5	0,6	1,1	1,2	1,3
2010	1,3	1,2	0,9	0,5	0	-0,4	-0,8	-1,1	-1,3	-1,4	-1,3	-1
2011	-1,3	-1,0	-0,7	-0,5	-0,3	-0,2	-0,3	-0,5	-0,7	-0,9	-0,9	-1
2012	-0,7	-0,5	-0,5	-0,4	-0,3	-0,1	0,1	0,3	0,4	0,4	0,2	-0,2
2013	-0,4	-0,5	-0,3	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,3
2014	-0,5	-0,6	-0,4	-0,2	0	0	0	0	0,2	0,4	0,5	0,6
2015	0,6	0,5	0,6	0,7	0,8	1,0	1,2	1,4	1,7	2,0	2,2	2,3
2016	2,2	2,2	1,5	1,1	0,6	0,1	-0,3					

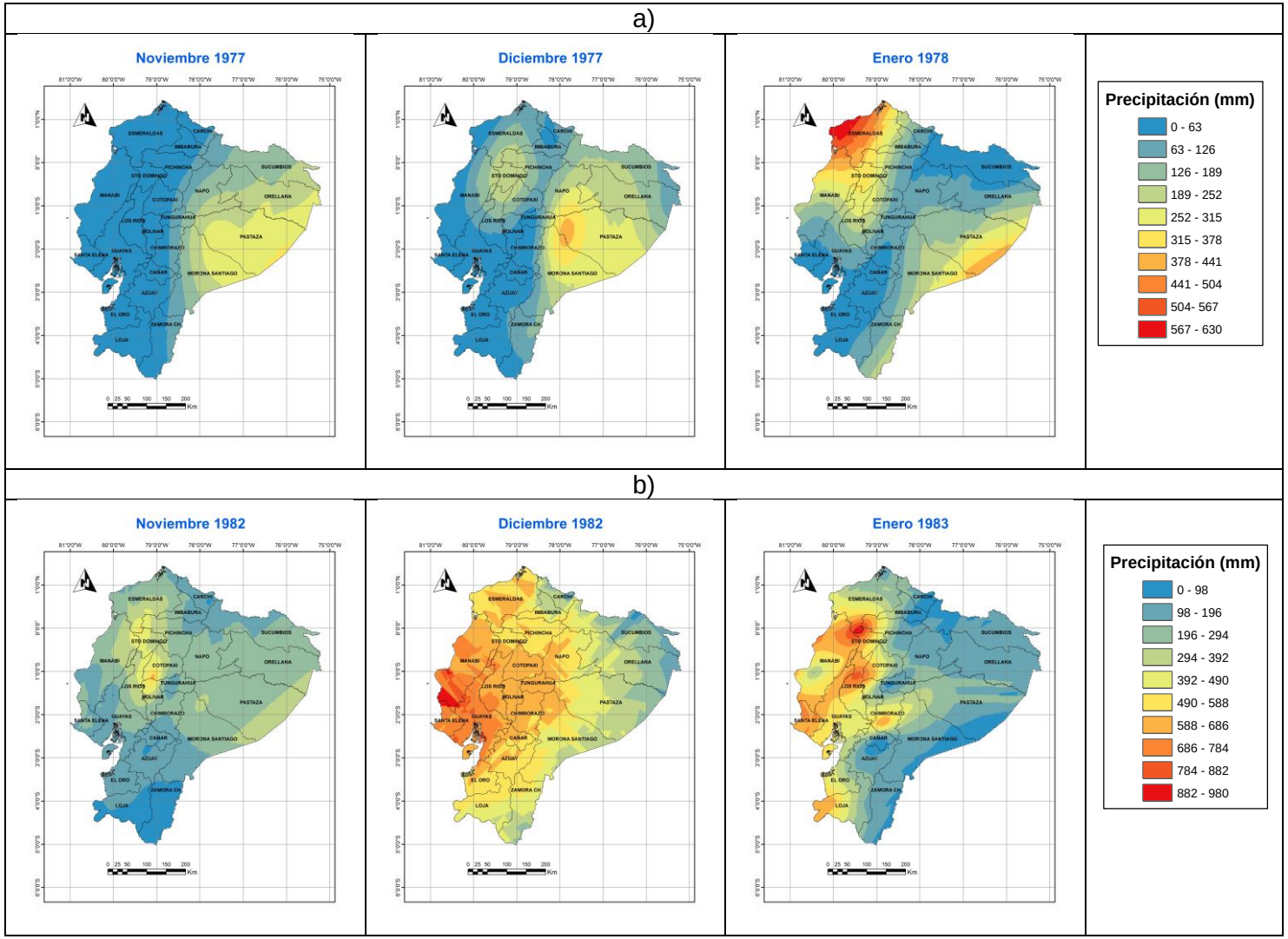
Anexo 1: Historial índice ONI.
Fuente: NOAA, (2016b).

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
1970	0,25	-0,33	-0,99	-0,63	-1,34	-1,6	-2,03	-1,81	-1,48	-1,15	-1,24	-1,19
1971	-1,33	-1,47	-1,28	-0,60	-0,94	-1,38	-0,95	-1,28	-1,37	-1,36	-0,88	-1,19
1972	-0,46	0,39	0,39	0,52	0,64	1,52	1,87	2,23	1,15	1,23	1,15	1,4
1973	1,02	0,12	-0,25	-0,55	-0,79	-1,17	-1,11	-1,53	-1,35	-1,34	-1,19	-1,17
1974	-1,15	-1,09	-0,75	-0,41	-0,14	-0,66	-0,56	-0,55	-0,70	-1,18	-1,00	-1,42
1975	-1,16	-1,01	-0,46	-0,26	-0,81	-1,14	-0,9	-1,00	-1,52	-1,89	-2,22	-1,98
1976	-1,19	-0,75	-0,52	0,1	0,51	1,06	1,28	0,79	0,7	0,27	0,15	0,24
1977	0,2	-0,41	-0,55	-0,36	-0,61	-0,21	-0,38	-0,82	-0,99	-0,73	-0,57	-0,63
1978	-0,27	-0,41	-0,99	-0,75	-1,08	-1,04	-0,91	-1,12	-0,86	-1,03	-0,16	-0,16
1979	0,26	-0,43	-0,49	-0,05	0,05	0,14	-0,13	-0,03	0,15	0,23	-0,08	-0,27
1980	-0,15	-0,34	0,03	0,06	0,02	-0,19	-0,85	-0,45	-0,44	-0,48	-0,4	-0,59
1981	-1,44	-1,03	-0,38	-0,58	-0,55	-0,37	-0,79	-0,86	-0,54	-0,41	-0,35	-0,23
1982	-0,1	-0,55	-0,91	-0,59	-0,15	0,27	0,42	0,81	1,3	1,61	2,66	2,83
1983	2,49	1,99	2,53	3,27	3,8	4,09	3,79	2,9	1,51	1,07	0,53	0,18
1984	-0,32	-0,73	-0,51	-0,07	-0,69	-0,69	-0,37	-0,38	-0,08	-0,4	-0,16	-0,4
1985	-0,76	-1,05	-0,74	-1,27	-1,45	-0,92	-1,12	-1,07	-0,97	-0,89	-0,68	-0,37
1986	-0,1	-0,17	-0,67	-0,77	-1,02	-0,98	-0,53	-0,06	0,29	0,14	0,23	0,42
1987	0,94	0,84	1,39	1,24	1,38	1,00	1,11	0,89	1,05	1,43	0,98	0,46
1988	0,13	-0,34	-0,7	-0,59	-0,78	-1,28	-1,33	-1,29	-1,12	-1,16	-0,91	-0,87
1989	-0,49	-0,19	-0,26	-0,29	-1,1	0,91	-0,69	-0,37	-0,68	-0,45	-0,22	-0,45
1990	-0,45	0,02	-0,3	-0,55	-0,4	-0,37	-0,65	-0,4	-0,71	-0,74	-0,53	-0,35
1991	-0,4	-0,2	-0,13	-0,23	-0,24	-0,03	0,48	0,35	0,5	0,55	0,57	0,64
1992	0,44	0,69	1,04	1,7	1,86	0,9	0,13	-0,03	0,19	0,11	-0,06	-0,13
1993	-0,03	0,25	0,31	0,93	0,97	0,92	0,64	0,41	0,19	0,41	0,25	0,05
1994	-0,08	-0,24	-0,73	-0,86	-0,68	-0,62	-0,66	-0,74	-0,25	0,62	0,47	0,68
1995	0,68	0,04	-0,37	-0,9	-0,87	-0,62	-0,68	-0,5	-0,38	-0,56	-0,21	-0,81
1996	-0,7	-0,4	-0,24	-1,31	-1,06	-0,46	-1,04	-0,86	-0,56	-0,65	-1,09	-1,19
1997	-0,77	-0,01	0,51	0,83	1,93	2,77	3,32	3,59	3,66	3,51	3,92	3,94
1998	3,3	2,66	2,55	2,56	2,81	2,18	1,36	1,00	0,4	0,39	-0,2	-0,07
1999	-0,53	-0,47	-0,39	-1,01	-0,64	-0,74	-0,27	-0,25	-1,02	-0,95	-1,33	-0,79
2000	-0,92	-0,7	-0,74	-0,25	-0,27	-0,43	-0,41	-0,8	-0,29	-0,39	-0,4	-0,91
2001	-0,57	-0,45	0,16	0,33	-0,41	-0,4	-0,57	-0,8	-0,88	-1,04	-0,78	-0,97
2002	-0,52	0,18	0,68	0,42	0,67	0,51	-0,12	-0,27	0,03	0,39	0,79	0,5
2003	-0,1	-0,17	0,04	-0,53	-1,37	-0,98	-0,78	-0,08	-0,4	0,08	0,04	0
2004	0,04	0,21	-0,69	-0,21	-0,77	-0,6	-0,94	-0,56	-0,16	0,14	0,59	0,38
2005	0,14	-0,69	-0,84	-0,24	-0,19	-0,59	-0,38	-0,47	-0,76	-1,1	-1,03	-0,75
2006	-0,17	0,22	-0,14	-0,99	-0,29	-0,17	0	0,66	0,85	0,9	0,63	0,61
2007	0,61	0,62	0,2	-0,25	-0,77	-1,19	-1,33	-0,81	-0,91	-0,78	-1,48	-1,66
2008	-0,4	0,27	0,31	0,01	-0,02	0,07	0,77	0,76	0,57	0,06	-0,19	-0,19
2009	-0,01	-0,34	-0,47	0,39	0,42	0,77	0,94	0,63	0,31	0,04	0,07	0,06
2010	0,03	0,18	0,13	0,36	0,31	0,03	-0,82	-1,29	-1,26	-1,24	-1,32	-0,85
2011	-0,05	0,11	-0,64	-0,22	0,05	0,34	0,04	-0,42	-0,76	-0,75	-0,8	-1,04
2012	-0,58	0,15	0,09	0,54	0,97	1,24	0,46	0,42	0,45	-0,2	-0,53	-0,68
2013	-0,25	-0,23	-0,5	-1,04	-1,02	-1,5	-1,42	-0,8	-0,58	-0,57	-0,27	-0,25
2014	-0,01	-0,44	-0,31	-0,11	0,68	1,17	1,08	0,92	0,61	0,49	0,55	0,27
2015	-0,03	-0,34	0,12	0,61	1,21	1,98	2,26	1,73	2,1	1,91	2,03	1,78
2016	1,49	1,12	0,97	0,3	0,57	0,56	0,35	0,31				

