UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS

"COMPORTAMIENTO DE LA ALTA DE BOLIVIA HACIA FINALES DEL SIGLO XXI BAJO EL ESCENARIO DE EMISIÓN RCP8.5"

PRESENTADO POR:

CHRISTIAN WILDER BARRETO SCHULER

TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO METEORÓLOGO

LIMA-PERÚ

2016

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS

"COMPORTAMIENTO DE LA ALTA DE BOLIVIA HACIA FINALES DEL SIGLO XXI BAJO EL ESCENARIO DE EMISIÓN RCP8.5"

PRESENTADO POR:

CHRISTIAN WILDER BARRETO SCHULER

TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO METEORÓLOGO

Mestre. Jerónimo García Villanueva
PRESIDENTE

Mg. Sc. Ever Menacho Casimiro
MIEMBRO

Ing. Franklin Unsihuay Tovar
MIEMBRO

Mg. Sc. Victoria Calle Montes
ASESORA

Mg. Sc. Nelson Quispe Gutiérrez
Co Asesor

LIMA-PERÚ

2016

Esta tesis ha sido realizada en el marco del

proyecto CIENCIAACTIVA 144-2015

CIENCIACTIVA

Proyecto CRYOPERU 144-2015

DEDICATORIA

A mis padres, Teresa y Wilder, por siempre brindarme su apoyo y comprensión en este largo camino de aprender, quienes son además mi fuente de motivación.

A mi padrino Andrés y mi tía Celina, quienes fueron un soporte durante mi carrera universitaria; a lo cual se suman mis hermanos Steve y Sonia.

AGRADECIMIENTOS

Un especial agradecimiento a la Ing. M.Sc. Victoria Calle Montes, por su permanente guía y apoyo en la realización de la presente tesis. Asimismo, un agradecimiento al Ing. M.Sc. Nelson Quispe, por su constante asesoramiento y sugerencias, las cuales enriquecieron la calidad de esta investigación. Así como también, a la Ing. Grinia Ávalos, a mis amigos y colegas del área de Climatología y Sinóptica de SENAMHI, con quienes compartí inquietudes y conocimientos durante toda esta trayectoria.

ÍNDICE

I. INTRODUCCIÓN 1

II. REVISION DE LITERATURA 5

2.1. Cambio climático 5

2.2. Modelos de Circulación Global (MCGs) 7

2.2.1. Reanalysis 8

2.2.2. MCGs y el proyecto CMIP5 9

2.3. Escenarios de emisión RCPs (Representative concentrations pathways) 10

2.4. Alta de Bolivia (AB) 14

2.5. Anticiclón del Pacífico Sur Oriental (APSO) 16

2.6. La Baja Amazónica (BA) 17

2.7. Divergencia 19

2.8. Vorticidad 20

2.9. Movimiento vertical 22

2.10. Temperatura potencial equivalente (Θ_e) 23

2.11. Radiación Saliente de Onda Larga (RSOL) 25

III. MATERIALES Y MÉTODOS 28

3.1. Materiales 28

3.1.1. Identificación de la zona de estudio 28

3.1.2. MCGs participes del CMIP5 30

3.1.3. Reanalysis ERA-Interim (REI) 33

3.1.4. RSOL (Datos NOAA) 33

3.2. Metodología 35

3.2.1. Validación de los MCGs participes del CMIP5 36

3.2.2. Determinación de los cambios en los patrones atmosféricos asociados a la Alta de Bolivia 41

IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES 44

4.1. Validación de los MCGs 44

4.1.1. Validación cuantitativa.....44

4.1.2. La Alta de Bolivia en las simulaciones históricas de los MCGVs.....48

4.2. Comportamiento y cambios de la Alta de Bolivia al 2071-2095 bajo el escenario de emisión rcp8.5 64

4.2.1. Análisis en niveles altos de la tropósfera 64

4.2.2. Análisis vertical.....70

V. CONCLUSIONES 81

VI. RECOMENDACIONES 83

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....84

VIII. ANEXOS.....94

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Características generales de los escenarios de emisión RCPs. 12
Tabla 2. Modelos participes del CMIP5 empleados en el presente estudio. 31
Tabla 3. Lista de satélites usados por la NOAA para la estimación de RSOL. 34
Tabla 4. Parámetros de validación utilizados en la evaluación de los MCGs del CMIP5 37
Tabla 5. Características generales de los núcleos de los sistemas atmosféricos evaluados, determinados por el Reanalysis ERA-Interim (REI) 44
Tabla 6. Valores de los PVS (Tabla 5) obtenidos por cada uno de MCGs 46

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de los cambios observados en la temperatura en superficie entre 1901 y 2012, derivado de las tendencias en la temperatura determinadas por regresión lineal. Se han calculado las tendencias en los casos en que la disponibilidad de datos ha permitido efectuar una estimación fiable (es decir, solo para cuadrículas con más del 70% de registros completos, las demás áreas se muestran con color blanco). Las cuadrículas que muestran que la tendencia es significativa al nivel del 10% se indican con un signo +. 6

Figura 2. Mapa de cambio en la precipitación observada entre 1951-2010. Tendencias en la acumulación anual calculada bajo el mismo criterio que en la Figura 1. 6

Figura 3. Representación simplificada de un modelo acoplado de circulación global (AOGCM, por sus siglas en inglés). 8

Figura 4. Procesos naturales y antropogénicos considerados por los MCGs empleados en el proyecto CMIP5. 10

Figura 5. Rutas de forzamiento radiativo (Imagen Superior) y emisiones de CO_2 (Imagen Inferior) de los escenarios RCPs. 13

Figura 6. Promedio climatológico mensual de vientos en 200hpa para enero, abril, julio y octubre. 15

Figura 7. Promedio climatológico estacional de la presión atmosférica a nivel del mar (hPa, en colores e isobaras) y vectores de esfuerzo del viento (Pa) entre el 2000 y 2009. 16

Figura 8. Posición promedio de la Baja amazónica en el mes de enero (Imagen Superior) y julio (Imagen Inferior). 18

Figura 9. Ilustración de los procesos difluencia y confluencia. Las líneas naranjas indican valores de isotacas (isolineas de velocidad de viento). 19

Figura 10. Esquema de la vorticidad relativa en el Hemisferio Sur. 21

Figura 11. Esquema vertical simple de la relación entre el movimiento vertical, y los procesos de convergencia y divergencia en la tropósfera. 23

Figura 12. Esquema de emisión de radiación del Sol (Izquierda) y la Tierra (Derecha). Se muestra que el Sol debido a su alta temperatura (~6000K), emite mayor energía a una mucha menor longitud de onda, en comparación con la Tierra. 25
Figura 13. Esquema de la radiación en onda corta (SW, por sus siglas en inglés) interceptada por la Tierra, y la emisión de esta en forma de radiación en onda larga (LW, por sus siglas en inglés). 26
Figura 14. Balance de energía media global anual entre marzo de 2000 y mayo de 2004. 27
Figura 15. Ubicación del continente Sudamericano. 29
Figura 16. Resumen de los procedimientos de la investigación. 35
Figura 17. Cuadrantes referenciales de las áreas de acción del APSO (20ºS-60ºS; 135W-80W), AB (7.5ºS-25ºS; 77.5ºW-47.5ºW) y BA (3ºN-8ºS; 75ºW-58ºW). 36
Figura 18. Posición del núcleo de la Alta de Bolivia determinada por REI, ACCESS1-0, y HadGEM2-ES; en el nivel de 200hPa. 49
Figura 19. Promedio climatológico de la circulación de viento en nudos (barbas), de la divergencia de viento horizontal (colores), y la altura geopotencial en metros geopotenciales (líneas de contorno), en el nivel de 200hPa, para el periodo Dic-Ene-Feb, determinado por el REI (Imagen Superior), ACCESS1-0 (Imagen Intermedia) y HadGEM2-ES (Imagen Inferior). 50
Figura 20. Promedio climatológico de la circulación de viento en nudos (barbas), de la vorticidad de viento horizontal (colores), en el nivel de 200hPa, para el periodo Dic-Ene-Feb, determinado por el REI (Imagen Superior), ACCESS1-0 (Imagen Intermedia) y HadGEM2-ES (Imagen Inferior). 51
Figura 21. Promedio climatológico de la circulación de viento en nudos en el nivel de 200hPa (barbas), de la temperatura del aire en el nivel de 200hPa (colores), y el espesor (en mgp) entre 200hPa y 500hPa (líneas de contorno), para el periodo Dic-Ene-Feb, determinado por el REI (Imagen Superior), ACCESS1-0 (Imagen Intermedia) y HadGEM2-ES (Imagen Inferior). 52

Figura 22. Promedio climatológico de RSOL (Radiación Saliente de Onda Larga), para el periodo Dic-Ene-Feb, determinado con los datos de la NOAA (Imagen Superior), ACCESS1-0 (Imagen Intermedia) y HadGEM2-ES (Imagen Inferior). 53

Figura 23. Promedio climatológico de la distribución vertical de la velocidad del viento (m/s) meridional (a-1) y zonal (a-2), media entre las latitudes 10°S y 20°S, y las longitudes 75°W y 55°W, respectivamente; entre los meses de Dic-Ene-Feb, determinado por el REI. De manera similar, para el modelo ACCESS1-0 (b-1 y b-2), y HadGEM2-ES (c-1 y c-2). En los gráficos superiores, valores positivos indican vientos del sur, y negativos del norte. Asimismo, en los gráficos inferiores, valores positivos indican vientos del oeste, y negativos del este. 57

Figura 24. Promedio climatológico de la velocidad vertical en un corte transversal zonal (a-1) y meridional (a-2), media entre las latitudes 10°S y 20°S, y las longitudes 75°W y 55°W, respectivamente; entre los meses de Dic-Ene-Feb, determinado por el REI. De manera similar, para los modelos ACCESS1-0 (b-1 y b-2), y HadGEM2-ES (c-1 y c-2). Valores positivos, indican ascenso de masas de aire, y viceversa en caso de valores negativos. 58

Figura 25. Promedio climatológico de la temperatura potencial equivalente en un corte transversal zonal (a-1) y meridional (a-2), media entre las latitudes 10°S y 20°S, y las longitudes 75°W y 55°W, respectivamente; entre los meses de Dic-Ene-Feb, determinado por el REI. De manera similar, para los modelos ACCESS1-0 (b-1 y b-2), y HadGEM2-ES (c-1 y c-2). Líneas de contorno de color amarillo indican valores de Θ_e por debajo de 320K; en color verde, valores entre 322K y 338K; en color rojo, valores entre 340K y 350K; y en color morado, valores por encima de 352K. 59

Figura 26. Promedio climatológico del perfil vertical de la desviación de la media zonal de la Temperatura del aire (K) y de la Altura Geopotencial (mgp), media entre las latitudes 10°S y 20°S; entre los meses de Dic-Ene-Feb, determinado por el REI (Figura Superior). De manera similar, para los modelos ACCESS1-0 (Figura Intermedia), y HadGEM2-ES (Figura Inferior). 60

Figura 27. Circulación promedio del viento en el nivel de 200hPa entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Imágenes Superiores); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Imágenes Intermedias); asimismo, cambio promedio de la circulación de viento en el nivel de 200hPa hacia finales del siglo XXI (Imágenes Inferiores); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Izquierda) y HadGEM2-ES (Derecha). 65

Figura 28. Distribución promedio de la divergencia horizontal en el nivel de 200hPa entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Imágenes Superiores); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Imágenes Intermedias); asimismo, cambio promedio de la divergencia horizontal en el nivel de 200hPa hacia finales del siglo XXI (Imágenes Inferiores); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Izquierda) y HadGEM2-ES (Derecha). 66

Figura 29. Distribución promedio de la altura geopotencial (mgp) en el nivel de 200hPa entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Imágenes Superiores); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Imágenes Intermedias); asimismo, cambio promedio de la altura geopotencial en el nivel de 200hPa hacia finales del siglo XXI (Imágenes Inferiores); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Izquierda) y HadGEM2-ES (Derecha). 68

Figura 30. Distribución promedio de la vorticidad relativa en el nivel de 200hPa entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Imágenes Superiores); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Imágenes Intermedias); asimismo, cambio promedio de la vorticidad relativa en el nivel de 200hPa hacia finales del siglo XXI (Imágenes Inferiores); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Izquierda) y HadGEM2-ES (Derecha)..... 69

Figura 31. Promedio de la distribución vertical de la velocidad del viento meridional (m/s), media entre las latitudes 10°S y 20°S, entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Imágenes Superiores); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Imágenes Intermedias); Finalmente, cambio promedio de esta variable hacia finales del siglo XXI (Imágenes Inferiores); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Izquierda) y HadGEM2-ES (Derecha). 71

Figura 32. Promedio de la distribución vertical de la velocidad del viento zonal (m/s), media entre las longitudes 75°S y 55°S, entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Imágenes Superiores); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Imágenes Intermedias); asimismo, cambio promedio de esta variable hacia finales del siglo XXI (Imágenes Inferiores); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Izquierda) y HadGEM2-ES (Derecha). 72

Figura 33. Promedio de la distribución de la velocidad vertical en un corte transversal zonal, media entre las latitudes 10°S y 20°S, entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Izquierda); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Intermedio); asimismo, cambio promedio de esta variable hacia finales del siglo XXI (Derecha); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Imágenes Superiores) y HadGEM2-ES (Imágenes Inferiores). 74

Figura 34. Promedio de la distribución de la velocidad vertical en un corte transversal meridional, media entre las longitudes 75°W y 55°W, entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005(Izquierda); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Intermedio); asimismo, cambio promedio de esta variable hacia finales del siglo XXI (Derecha); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Imágenes Superiores) y HadGEM2-ES (Imágenes Inferiores)..... 75

Figura 35. Promedio de la distribución vertical de la temperatura potencial equivalente en un corte transversal zonal, media entre las latitudes 10°S y 20°S, entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Izquierda); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Intermedio); asimismo, cambio promedio de esta variable hacia finales del siglo XXI (Derecha); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Imágenes Superiores) y HadGEM2-ES (Imágenes Inferiores). 78

Figura 36. Promedio de la distribución vertical de la temperatura potencial equivalente en un corte transversal meridional, media entre las longitudes 75°W y 55°W, entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Izquierda); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Intermedio); asimismo, cambio promedio de esta variable hacia finales del siglo XXI (Derecha); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Imágenes Superiores) y HadGEM2-ES (Imágenes Inferiores). 79

Figura 37. Promedio de la distribución vertical de la desviación de la media zonal de la temperatura del aire y la altura geopotencial en un corte transversal zonal, media entre las latitudes 10°S y 20°S, entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Izquierda); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Intermedio); asimismo, cambio promedio de estas variables hacia finales del siglo XXI (Derecha); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Imágenes Superiores) y HadGEM2-ES (Imágenes Inferiores). La desviación de la media zonal de la temperatura del aire y sus cambios se muestran en líneas de contorno; para el caso de la altura geopotencial en tonalidades de colores. 80

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1. Promedio climatológico de Altura Geopotencial y Vorticidad Relativa en la Alta de Bolivia 94
Anexo 2. Promedio climatológico de la circulación de viento al nivel de 200hPa entre los meses de Dic-Ene-Feb, comparación entre el REI y los MCGVs 95
Anexo 3. Promedio climatológico de la circulación del viento y de la altura geopotencial en el nivel de 500hPa entre los meses de Dic-Ene-Feb, determinado por el REI y los MCGVs. 96
Anexo 4. Promedio de la distribución de RSOL entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica (1981-2005) y rcp8.5 (2071-2095), y su patrón de cambios hacia finales del siglo XXI, determinado por los MCGVs. 97
Anexo 5. Proyección de la altura geopotencial en el núcleo de la AB (periodo Dic-Ene-Feb) para finales del siglo XXI. 98
Anexo 6. Promedio de la distribución de la temperatura del aire entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica (1981-2005) y rcp8.5 (2071-2095), y su patrón de cambios hacia finales del siglo XXI, determinado por los MCGVs. 99
Anexo 7. Tendencia anual de la altura geopotencial en el núcleo de la Alta de Bolivia 100
Anexo 8. Configuración de la Alta de Bolivia durante veranos con valores de ONI positivos 101
Anexo 9. Anomalía de la circulación de viento en 200hPa durante veranos con valores de ONI positivos 102
Anexo 10. Esquema vertical de los patrones de circulación, y de las características de las masas de aire adyacentes sobre el Altiplano, durante episodios secos y húmedos. 103
Anexo 11. Distribución espacial de anomalías en la descarga media de los ríos durante episodios El Niño Fuerte (ELF) y El Niño Moderado (ELM) 104
Anexo 12. Representatividad de la posición e intensidad del núcleo de la AB por cada uno de los MCGs evaluados 105

RESUMEN

En el presente estudio se identificó los cambios en el sistema atmosférico Alta de Bolivia (AB) hacia finales de siglo XXI (2071-2095) bajo el escenario de emisión rcp8.5 del IPCC. Para ello, primero se realizó una validación cuantitativa de cuarenta Modelos de Circulación Global participes del proyecto CMIP5; con la finalidad de detectar cuáles de estos representa mejor el clima presente (1981-2005) sobre Sudamérica. Los sistemas evaluados en esta fase fueron el Anticiclón del Pacifico Sur Oriental, La Baja Amazónica y la AB; considerándose como referencia lo determinado por el Reanalysis ERA-Interim (REI). El resultado de la validación fue la selección de los modelos HadGEM2-ES y ACCESS1-0. Adicionalmente, se analizó la configuración de los patrones atmosféricos asociados a la AB por parte de los modelos seleccionados, en el periodo 1981-2005; encontrándose que ambos sobrestiman la velocidad de viento al nivel de 200hPa sobre el área tropical de Sudamérica; además de la simulación de una AB con una ligera inclinación diagonal en la horizontal, de noroeste a sureste. Estos patrones descritos, perturban la normal distribución de divergencia horizontal en 200hPa, principalmente sobre los Andes peruanos y la Amazonia. Finalmente, del análisis de cambios hacia futuro bajo la proyección climática de ambos modelos globales, se determina que para finales del siglo XXI, en los periodos de verano, ocurriría: Un debilitamiento del gradiente térmico longitudinal, entre el núcleo cálido de la AB (nivel de ≈300hPa) y sus alrededores, así como una AB con menores velocidades sobre su sector norte, y mayores hacia el sur, con una intensificación zonal y un desplazamiento vertical de este sistema hacia menores niveles de presión (<200hPa). Se estima que estos cambios en la AB impactarían con menores precipitaciones sobre la sierra sur de Perú, norte de Chile, suroeste de Bolivia, y la Amazonía.

PALABRAS CLAVE: Alta de Bolivia, Cambio Climático, IPCC, CMIP5, Escenario de emisión rcp8.5.

ABSTRACT

In the present research were identified the changes over the atmospheric system Bolivian High (BH) by the end of the twenty first century (2071-2095) under the emissions scenario rcp8.5 from the IPCC. First of all, was done a quantitative validation of forty Global Circulation Models from the CMIP5 project; this, with the aim to detect which of them were better in the representation of the current climate (1981-2005) over South America. The systems evaluated in this phase were the South East Pacific High, the Amazonian Low and the BH, the Reanalysis ERA-Interim (REI) was used for the comparisons. The result of the validation was the choice of the models: HadGEM2-ES and ACCESS1-0. Addtionally, the analysis of the atmosphere patterns associated with the BH, in the period 1981-2005, was done, finding that both models overestimate the wind's velocity at 200hPa, mostly over the tropical área of South America; likewise, the representation of a BH with a horizontal inclination was founded too (from the northwest to the southeast). These patterns described, modify the normal distribution of the horizontal divergence at 200hPa, mainly over the peruvian Andes and the Amazon. Finally, from the analysis of the future changes considering the climate projections of both models selected, was posible to determinate that, by the end of the twenty first century, during the summer seasons, there will be: A weaknening of the longitudinal thermal gradient, between the warm core of the BH (at ≈300hPa) and the surrounding; As well as, a BH with weaker winds over his northern section, and stronger over his southern section; with a zonal intensification; and a vertical displacement to a lower pressure levels (<200hPa). Considering these future changes over the BH, it is posible to estimate less precipitation over the southern highlands of Peru, northern of Chile, Southwestern of Bolivia, and the Amazon.

KEYWORDS: Bolivian High, Climate change, IPCC, CMIP5, Emissions scenario rcp8.5.

I. INTRODUCCIÓN

El clima del continente Sudamericano es determinado por la influencia de los patrones de circulación atmosférica, la dinámica de los océanos que lo rodean (Pacífico y Atlántico), la cadena montañosa de Los Andes, la distribución latitudinal de energía, entre otros. Dentro de los principales sistemas atmosféricos que determinan el clima en Sudamérica encontramos, por ejemplo, El Anticiclón del Pacifico Sur Oriental (APSO) y La Alta de Bolivia (AB), quienes influyen principalmente en la advección de humedad, temperatura, y en el régimen pluviométrico de grandes extensiones del continente. Debido a su posición en el continente, el Perú es uno de los principales países afectados por la variabilidad estacional, cambios en intensidad y/o posición de estos y otros sistemas atmosféricos propios de la región.

El cambio climático es un proceso actual que se viene desarrollando debido a las mayores cantidades de emisión de gases de efecto invernadero (dióxido de carbono, metano, óxido nitroso, etc). El Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) es la entidad internacional que viene dando los últimos alcances científicos sobre este proceso global. En el quinto informe sobre el entendimiento del cambio climático del IPCC (AR5), los grupos desarrolladores de modelos climáticos pusieron en marcha la Quinta fase del Proyecto de Inter-comparación de Modelos Acoplados (CMIP5 por sus siglas en inglés), el cual pertenece al Programa de Investigación Climática Mundial (WCRP por sus siglas en inglés).

El principal objetivo del CMIP5 fue proveer a la comunidad científica de nuevos resultados de la simulación climática pasada y futura por parte de Modelos de Circulación Global (MCGs); donde algunos de ellos son modelos Earth System Models (ESMs), los cuales integran mayores componentes del sistema Tierra, como es la criósfera, biósfera, etc. Las nuevas simulaciones hacia el futuro se realizan teniendo como inputs de los modelos, datos de escenarios de emisión de gases de efecto invernadero llamados RCPs (Representative Concentrarion Pathways); los cuales son rutas predeterminadas por la concentración de gases

de efecto invernadero, la concentración de aerosoles y los cambios en el uso de suelos. (Moss et al. 2010; Taylor et al. 2012).

Bajo el marco del evidente cambio climático, a la actualidad se cuenta con gran cantidad de investigaciones enfocadas en las simulaciones históricas y futuras de la temperatura y precipitación realizadas por los modelos. Si bien los estudios de variables en superficie son indicadores de cambios en la circulación de la atmósfera para producir, por ejemplo, campos de déficits y/o superávits de precipitación; es necesario la profundización del análisis específico de la dinámica y estructura de los sistemas atmosféricos que determinan el clima sobre la región Sudamérica, como es la Alta de Bolivia.

Investigaciones sobre los patrones atmosféricos en Sudamérica (como los realizados por Virji, 1981; Gilford et al, 1992; Satyamurty et al. 1997; Lenters y Cook, 1997; Nogues et al. 2002; entre otros) determinan la Alta de Bolivia como una circulación anticiclónica de alta tropósfera propia de la estación de verano y que es posible observar a un nivel de 200hPa ubicada sobre los Andes centrales. Además, diferentes autores, como Gilford et al. (1992) señalan a la AB como principal promotor de convección profunda sobre los Andes peruanos durante la estación húmeda; Asimismo, Silva et al (1983) y Gandu (1991), demostraron la retroalimentación existente entre procesos de liberación de energía durante las intensas convecciones en la cuenca amazónica y la AB. Finalmente, estudios realizados por Horel (1993), Vuille (1999), Garreaud y Aceituno (2001), entre otros; permiten entender la estrecha relación entre la AB y las precipitaciones sobre el Altiplano; señalando además sus variaciones durante las fases del ENSO.

Tras lo descrito, es posible reconocer la importancia de la "Alta de Bolivia" sobre Sudamérica; el cual además también fue simulado dentro de los escenarios de clima pasado y futuro realizados por los MCGs participantes del proyecto CMIP5. Ello, motivó al desarrollo de esta investigación, bajo el cuestionamiento de cuáles serían los principales cambios y/o variaciones en la AB bajo el nuevo escenario de emisión más pesimista, el rcp8.5, y en qué medida estos impactarían en la distribución espacial de las precipitaciones sobre Sudamérica.

Una de las primeras dificultades en la determinación de los cambios bajo el calentamiento global en desarrollo, nace en la incertidumbre por la gran cantidad de simulaciones históricas y futuras por parte de los múltiples modelos de circulación, los cuales resuelven y simplifican el complejo sistema climático de la Tierra.

A pesar de la generación de mejores simulaciones por parte de los MCGs pertenecientes al CMIP5, lo cual fue debido a la asimilación de mayor cantidad de datos disponibles, mejor comprensión de las interacciones entre los componentes del clima (atmósfera, océano, criósfera, biósfera, etc.), y el mayor interés de las entidades gubernamentales a nivel global; es necesaria la validación de las simulaciones del clima presente por parte de los modelos, dado que estos aun, como se dijo anteriormente, no captan todas las características del sistema climático.

La validación de los MCGs es importante porque permite conocer cuáles de ellos simulan mejor el clima en Sudamérica, el cual en comparación con los continentes del hemisferio norte presenta mayor déficit de información. La lógica de la validación consiste en que los modelos que tienen un buen performance en la representación del clima presente, darán una mayor confiabilidad en sus proyecciones al futuro bajo los diferentes escenarios de cambio climático.

En la literatura científica existen una gama de metodologías de validación de modelos climáticos, como los realizados por Errasti (2010) y Valverde (2010), quienes desarrollaron indicadores cuantitativos y cualitativos que representen el sistema clima. Cabe señalar, que los resultados de una validación de MCGs no solo son útiles a la reducción de incertidumbres en las simulaciones de clima futuro, sino también: a proyectos de modelamiento del clima a escalas de grillado más finas (regionalización dinámica), al mayor entendimiento de los patrones atmosféricos de la región y sus repercusiones en variables de superficie como precipitación y temperatura, entre otros.

Tras un proceso de validación adecuado y consistente de los MCGs es posible realizar un estudio y determinación de los posibles cambios a futuros en la atmósfera asociado al calentamiento global. Existen diversas investigaciones sobre la dinámica de la circulación atmosférica sobre Sudamérica y sus impactos sobre ella, en función a la variabilidad anual, inter-estacional, intra-estacional, etc. Asimismo, también encontramos estudios de cambio climático asociados al APSO y AB, dentro de ellos podemos mencionar a Minetti (2007) y Fonseca y Harumi (2012), quienes muestran que existe una tendencia a posiciones más australes del APSO (debido a la disminución de la baroclinicidad como producto del calentamiento del mar y de las periferias Antárticas) y a un debilitamiento de la AB, respectivamente. Asimismo, estudios realizados por Garreaud (2011) conllevan también al entendimiento de un debilitamiento en la estructura de la AB debido a una intensificación

de vientos del oeste en niveles medios y altos de la tropósfera sobre el centro de Sudamérica, bajo el escenario A2 del IPCC en el marco del AR4.

El conocimiento de cómo la circulación atmosférica pueda cambiar bajo el escenario de emisión rcp8.5, proporciona información que podrá servir no solo de base en el actual monitoreo de las tendencias climáticas, en caso de que tendencias actuales sean parecidas a los mostrados en los escenarios; sino también, permitirá generar a las entidades políticas y gubernamentales las bases para futuros programas de mitigación y adaptación ante el cambio climático; planificando el adecuado manejo y uso de los recursos naturales, buscando la reducción de costos en un inevitable cambio climático.

El objetivo general del presente estudio es "Identificar los cambios hacia finales del siglo XXI en el sistema atmosférico Alta de Bolivia bajo el escenario de emisión rcp8.5". Para lo cual, los objetivos específicos son: i) Validar el clima generado por los modelos partícipes del CMIP5, y ii) Determinar los cambios en los patrones atmosféricos asociados a la Alta de Bolivia bajo el escenario de emisión rcp8.5 para el periodo 2071-2095.

II. REVISION DE LITERATURA

2.1. Cambio climático

El clima comúnmente pensado como el promedio de las condiciones de la atmósfera, océano, superficie de la tierra, y de los ecosistemas inmersos en ellos (Neelin, 2011); posee vital importancia en el desarrollo de diversas actividades del ser humano, como es en el sistema social y económico, en la producción agrícola y pesquera, en el suministro de alimentos, en el área de recursos hídricos y energía, turismo, sanidad, entre otros (Ledesma, 2011).

Sin embargo, el clima de la Tierra viene experimentando un anómalo y acelerado calentamiento desde mediados del siglo XX, generando una grave preocupación sobre los potenciales impactos que podría generar, como son: grandes extensiones de inundaciones, sequías, desertificaciones, fenómenos meteorológicos adversos, etc; daños que suelen ser más severos sobre los países en desarrollo, dado que son los más vulnerables (Budyko, 1974; Ledesma, 2011; Blázquez, 2011; IPCC, 2014).

El IPCC, Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, principal órgano internacional encargado de evaluar el cambio climático, en su último informe de síntesis AR5 (2014), sostiene que el calentamiento en el sistema climático es inequívoco y, desde la década de 1950, muchos de los cambios observados no han tenido precedentes en los últimos decenios a milenios. Asimismo, el IPCC afirma que, la atmósfera y el océano se han calentado, los volúmenes de nieve y hielo han disminuído, el nivel del mar se ha elevado y las concentraciones de gases de efecto invernadero han aumentado. Añadiendo, que es sumamente probable que la influencia humana haya sido la causa dominante de este calentamiento. Finalmente, pronuncia que la mayoría de los aspectos del cambio climático perdurarán durante muchos siglos, incluso aunque se detuvieran las emisiones de CO_2, lo que supone una notable inexorabilidad del cambio climático durante varios siglos, debido a las emisiones de CO_2 pasadas, presentes y futuras.

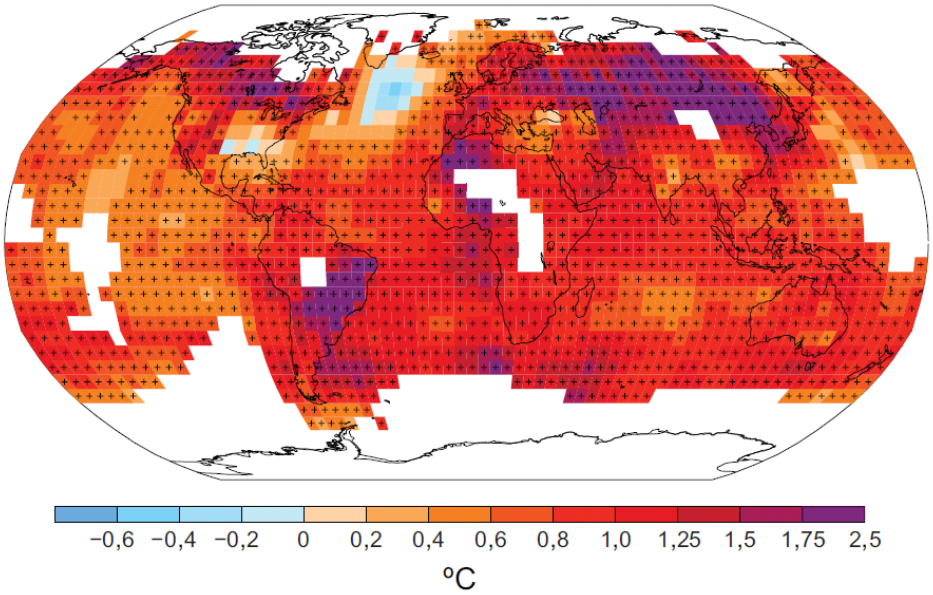


Figura 1. Mapa de los cambios observados en la temperatura en superficie entre 1901 y 2012, derivado de las tendencias en la temperatura determinadas por regresión lineal. Se han calculado las tendencias en los casos en que la disponibilidad de datos ha permitido efectuar una estimación fiable (es decir, solo para cuadrículas con más del 70% de registros completos, las demás áreas se muestran con color blanco). Las cuadrículas que muestran que la tendencia es significativa al nivel del 10% se indican con un signo +.

FUENTE: IPCC, 2013.

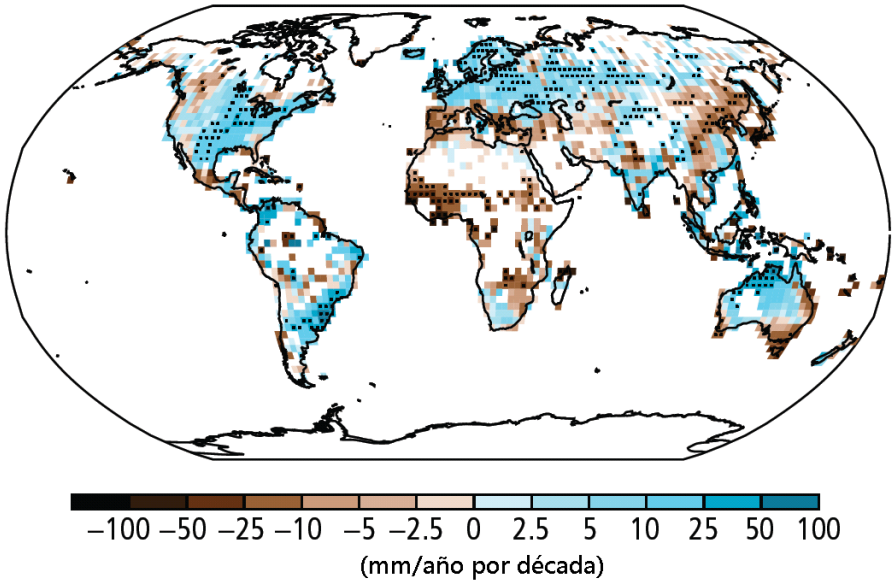


Figura 2. Mapa de cambio en la precipitación observada entre 1951-2010. Tendencias en la acumulación anual calculada bajo el mismo criterio que en la Figura 1.

FUENTE: IPCC, 2014.

2.2. Modelos de Circulación Global (MCGs)

Los modelos de circulación global (MCGs) pueden simular el sistema clima mediante la resolución de las ecuaciones que expresan las leyes y principios de la física que la gobiernan. La representación del estado del clima por parte de los MCGs se realiza a modo tridimensional, dividiendo la atmósfera en cajas regulares y resolviendo las interacciones entre puntos contiguos de cada celda generada. Los MCGs necesitan de un gran soporte computacional para resolver la gran cantidad de operaciones que necesita realizar, como son el almacenamiento y asimilación de los datos, la revisión del cálculo para corregir los posibles errores, el almacenamiento de nueva información, etc. (Ledesma, 2011). A pesar de que los MCGs pueden ser usados para representar tanto el clima pasado o futuro, Ledesma (2011) menciona que los modelos disponibles no pueden captar todas las características de la atmósfera y tienden a limitarse a las fundamentales que, a la larga, ocasiona errores en la predicción. Por lo tanto la predicción climática basada en los MCGs aún es insegura e incompleta.

Los avances en la ciencia computacional junto con los mayores entendimientos del sistema climático han permitido el desarrollo de modelos de circulación global con acople océano-atmósfera (AOGCM; por sus siglas en ingles) y de modelos ESMs (Earth System Models). Los ESMs fueron diseñados para investigar el efecto antropogénico en el clima y permitir una mejor predicción del clima futuro, además involucran mayores componentes del sistema terrestre, como son la criósfera y biósfera.

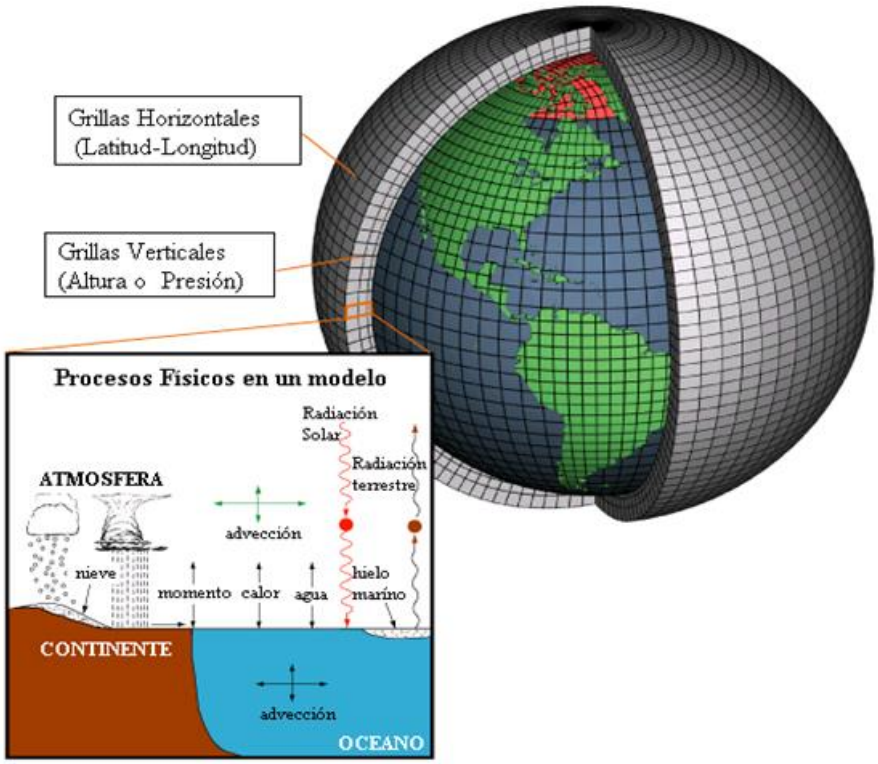


Figura 3. Representación simplificada de un modelo acoplado de circulación global (AOGCM, por sus siglas en inglés).

