

A rama atmosférica do ciclo hidrolóxico

*Dende a evaporación oceánica
ata a precipitación nos continentes*

Profesores

Marta Vázquez
Iago Algarra
Jorge Eiras Barca
Roger Sorí



Monografías

Serie científico-tecnolóxica

Marta Vázquez Domínguez



Marta Vázquez Domínguez é licenciada en Física (2007-2012) cursando posteriormente o mestrado en ciencias do clima: meteoroloxía, oceanografía física e cambio climático (2012-2013). Cursou o doutoramento en ciencias mariñas, tecnoloxía e xestión e actualmente é investigadora posdoutoral na Universidade de Vigo dentro do grupo Ephyslab, e asociada o Instituto Dom

Luiz da Universidade de Lisboa e á Universidade de Tras-os-Montes e Alto Douro. A súa investigación enfocase no estudo do transporte de humidade e os extremos de precipitación. A súa investigación derivou en varios artigos en revistas nacionais e internacionais cunha participación en diferentes proxectos.

Iago Algarra Cajide



Iago Algarra Cajide é graduado en Ciencias Ambientais con mención en Procesos Atmosféricos e Clima e dende 2020 é doutor en auga, sustentabilidade e desenvolvemento pola Universidade de Vigo. Actualmente é investigador posdoutoral no grupo Environmental Physics Laboratory (Ephyslab) en Ourense pertencente ao departa-

mento de Física Aplicada da Universidade de Vigo. A súa investigación céntrase principalmente no estudo de fontes de humidade e o seu transporte asociado a Ríos Atmosféricos e Low-Level Jets. Nestas liñas publicou un total de varios artigos investigación en revistas internacionais e participou en varios proxectos.

Jorge Eiras Barca



Jorge Eiras é doutor en Física pola USC, e mestrado en ciencias do clima pola Universidade de Vigo. O seu campo principal de investigación é a dinámica atmosférica, e os fenómenos de transporte de humidade, campo no que conta con 18 publicacións internacionais e numerosas contribucións

en congresos. Foi beneficiario do programa de investigación posdoutoral Fulbright, no que realizou unha estancia de investigación de dous anos na University of Illinois. Actualmente é profesor do Centro Universitario da Defensa, que ten a súa sede na Escola Naval Militar de Marín.

Rogert Sorí Gómez

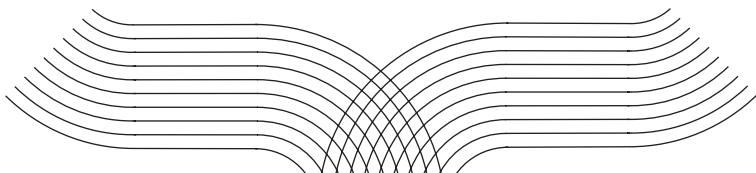


Rogert Sorí Gómez é investigador postoutoral na Universidade de Vigo e o Instituto Dom Luis da Universidade de Lisboa. Cursou o doutoramento en auga, sustentabilidade e desenvolvemento (2014-2018) e o mestrado en ciencias do clima: meteoroloxía, oceanografía física e cambio climático (2011-2012) da Universidad de Vigo, España, e a Licenciatura en Meteoroloxía (2005-2010) no Instituto Superior de

Tecnoloxías Ciencias Aplicadas da Habana, Cuba. Neste país traballou no Sistema Meteorolóxico Nacional no período 2010-2015. A súas principais liñas de investigación son o clima e a variabilidade climática, a hidrometeoroloxía, e los impactos do cambio climático. Publicou varios artigos de investigación en revistas nacionais e internacionais, e participou en varios proxectos de investigación.

Servizo de Publicacións

Universidade de Vigo



Monografías

Serie Científico-Tecnolóxica

nº 029

Edición

Universidade de Vigo
Servizo de Publicacións
Rúa de Leonardo da Vinci, s/n
36310 Vigo

Deseño gráfico

Área de Imaxe
Vicerreitoría de Comunicacións e Relacións Institucionais

Fotografía da portada

Tyler Lastovich en Unsplash

Maquetación e impresión

Tórculo Comunicación Gráfica, S. A.

ISBN (Libro Impreso)

978-84-8158-885-9

Depósito legal

VG 25-2021

© Servizo de Publicacións da Universidade de Vigo, 2021

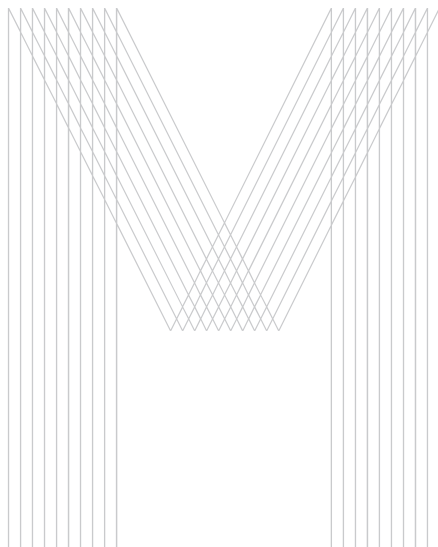
© Os autores, dos seus textos

Sen o permiso escrito do Servizo de Publicacións da Universidade de Vigo, queda prohibida a reprodución ou a transmisión total e parcial deste libro a través de ningún procedemento electrónico ou mecánico, incluídos a fotocopia, a gravación magnética ou calquera almacenamento de información e sistema de recuperación.

Ao ser esta editorial membro da **uñe**, garántense a difusión e a comercialización das súas publicacións no ámbito nacional e internacional.

Servizo de Publicacións

Universidade de Vigo



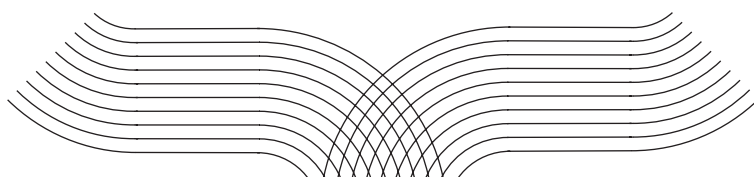
A rama atmosférica do ciclo hidrolóxico

*Dende a evaporación oceánica
ata a precipitación nos continentes*

Profesores

Marta Vázquez
Iago Algarra
Jorge Eiras Barca
Roger Sorí

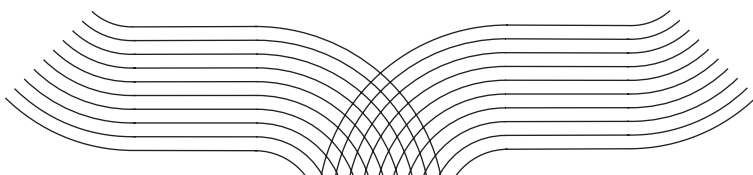
00	INTRODUCCIÓN	11
01	DISTRIBUCIÓN GLOBAL DO VAPOR DE AUGA	13
02	FONTES GLOBAIS DE PRECIPITACIÓN	23
03	PRINCIPAIS MECANISMOS DE TRANSPORTE DE HUMIDADE: OS LOW-LEVEL JETS E RÍOS ATMOSFÉRICOS.	31
04	OUTROS MECANISMOS DE TRANSPORTE DE HUMIDADE: SISTEMAS MONZÓNICOS E CIRCULACIÓNS CICLÓNICAS.	49
05	TRANSPORTE DE HUMIDADE EN ESCALAS REXIONAIS	57
06	SECAS E A SÚA ORIXE	75



07

O TRANSPORTE DE HUMIDADE E O CAMBIO CLIMÁTICO

89



Agradecementos

Os autores desexan mostrar o seu agradecemento aos doutores Luis Gimeno e Raquel Nieto polo seu asesoramento durante a realización de monografía. Agradecemos tamén o apoio constante do grupo EPhysLab do CIM-UVigo ao que pertencemos. Marta Vázquez, Jorge Eiras e Rogert Sorí agradecen o seu financiamento á Xunta de Galicia a través das bolsas ED481B-2018/062, ED481B-2018/069 e ED481B-2019/070. Iago Algarra recibe financiación de Ministerio de Ciencia e Innovación mediante a bolsa FPI BES-2016-078240. A monografía foi realizada dentro de proxecto LAGRIMA (RTI2018-095772-B-I00), financiado polo Ministerio de Ciencia, Innovación e Universidade, e parcialmente apoiado pola Xunta de Galicia a través do proxecto ED431C-2017/64-GRC "Programa de Consolidación e Estructuración de Unidades de Investigación Competitivas (Grupos de Referencia Competitiva)".

Capítulo 00

Introducción

O ciclo hidrolóxico consiste nunha sucesión de procesos polos que a auga pasa da atmosfera cara a terra, para retornar de novo a atmosfera. Dentro deste ciclo a evaporación é un proceso determinante. En cómputo global o ciclo hidrolóxico está caracterizado por una evaporación de 500000 quilómetros cúbicos de auga por ano, producíndose a maior parte de esta evaporación sobre os océanos. Dentro de esta evaporación oceánica, soamente un 10% chegará as rexións continentais producíndose a precipitación. Dous terzos de esta precipitación é re-evaporada e reciclada sobre os continentes, sendo un terzo a cantidade que retorna directamente aos océanos. Para explicar a orixe e variabilidade da precipitación continental é preciso coñecer os complexos procesos internos que teñen lugar no ciclo hidrolóxico e, dentro deles, aqueles relacionados coa súa rama atmosférica e a relación entre fontes e sumidoiros de humidade.

A determinación das fontes de humidade dunha rexión concreta non é trivial. A orixe da precipitación continental pode ser local, a través do proceso de re-evaporación denominado *recycling*, ou pode provir de fontes remotas chegando ata a rexión por medio da advección. A pesar de que a fonte principal da precipitación continental sexa a evaporación oceánica, o *recycling* e a contribución continental pode ser especialmente relevante nalgunhas rexións. Coñecer as fontes locais e remotas e a súa importancia relativa resulta especialmente relevante para comprender os procesos involucrados na precipitación continental e as súas posibles variacións.

Numerosos fenómenos e factores están involucrados na relación entre fontes e os seus principais sumidoiros continentais. Por exemplo, os principais modos de variabilidade climática coma El Niño-Oscilación do Sur (ENSO, polas súas siglas en inglés) ou a Oscilación do Atlántico Norte (NAO, polas súas siglas en inglés) teñen un impor-

tante efecto na modulación da precipitación global e rexional. Ademais os usos do solo ou os usos da auga polo ser humano pode ter un efecto na evapotranspiración e, consecuentemente, no *recycling*. A unha escala global os Rios Atmosféricos (ARs) e os Jets en niveis baixos (LLJ) son os dous mecanismos principais de transporte de humidade. Estes fenómenos de escala sinóptica son capaces de transportar grandes cantidades de humidade dende os trópicos cara latitudes máis altas. Ambos mecanismos teñen unha particular importancia nos extremos hidrometeorolóxicos podendo relacionarse a intensificación ou redución do transporte de humidade asociado a estes mecanismos con escenarios de inundación ou secas en determinadas rexións. Os principais LLJs atópanse tamén frecuentemente relacionados coa circulación monzónica e son responsables da maior parte de transporte remoto de humidade que afecta a esta circulación.

As características do transporte de humidade vense afectadas polo actual cambio climático e este efecto esperase que sexa máis pronunciado no futuro. O vapor de auga ten un rol fundamental no quecemento atmosférico. Acordo coa relación de Clausius-Clapeyron, segundo a temperatura da atmosfera aumenta tamén aumenta a súa capacidade para conter auga. Os estudos suxiren que o quecemento global resultará nun aumento da evaporación, afectando o ciclo hidrolóxico. Sen embargo, a resposta ten un claro carácter rexional, sendo diferente segundo a latitude ou o continente e producindo un importante efecto na dispoñibilidade de auga doce.

Na monografía aquí proposta preténdese realizar unha caracterización da rama atmosférica do ciclo hidrolóxico baseada na relación entre fontes e sumidoiros e o transporte de humidade. Analizaranse os principais mecanismos e procesos relacionados co transporte de humidade e revisarase a localización das principais fontes oceánicas e terrestres e as rexións influenciadas por elas. Ademais, estudaranse os extremos hidrometeorolóxicos (secas e inundacións) e as súas principais causas. Coa publicación desta monografía trátase de realizar unha síntese dos principais factores involucrados no ciclo hidrolóxico e no transporte de humidade cara os continentes. Resultando coma un libro de consulta especialmente indicado para o alumnado de materias de medioambiente tanto de grao coma mestrado; así coma para o alumnado de doutoramento ou persoas que queiran iniciarse na investigación da vertente atmosférica do ciclo hidrolóxico.

Capítulo 01

Distribución global do vapor de auga

13

1.1 Introducción ao ciclo hidrolóxico

A auga é un composto químico que presenta unhas propiedades moi particulares, e que a diferencian dos demais compostos accesibles na natureza. A disposición dos dous átomos de Hidróxeno fronte ao átomo de Osíxeno, co característico ángulo de 105 graos, crea un dipolo eléctrico e conxuntamente cos enlaces de tipo ponte de Hidróxeno que tende a formar con outras moléculas, explican gran parte das inusuais características que se observan. Por exemplo, o feito de que a auga no seu estado sólido presente unha densidade menor que no seu estado líquido (“o xeo flota”), ou a convivencia harmónica dos tres estados en condicións atmosféricas ordinarias; son propiedades anómalas que non son comunmente observadas en outros compostos naturais (Hem, 1985; Snoeyink e Jenkins, 1982; Essington, 2004).