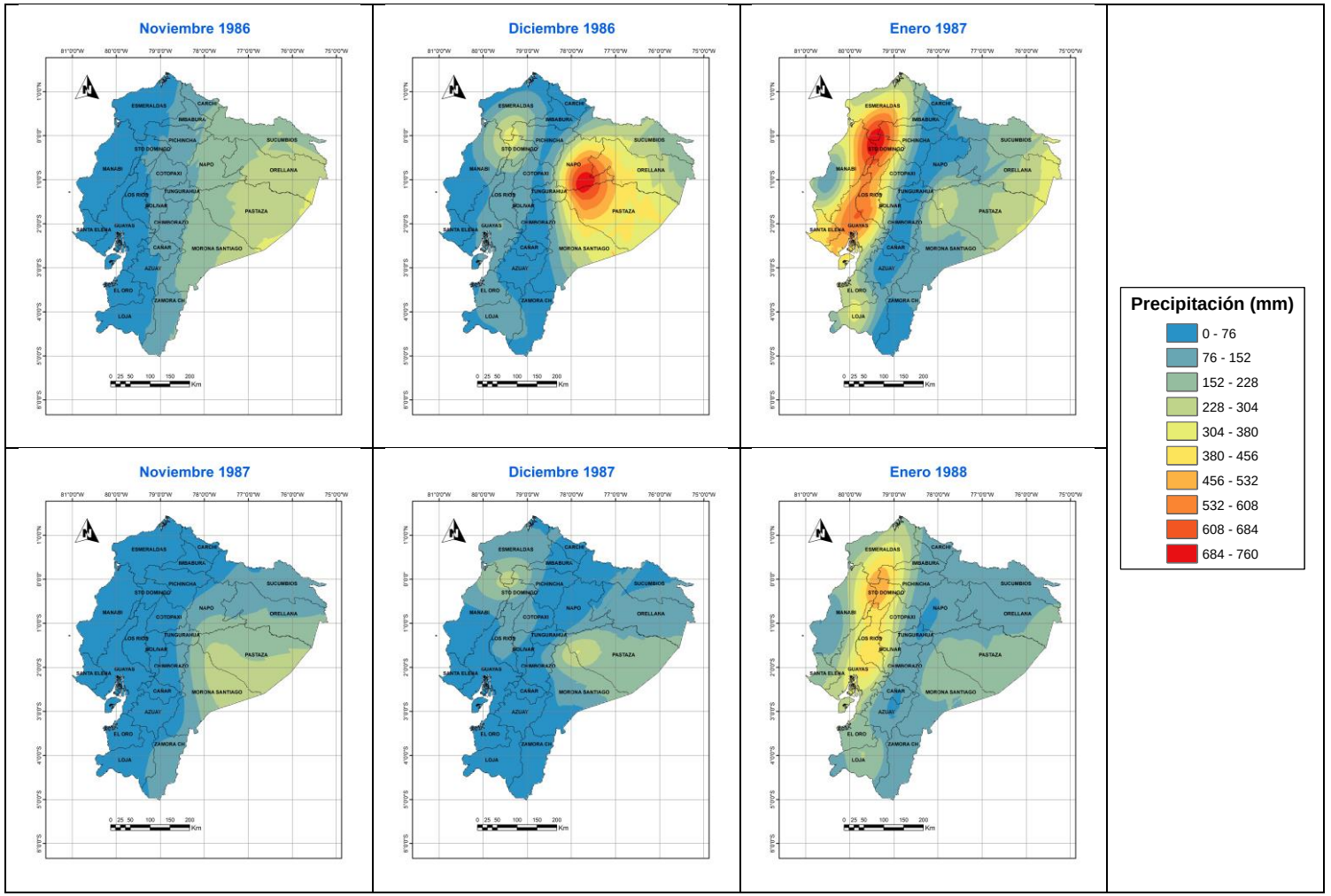
Anexo 2: Historial índice ONI.
Fuente: NOAA, (2016b).