FUENTE: NOAA, adaptación propia al español.

2.2.1. Reanalysis

Los proyectos Reanalysis consisten básicamente en la simulación del clima pasado y presente mediante los MCGs, los cuales emplean un complejo sistema de asimilación de datos climáticos. La fuente de datos proviene de las estaciones automáticas, datos satélitales, datos de barcos y aviones, radiosondas, radares, etc. Los reanalysis ponen a disposición de la comunidad científica una base de datos reticulares del clima pasado a nivel global, lo cual ha permitido un gran número de investigaciones y por ende mejorar el entendimiento del clima en el sistema Tierra. Los centros de predicción National Center for Environmental Prediction (NCEP) y European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) son los mayores productores de reanalysis (Viale, 2005). El ECMWF pone a disposición su último reanalysis llamado ERA-Interim, el cual asimila información desde 1979 hasta el 2015; mayor información sobre este se detalla en Dee et al. (2011).

2.2.2. MCGs y el proyecto CMIP5

El Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados – Fase 5 (CMIP5, por sus siglas en ingles), bajo acuerdos del Programa de Investigación Climática Mundial (WCRP, por sus siglas en inglés), consistió en la generación de un nuevo set de experimentos de modelamiento climático, donde fueron participes una veintena de grupos internacionales de modelamiento climático. Este proyecto donde se utilizaron modelos AOGCM y/o ESM fue desarrollado con la finalidad de:

- Evaluar la representatividad del clima histórico en las simulaciones de los modelos globales.
- Proveer proyecciones del clima futuro bajo el marco del cambio climático, para lo cual se empleó como inputs el nuevo set de escenarios de emisión, conocidos como RCPs (Representative Concentrations Pathways).
- Entender los factores responsables para las diferencias entre las proyecciones modeladas, incluyendo la cuantificación de algunas cuestiones clave, tales como aquellas que implican las nubes y el ciclo del carbono.

El proyecto CMIP5 permitió una actualización en los escenarios futuros relacionados a los posibles efectos del calentamiento global, y los resultados fueron considerados en el Quinto Informe de evaluación del clima del IPCC, AR5 (Fifth Assessment Report).

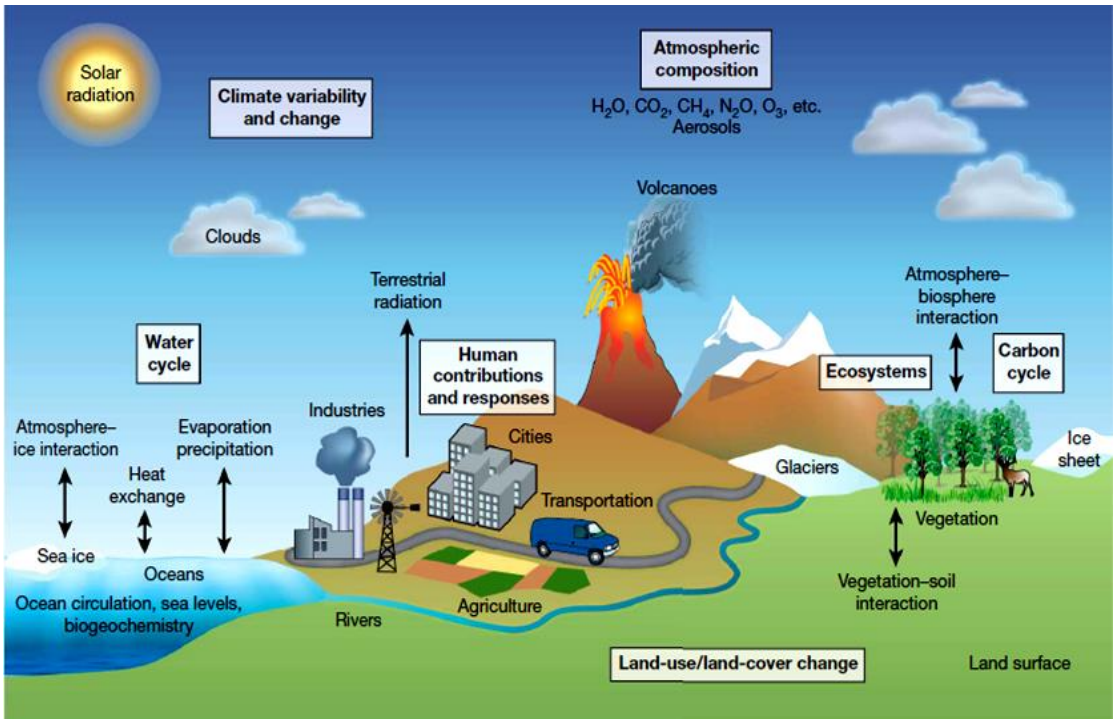


Figura 4. Procesos naturales y antropogénicos considerados por los MCGs empleados en el proyecto CMIP5.

FUENTE: Moss et al. 2010.

2.3. Escenarios de emisión RCPs (Representative concentrations pathways)

El actual proceso de cambio climático es el resultado de la influencia antropogénica en el sistema Tierra, siendo las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) la principal fuente de este cambio. Las emisiones de GEI son el producto de un complejo sistema dinámico determinado por variables socioeconómicas, tecnológicas, energéticas, demográficas, etc. siendo la evolución futura de este sistema muy incierta. Los escenarios de emisión permiten darnos a conocer las posibles trayectorias que podrían desarrollar los principales agentes del sistema climático. Ellos son construídos bajo los conocimientos científicos actuales descritos en la literatura, las cuales pueden o no incluir políticas climáticas. Los datos de concentración de GEI, aerosoles y entre otros incluídos en los escenarios sirven de condiciones iniciales para los modelos de circulación global. Las salidas generadas por los modelos para las diferentes variables climáticas proveen de información de los posibles impactos del cambio climático, permitiendo a las entidades políticas y gubernamentales desarrollar medidas de adaptación y mitigación. (Van Vurren et al. 2011; IPCC, 2000).

Desde el informe del IPCC en el 2007 (AR4) hasta la actualidad, nuevas tecnologías se han desarrollado, incluyendo el avance computacional; asimismo, existen mayores datos socioeconómicos y observaciones de factores ambientales como son los cambios en la cobertura y uso de los suelos. El conjunto de toda esa nueva información ha servido de base para el desarrollo de la nueva generación de escenarios realizados dentro del CMIP5, los RCPs. Esta nueva familia de escenarios es el producto del trabajo multidisciplinario realizado por varias entidades envueltas en el tema de cambio climático (incluyendo las de origen socio-económico, político, entre otros.), este innovador esfuerzo se realizó bajo la coordinación de la "Integrated Assessment Modelling Community" (IAMC). Los RCPs fueron desarrollados con la intención de proveer escenarios lo suficientemente diferentes para permitir a las entidades encargadas de cada región del globo la evaluación del impacto climático a mediano y largo plazo, y con ello la generación de distintas estrategias y políticas climáticas de mitigación y adaptación (Moss et al. 2010; Van Vurren et al. 2011).

Los escenarios RCPs son rutas predeterminadas (del 2006 al 2100) de concentración de gases de efecto invernadero, concentración de aerosoles y cambios en el uso de suelos; este último es requerido por los modelos ESM (Earth System Models), los cuales desarrollan complejos procesos físicos y bioquímicos, considerando la vegetación interactiva, ciclo de carbono, etc. (Moss et al. 2010; Taylor et al. 2012). Los RCPs fueron nombrados en función al forzamiento radiativo que generan en la tropopausa al concluir el siglo XXI, los cuales son: rcp2.6, rcp4.5, rcp6.0 y rcp8.5 (Tabla 1). Se define forzamiento radiativo como la variación, expresado en Wm^{-2}, del flujo neto radiativo (resultado del balance de los flujos de irradiación solar y la radiación terrestre) en la tropopausa o en el tope de la atmósfera; es decir una perturbación en el balance radiativo del sistema climático de la Tierra; lo cual puede ser llevado a cabo por un factor antropogénico o natural; por ejemplo, una variación de la concentración de dióxido de carbono o de la radiación solar, respectivamente. En el desarrollo de los escenarios RCPs, el forzamiento radiativo se define específicamente como una variación en el flujo neto radiativo sobre la tropopausa, con respecto al año 1750 (Periodo pre-industrial), y denota un promedio global anual (IPCC, 2013; IPCC, 2014; Smith, 2001; Moss et al. 2010).

Tabla 1. Características generales de los escenarios de emisión RCPs.

ESCENARIO	PERIODO DE DURACIÓN	FORZAMIENTO RADIATIVO	CONCENTRACIÓN (p.p.m.)	DESCRIPCIÓN DE LA RUTA	EQUIPO DE DESARROLLO*
rcp8.5	2006-2100	>8.2Wm^{-2} en el 2100	>1370 CO_2-equiv. en el 2100	Creciente	MESSAGE (Austria)
rcp6.0	2006-2100	>6.0Wm^{-2} en el 2100, para luego estabilizarse	≈850 CO_2-equiv. con estabilización después del 2100	Estabilización sin sobre impulso	AIM (Japón)
rcp4.5	2006-2100	>4.5Wm^{-2} en el 2100, para luego estabilizarse	≈650 CO_2-equiv. con estabilización después del 2100	Estabilización sin sobre impulso	GCAM (USA)
rcp2.6	2006-2100	Un pico de >3.0Wm^{-2} antes del 2100, y luego descender a 2.6Wm^{-2} hacia finales del siglo XXI	Un pico de ≈490 CO_2-equiv. antes del 2100 y luego descender	Punto pico y declinación	IMAGE (Holanda)

*MESSAGE: Model of Energy Supply Strategy Alternatives and their General Environmental Impact; AIM: Asia-Pacific Integrated Model; GCAM: Global Change Assessment Model; IMAGE: Integraded Model Assess the Global Environment.

FUENTE: Moss, R; et al. 2010; Adaptación propia al español.

El escenario rcp2.6 desarrollado por IMAGE, corresponde a un escenario de mitigación caracterizado por un pico de forzamiento radiativo de 3W/m^2 en la segunda mitad del siglo XXI y 2.6W/m^2 para finales de siglo, este escenario se desarrolla con el objetivo de limitar el calentamiento global por debajo de los 2°C a fin de siglo, para ello se dan los supuestos de la reducción sustancial de las emisiones de gases de efecto invernadero, el uso de fuentes bioenergéticas, medidas de reforestación y la presencia de políticas climáticas de adaptación y mitigación. Es de importancia resaltar que este ambicioso escenario requiere la contribución y compromiso de todos los países del globo. (Moss et al. 2010; Van Vurren et al. 2011).

Los escenarios rcp4.5 y rcp6.0 son escenarios donde el forzamiento radiativo se estabiliza en 4.5W/m^2 y 6.0W/m^2 al finalizar el año 2100, respectivamente. Ambos proponen un escenario de mitigación con desarrollo de tecnologías limpias y una disminución en la generación de emisiones de gases de efecto invernadero, sin embargo la fuente de energía predominante sigue siendo la de fuente fosil (gas natural, gasolina, etc.). Las diferencias entre ambos escenarios de estabilización comienza por el grupo de desarrollo que los realizo, siendo GCAM para el rcp4.5 y AIM para el rcp6.0. Además, rcp4.5 propone un crecimiento poblacional al 2100 de 8.7 billones, siendo para el rcp6.0 de 9.8 billones. Las diferencias en los números esperados de población son reflejadas en las diferencias del aumento de la cantidad de consumo de energía, el volumen de emisiones de gases de efecto invernadero, los cambios en el uso de suelo, entre otros. Asimismo, las fuentes de energía nuclear, geotermal, biológicas, solar, etc. son mejor desarrollados e implementados en el escenario

rcp4.5, es por ello que bajo esta ruta se considera muy probable que la temperatura media global no se exceda los 2°C al final del siglo XXI ((Moss et al. 2010; Masui et al. 2011; Thomson et al. 2011).

El escenario rcp8.5 (realizado por el MESSAGE) responde a condiciones donde existe un alto crecimiento poblacional (12 billones de personas para finales del siglo XXI), escasos avances en el desarrollo y aplicación de tecnologías y ausencia de políticas ante el cambio climático. La alta demanda de energía es mayor en este escenario, por lo cual el uso de energías fósiles (principalmente el carbón) sería prioritaria, por lo cual esta es una vía de constantes emisiones y altas concentraciones, generando al finalizar el año 2100 un forzamiento radiativo de 8.5W/m^2 y concentraciones de CO_2-equivalente mayores a 1370 ppm (Riahi et al. 2011; Van Vurren et al. 2011).

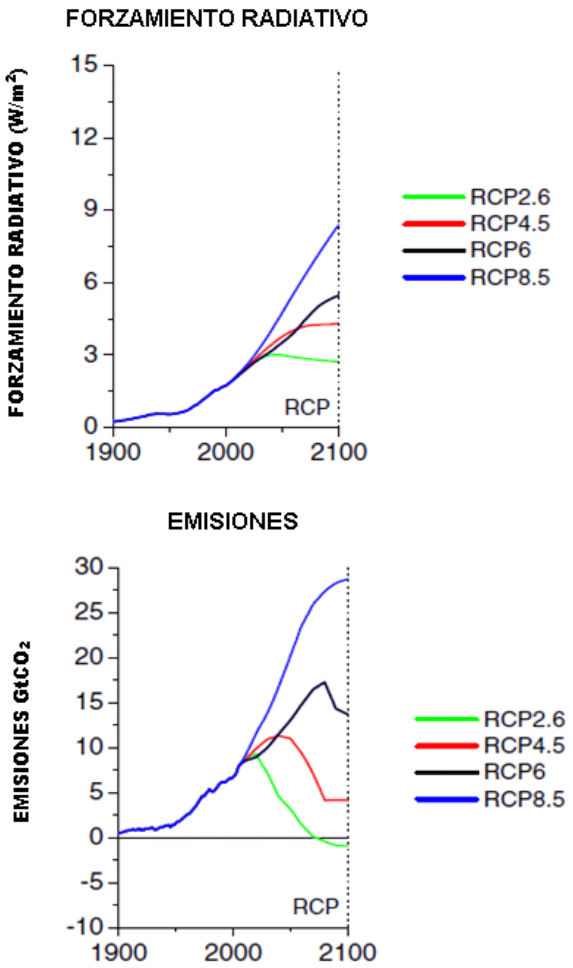


Figura 5. Rutas de forzamiento radiativo (Imagen Superior) y emisiones de CO_2 (Imagen Inferior) de los escenarios RCPs.

FUENTE: Moss, R; et al. 2010.

2.4. Alta de Bolivia (AB)

Una característica dominante de la tropósfera alta de Sudamérica durante el periodo de verano es la circulación anticiclónica conocida como Alta de Bolivia (AB), la cual es posible observar mejor a un nivel de 200hPa (Lenters y Cook, 1997; Nogues et al. 2002). Lenters y Cook (1997) afirman que Schwerdtfeger fue el primero en reconocer la existencia de la AB sobre las montañas subtropicales de los Andes en 1961, el encontró que este sistema no se presenciaba durante el periodo de invierno y concluyo que el efecto dinámico de los Andes no era de relevancia en su generación. Luego en 1965, Schwerdtfeger y Gutman realizarían un análisis del balance de calor atmosférico sobre la región del altiplano, determinando que el calor latente liberado durante las tormentas sobre la planicie era la principal fuente de calor para el mantenimiento del núcleo cálido de la AB. Finalmente, Lenters y Cook (1997) resaltan nuevamente que los Andes cumplen una función secundaria en la formación de la AB, ayudando indirectamente a su fortalecimiento mediante la liberación de calor en los procesos de convección orográfica en los Andes centrales; lo cual refuerza los estudios realizados por Dias et al. en 1983, quienes postularon que la AB podría ser entendida como una respuesta de la onda de Rossby al calentamiento por liberación de calor latente en los intensos procesos condensación sobre la cuenca del Amazonas durante el verano, ellos realizaron simulaciones con modelos simples lineales en cortas escalas de tiempo donde la topografía no era incorporada.

La Alta de Bolivia puede ser definida como una circulación anticiclónica de origen termal con núcleo caliente, generada por los movimientos ascendentes que resultan de la combinación del fuerte calentamiento sobre las montañas de los Andes (Altiplano Boliviano), debido a la intensa radiación solar en horas antes del mediodía cuando las nubes son escasas; la convergencia de vapor de agua en niveles bajos de la tropósfera en la vertiente oriental de los Andes y el calor latente de condensación liberado por la intensa convección sobre el oeste de la cuenca amazónica, la cual también alcanza su máxima intensidad durante el verano (Gilford et al. , 1992; Satyamurty et al. 1997; Ramage, citado por Virji, 1981). Asimismo la AB posee un núcleo cálido en alta tropósfera con mayor intensidad al nivel de 300hPa; el nivel del domo de este sistema atmosférico tendría un máximo entre los 200hPa y 150hPa (Lenters y Cook, 1997).

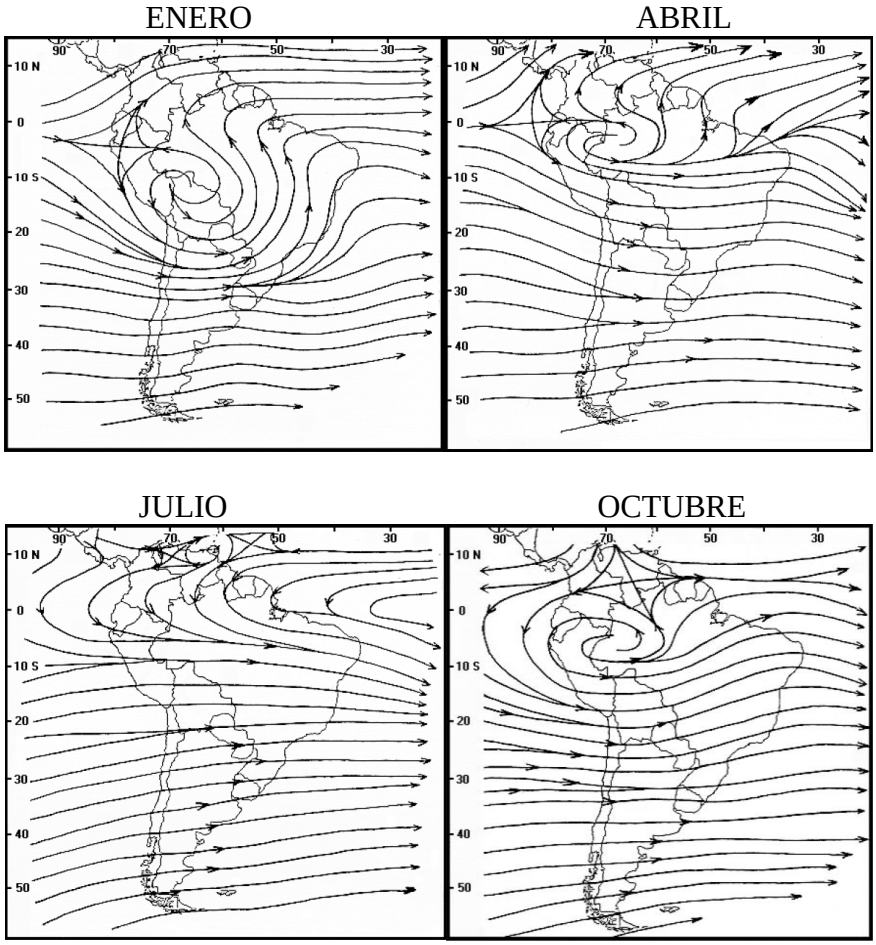


Figura 6. Promedio climatológico mensual de vientos en 200hpa para enero, abril, julio y octubre.

FUENTE: Gilford, M; et al.1992.

Al nivel de 200 hPa el centro de la AB se ubica aproximadamente en 13°S y 68°W; asimismo, la circulación anticiclónica alrededor de la alta es intensa, presentando valores de vorticidad relativa mayores a $3.0x10^{-5}$ s^{-1}, especialmente en los lados sur y este, por tal razón los vientos son más intensos en la periferia del sistema que en su centro, con valores de 30 nudos y 5-10 nudos respectivamente (Gilford et al. , 1992; Satyamurty et al. 1997). Finalmente, Gilford et al. (1992) señalan que la AB es la única fuente de vientos del este para la región sur del Amazonas y norte de Bolivia; lo cual promueve la advección de humedad y la convección orográfica sobre los Andes peruanos.

2.5. Anticiclón del Pacífico Sur Oriental (APSO)

Este sistema de gran extensión sobre el Océano Pacifico, es descrito por Gilford et al. (1992) como una célula semipermanente de alta presión bien definida, ubicada al este del Pacífico sur; con un lento desplazamiento hacia el Este el cual se debe a la acción de bloqueo de la cordillera de los Andes. Asimismo, determinan que su núcleo es más intenso durante el periodo de primavera, alcanzando un valor de 1026 hPa para el mes de Octubre; mientras que en otoño es menos intenso, con un valor de 1021 hPa en el mes de Abril. Ancapichún (2012) establece que el centro del APSO se encuentra en su posición más cercana al ecuador en la estación de invierno, ubicándose aproximadamente en 25ºS; y su posición más al sur en la estación de verano, cerca de los 36ºS.

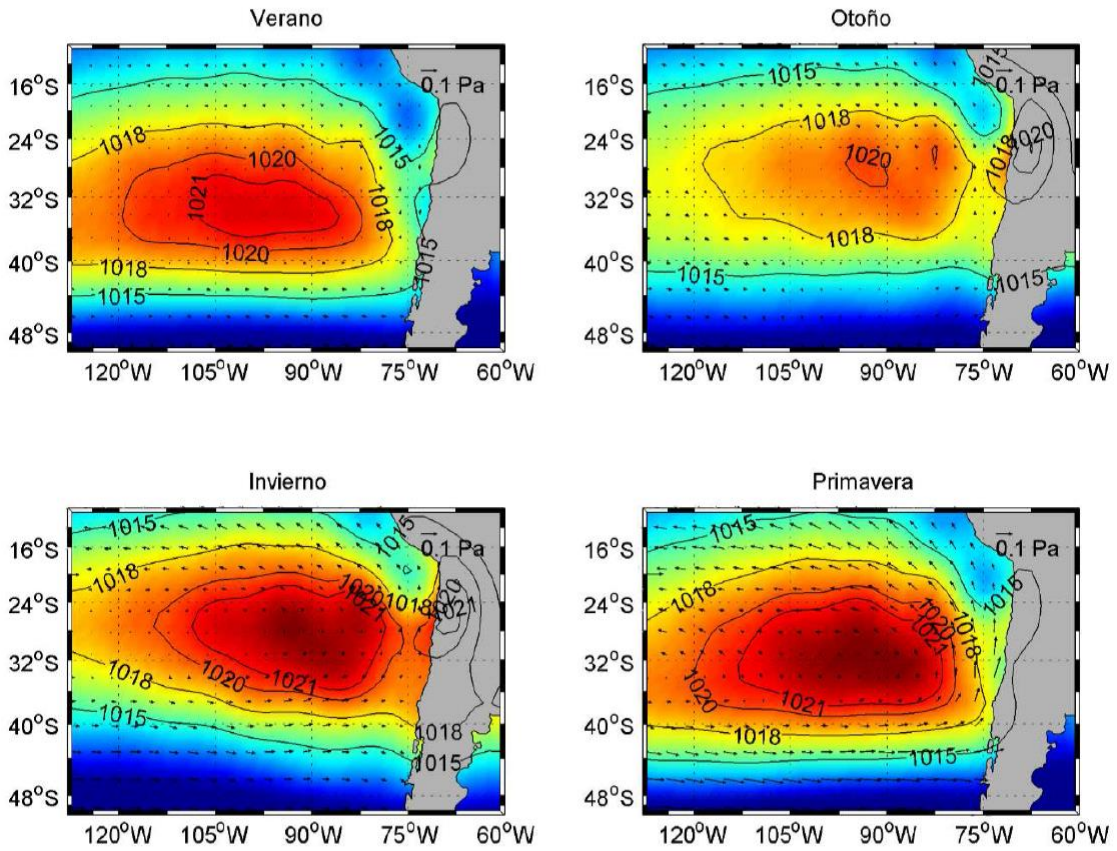


Figura 7. Promedio climatológico estacional de la presión atmosférica a nivel del mar (hPa, en colores e isobaras) y vectores de esfuerzo del viento (Pa) entre el 2000 y 2009.

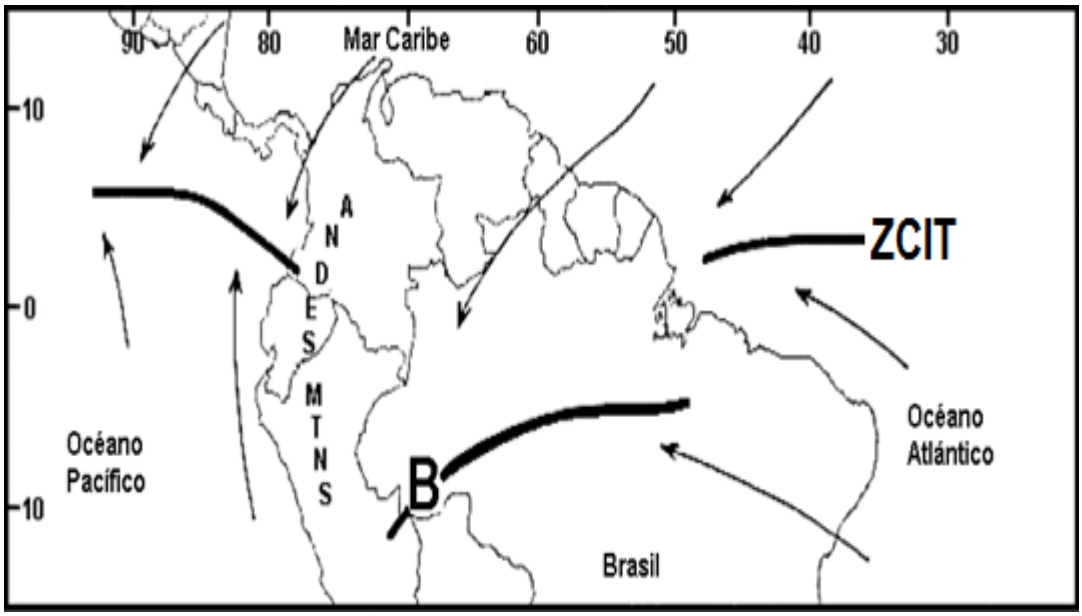
FUENTE: Ancapichun, 2012.

El APSO tiene gran influencia en el clima de la costa occidental de Sudamérica, dado que es el responsable de dirigir los vientos en dirección sur – sureste, en los bajos niveles de la tropósfera, hacia las costas de Perú y Chile, lo cual lo vuelve el principal forzante de la corriente de Humboldt; generando la advección de masas de aire frías hacia el trópico y el afloramiento costero, ambos ayudan a mantener temperaturas frías sobre la superficie del mar (Garreaud, 2001; Ancapichun, 2012). Otro de los efectos del APSO, es la generación de la inversión térmica en el Suroeste del continente Sudamericano, lo cual se debe a la subsidencia a gran escala; en esta región el aire húmedo queda atrapado bajo la capa estable de la inversión (aprox. 900hPa) resultando en uno de los climas más secos del mundo, la costa norte de Chile (Garreaud, 2011; Vuille, 1999).

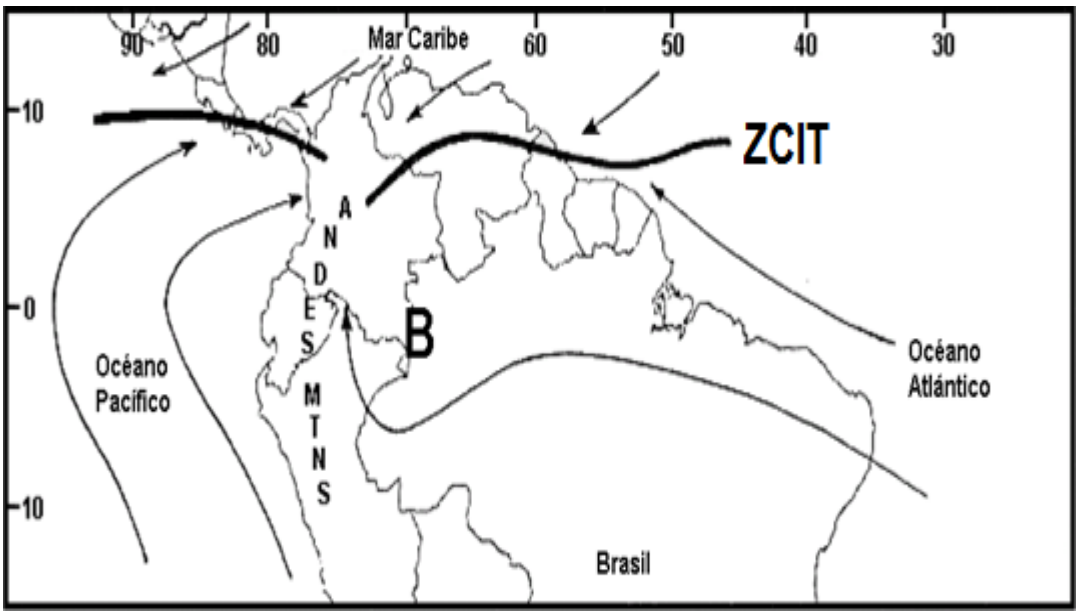
2.6. La Baja Amazónica (BA)

Definido por Gilford et al. (1992) como un sistema de baja presión semipermanente de la cuenca amazónica, y que produce un incremento de la convección. Gilford et al. (1992) atribuyen como primera causa de su formación a la liberación de calor latente de condensación; asimismo, se considera como un posible contribuidor de su desarrollo a los flujos del este y noreste en niveles bajos de la tropósfera, los cuales son canalizados a lo largo de la vertiente oriental de los Andes, creando circulaciones ciclónicas. Asimismo, este sistema es parte del monzón “Sudamericano” en verano austral, periodo donde existe una mayor incidencia de rayos solares en el hemisferio sur. Finalmente, Gilford et al. (1992) señala que la BA alcanza un núcleo más intenso en verano, con valores de presión en superficie alrededor de los 1008 mb. Por otro lado, en el periodo de invierno, se localiza en su posición más al norte, con valores de presión en superficie de 1011 a 1015 mb. En las figuras 3 y 4 se muestra un esquema de variabilidad de la BA entre enero y julio realizada por Gilford et al (1992).

ENERO



JULIO



La posición de La Baja Amazónica es mostrada con el símbolo ‘‘B’’, las líneas en negrita nos indica la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).

Figura 8. Posición promedio de la Baja amazónica en el mes de enero (Imagen Superior) y julio (Imagen Inferior).

FUENTE: Gilford, M; et al. 1992.

2.7. Divergencia

Ledesma (2011) menciona que, una masa de aire al ponerse en movimiento, puede experimentar: una expansión de su tamaño inicial, en un proceso denominado divergencia; una rotación, expresada por la vorticidad; y/o una deformación de su tamaño. En cuanto al primer término, señala además que, la divergencia está relacionada con la velocidad relativa de aumento de la superficie que constituye la masa de aire. Smith (2001) define la divergencia como el proceso en el cual existe una salida y/o disminución de la masa de aire en una determinada área, y por consiguiente una expansión del campo de flujo, donde las corrientes de aire incrementan su velocidad a lo largo de su línea de movimiento; el término convergencia se define como lo opuesto a la divergencia. Barry y Chorley (2010) definen la difluencia como la expansión de las líneas de corriente (líneas de movimiento de aire); mientras que la confluencia es la contracción de las mismas.

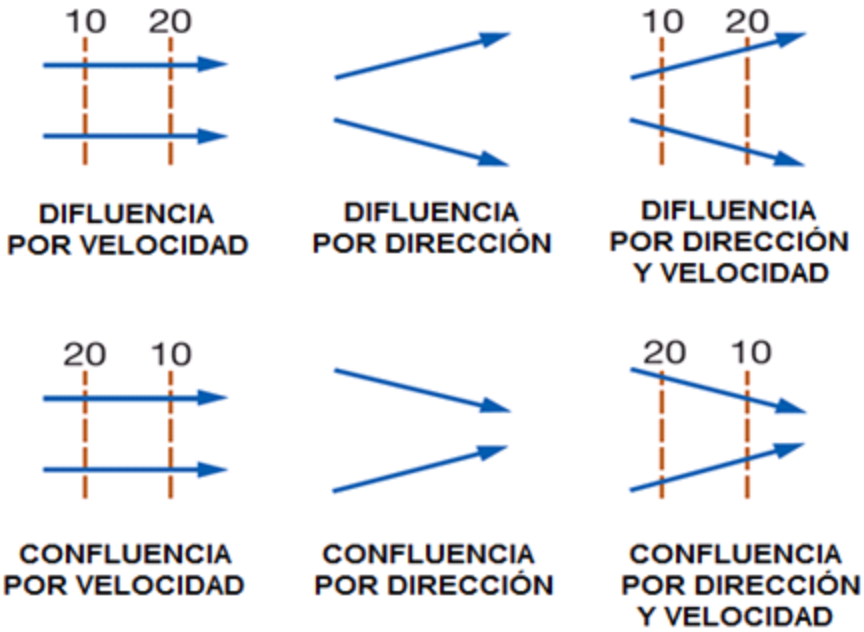


Figura 9. Ilustración de los procesos difluencia y confluencia. Las líneas naranjas indican valores de isotacas (isolineas de velocidad de viento).

FUENTE: Barry y Chorley, 2010; Adaptación propia al español.

Finalmente, Holton (2004) define la divergencia expresada en diferencias finitas como:

$$\mathrm{div.V} = \nabla.\mathrm{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$; Siendo V la expresión vectorial del viento **(1)**

Donde la divergencia horizontal será:

$$\mathrm{div_H.V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \; ; |\mathrm{div_H.V}| \approx 10^{-6}\mathrm{s}^{-1}$$ **(2)**

2.8. Vorticidad

Holton (2004) define la vorticidad como la medida microscópica de la rotación en un fluido, un campo vectorial definido como el rotacional de la velocidad. Siendo la vorticidad absoluta (ω_a) el rotacional de la velocidad absoluta, mientras que la vorticidad relativa (ω) es el rotacional de la velocidad relativa:

$$\omega_a = \nabla x\, V_a$$ **(3)**

$$\omega = \nabla x V = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)$$ **(4)**

Holton (2004), Ledesma (2011), entre otros; mencionan que en meteorología dinámica de larga escala, la vorticidad está referida normalmente a la rotación con respecto al eje vertical, pues la rotación en torno a los otros ejes no se tienen en cuenta. Por lo que, las componentes verticales de la vorticidad absoluta (η) y relativa (ζ) se expresa como:

$$\eta \equiv k.(\nabla x\, V_a)$$ **(5)**

$$\zeta \equiv k.(\nabla x V)$$ **(6)**

Cabe señalar que la diferencia entre la vorticidad relativa y absoluta, es que esta última adhiere la vorticidad planetaria, el cual es el componente vertical de la vorticidad de la Tierra debido a su rotación (f).

$f \equiv \mathrm{k}.(\nabla \mathrm{x}\, \mathrm{V_T}) \equiv 2\Omega \mathrm{sen}\emptyset$ **;** donde $\mathrm{V_T}$ es la velocidad de la Tierra y $\emptyset$ es la latitud. **(7)**

Por lo cual:

$\eta = \zeta + f$ **(8)**

En coordenadas cartesianas:

$\zeta = \frac{\partial \mathrm{v}}{\partial \mathrm{x}} - \frac{\partial \mathrm{u}}{\partial \mathrm{y}}$; $|\zeta| \approx 10^{-5}\mathrm{s}^{-1}$ **(9)**

$\eta = \frac{\partial \mathrm{v}}{\partial \mathrm{x}} - \frac{\partial \mathrm{u}}{\partial \mathrm{y}} + f$ **(10)**

Finalmente, cabe señalar que valores negativos y positivos de la vorticidad relativa en el hemisferio sur está asociado con circulaciones horarias (ciclónicas) y anti-horarias (anticiclónicas), respectivamente (Holton, 2004; Barry y Chorley, 2010).

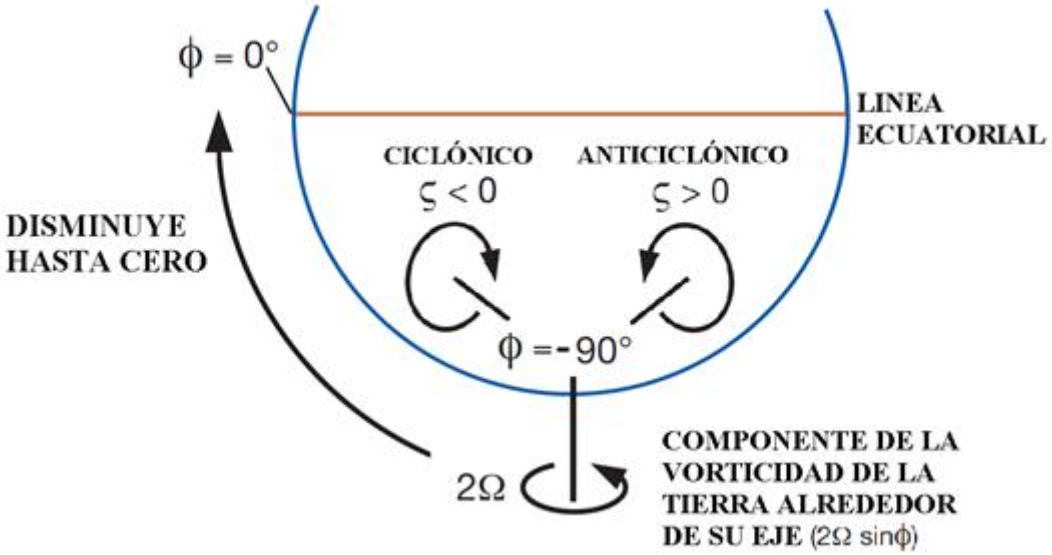


Figura 10. Esquema de la vorticidad relativa en el Hemisferio Sur.