A cantidade de auga presente no sistema climático mantense máis ou menos inalterable dende a xénese do Planeta. Os procesos naturais nos que intervén a auga; por exemplo a precipitación, evaporación, condensación, etc; non forman senón parte dun proceso cíclico de transformación das moléculas de auga, coñecido como ciclo hidrolóxico ou ciclo da auga (Figura 1.1) (Chanine, 1992; Kuchment, 2004). Este ciclo pode ter uns tempos característicos moi variables. Así, por exemplo, a auga en forma de gas presente na atmosfera tende a estar nela sen transformarse durante aproximadamente 10 días (Numagati, 1999), namentres que a auga presente nos acuíferos ou mananciais pode permanecer inalterable durante milleiros de anos.

Cerca do 96.5% da auga do Planeta forma parte do que coñecemos como “auga salgada”, que constitúe os océanos e os mares, cubrindo mais do 70% da superficie do Planeta. Do 3.5% restante, que corresponde a auga doce, preto do 70% está presente nos glaciares e en forma de neve, algo máis do 30% é subterránea e tan só un 1.2%

14

atópase en lagos, ríos, na superficie da terra ou na atmosfera. Así e todo, cada unha das moléculas, sen importar se forman parte dunha masa doce ou salgada, e sen importar o estado no que se encontren, forman parte dun ciclo cerrado, complexo e sorprendente, cuxa cantidade neta de materia non cambia co paso do tempo.

Ao tratarse dun proceso cíclico, non ten sentido falar dun punto de inicio e un punto de fin. Non obstante, dende unha perspectiva puramente docente e conceptual, compre pensar no ciclo que segue, ou pode seguir, un conxunto de moléculas de auga que están inicialmente na superficie do océano.

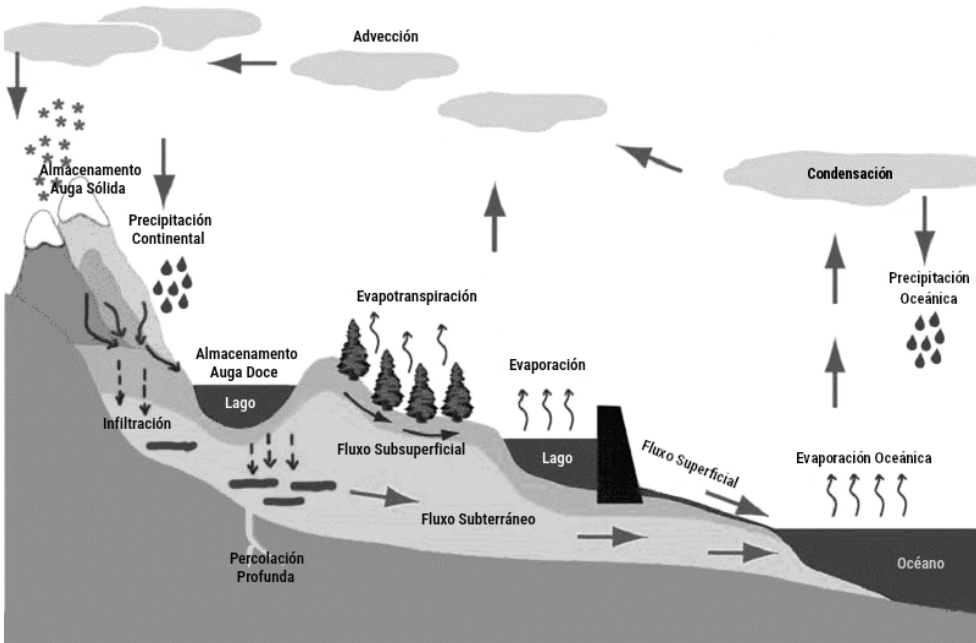


Figura 1.1 Esquema simplificado do ciclo hidrolóxico.

Se existe unha cantidade de enerxía suficiente (tipicamente en forma de onda corta procedente do Sol), e a atmosfera non está saturada -e polo tanto, demanda humidade- as moléculas de auga presentes na superficie do océano tenderán a **evaporarse**. Nese proceso de evaporación, que é un proceso endotérmico, ademais, esa auga absorbe enerxía, arrefecendo a contorna. Trala evaporación, esa auga pasará a formar parte do aire, en forma de vapor de auga. Esas células de vapor de auga comezarán a **transportarse**, chegando, en algúns casos ata os continentes. Si se produce un mecanismo de arrefriamento suficientemente importante na célula de

aire¹, e ademais existe no ambiente algún tipo de aerosol (salitre, partículas de po ou arena, ou incluso contaminantes; denominados "núcleos de condensación") no que as micro-partículas poidan depositarse, producírase a **condensación**. Formaranse, por tanto, micropartículas de auga en estado líquido que, masivamente, formarán unha nube. Compre comentar que, si este proceso ocorre a altura suficiente, estas partículas poden formarse directamente en estado sólido, en forma de micro-partículas de xeo. Neste caso o proceso non se denominaría formalmente condensación, senón **sublimación inversa**. En todo caso, este será un proceso exotérmico, no que a auga devolverá ao sistema a enerxía que colleu prestada cando se evaporou, producíndose unha liberación en forma de calor.

Se esa nube se formou sobre o océano pode, naturalmente, permanecer sobre él, pero tamén pode eventualmente continuar desprazándose de cara ao continente nos campos de vento. Se se producen as condicións apropiadas, as micro-partículas de auga adquirirán unha estrutura máis masiva, e a nube eventualmente colapsará producíndose a precipitación en forma de chuvia, neve ou sarabia. As moléculas de auga que inicialmente estaban sobre o océano caen agora en dirección á superficie continental. Se precipitan sobre un glaciar, pasarán a formar parte da criosfera, podendo permancer nese estado por un largo prazo. Nesta capa de xeo pode producirse a fusión, continuando a vida das moléculas de auga en forma líquida.

Pola contra, se a precipitación se ten producido sobre un terreo diferente, a sorte que poden sufrir as moléculas é variada. Por un lado, poden caer sobre un solo impermeable ou saturado, e pasar a formar parte da escorrentía superficial, que alimenta ao río; para finalmente chegar ao mar ou océano e adquirir novamente a mesma forma inicial. Tamén poden chegar a un terreo non saturado, no que se producirá ou ben unha infiltración cara a capas máis profundas, ou ben unha permanencia en niveis máis superficiais. Se permanece en niveis superficiais, pódese novamente producir unha evaporación. Tamén pode ser utilizado pola vexetación (árbores, cultivos, plantas, etc.) e terminará transpirando novamente á atmosfera en forma de vapor. Se en vez de permanecer en capas superficiais, a infiltración continúa a niveis máis baixos, poderá terminar nunha corrente de escorrentía de subsolo, que decaerá antes ou despois nun río, ou ben nun acuífero subterráneo no que poderá permanecer por un largo período. En todo caso, se se produce a descarga, por exemplo, nun río, as moléculas retornarán novamente ao océano, ou a un lago; volvendo ao punto de partida.

Compre mencionar tamén que non é de esperar que se esa célula retorna ao océano, e descende a capas máis profundas, permaneza estática. Con moita probabilidade

1 O aire máis cálido pode conter máis vapor de auga que o aire máis frío. Se na célula de aire se produce un mecanismo de arrefriamento (por exemplo, unha expansión adiabática porque a célula de aire vese forzada a ascender, proceso característico da formación de nubes; ou un arrefriamento quasi-isobárico, proceso característico da formación de néboa de radiación), esa célula saturará, favorecéndose a condensación.

poderá pasar a formar parte dunha das correntes de larga escala que distribúen a enerxía dende as zonas que teñen exceso de ela (normalmente os trópicos) ata as que teñen un defecto (os polos). Estas correntes formarán parte dunha circulación coñecida como termaliña (Wunsch, 2002), que ten dous motores principais. Por un lado, o exceso de enerxía solar que recibe o ecuador con respecto aos polos. Por outro lado, o feito de que as capas de auga con maior salinidade, presentes na superficie do océano dos polos, e máis densas que as capas menos salinas de profundidade, tenden a afundirse activando tamén un mecanismo circulatorio².

En todo caso, queda claro que a auga presente no noso Planeta caracterízase por unha grande mutabilidade, traducida nun número potencialmente infinito de transicións entre estados físicos, pero tamén, ao mesmo tempo, por unha gran inalterabilidade. A totalidade da auga da que dispoñemos hoxe no noso Planeta formouse fai aproximadamente catro mil millóns de anos, nunha serie de procesos que non están completamente esclarecidos, pero que en todo caso pénsase que tiveron requirido condicións extremas de presión e temperatura. Dende entón, asúmese que, *grosso modo*, non se ten formado máis auga no Planeta, máis alá dos procesos a pequena escala de combustión de Hidróxeno.

1.2 Distribución Global da Precipitación e a Evapotranspiración

Como se discutiu na sección anterior, o conxunto do ciclo hidrolóxico contempla numerosos e complexos procesos. Todos son fundamentais e necesarios para o mantemento do ciclo tal e como o coñecemos. En todo caso, pódese dicir que a precipitación e a evapotranspiración xogan un papel destacado. Dentro do que se coñece como evapotranspiración, a evaporación e a transpiración son dous fenómenos de distinta natureza, pero acostúmanse a estudar en conxunto. Isto é así porque ambos conclúen co aporte de humidade á atmosfera; procedente da superficies dos mares, lagos e terra o primeiro; e procedente da vexetación o segundo. Así, téndese a falar e estudar a evapotranspiración como unha única variable de interese. Da mesma maneira, e novamente co fin de simplificar a análise, téndese a englobar a chuvia, a sarabia e a neve baixo o concepto de precipitación.

² Tanto nos procesos de evaporación como de solidificación (conxelación), a auga perde os sales que a caracterizan como “salgada”. Os glaciares e as capas de xeo que flotan nos océanos están compostas de auga doce. No proceso de solidificación por baixas temperaturas, os sales permanecen preferentemente nas fases líquidas. Isto fai que as capas de auga que están en contacto con outras capas que se están solidificando sexan máis salgadas, e por tanto cunha densidade maior. Tenderán por tanto a afundirse iniciando un mecanismo de circulación.

1.2.1 Evapotranspiración

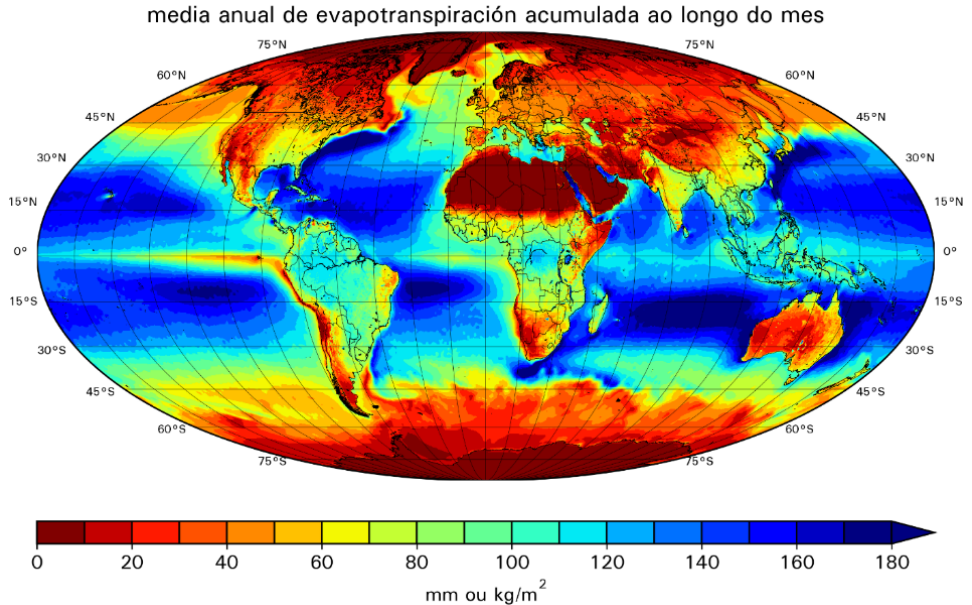


Figure 1.2 Media global anual de evaporación acumulada ao longo dun mes en mm. Datos: Modelo de reanálise climático ERA5 calculado no período 1979-2016.

A figura 1.2 mostra a media anual da cantidade de auga equivalente evapotranspirada ao longo dun mes, para cada punto do Planeta. Tal e como se mostra nela, os distintos océanos e mares aportan a maioría de humidade á atmosfera. En xeral, a contribución de cada rexión de masa mariña será directamente proporcional á cantidade de enerxía solar recibida —necesaria para iniciar o proceso de evaporación—, maximizándose nas rexións tropicais e minimizándose nos polos. A rexión ecuatorial presenta unha pluma de baixa evaporación debido á constante presenza de nubosidade que caracteriza á zona de converxencia intertropical (ITCZ polas súas siglas en inglés). No tocante aos continentes destaca a contribución por transpiración vexetal dos tres grandes bosques tropicais; a cunca do Amazonas en Sudamérica, e os bosques tropicais de África Central e a Indonesia e a Melanesia en Oceanía.

Con respecto as rexións de menor aporte de humidade, destacan as continentais, particularmente as de natureza desértica —neste caso, aínda que existirá unha gran demanda de humidade por parte da atmosfera, o solo non terá capacidade de aportarlle—, e os polos.