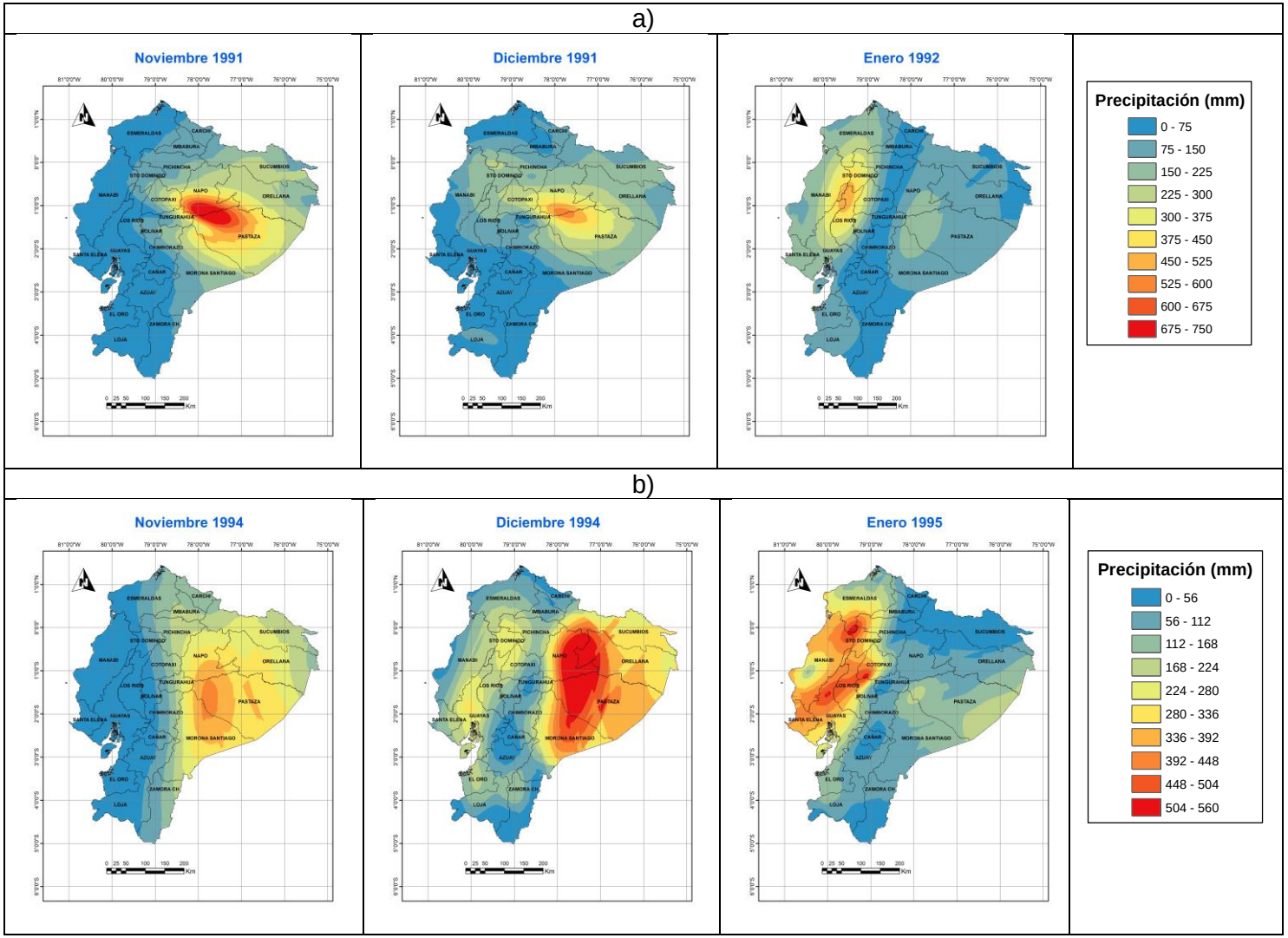
Anexo 3: a) Mapas de precipitación total mensual evento 72-73 b) Mapas de precipitación total mensual evento 76-77.
Fuente: Elaboración propia.



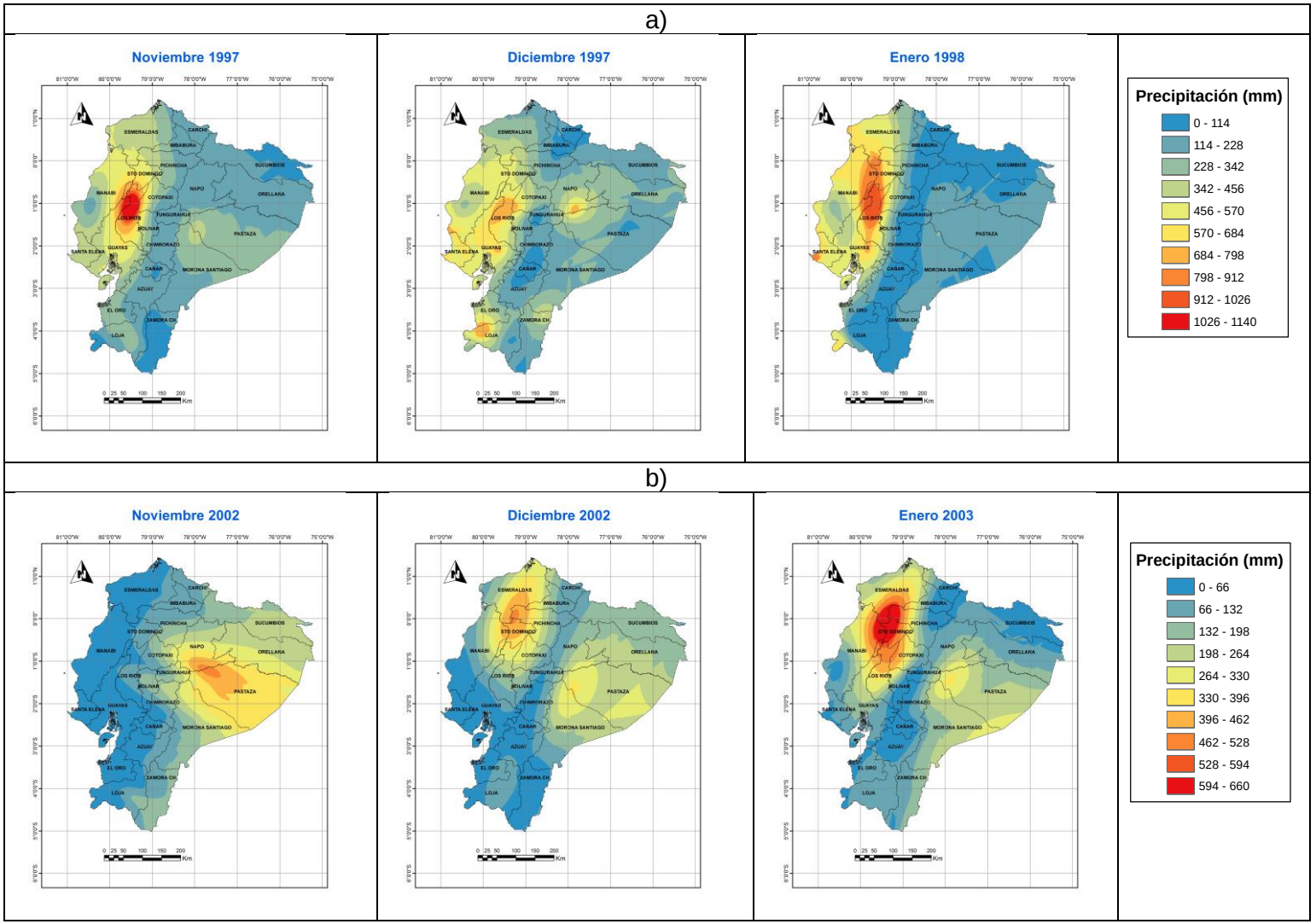
Anexo 4: a) Mapas de precipitación total mensual evento 77-78 b) Mapas de precipitación total mensual evento 82-83.
Fuente: Elaboración propia.



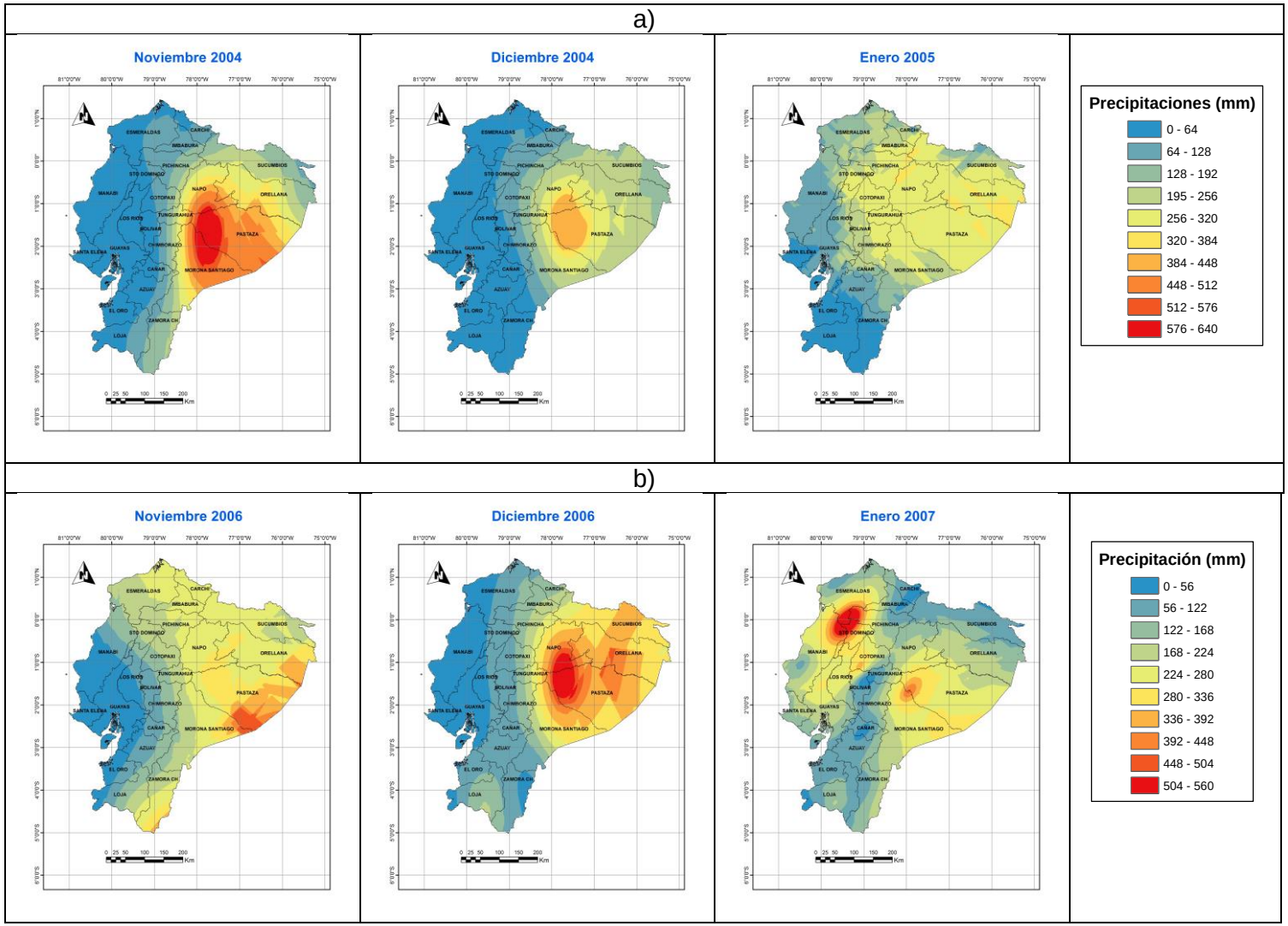
Anexo 5: Mapas de precipitación total mensual evento 86-88.
Fuente: Elaboración propia.