FUENTE: Barry y Chorley, 2010. Adaptación propia al español.

2.9. Movimiento vertical

Holton (2004) define la velocidad vertical en coordenadas isobáricas (ecuación 11), interpretada como la razón de cambio de presión experimentada por una parcela de aire en su movimiento tridimensional a lo largo de la atmósfera. Asimismo, menciona que en escalas sinópticas los componentes de la velocidad vertical se encuentran, en general, en el orden de solo pocos centímetros por segundo.

$$w_p \equiv \frac{Dp}{Dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + V.\nabla p + w_z(\frac{\partial p}{\partial z}) \qquad \textbf{(11)}$$

Donde:

w_p : Velocidad vertical en coordenadas de presión.

V : Componente horizontal del vector velocidad.

w_z : Velocidad vertical en coordenadas cartesianas.

Es posible obtener la velocidad vertical en valores de metros por segundo (ecuación 12), sustituyendo el termino $\partial \mathbf{p}/\partial \mathbf{z}$ por su equivalente proveniente de la ecuación hidrostática; y considerando que en escalas sinópticas $\mathbf{V.\nabla p}$ y $\partial \mathbf{p}/\partial \mathbf{t}$ presentan bajos valores, aproximadamente en el orden de ~10 hPa d^{-1} y ~1 hPa d^{-1}, respectivamente (Holton, 2004; Wallace, 2006). Bajo estas premisas, se obtiene:

$$w_z \approx -\frac{w_p}{g.\rho} = -\frac{w_p.R_d.T}{g.P} \qquad \textbf{(12)}$$

Donde:

R_d: Constante de los gases para el aire seco.

g : Constante de la aceleración de la gravedad.

P: Nivel de presión de la parcela de aire.

T: Temperatura absoluta de la parcela de aire.

Barry y Chorley (2010) señalan que, las entradas o salidas de masas de aire cerca de la superficie son compensadas con movimientos verticales. El aire asciende sobre celdas de baja presión y descienden sobre altas presiones, con una compensación de divergencia y convergencia en alta tropósfera, respectivamente. Bajo este razonamiento, en el medio de la tropósfera debe existir algún nivel en el cual la divergencia o convergencia sea efectivamente cero; el **nivel promedio de no-divergencia** se encuentra generalmente cerca a los 600mb.

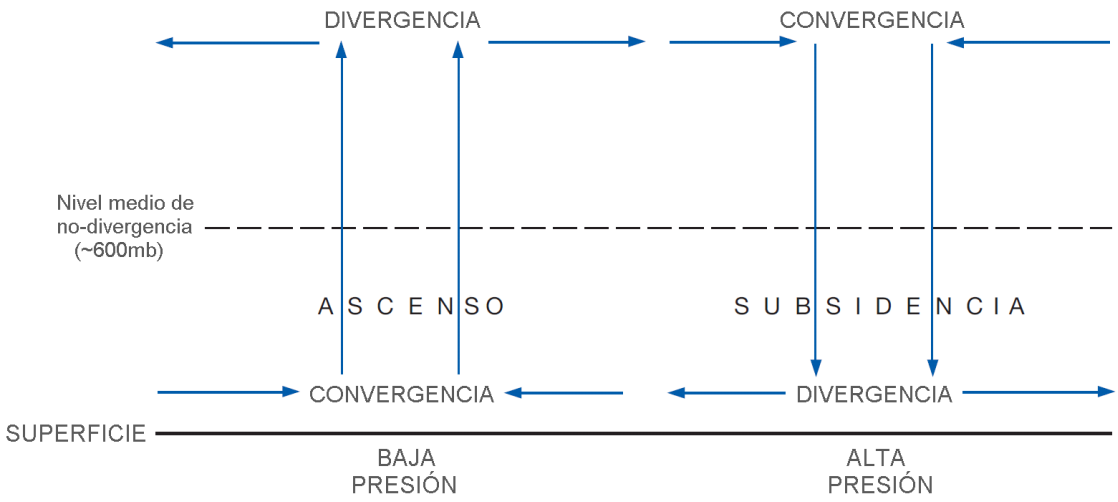


Figura 11. Esquema vertical simple de la relación entre el movimiento vertical, y los procesos de convergencia y divergencia en la tropósfera.

FUENTE: Barry y Chorley, 2010; Adaptación propia al español.

2.10. Temperatura potencial equivalente (Θ_e)

Bolton (1980), bajo el mismo concepto que Holton (1972), define Θ_e como la temperatura que alcanza una parcela de aire luego de: 1) ser elevada, desde su altura original, por un proceso adiabático seco hacia su nivel de condensación (nivel en que se satura la parcela continuar con 2) un ascenso pseudo-adiabático húmedo, hasta un nivel en el cual se elimine todo contenido de agua de la muestra; y finalmente 3) descender de manera adiabáticamente seca hasta los 1000mb. En otras palabras, es la temperatura que obtiene una parcela de aire tras los procesos de eliminación de toda su humedad en el ascenso (procesos en el cual la muestra se calienta por la liberación de calor latente de condensación), y finalmente descender a 1000mb de manera pseudo-adiabática.

Houze (1993) nos muestra una aproximación al cálculo de la temperatura potencial equivalente (Ecuación 13), similar a la expuesta por Hierro et al. (2012) en el marco de su estudio sobre patrones climatológicos sobre Sudamérica usando datos satelitales.

$$\theta_e \equiv (T + \frac{L_v}{C_p} w)(\frac{P_o}{P})^{\frac{R_d}{C_p}} \qquad \textbf{(13)}$$

Donde:

T: Temperatura absoluta de la parcela de aire.

L_v: Calor latente de evaporación (2.5 x 10^6 J Kg^{-1}).

C_p: Calor específico de aire seco a presión constante (1004 J Kg^{-1}).

R_d: Constante de los gases para el aire seco (287 J Kg^{-1}).

w: Relación de mezcla del vapor de agua.

P_o: Nivel de presión en superficie (1000mb).

P: Nivel de presión de la parcela de aire.

La temperatura potencial equivalente permite diferenciar masas de aire calientes y húmedas, así como frías y secas; en el plano, identificándose los límites entre ambas masas por un alto contraste horizontal de esta variable (Hierro et al., 2012). Bajo el mismo pensamiento, es posible también identificar zonas de inversión térmica, y masas de aire cálidas y/o frías, en un análisis vertical.

Asimismo, dentro de un análisis vertical de la temperatura potencial equivalente, es posible identificar también zonas potenciales de inestabilidad atmosférica (Holton, 2004), en función del gradiente vertical de esta variable.

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \begin{cases} < 0; condicionalmente\ inestable \\ = 0; condiciones\ \ neutrales \\ > 0; condicionalmente\ estable \end{cases}$$

2.11. Radiación Saliente de Onda Larga (RSOL)

Para entender el significado de RSOL (ó OLR, por sus siglas en inglés) es necesario entender el equilibrio radiativo de la Tierra. El sol es la principal fuente de energía de la Tierra, dicha energía es el motor de diversos procesos atmosféricos que ocurren en nuestro planeta. La radiación solar está concentrada en el rango visible de longitud de onda del espectro electromagnético (≈0.5um), llamada como radiación de onda corta, (SW, por sus siglas en ingles). Mientras que, la radiación emitida por la superficie de la Tierra y la atmósfera, está concentrada en el sector infrarojo de longitudes de onda (~10um), la cual es llamada radiación de onda larga, (LW, por sus siglas en ingles). En la Figura 12 es posible observar, la diferencia en los espectros de emisión de radiación del Sol y la Tierra; así como, los máximos de longitud de onda donde emiten mayor energía, estas longitudes de onda son posibles estimar bajo la ley de Wien, empleando las temperaturas promedio del Sol y la Tierra, ~6000K y ~288K, respectivamente (Donald H, 2008; Salby, 2012, Qiang Fu, 2003).

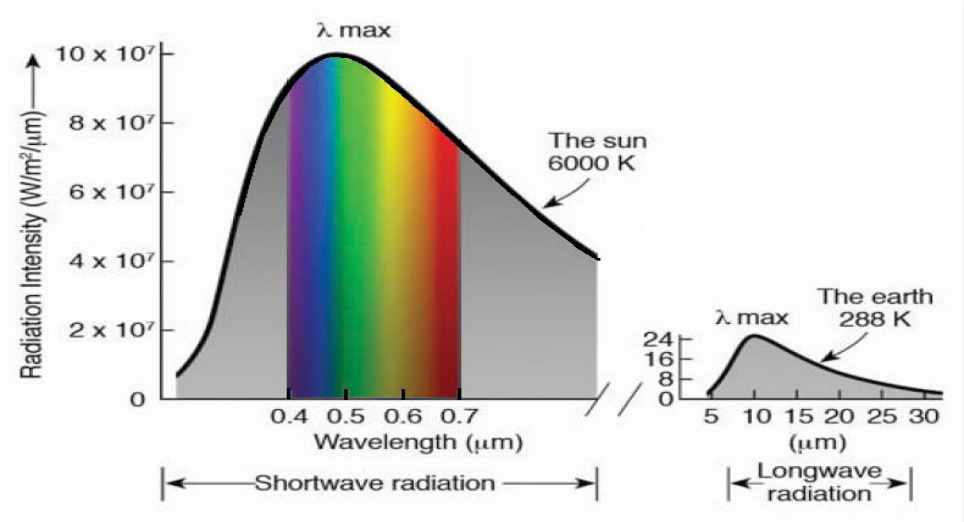


Figura 12. Esquema de emisión de radiación del Sol (Izquierda) y la Tierra (Derecha). Se muestra que el Sol debido a su alta temperatura (~6000K), emite mayor energía a una mucha menor longitud de onda, en comparación con la Tierra.

FUENTE: Donald H, 2008.

De manera similar, el IPCC (2013) define RSOL como la cantidad de energía emitida por la Tierra (es decir por el sistema suelo, océano y atmósfera, etc) hacia el espacio; esta energía se encuentra en el rango infrarrojo del espectro y es medida y/o estimada en el tope de la atmósfera.

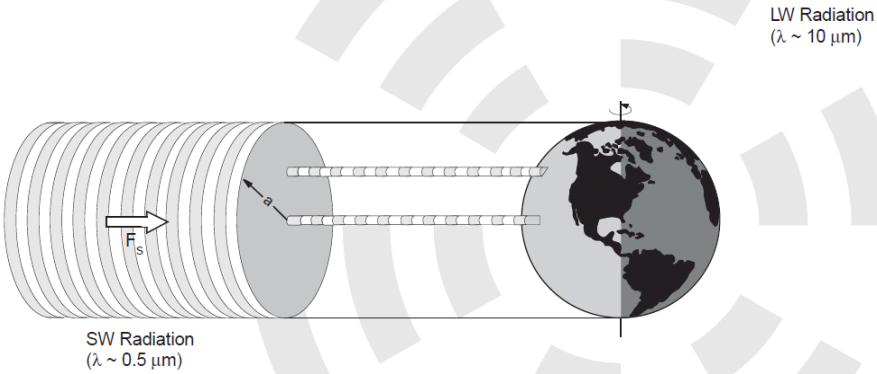


Figura 13. Esquema de la radiación en onda corta (SW, por sus siglas en inglés) interceptada por la Tierra, y la emisión de esta en forma de radiación en onda larga (LW, por sus siglas en inglés).

FUENTE: Salby, 2012.

En la figura 14 es posible observar que tras los procesos de absorción, difusión, y reflexión de la energía solar, la Tierra emite al mismo tiempo radiación en onda larga, la cual, luego de pasar por procesos de absorción por parte de la atmósfera en su recorrido hacia el espacio, presenta valores en el orden de 239W/m^2 en el tope de la atmósfera. Cabe destacar que estos valores son altamente variantes entre lugares de alta nubosidad y puntos de ventana atmosférica; por ello, esta variable es una buena herramienta al momento de identificar zonas de intensa precipitación sobre los Trópicos, presentando valores por debajo de **220W/m^2**, en lugares de alta convección (Donald H, 2008; Trenberth et al. 2009; Horel et al, 1989; Pingping y Arkin, 1998; Nakasawa, 1986).

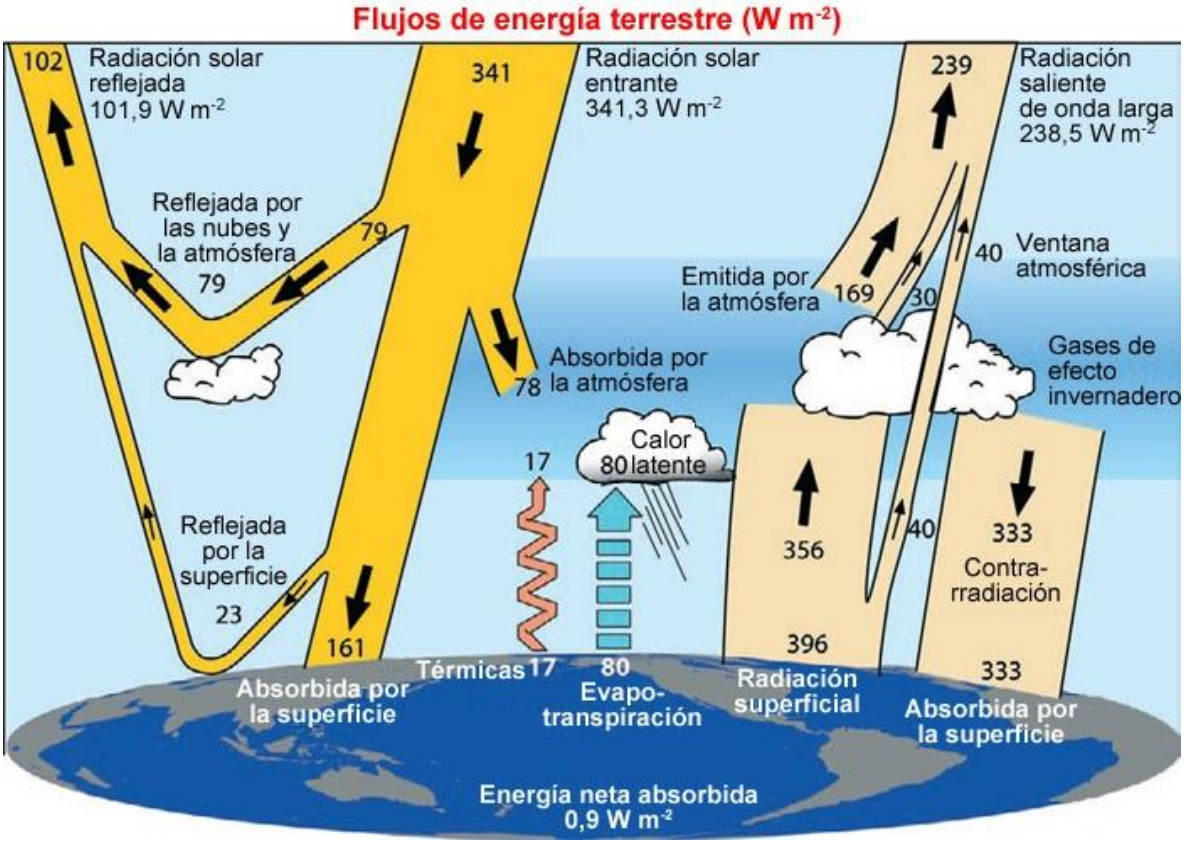


Figura 14. Balance de energía media global anual entre marzo de 2000 y mayo de 2004.

FUENTE: Trenberth et al. 2009, Adaptación al español.

En la actualidad es posible contar con datos estimados de RSOL (ó OLR, por sus siglas en inglés), y de otras variables en el tope de la atmósfera, como: albedo, radiación neta, etc; los cuales provienen de radiómetros a bordo de satélites polares, como los administrados por la NOAA (NOAA-14, NOAA-16, etc.) o por la NASA (TERRA, etc.); estos luego pasan por procesos de ajuste, grillado y en algunos casos de interpolación (Gruber y Winston, 1978; Liebmann et al, 1998; Trenberth et al. 2009).

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. Materiales

3.1.1. Identificación de la zona de estudio

El estudio se realizó en el continente Sudamericano, el cual está ubicado en el hemisferio sur, rodeado de los océanos Pacífico y Atlántico, y posee una gran extensión meridional y una prominente orografía. Sudamérica posee una gran diversidad de patrones de tiempo y clima, variando desde latitudes tropicales hasta extra tropicales, aproximadamente desde los 10ºN hasta los 60ºS (Garreaud, 2007, Gilford, M; et al, 1992).

La distintiva característica geográfica de Sudamérica es la cadena de montañas de Los Andes, la cual se extiende aproximadamente desde los 10ºN hasta los 53ºS, atravesando en su trayecto la mayoría de países sudamericanos (Colombia, Perú, Bolivia, Chile, etc.). La cordillera montañosa presenta picos que superan los 4500 m.s.n.m., presentando hacia el sur una disminución en su altitud media desde la latitud 35ºS. Sobre su sector subtropical norte se encuentra la región del Altiplano, la cual consiste en una extensa planicie a una altitud aproximada de 4000 m.s.n.m. (Garreaud, 2007; Satyamurty et al, 1998; Aceituno, P. 1998).

Uno de los principales efectos de Los Andes en la circulación atmosférica consiste en el bloqueo y desviación de los flujos de viento en niveles bajos y medios de la tropósfera; de manera que a modo de una gran pared climática, en general, las condiciones secas se encuentran al oeste; y viceversa en su lado este, donde se ubica, sobre latitudes tropicales cercanas al ecuador, La Amazonía Sudamericana, lugar de mayor ocurrencia de convecciones intensas de toda la región (Garreaud, 2007; Satyamurty et al, 1998).

La variabilidad del clima en Sudamérica (cambios interanuales y/o interdecadales) es resultado de una serie de superposiciones de fenómenos de larga-escala. Como es El Niño Oscilación del Sur (ENSO), con impactos directos sobre la costa de Ecuador, Perú y norte de Chile; y de manera indirecta (a través de las teleconexiones atmosféricas) sobre otras regiones del continente y del globo Asimismo, la Oscilación Antártica, la Oscilación Nor-Atlántica, la Oscilación Decadal del Pacífico, entre otros; también juegan un rol en las variaciones del clima sobre Sudamérica (Garreaud, 2007).

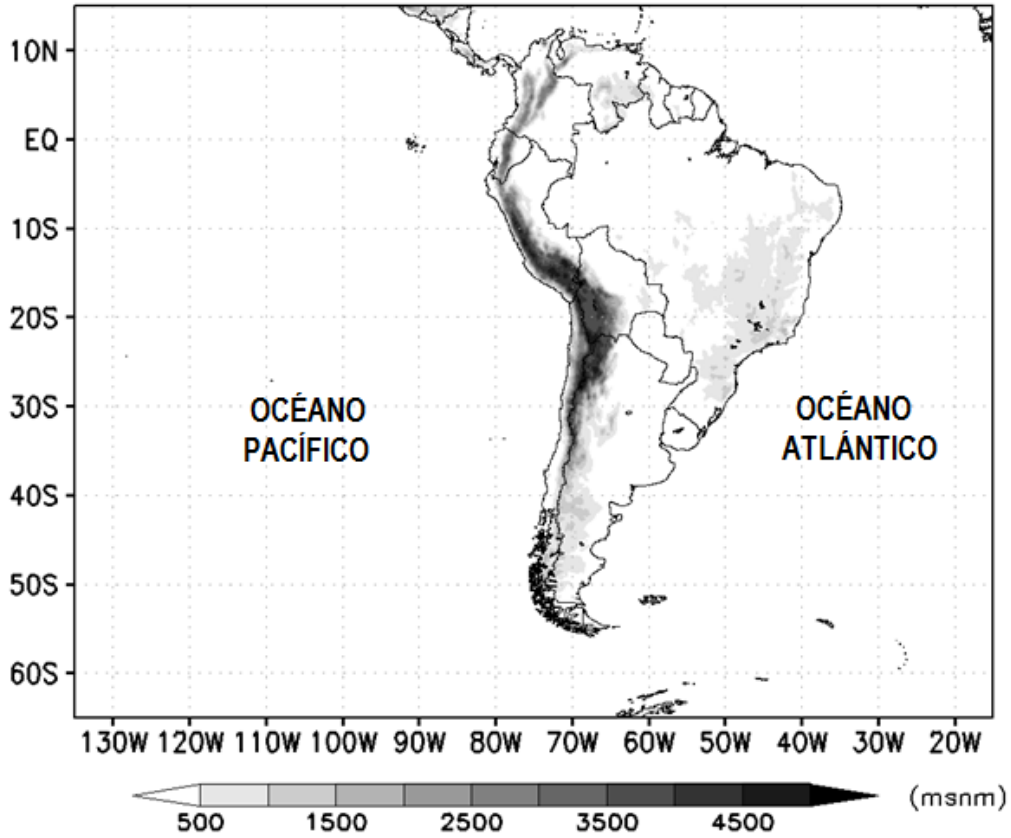


Figura 15. Ubicación del continente Sudamericano.

FUENTE: Elaboración propia.

Para el presente estudio, durante el proceso de validación de los modelos del CMIP5 se tomó cuadrantes representativos de los sistemas de la APSO, AB, y BA; y durante los análisis complementarios y escenarios futuros se priorizó el análisis sobre el cuadrante 41ºS – 6ºN y 90ºW–30ºW; mayor detalle se describe en la sección de metodología.

3.1.2. MCGs participes del CMIP5

Como se describió en la sección de revisión bibliográfica (2.2.2), el proyecto CMIP5 (Quinta Fase de Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados) involucró a una veintena de grupos desarrolladores de modelamiento climático provenientes de todo el mundo, los cuales realizaron un nuevo set de experimentos de modelamiento del clima, el cual a su vez, permitió una actualización en los escenarios futuros relacionados a los posibles efectos del calentamiento global, y que fueron considerados en el Quinto Informe de evaluación del clima del IPCC, AR5 (Fifth Assessment Report).

Las simulaciones del clima, provenientes de los modelos participes del CMIP5, poseen una gran variedad de diferencias; ya sea por el grupo desarrollador de cada modelo, y las parametrizaciones que cada uno de estos posee; así como, las distintas resoluciones, que oscilan aproximadamente desde ~1.12ºx1.12º a ~3.4ºx3.75º; el tipo de grillado (sistema de grillado gaussiano, espectral, o regular); número de niveles verticales; etc.

Para el desarrollo de este estudio se emplearon datos mensuales de: **presión a nivel del mar, altura geopotencial, temperatura del aire, velocidad vertical, RSOL, velocidad de viento zonal y meridional; humedad relativa; y humedad específica**; provenientes de 40 modelos pertenecientes al CMIP5 (Tablas 2 y 3). La data del CMIP5 fue archivada (en formato NetCDF) por el Programa de diagnóstico e Intercomparación de Modelos Climáticos (PCMDI, por sus siglas en ingles) y se encontró disponible en http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/availability.html. Se tomó las salidas de la simulación del clima actual y futuro (simulaciones llamadas **historica** y **rcp8.5**, respectivamente) identificada como r1i1p1, las cuales tienen como condiciones impuestas forzantes antropogénicas y naturales.

Tabla 2. Modelos participes del CMIP5 empleados en el presente estudio.

	MODELOS	RESOLUCIÓN ATMOSFÉRICA (latitud x longitud)	PAÍS	INSTITUCIÓN
1	ACCESS1-0	~1.25ºx1.875º (N96)	Australia	CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Australia), and BOM (Bureau of Meteorology, Australia)
2	ACCESS1-3			
3	bcc-csm1-1	~2.8ºx2.8º (T42)	China	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration
4	bcc-csm1-1-m	~2.8ºx2.8º (T106)		
5	BNU-ESM	~2.8ºx2.8º (T42)	China	College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University
6	CanCM4	~2.8ºx2.8º (T63)	Canadá	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis
7	CanESM2			
8	CCSM4	0.9ºx1.25º	USA	National Center for Atmospheric Research
9	CESM1-WACCM	1.9° x 2.5°	USA	National Science Foundation, Department of Energy, National Center for Atmospheric Research
10	CMCC-CESM	~3.44°x3.75° (T31)	Italia	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici
11	CMCC-CM	0.75°x0.75° (T159)	Italia	
12	CMCC-CMS	1.875°x1.875° (T63)	Italia	
13	CNRM-CM5	~1.4ºx1.4º (TL127)	Francia	Centre National de Recherches Meteorologiques / Centre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique
14	CNRM-CM5-2	~1.4ºx1.4º (TL127)	Francia	
15	CSIRO-Mk3-6-0	~1.8x1.875 (T63)	Australia	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation in collaboration with the Queensland Climate Change Centre of Excellence
16	FGOALS-g2	~2.7906°x2.8125°	China	LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences; and CESS, Tsinghua University
17	FIO-ESM	~2.8ºx2.8º (T42)	China	The First Institute of Oceanography, SOA, China
18	GFDL-CM2.1	~2.0ºx 2.5º	USA	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
19	GFDL-CM3	~2.0ºx 2.5º	USA	
20	GFDL-ESM2G	~2.0ºx 2.5º	USA	
21	GFDL-ESM2M		USA	

Los números precedidos de la letra *T*, son los niveles de truncación usados en modelos espectrales. La simbología iniciada con N, hace referencia al tipo de sistema de grillado gaussiano empleado por el modelo.

…Continua

…Continuación

	MODELOS	RESOLUCIÓN ATMOSFÉRICA (latxlon)	PAÍS	INSTITUCIÓN
22	GISS-E2-H	2.0ºx 2.5º	USA	NASA Goddard Institute for Space Studies
23	GISS-E2-H-CC	~2.0ºx 2.5º	USA	
24	GISS-E2-R	2.0ºx 2.5º	USA	
25	GISS-E2-R-CC	~2.0ºx 2.5º	USA	
26	HadCM3	2.5ºx3.75º	Reino Unido	Met Office Hadley Centre (additional HadGEM2-ES realizations contributed by Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais)
27	HadGEM2-CC	1.25ºx1.875º	Reino Unido	
28	HadGEM2-ES		Reino Unido	
29	inmcm4	~1.5ºx 2.0º	Rusia	Institute for Numerical Mathematics
30	IPSL-CM5A-LR	~1,9° x 3,75°	Francia	Institut Pierre-Simon Laplace
31	MIROC5	1.40625º x 1.40625º (T85)	Japon	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
32	MIROC-ESM	~2.8ºx2.8º (T42)	Japon	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies
33	MIROC-ESM-CHEM		Japon	
34	MPI-ESM-LR	~1.8ºx1.8º (T63)	Alemania	Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M)
35	MPI-ESM-MR		Alemania	
36	MPI-ESM-P		Alemania	
37	MRI-CGCM3	~1.12148ºx1.125º	Japon	Meteorological Research Institute
38	MRI-ESM1	~1.12148ºx1.125º	Japon	
39	NorESM1-M	~1.9º x 2.5º	Noruega	Norwegian Climate Centre
40	NorESM1-ME		Noruega	

Los números precedidos de la letra *T*, son los niveles de truncación usados en modelos espectrales.

Todos los MCGs mostrados en las tablas 2 y 3 presentan 17 niveles verticales (hPa): 1000, 950, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250,200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 y 10.

FUENTE: IPCC, 2014; adaptación propia al español.

3.1.3. Reanalysis ERA-Interim (REI)

El Reanalysis ERA-Interim (REI) fue desarrollado por la European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF); el cual, con una cobertura global, de 0ºE a 359.297ºE y de 89.463ºN a 89.463ºS (con una originaria resolución espacial de ~0.7º), y 37 niveles de presión, posee datos desde enero de 1979 hasta el tiempo presente.

Mediante el portal web del Data Server del ECMWF (http://apps.ecmwf.int/datasets/), es posible obtener los datos REI, ya sea en formato NetCDF o GRIB, en frecuencias de tiempo sinópticas (cada de seis horas), diarias, mensuales, etc; así como, en resoluciones horizontales (regrilladas) de: 0.125ºx0.125º, 0.25ºx0.25º, 0.5ºx0.5º, 0.75ºx0.75º, 1.0ºx1.0º, 1.125ºx1.125º, 1.5ºx1.5º, 2.0ºx2.0º, 2.5ºx2.5º, 3.0ºx3.0º.

Para el presente estudio, se emplearon datos mensuales de provenientes de REI en formato NetCDF, con una resolución horizontal de 2.5ºx2.5º. Las variables obtenidas fueron: **presión a nivel del mar, altura geopotencial, temperatura del aire, velocidad vertical, velocidad de viento zonal y meridional; humedad relativa; y humedad específica.**

3.1.4. RSOL (Datos NOAA)

Estimaciones de RSOL son proveídas por los satélites polares de la National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA (Tabla 4). La National Environmental Satellite Data and Information Service (NESDIS), también de la NOAA, archiva los datos de RSOL con una resolución regular de 2.5ºx2.5º, abarcando el globo desde los 90.0ºN-90ºS y 0.0ºE-357.5ºE, contándose con datos desde 1974 hasta la actualidad. Normalmente, los satélites polares coleccionan datos de grilla dos veces por día (frecuencia diurna y nocturna), los cuales luego son almacenados en promedios diarios y mensuales. Sin embargo, algunos datos se pierden, ya sea por problemas en los sensores de los satélites, problemas de archivo, o cobertura global incompleta. Los valores de grilla perdidos, son estimados mediante procesos de interpolación espacial del vecino más cercano, y métodos lineales de interpolación temporal (Liebmann y Smith, 1996).

Para el presente estudio, se emplearon datos mensuales de RSOL provenientes de la NOAA, las cuales se encuentran disponibles en formato NetCDF en la siguiente dirección web: http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html. Los datos fueron descargados en diciembre del 2015.

Tabla 3. Lista de satélites usados por la NOAA para la estimación de RSOL.

Satelite	Tiempo de duración
SR series	1974/06/01 - 1978/03/16
-	1978/03/17 - 1978/12/31
Tiros N	1979/01/01 - 1980/01/31
NOAA 6	1980/02/01 - 1981/09/06
NOAA 7	1981/09/07 - 1985/02/04
NOAA 9	1985/02/05 - 1988/11/07
NOAA 10	1988/11/08 - 1988/11/30
NOAA 11	1988/12/01 - 1990/06/30
NOAA 10	1990/07/01 - 1990/07/04
NOAA 11	1990/07/05 - 1991/03/04
NOAA 10	1991/03/05 - 1991/03/05
NOAA 11	1991/03/06 - 1991/03/12
NOAA 10	1991/03/13 - 1991/03/13
NOAA 11	1991/03/14 - 1991/08/13
NOAA 10	1991/08/14 - 1991/08/14
NOAA 11	1991/08/15 - 1992/10/14
NOAA 12	1992/10/15 - 1992/10/15
NOAA 11	1992/10/16 - 1994/09/16
NOAA 12	1994/09/17 - 1995/01/31
NOAA 14	1995/02/01 - 2001/02/28
NOAA 16	2001/03/01 - 2005/07/31
NOAA 18	2005/09/01 - presente

FUENTE: NOAA, adaptación propia al español.

3.2. Metodología

En esta sección del presente estudio, se detalla los procedimientos realizados como parte de la metodología para el cumplimiento de cada uno de los objetivos planteados. A modo de resumen, en la Figura 16 se muestra el esquema general de cómo se llevó a cabo la investigación.

1. VALIDACIÓN DE LOS MCGs PARTICIPES DEL CMIP5

1. Descarga de datos mensuales de las simulaciones del clima histórico por parte de los modelos participes del CMIP5.
2. Descarga de datos mensuales de Reanalysis ERA-Interim (REI) y RSOL (proveniente de la NOAA), periodo 1981-2005.
3. Computo de los parámetros necesarios para el desarrollo de la validación.
4. Elección de los MCGs que mejor representen el clima sobre Sudamérica.
5. Análisis del sistema atmosférico Alta de Bolivia (AB) en las simulaciones del clima histórico por parte de los modelos que pasaron el proceso de validación, ello, en comparación con lo representado por el REI y los datos de RSOL.

2. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS EN LA ALTA DE BOLIVIA HACIA FINALES DEL SIGLO XXI BAJO EL ESCENARIO DE EMISIÓN RCP8.5

1. Descarga de datos mensuales de las simulaciones del clima futuro bajo el escenario rcp8.5, de los modelos que pasaron la validación.
2. Análisis del sistema atmosférico AB en las proyecciones del clima futuro bajo el escenario rcp8.5.
3. Determinación de los posibles cambios en el sistema AB bajo el escenario de emisión de emisión rcp8.5.

Figura 16. Resumen de los procedimientos de la investigación.

FUENTE: Elaboración propia.

3.2.1. Validación de los MCGs participes del CMIP5

a) Proceso cuantitativo de Validación: Segregación de los MCGs

Esta fase de la validación, consistió en calificar de manera cuantitativa a 40 modelos participantes del CMIP5 (Tablas 2 y 3), permitiendo conocer cuáles de ellos tienen una mejor representación de los patrones de circulación en baja y alta tropósfera sobre Sudamérica; En este proceso, el periodo climático a analizar fue entre los años 1981-2005.

Esta fase del proceso de validación, se realizó evaluando la capacidad de los modelos en representar la posición de: **el núcleo del Anticiclón del Pacifico Sur Oriental (APSO),** durante verano e invierno; **el núcleo de La Alta de Bolivia (AB),** durante verano; y **el núcleo de La Baja Amazónica (BA),** durante verano. Entiéndase **verano** e **invierno** como la condición promedio entre los trimestres **Diciembre-Enero-Febrero** y **Junio-Julio-Agosto**, respectivamente. Los núcleos del APSO y de la BA fueron localizados como el punto de mayor y menor presión a nivel del mar dentro del cuadrante referencial de sus áreas de acción, respectivamente. Finalmente, el núcleo de la AB es el punto de mayor magnitud de altura geopotencial en 200hPa, dentro del cuadrante referencial de su área de acción. Cada una de las áreas de acción de los sistemas mencionados es mostrada en la Figura 17.

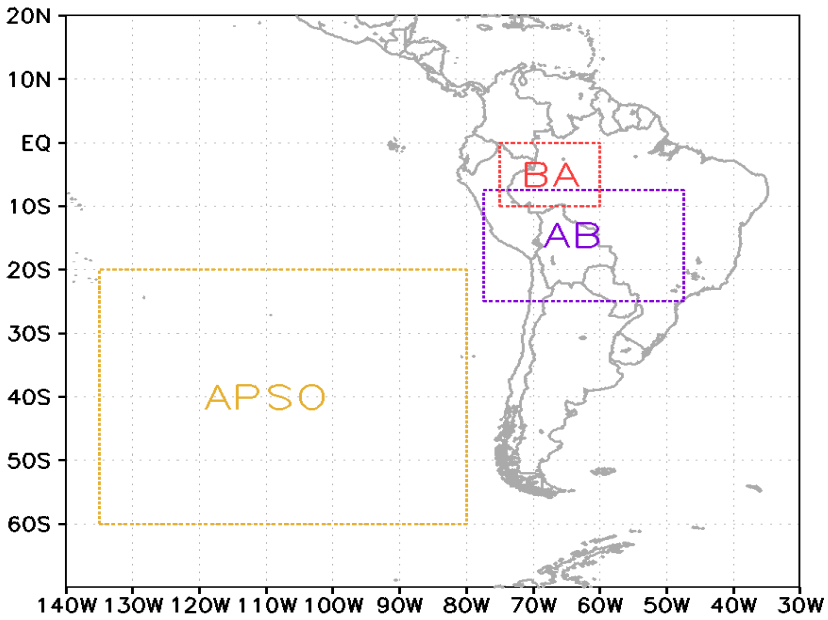


Figura 17. Cuadrantes referenciales de las áreas de acción del APSO (20ºS-60ºS; 135W-80W), AB (7.5ºS-25ºS; 77.5ºW-47.5ºW) y BA (3ºN-8ºS; 75ºW-58ºW)

FUENTE: Elaboración propia.

Se emplearon **datos mensuales de presión a nivel del mar y altura geopotencial al nivel de 200hPa**, de 40 modelos pertenecientes al CMIP5 mencionados anteriormente, y del REI. Asimismo, fue necesario el regrillado horizontal bilinear de estos datos de los modelos del CMIP5 al nivel de 2.5ºx2.5º, con la finalidad de uniformizar la resolución de todos los datos a emplear.

En el desarrollo de este ejercicio de validación fue necesario el cálculo de siete parámetros de validación (**PV**), los cuales ayudaron a evaluar la representación del clima en Sudamérica por parte de los modelos del CMIP5. Los parámetros evaluados para cada uno de los modelos son mostrados en la Tabla 5.