1.2.2 Precipitación

18

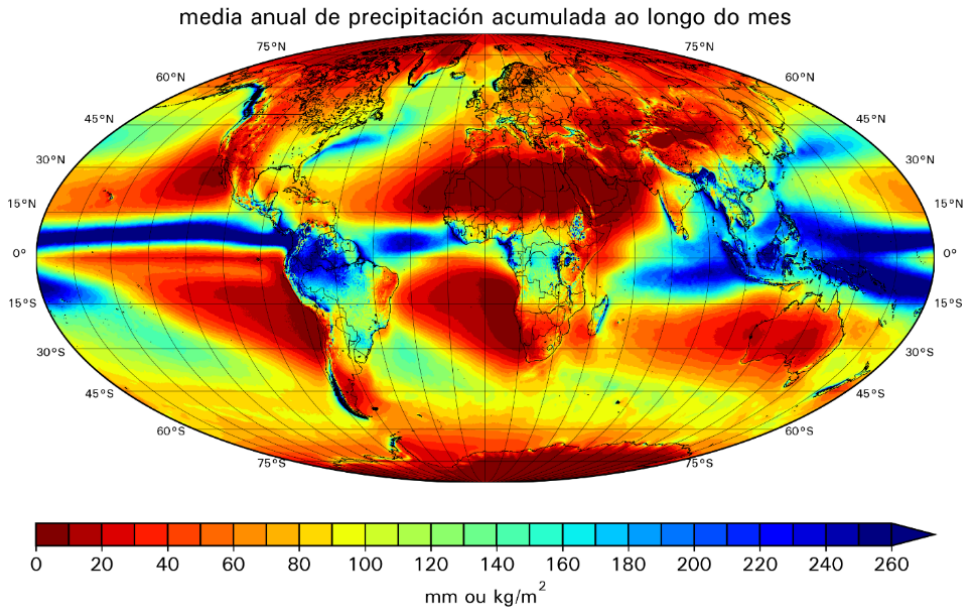


Figura 1.3 Media global anual de precipitación acumulada ao longo dun mes en mm. Datos: Modelo de reanálise climático ERA5 calculado no período 1979-2016.

A interpretación dos campos de valor medio anual da precipitación que se mostran na figura 1.3 resultan tamén moi interesantes, e aportan as primeiras pistas sobre os procesos de transporte de humidade a grande escala. A primeira rexión que destaca é a da posición media da ITCZ, preto do ecuador. Esta é un rexión na que converxen os ventos alisios de ambos hemisferios, motivando a ascendencia de aire dende os niveis baixos aos altos e a formación de nubosidade de desenvolvemento vertical que tenden a asociar grandes precipitacións (Waliser e Jiang, 2015). Contrariamente ao ecuador xeográfico, non é una zona estática, senón que tende a desprazarse cara o norte no verán boreal, e cara o sur no verán austral.

No tocante as rexións tropicais, aínda que son as que presentan a maior taxa de evaporación do Planeta, non son as que presentan a maior taxa de precipitación. Isto é debido á existencia dun certo número de fenómenos de transporte de humidade —como por exemplo, os Ríos Atmosféricos, que se comentarán en detalle nos subseguintes capítulos— que transportan unha gran parte do vapor de auga evaporada nestas rexións cara latitudes medias.

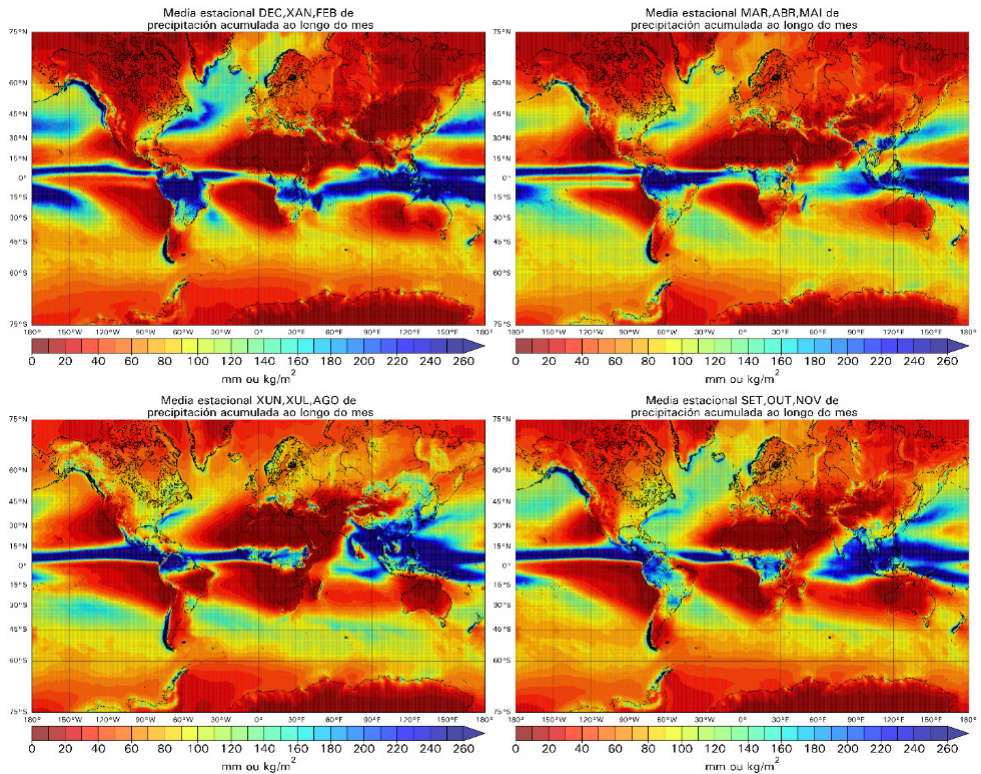


Figura 1.4 Media global anual de precipitación acumulada ao longo dun mes en mm. Datos: Modelo de reanálise climático ERA5 calculado no período 1979-2016, por estacións.

No caso da precipitación, pódense obter tamén conclusións de interese ao analizar a variación dos campos ao longo do ano. A figura 1.4 mostra a diferenza entre as diferentes estacións. Aínda que son diversas as rexións do Planeta que presentan unha estación seca e unha estación húmida³, en algunha de elas esta diferenza é moi salientable. Un exemplo é a cunca do Amazonas, na que existen diferencias moi importantes entre a súa estación seca (xuño, xullo e agosto, na que non sofren apenas precipitacións), e estación húmida, nas que as precipitacións mensuais son superiores aos 300 mm. Esta é unha característica que presentan, en xeral, tódalas rexións monzónicas tanto de América, como de Asia e de Oceanía. Nestas rexións, as precipitacións concéntranse nuns poucos meses, debido á transición da zona de conver-

³ En rexións como Galicia, queda claro que a estación húmida ocorre no inverno. Porén, outras rexións como por exemplo acontece no caso do Amazonas, a estación húmida corresponde ao verán austral, debido que as precipitacións locais son de carácter máis convectivo.

xencia intertropical. Un exemplo particularmente claro ven dado polo caso da India, no que a totalidade das precipitacións concéntranse nos meses do verán boreal.

20

1.2.3 Auga Precipitable

A auga precipitable é o mellor indicativo da distribución de humidade nas diferentes rexións do Planeta. Esta variable toma conta da cantidade de mm ou kg/m² de auga que se medirían se toda a auga contida nunha columna vertical que chegue ata o límite da atmosfera precipitara repentinamente sobre unha base dun metro cadrado de superficie. Numericamente, calcúlase integrando a humidade específica (q , cuxas unidades son gramos ou kilogramos de auga por kilogramos de aire) ao longo de toda a columna vertical, en niveis verticais de altura (h) ou de presión (p) segundo a ecuación 1.1.

$$p = \int_{\Omega} q\rho \cdot dz = \frac{1}{g} \int_{\Omega} q \cdot dp \quad (1.1)$$

Onde fai referencia a densidade do aire, e á integración sobre toda a columna vertical.

A figura 1.5 mostra a distribución media anual da auga precipitable sobre a totalidade do Planeta. A figura mostra con claridade a coñecida "piscina" de humidade localizada nas rexións tropicais. Por un lado, esa é a zona onde a evaporación ten máis enerxía solar dispoñible para se producir. Un valor elevado da temperatura atmosférica permite, a súa vez, que a cantidade de humidade almacenable na atmosfera sen chegar á saturación sexa alta. Gradualmente, a medida que se avanza cara os polos, o valor desta humidade vai diminuindo, particularmente nas rexións continentais máis alonxadas de océanos e mares que, como xa se discutiu, constitúen a principal fonte de humidade.

Ao longo dos seguintes capítulos estudaranse os diferentes mecanismos atmosféricos de transporte de enerxía de que dispón o sistema climático para distribuila dende as zonas con superávit cara as zonas con déficit, co obxectivo de manter o equilibrio termodinámico do Planeta. Este transporte de enerxía realízase en boa medida a través dos mecanismos de transporte de humidade. Xa se comentou que cando as partículas de auga evaporan, estas absorben enerxía, namentres que cando condensan, liberan esta enerxía en forma de calor. Boa parte desta evaporación producirase en rexións tropicais, e boa parte da liberación producirase sobre latitudes medias e polares. Constituíndo, polo tanto, un mecanismo de transporte de enerxía e humidade que non se realiza dunha maneira suave e constante, senón que tende a estar integrado en sistemas de transporte baroclínicos coñecidos como remolións ou *eddies*. Dentro deste tipo de sistemas, os Ríos Atmosféricos e as correntes en chorro de nivel baixo (*Low-Level Jets*) xogan un papel destacado na distribución anteriormente citada.

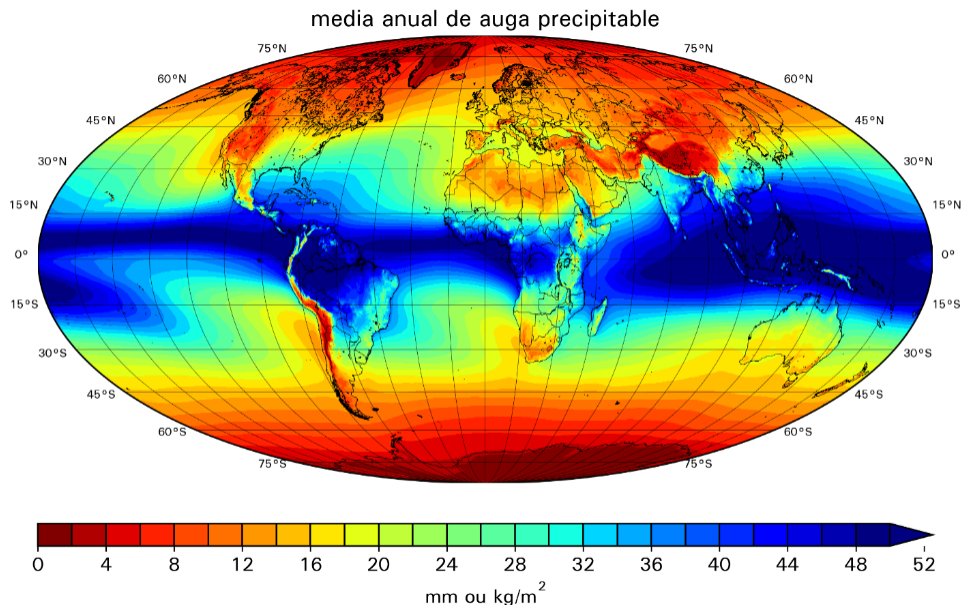


Figura 1.5 Media global anual de auga precipitable. Datos: Modelo de reanálise climático ERA5 calculado no período 1979-2016.

Referencias

- Hem, J.D., 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, 3rd edn. United States Geological Survey Water-Supply Paper 2254. p 263
- Numagati, A., 1999. Origin and recycling processes of precipitation water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.* 104, 1957–1972.
- Snoeyink, V.L., and Jenkins, D., 1982. Water Chemistry, Wiley, New York.
- Essington, M. E., 2004. *Soil and Water Chemistry: An Integrated Approach* (CRC Press)
- Chanine, M.T., 1992. The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, 359, 373– 380.
- Kuchment, L.S., 2004. The hydrological cycle and human impact on it. *Water Resour. Manage.*
- Wunsch, C., 2002. What Is the Thermohaline Circulation?
- Waliser, D.E., and Jiang, X., 2015. TROPICAL METEOROLOGY AND CLIMATE | Intertropical Convergence Zone. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences* (Second Edition), Academic Press, Pages 121-131, ISBN 9780123822253, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-382225-3.00417-5>.

Capítulo 02

Fontes Globais de Precipitación

Dentro do ciclo hidrolóxico, a atmosfera constitúe só unha pequena proporción do contido global de auga, porén ten unha importancia fundamental na redistribución da humidade conectando fontes e sumidoiros. O ciclo hidrolóxico caracterízase por unha evaporación anual de uns 500000 quilómetros cúbicos de auga. De esta cantidade aproximadamente o 86% da evaporación ten lugar sobre os océanos, mentres que o 14% correspóndese cos continentes (Quante e Matthias, 2006). Do vapor de auga procedente dos océanos, soamente o 10% chega ata os continentes e precipita e arredor de dous tercios desta precipitación reevapórase e volve precipitar sobre a mesma rexión nun proceso denominado *recycling*.