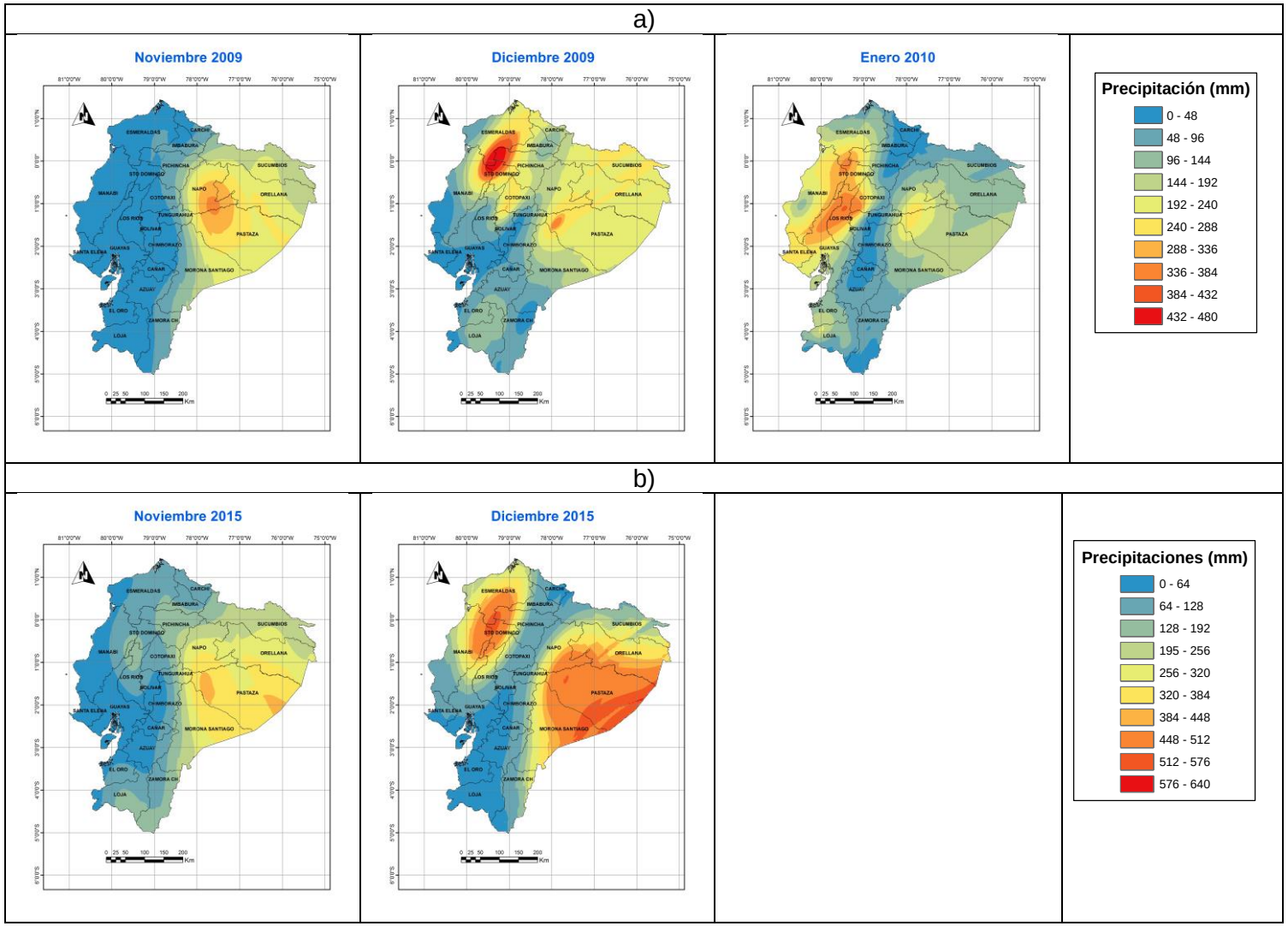
Anexo 6: a) Mapas de precipitación total mensual evento 91-92 b) Mapas de precipitación total mensual evento 94-95.
Fuente: Elaboración propia.



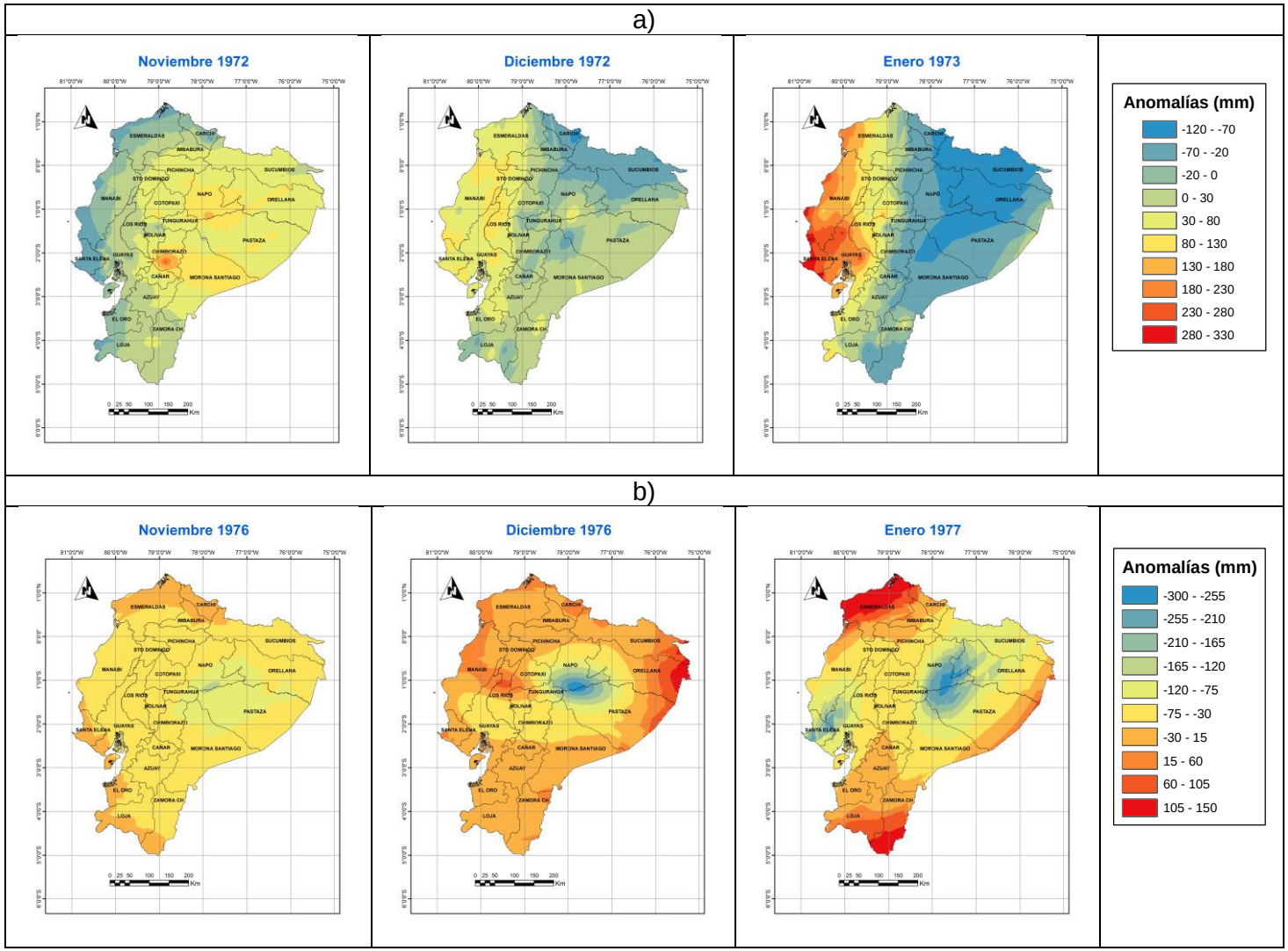
Anexo 7: a) Mapas de precipitación total mensual evento 97-98 b) Mapas de precipitación total mensual evento 02-03.
Fuente: Elaboración propia.