Tabla 4. Parámetros de validación utilizados en la evaluación de los MCGs del CMIP5

Parámetro de Validación (PV)	Descripción
1	Valor absoluto de la diferencia en intensidad del núcleo del APSO, entre un modelo del CMIP5 y el Reanalysis ERA-Interim, para el periodo de verano
2	Diferencia de la posición del núcleo del APSO, entre un modelo del CMIP5 y el Reanalysis ERA-Interim, para el periodo de verano
3	Valor absoluto de la diferencia en intensidad del núcleo del APSO, entre un modelo del CMIP5 y el Reanalysis ERA-Interim, para el periodo de invierno
4	Diferencia de la posición del núcleo del APSO, entre un modelo del CMIP5 y el Reanalysis ERA-Interim, para el periodo de invierno
5	Valor absoluto de la diferencia en intensidad del núcleo dela AB, entre un modelo del CMIP5 y el Reanalysis ERA-Interim, para el periodo de verano
6	Diferencia de la posición del núcleo dela AB, entre un modelo del CMIP5 y el Reanalysis ERA-Interim, para el periodo de verano
7	Valor absoluto de la diferencia en intensidad del núcleo de la BA, entre un modelo del CMIP5 y el Reanalysis ERA-Interim, para el periodo de verano

FUENTE: Elaboración propia.

El cálculo de los parámetros de validación relacionados con las diferencias en intensidad (1, 3, 5, 7) y diferencias en posición (2, 4, 6) se realizaron con la ecuación 14 y ecuación 15, respectivamente.

$$PV_{j,i} = |x_i - x_{rea}| \; ; j = 1,3,5, ó\ 7 \wedge i = 1,2,3, \dots 40 \qquad \textbf{(14)}$$

Donde:

$PV_{j,i}$ = Es el j-esimo parámetro de validación del i-esimo modelo del CMIP5.

X_i = Es la intensidad del núcleo del sistema a evaluar (APSO, AB, o BA) del i-esimo modelo del CMIP5.

X_{rea}= Es la intensidad del núcleo del sistema a evaluar (APSO, AB, o BA) de REI.

$$PV_{j,i} = \sqrt{(lat_i - lat_{rea})^2 + (lon_i - lon_{rea})^2};\ j = 2,4\ ó\ 6\ \wedge\ i = 1,2,3, \dots 40 \qquad \textbf{(15)}$$

Donde:

$PV_{j,i}$ = Es el j-esimo parámetro de validación del i-esimo modelo del CMIP5.

Lat_iy lon_i = Latitud y longitud del núcleo del APSO y/o AB del i-esimo modelo del CMIP5.

Lat_{rea}y lon_{rea}= Latitud y longitud del núcleo del APSO y/o AB de REI.

Posteriormente, cada uno de los siete Parámetros de Validación (**PV**) fue estandarizado empleando la **ecuación 16**; obteniéndose, para cada uno de los modelos, siete Parámetros de Validación Estandarizados (**PVS**).

$$PVS_{j,i} = \frac{PV_{j,i} - PV_{min_j}}{(PV_{max_j} - PV_{min_j})}; j = 1,2,3, \dots 7 \wedge i = 1,2,3, \dots 40 \qquad \textbf{(16)}$$

Donde:

$PVS_{j,i}$ = Es el valor del j-esimo parámetro de validación estandarizado del i-esimo modelo del CMIP5.

$PV_{j,i}$ = Es elj-esimo parámetro de validación del i-esimo modelo del CMIP5

PV_{maxj} = Es el valor máximo del j-esimo parámetro de validación.

PV_{minj} = Es el valor mínimo del j-esimo parámetro de validación.

Finalmente, los modelos que obtengan los siete **PVS** con valores menores ó iguales a 0.33 habrán pasado la validación. **Los MCGs que pasaron el proceso de validación se les nombró como MCGVs (Modelos de Circulación Global Validados).**

b) Evaluación de la AB en la simulación histórica de los MCGVs

De manera complementaria al proceso de validación cuantitativo, esta fase de la investigación fue realizada con el objetivo de profundizar en el análisis espacial de la representación de la AB por parte de los MCGVs, ello además en comparación con lo representado por el REI. Similar al proceso de selección, los datos de los modelos escogidos fueron previamente regrillados al nivel de 2.5ºx2.5º, a fin de uniformizar la resolución de estos.

Se determinó algunas características básicas de la AB, tanto por los MCGVs y el REI, como es: la magnitud de la altura geopotencial en el núcleo de la AB, en el nivel de 200hPa; y en base a esta característica, la posición latitudinal y longitudinal del mismo; a su vez, se calculó los valores de vorticidad relativa promedio simulados dentro del área de acción de la AB.

Además, considerando la misma base climatológica (1981-2005), el área de análisis de 41.0ºS a 6.0ºN y de 90.0ºW a 30.0ºW, y el periodo de acción de la AB (verano); los MCGVs fueron evaluados por medio del análisis de mapas de:

- Altura geopotencial en el nivel de 200hPa y 500hPa.
- Espesor entre 200 y 500 hPa (Ecuación 17).
- Temperatura del aire en el nivel de 300hPa.
- Circulación de viento en 200hPa y 500hPa.
- Divergencia y vorticidad horizontal en el nivel de 200hPa

$$\text{Espesor}_{200/500} = \text{H}_{200} - \text{H}_{500} \qquad \textbf{(17)}$$

Donde:

$\text{Espesor}_{200/500}$: Diferencia entre el valor de altura geopotencial en 200hPa y 500hPa

H_{200} :Altura geopotencial en el nivel de 200hPa

H_{500} :Altura geopotencial en el nivel de 500hPa

Por último, se analizó la capacidad de los modelos en representar la estructura vertical de la AB. El esquema para el desarrollo de este análisis tiene base en el trabajo realizado por Garreaud (2011); realizándose cortes meridionales (de 41.0°S a 6.0°S, considerando el promedio entre las longitudes 75.0ºW-55.0ºW) y zonales (de 90º.0W a 30.0ºW, considerando el promedio entre las latitudes 20.0ºS-10.0ºS) desde 1000 a 100hPa; evaluándose las siguientes variables:

- Temperatura potencial equivalente (Ecuación 13).
- Viento meridional, zonal, y vertical.
- Desviación de la media zonal (DZ) de la temperatura del aire y de la altura geopotencial (Ecuación 18) a lo largo de la columna vertical.

$$\text{DZ}_X = \text{X}_{\text{n,l}} - \overline{\text{X}}_n \qquad \textbf{(18)}$$

Donde:

X: Variable temperatura del aire y/o altura geopotencial.

$X_{n,l}$: Valor promedio de X entre las latitudes 20.0ºS-10.0ºS, en el n-ésimo nivel de presión y l-ésima longitud.

$\overline{X}_n$: Valor promedio X entre las latitudes 20.0ºS-10.0ºS, y las longitudes 90º.0W a 30.0ºW, en el n-ésimo nivel de presión.

l: Valores de longitud de 90º.0W a 30.0ºW.

n: Valores de nivel de presión de 1000hPa a 100hPa.

Los softwares empleados para la realización del cómputo de las ecuaciones, ploteo de mapas, y manejo de datos fueron: Climate Data Operators (CDO) y GrADS.

3.2.2. Determinación de los cambios en los patrones atmosféricos asociados a la Alta de Bolivia

Esta parte del estudio consistió en el análisis del comportamiento de la Alta de Bolivia hacia finales del siglo XXI, y de sus respectivos cambios, en el contexto del calentamiento global; para ello, se consideraron las simulaciones del clima futuro en el escenario de emisión rcp8.5, realizadas por los MCGVs.

Los datos de los modelos seleccionados fueron previamente regrillados a la resolución horizontal de 2.5ºx2.5º, ello a fin de uniformizar la resolución de todos los datos a analizar. Para la generación de los diferentes scripts que permitan plotear los mapas de estudio, resolución de las ecuaciones, y tratamiento de datos; se empleó los softwares: Climate Data Operators (CDO) y GrADS.

Para un mejor entendimiento del comportamiento futuro de la AB y de sus cambios bajo el escenario de emisión rcp8.5. El desarrollo de esta sección de la investigación fue dividido en 2 procesos independientes, los cuales son descritos a continuación.

a) Análisis de cambios en la Alta de Bolivia en niveles altos de la tropósfera en el escenario de emisión rcp8.5

Se analizó los patrones atmosféricos en alta tropósfera asociados a la AB en el periodo 2071-2095 (futuro lejano) bajo el escenario rcp8.5; los cuales fueron comparados correspondientemente, con las simulaciones del periodo climatológico 1981-2005 (simulación histórica) de cada MCGV. Para ello, se empleó mapas promedio de las variables:

- Circulación de viento en el nivel de 200hPa.
- Divergencia horizontal en el nivel de 200hPa.
- Vorticidad horizontal en el nivel de 200hPa.
- Altura geopotencial en el nivel de 200hPa.
- Temperatura del aire en 300hPa.
- RSOL (Radiación Saliente de Onda Larga).

Asimismo, se calculó la magnitud de los cambios al futuro lejano en las variables mencionadas, considerando cada uno de los MCGVs, y el escenario de emisión rcp8.5. Para el cálculo de los cambios en el futuro lejano se empleó la **ecuación 19**.

$$\mathrm{CAMBIO} = \mathrm{X_{fut}} - \mathrm{X_{his}} \qquad \textbf{(19)}$$

Donde:

X_{fut}: Es el valor promedio de la variable X en el futuro lejano, en el escenario rcp8.5.

X_{his}: Es el valor del promedio climatológico de la variable X.

b) Análisis de cambios en la estructura vertical de la Alta de Bolivia en el escenario de emisión rcp8.5

Se analizó los patrones atmosféricos verticales asociados a la AB en el periodo 2071-2095 (futuro lejano) bajo el escenario rcp8.5; los cuales fueron comparados correspondientemente, con las simulaciones del periodo climatológico 1981-2005 (simulación histórica) de cada MCGV. El esquema de análisis tuvo base en el trabajo realizado por Garreaud (2011); realizándose cortes meridionales (de 41.0°S a 6.0°N, considerando el promedio entre las longitudes 75.0ºW-55.0ºW) y zonales (de 90.0°W a 30.0ºW, considerando el promedio entre las latitudes 20.0ºS-10.0ºS) desde 1000 a 100hPa, evaluándose las siguientes variables:

- Temperatura potencial equivalente.
- Viento meridional, zonal, y vertical.
- Desviación de la media zonal (DZ) de la temperatura del aire y de la altura geopotencial a lo largo de la columna vertical.

Además, se calculó la magnitud de los cambios en la vertical hacia el futuro lejano de las variables descritas, considerando cada uno de los MCGVs, y el escenario rcp8.5. El cálculo de los cambios futuros fue tambien realizado empleando la ecuación 19.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES

Siendo el objetivo general de la investigación "Identificar los cambios hacia finales del siglo XXI en el sistema atmosférico Alta de Bolivia bajo el escenario de emisión rcp8.5", los resultados y discusiones se presentan teniendo en cuenta los objetivos específicos planteados.

4.1. Validación de los MCGs

4.1.1. Validación cuantitativa

Uno de los primeros resultados, durante el desarrollo de la validación fue la determinación, mediante el uso del Reanalysis ERA-Interim (REI), de las características generales de cada sistema atmosférico: APSO, BA y AB; como es la posición y magnitud de sus respectivos núcleos dentro de los periodos estacionales escogidos para la validación (Tabla 6).

Tabla 5. Características generales de los núcleos de los sistemas atmosféricos evaluados, determinados por el Reanalysis ERA-Interim (REI)

SISTEMA ATMOSFÉRICO	ESTACIÓN	LONGITUD	LATITUD	MAGNITUD DEL NÚCLEO DEL SISTEMA
ANTICICLÓN DEL PACÍFICO SUR ORIENTAL	VERANO	95.0ºW	32.5ºS	1021.98 hPa
	INVIERNO	90.0ºW	27.5ºS	1021.60 hPa
BAJA AMAZÓNICA	VERANO	62.5ºW	0.0ºS	1010.0 hPa
ALTA DE BOLIVIA	VERANO	65.0ºW	15.0ºS	12 440.3 mgp

FUENTE: Elaboración propia.

Como se observa en la Tabla 6, bajo lo señalado por el REI, el sistema APSO no muestra una marcada diferencia en la magnitud de su núcleo entre la estación de verano e invierno (en ambos periodos es aproximadamente 1022 hPa); siendo la principal diferencia la variación interestacional de su posición, ubicándose durante el verano más alejada de la costa sur de Perú (95ºW-32.5ºS); y viceversa durante el invierno (90ºW-27.5ºS). Esto último estaría demostrando la capacidad de REI en representar la variación estacional de la localización del APSO señalada teóricamente por Gilford (1992), Satyamurty (1998) y Garreaud (2007). Además, es posible determinar que sobre la costa centro-sur de Perú, la ocurrencia durante invierno de mayor cobertura nubosa, mayor velocidad de viento en superficie, y de una altura más baja del nivel de inversión térmica, está más asociado a la mayor proximidad del APSO hacia continente, que a variaciones en la magnitud de su núcleo de presión; ello en comparación con la estación de verano, periodo donde existe la ocurrencia de mayores días despejados y menores velocidades de viento en superficie sobre la costa.

Por otro lado, durante el periodo de verano existen menores presiones atmosféricas a nivel del mar sobre el área de acción de la Baja Amazónica; la cual es representado por el REI con un núcleo de valor mínimo de presión de 1010.0 hPa, localizado en los 0.0ºS y 63.0ºW.

Finalmente, REI define el núcleo de la AB sobre los 15.0ºS y 64.5ºW, con una magnitud de altura geopotencial máxima de 12199.4 mgp. Esta ubicación se diferencia en sentido latitudinal y longitudinal de lo señalado por Gilford et al. (1992), 13ºS y 68ºW. La determinación de la localización del núcleo de la AB cercano a lo señalado teóricamente, nos da señales de un adecuado performance del REI en representar la estructura de la AB.

Tras la determinación referencial de la ubicación e intensidad de los núcleos de los sistemas atmosféricos, se procedió al cómputo de los parámetros estandarizados de validación, en orden que nos permita diferenciar, segregar y seleccionar cuál de los 40 modelos del CMIP5 estudiados representan mejor el clima sobre Sudamérica. Los resultados del cómputo de cada uno de los PVS, por cada uno de los modelos, se muestran en la Tabla 7.

Tabla 6. Valores de los PVS (Tabla 5) obtenidos por cada uno de MCGs

	Modelo	PVS-1	PVS-2	PVS-3	PVS-4	PVS-5	PVS-6	PVS-7
1	**ACCESS1-0**	**0.00**	**0.00**	**0.07**	**0.00**	**0.20**	**0.00**	**0.25**
2	ACCESS1-3	0.33	0.83	0.01	0.63	0.24	0.16	0.40
3	bcc-csm1-1	0.57	0.28	0.25	0.45	0.48	0.22	0.38
4	bcc-csm1-1-m	0.19	0.62	0.21	0.32	0.36	0.22	0.52
5	BNU-ESM	0.62	0.62	0.05	0.00	0.03	0.31	0.24
6	CanESM2	0.28	0.55	0.21	0.00	0.02	0.31	0.75
7	CCSM4	0.64	0.62	0.09	0.00	0.18	0.35	0.00
8	CESM1-BGC	0.53	0.39	0.13	0.45	0.20	0.35	0.00
9	CESM1-FASTCHEM	0.59	0.62	0.08	0.00	0.19	0.35	0.01
10	CESM1-WACCM	0.24	0.39	0.11	0.45	0.03	0.31	0.38
11	CMCC-CESM	0.44	0.28	0.39	1.00	0.02	1.00	0.13
12	CMCC-CM	0.28	0.28	0.24	0.71	0.00	0.70	0.15
13	CMCC-CMS	0.14	0.28	0.20	0.00	0.12	0.35	0.20
14	CNRM-CM5	0.32	0.00	0.33	0.00	0.70	0.35	0.35
15	CNRM-CM5-2	0.22	0.00	0.45	0.45	0.76	0.35	0.36
16	CSIRO-Mk3-6-0	0.37	0.28	0.19	0.32	0.06	0.78	0.79
17	FGOALS-g2	0.70	1.00	0.35	0.32	1.00	0.16	0.07
18	GFDL-CM2p1	0.46	0.00	0.08	0.32	0.73	0.35	0.41
19	GFDL-CM3	0.13	0.28	0.02	0.00	0.16	0.22	0.39
20	GFDL-ESM2G	0.05	0.28	0.40	0.32	0.68	0.35	0.10
21	GFDL-ESM2M	0.11	0.55	0.20	0.32	0.49	0.35	0.10
22	GISS-E2-H	0.99	0.28	0.85	0.00	0.33	0.64	0.47
23	GISS-E2-H-CC	0.64	0.28	0.69	0.00	0.21	0.64	0.48
24	GISS-E2-R	0.79	0.28	1.00	0.32	0.20	0.31	0.45
25	GISS-E2-R-CC	1.00	0.28	0.93	0.32	0.20	0.56	0.44
26	HadCM3	0.90	0.28	0.56	0.00	0.09	0.22	1.00
27	HadGEM2-CC	0.60	0.28	0.09	0.00	0.46	0.22	0.21
28	**HadGEM2-ES**	**0.28**	**0.28**	**0.13**	**0.00**	**0.32**	**0.16**	**0.19**
29	inmcm4	0.20	0.39	0.02	0.00	0.17	0.35	0.05
30	IPSL-CM5A-LR	0.58	0.28	0.02	0.32	0.47	0.35	0.40
31	MIROC5	0.54	0.28	0.15	0.71	0.35	0.22	0.38
32	MIROC-ESM	0.31	0.88	0.16	0.32	0.51	0.31	0.08
33	MIROC-ESM-CHEM	0.36	0.88	0.31	0.32	0.48	0.31	0.07
34	MPI-ESM-LR	0.45	0.28	0.00	0.00	0.44	0.35	0.25
35	MPI-ESM-MR	0.33	0.55	0.06	0.00	0.40	0.35	0.25
36	MPI-ESM-P	0.53	0.55	0.03	0.00	0.50	0.35	0.23
37	MRI-CGCM3	0.52	0.55	0.62	0.45	0.00	0.22	0.14
38	MRI-ESM1	0.56	0.28	0.65	0.71	0.11	0.22	0.12
39	NorESM1-M	0.04	0.39	0.24	0.32	0.12	0.35	0.21
40	NorESM1-ME	0.26	0.39	0.20	0.32	0.22	0.22	0.25

FUENTE: Elaboración propia.

En el proceso de validación y selección de los MCGs se encontró que, en general, existe una subestimación en los valores de altura geopotencial al nivel de 200hPa por la mayoría de los modelos evaluados, con un déficit promedio de -40.4 mgp (Anexo 12). Finalmente, bajo los límites establecidos en la metodología, doce modelos del CMIP5 representaron de manera adecuada tanto la "posición" (PVS-6) e "intensidad" (PVS-5) del núcleo de La Alta de Bolivia (Tabla 7).

Por otro lado, la magnitud del núcleo de la Baja Amazónica (PVS-7 en la Tabla 7), es representada de manera adecuada por 23 modelos del total. Asimismo, la magnitud y posición del núcleo del APSO durante verano (PVS-1 y PVS-2) e invierno (PVS-3 y PVS-4) es mejor simulado por ocho y veintidós modelos, respectivamente; de los cuales solo cuatro son coincidentes entre ambas estaciones (ACCESS1-0, CMCC-CMS, GFDL-CM3, HadGEM2-ES).

Finalmente, en función a los resultados del cálculo del PVS mostrados en la Tabla 7, y bajo el método de selección descrito en la metodología, los modelos **ACCESS1-0** y **HadGEM2-ES** lograron pasar con éxito los 7 PVS de validación, resultando como los MCGs más óptimos del proyecto CMIP5 en representar los sistemas atmosféricos APSO, AB y BA; los cuales modulan en gran parte el clima sobre Sudamérica.

Cabe señalar que, otros MCGs también parecen presentar buena performance sobre Sudamérica, pero por debajo de los dos mencionados anteriormente; los cuales son: BNU-ESM, CanESM2, CMCC-CM, CMCC-CMS, GFDL-CM3, HadGEM2-CC, inmcm4, MIROC-ESM, NorESM1-M y NorESM1-ME; dado que lograron pasar los umbrales de selección en 5 a 6 de los 7 PVS. Sin embargo, es necesario analizar con mayor profundidad cada uno de ellos.

Dentro de los modelos con menor representatividad de los sistemas atmosféricos evaluados encontramos el modelo CNRM-CM5-2, y GISS-E2-H; los cuales solo lograron pasar el umbral de selección en dos de los 7 PVS.

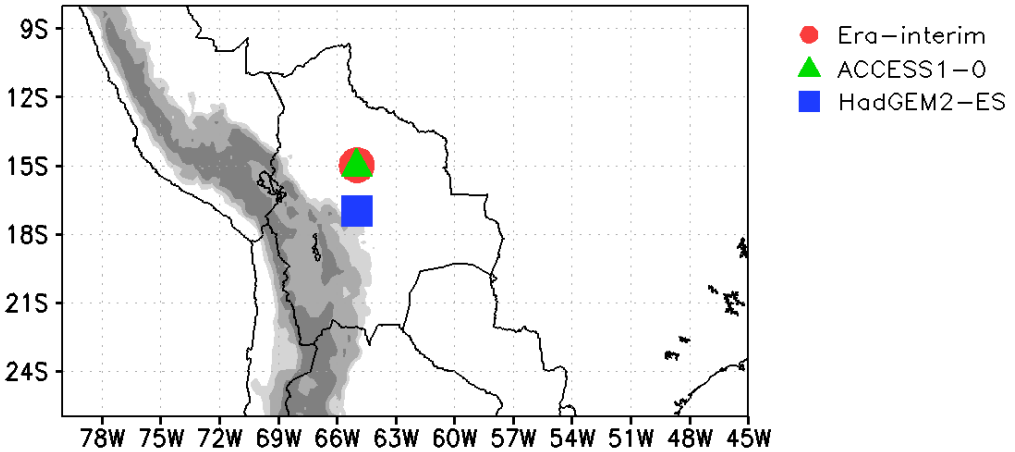
Los resultados finales de la validación, son comparables a lo encontrado por otros autores, los cuales mencionan al menos uno de los modelos con buen score obtenido en nuestra metodología (**ACCESS1-0**, **HadGEM2-ES**, NorESM1-M etc.) como sobresaliente en la representación del sistema climático en otros lugares del globo, bajo otras modalidades de validación; ya sea en la correcta simulación de los tipos de clima según Köppen-Trewartha (Michal B, et al, 2015); el patrón de lluvias asociados al monzón de la India (Jena et al, 2015); ó la distribución de temperaturas superficiales del mar en el Pacifico Ecuatorial (Brown et al, 2015).

4.1.2. La Alta de Bolivia en las simulaciones históricas de los MCGVs

Como se mencionó anteriormente, este proceso se realizó de manera complementaria a la de validación cuantitativa, con la intención de corroborar que tan bien representan los MCGVs el sistema Alta de Bolivia; así mismo, nos permitió realizar una actualización de los patrones climatológicos asociados a este sistema atmosférico (AB) mediante el uso de REI y los datos de RSOL de la NOAA.

a) Características generales de la AB determinadas por los MCGVs

En la discusión de la representatividad de las características del núcleo de AB por parte de los MCGVs, en la Figura 18, se observa que, al nivel de 200hPa el modelo ACCESS1-0 y el REI determinan la posición del núcleo de la Alta de Bolivia entre los 15ºS y 65ºW; mientras que el modelo HadGEM2-ES, lo determina en una posición al sur, entre los 17.5ºS y 65ºW.



*Los colores grises indican elevaciones de 2000 a 4000 m.s.n.m.

Figura 18. Posición del núcleo de la Alta de Bolivia determinada por REI, ACCESS1-0, y HadGEM2-ES; en el nivel de 200hPa.

FUENTE: Elaboración propia.

Asimismo, los valores de altura geopotencial en el núcleo de la AB definido por los modelos ACCESS1-0 y HadGEM2-ES, son 12401.6mgp y 12382.6mgp, respectivamente (Anexo 1). Finalmente, el valor promedio de vorticidad relativa dentro del área de acción de la AB, determinado por REI, es $1.53x10^{-5}s^{-1}$; mientras que ACCESS1-0 y HadGEM2-ES, determinan $1.88x10^{-5}s^{-1}$ y $1.65x10^{-5}s^{-1}$, respectivamente (Anexo 1).

b) Análisis en niveles altos de la tropósfera

Entre las Figuras 19 y 22, se muestran mapas climatológicos promedio de la circulación de viento, altura geopotencial, divergencia horizontal, y vorticidad horizontal, en el nivel de 200hPa; asimismo, de la temperatura del aire en el nivel de 300hPa, espesor entre los niveles de 200hPa y 500hPa, y RSOL. La discusión de las variables mencionadas, nos permitió encontrar similitudes y diferencias entre lo representado por los datos observados (REI y NOAA), y lo simulado por los MCGVs.

Dentro de las principales disimilitudes entre REI y los dos modelos seleccionados, es notable determinar, que en general existe una sobreestimación de la velocidad de viento en 200hPa alrededor de la AB por parte de los MCGVs, aproximadamente entre 3 a 5 m/s, principalmente sobre las áreas tropicales del continente (Anexo 2). Asimismo, los valores de altura geopotencial simulados son por debajo de lo observado.

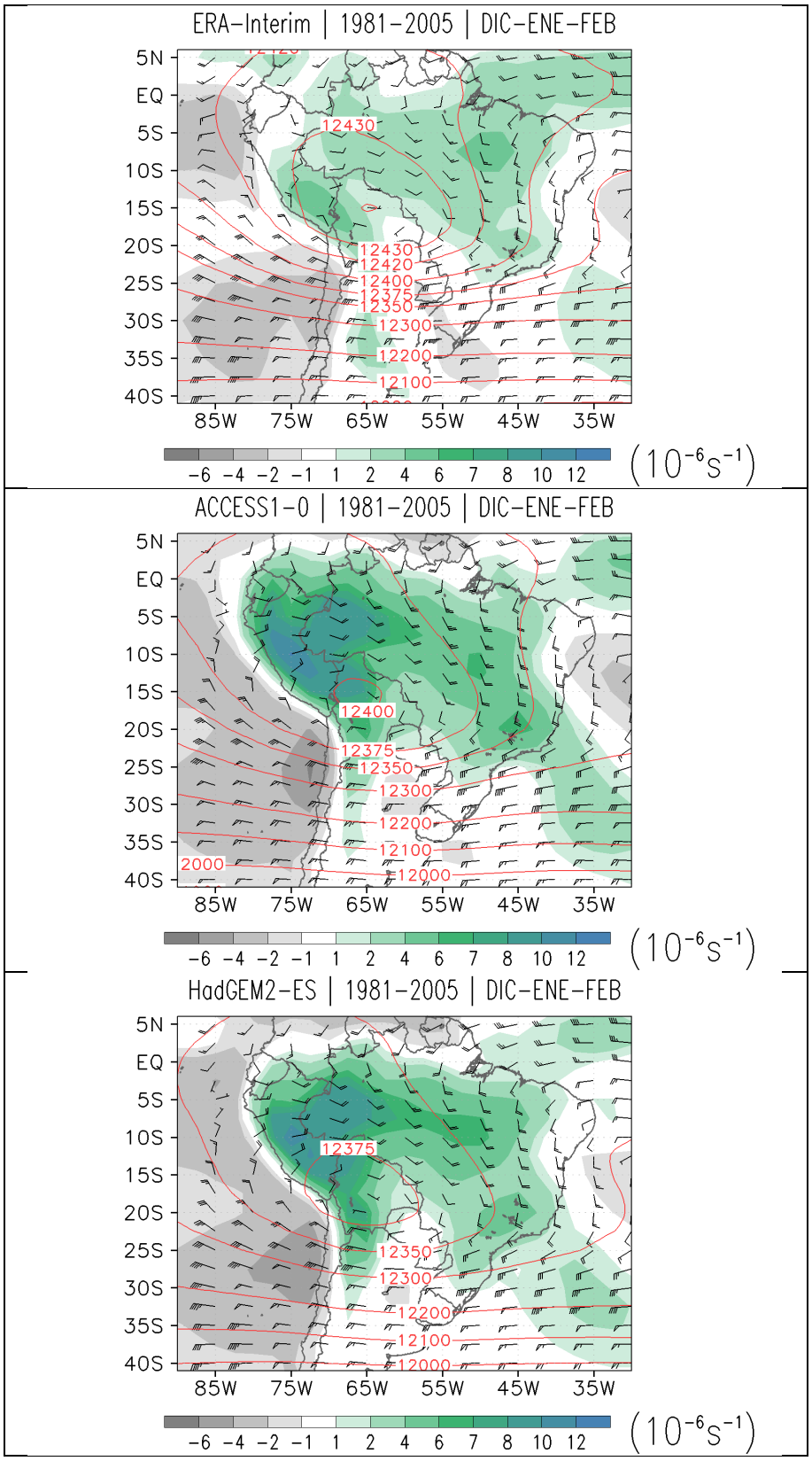


Figura 19. Promedio climatológico de la circulación de viento en nudos (barbas), de la divergencia de viento horizontal (colores), y la altura geopotencial en metros geopotenciales (líneas de contorno), en el nivel de 200hPa, para el periodo Dic-Ene-Feb, determinado por el REI (Imagen Superior), ACCESS1-0 (Imagen Intermedia) y HadGEM2-ES (Imagen Inferior).

FUENTE: Elaboración propia.

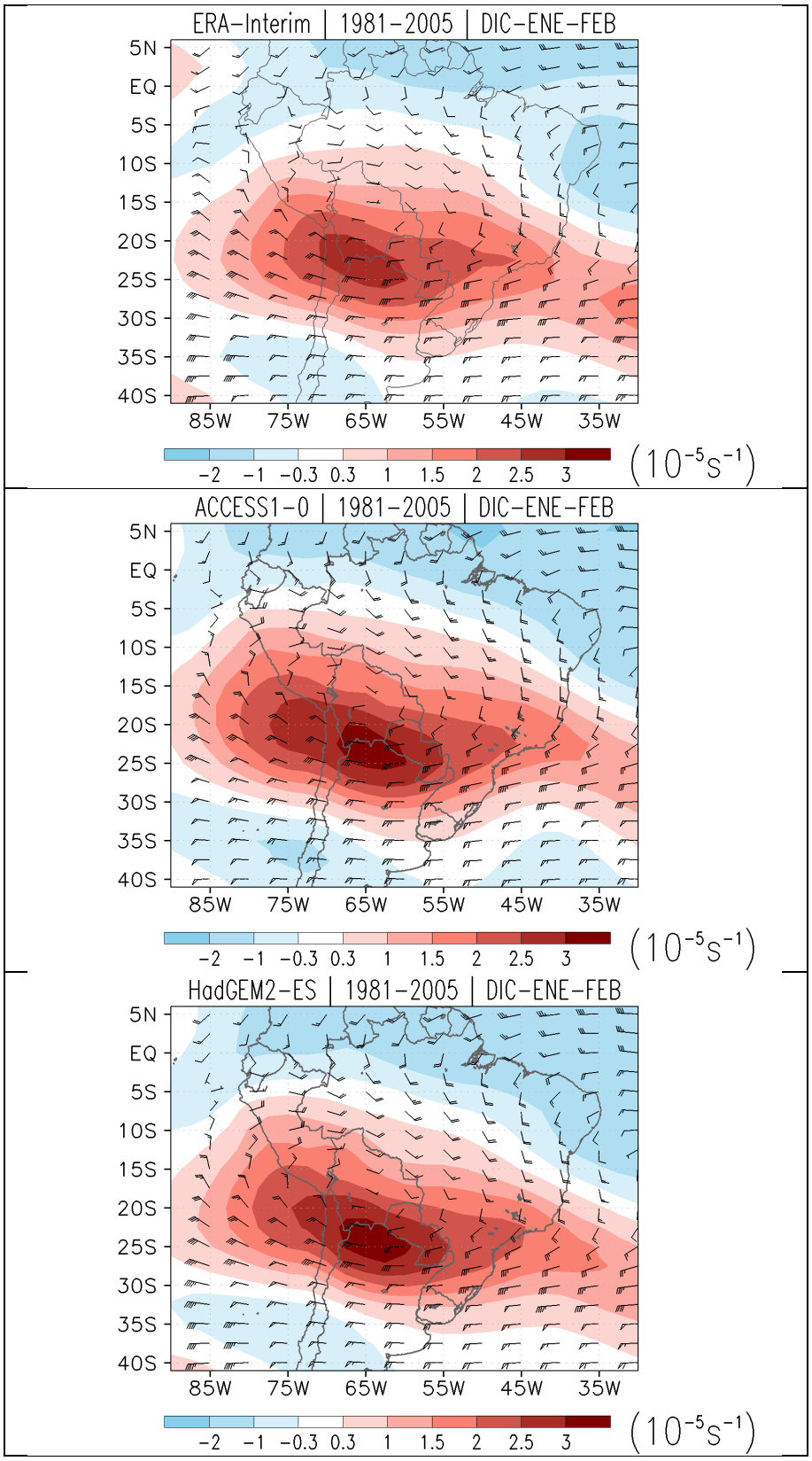


Figura 20. Promedio climatológico de la circulación de viento en nudos (barbas), de la vorticidad de viento horizontal (colores), en el nivel de 200hPa, para el periodo Dic-Ene-Feb, determinado por el REI (Imagen Superior), ACCESS1-0 (Imagen Intermedia) y HadGEM2-ES (Imagen Inferior).

FUENTE: Elaboración propia.

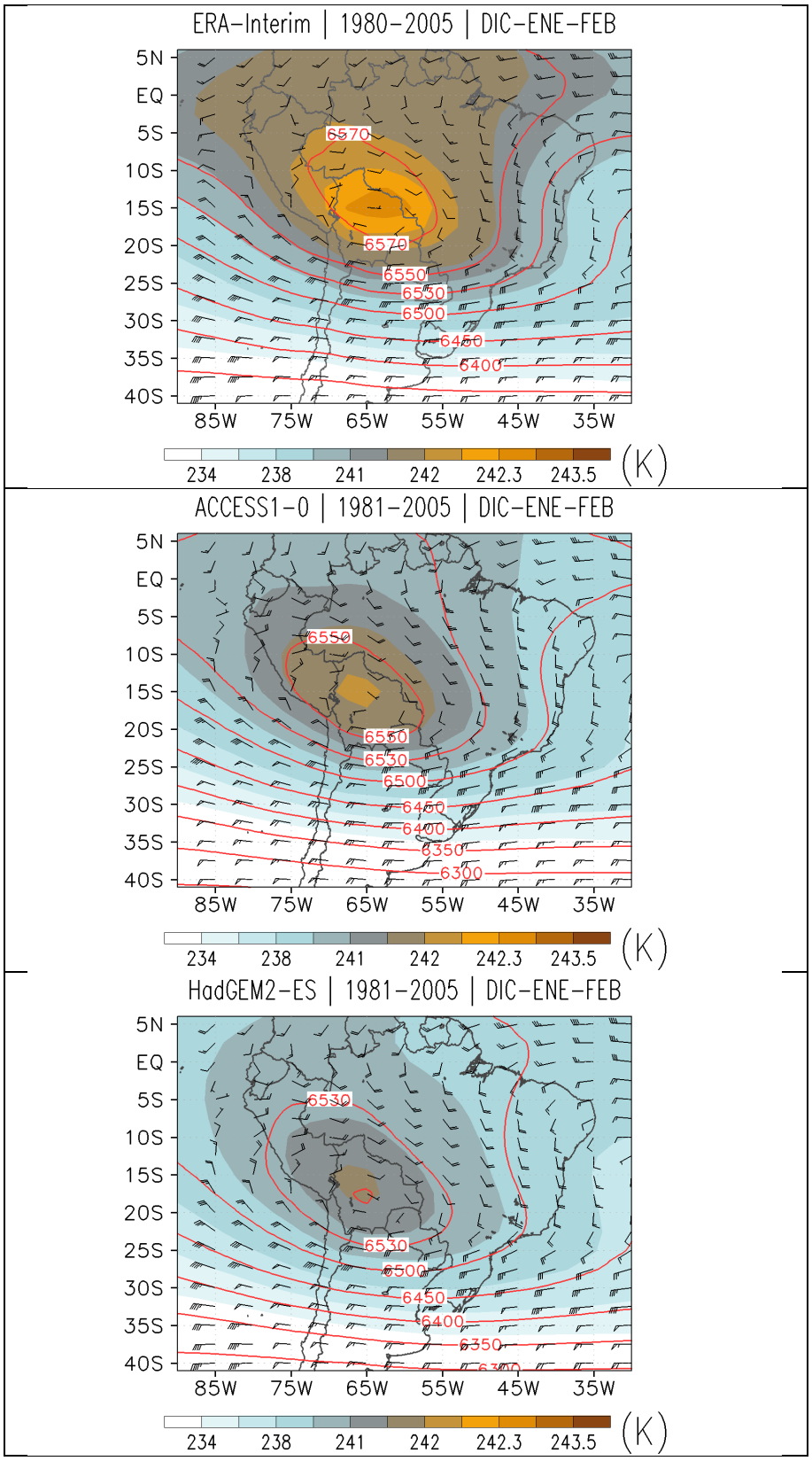


Figura 21. Promedio climatológico de la circulación de viento en nudos en el nivel de 200hPa (barbas), de la temperatura del aire en el nivel de 200hPa (colores), y el espesor (en mgp) entre 200hPa y 500hPa (líneas de contorno), para el periodo Dic-Ene-Feb, determinado por el REI (Imagen Superior), ACCESS1-0 (Imagen Intermedia) y HadGEM2-ES (Imagen Inferior).