A dispoñibilidade de auga doce resulta esencial para as sociedades, moitas comunidades dependen da precipitación que ten lugar na estación húmida polo que son especialmente vulnerables aos cambios nos patróns de precipitación. Por este motivo, coñecer os procesos que rixen o transporte de humidade e como estos se relacionan coa precipitación sobre os continentes resulta esencial. Porén, determinar cales son as fontes exactas de precipitación para unha determinada rexión non resulta fácil. Será necesario coñecer a porcentaxe de humidade que provén de fontes remotas, sendo transportada cara a rexión por advección, e que parte está asociada o *recycling*, ademáis de entender onde se produce a evaporación e cales son os mecanismos concretos que afectan ao transporte tanto a escala global coma rexional.

2.1 Ferramentas para o estudo da rama atmosférica do ciclo hidrolóxico

Diferentes ferramentas son utilizadas para o estudo do ciclo hidrolóxico e, en concreto, da súa rama atmosférica. As medidas de satélite son unha importante ferramenta neste sentido xa que, por exemplo, as imaxes de satélite combinadas cos modelos

permiten analizar a cantidade de vapor de auga presente na atmosfera a diferentes altitudes e latitudes (Hegglin et al., 2014). Comparado cos datos que proveñen de observacións, as imaxes de satélite permiten unha cobertura global e unha grande precisión resultado do promedio de millóns de observacións individuais (Wentz et al., 2000). Por exemplo, a través datos de satélite pode observarse coma existen estruturas en forma de filamentos que transportan gran cantidade de vapor de auga dende os trópicos cara latitudes máis altas, estas estruturas coñécense coma Ríos Atmosféricos e serán analizadas en detalle en capítulos posteriores.

Os datos de satélites permiten coñecer a distribución do vapor de auga, non obstante outros métodos máis específicos son empregados para analizar o transporte de humidade dende as zonas de evaporación ata os continentes. As análises baseadas no uso de isótopos son os métodos tradicionalmente empregados para analizar a orixe da humidade que alimenta os fenómenos de precipitación. Este método basease no coñecemento da relación entre as proporcións de certos isótopos de osíxeno e hidróxeno, as cales dependen das condicións nas que a auga evapora cara a atmosfera. O uso de análises isotópicas en estudos climatolóxicos é moi limitado, entre outros motivos porque está condicionado á dispoñibilidade de datos, os cales se poden obter de lugares moi concretos coma as testemuñas de xeo ou outros indicadores paleoclimáticos ou *proxies*⁴.

Unha alternativa aos análises isotópicos son os métodos eulerianos e lagranxianos⁵. Mediante o uso do datos atmosféricos pódese obter imaxe da evaporación e a precipitación global a través do fluxo de humidade integrada na vertical. As rexións que mostran diverxencia nesta variable reflexarán áreas de evaporación neta namentres que rexións diverxentes asociaranse a precipitación neta (Trenberth e Guillemot, 1998). Ademais desta forma de análise, a cantidade de humidade transportada pola atmosfera e a súa traxectoria poden ser estimadas a partir de diferentes aproximacións. Algúns métodos eulerianos permiten o seguimento da humidade dende as súas fontes. Ademais, os métodos lagranxianos permiten analizar a orixe da humidade que chega a unha rexión concreta a través do seguimento das partículas sobre un área concreta cara atrás no tempo. Neste último caso, o seguimento das partículas e a análise da variación de humidade ao longo dun gran número de traxectorias permite analizar tanto as fontes como os sumidoiros de humidade así coma establecer a ligazón entre elas (Stohl e James, 2004).

4 Os indicadores paleoclimáticos ou *proxies* son rexistros naturais que conserva características físicas ou biofísicas do pasado e que permiten medir condicións meteorolóxicas para reconstruír as condicións climáticas de outros momentos da historia da Terra. Os rexistros globais fiables do clima se iniciaron na década de 1880, e estes paleoindicadores proporcionan o único medio científico para determinar os patróns climáticos antes de que se iniciara o mantemento dos rexistros directos polo ser humano.

5 Os modelos euleriano e lagranxianos baséanse en diferentes formas de análise, os modelos lagranxianos seguen as traxectorias das parcelas de aire co fin de analizar as súas variacións, os modelos eulerianos, pola contra, na observación de rexións específicas e fixas no espazo.

A pesar das limitación de todos estes tipos de metodoloxías, a aplicación delas en conxunto permite ter unha visión do transporte de humidade realizado pola atmosfera, tanto en escala global coma en escalas rexionais.

25

2.2 Fontes globais de humidade e a precipitación sobre os continentes

A nivel global as principais fontes de humidade para a precipitación sobre os continentes poden ser estimadas a través do fluxo de humidade integrado na vertical. Coma se comentou con anterioridade aquelas rexións que mostran unha maior diverxencia no fluxo de humidade serán aquelas zonas que transfiran unha maior cantidade de humidade cara a atmosfera, estando esta humidade involucrada nos principais mecanismos de transporte de humidade que darán lugar a precipitación continental. Os estudos realizados por Gimeno et al. (2010, 2011, 2012, 2013) e Nieto et al. (2019), localizan estas rexións fonte globais e analizan a súa contribución sobre as rexións continentais.

Na figura 2.1 móstranse os principais resultados de estas análises, nela preséntanse as principais fontes oceánicas de humidade tanto no verán boreal (xuño, xullo e agosto) como no inverno boreal (decembro, xaneiro, febreiro), así coma as áreas afectadas por estas fontes. As principais fontes de humidade para a precipitación global son maioritariamente oceánicas. As fontes atópanse situadas principalmente nos océanos subtropicais (océano Índico, Pacífico e Atlántico) e en mares semi-pechados coma o mar Caribe, mar Mediterráneo, mar Vermello ou a corrente de Agulhas na costa de Sur África; entre outras rexións oceánicas. Aínda que non resaltadas na figura, tamén algunhas zonas continentais aparecen coma fontes globais de humidade coma o Sahel, o Amazonas ou algunhas rexións de sobre Sur África (Nieto et al., 2019). Acordo cos estudos de Gimeno et al. (2010, 2011, 2012, 2013), o Atlántico norte subtropical é a fonte de humidade predominante, especialmente nos meses de inverno cando a súa influencia chega ata diferentes rexións de Eurasia (incluíndo zonas polares), México ou o Amazonas. Nos meses de verán esta contribución verase limitada, especialmente sobre a zona de Eurasia. O Pacífico norte ten unha influencia maioritaria sobre Norte América, sendo tamén esta influencia maior nos meses de inverno e estando localizada exclusivamente na rexión máis ao norte nos meses de verán. Algunhas rexións oceánicas de pequena extensión parecen ter unha grande importancia na precipitación continental. Por exemplo, o mar Mediterráneo é a fonte, dentro das analizadas, que mostra unha maior influencia sobre Eurasia e o norte de África nas dúas estacións. O mar Vermello tamén ten un efecto notable na precipitación continental especialmente nos meses de verán boreal entre o golfo de Guinea e Indochina. A pesar de que algunhas rexións reciben humidade principalmente dende unha única fonte; os réximes monzónicos da India e África tropical reciben a humidade dende múltiples fontes. No caso de África a diversidade nas fontes de humidade

que afectan os patróns de precipitación é especialmente destacable especialmente no inverno boreal.

26

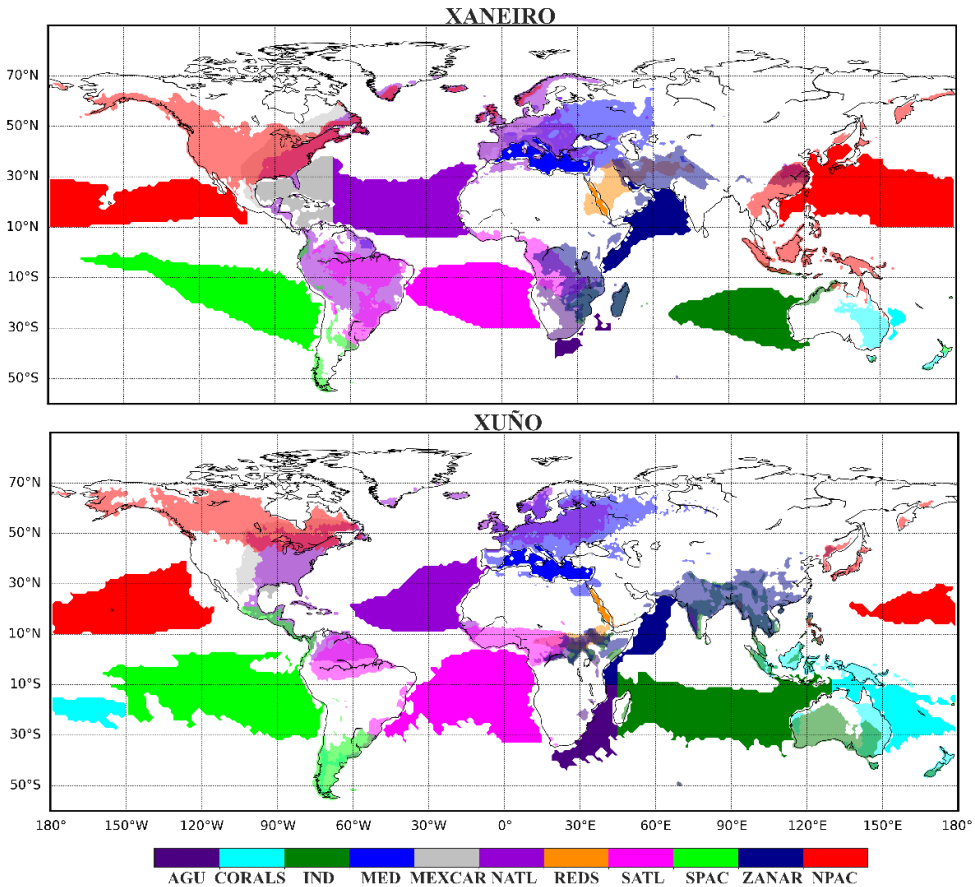


Figura 2.1 Principais fonte globais de humidade e áreas de contribución para o inverno boreal (decembro, xaneiro e febreiro) e o inverno austral (xuño, xullo e agosto) segundo Gimeno et al. (2010).

Ademais dos estudos realizados por Gimeno et al. (2010, 2011, 2012,2013) e Nieto et al. (2019), outros autores trataron de analizar a principais fontes de humidade a nivel global e o seu efecto nos continentes. Este é o caso do estudo realizado por van der Ent et al. (2013). A pesar de que os océanos e mares identificados coma fonte neste traballo non varían demasiado cos atopados por Gimeno et al. (2010) ou Nieto et al. (2019), neste caso as fontes parecen estar limitadas as rexións oceánicas máis próximas ao continente. Acordo coas súas conclusións, a orixe da precipitación sobre os continentes está máis relacionada coa dirección do vento que coa cantidade

de humidade evaporada. Ademais o axuste entre o océano e a atmosfera durante a estación de verán parece ter certa importancia na efectividade da fonte para producir precipitación sobre os continentes. A pesar das discrepancias na definición e na extensión das diferentes fontes de humidade globais, os dous enfoques coinciden, en termos, xerais nas áreas continentais que se ven afectadas por cada un dos océanos ou mares analizados.

Os resultados mostrados ata o de agora fan referencia a advección de humidade, principalmente dende os océanos e ata os continentes. Mais, como se comentou anteriormente, o *recycling* tamén ten unha importante influencia nos patróns de precipitación continentais, especialmente sobre certas rexións. Brubaker et al. (1993) investigaron o papel do *recycling* na precipitación sobre certas rexións continentais en Eurasia, Norte América, Sur América e o norte de África. Aínda que a importancia do *recycling* varía según a estación e nas diferentes rexións analizadas, este traballo estima entre o 10 e o 30% a contribución do *recycling* na precipitación sobre as zonas analizadas; podendo chegar incluso o 40% nalgúns zonas.

2.3 O papel dos principais modos de variabilidade climática

No transporte de humidade dende as rexións fontes cara os sumidoiros pode existir certa variabilidade a diferentes escalas. Aínda que estas variacións no transporte poden ter diferentes causas, os principais modos de variabilidade globais⁶ poderían ter unha grande importancia nelas.

Un dos principais modos de variabilidade climática, asociada aos patróns meteorolóxicos e de precipitación tanto globais coma rexionais, é o fenómeno ENSO (El Niño - Oscilación do Sur). Este fenómeno é o principal modo de variabilidade en latitudes tropicais e implica grandes intercambios de calor entre o océano e a atmosfera. Estes intercambios de calor crean situacións extremas no ciclo hidrolóxico, coma precipitación torrenciais ou secas. A Oscilación do Sur refírese os cambios atmosféricos nos sistemas de presións das zonas subtropicais asociado coa intensidade e direccións dos ventos alisios. Por outra banda, El Niño consiste no cambio da temperatura superficial do mar na zona ecuatorial do Pacífico. O fenómeno ENSO englobaría estas dúas compoñentes atmosférica e oceánica (Rasmusson e Wallace, 1983).

⁶ A variabilidade natural do sistema climático presenta preferencia por certas pautas tanto espaciais coma temporais, debido as características dinámicas da circulación atmosférica e das interaccións cas superficies terrestres e oceánicas. Tales patróns son tamén coñecidos como *modos de variabilidade climática*. Algúns deles son: a Oscilación do Atlántico Norte (NAO, do seu acrónimo en inglés), o patrón do Pacífico-América del Norte (PNA, do seu acrónimo en inglés), o fenómeno El Niño-Oscilación do Sur (ENSO) ou os modos anulares hemisféricos.