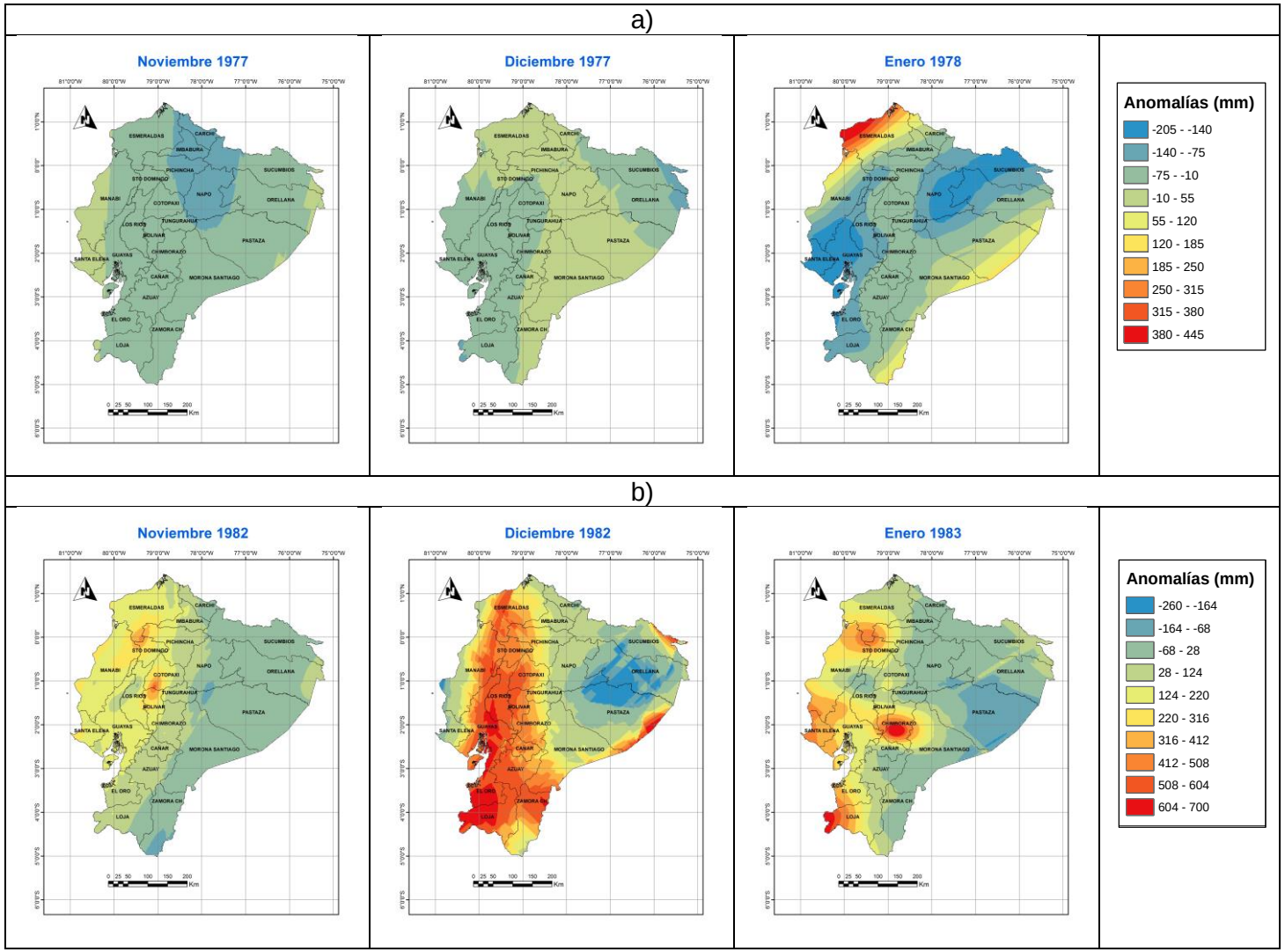
Anexo 8: a) Mapas de precipitación total mensual evento 04-05 b) Mapas de precipitación total mensual evento 06-07.
Fuente: Elaboración propia.



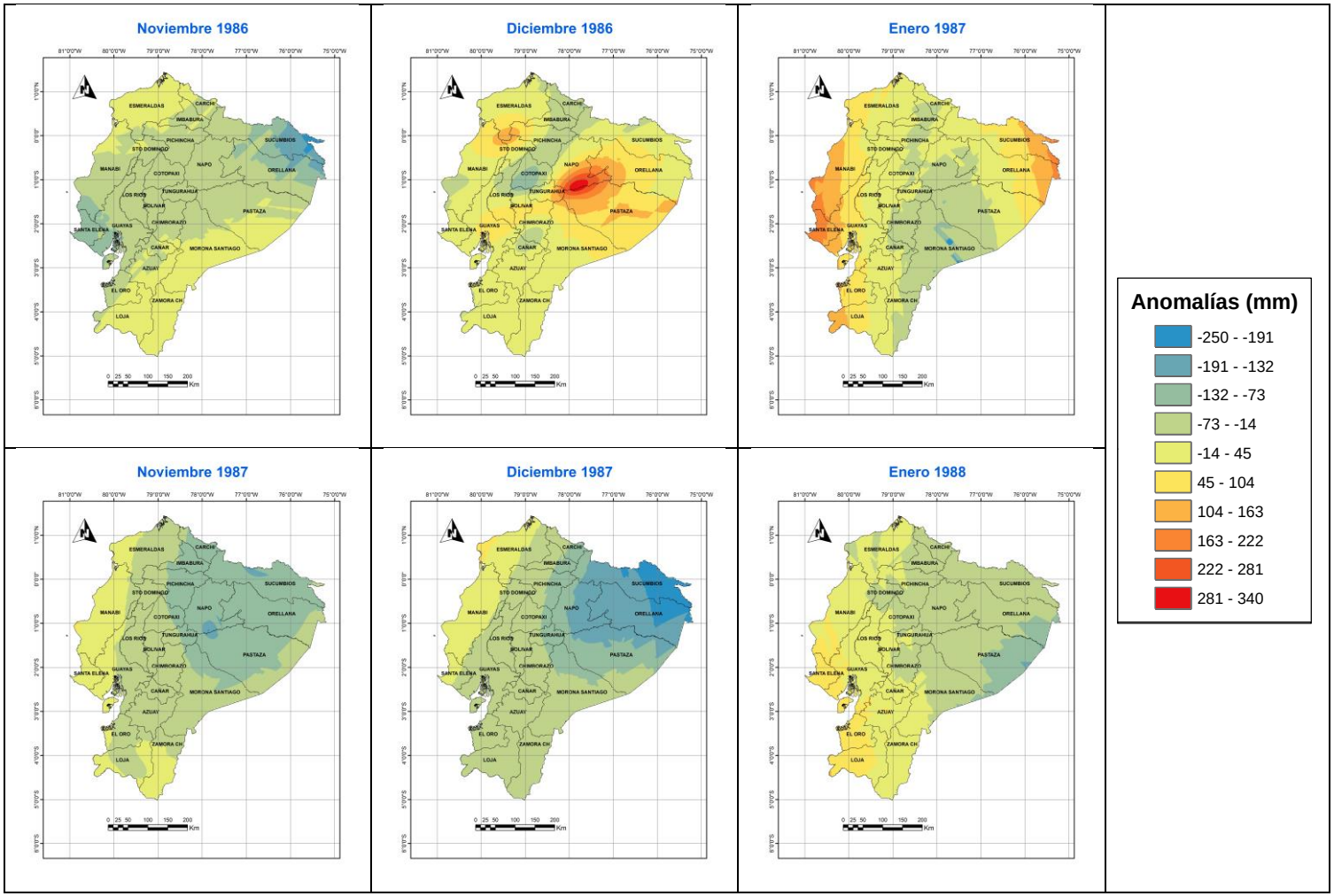
Anexo 9: a) Mapas de precipitación total mensual evento 09-10 b) Mapas de precipitación total mensual evento 15-16.
Fuente: Elaboración propia.