FUENTE: Elaboración propia.

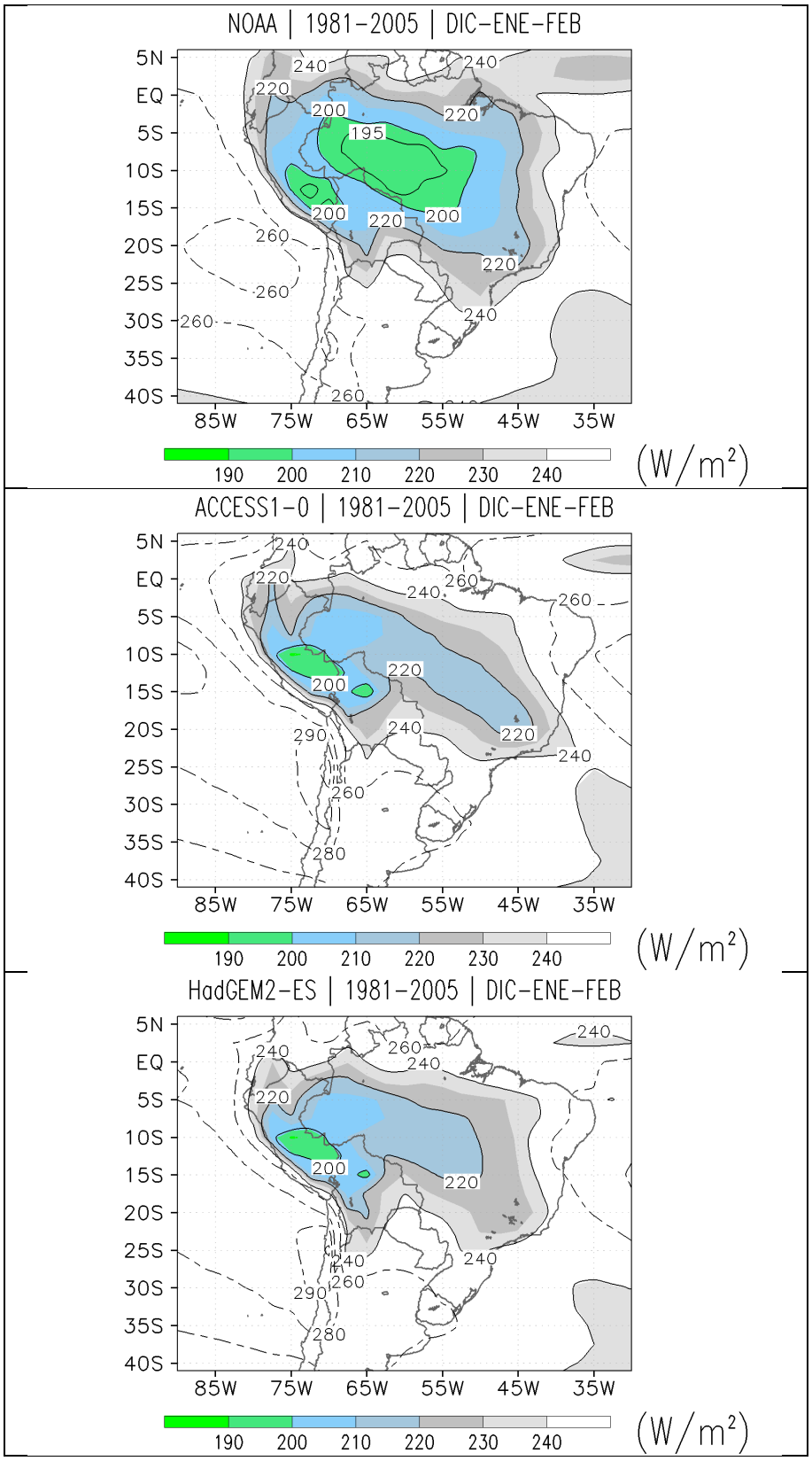


Figura 22. Promedio climatológico de RSOL (Radiación Saliente de Onda Larga), para el periodo Dic-Ene-Feb, determinado con los datos de la NOAA (Imagen Superior), ACCESS1-0 (Imagen Intermedia) y HadGEM2-ES (Imagen Inferior).

FUENTE: Elaboración propia.

En función a las Figuras 19, 20, y el Anexo 2; es posible determinar que la simulación errónea de valores superiores de velocidad de viento sobre el trópico, modifican el patrón espacial de la AB, dando mayores valores de RSOL sobre la región este del Amazonas (Figura 22), donde además las líneas de corriente en 200hPa sobre este lugar siguen un patrón de menor difluencia que el REI. Asimismo, sobre la costa noroeste de Sudamérica, mayores vientos del este simulado por los modelos provocan un desplazamiento anormal de la zona de difluencia característico durante verano, generando una expansión de la vorticidad anticiclónica hacia estos lugares (Anexo 2, Figura 20). Por otro lado, hacia la región oriental centro-sur de los Andes peruanos, valores de divergencia son sobrestimados, ello en asociación no solo con el ascenso orográfico y convectivo, sino que, al mismo tiempo, en niveles medios de la tropósfera (Anexo 3), vientos del este sobre la región centro-norte de los Andes peruanos son subestimados, mostrando una dirección más hacia el sur, lo cual estaría apoyando la advección de humedad hacia esta región dentro de la física del modelo.

Por otra parte, teniendo en cuenta la vorticidad horizontal (Figura 20), ésta posee mayor magnitud en las simulaciones de los MCGVs, ello ligado también a las mayores velocidades de viento simuladas, esta característica se da principalmente en el modelo ACCESS1-0. Asimismo, la amplitud espacial de la circulación anticiclónica asociada a la AB determinada por ambos modelos muestran un aceptable performance; sin embargo, estos muestran una extensión de los valores de vorticidad positiva sobre el norte de Perú, diferenciándose del REI. Finalmente, según los patrones de circulación de viento, divergencia y vorticidad horizontal en niveles altos de la tropósfera, y un marcado descenso espacial de altura geopotencial desde el centro de la AB hacia el noroeste; hacen notar que ambos modelos simulan una AB con una ligera inclinación diagonal de noroeste a sureste, comportamiento similar también fue mencionado por Fonseca y Harumi (2012).

En cuanto a la estimación de la temperatura del aire en el nivel de 300hPa, Figura 21, ambos MCGVs simulan menores valores que lo observado sobre la región ecuatorial continental de Sudamérica y el núcleo de Alta de Bolivia; sin embargo, mantienen un moderado performance de la distribución espacial de esta variable y de su variación latitudinal y longitudinal en este nivel, principalmente hacia el sur de los 10ºS. En este punto de las discusiones, se puede señalar que existe una subestimación de valores de altura geopotencial entre 500hPa y 200hPa (Figura 19, 21, y Anexo 3), lo cual puede estar asociado a un error sistemático en la mayoría de modelos del CMIP5 en subestimar los valores de temperatura del aire entre niveles medios y altos de la tropósfera (Tian et al, 2013).

Finalmente, la distribución espacial de RSOL simulada por los MCGVs, muestra también un mejor performance hacia el sur de los 10ºS, principalmente sobre la región oriental centro-sur del Perú. En contraste, sobre la cuenca del Amazonas, los modelos estiman mayores valores de RSOL, lo cual indica menor actividad convectiva profunda sobre esta zona que lo observado, ello guarda relación con los patrones de menor difluencia por dirección de viento en alta tropósfera sobre esta área, acorde con la reproducción de una inclinación de la AB, discutido anteriormente.

c) Análisis vertical

Las Figuras 23, 24, 25 y 26, muestran, mediante cortes transversales zonales y meridionales, la distribución vertical promedio de la temperatura potencial equivalente, velocidad de viento (zonal, meridional y vertical), y la desviación de la media zonal de la temperatura del aire y de la altura geopotencial; determinado por el REI, y los MCGVs.

En la Figura 23, se observa que los MCGVs simulan un patrón vertical de vientos zonales y meridionales similar al REI, para el periodo de verano. Sin embargo, como se discutió anteriormente, existe una sobrestimación de la velocidad de viento por parte de los modelos globales.

En el caso del viento meridional, los MCGVs simulan mejor la magnitud de los vientos del sur en bajos niveles de la tropósfera (por debajo de los 700hPa) al oeste de los Andes, los cuales son modulados por el APSO; por otro lado, entre niveles medios y altos, la sobrestimación se da principalmente en los núcleos de alta velocidad meridional asociados a la AB y la vaguada del noreste de Brasil, siendo el núcleo de vientos del norte (ubicado en ≈81ºW y ≈15ºS, al nivel de 200hPa) y del sur (ubicado en ≈45ºW y ≈15ºS, al nivel de 200hPa) determinados con excesos de hasta aproximadamente 2.0 m/s, principalmente por el modelo ACCESS1-0. Asimismo, el patrón de flujos de viento zonal en la vertical, posee considerables sobreestimaciones por encima de los 400hPa; de manera similar a lo discutido en el viento meridional, estos errores de estimación se dan sobre los núcleos de alta velocidad en altura, siendo mayor entre las latitudes 15.0ºS y 0.0ºS. Sobre el núcleo de la corriente en chorro Sub-Tropical (localizado en ≈35ºS y ≈65ºW, al nivel de 200hPa) y los vientos del oeste asociados a la AB, existe un mejor performance de los MCGVs.

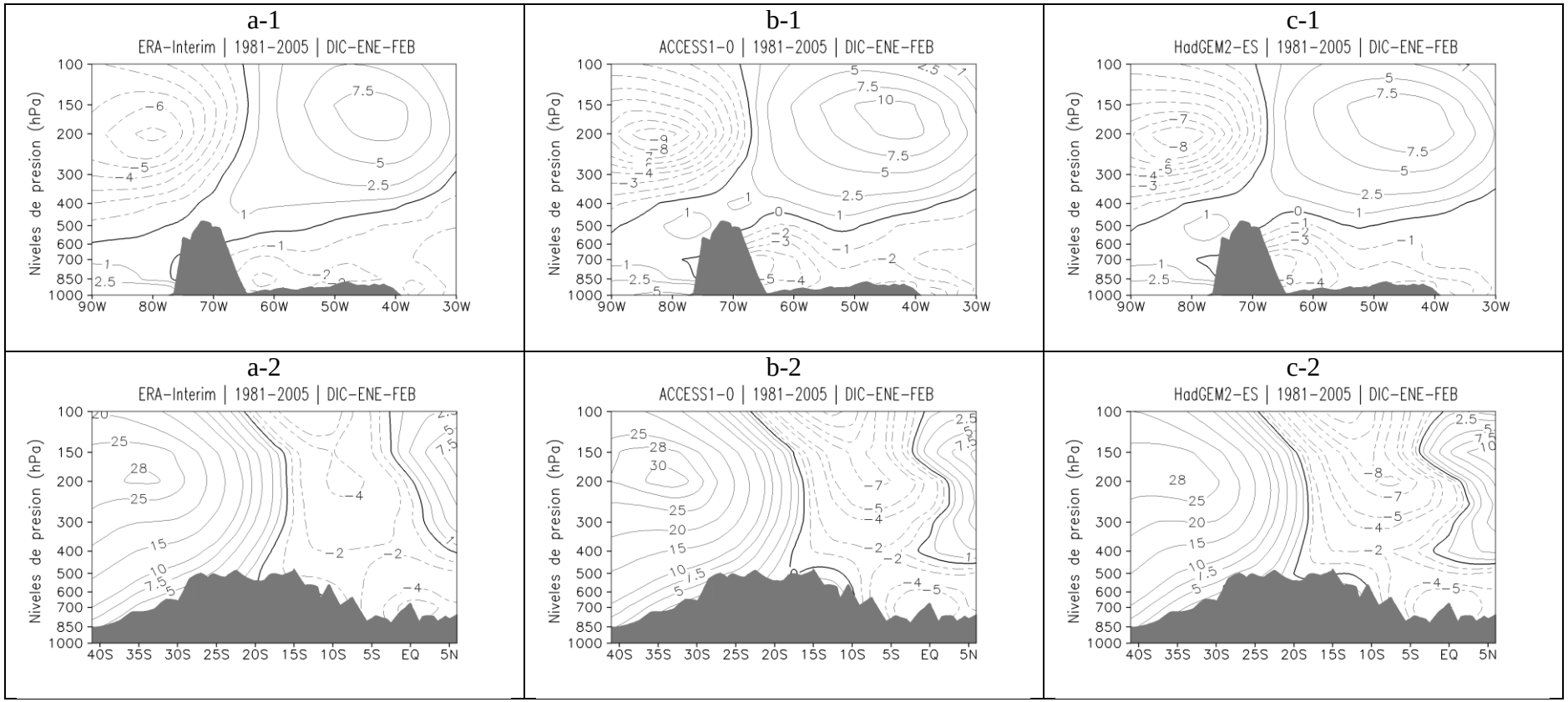


Figura 23. Promedio climatológico de la distribución vertical de la velocidad del viento (m/s) meridional (a-1) y zonal (a-2), media entre las latitudes 10°S y 20°S, y las longitudes 75°W y 55°W, respectivamente; entre los meses de Dic-Ene-Feb, determinado por el REI. De manera similar, para el modelo ACCESS1-0 (b-1 y b-2), y HadGEM2-ES (c-1 y c-2). En los gráficos superiores, valores positivos indican vientos del sur, y negativos del norte. Asimismo, en los gráficos inferiores, valores positivos indican vientos del oeste, y negativos del este.

FUENTE: Elaboración propia.

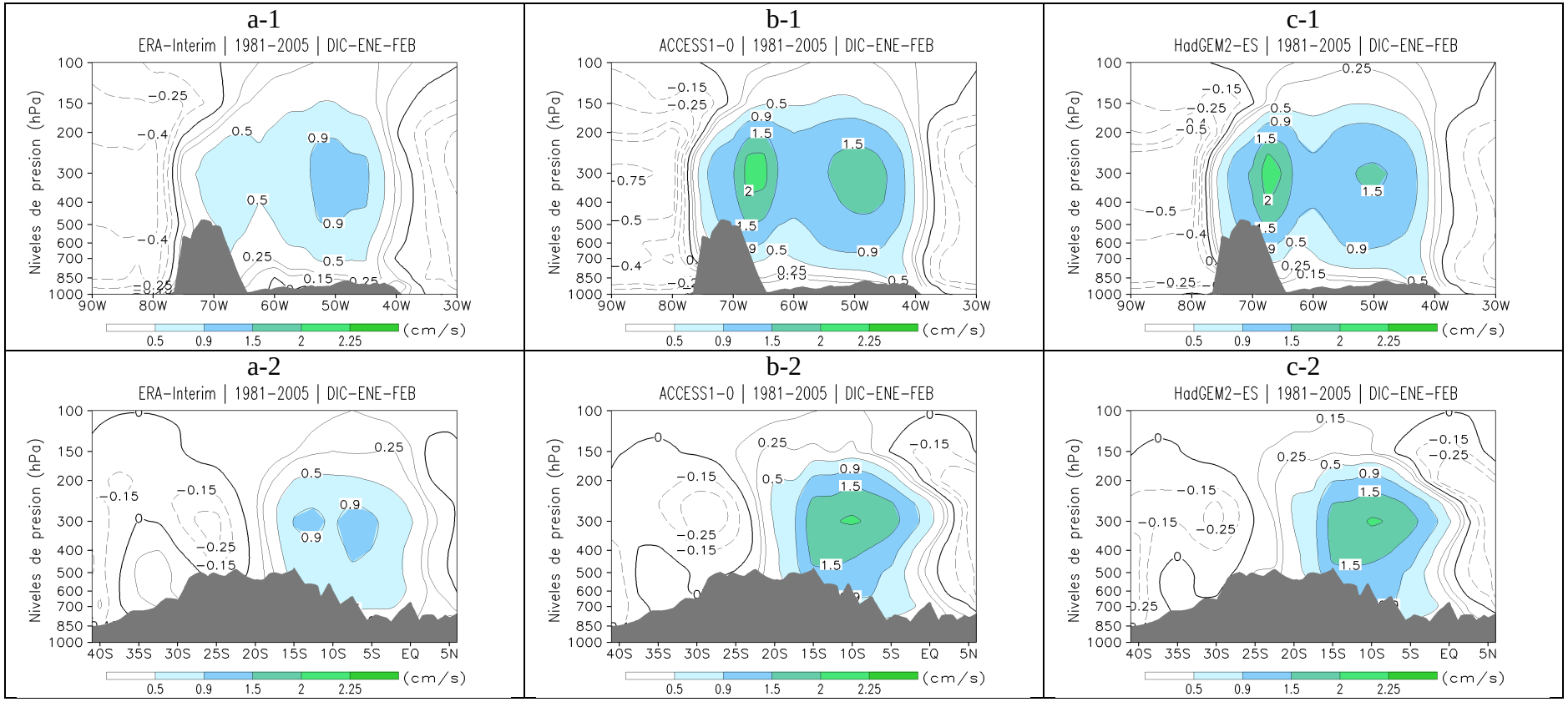


Figura 24. Promedio climatológico de la velocidad vertical en un corte transversal zonal (a-1) y meridional (a-2), media entre las latitudes 10°S y 20°S, y las longitudes 75°W y 55°W, respectivamente; entre los meses de Dic-Ene-Feb, determinado por el REI. De manera similar, para los modelos ACCESS1-0 (b-1 y b-2), y HadGEM2-ES (c-1 y c-2). Valores positivos, indican ascenso de masas de aire, y viceversa en caso de valores negativos.

FUENTE: Elaboración propia.

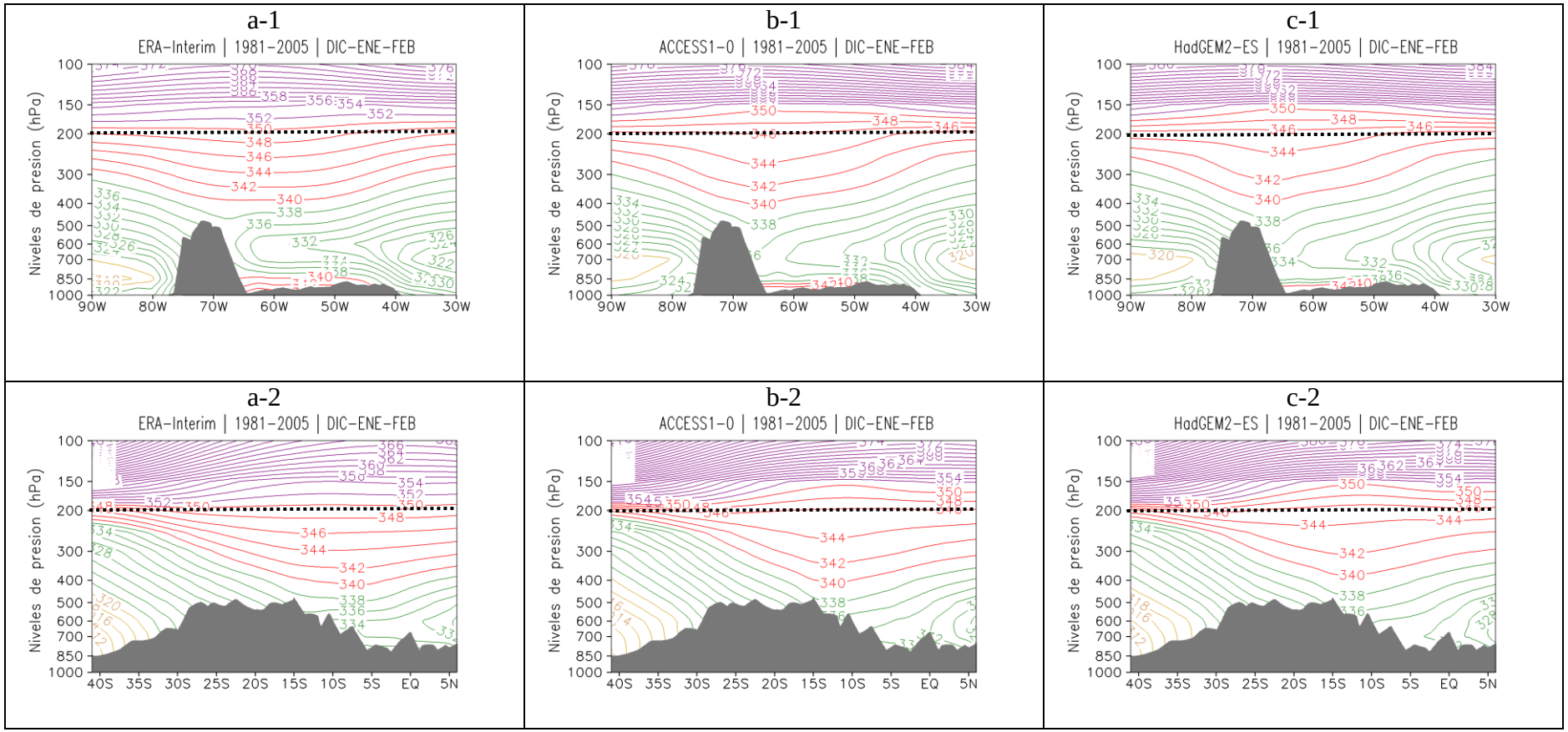


Figura 25. Promedio climatológico de la temperatura potencial equivalente en un corte transversal zonal (a-1) y meridional (a-2), media entre las latitudes 10°S y 20°S, y las longitudes 75°W y 55°W, respectivamente; entre los meses de Dic-Ene-Feb, determinado por el REI. De manera similar, para los modelos ACCESS1-0 (b-1 y b-2), y HadGEM2-ES (c-1 y c-2). Líneas de contorno de color amarillo indican valores de Θ_e por debajo de 320K; en color verde, valores entre 322K y 338K; en color rojo, valores entre 340K y 350K; y en color morado, valores por encima de 352K.

FUENTE: Elaboración propia.

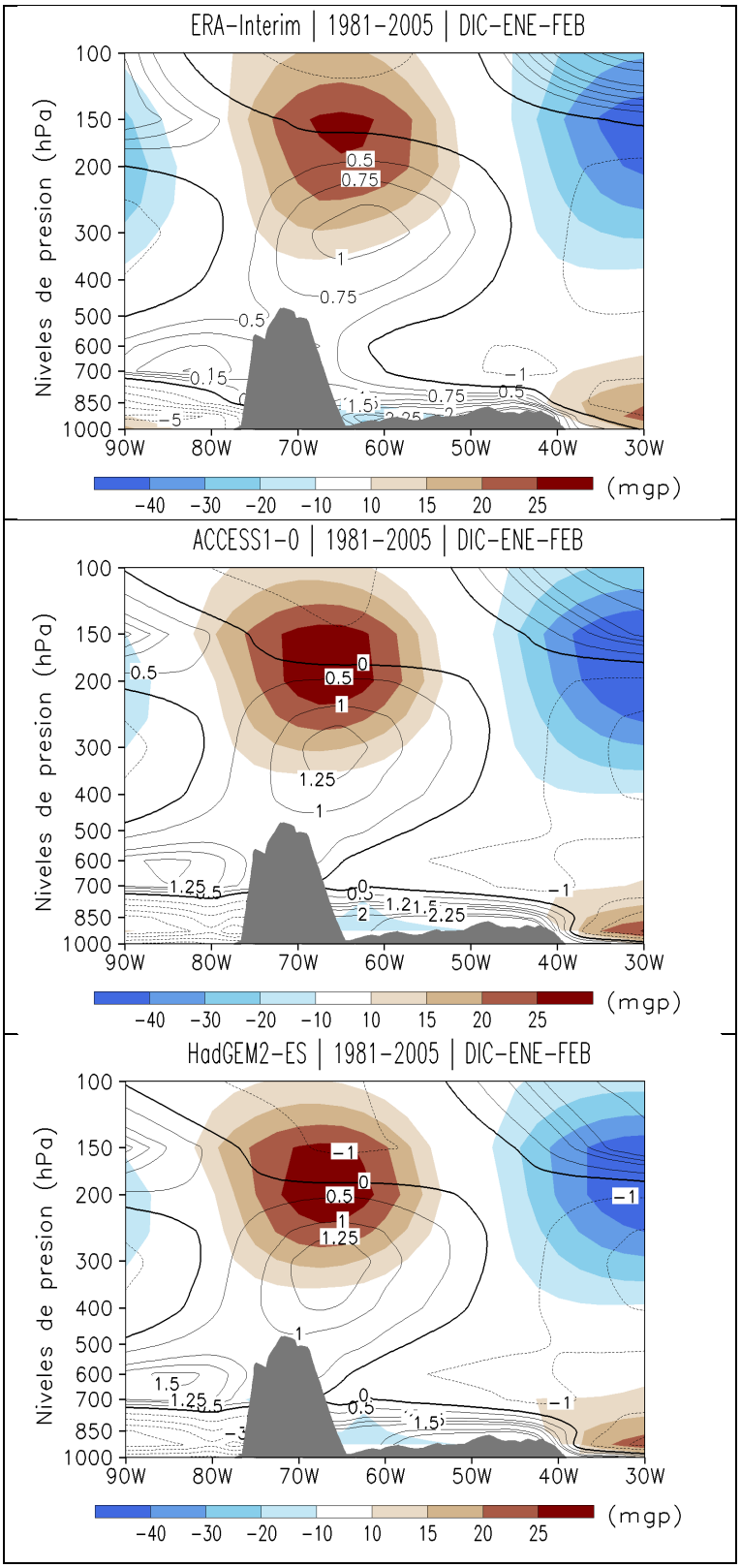


Figura 26. Promedio climatológico del perfil vertical de la desviación de la media zonal de la Temperatura del aire (K) y de la Altura Geopotencial (mgp), media entre las latitudes 10°S y 20°S; entre los meses de Dic-Ene-Feb, determinado por el REI (Figura Superior). De manera similar, para los modelos ACCESS1-0 (Figura Intermedia), y HadGEM2-ES (Figura Inferior).

FUENTE: Elaboración propia.

En relación a la simulación de los patrones verticales de los movimientos de ascenso y descenso de las masas de aire (Figura 24), los MCGVs presentan una configuración similar al REI; con marcados movimientos convectivos al este de los Andes tropicales y sobre la extensa llanura brasileña, y con subsidencia a ambos lados del continente; de manera similar, los movimientos de descenso de aire son predominantes por debajo de los 20ºS, y viceversa, al norte de esta latitud hasta la línea ecuatorial.

Si bien los patrones de ascenso y descenso de aire son adecuadamente simulados por los MCGVs, la magnitud de las velocidades verticales son sobreestimadas, principalmente los movimientos ascendentes sobre continente. En el análisis de los cortes meridionales, el REI muestra importantes movimientos ascendentes sobre los Andes, entre los 15ºS y 5ºS, con un máximo en 300hPa; los modelos globales, indican un patrón similar, pero con mayores movimientos verticales, con valores de +2cm/s en el núcleo de ascenso (lo cual es significa un BIAS de aproximadamente +1cm/s con respecto a lo observado). De igual forma, en los cortes zonales, los MCGVs, muestran una sobrestimación de la convección al oeste de los Andes y sobre la llanura brasileña, de +1.5cm/s y +0.6cm/s, respectivamente. Finalmente, los procesos de subsidencia localizados por debajo de los 20ºS son mejor simulados por ambos modelos; y los ubicados a ambos lados del continente, por el modelo HadGEM2-ES.

Por otra parte, la Figura 25, nos indica que los MCGVs simulan, a grandes rasgos, de manera adecuada la distribución vertical de la temperatura potencial equivalente (Θ_e). En los cortes transversales zonales, tanto del REI como de los modelos validados, se evidencia una capa de inversión al occidente de los Andes en niveles por debajo de los 800hPa, donde el gradiente de descenso de Θ_e con la altura es alto (mayor apiñamiento de las isolineas), en el cual es posible encontrar una masa de aire más húmeda y estable por debajo del nivel de inversión, lo discutido, está asociado a la actividad de subsidencia del APSO; de manera similar, al este de los 40ºW, encontramos el mismo patrón, pero en relación al Anticiclón del Atlántico Sur (AAS). Sin embargo, sobre la zona de llanura continental, existe un gradiente negativo de Θ_e con la altura, con isolineas más separadas, lo cual, en este caso, indicaría una región de potencial inestabilidad, debido a que esta zona posee mayor contenido de humedad y temperatura; es por ello que sobre esta región predominan los movimientos ascendentes de masas de aire, como se discutió con anterioridad.

En niveles medios y altos de la tropósfera, la configuración sinuosa de las isolineas de Θ_e, con un hundimiento hacia el centro del continente, sugiere la existencia de una masa de aire más cálida que a ambos lados del continente, alrededor de los 15ºS, ello asociado al sistema AB, la cual en su centro concentra mayores temperaturas debido a la liberación de calor latente liberado durante los procesos de convección tanto sobre los Andes como en la Amazonia. Sin embargo, los MCGVs, muestran una inclinación de la isolinea de Θ_e de 340K con repliegue hacia la ladera oriental de Los Andes, guardando relación con los mayores procesos de ascenso de aire simulado por los modelos en esta región (Figura 24), en asociación con superiores contenidos de humedad entre niveles medios y altos de la tropósfera simulados por los modelos del CMIP5, principalmente sobre Sudamérica (Tian et al, 2013).

Consecuente con lo discutido en los cortes zonales de Θ_e, el corte meridional del REI, también muestra una masa de aire de núcleo cálido entre los 400hPa y 250hPa, y los 15ºS y 5ºS, con un máximo hundimiento de la isolinea de 340K en ≈8ºS; los modelos globales muestran una inclinación similar, pero con el hundimiento de esta isolinea desplazada hacia el sur (≈14ºS). Por último, tanto en los cortes transversales zonales y meridionales de la temperatura potencial equivalente, es notable observar que los MCGVs, simulan un consistente y fuerte inicio de la tropopausa por encima de los 150hPa (alto apiñamiento de las isolineas de Θ_e).

Finalmente, en general, la distribución de valores de Θ_e en la vertical entre 500 y 200hPa, en los modelos del CMIP5, son influenciados (y compensados) por la simulación de mayores contenidos de humedad entre estos niveles, además de la existencia de un BIAS negativo de la temperatura del aire en tropósfera media y alta; este último, es un error sistemático en modelos acoplados, aunque no es clara su razón, también fueron exhibidos por los modelos participes del CMIP3 (Kim et al, 2013; Tian et al, 2013; John V.O. y B.J. Soden, 2007).

Por otra parte, en la Figura 26, es posible ver que bajo el esquema desarrollado por Lenters y Cook (1997), los modelos reproducen de manera apropiada el perfil vertical de la desviación de la media zonal de la temperatura del aire y de la altura geopotencial; indicándonos de esta forma, que al nivel de 200hPa en ≈65ºS y ≈15ºS encontramos una zona común de mayor altura geopotencial y temperatura del aire que a sus alrededores, propiedades referentes a la AB. Cabe señalar, que el REI y los MCGVS, determinan un máximo de temperatura ubicado sobre los mismos puntos geográficos, pero al nivel de 300hPa, similar a lo encontrado por Lenters y Cook en 1997. Además, nos indica que la elevación del domo cálido formado por la Alta de Bolivia, se posiciona aproximadamente entre los 200hPa y 150hPa; donde por encima de 150hPa, las temperaturas del aire son menores que a ambos lados del continente.

4.2. Comportamiento y cambios de la Alta de Bolivia al 2071-2095 bajo el escenario de emisión rcp8.5

En la sección anterior, se logró identificar (a pesar de los errores de sobrestimación y/o subestimación de algunas variables) sobre que patrones de circulación atmosférica asociadas a la AB, los MCGVs poseen mejor representatividad; los cuales como vimos, fueron mejores hacia el sur de los 10ºS, tanto en los análisis horizontales de alta tropósfera; como, en la distribución vertical de los parámetros dinámicos y térmicos. Por lo tanto, considerando estas bondades y deficiencias de los modelos, serán interpretados los cambios al periodo 2071-2095 bajo el escenario rcp8.5.

4.2.1. Análisis en niveles altos de la tropósfera

Hacia finales del siglo XXI al nivel de 200hPa, las configuraciones atmosféricas propias del periodo de verano sobre Sudamérica, la AB y la Vaguada del Nor-este de Brasil, presentan ciertas variaciones; existiendo un incremento sustancial de los vientos del oeste al sur del núcleo de la AB y sobre el Jet Sub-tropical, con magnitudes de cambio que oscilan entre +5 a +7 m/s (Figura 27); lo cual produce un aumento de la convergencia sobre la región nor-oriental de Chile y sur-oeste de Bolivia (al oeste de los Andes centrales, entre los 20ºS y 30ºS), este patrón también fue encontrado por Seiler et al. (2013) en sus análisis de cambio de precipitación sobre Sudamérica considerando los modelos del CMIP5. Asimismo, existe una disminución de vientos del este hacia el norte del Perú, entre la línea ecuatorial y los 10ºS. Hacia la región oceánica frente a la costa norte de Perú, se aprecia la extensión de la zona de difluencia en altos niveles, incrementando la divergencia y promoviendo la generación de mayor cantidad de nubosidad, y por ende menores valores de RSOL (Anexo 4); el modelo HadGEM2-ES supone la extensión de este patrón de aumento de nubosidad hacia la zona continental de la costa norte (Tumbes, Piura, etc); cabe señalar que este aumento de divergencia en altura también podría ser promovido por influencia desde bajos niveles de la atmósfera debido a un aumento de la temperatura superficial del mar para fines del siglo (Fonseca y Harumi, 2012).

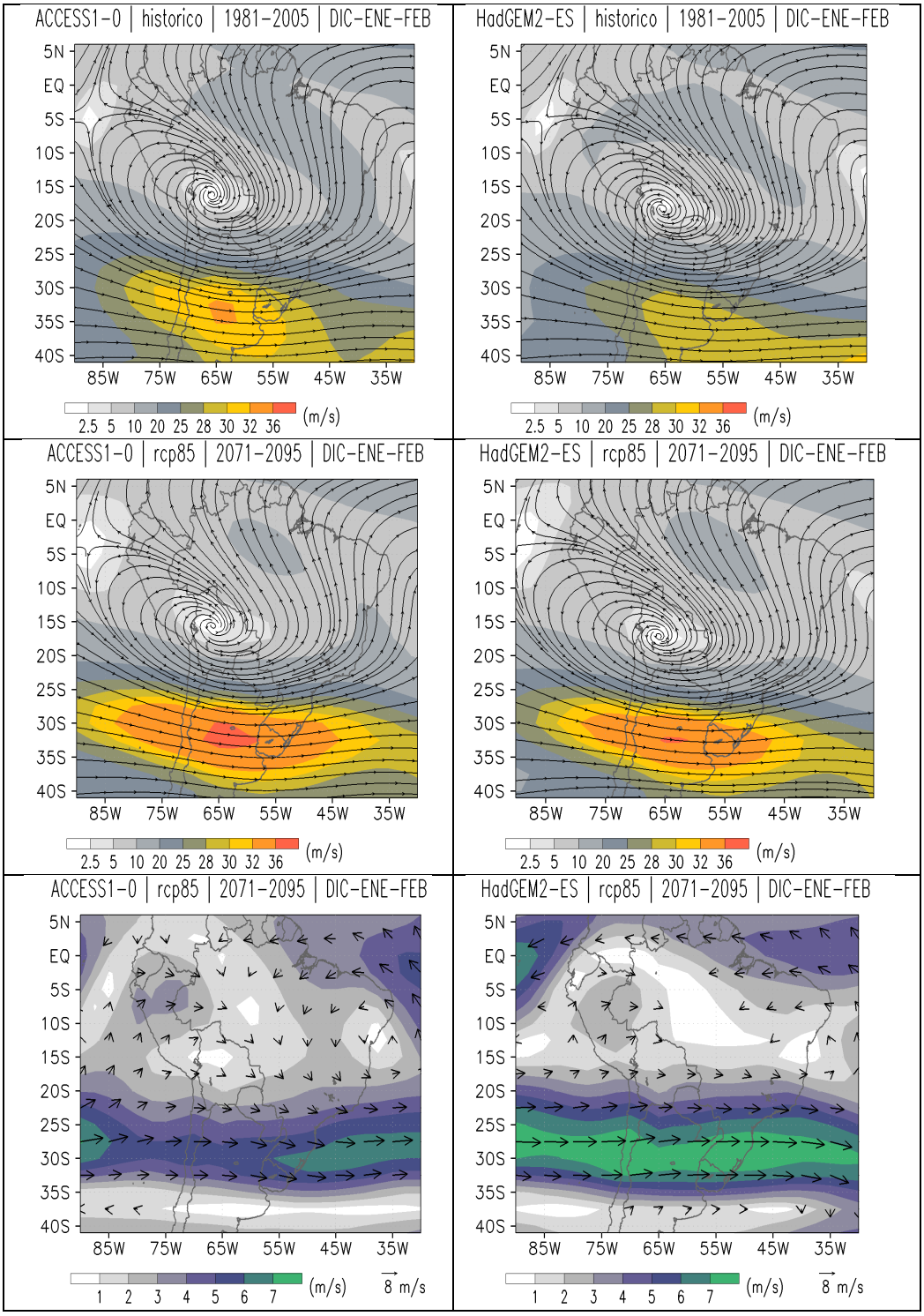


Figura 27. Circulación promedio del viento en el nivel de 200hPa entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Imágenes Superiores); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Imágenes Intermedias); asimismo, cambio promedio de la circulación de viento en el nivel de 200hPa hacia finales del siglo XXI (Imágenes Inferiores); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Izquierda) y HadGEM2-ES (Derecha).