Castillo et al. (2014) investigaron o efecto que este modo ten no transporte de humidade dende as principais fontes de humidade global. De acordo cos seus resultados, importantes diferenzas no transporte de humidade dende as principais fontes de humidade globais cara os continentes poden observarse asociadas os dous patróns de ENSO. Durante a fase madura do ENSO (decembro, xaneiro e febreiro), e asociado aos anos de La Niña, obsérvase unha intensificación na contribución de humidade dende o Atlántico e o Pacífico sur (asociado aos sistemas monzónicos de Sur América) ademais dun aumento da contribución dende algunha fontes índicas sobre o sur de África. Por outro lado, no monzón da India un cambio nas fontes de humidade pode observarse durante os episodios de El Niño, reducíndose a contribución das fontes. Mentres, unha intensificación da contribución dende o mar Vermello e o golfo de Arabia pode observarse nos eventos de La Niña sobre este sistema monzónico. Ademais dos cambios na contribución sobre os continentes das fontes de humidade, o seu estudo resalta a variación na extensión das fontes de sobre o Pacífico sur (a rexión de ocorrencia de ENSO) e tamén sobre o golfo de México, o golfo de Arabia asociada a este modo de variabilidade.

Outros modos de variabilidade que afectan a latitudes medias-altas son os modos anulares hemisféricos, o Modo Anular do Norte e o Modo Anular do Sur (MAN e MAS respectivamente). Ambos modos caracterízanse por un cinto de ventos arredor do Ártico e a Antártida. No caso do MAN, os ventos, que xiran en sentido anti-horario, mostran unha intensificación na fase positiva confinando o aire frío en zonas polares. Na fase negativa o enfraquecemento deste cinto permite a entrada de masas de aire ártico cara latitudes máis baixas. No caso do MAS, este modo describe o movemento de norte a sur do cintos de ventos do oeste no hemisferio sur. Este movemento ocorre de tal maneira que na súa fase positiva se despraza cara a Antártida limitando a entrada de aire polar, mentres que na negativa o seu desprazamento cara o ecuador aumenta o número e intensidade dos sistemas de baixas presións en latitudes medias.

Nieto et al. (2014) investigaron como a variación destes modos afecta ao transporte de humidade. Os resultados mostran un aumento do transporte de humidade dende o Pacífico norte cara o noreste e dende o Atlántico norte e o mar Mediterráneo cara o sur de Europa. Estas variacións están asociadas co desprazamento da zona de paso dos ciclóns na fase negativa de MAN. Durante a fase positiva de este modo, non obstante, o transporte de humidade vese favorecido dende o Pacífico norte cara o leste de Asia e dende o Atlántico norte cara o mar Caribe. No caso do hemisferio sur a fase positiva de MAS supón un maior transporte dente os océano Atlántico e Índico cara o sur que o que se produce na fase contraria. Ademais, na fase negativa de MAS, o sueste de Sur América recibe unha maior cantidade de humidade dende as fontes atlántica e pacífica e un maior transporte ocorre dende o Atlántico sur cara África asociado ao monzón.

Ademais dos modos de variabilidade presentados neste apartado, moitos outros poden influír no transporte de humidade e os patróns de precipitación. Os seus efectos serán tamén investigados en termos de influencia rexional nos seguintes capítulos.

Referencias

- Brubaker, K. L., D. Entekhabi, and Eagleson P. S., 1993. Estimation of Continental Precipitation Recycling. *J. Climate*, **6**, 1077–1089, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1077:EOCPR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1077:EOCPR>2.0.CO;2).
- Castillo, R., Nieto, R., Drumond, A., and Gimeno, L., 2014. The role of the ENSO cycle in the modulation of moisture transport from major oceanic moisture sources, *Water Resour. Res.*, **50**, 1046–1058, doi:10.1002/2013WR013900.
- Gimeno, L., Drumond, A., Nieto, R., Trigo, R. M., and Stohl, A., 2010. On the origin of continental precipitation, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L13804, doi:10.1029/2010GL043712.
- Gimeno, L., Nieto, R., Drumond, A., Durán-Quesada, A. M. Stohl, A., Sodemann, H., and Trigo, R. M., 2011. A close look at oceanic sources of continental precipitation, *Eos Trans. AGU*, **92**(23), 193.
- Gimeno, L., Stohl, A., Trigo, R. M., Dominguez, F., Yoshimura, K., Yu, L., Drumond, A., Durán-Quesada, A. M., and Nieto, R., 2012. Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation, *Rev. Geophys.*, **50**, RG4003, doi:10.1029/2012RG000389.
- Gimeno, L., Nieto, R., Drumond, A., Castillo, R., and Trigo, R., 2013. Influence of the intensification of the major oceanic moisture sources on continental precipitation, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1443–1450, doi:10.1002/grl.50338.
- Hegglin, M., Plummer, D., Shepherd, T. et al., 2014. Vertical structure of stratospheric water vapour trends derived from merged satellite data. *Nature Geosci* **7**, 768–776. <https://doi.org/10.1038/ngeo2236>
- Quante, M., and Matthias, V., 2006. Water in the Earth's atmosphere, *J. Phys.* **IV**, 139, 37–61, doi:10.1051/jp4:20061390005.
- Nieto R., Castillo R., Drumond A., 2014. The modulation of oceanic moisture transport by the hemispheric annular modes. *Frontiers in Earth Science* **2**, 11. Doi: 10.3389/feart.2014.00011
- Nieto, R., Ciric, D., Vázquez, M., Liberato, MLR and Gimeno, L., 2019. Contribution of the main moisture sources to precipitation during extreme peak precipitation month. *Advances in Water Resources* **131**, 103385, doi: <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2019.103385>.
- Rasmusson, E.M. & Wallace, J.M., 1983. *Meteorological Aspects of the El Nino/Southern Oscillation*. Science, New Series, Vol. 222, No. 4629: 1195-1202.
- Stohl, A., and James P., 2004. A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle: Part I. Method description, validation, and demonstration for the August 2002 flooding in central Europe, *J. Hydrometeorol.*, **5**(4), 656–678, doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0656:ALAOTA>2.0.CO;2.
- Trenberth, K. E., Dai, A., Rasmussen, R. M., and Parsons, D. B., 2003. The changing character of precipitation, *Bull. Am. Meteorol*
- van der Ent, R. J., and Savenije, H. H. G., 2013. Oceanic sources of continental precipitation and the correlation with sea surface temperature, *Water Resour. Res.*, **49**, 3993–4004, doi:10.1002/wrcr.20296.
- Wentz, F., and Schabel, M., 2000. Precise climate monitoring using complementary satellite data sets. *Nature* **403**, 414–416. <https://doi.org/10.1038/35000184>

Capítulo 03

Principais mecanismos de transporte de humidade: Os Low-Level Jets e Ríos Atmosféricos

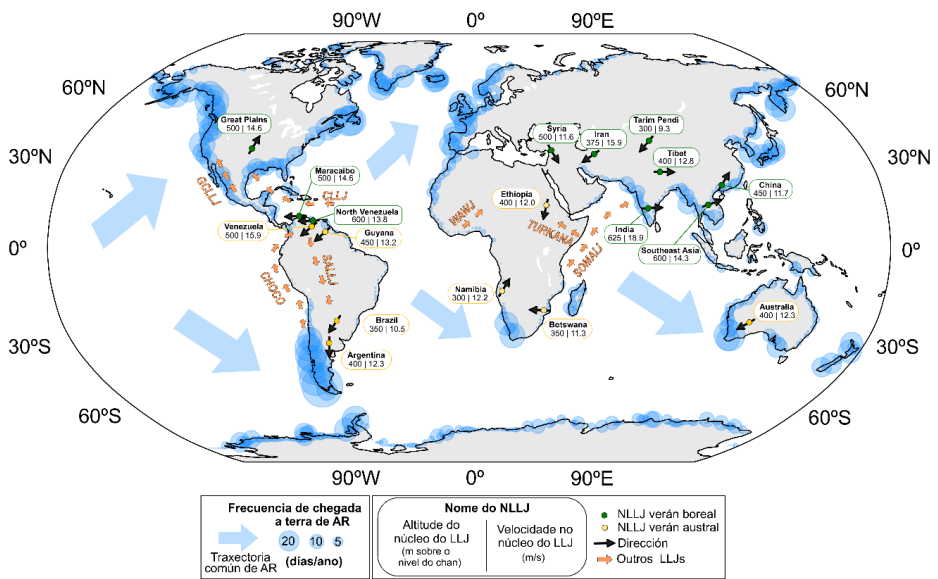


Figure 3.1 Distribución global de ARs y LLJs. Os LLJs están confinados principalmente en latitudes tropicais (puntos verdes e amarelos), namentres que as rexións de máxima actividade de ARs atópanse en latitudes extratropicais (frechas azuis e grandes círculos azuis). Adaptación da figura de Gimeno et al. (2016) a cal baséase en traballos anteriores de Zhu e Newell (1992) e Ramos et al., (2015). Círculos azuis indican a frecuencia (días/ano) da chegada a terra de ARs (Guan e Waliser, 2015). Os puntos verdes (verán boreal) e amarelos (verán austral) amosan a ubicación do núcleo do NLLJ e as frechas negras indican a dirección do NLLJ. No cadro indícase o nome do NLLJ, a altura do núcleo (metros) e a súa velocidade (m/s) (Datos de Rife et al., 2010). En frechas laranxas amósanse a dirección e localización doutros LLJ de alta importancia climática como o Caribbean Low-Level Jet (CLLJ), o Gulf of California Low-Level Jet (GCLLJ), o Chorro superficial do oeste de Colombia (CHOCO), o South American Low-Level Jet (SALLJ), o West African Westerly Jet (WAWJ), o Turkana Low-Level Jet (Turkana) e o Somali Low-Level Jet (Somali).

3.1 Mecanismos de transporte de humidade

O transporte de humidade dende os océanos ata os continentes constitúe a rama atmosférica do que se coñece como ciclo hidrolóxico ou ciclo da auga. Os océanos conteñen aproximadamente o 97% das reservas hídricas mundiais e poden ser considerados coma a fonte primaria para a precipitación continental (Gimeno et al., 2010). Dende o punto de vista cuantitativo, son dúas as estruturas meteorolóxicas responsables da maior parte do transporte de humidade a unha escala global. Unha é particularmente importante en latitudes tropicais e subtropicais, os **Low-Level Jet (chorros de niveis baixos - LLJ)** e outra é particularmente importante en latitudes extratropicais, os **Ríos Atmosféricos (en inglés, Atmospheric Rivers - ARs)**. Na figura 3.1 amósase un resumo da distribución xeográfica dos principais ARs e LLJs a escala global.

A distribución do vapor de auga na atmosfera é función principalmente da temperatura. Como xa comentamos en capítulos anteriores, a máxima concentración de vapor de auga na atmosfera localízase nas rexións tropicais, como consecuencia do contraste térmico entre o ecuador e latitudes maiores. De feito, os grandes océanos tropicais e subtropicais son considerados como as principais fontes de humidade global (Gimeno et al., 2010). Unha vez que a auga é incorporada á atmosfera ten un tempo de residencia de aproximadamente 8-10 días⁷ polo que se redistribúe cara outras rexións do Planeta.

Dende unha perspectiva unicamente hidrolóxica, LLJs e ARs transportan unha parte moi significativa da humidade dispoñible na atmosfera, modulando deste xeito os patróns rexionais e globais de precipitación sobre os continentes e xogando un papel esencial na dispoñibilidade de recursos hídricos e no mantemento do ciclo hidrolóxico. Ademais, ámbalas dúas estruturas son chave nos extremos hidrometeorolóxicos debido á súa habilidade no transporte de vapor de auga. Un maior transporte de humidade asociado a estas estruturas meteorolóxicas vincúlase xeralmente a eventos de precipitación extrema e importantes inundacións. Pola contra, unha menor advección de vapor de auga, é dicir, un menor desprazamento horizontal de humidade, relaciónase cunha ausencia de precipitacións que, prolongada no tempo, pode promover situacións de déficit hídrico ou eventos de secas. Por outra banda, dende un punto de vista enerxético, ARs e LLJs relaciónanse cun intenso transporte de calor latente o que contribúe ao balance termodinámico do Planeta.

Outro dos mecanismos relevantes no transporte de humidade global xunto cos LLJs e ARs son as **circulacións monzónicas** (analizadas no seguinte capítulo), as cales

7 Aínda que estudos clásicos de residencia de vapor de auga amosan un tempo de vida na atmosfera de 8-10 días (Numaguti, 1999) o tempo de residencia do vapor de auga na atmosfera pode variar significativamente no espazo e no tempo.

se localizan en latitudes tropicais e subtropicais e se caracterizan por presentar un marcado ciclo estacional con fortes precipitacións no verán como resposta á forte interacción atmosfera-océano-terra. É habitual que o transporte de humidade no monzón estea favorecido por un transporte de vapor de auga en niveis baixos, unha estrutura de Low-Level Jet, o que incrementa a humidade dispoñible durante a fase activa do monzón, provocando polo tanto, un aumento das precipitacións.

Espérase un aumento do contido de vapor de auga na atmosfera debido ao efecto do quecemento global. Unha atmosfera máis húmida cunha maior dispoñibilidade de vapor de auga favorece un maior transporte de humidade. Polo tanto, a medida que a temperatura se incrementa tamén o fai a advección de vapor de auga dos principais mecanismos de transporte de humidade, ARs e LLJs, que terán un papel aínda máis relevante como consecuencia da intensificación do ciclo hidrolóxico. A influencia do quecemento global e a súa relación cos principais mecanismos de transporte de humidade discutirase no capítulo de **Cambio Climático**.