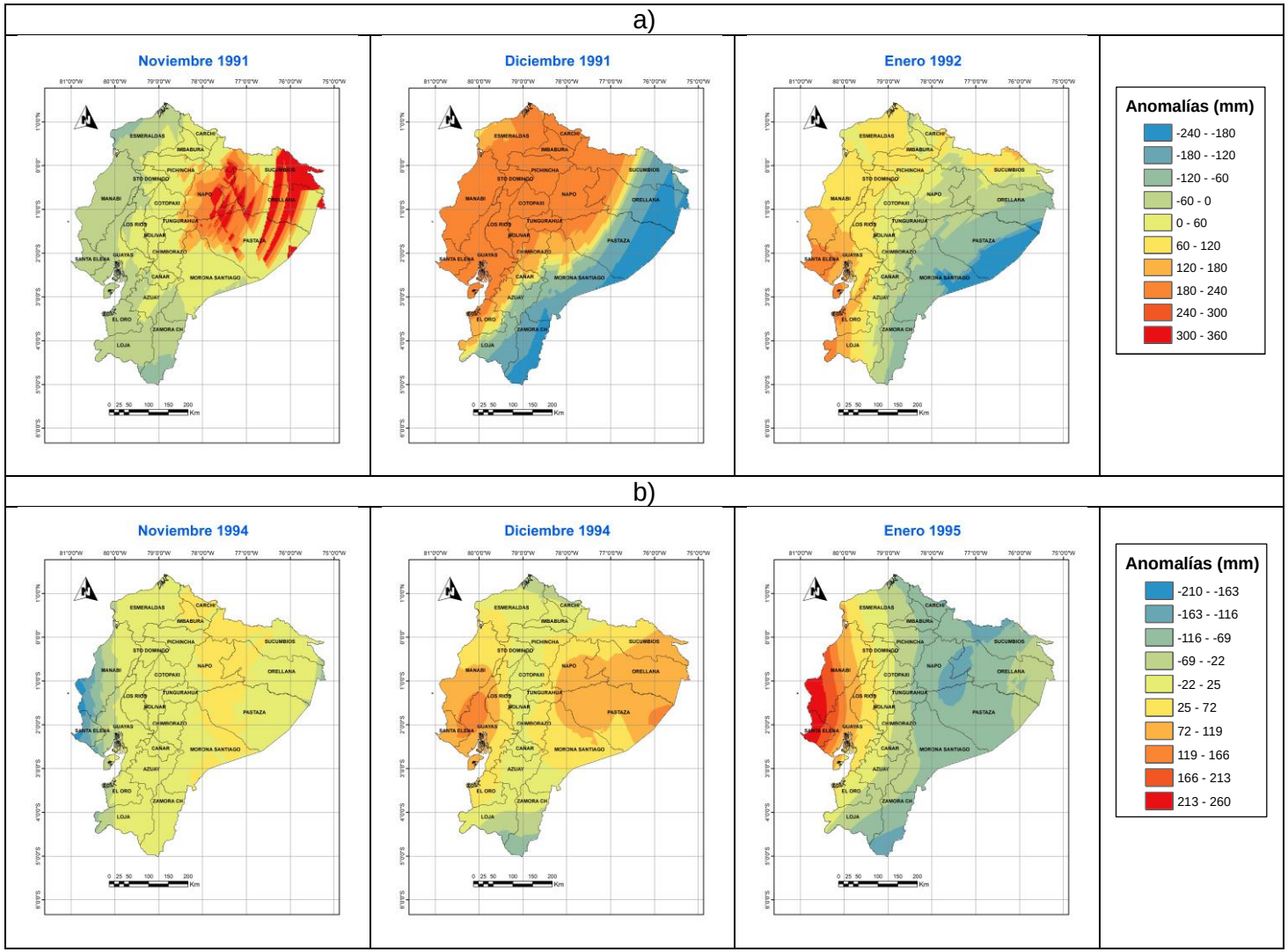
Anexo 10: a) Mapas de anomalías de precipitación evento 72-73 b) Mapas de anomalías de precipitación evento 76-77.
Fuente: Elaboración propia.



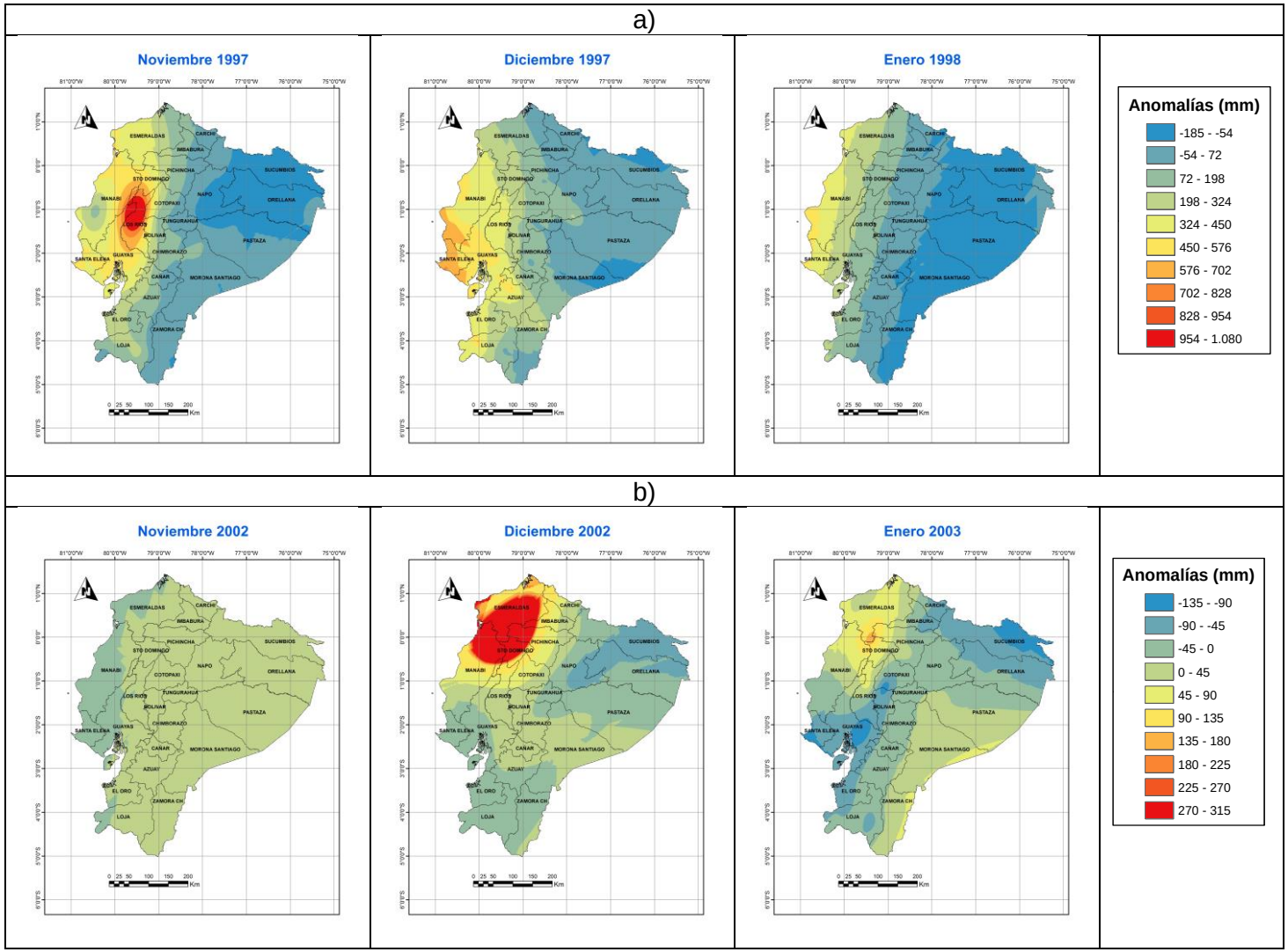
Anexo 11: a) Mapas de anomalías de precipitación evento 77-78 b) Mapas de anomalías de precipitación evento 82-83.
Fuente: Elaboración propia.