FUENTE: Elaboración propia.

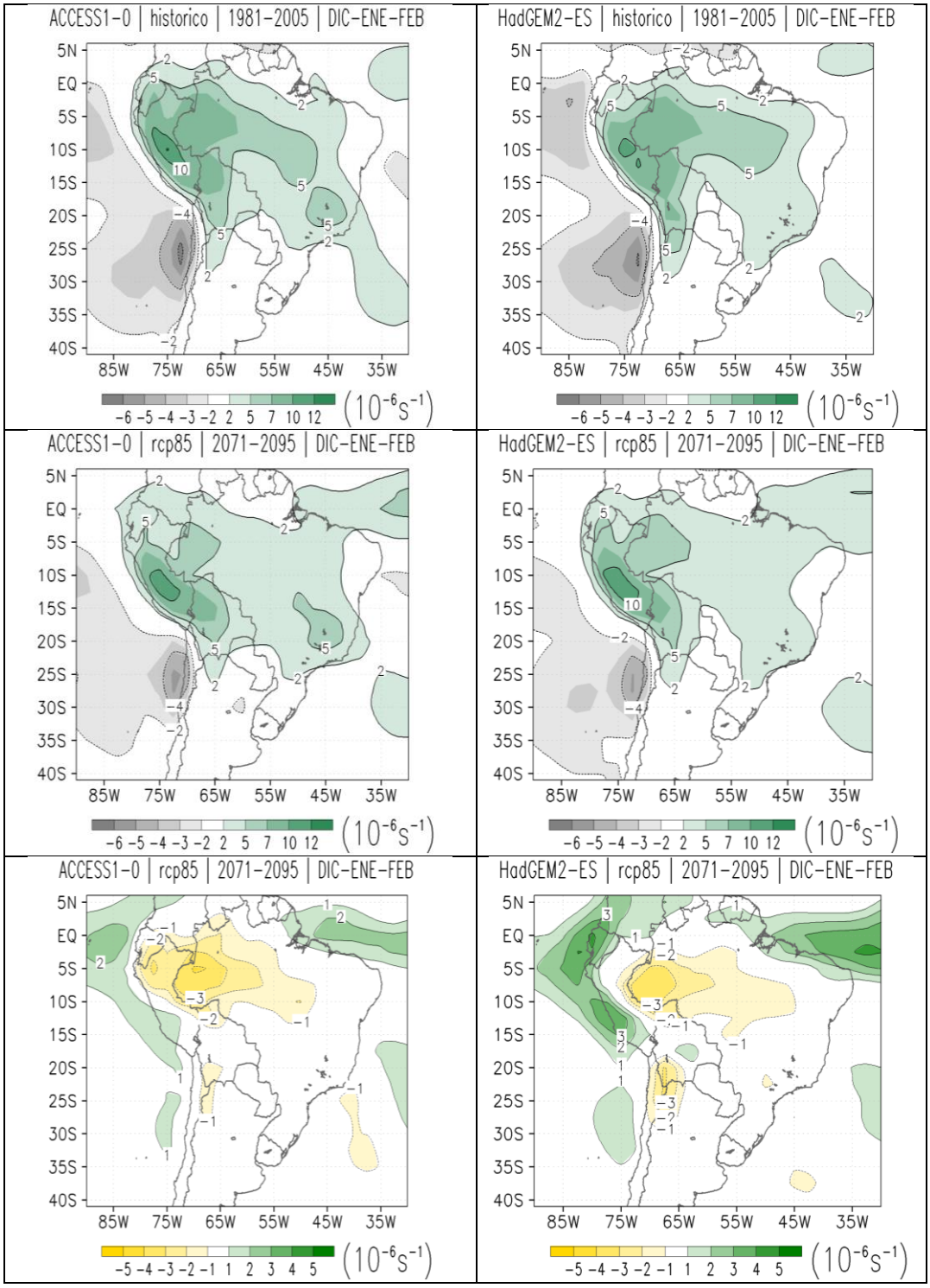


Figura 28. Distribución promedio de la divergencia horizontal en el nivel de 200hPa entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Imágenes Superiores); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Imágenes Intermedias); asimismo, cambio promedio de la divergencia horizontal en el nivel de 200hPa hacia finales del siglo XXI (Imágenes Inferiores); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Izquierda) y HadGEM2-ES (Derecha).

FUENTE: Elaboración propia.

Por otro lado, hacia la región de la cuenca amazónica, los MCGVs muestran una configuración similar, pero con menores valores de magnitud de viento sobre 200hPa; asimismo, los patrones de divergencia determinan una disminución de esta. Fonseca y Harumi. (2012) en su análisis de cambio climático en bajos niveles de la tropósfera empleando el modelo HadGEM2-ES, señala que esto estaría asociado no solo aun "debilitamiento de la Alta de Bolivia", sino también a una disminución de los vientos alisios provenientes del Atlántico.

Bajo el análisis de cambios en RSOL (Anexo 4), ambos modelos sugieren un aumento de la convección profunda y/o nubosidad durante los periodos de verano sobre la selva norte-centro y la sierra central de Perú, con una extensión hacia la selva norte de Bolivia, lo cual podría estar más asociado al aumento de contenido de vapor de agua en el aire bajo un clima cada vez más caliente (Tebaldi et al. 2006), en conjunto con una Alta de Bolivia aún presente para fines de siglo.

Estos patrones atmosféricos descritos, relacionados a perturbaciones en la AB, han sido también mencionados en el reporte AR4 del IPCC, los cuales consideraron la antigua base de modelos de circulación global (CMIP3); ello brinda mayor confiabilidad de la certidumbre de los resultados expuestos.

Otra de las variaciones notables al nivel de 200hPa, bajo el escenario de altas concentraciones de gases de efecto invernadero para fines de siglo, es el aumento de la altura geopotencial sobre Sudamérica (Figura 29); siendo para finales del siglo XXI la magnitud del núcleo de la AB (en función a la altura geopotencial) de ≈12655 mgp (Anexo 5); sin embargo, el patrón de distribución de las anomalías de esta variable (Figura 29), indica que el aumento de la altura geopotencial sería relativamente mayor hacia el Océano Pacífico tropical este, y sobre el este de Brasil, lo cual a su vez, también modularía la reducción de la velocidad de vientos asociados a la AB, principalmente sobre el área tropical de Sudamérica.

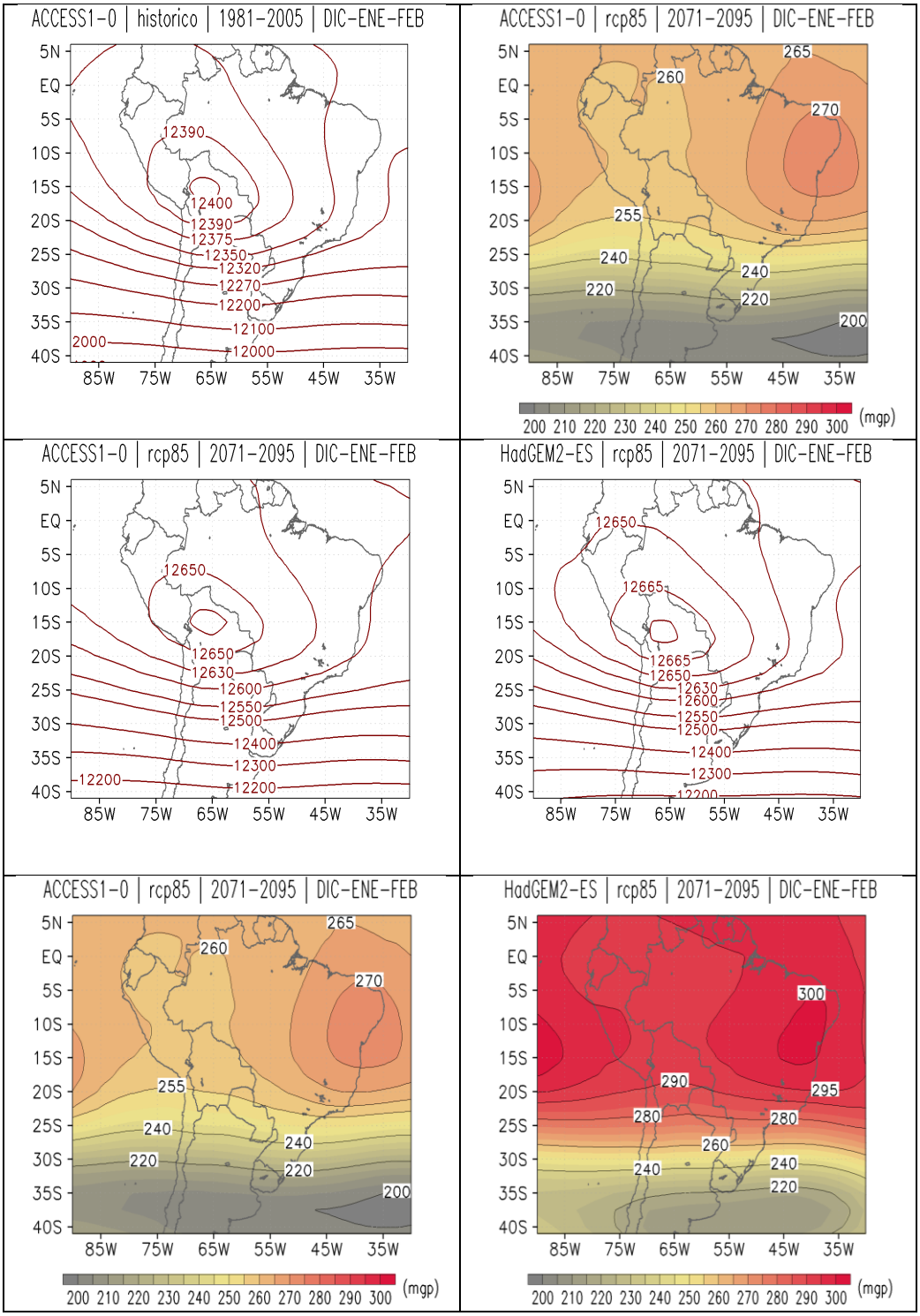


Figura 29. Distribución promedio de la altura geopotencial (mgp) en el nivel de 200hPa entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Imágenes Superiores); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Imágenes Intermedias); asimismo, cambio promedio de la altura geopotencial en el nivel de 200hPa hacia finales del siglo XXI (Imágenes Inferiores); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Izquierda) y HadGEM2-ES (Derecha).

FUENTE: Elaboración propia.

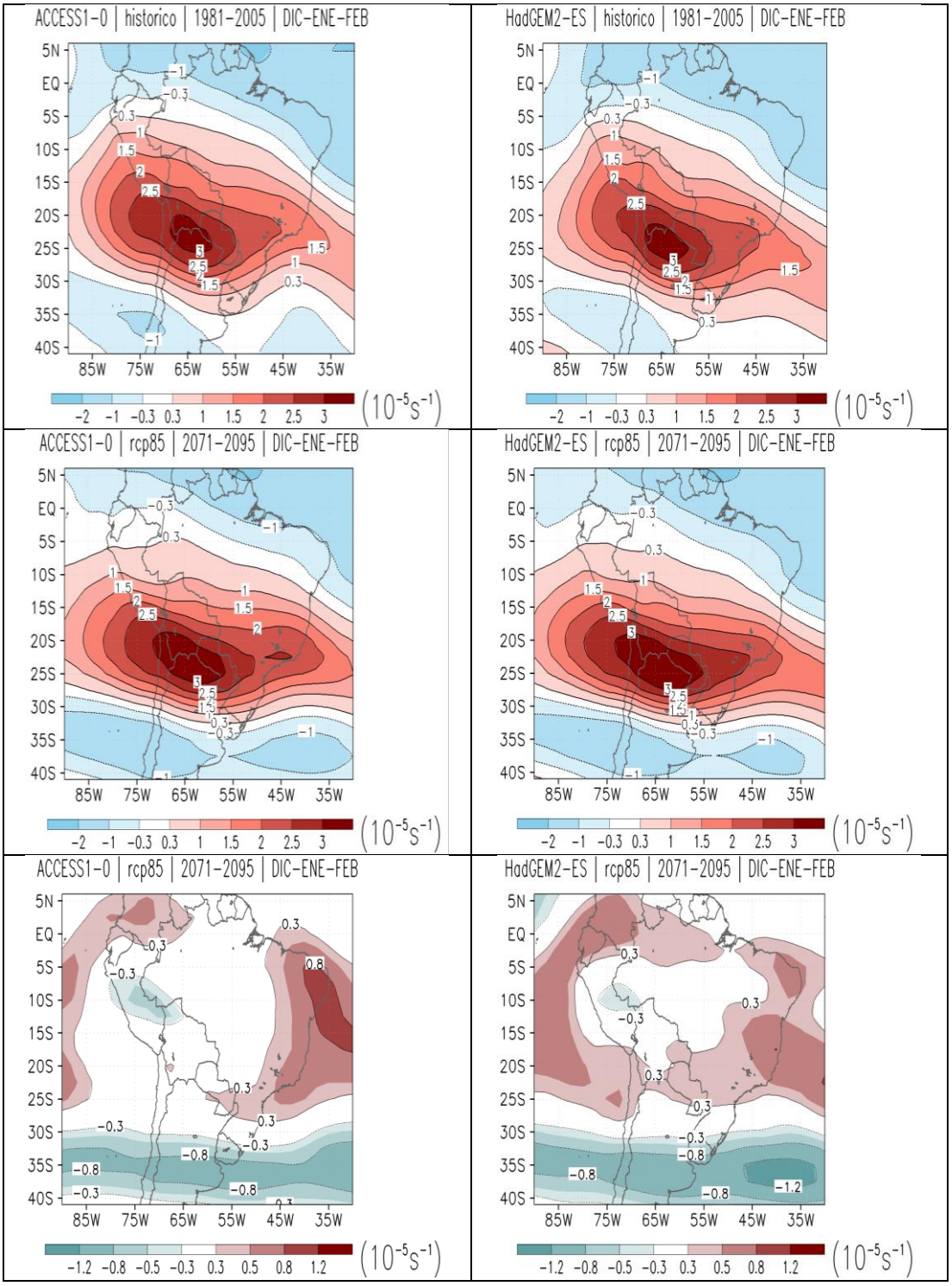


Figura 30. Distribución promedio de la vorticidad relativa en el nivel de 200hPa entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Imágenes Superiores); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Imágenes Intermedias); asimismo, cambio promedio de la vorticidad relativa en el nivel de 200hPa hacia finales del siglo XXI (Imágenes Inferiores); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Izquierda) y HadGEM2-ES (Derecha).

FUENTE: Elaboración propia.

Otro de los principales cambios en la AB determinados para fines de siglo, está relacionado con su intensificación zonal, lo cual es posible verificar con el aumento de la vorticidad anticiclónica hacia los lados este y oeste de la AB (Figura 30), esto en respuesta a la proyección de los mayores vientos del oeste. La intensificación zonal de la AB promueve un desplazamiento hacia el este de la vaguada del noreste de Brasil, modulando a su vez la mayor divergencia y convección sobre la rama de la ZCIT ubicada en el Océano Atlántico con cercanía al continente Sudamericano (Figura 30, 28, y Anexo 4); patrón similar fue discutido por Fonseca y Harumi (2012), el cual acorde con Valverde (2008), relaciona también la intensificación de este ramal de la ZCIT, a una menor advección de humedad desde el nor-Atlántico tropical en niveles bajos, debido a menores alisios provenientes del noreste de Sudamérica, acumulándose por ende mayor humedad sobre la región oceánica.

4.2.2. Análisis vertical

De manera similar al análisis de los patrones de circulación asociados a la AB en niveles altos de la tropósfera para fines del siglo XXI, en la vertical estos mantendrían también un patrón similar al promedio histórico (1981-2005); sin embargo, se presentarían algunos cambios significativos, los cuales no solo se sitúan en niveles altos de la tropósfera sino que en algunos casos se extienden a lo largo de la columna vertical.

En la Figura 31, ambos modelos determinan que al este de los 70.0°W entre niveles de 500 a 200hPa, existe una tendencia al debilitamiento de los vientos del sur; mientras que hacia el lado oeste de esta longitud, y entre estos mismos niveles, ocurriría un debilitamiento de los vientos del norte; ambos patrones de cambios se maximizan alrededor del nivel de 250hPa.

Parte de estos cambios significativos, están relacionados al ascenso de los núcleos de velocidad meridional asociados a la Alta de Bolivia, hacia niveles cercanos a 150hPa. Siendo así, que sobre el núcleo de velocidad al oeste de los 70ºW, este ascenso es reflejado con un ligero incremento de viento del norte por encima de los 200hPa. Por otro lado, el núcleo de vientos del sur, no solo muestra un ascenso hacia niveles superiores, sino también un desplazamiento hacia el oeste de su posición actual (aprox. 15ºS-45ºW); esta señal es clara por ambos modelos, sin embargo el modelo HadGEM2-ES muestra también un ligero incremento de este núcleo de velocidad.

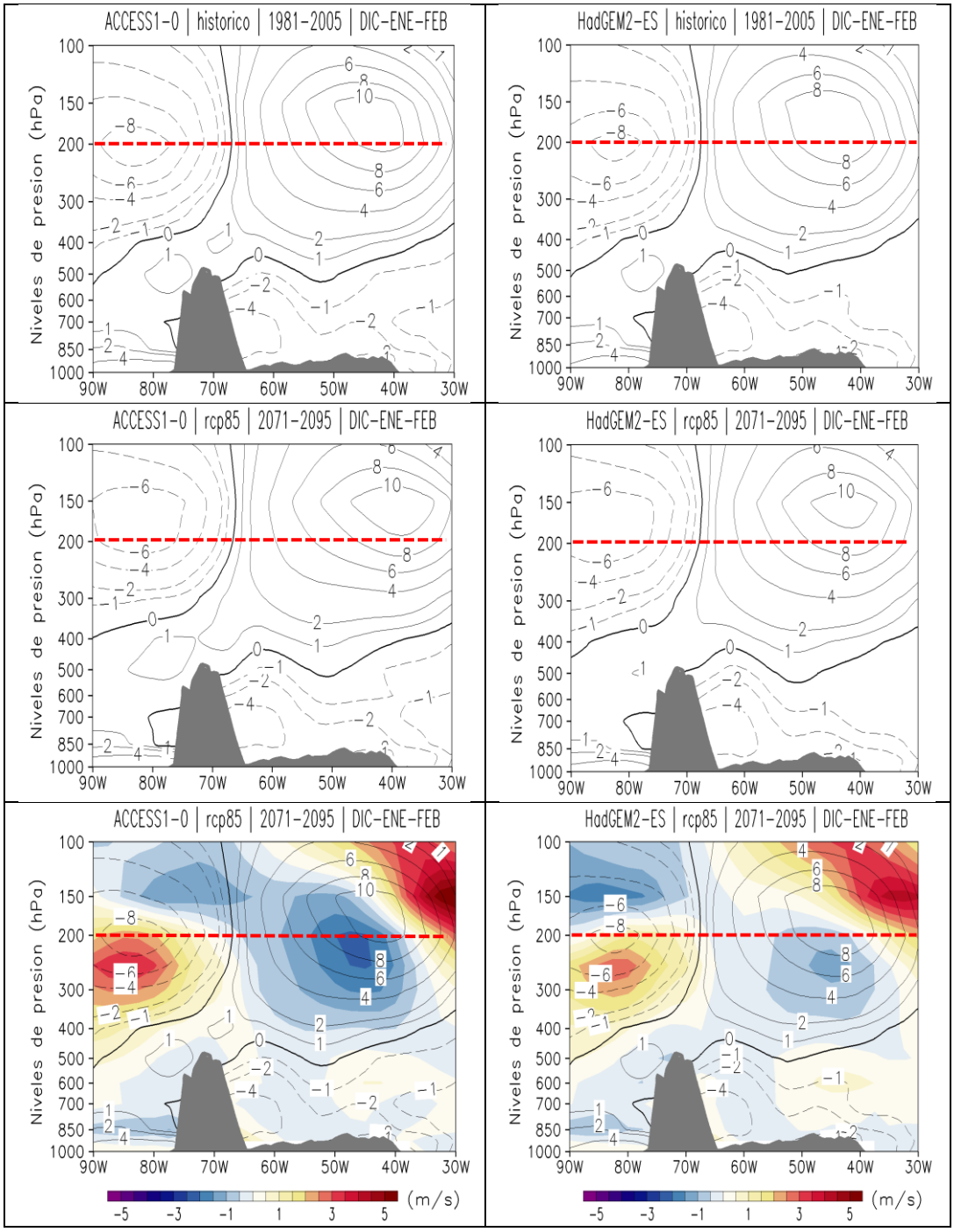


Figura 31. Promedio de la distribución vertical de la velocidad del viento meridional (m/s), media entre las latitudes 10°S y 20°S, entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Imágenes Superiores); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Imágenes Intermedias); Finalmente, cambio promedio de esta variable hacia finales del siglo XXI (Imágenes Inferiores); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Izquierda) y HadGEM2-ES (Derecha).

FUENTE: Elaboración propia.

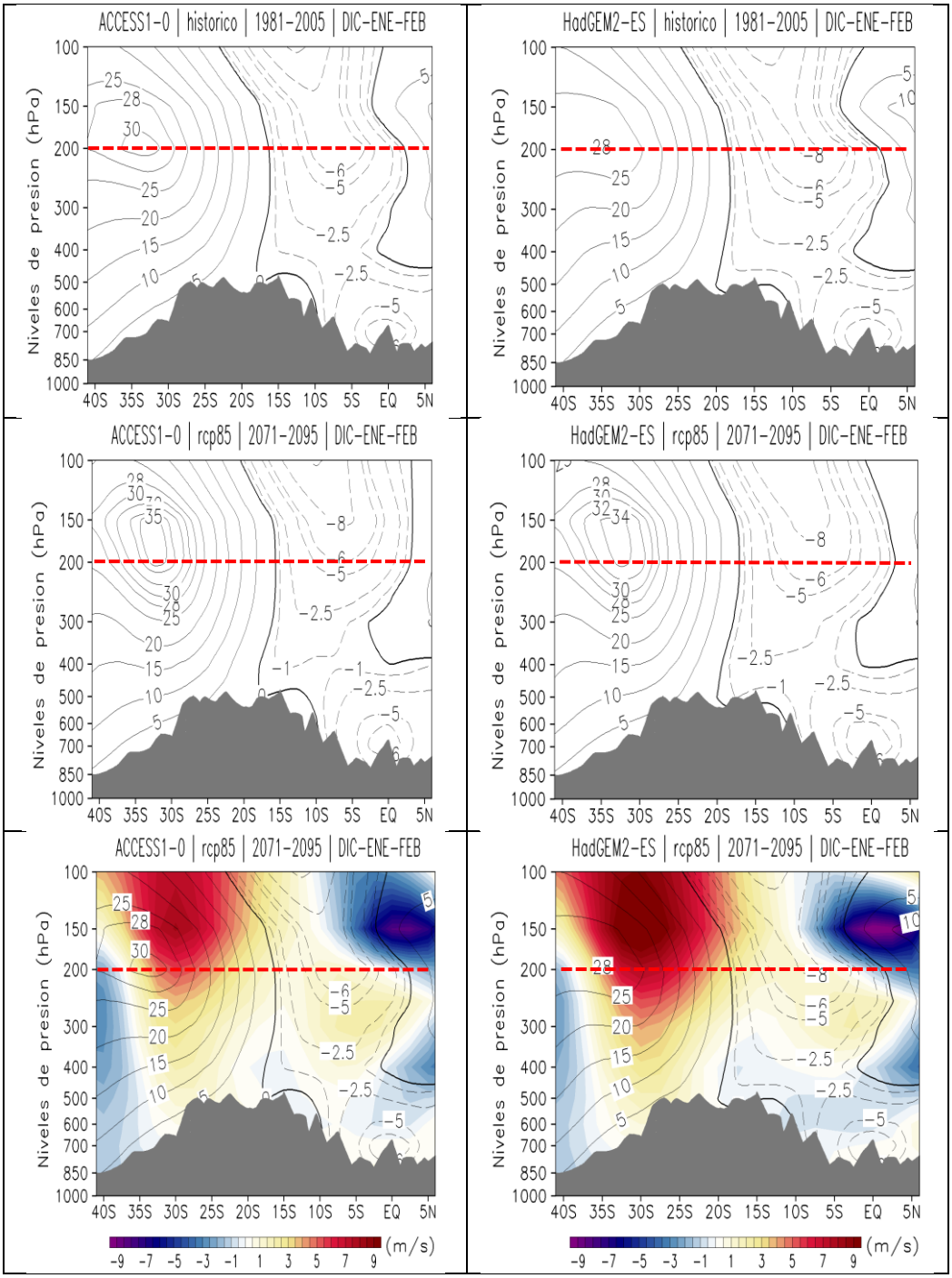


Figura 32. Promedio de la distribución vertical de la velocidad del viento zonal (m/s), media entre las longitudes 75°S y 55°S, entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Imágenes Superiores); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Imágenes Intermedias); asimismo, cambio promedio de esta variable hacia finales del siglo XXI (Imágenes Inferiores); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Izquierda) y HadGEM2-ES (Derecha).

FUENTE: Elaboración propia.

Respecto a los cambios de velocidad zonal, en la Figura 32, se observa la existencia de un patrón de ascenso del núcleo de velocidad del Jet Subtropical, el cual además se vería intensificado, por un aumento consistente de los vientos del oeste entre los niveles de 500hPa hasta los 100hPa entre los 38ºS y 20ºS, con un máximo alrededor del nivel de 150hPa; estas anomalías del oeste se extenderían hasta la región tropical pero con menores intensidades, pero por debajo de los 200hPa. Otro de los cambios importantes, es el aumento de los estes entre los 200hPa y 100hPa, y los 0º y 5ºN. Estos patrones de cambio en el viento zonal, también fueron señalado por Garreaud (2011), quien realizó un análisis similar pero con los modelos participes del CMIP3 y bajo el escenario pesimista A2.

Hasta este punto, dentro de los análisis de cambios, se han identificado dos patrones importantes en asociación con las proyecciones de los campos de viento, el primero es el de menor RSOL y mayor divergencia sobre la costa noroeste de Sudamérica; y el segundo, de manera contraria (mayor RSOL y menor divergencia) sobre la región norte de Chile y Altiplano para fines de siglo (Figura 27, 28, 31, 32 y Anexo 4). Estas configuraciones han sido vistas de manera similar en análisis durante eventos El Niño (Anexo 8, 9, 10, 11). El primer patrón, asociado a mayores vientos del este sobre el ecuador al nivel de 200hPa y vientos del oeste al nivel de 850hPa, lo cual en conjunto con las altas temperaturas superficiales del mar, repercuten en mayores precipitaciones. Asimismo, el segundo, está relacionado a mayores vientos del oeste en niveles medios y altos de la tropósfera por debajo de los 15ºS, los cuales reducen de manera significativa la advección de humedad hacia las partes altas del Altiplano, impactando con un déficit hídrico durante el periodo de verano (Takahashi, 2004; Garreaud, 2011; Aceituno, 2009; Douglas, 2009; Lavado et al, 2013). Debido a las configuraciones similares entre lo descrito durante eventos El Niño y las proyecciones hacia fines de siglo; hace notar una semejanza en los posibles impactos en el régimen hídrico sobre Sudamérica; los cuales serían una posible respuesta no solo a la perturbación de la AB por el cambio climático; sino que a ello se suma la probable mayor frecuencia de eventos El Niño en el futuro (Steinhoff et al, 2015), el cual muchas veces ha repercutido con el atenuamiento de la formación de este sistema (Anexo 8); y finalmente, las mismas tendencias de incremento de la temperatura superficial del mar sobre el Océano Pacifico (IPCC, 2014), podría tener alguna repercusión mediante las teleconexiones en el comportamiento pluviométrico sobre el continente.

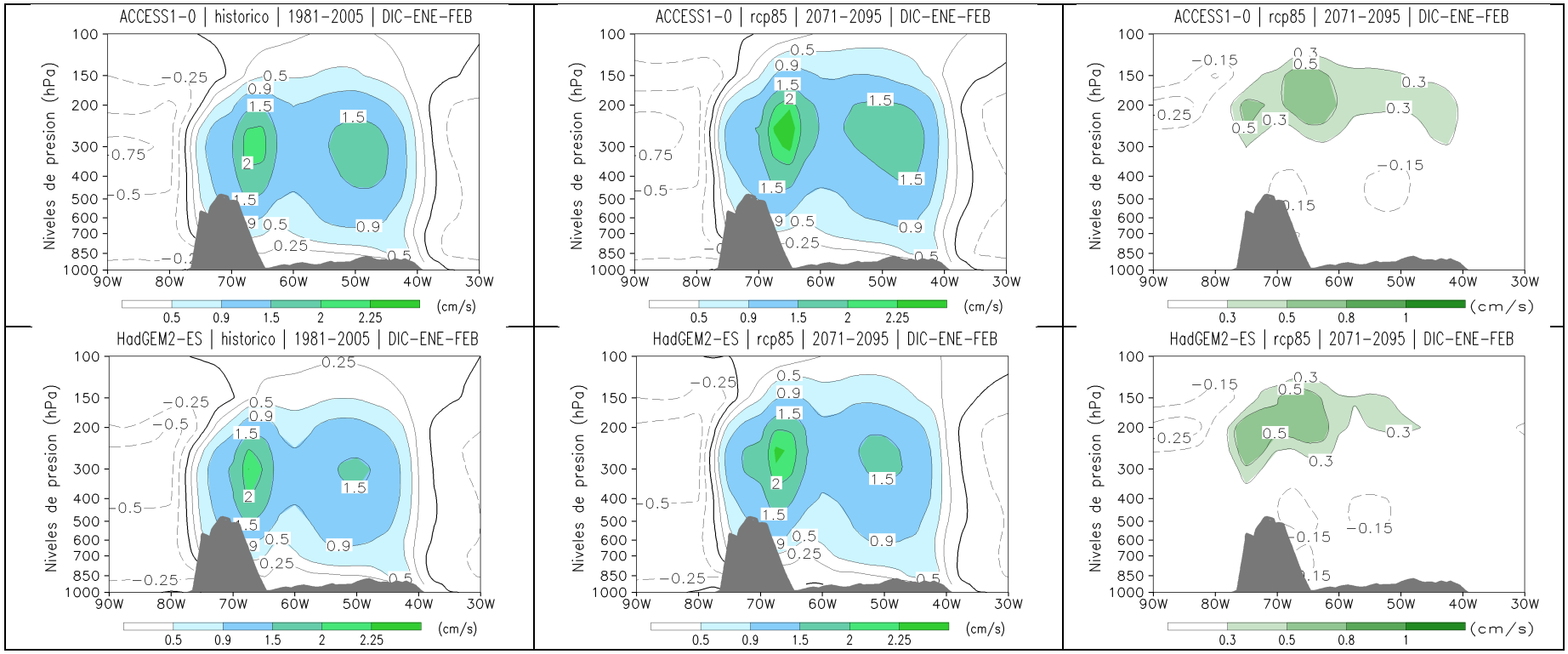


Figura 33. Promedio de la distribución de la velocidad vertical en un corte transversal zonal, media entre las latitudes 10°S y 20°S, entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Izquierda); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Intermedio); asimismo, cambio promedio de esta variable hacia finales del siglo XXI (Derecha); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Imágenes Superiores) y HadGEM2-ES (Imágenes Inferiores).

FUENTE: Elaboración propia.

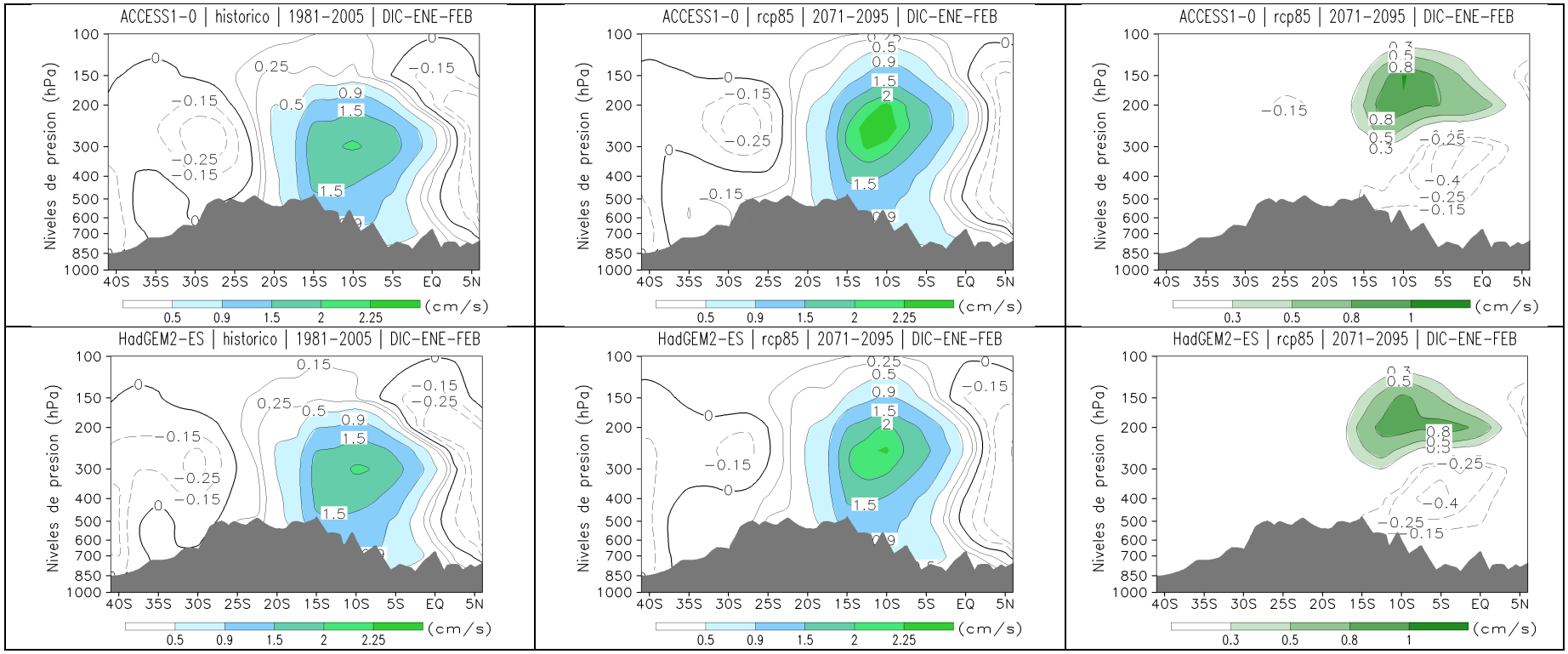


Figura 34. Promedio de la distribución de la velocidad vertical en un corte transversal meridional, media entre las longitudes 75°W y 55°W, entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005(Izquierda); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Intermedio); asimismo, cambio promedio de esta variable hacia finales del siglo XXI (Derecha); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Imágenes Superiores) y HadGEM2-ES (Imágenes Inferiores).

FUENTE: Elaboración propia.

Dentro de los cambios a futuro más importantes sobre la configuración actual de la velocidad vertical (Figura 33 y 34), destaca los mayores niveles de ascenso (llegando hasta los 150hPa) sobre la región tropical de Sudamérica, principalmente entre los 15°S y 0°S. Este mayor tope de ascenso en el futuro lejano estaría relacionado al debilitamiento del nivel actual de la tropopausa como respuesta a temperaturas más cálidas del aire para fines de siglo. Asimismo, existe una intensificación de los movimientos verticales sobre el núcleo de ascenso localizado en la ladera sur-este de la cordillera de los Andes peruanos (entre ≈15°S y los 68°W); esta respuesta dinámica estaría acorde a los menores valores de RSOL sobre esta región discutidos anteriormente.

El debilitamiento de la tropopausa para fines de siglo, mencionado en los cambios de los patrones de velocidad vertical, puede ser mejor visto en el análisis de variaciones de la temperatura potencial equivalente (Figuras 35 y 36); donde es posible observar que sobre los 150hPa existiría una mayor separación de las isolineas de Θ_e, principalmente sobre la región tropical, como respuesta a un cambio positivo de la temperatura del aire sobre toda la columna de la tropósfera. Sin embargo, es necesario señalar que estos aumentos de Θ_e son resaltantes en niveles cercanos a la superficie, principalmente sobre el área continental y con énfasis al este de los Andes; de la misma manera, este aumento de Θ_e es significativo entre los niveles de 300hPa y 200hPa, con una extensión común entre ambos modelos, hacia el ecuador y hacia el este del continente; la elongación zonal de la temperatura potencial equivalente sobre estos niveles, da mayor confiabilidad del desplazamiento hacia el este de la Vaguada del Nor-este de Brasil para fines de siglo, dado que indica en parte un debilitamiento en su estructura vertical. Los mayores cambios de Θ_e en superficie estarían asociados al aumento no solo de la temperatura del aire sino también a superiores contenidos de humedad especifica por efecto de mayores tasas evaporación como efecto del calentamiento global; incrementando, a grandes rasgos, la inestabilidad potencial sobre la región tropical de Sudamérica (IPCC, 2014).