3.2 Low-Level Jets

Os **Low-Level Jets (LLJs)** defínense como corredores de vento onde a súa máxima velocidade atópase no primeiro quilómetro da troposfera. Unha primeira definición de LLJ veu dada por Blackadar (1957) que se referiu a estas estruturas meteorolóxicas como un máximo de vento “significativo” dentro do primeiro quilómetro e medio de altitude na atmosfera, e diminúe a lo menos cinco nudos ao seguinte mínimo nun nivel superior. Na figura 3.2 amósase o perfil vertical de velocidade de vento para os LLJs identificados en Algarra et al. (2019), onde o máximo de velocidade de vento atópase por debaixo do primeiro quilómetro de altitude. Se ben, aínda non existe unha definición única para tódolos LLJs na atmosfera global, estes caracterízanse por ser estruturas filamentosas moi localizadas no espazo e no tempo o que dificulta en gran medida o seu estudo. Os LLJs son unha peculiaridade importante do clima rexional. Aínda que adoitan ter unha extensión vertical relativamente pequena, arredor de uns poucos centos de metros, a súa extensión horizontal pode chegar superar os centos de quilómetros. O máximo de vento en niveis baixos relaciónase estreitamente cun fluxo horizontal e vertical de temperatura e humidade e está asociado co desenvolvemento e a evolución de convección profunda (Stensrud, 1996).

Aínda que algúns LLJs poden estar presentes durante todo o ano, xeralmente son fenómenos asociados á estación cálida onde son intensos. Adoitan presentar un marcado ciclo diario alcanzando a súa máxima intensidade á noite, coñecidos tamén como **Nocturnal Low-Level Jets (NLLJ)**, formados en parte como consecuencia do desacoplamento da Capa Límite Planetaria, despois do solpor. Os NLLJ son quizais os LLJ máis estudados. Adoitan ter a súa máxima intensidade de vento pasada a

medianoite local cunha altura do núcleo do LLJ que oscila entre os 300 e 600 metros sobre o nivel do chan, e dissipándose co inicio da mestura convectiva durante o día.

34

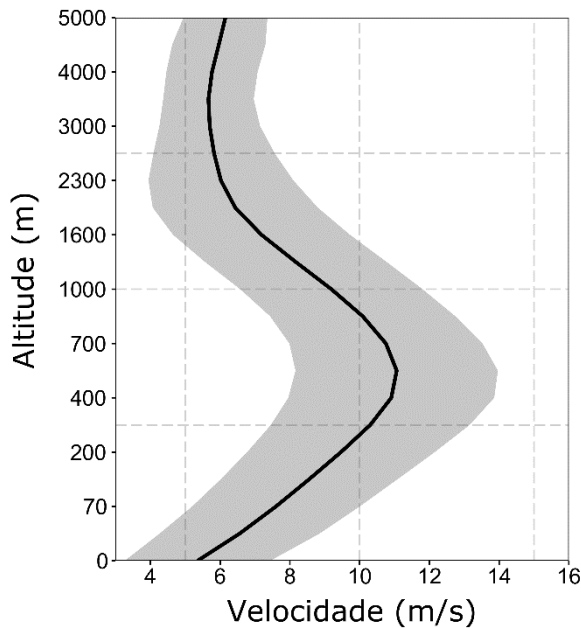


Figure 3.2 Perfil vertical de vento para LLJ identificados en Algarra et al. (2019). En liña negra amósase o promedio de velocidade de vento e en sombreado gris a varianza de LLJ. A maioría das estruturas de Low-Level Jet alcanzan a súa velocidade máxima de vento dentro do primeiro quilómetro de altura da troposfera.

A maioría dos estudos de LLJ baséanse en observacións de radiosondeo polo que están limitados a rexións xeográficas concretas e son poucos os estudos que analizan estas estruturas desde unha perspectiva global. Neste senso, un traballo pioneiro é o de Stensrud (1996) onde se amosan as principais localizacións de LLJ para todo o mundo. Porén, o emprego de datos de reanálise de alta resolución espacial (tanto na horizontal coma na vertical) e temporal permitiu o estudo global destas estruturas. Deste xeito, empregando saídas de reanálise, Rife et al. (2010) desenvolveron unha climatoloxía global de LLJ nocturnos. Os seus resultados non só confirmaron as principais rexións de ocorrencia reportadas previamente en Stensrud (1996), senón que identificou novas rexións de LLJ, nas que se inclúen rexións de Etiopía, Colombia, Venezuela, Guyana, Siria, Irán, Tarim Pendi, Tibet, as terras altas do Brasil e o Gran Rift na África. Do mesmo modo, atendendo á perspectiva global, Ranjha et al. (2013) desenvolveron unha climatoloxía global de LLJ costeiros os cales se localizan principalmente ao longo da costa occidental de todo o mundo. Os LLJ costeiros son

sistemas sumamente importantes no clima rexional de latitudes medias debido ao feito de que favorecen o afloramento de augas frías e ricas en nutrientes (Ranjha et al., 2013; Lima e Soares, 2016).

A primeira climatoloxía de LLJs pode atoparse en Bonner (1968). Este traballo analiza datos de 47 estacións de radiosondeo situadas nos Estados Unidos durante dous anos (1959-1960). O seus resultados amosaron un máximo de vento en niveis baixos (entre os 900 e 850 hPa⁸) sobre as Grandes Chairas, máis intenso á noite e durante a estación cálida. O denominado como **Great Plains Low-Level Jet (GPLLJ)** é quizais un dos LLJs máis amplamente estudados. Caracterízase por un intenso transporte de aire cálido e húmido dende o golfo de México cara o interior dos Estados Unidos, con picos de fluxos de humidade que poden superar os 200 kg m/s durante o mes de xullo. A variabilidade interanual das precipitacións nos Estados Unidos está estreitamente relacionada con esta estrutura meteorolóxica. Desta forma, un fortalecemento do GPLLJ asóciase a un aumento na intensidade das precipitacións nas rexións do centro-norte e medio oeste dos Estados Unidos. De feito, fortes inundacións no centro dos Estados Unidos relacionáronse cun aumento da intensidade do GPLLJ⁹ e un maior transporte de humidade dende o golfo de México e o este do mar de Caribe (Arritt et al., 1996; Wang et al., 2015). No entanto, as inundacións extremas no Medio Oeste non son só un fenómeno rexional; senón que tamén son consecuencia de patróns a grande escala que relacionan os trópicos e as latitudes medias a través do transporte de humidade.

Os LLJs son unha parte importante da circulación atmosférica da baixa atmosfera. O feito de que estes sistemas meteorolóxicos alcancen a súa máxima intensidade de vento dentro do primeiro quilómetro da troposfera, onde xeralmente se localiza a maior concentración de vapor de auga, fai que estas estruturas poidan estar ligadas a un transporte potencial de humidade. De maneira que a unha escala rexional, poden ter unha influencia directa nos patróns de precipitación. Por exemplo, os ventos do oeste de baixo nivel na costa pacífica colombiana coñécense como **Chocó Low-Level Jet** (Chorro Superficial do oeste de Colombia) o cal é responsable de transportar grandes cantidades de humidade en niveis baixos dende o océano Pacífico cara o oeste de Colombia, o que axuda a explicar que sexa unha das rexións máis chuviosas do Planeta. Porén, noutras rexións do mundo, particularmente áridas como por

8 Dunha forma aproximada, 850hPa equivale a unha altura de 1500 m na atmosfera.

9 As inundacións recorrentes no centro-leste dos Estados Unidos vincúlanse a un aumento da intensidade do GPLLJ. O GPLLJ tivo un papel fundamental na advección de humidade desde o golfo de México nas inundacións de 1993 e 2007 que afectaron ao medio oeste dos Estados Unidos, no que esta estrutura experimentou unha intensificación na primavera e principios de verán. Porén, o transporte de humidade desde o golfo de México estivo ausente no 1988 inducindo á mesma rexión a un evento de seca (Barandiaran et al., 2013). A variabilidade interanual do GPLLJ é un exemplo de como estruturas de LLJ poden modular o clima rexional e dispoñibilidade dos recursos hídricos.

exemplo África, os LLJs poden estar ligados a un levantamento e transporte de aerosois a largas distancias (Todd et al., 2008; Zunckel et al., 1996).

36 Particularmente vulnerables son aquelas rexións onde o seu único aporte de humidade é obtido a partir de LLJs, de forma que unha anomalía, en termos de humidade ou no seu comportamento, vai condicionar en gran medida a dispoñibilidade dos recursos hídricos nestas rexións, máxime no contexto actual de quecemento global. Por exemplo, o **South American Low-Level Jet (SALLJ)** desempeña un papel importante no clima e na hidroloxía rexional de América do Sur ao transportar grandes cantidades de humidade dende o océano Atlántico tropical ata a bacía do Amazonas, e despois cara o sur a latitudes extratropicais (Vera et al., 2006). Aínda que o SALLJ está presente durante todo o ano, a evapotranspiración da Amazonía durante a estación cálida enriquece o transporte de humidade do SALLJ converténdose nunha rexión fonte de humidade para este sistema meteorolóxico e contribuíndo a unha maior precipitación sobre o sur da Amazonía e a bacía de Río de La Plata (Marengo et al., 2004; Vera et al., 2006).

Polo tanto, a estabilidade da selva amazónica e doutras rexións localizadas máis ao sur e que dependen da Amazonía como rexión fonte de humidade vanse atopar condicionadas en gran medida polo transporte de humidade rexional dende o Atlántico tropical norte. Por unha banda, a interrupción no transporte de humidade dende o Atlántico tropical norte ocasionado pola diminución do número de eventos de SALLJ conduciu a unha situación de seca no sur da Amazonía durante o verán do 2005. Por outra banda, modificacións no emprego do chan, particularmente a deforestación da Amazonía e mesmo a reconversión da selva amazónica en terras de pastoreo alteran a ratio de evapotranspiración e afectan ao ciclo da auga. Polo tanto, cando a bacía do Amazonas se volve máis seca do habitual, pode inducir a situacións de secas extremas a aquelas rexións que dependen da humidade do Amazonas, como é o caso da bacía de Río de La Plata (Spracklen et al., 2012). Unha anomalía no transporte de humidade do SALLJ pode conducir a situacións de secas debido a unha falta de precipitacións ou polo contrario promover situacións de precipitación intensa ou importantes inundacións como consecuencia dun intenso transporte de humidade (Marengo e Espinoza, 2016).

Dende unha perspectiva de análise de precipitación local, os LLJs cada vez reciben unha maior atención debido ao feito de que son estruturas meteorolóxicas que se asocian a unha importante advección de humidade. Monaghan et al. (2010) amosan unha relación significativa entre NLLJs e os extremos de precipitación nocturnas en a lo menos 10 rexións do mundo, nas que se inclúen as Grandes Chairas dos Estados Unidos, o Tibet, o noroeste de China, a India, o sudeste asiático, o sudeste de China, Arxentina, Namibia, Botsuana e Etiopía. Algarra et al. (2019) fan unha identificación global das principais rexións de ocorrencia de LLJs para despois analizar o transpor-

te de humidade asociado a cada estrutura. Os seus resultados amosan unha intensificación nas rexións fonte e sumidoiro de humidade os días de LLJs asociadas a unha maior advección de vapor de auga.

Por outra banda, as estruturas de LLJs están estreitamente ligadas a rexímenes monzónicos, modulando a distribución e variabilidade das precipitacións. Varios estudos sinalan un fortalecemento de transporte de humidade en niveis baixos dende fontes de humidade remotas durante a fase activa do monzón asociado a LLJs. Por exemplo, o **Somali Low-Level Jet** ten un papel fundamental durante a fase activa do monzón da India, transportando unha gran cantidade de humidade das rexións oceánicas do mar Arábigo e a baía de Bengala e dende rexións máis remotas como o océano Índico occidental (Ordoñez et al., 2012).

3.2.1 A formación de Low-Level Jets

Como comentamos anteriormente, pódense diferenciar dous tipos de LLJs, os **LLJs costeiros** e os **LLJs continentais ou do interior** os cales explícanse por diferentes mecanismos de formación. Os LLJs costeiros xeralmente atópanse en equilibrio xeostrófico e fórmanse principalmente polo efecto da topografía e os ciclos diarios de contraste térmico entre terra-mar. No tocante á xénese dos LLJs do interior ou continentais, explícase esencialmente a través de dous mecanismos principais. O primeiro deles establece que estas estruturas meteorolóxicas fórmanse polas oscilacións inerciais impulsadas por variacións temporais (coñecido como mecanismo de Blackadar; Blackadar, 1957). O segundo mecanismo (coñecido como mecanismo de Holton) fai fincapé na importancia do forzamento térmico na oscilación diúrna do vento da capa límite planetaria debido ao quecemento desigual do terreo irregular (Holton, 1967). Aínda que na literatura científica existe certa discusión sobre cal é o mecanismo dominante na formación destas estruturas meteorolóxicas, algúns autores sinalan unha combinación de ámbolos dous mecanismos como responsables da xeración de LLJs (Du et al., 2015; Shapiro et al., 2016; Parish, 2017). Ademais, algúns autores destacan a orografía coma un factor esencial na formación e posterior mantemento das estruturas de LLJs (Ting e Wang, 2006). De feito, a canalización do vento en niveis baixos a través da orografía complexa pode intensificar e condicionar significativamente a dirección do LLJ.