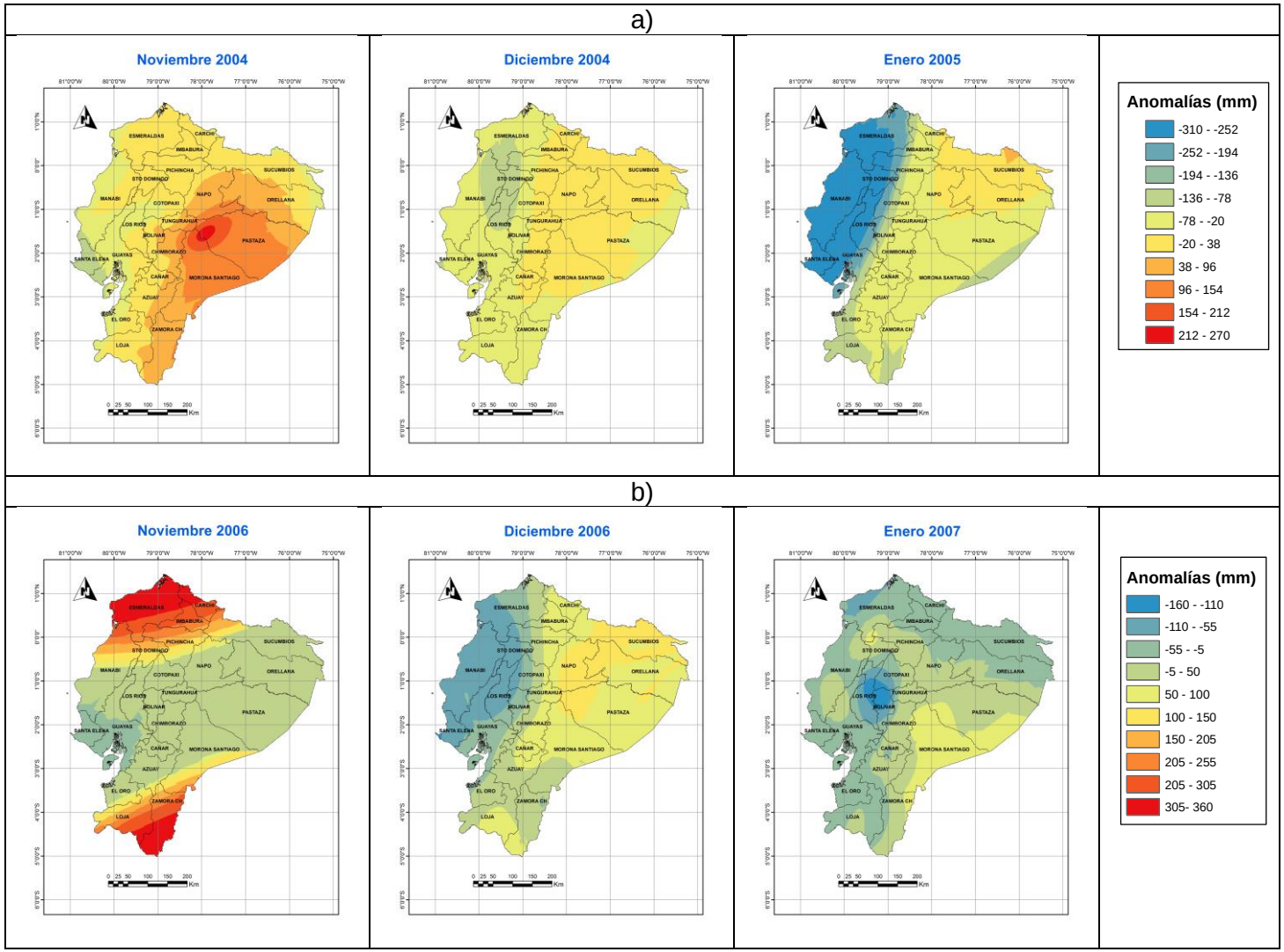
Anexo 12: Mapas de anomalías de precipitación evento 86-88
Fuente: Elaboración propia.



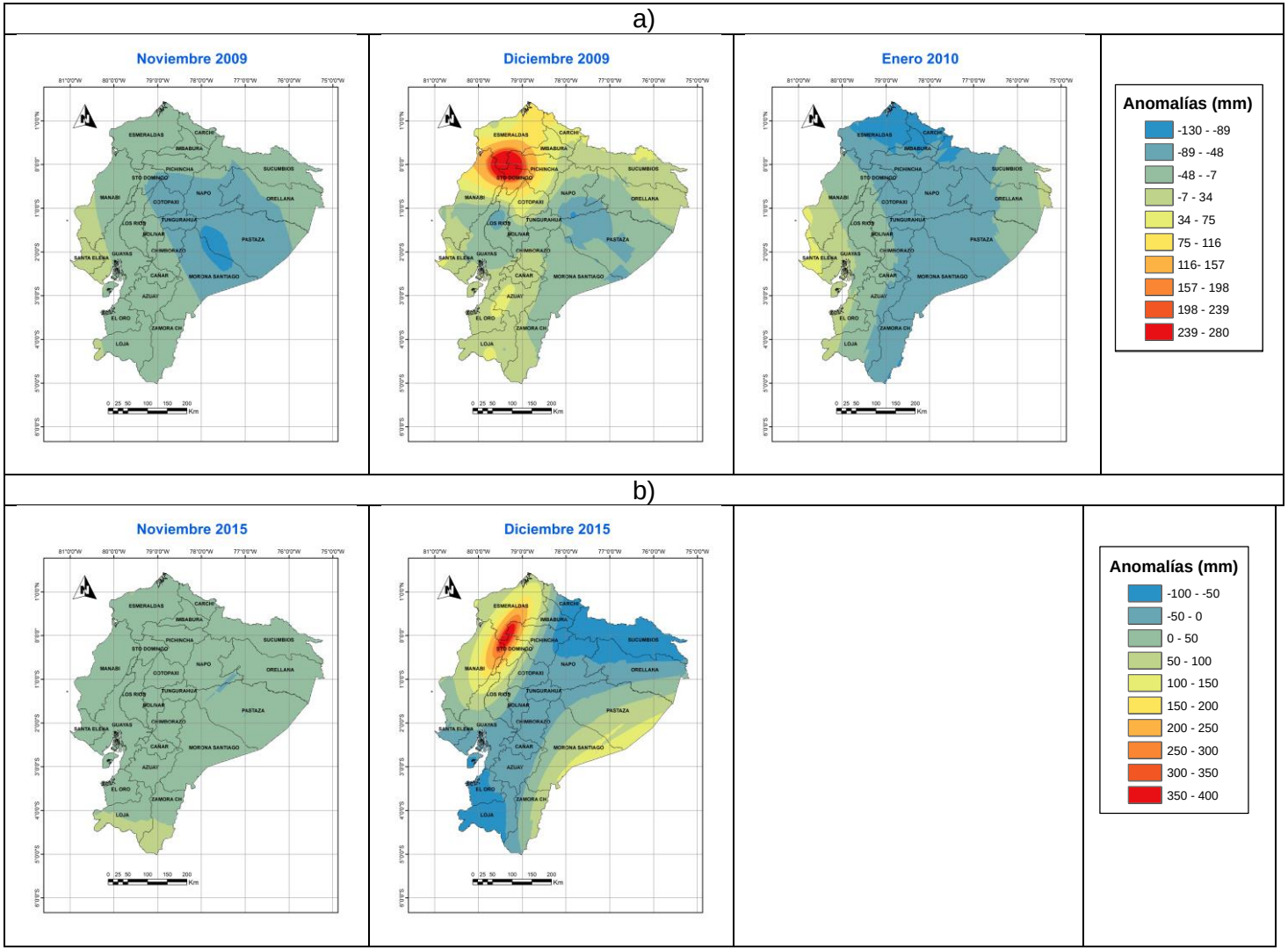
Anexo 13: a) Mapas de anomalías de precipitación evento 91-92 b) Mapas de anomalías de precipitación evento 94-95.
Fuente: Elaboración propia.