Finalmente, considerando las variaciones futuras en la desviación de la media zonal de la altura geopotencial y la temperatura del aire (Figura 37), es claro determinar que sobre la configuración vertical de la AB, existiría al nivel de 300hPa un núcleo menos cálido (en función de sus alrededores); y de manera similar entre los niveles de 200hPa y 150hPa, el núcleo de altura geopotencial presentaría menores valores, el cual además se posicionaría en una altitud superior a la actual (Anexo 5). En general el patrón determinado por Lenters y Cook (1997) se debilitaría para fines de siglo XXI.

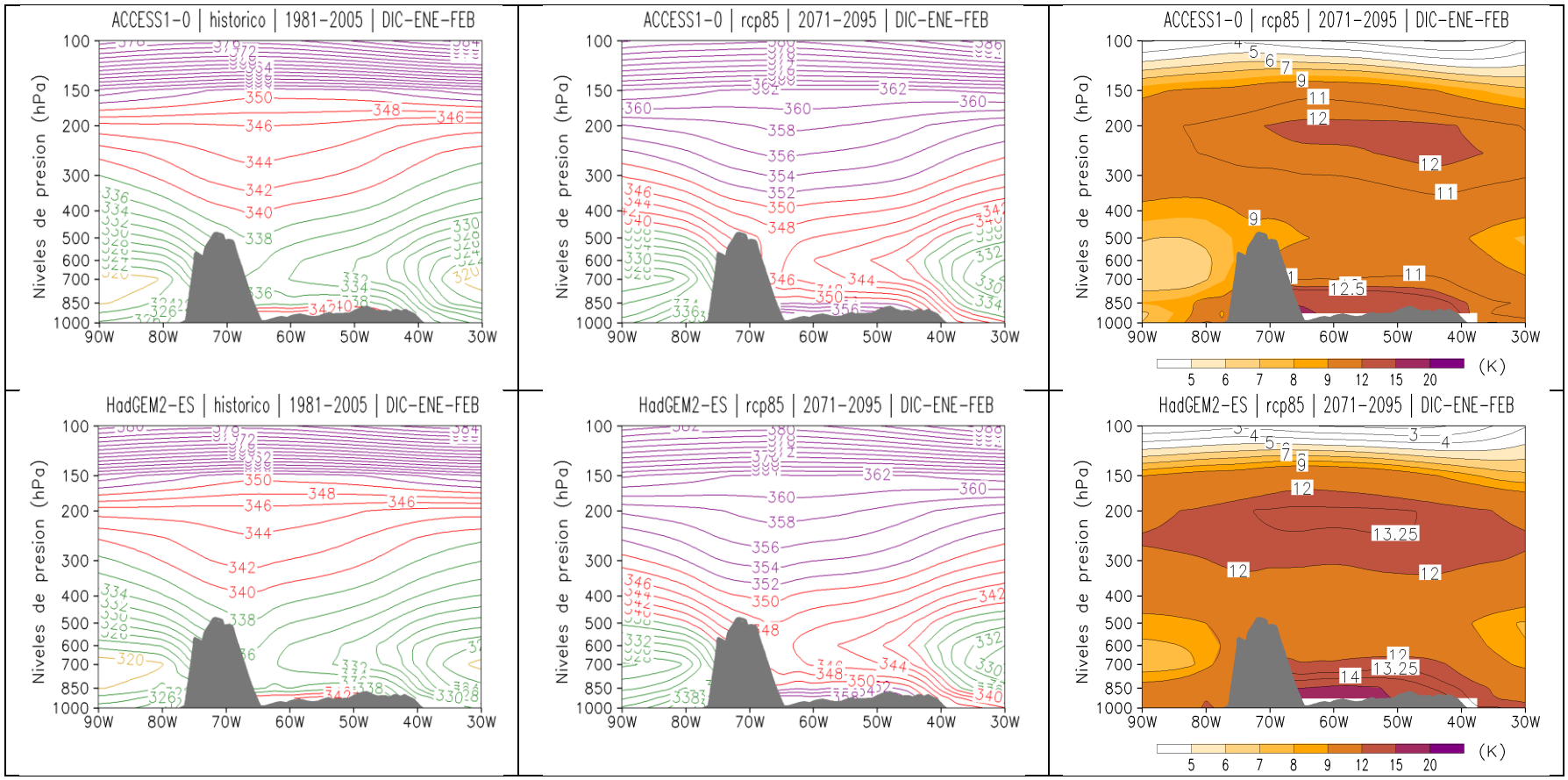


Figura 35. Promedio de la distribución vertical de la temperatura potencial equivalente en un corte transversal zonal, media entre las latitudes 10°S y 20°S, entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Izquierda); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Intermedio); asimismo, cambio promedio de esta variable hacia finales del siglo XXI (Derecha); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Imágenes Superiores) y HadGEM2-ES (Imágenes Inferiores).

FUENTE: Elaboración propia.

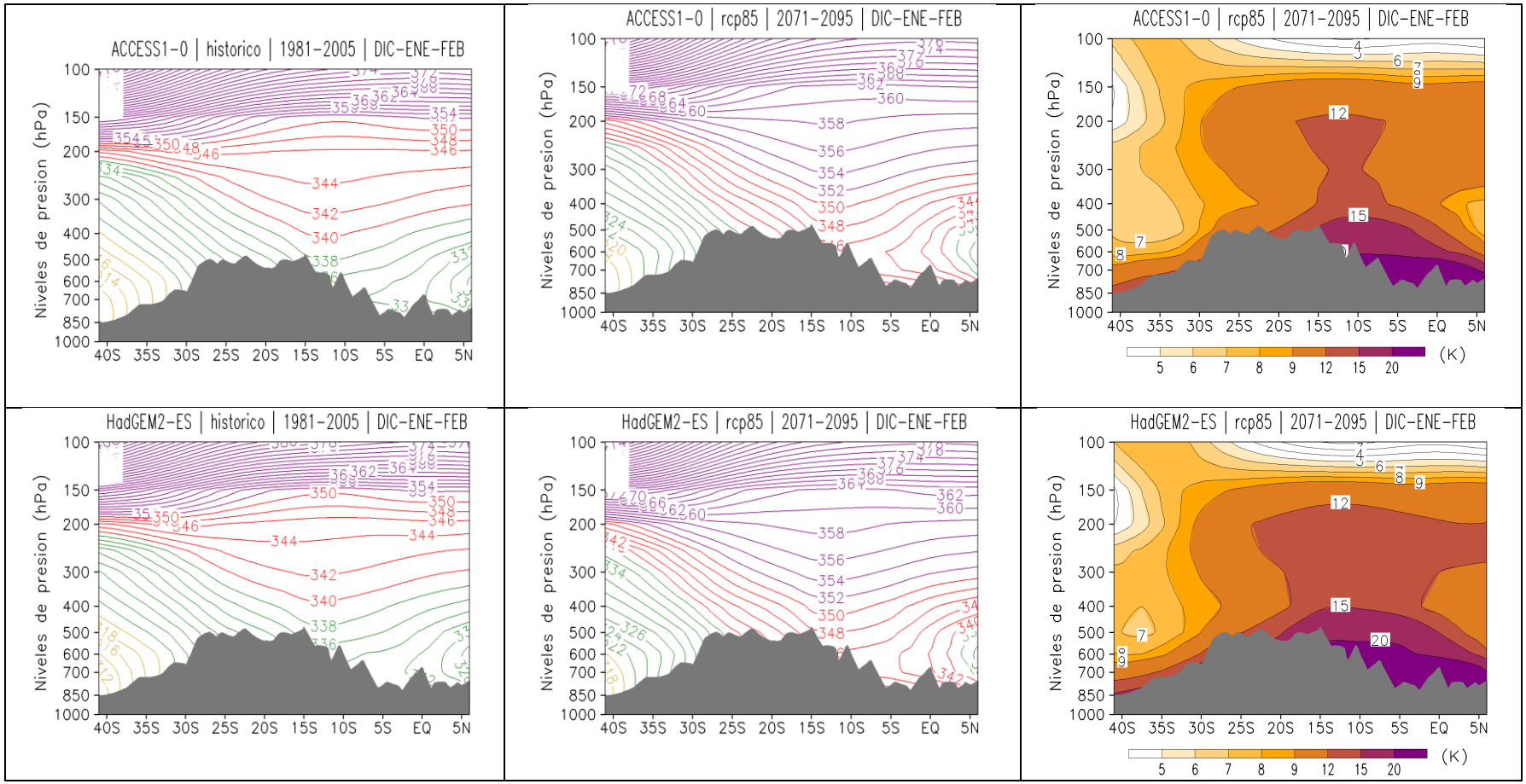


Figura 36. Promedio de la distribución vertical de la temperatura potencial equivalente en un corte transversal meridional, media entre las longitudes 75°W y 55°W, entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Izquierda); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Intermedio); asimismo, cambio promedio de esta variable hacia finales del siglo XXI (Derecha); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Imágenes Superiores) y HadGEM2-ES (Imágenes Inferiores).

FUENTE: Elaboración propia.

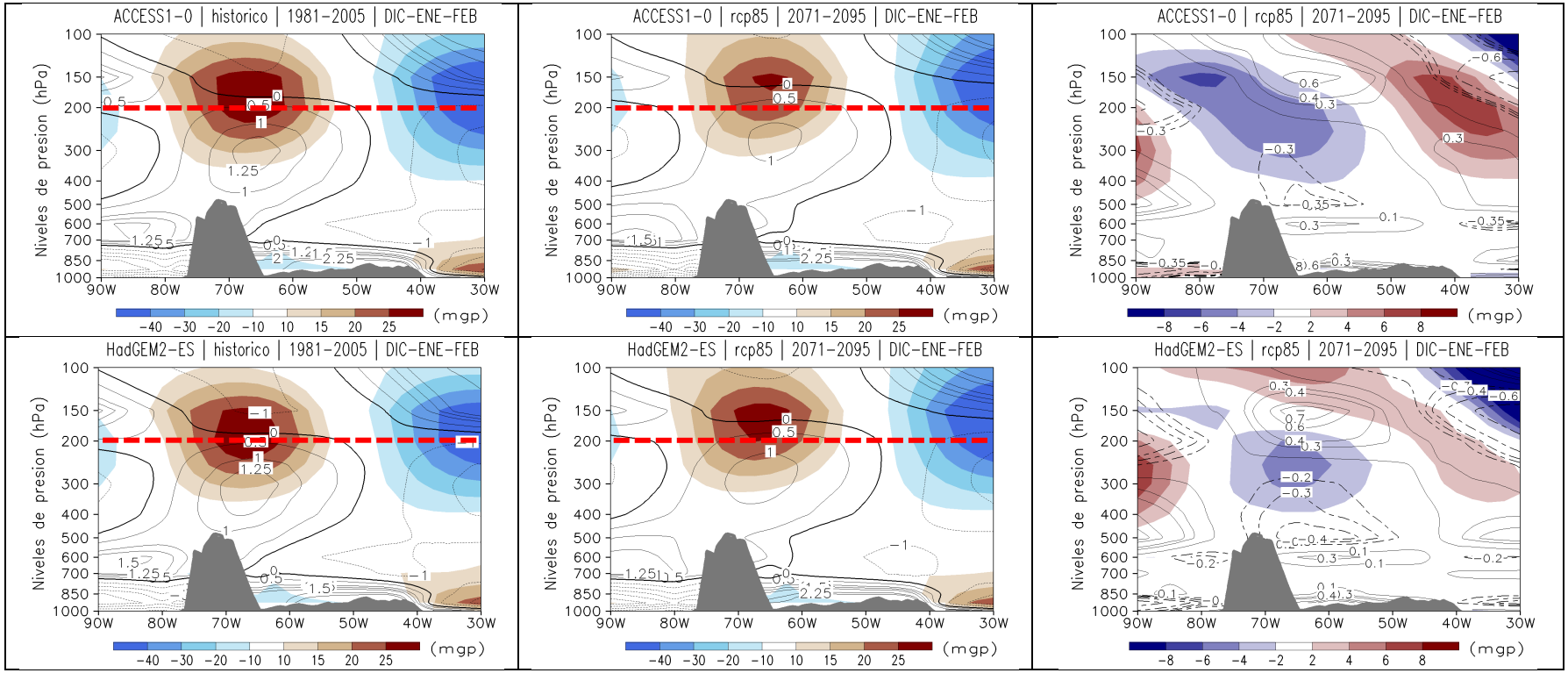


Figura 37. Promedio de la distribución vertical de la desviación de la media zonal de la temperatura del aire y la altura geopotencial en un corte transversal zonal, media entre las latitudes 10°S y 20°S, entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica del periodo 1981-2005 (Izquierda); y el escenario rcp8.5 en el periodo 2071-2095 (Intermedio); asimismo, cambio promedio de estas variables hacia finales del siglo XXI (Derecha); determinado por el modelo ACCESS1-0 (Imágenes Superiores) y HadGEM2-ES (Imágenes Inferiores). La desviación de la media zonal de la temperatura del aire y sus cambios se muestra en líneas de contorno; para el caso de la altura geopotencial en tonalidades de colores.

FUENTE: Elaboración propia.

V. CONCLUSIONES

Conclusiones de acuerdo a los objetivos específicos planteados:

5.1. Validar el clima generado por los modelos participes del CMIP5

- Los modelos que pasaron el proceso de validación, debido a que representaron mejor los sistemas atmosféricos APSO, BA y AB; son ACCESS1-0 y HadGEM2-ES (Tabla 7).

- La simulación histórica de los modelos ACCESS1-0 y HadGEM2-ES logran reproducir, a gran escala, los patrones atmosféricos asociados a la Alta de Bolivia. Definiendo: 1) Una circulación anticiclónica al nivel de 200hPa sobre Sudamérica, 2) un núcleo cálido al nivel de ≈300hPa; y 3) Patrones espaciales apropiados de velocidad de viento zonal, meridional, y vertical; principalmente hacia el sur de los 10ºS.

- Los modelos seleccionados presentaron tres principales deficiencias en la representación histórica de los patrones atmosféricos asociados a la AB; los cuales son: 1) Menores valores de temperatura del aire en niveles medios y altos de la tropósfera; 2) Mayores valores de velocidad de viento en torno a la AB (nivel de 200hPa), principalmente entre las latitudes 15ºS y 0ºS, los cuales generan una ligera inclinación diagonal horizontal de la AB, de noroeste a sureste; y 3) Superiores magnitudes de movimiento de ascenso de aire en el área continental entre 15ºS y 5ºS, principalmente hacia el oriente centro y sur de los Andes peruanos.

5.2. Determinar los cambios en los patrones atmosféricos asociados a la Alta de Bolivia bajo el escenario de emisión rcp8.5 para el periodo 2071-2095

Los principales cambios en la Alta de Bolivia hacia finales del siglo XXI proyectado por los MCGVs bajo el escenario de emisión rcp8.5 son:

- Desplazamiento vertical del sistema Alta de Bolivia hacia menores niveles de presión, intensificándose la circulación anticlónica en niveles menores a 200hPa.

- Un descenso de la magnitud de la velocidad del viento y de la divergencia horizontal, al nivel de 200hPa, sobre el sector norte de la Alta de Bolivia; mientras que sobre su sector sur, un incremento de los flujos de viento del oeste (entre +5m/s y +7m/s). Estos patrones de disminución y aumento de vientos sobre el sector norte y sur de la AB, respectivamente, puede conllevar a un descenso de precipitaciones sobre la sierra sur de Perú, norte de Chile, suroeste de Bolivia, y la Amazonía.

- Una intensificación zonal de la Alta de Bolivia, desplazando ligeramente hacia el este el sistema “Vaguada del Noreste de Brasil”.

- Un ligero debilitamiento del gradiente térmico longitudinal, entre el núcleo cálido de la Alta de Bolivia (nivel de ≈300hPa) y sus alrededores.

VI. RECOMENDACIONES

Los resultados obtenidos en el presente estudio de tesis proponen la ampliación y profundización de la investigación en torno al cambio climático. Detallándose a continuación las siguientes principales recomendaciones:

1. Realizar la determinación de cambios en la Alta de Bolivia empleando previamente el proceso de downscaling dinámico a alguno de los modelos globales que presentaron mejor performance, de esta manera se podrá agudizar el análisis y tener mayor énfasis sobre algunas regiones específicas del continente.

2. Implementar técnicas estadísticas al análisis de cambios a futuro en el marco del calentamiento global, ello permitirá indicar sobre que regiones del continente las variaciones hacia fin de siglo serian significativas.

3. Ampliar el área y las variables de estudio, a modo que permita identificar las forzantes y/o motores físicos que modularían las variaciones en los sistemas atmosféricos sobre Sudamérica para finales de siglo XXI.

4. Analizar los patrones de cambio sobre otros sistemas atmosféricos de Sudamérica bajo el marco del calentamiento global, como es la Corriente en Chorro Subtropical, el Low Level Jet (LLJ) al oeste de los Andes, la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS), etc.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Aceituno, P. 1998. Climate elements of the South American Altiplano. Revista de Geofísica (IPGH) 44: 37-55.

Aceituno, P; et al. 2009. The 1877-1878 El Niño episode: associated impacts in South America. Climate Change 92:389-416. DOI: 10.1007/s1058400894705.

Aceituno, P; Montecinos, A. 1992. Precipitación en el Altiplano Sudamericano: Variabilidad Interanual e Intraestacional y Mecanismos Asociados. In I Congreso Iberoamericano de Meteorologia. España. 10p.

Ancapichún, S. 2012. Variabilidad del Anticiclón del Pacífico Sur su relación con la Oscilación Decadal del Pacífico: Implicancias Oceanográficas a lo largo de la costa centro-norte de Chile. Tesis Lic. Chile, UACH. 63p.

Barreto, C; LLacza, A. 2014. Validation of CMIP5 models by means of representing patterns of mesoscale systems on South America for the summer and winter (en linea). In WCRP/CORDEX LACII Workshop (2014, DO). Consultado 10 jun. 2014. Disponible en: ftp://ftp.cima.fcen.uba.ar/pub/CORDEX-LAC2/Poster_ Barreto.pdf.

Barry, R; Chorley, R.2010. Atmosphere, Weather and Climate. Estados Unidos, Routledge. 516p. ISBN: 9780415465694.

Blázquez, J. 2011. Proyecciones climáticas sobre Sudamérica utilizando modelos climáticos globales, Análisis de incertidumbres. Tesis Doctoral. Argentina, UBA. 116p.

Blázquez, J; Nuñez, M. 2012. Analysis of uncertainties in future climate projections for South America: comparison of WCRP-CMIP3 and WCRP-CMIP5. Climate Dynamics 41(3): 1039-1056.

Bolton, D. 1980. The computation of equivalent potential temperature. Monthly Weather Review 108:1046:1053.

Brown, J; Langlais, C; Sen, A. 2015. Projected sea surface temperature changes in the equatorial Pacific relative to the Warm Pool edge. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 113:47-58. DOI: 10.1016/j.dsr2.2014.10.022.

Budyko, M. 1974. Climate and life. Estados Unidos, Academic Press. 508p. ISBN 9780121394509.

Dee, D.P;etal. 2011. The ERA-Interim reanalysis:configuration and performance of the data assimilation system. Q.J.R.Meteorol.Soc.,137:553–597.doi:10.1002/qj.828.

Donald, H. 2008. Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and Enviorenment. Estados Unidos, Brooks/Cole Cengage Learning. 621p. ISBN: 9780495555735.

Douglas, M; et al.2009. Synoptic Variability of Rainfall and Cloudiness along the Coasts of Northern Peru and Ecuador during the 1997/98 El Niño Event. Monthly Weather Review 137:116-136.DOI: 10.1175/2008MWR20191.1.

Errasti, I; Ezcurra, A; Sáenz, J. 2011. Validation of IPCC AR4 models over the Iberian Peninsula. Theoretical and Applied Climatology 103(1):61-79.

Fonseca, I; Harumi, M. 2012. Climate Fields over South America and Variability of SACZ and PSA in HadGEM2-ES. American Journal of Climate Change 1(3): 132-144. DOI: 10.4236/ajcc.2012.13011.

Gandu, A; Gesisler, J. 1991. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. Journal of Atmospheric Sciences 48(16):1822-1836.

Garreaud, R; Vuille, M; Clement, A. 2003. The Climate of the Altiplano: Observed Current Conditions and Mechanisms of Past Changes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 194:5-22.

Garreaud, R. 2009. The Andes climate and weather. Advances in Geosciences 22(22):3-11.

Garreaud, R. 2011. The Climate of northern Chile: Mean state, variability and trends. Revista Mexicana de Astronomía y Astrofísica 41:5-11.

Garreaud, R; Aceituno P. 2007. Atmospheric circulation and climatic variability. In The physical geography of South America. Eds. Veblen, T; Young K; Orme, A. Oxford, Oxford University Press. p. 45 – 59.

Garreaud, R; Aceituno, P. 2001. Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. Journal of Climate 14:2779-2789.

Garreaud, R; Falvey, M. 2009. The coastal winds off western subtropical South America in future climate scenarios. International Journal of Climatology 29:543-554. DOI: 10.1002/joc.1716.

Gilford, M; et al. 1992. South America South of the Amazon River: A Climatological Study (enlinea). Consultado 15 de Mar. 2014. Disponible en: www.dtic.mil/cgi-bin/GetTRDoc?Location=U2&doc=GetTRDoc.pdf&AD=ADA25 9541.

Gruber, A; Winston, J. 1978: Earth-atmosphere radiative heating based on NOAA scanning radiometer measurements. American Meteorological Society 59:1570–1573.

Hierro, R; et al. 2012. Climatological patterns over South America derived from COSMIC radio occultation data. Journal of Geophysical Research 117. DOI: 10.1029/2011JD016413.

Holton, J. 2004. An Introduction to Dynamic Meteorology. Estados Unidos, Elsevier Academic Press. 535p. ISBN: 0123540151.

Horel, J. D; Hahmann, A. N; Geisler, J. E. 1989. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. Journal of Climate 2(11):1388-1403.

Houze, R. 1993. Cloud Dynamics. Estados Unidos, Academic Press, 573p. ISBN: 0123568811.

IPCC. 2000. Emissions Scenarios: Summary for Policymakers. 21p. ISBN: 9291691135.

IPCC. 2007. Cambio Climático 2007: Informe de Síntesis. 113p. ISBN: 9291693227.

IPCC. 2013. Climate change 2013: The Physical Science Basis. Reino Unido, Cambridge University Press. 1535p. ISBN: 9781107057991.

IPCC. 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. 151p. ISBN: 9789291691432.

Jena, P; et al. 2015. Statistical Selection of the Optimum Models in the CMIP5 Dataset for Climate Change Projections of Indian Monsoon Rainfall. Climate 3:858-875. DOI: 10.3390/cli3040858.

John, V.O; B.J, Soden. 2007. Temperature and humidity biases in global climate models and their impact on climate feedbacks. Geophysical Research Letters 34. DOI: 10.1029/2007/GL030429.

Kim, J; et al. 2013. Thermal characteristics of the cold-point tropopause region in CMIP5 models. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 118:8827-8841. DOI: 10.1002/jgrd.50649.

Lavado, W; et al. 2013. ENSO impact on hydrology in Peru. Advances in Geosciences 33:33-39. DOI: 10.5194/adgeo33-33-2013.

Ledesma J. 2011. Principios de Meteorología y Climatología. España, Ediciones Paraninfo S.A. 552p. ISBN: 9788497325660.

Lenters, J.D; Cook, K.H. 1997. On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American climate. Journal of the atmosphere sciences 54:656-678. DOI: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054<0656: OTOOTB>2.0.CO;2.

Liebmann, B., and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. American Meteorological Society 77:1275–1277.

Liebmann, B; Marengo, J; et al. 1998. A Comparison of Rainfall, Outgoing Longwave Radiation, and Divergence over the Amazon Basin. Journal of Climate 11:2898-2909.

Masui, T; et al. 2011. An emission pathway to stabilize at 6 W/m^2 of radiative forcing. Climatic Change 109:59–76. DOI: 10.1007/s10584-011-0150-5.

Michal, B; et al.2015. Evaluation of CMIP5 present climate simulations using the Köppen-Trewartha climate classification. Inter-Research:Climate Research 64:201-212. DOI 10.3354/cr01316.

Minetti, J. 2007. La respuesta del Anticiclón del Pacífico Sur en la costa de Chile frente al cambio climático – impactos. Boletín Geográfico no. 30:9-22.

Moss, R; et al. 2010. The next generation of scenarios for climate change research and assessment (enlinea). Nature. DOI: 10.1038/nature08823. Consultado 19 de Feb. 2014. Disponible en: http://emf.stanford.edu/files/docs/262/nature08823_proof1(2).pdf .

Nakazawa, T. 1986. Intraseasonal variations of OLR in the tropics during the FGGE year. Journal of the meteorological society of Japan 64:17-34.

Neelin, D. 2011. Climate Change and Climate Modeling. Reino Unido, Cambridge University Press. 304p. ISBN 9780521602433.

NOAA. Cold & Warm episodes by season (en linea). Consultado 20 de Jun. 2015. Disponible en: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.

NOAA. Interpolated Outgoing Longwave Radiation (OLR) (en linea). Consultado 25 de Jul. 2016. Disponible en: http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded /data.interp_OLR.html.

NOAA. The first climate model (en línea). Consultado 20 de Ago. 2014. Disponible en: http://celebrating200years.noaa.gov/breakthroughs/climate_model.

Nogués-Paegle, J; et al. 2002. Progress in Pan American CLIVAR research: understanding the South American monsoon. Meteorologica 27(12):1-30.

Qiang, Fu. 2003. Radiation (Solar). En Encyclopedia of atmospheric sciences.5.[Rad-S]. Eds. Holton J; Curry, J; Pyle, J. Amsterdam, Academic Press. p. 1859-1863.

Riahi, K; et al. 2011. A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. Climate change 109:33-57. DOI: 10.1007/s10584-011-0149-y.

Rodriguez, W; Marengo, J. 2008. Chorro de bajos niveles de América del sur en un escenario de calentamiento global (en linea). Mudanzas Climáticas no.6. Consultado 12 de Feb. 2013. Disponible en: http://mudancasclimaticas.cptec.inpe.br/~rmclima/pdfs/newsletters/Boletim_No6_Espa.pdf.

Salby, M. 2012. Physics of the Atmosphere and Climate. Estados Unidos, Cambridge University Press. 718p. ISBN: 9780521767187.

Satyamurty, P; Nobre, C; Silva, P.1998; South America. In Meteorology of the Southern Hemisphere. In Meteorological Monographs. American Meteorology Society 27(49): 119-140.

Scoccimarro, E; et al. 2013. Heavy Precipitation events in a Warmer Climate: Results from CMIP5 Models. Journal of Climate 26:7902-7911.

Seiler, C. 2013. Likely Ranges of Climate Change in Bolivia. Journal of Applied Meteorology and Climatology 52: 1303-1317. DOI: 10.1175/JAMC-D-12-0224.1

Silva, P; Schubert, W; DeMaria, M. 1983. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. Journal of theatmosphericsciences 40(11):2689-2707.

Smith, J. 2001. The Facts on file dictionary of Weather and Climate. Estados Unidos, Facts on file. 262p. ISBN: 081606296X.

Steinhoff, D; et al. 2015. Projected impact of twenty-first century ENSO changes on rainfall over Central America and Northwest South America from CMIP5 AOGCMs. Climate Dynamics 44:1329-1349. DOI: 10.1007/s0038201421963.

Takahashi, K.2004. The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997—1998 and 2002 El Niño events. Annales Geophysicae 22:3917-3926.

Taylor, K; Stouffer, R; Meehl, G. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. American Meteorological Society 93(4):485-498.

Tebaldi, C; et al. 2006. Going to the extremes. Climate Change 79:185-211. DOI: 10.1007/s1058400690514.

Thomson, A.M; et al. 2011:RCP4.5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. Climatic Change 109:77–94.g DOI 10.1007/s10584-011-0151-4.

Tian, B; et al. 2013. Evaluating CMIP5 models usin AIRS tropospheric air temperature and specific humidity climatology. Journal of Geophysical Research: Atmosphere 118:114-134. DOI: 10.1029/2012JD018607.

Trenberth, K; et al. 2009. Earth's Global energy budget. American Meteorological Society 90:311-323. DOI: 10.1175/2008BAMS2634.1.

Valverde, M; Marengo, J. 2008. Simulación de la circulación atmosférica para escenarios futuros del clima de América del Sur, Derivados de los modelos del IPCC/AR4 (en linea). Mudanzas Climáticas no.6. Consultado 15 de Feb. 2014. Disponible en: http://mudancasclimaticas.cptec.inpe.br/~rmclima/pdfs/newsletters/Boletim_No6_Espa.pdf

Valverde, M; Marengo, J. 2010. Mudancas na circulacaoatmosferica sobre a America do Sul para cenarios futuros de clima projetados pelos modelos globais do IPCC AR4. Revista Brasileira de Meteorologia 25(1): 125-145.

Van Vuuren, D.P; et al. 2011. RCP2.6: exploring the possibility to keep global mean temperature increase below 2°C. Climatic Change 109:95–116. DOI 10.1007/s10584-011-0152-3.

Van Vuuren, D; et al. 2011. The representative concentration pathways: an overview (enlinea). Climatic Change, 109: 5-31. DOI: 10.1007/s10584-011-0148-z. Consultado 14 de Feb. 2014. Disponible en: http://www.springerlink.com/content/f296645337804p75/.

Viale, M. 2005. Análisis comparativo de los reanalisis ERA-40 y los reanalisis NCEP/NCAR sobre la región sur de Sudamérica. Tesis Lic. Argentina, UBA. 81p.

Virji, H. 1981. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. Monthly Weather Review 109(3):599-610.

Vuille M. 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation. International Journal of Climatology 19: 1579– 1600.

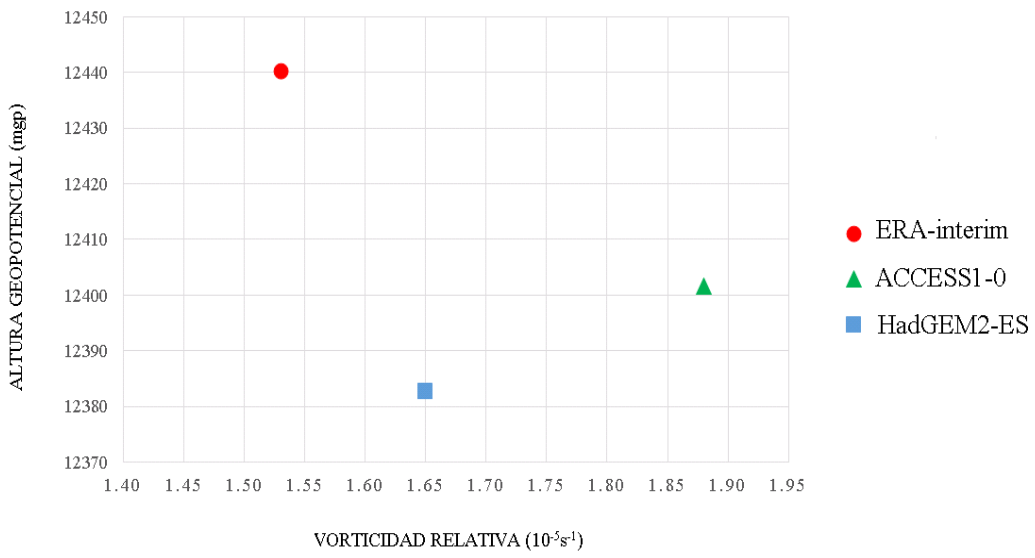
Wallace, J; Hobbs, P. 2006. Atmospheric Science. Estados Unidos, Academic Press. 504p. ISBN: 9780127329512.

Xie P; Arkin P. 1998. Global Monthly Precipitation Estimates from Satellite-Observed Outgoing Longwave Radiation. Journal of Climate 11:137-164.

Zea, J; León, G; Eslava, J. 2001. Aplicación del sistema de asimilación de datos climáticos (CDAS) del proyecto NCEP/NCAR-reanalysis data set – para fines climatológicos y sinópticos. Meteorología Colombiana no.3:143-150.

VIII. ANEXOS

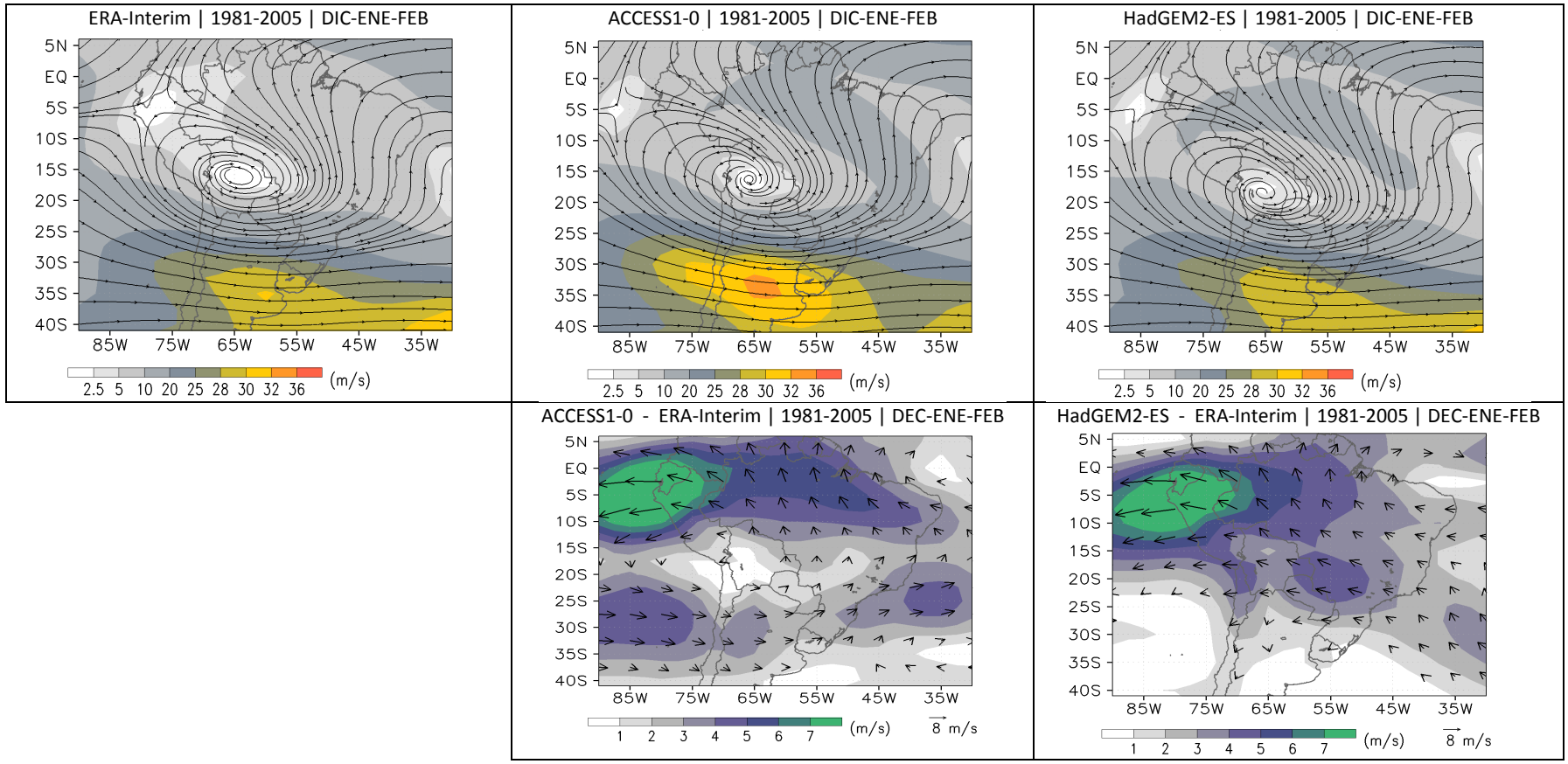
Anexo 1. Promedio climatológico de Altura Geopotencial y Vorticidad Relativa en la Alta de Bolivia



La altura geopotencial es máximo valor sobre el área de acción de la AB, mientras que el valor de vorticidad, es el promedio dentro de esta.

FUENTE: Elaboración propia.