3.2.2 Metodoloxías para a identificación de eventos de Low-Level Jets

Existen varias metodoloxías para a identificación de eventos de LLJs. Porén o criterio básico para definir un evento de LLJ baséase na análise do perfil vertical de vento. Neste senso, unha das metodoloxías máis empregadas é o criterio de Bonner (Bonner, 1968), o cal baséase en limiares de velocidade e cizalladura do vento. Acorde ao

método proposto por Bonner, un evento de LLJ é identificado cando a velocidade do vento supera os 12 m/s nos primeiros 1500 metros de altitude e diminúe a lo menos 6 m/s ata o próximo nivel mínimo máis alto ou ata os 3 quilómetros de altitude, o que sexa máis baixo. O emprego de limiares fixos de velocidade de vento pode eliminar certa obxectividade na metodoloxía de identificación de LLJs. Porén, o criterio de identificación de LLJs de Bonner é amplamente empregado, o que permite a comparación de eventos de LLJs noutras rexións do mundo. Baseándose neste mesmo criterio de identificación de LLJs, algúns autores modifican lixeiramente o criterio. Por exemplo, Oliveira et al. (2018) aumentan a profundidade da capa, o que permite a identificación dun maior número de eventos de LLJs, e Montini et al. (2019) identifican eventos de SALLJ empregando limiares estacionais de velocidade e cizalladura do vento.

A outra metodoloxía empregada para a identificación de eventos de LLJ é o criterio global de Rife (Rife et al., 2010). O cal baséase na estrutura vertical da variación temporal do vento. Acorde a esta metodoloxía, para a identificación dun evento de LLJ é necesario que a velocidade de vento a 500 metros (é dicir, preto do núcleo do LLJ) sexa maior a medianoite local que a mediodía local e que a velocidade do vento a 500 metros sexa maior que en altura. A diferenza da metodoloxía de Bonner, o criterio de Rife reduce a arbitrariedade ao non empregar limiares fixos de intensidade de vento e ademais permite o desenvolvemento dun índice de intensidade de eventos de LLJs.

3.3 Ríos Atmosféricos

Os corredores alargados (de miles de quilómetros) e relativamente estreitos (arredor dos 500 quilómetros de ancho) a través dos cales se transporta unha gran cantidade de humidade dende rexións subtropicais cara latitudes extratropicais son coñecidos coma **Ríos Atmosféricos** (en inglés Atmospheric Rivers, ARs). Os ARs constitúen os principais mecanismos a través dos cales se transporta a humidade a rexións extratropicais e polo tanto desempeñan un papel fundamental no ciclo hidrolóxico global (Gimeno et al., 2016). Aínda que os ARs abarcan arredor do 10% da circunferencia da terra en latitudes medias, cuantitativamente representan máis do 90% do transporte de fluxo total de vapor de auga cara os polos en latitudes extratropicais (Zhu e Newell, 1998). Os ARs localízanse xeralmente dentro da cinta transportadora cálida (máis coñecida en inglés coma a *Warm Conveyor Belt*, WCB) diante da fronte fría de ciclóns extratropicais e caracterízanse por ter un alto contido de vapor de auga e fortes ventos en niveis baixos.

A terminoloxía de Río Atmosférico^{10,11} apareceu por primeira vez na literatura científica moderna a principios da década dos noventa e foi amplamente aceptada debido a natureza intuitiva do termo. Porén, non foi ata fai relativamente pouco tempo cando a Sociedade de Meteoroloxía Americana (AMS, polo seu acrónimo en inglés) admitiu unha definición formal de AR no seu Glosario de Meteoroloxía. Segundo a definición adoitada pola AMS, defínese un AR como: *un corredor largo, estreito e transitorio de forte transporte horizontal de vapor de auga xeralmente asociado a unha corrente en chorro de niveis baixos diante dunha fronte fría dun ciclón extratropical*. A propia definición de AR fai referencia á orixe do vapor de auga nun AR e establece que: *O vapor de auga nos ARs é subministrado por fontes de humidade tropicais e / ou extratropicais. Os ARs con frecuencia conducen a fortes precipitacións onde son forzados cara arriba, por exemplo, pola orografía o por un ascenso da cinta transportadora cálida. O transporte horizontal de vapor de auga en latitudes medias ocorre principalmente no ARs e enfócase na troposfera inferior* (Ralph et al., 2018).

En cada hemisferio, arredor de cinco a seis estruturas temporalmente efémeras subministran grandes cantidades de vapor de auga dende latitudes tropicais e subtropicais cara latitudes medias. O impacto dos ARs como precursores de eventos de precipitación extrema e importantes inundacións foi amplamente documentando en todo o mundo. A análise da contribución dos ARs á precipitación extrema é analizado principalmente no inverno, debido ao feito de que os ARs se relacionan estreitamente con ciclóns extratropicais, aínda que o máximo de vapor de auga integrado na vertical xeralmente é maior no verán. De forma que áreas afectadas por ciclóns extratropicais son áreas de actividade potencial de ARs. Por exemplo, na costa oeste de Estados Unidos os ARs son identificados como os principais mecanismos de eventos de precipitación extrema (Ralph e Dettinger, 2011) namentres, na costa occidental europea, os ARs relaciónanse con precipitacións invernaís. O forzamento orográfico constitúe un factor fundamental na intensificación das precipitacións asociadas a ARs.

Non hai dúbida que os ARs desenvolven un papel fundamental no mantemento do ciclo hidrolóxico tal e como o coñecemos hoxe en día. A maioría dos ARs caracterí-

10 Actualmente existe certo consenso en denominar a estas estruturas meteorolóxicas como ARs. Porén, a súa definición formal é aínda recente polo que é común atopar na literatura científica moderna termos coma *Ríos Aéreos*, *Ríos Troposféricos* ou *exportacións tropicais de humidade* (máis coñecidas en inglés coma, *tropical moisture exports*) referíndose ao mesmo sistema meteorolóxico. Ademais, a unha escala rexional, algúns ARs poden ser coñecidos polo seu nome local. Por exemplo, o subconxunto de ARs que se desenvolven frecuentemente sobre o Pacífico norte occidental próximo a illa de Hawai e transportan humidade desde latitudes tropicais cara a costa occidental dos Estados Unidos e Canadá son coñecidos amplamente coma *Pineapple Express*. De forma similar, a estrutura meteorolóxica de AR localizado frecuentemente sobre México e incluída a península de Iucatán, inspirou o nome de *Maya Express* para este AR que é responsable de fortes inundacións en América Central e norte de México.

11 Os ARs son os “ríos” máis grandes de auga doce da terra, transportando en promedio máis do dobre do caudal do Río Amazonas (Ralph et al., 2018). Os ríos continentais adoitan seguir o mesmo transcurso ata súa desembocadura. Porén, os ARs amosan unha forte variación temporal e espacial.

zanse por ser sistemas meteorolóxicos débiles que adoitan ser beneficiosos e necesarios para o aumento dos recursos hídricos. Por exemplo, na rexión de California, os ARs contribúen cuantitativamente a máis do 50% da precipitación anual (Ralph e Dettinger, 2011; Rutz et al., 2014; Ralph et al., 2018) e na costa oeste de Europa as precipitacións asociadas a ARs supoñen arredor do 30% (Lavers e Villarini, 2015). Por outra banda, os ARs relaciónanse con cambios estacionais no almacenamento de auga e no balance de masas de capa de xeo, glaciares e mantos de neve polo que poden ser considerados unha fonte de auga doce e a súa presenza é beneficiosa para o abastecemento hídrico.

Porén, os ARs máis intensos poden estar asociados a un gran transporte de humidade e polo tanto representar un perigo importante ao seren identificados como precursores de fortes inundacións dependendo da localización, intensidade e duración do evento de AR particular. Para unha mellor comprensión da relación entre ARs e os danos por inundación, Ralph et al. (2019) desenvolveron recentemente unha escala de intensidade de ARs. A escala emprega a cantidade de vapor de auga integrado na vertical e a duración do evento de AR para categorizar a súa intensidade. A forza, e polo tanto, o risco de dano por AR incrementábase a medida que se incrementa a cantidade de vapor de auga transportado e a duración do evento de AR. A escala recoñece que os ARs débiles adoitan ser beneficiosos para o abastecemento do recursos hídricos. Porén, os ARs máis fortes son responsables de danos por inundación causando a perda de miles de millóns de dólares (Corringham et al., 2019).

A pesares de que ARs e LLJs son estudados como estruturas independentes, un traballo recente de Ramos et al. (2019) amosa unha relación en termos de transporte de humidade entre ambos sistemas meteorolóxicos. A particular fase do South American Low-Level Jet coñecida como No Chaco Jet Event caracterízase por un xiro no fluxo de vento cara o leste antes de chegar ao paralelo dos 25°S. Deste xeito, o vento en niveis baixos e polo tanto a humidade desprázase cara o centro-leste do Atlántico sur. O estudo de Ramos et al. (2019) revela que esta humidade é despois recollida polos ARs que se desenvolven no Atlántico sur e impactan na costa occidental de Sudáfrica. Polo que o vapor de auga transportado primeiramente desde o continente suramericano por unha estrutura de LLJ é deseguido transportado por ARs que alcanzan Sudáfrica.

3.3.1 Os Ríos Atmosféricos en Galicia

A localización xeográfica de Galicia, no noroeste da península Ibérica, ás portas do océano Atlántico, é propicia para a chegada de sistemas de ARs. É habitual que as borrascas que alcanzan Galicia no inverno teñan asociado un AR o que incrementa notablemente as precipitacións nesta rexión. De feito, os ARs están detrás de boa parte de eventos de precipitación intensa que adoitan causar importantes crecidas

nos caudais de ríos e inundacións. O forzamento orográfico xunto coa influencia de borrascas dada a situación xeográfica de Galicia contribúen a un maior impacto de ARs. Na figura 3.3 amósase a modo de exemplo un sistema de AR que impacta sobre Galicia.

41

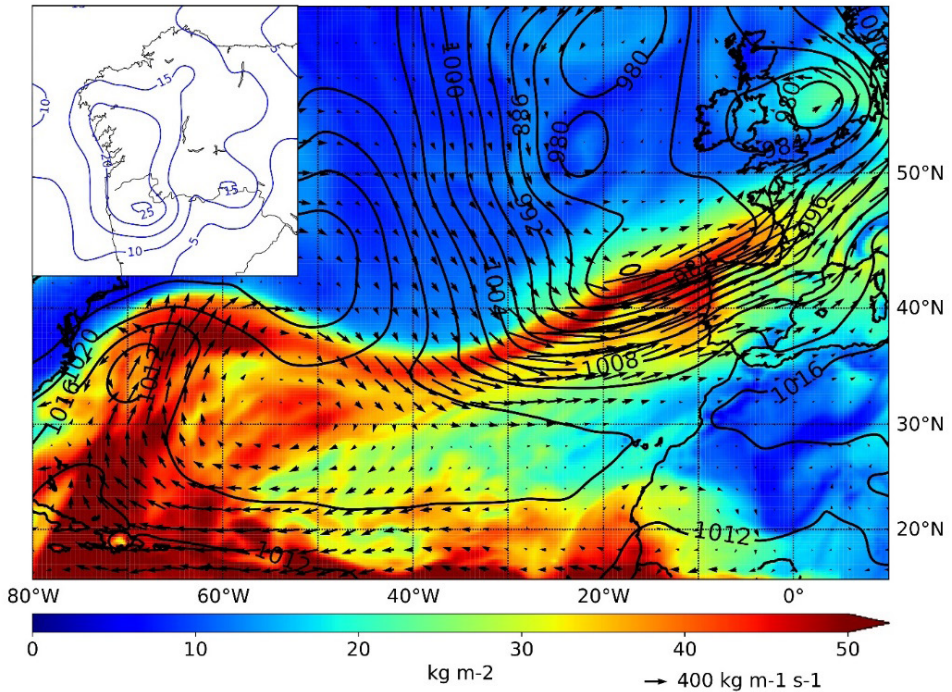


Figura 3.3 Exemplo de Río Atmosférico ben definido o día 15 de outubro de 1987. Amósase a columna total integrada de vapor de auga (IWV, kg m^{-2} en cores) e transporte de vapor de auga integrado na vertical (IVT, kg m/s en frechas) e o campo de presión media a nivel do mar (MSLP, en hPa). O recadro superior da esquerda amosa as precipitacións acumuladas en 24h (mm). Datos: ERA-5.

3.3.2 Metodoloxías para a identificación de eventos de Ríos Atmosféricos

Nos últimos anos, o crecente interese nos ARs fixo aumentar os estudos relacionados con estes sistemas meteorolóxicos. A ausencia dunha única definición formal e práctica adaptada á latitude e as características formais de AR motivou á creación dunha gran cantidade de algoritmos de detección de ARs, a maioría adaptados segundo a necesidade da análise e da modelización particular de cada estudo. Esta falta de estandarización dunha metodoloxía global de detección de eventos de ARs aumenta a incerteza na investigación destes sistemas meteorolóxicos dificultando unha comparación directa dos resultados. Iniciativas como o Proxecto de Intercom-

paración de Métodos de Seguimento de ARs, (ARTMIP, polas súas siglas en inglés) proporcionan un marco completo para a análise e a comparación da maioría dos algoritmos de detección de ARs. Este tipo de proxectos, aborda os ARs desde as súas múltiples perspectivas e proporcionan información útil axudando a unha mellor comprensión deste tipo de fenómenos (Shields et al., 2018; Rutz et al., 2019).