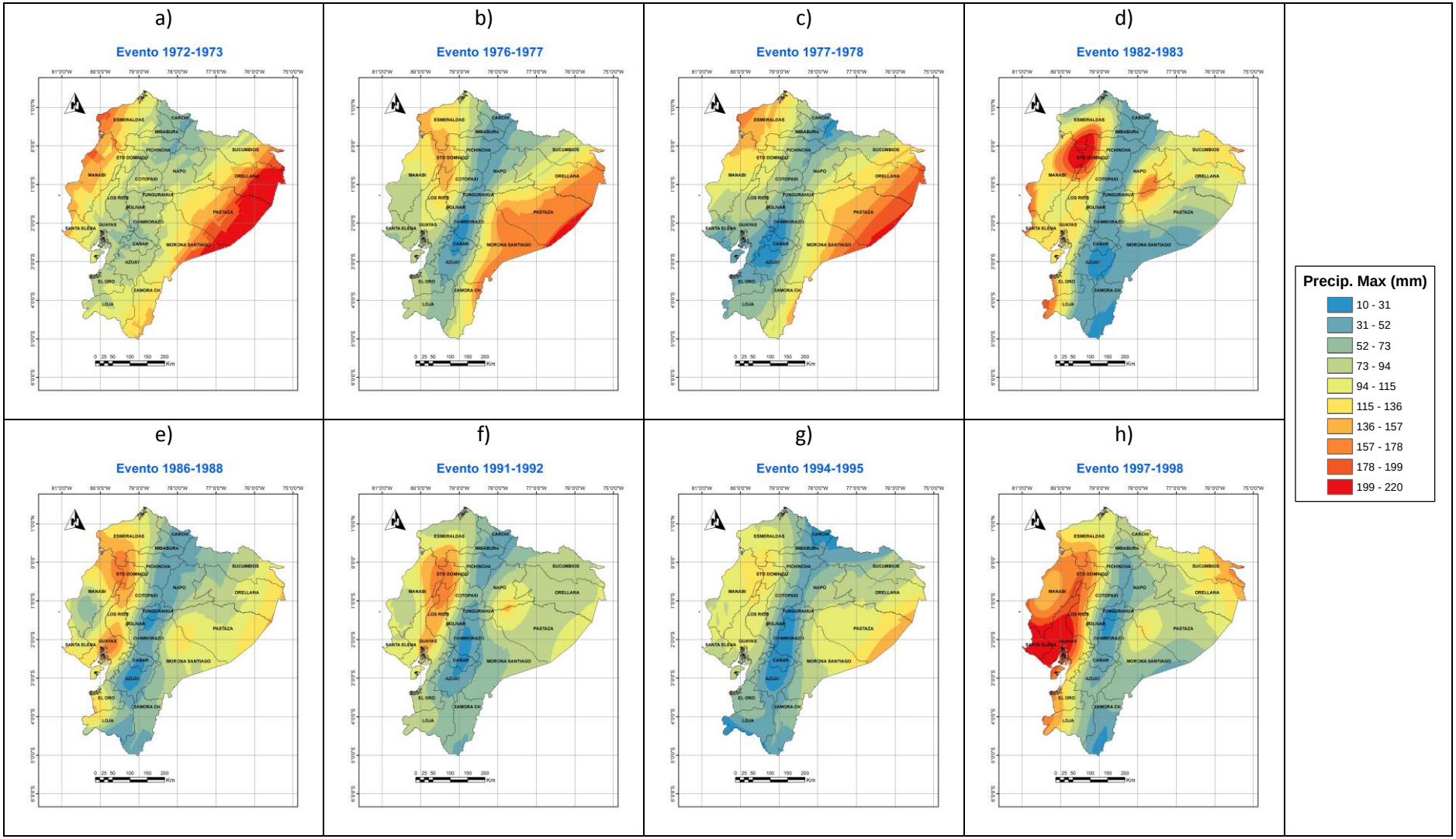
Anexo 14: a) Mapas de anomalías de precipitación evento 97-98 b) Mapas de anomalías de precipitación evento 02-03.
Fuente: Elaboración propia.



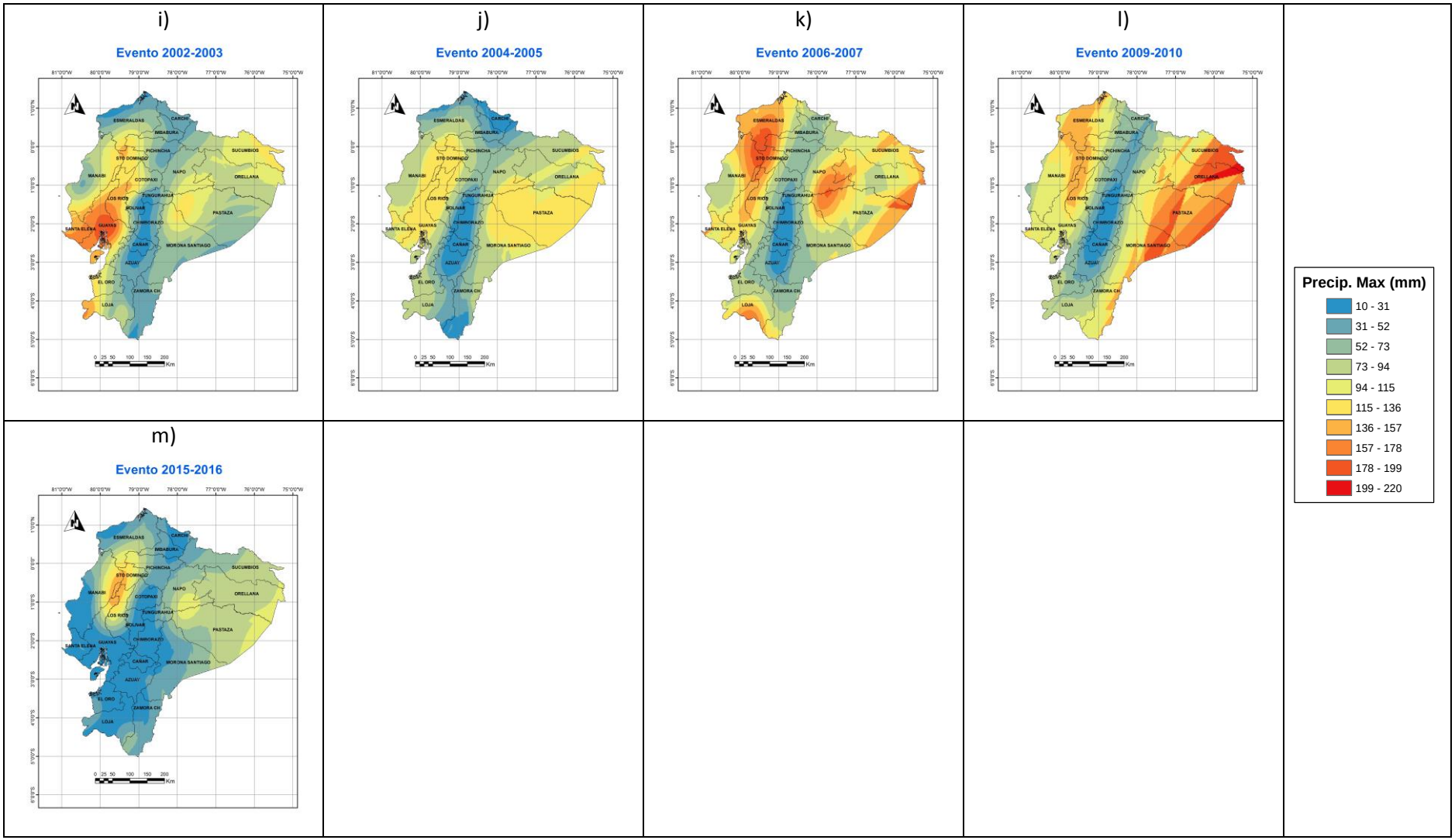
Anexo 15: a) Mapas de anomalías de precipitación evento 04-05 b) Mapas de anomalías de precipitación evento 06-07.
Fuente: Elaboración propia.



Anexo 16: a) Mapas de anomalías de precipitación evento 09-10 b) Mapas de anomalías de precipitación evento 15-16.
Fuente: Elaboración propia.



Anexo 17: a) Mapas de precipitación máxima diaria para cada evento El Niño en el periodo 1970-2000.
Fuente: Elaboración propia.



Anexo 18: a) Mapas de precipitación máxima diaria para cada evento El Niño en el periodo 2000-2015.
Fuente: Elaboración propia.