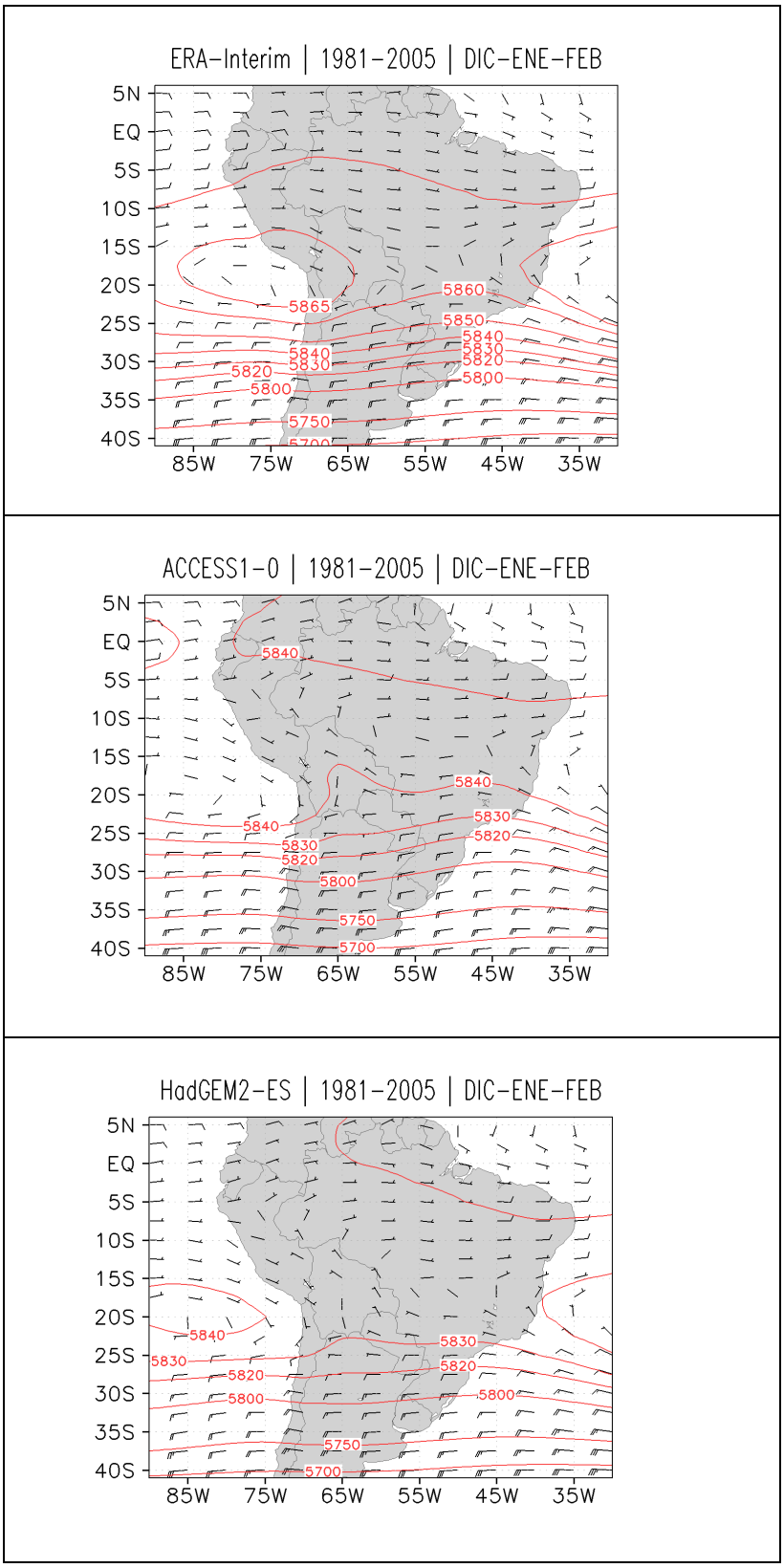
Anexo 2. Promedio climatológico de la circulación de viento al nivel de 200hPa entre los meses de Dic-Ene-Feb, comparación entre el REI y los MCGVs



Las imágenes superiores muestran el promedio climatológico del viento al nivel de 200hPa del REI, ACCESS1-0, y HadGEM2-ES, respectivamente. Las imágenes inferiores muestran el error total en representar la distribución de viento a este nivel, entre cada uno de los modelos y el REI.

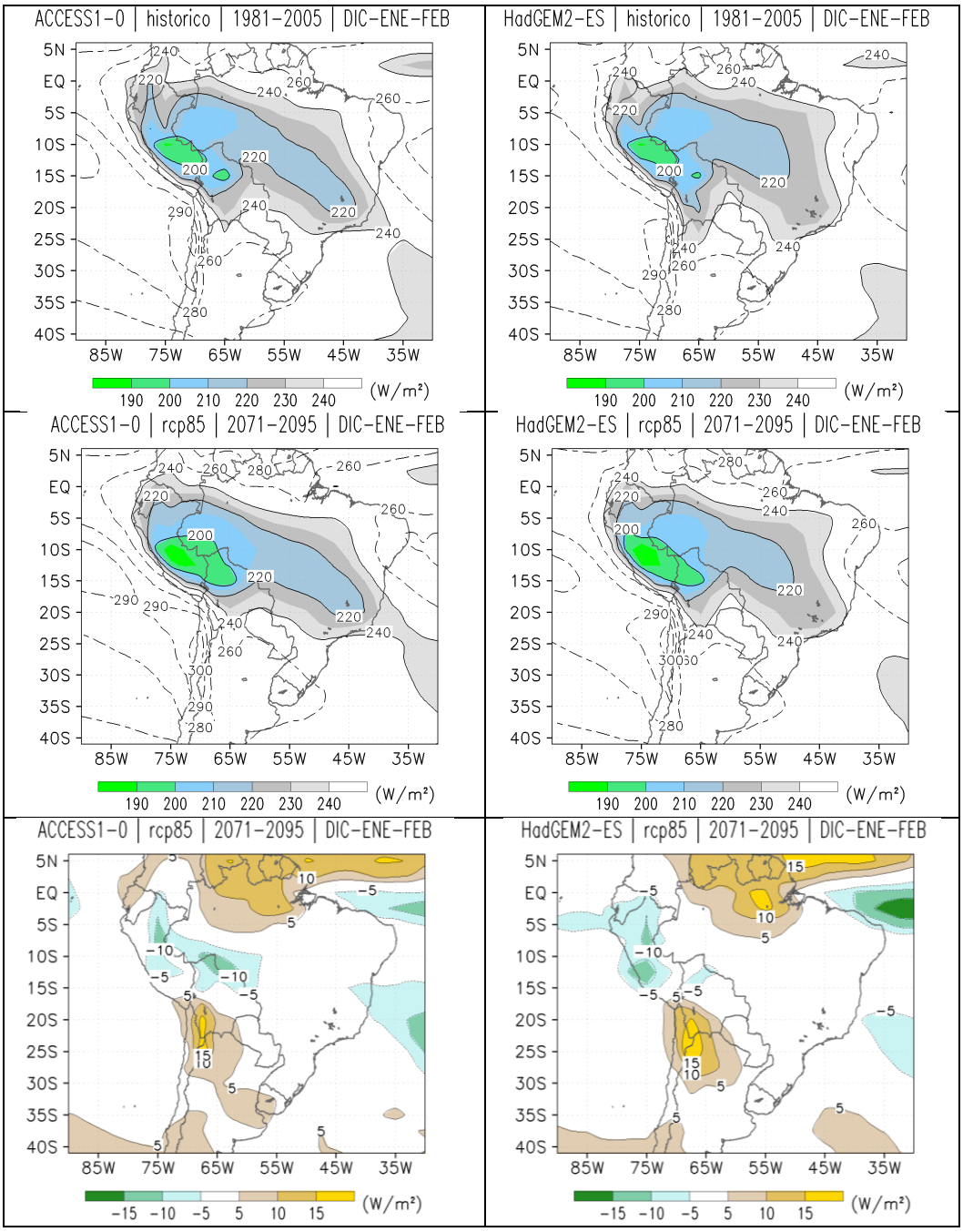
FUENTE: Elaboración propia.

Anexo 3. Promedio climatológico de la circulación del viento y de la altura geopotencial en el nivel de 500hPa entre los meses de Dic-Ene-Feb, determinado por el REI y los MCGVs.



FUENTE: Elaboración propia.

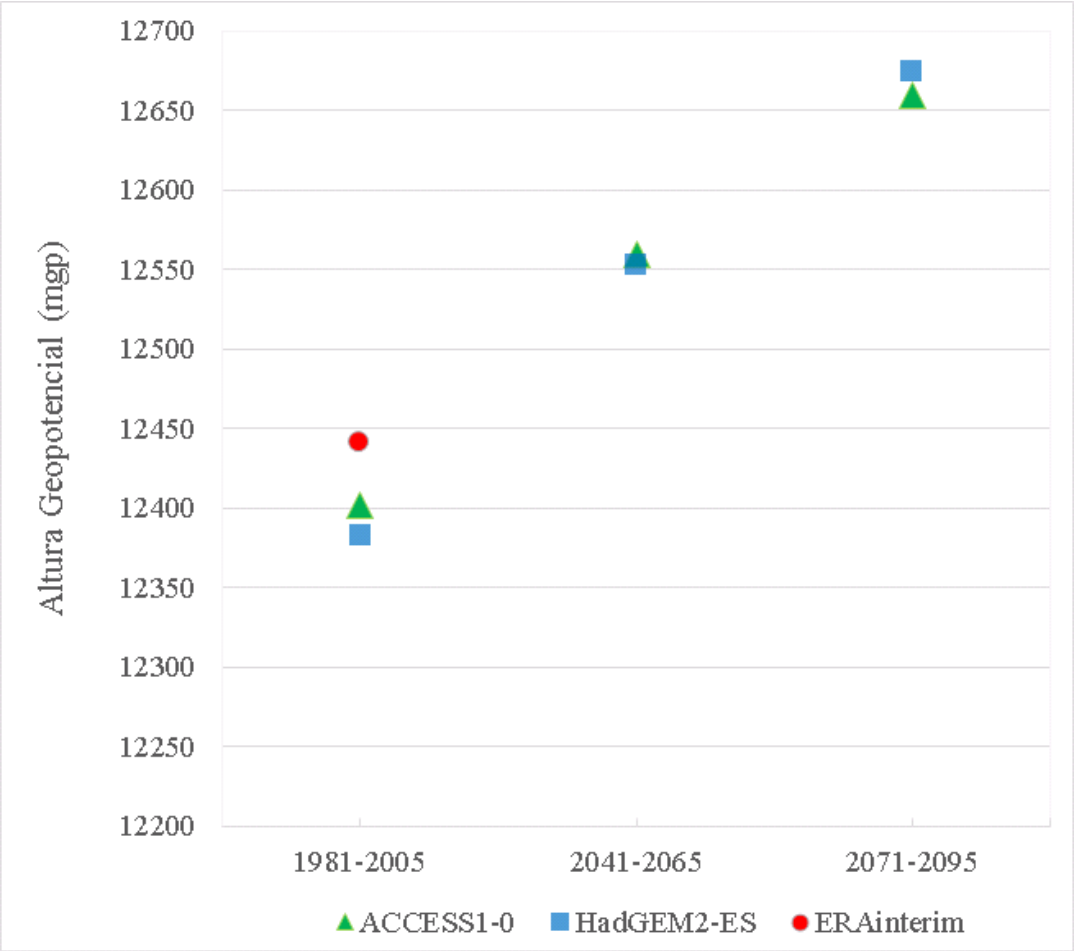
Anexo 4. Promedio de la distribución de RSOL entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica (1981-2005) y rcp8.5 (2071-2095), y su patrón de cambios hacia finales del siglo XXI, determinado por los MCGVs.



Las imágenes Superiores muestran la representación de RSOL para el clima actual (simulación histórica); las intermedias, la proyección para el clima futuro lejano (escenario rcp8.5); y las inferiores la distribución espacial de los cambios en esta variable hacia finales de siglo según el escenario mencionado; ello para el modelo ACCESS1-0 (Izquierda) y HadGEM2-ES (Derecha).

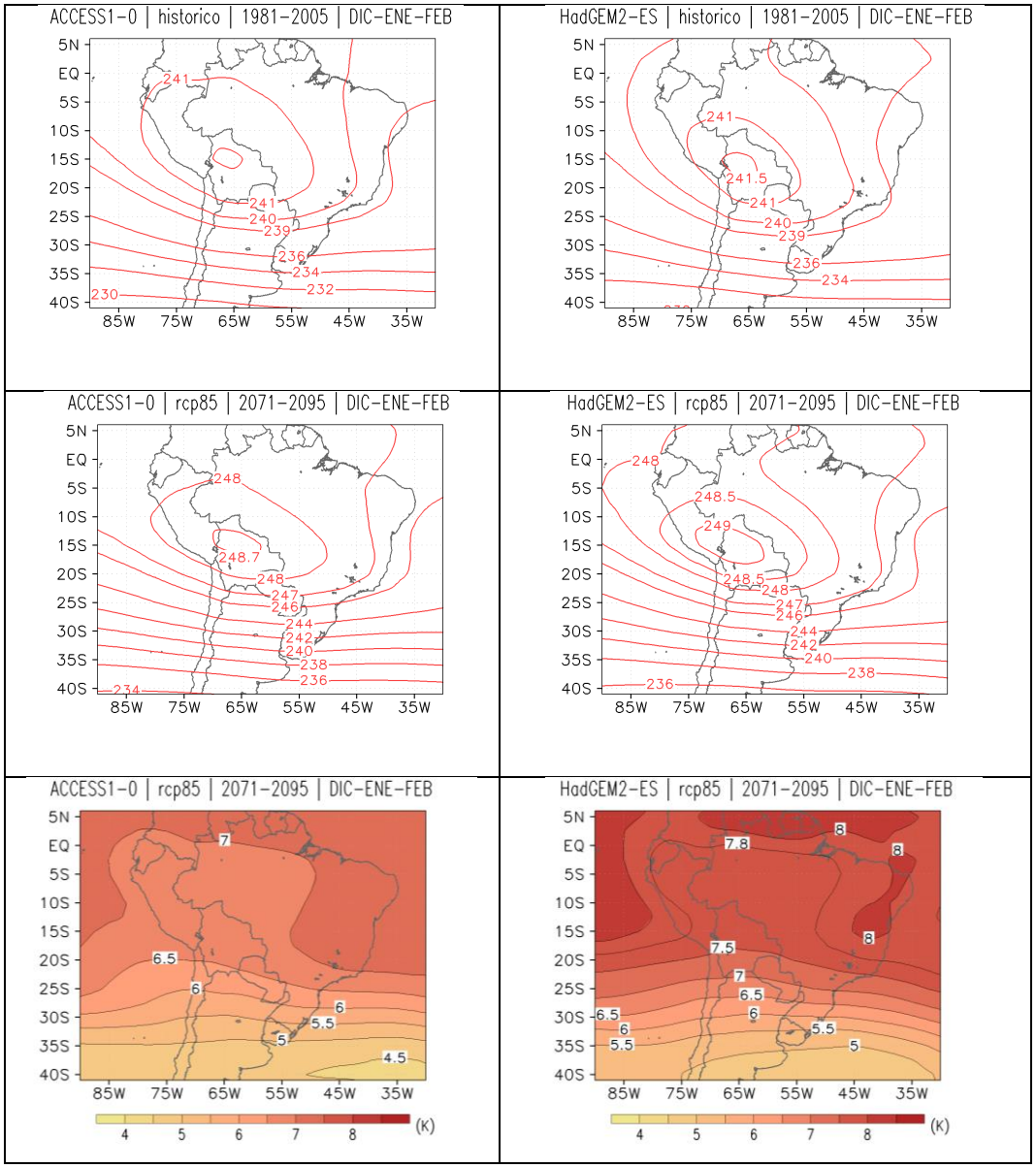
FUENTE: Elaboración Propia.

Anexo 5. Proyección de la altura geopotencial en el núcleo de la AB (periodo Dic-Ene-Deb) para finales del siglo XXI.



FUENTE: Elaboración Propia.

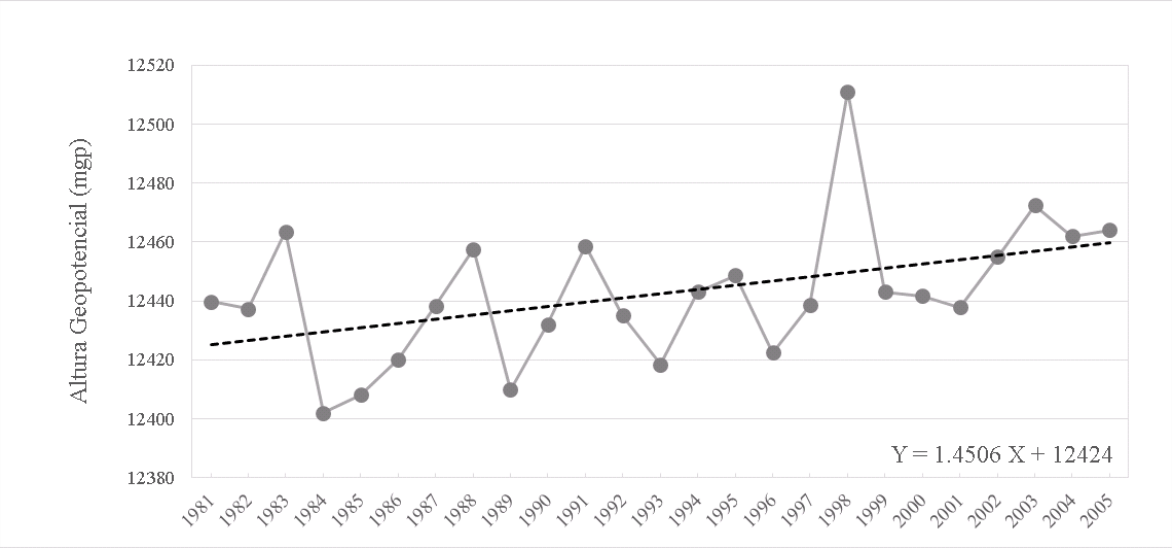
Anexo 6. Promedio de la distribución de la temperatura del aire entre los meses de Dic-Ene-Feb, en la simulación histórica (1981-2005) y rcp8.5 (2071-2095), y su patrón de cambios hacia finales del siglo XXI, determinado por los MCGVs.



Las imágenes Superiores muestran la representación espacial de la Temperatura del aire al nivel de 300hPa (K) para el clima actual (simulación histórica); las intermedias, la proyección para el clima futuro lejano (escenario rcp8.5); y las inferiores la distribución espacial de los cambios en esta variable hacia finales de siglo según el escenario mencionado; ello para el modelo ACCESS1-0 (Izquierda) y HadGEM2-ES (Derecha).

FUENTE: Elaboración Propia.

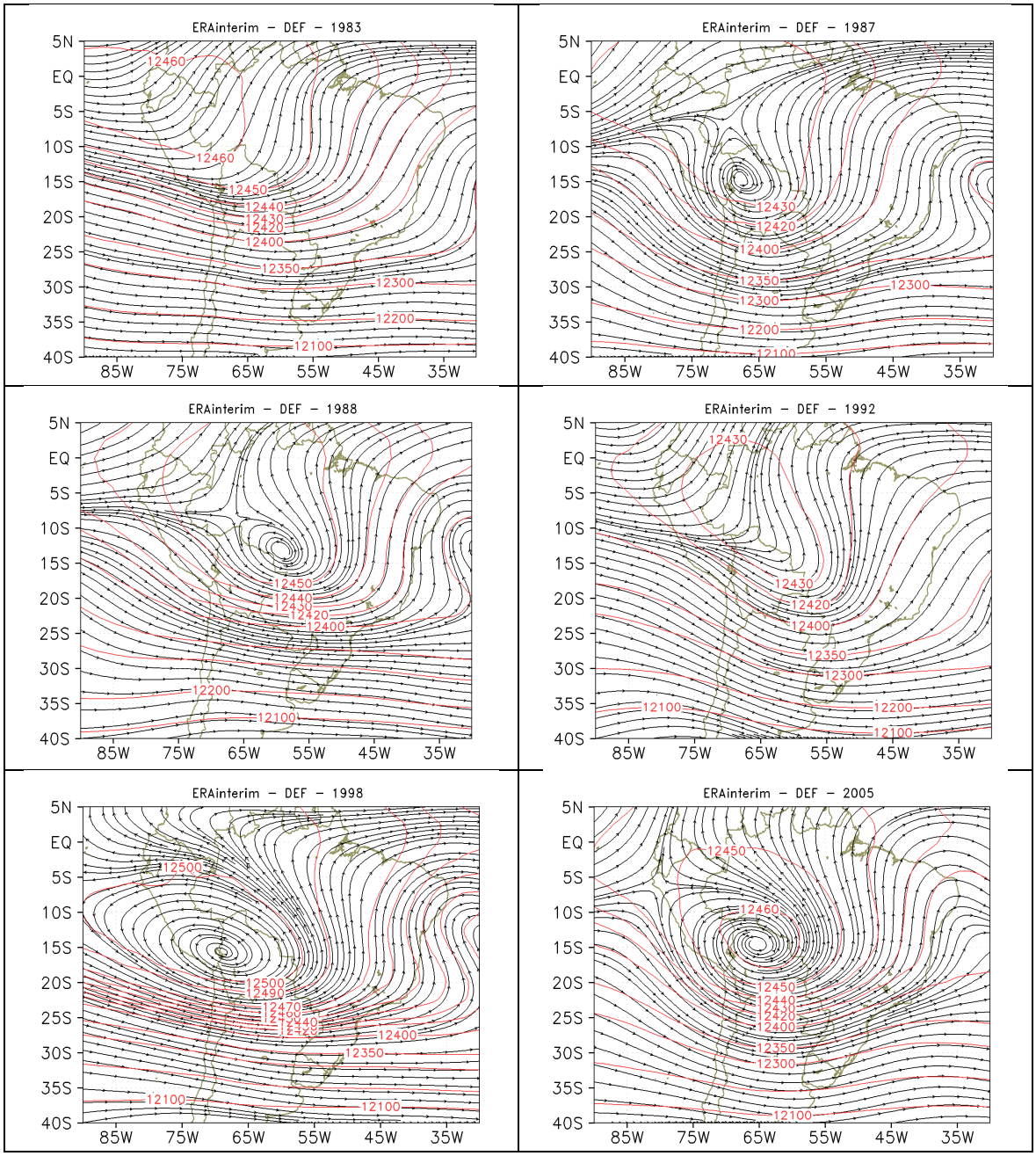
Anexo 7. Tendencia anual de la altura geopotencial en el núcleo de la Alta de Bolivia.



Bajo el uso de REI, y mediante la determinación del máximo de altura geopotencial dentro del área de acción de la AB, año a año en el periodo de Dic-Ene-Feb, es posible observar que entre el año 1981 y 2005, existe un tendencia de incremento de 1.45mgp por año.

FUENTE: Elaboración Propia.

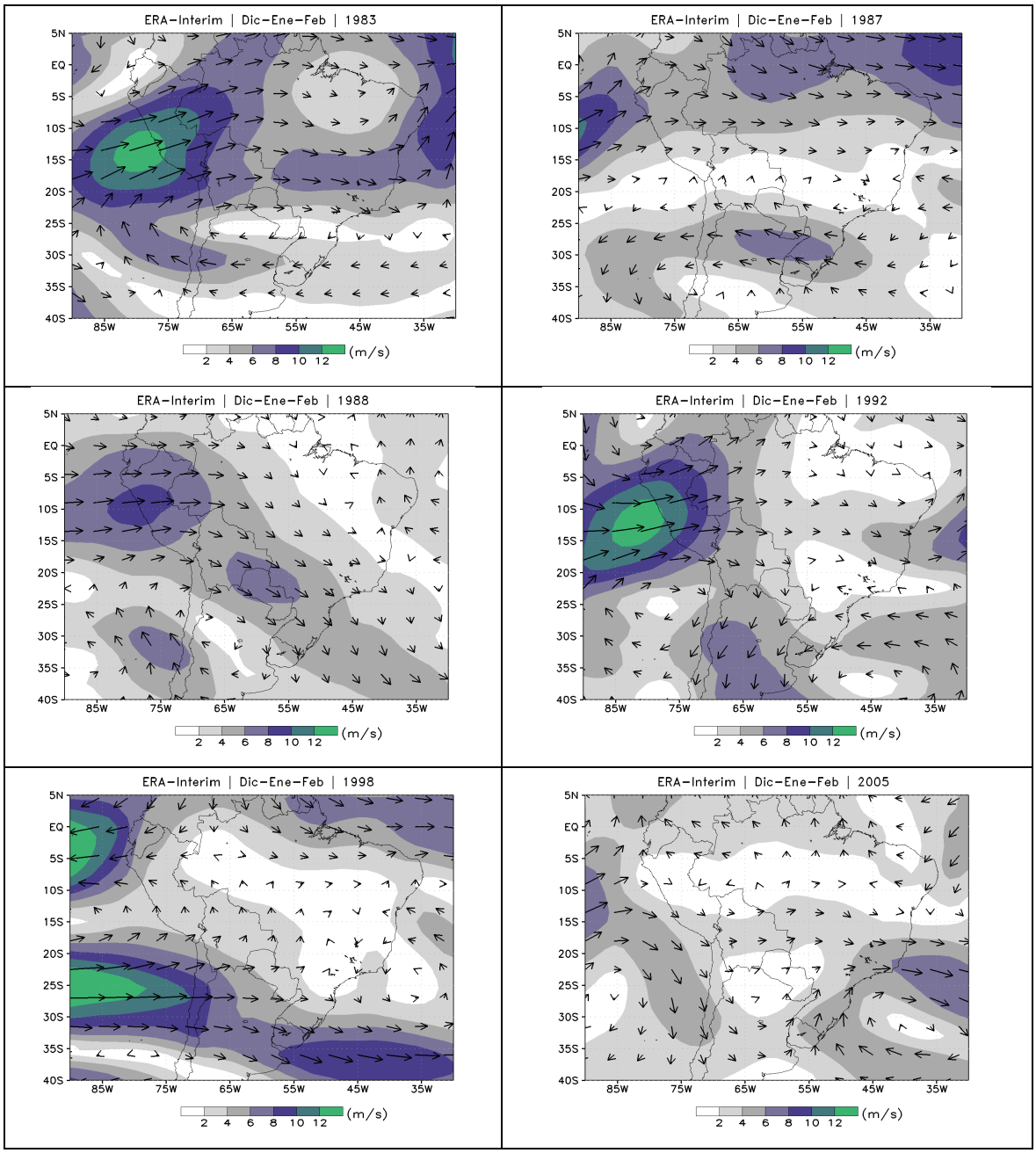
Anexo 8. Configuración de la Alta de Bolivia durante veranos con valores de ONI positivos



Viento (m/s) en líneas de corriente y altura geopotencial (mgp) en isolineas, al nivel de 200hPa; los años referenciales de episodios de verano con ONI positivos fueron extraídos de la NOAA (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml).

FUENTE: Elaboración Propia.

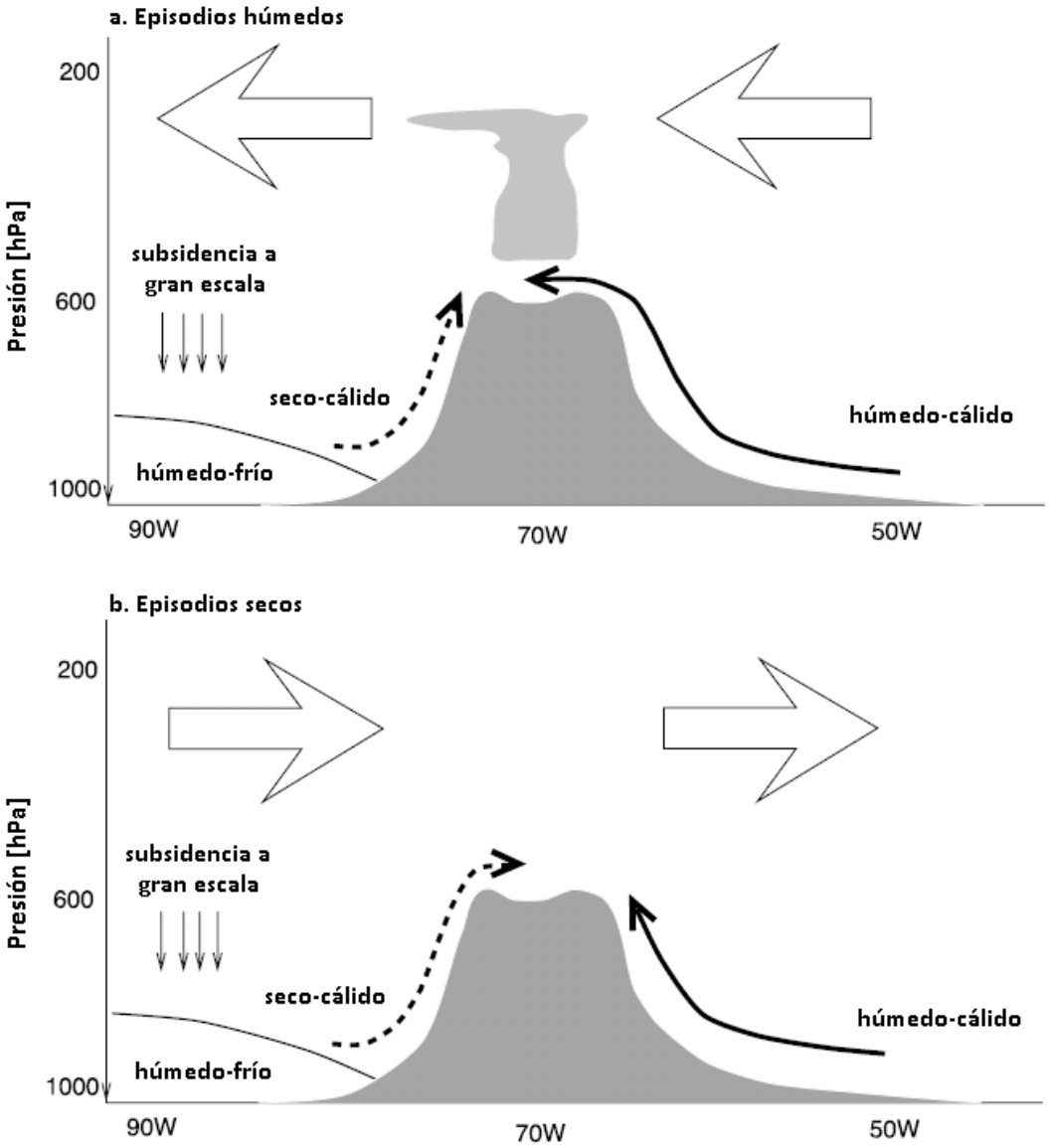
Anexo 9. Anomalía de la circulación de viento en 200hPa durante veranos con valores de ONI positivos



Anomalías de viento al nivel de 200hPa en vectores; en colores se muestra distribución espacial de la magnitud de estas anomalías; el periodo histórico para el cálculo de las anomalías fue 1981-2010. Los años referenciales de episodios de verano con ONI positivos fueron extraídos de la NOAA (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring /ensostuff/ ensoyears.shtml).

FUENTE: Elaboración Propia.

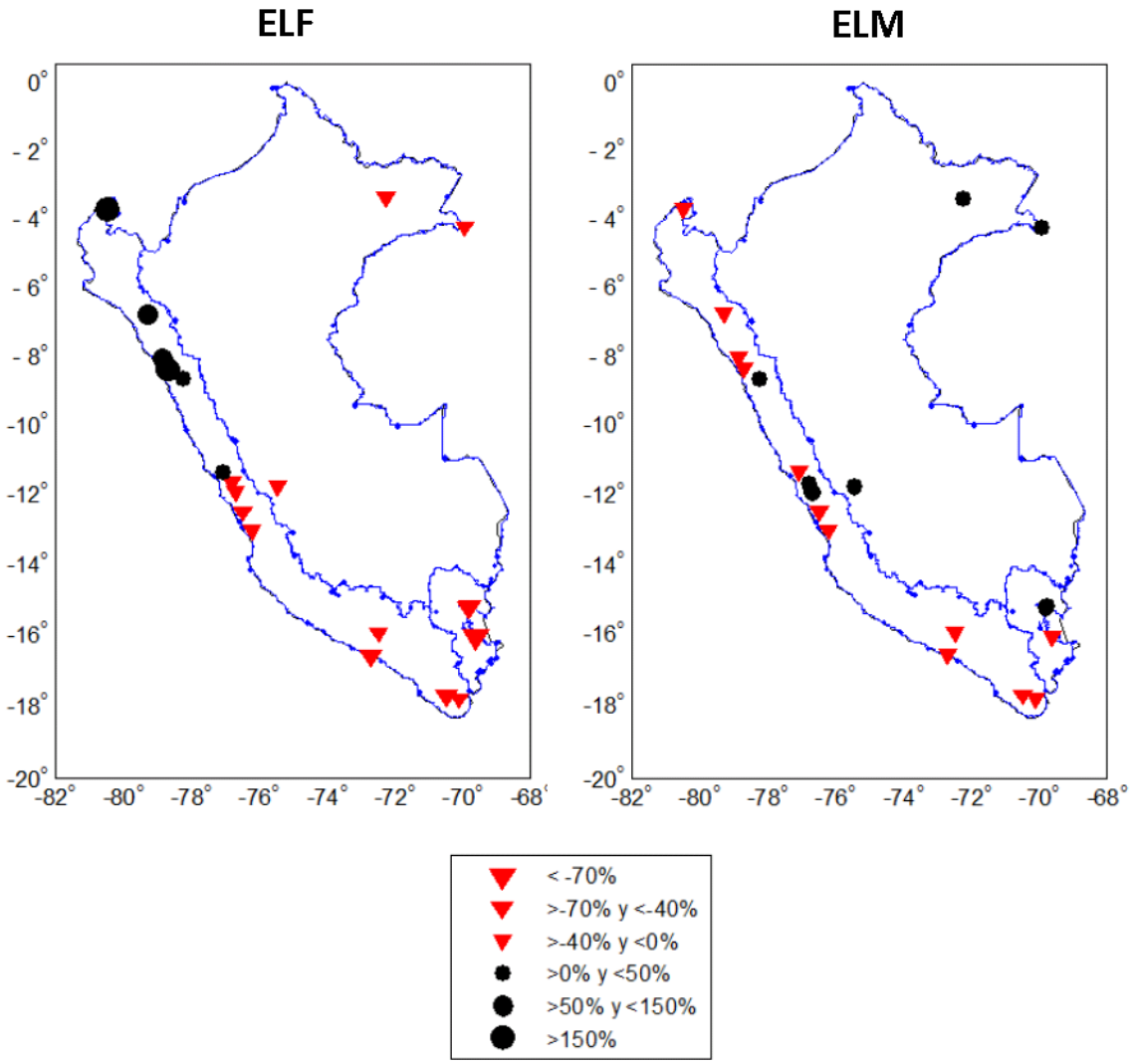
Anexo 10. Esquema vertical de los patrones de circulación, y de las características de las masas de aire adyacentes sobre el Altiplano, durante episodios secos y húmedos.



El presente esquema nos muestra que periodos secos sobre el Altiplano (latitudes entre los 15ºS y 22ºS) están asociados a flujos de viento del oeste entre niveles medios y altos de la tropósfera, y viceversa durante periodos húmedos.

FUENTE: Garreaud, R; et al. 2003.

Anexo 11. Distribución espacial de anomalías en la descarga media de los ríos durante episodios El Niño Fuerte (ELF) y El Niño Moderado (ELM)



El presente esquema nos muestra que durante episodios El Niño Fuerte y Moderado, existe menores descargas en los ríos ubicados al sur de Perú, con dirección tanto hacia la el Océano Pacífico como hacia el Lago Titicaca.

FUENTE: Lavado, W; et al. 2013.

Anexo 12. Representatividad de la posición e intensidad del núcleo de la AB por cada uno de los MCGs evaluados

	MODELO	LONGITUD (ºW)	LATITUD (ºS)	MAGNITUD DEL NÚCLEO DE LA AB (mgp)
1	ACCESS1-0	65.0	15.0	12401.4
2	ACCESS1-3	65.0	17.5	12485.3
3	bcc-csm1-1	67.5	17.5	12357.3
4	bcc-csm1-1-m	67.5	17.5	12503.9
5	BNU-ESM	70.0	15.0	12427.9
6	CanESM2	70.0	15.0	12450.6
7	CCSM4	62.5	20.0	12475.5
8	CESM1-BGC	62.5	20.0	12480.0
9	CESM1-FASTCHEM	62.5	20.0	12477.2
10	CESM1-WACCM	65.0	20.0	12452.7
11	CMCC-CESM	77.5	5.0	12429.9
12	CMCC-CM	75.0	10.0	12448.2
13	CMCC-CMS	67.5	20.0	12414.1
14	CNRM-CM5	62.5	20.0	12324.3
15	CNRM-CM5-2	62.5	20.0	12313.7
16	CSIRO-Mk3-6-0	72.5	5.0	12457.4
17	FGOALS-g2	65.0	12.5	12277.1
18	GFDL-CM2p1	70.0	17.5	12319.4
19	GFDL-CM3	67.5	17.5	12407.5
20	GFDL-ESM2G	67.5	20.0	12326.2
21	GFDL-ESM2M	67.5	20.0	12356.6
22	GISS-E2-H	75.0	12.5	12381.1
23	GISS-E2-H-CC	75.0	12.5	12399.8
24	GISS-E2-R	65.0	10.0	12401.0
25	GISS-E2-R-CC	70.0	7.5	12401.1
26	HadCM3	67.5	12.5	12417.7
27	HadGEM2-CC	67.5	17.5	12360.6
28	HadGEM2-ES	65.0	17.5	12382.6
29	inmcm4	70.0	17.5	12405.9
30	IPSL-CM5A-LR	67.5	10.0	12359.5
31	MIROC5	67.5	17.5	12377.7
32	MIROC-ESM	70.0	15.0	12353.2
33	MIROC-ESM-CHEM	70.0	15.0	12357.2
34	MPI-ESM-LR	67.5	20.0	12363.4
35	MPI-ESM-MR	67.5	20.0	12369.6
36	MPI-ESM-P	67.5	20.0	12354.4
37	MRI-CGCM3	67.5	17.5	12448.3
38	MRI-ESM1	67.5	17.5	12465.0
39	NorESM1-M	70.0	17.5	12414.2
40	NorESM1-ME	67.5	17.5	12398.7

El promedio de la magnitud del núcleo de la AB determinada por todos los modelos es de 12 399.9 mgp, mientras que el REI determina una magnitud de 12440.3 mgp, dando una diferencia promedio de -40.4 mgp.

FUENTE: Elaboración Propia.