A detección obxectiva de ARs basease tradicionalmente a través de dous enfoques principais: o primeiro emprega o vapor de auga integrado na vertical (IWV, ecuación 3.1) namentres o segundo basease no transporte horizontal de vapor de auga integrado na vertical (IVT, ecuación 3.2):

$$IVT = \sqrt{\left(\frac{1}{g} \int_{sup}^{tope} qu dp\right)^2 + \left(\frac{1}{g} \int_{sup}^{tope} v dp\right)^2} \quad (3.1)$$

$$IWV = \frac{1}{g} \int_{sup}^{tope} q dp \quad (3.2)$$

Onde *sup* corresponde ao nivel en superficie, *tope* corresponde ao derradeiro nivel da troposfera, *g* fai referencia a aceleración da gravidade (m/s^2); *q* é a humidade específica (kg/kg) e *u* fai referencia ao campo de ventos zonal (m/s), e *v* a campos de ventos meridional (m/s).

O emprego da IWV é particularmente útil para a análise de ARs que alcanzan unha rexión continental en rexións pequenas e locais debido ao feito de que poden aproveitar máis eficientemente as observacións in situ de alta calidade. Porén, a relación directa entre a IVT e a precipitación de orixe orográfica fai que a IVT sexa a variable máis amplamente empregada para a detección de ARs en comparación co IWV. Así pois, con independencia da variable empregada na detección de ARs, unha das primeiras etapas consiste na definición da magnitude do limiar empregado, o cal emprégase como un requisito esencial para a identificación dun evento de AR. Este limiar empregado pode consistir nun valor absoluto ou nun valor relativo (por exemplo o uso dun percentil, comunmente adoita empregarse o percentil 85). É preciso sinalar que algúns métodos, particularmente aqueles baseados en técnicas de algoritmos automáticos non empregan directamente ningún valor limiar como requisito previo.

Unha vez que os limiares son aplicados aos datos, algunhas metodoloxías incorporan requirimentos xeométricos para a identificación de eventos de ARs. Desta forma,

os puntos que cumpran ou excedan o limiar previamente definido son analizados en termos xeométricos (lonxitude, ancho, forma, eixe e orientación). Novamente, a falta de consenso sobre as características xeométricas dos ARs aumenta as técnicas de deteccións. Na literatura pódense atopar requisitos de lonxitude típicos de 1500 a 2000 quilómetros (por exemplo, Guan e Waliser, 2015; Gershunov et al., 2017). Porén, a actual falta dunha estandarización global fai que cada autor empregue diferentes valores xeométricos para definir una estrutura de AR. En función dos requirimentos xeométricos empregados, podemos atopar técnicas de detección de ARs máis ou menos restritivas. Por outra banda, algunhas das metodoloxías poden incorporar requirimentos temporais. É dicir, a identificación de AR pode ser independentemente do tempo ou en función do criterio que se cumpra durante unha determinada duración de pasos de tempo (por exemplo, Gershunov et al., 2017).

3.3.3 Orixe da humidade nos Ríos Atmosféricos

A orixe da humidade nos ARs aínda é un tema actual de discusión científica. Existen dúas teorías enfrontadas. Por unha banda, algúns autores sinalan a converxencia local de humidade ó longo da traxectoria do AR como a súa fonte principal de humidade. Por exemplo, Dacre et al. (2015; 2019) apuntan que *os ARs en lugar de representar unha alimentación directa e continua de aire húmido dende os subtrópicos cara o centro dun ciclón (como suxire o termo de 'río atmosférico'), son, de feito, o resultado do vapor de auga exportado desde o ciclón e, polo tanto, representan as pegadas deixadas a medida que os ciclóns viaxan cara os polos dende os subtrópicos*. Por outra banda, outros autores demostran que a fonte de humidade principal de ARs localízase en latitudes tropicais e esta humidade tropical transpórtase dende os trópicos cara latitudes medias a través de longos corredores de advección (Ramos et al., 2016; Vázquez et al., 2019; Algarra et al., 2019). Por exemplo, a partir de dous eventos extremos de ARs, Eiras-Barca et al. (2017) amosaron que máis do 80% da humidade transportada polo ARs ten unha orixe tropical. Recentemente, Hu e Domínguez (2019) cuantificaron a contribución da humidade tropical de 29 eventos de ARs extremos que afectaron á costa noroeste dos Estados Unidos. O seus resultados amosan que os ARs vinculados a unha orixe de humidade maioritariamente tropical caracterízanse por un fortalecemento dos ventos en niveis baixos na rexión prefrontal da fronte fría e unha advección máis cálida. Ademais, os resultados amosan como os ARs relacionados con un transporte tropical de humidade son responsables dunha maior precipitación. Porén, a maior parte da precipitación asociada a estes eventos non foi de orixe subtropical. Aínda que segue sen estar claro cal de ámbolos dous mecanismos é o dominante, ambas teorías parecen ser esenciais na contribución de humidade dos ARs e deben ser tidas en conta máis alá do patrón meteorolóxico dominante de cada evento (Bao et al., 2006; Dettinger et al., 2015).

Referencias

- Algarra, I., Eiras-Barca, J., Nieto, R., Gimeno, L., 2019. Global climatology of nocturnal low-level jets and associated moisture sources and sinks. *Atmos. Res.* <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.06.016>
- 44 Arritt, R.W., Rink, T.D., Segal, M., Todey, D.P., Clark, C.A., Mitchell, M.J., Labas, K.M., 1997. The Great Plains Low-Level Jet during the Warm Season of 1993. *Mon. Weather Rev.* 125, 2176–2192. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<2176:tgpllj>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<2176:tgpllj>2.0.co;2)
- Bao, J.W., Michelson, S.A., Neiman, P.J., Ralph, F.M., Wilczak, J.M., 2006. Interpretation of enhanced integrated water vapor bands associated with extratropical cyclones: Their formation and connection to tropical moisture. *Mon. Weather Rev.* 134, 1063–1080. <https://doi.org/10.1175/MWR3123.1>
- Barandiaran, D., Wang, S.-Y., Hilburn, K., 2013. Observed trends in the Great Plains low-level jet and associated precipitation changes in relation to recent droughts. *Geophys. Res. Lett.* 40, 6247–6251. <https://doi.org/10.1002/2013GL058296>
- Blackadar, A.K., 1957. Boundary Layer Wind Maxima and Their Significance for the Growth of Nocturnal Inversions. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 38, 283–290. <https://doi.org/10.1175/1520-0477-38.5.283>
- Bonner, W.D., 1968. Climatology of the Low Level Jet. *Mon. Weather Rev.* 96, 833–850. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1968\)096<0833:cotllj>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1968)096<0833:cotllj>2.0.co;2)
- Corringham, T.W., Martin Ralph, F., Gershunov, A., Cayan, D.R., Talbot, C.A., 2019. Atmospheric rivers drive flood damages in the western United States. *Sci. Adv.* 5, eaax4631. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax4631>
- Dacre, H.F., Clark, P.A., Martínez-Alvarado, O., Stringer, M.A., Lavers, D.A., 2015. How do atmospheric rivers form? *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 96, 1243–1255. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00031.1>
- Dacre, H.F., Martínez-Alvarado, O., Mbengue, C.O., 2019. Linking atmospheric rivers and warm conveyor belt airflows. *J. Hydrometeorol.* 20, 1183–1196. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0175.1>
- Dettinger, M., Ralph, F.M., Lavers, D., 2016. Setting the stage for a global science of atmospheric rivers. *Eos (Washington, DC)*. <https://doi.org/10.1029/2015eo038675>
- Du, Y., Rotunno, R., Zhang, Q., 2015. Analysis of WRF-simulated diurnal boundary layer winds in Eastern China using a simple 1D model. *J. Atmos. Sci.* 72, 714–727. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0186.1>
- Eiras-Barca, J., Dominguez, F., Hu, H., Garaboa-Paz, D., Míguez-Macho, G., 2017. Evaluation of the moisture sources in two extreme landfalling atmospheric river events using an Eulerian WRF tracers tool. *Earth Syst. Dyn.* 8, 1247–1261. <https://doi.org/10.5194/esd-8-1247-2017>
- Gershunov, A., Shulgina, T., Ralph, F.M., Lavers, D.A., Rutz, J.J., 2017. Assessing the climate-scale variability of atmospheric rivers affecting western North America. *Geophys. Res. Lett.* 44, 7900–7908. <https://doi.org/10.1002/2017GL074175>
- Gimeno, L., Dominguez, F., Nieto, R., Trigo, R., Drumond, A., Reason, C.J.C., Taschetto, A.S., Ramos, A.M., Kumar, R., Marengo, J., 2016. Major Mechanisms of Atmospheric Moisture Transport and Their Role in Extreme Precipitation Events. *Annu. Rev. Environ. Resour.* 41, 117–141. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-110615-085558>
- Gimeno, L., Drumond, A., Nieto, R., Trigo, R.M., Stohl, A., 2010. On the origin of continental precipitation. *Geophys. Res. Lett.* 37. <https://doi.org/10.1029/2010GL043712>
- Guan, B., Waliser, D.E., 2015. Detection of atmospheric rivers: Evaluation and application of an algorithm for global studies. *J. Geophys. Res.* 120, 12,514–12,535. <https://doi.org/10.1002/2015JD024257>

- Holton, J.R., 1967. The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. *Tellus* 19, 199–205. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1967.tb01473.x>
- Hu, H., Dominguez, F., 2019. Understanding the Role of Tropical Moisture in Atmospheric Rivers. *J. Geophys. Res. Atmos.* 124, 13826–13842. <https://doi.org/10.1029/2019JD030867>
- Lavers, D.A., Villarini, G., 2015. The contribution of atmospheric rivers to precipitation in Europe and the United States. *J. Hydrol.* 522, 382–390. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.010>
- Lima, D.C.A., Soares, P.M.M., Semedo, A., Cardoso, R.M., 2018. A global view of coastal low-level wind jets using an ensemble of reanalyses. *J. Clim.* 31, 1525–1546. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0395.1>
- Marengo, J.A., Espinoza, J.C., 2016. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: Causes, trends and impacts. *Int. J. Climatol.* <https://doi.org/10.1002/joc.4420>
- Marengo, J.A., Soares, W.R., Saulo, C., Nicolini, M., 2004. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. *J. Clim.* 17, 2261–2280. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2261:cotlje>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2261:cotlje>2.0.co;2)
- Martin Ralph, F., Rutz, J.J., Cordeira, J.M., Dettinger, M., Anderson, M., Reynolds, D., Schick, L.J., Smallcomb, C., 2019. A scale to characterize the strength and impacts of atmospheric rivers. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 100, 269–289. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0023.1>
- Monaghan, A.J., Rife, D.L., Pinto, J.O., Davis, C.A., Hannan, J.R., 2010. Global precipitation extremes associated with diurnally varying low-level jets. *J. Clim.* 23, 5065–5084. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3515.1>
- Montini, T.L., Jones, C., Carvalho, L.M. V., 2019. The South American Low-Level Jet: A New Climatology, Variability, and Changes. *J. Geophys. Res. Atmos.* 124, 1200–1218. <https://doi.org/10.1029/2018JD029634>
- Numaguti, A., 1999. Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res. Atmos.* 104, 1957–1972. <https://doi.org/10.1029/1998JD200026>
- Oliveira, M.I., Nascimento, E.L., Kannenberg, C., 2018. A new look at the identification of low-level jets in South America. *Mon. Weather Rev.* 146, 2315–2334. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0237.1>
- Ordóñez, P., Ribera, P., Gallego, D., Peña-Ortiz, C., 2012. Major moisture sources for Western and Southern India and their role on synoptic-scale rainfall events. *Hydrol. Process.* 26, 3886–3895. <https://doi.org/10.1002/hyp.8455>
- Parish, T.R., 2017. On the forcing of the summertime Great Plains low-level jet. *J. Atmos. Sci.* 74, 3937–3953. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0059.1>
- Ralph, F.M., Dettinger, M.C.L.D., Cairns, M.M., Galarneau, T.J., Eylander, J., 2018. Defining “Atmospheric river”: How the glossary of meteorology helped resolve a debate. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 99, 837–839. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0157.1>
- Ralph, F.M., Dettinger, M.D., 2011. Storms, floods, and the science of atmospheric rivers. *Eos (Washington, DC)*. 92, 265–266. <https://doi.org/10.1029/2011EO320001>
- Ramos, A.M., Blamey, R.C., Algarra, I., Nieto, R., Gimeno, L., Tomé, R., Reason, C.J.C., Trigo, R.M., 2019. From Amazonia to southern Africa: atmospheric moisture transport through low-level jets and atmospheric rivers. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 1436, 217–230. <https://doi.org/10.1111/nyas.13960>
- Ramos, A.M., Nieto, R., Tomé, R., Gimeno, L., Trigo, R.M., Liberato, M.L.R., Lavers, D.A., 2016. Atmospheric rivers moisture sources from a Lagrangian perspective. *Earth Syst. Dyn.* 7, 371–384. <https://doi.org/10.5194/esd-7-371-2016>

- Ranjha, R., Svensson, G., Tjernström, M., Semedo, A., 2013. Global distribution and seasonal variability of coastal low-level jets derived from ERA-Interim reanalysis. *Tellus A Dyn. Meteorol. Oceanogr.* 65, 20412. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v65i0.20412>
- 46 Rife, D.L., Pinto, J.O., Monaghan, A.J., Davis, C.A., Hannan, J.R., 2010. Global distribution and characteristics of diurnally varying low-level jets. *J. Clim.* 23, 5041–5064. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3514.1>
- Rutz, J.J., James Steenburgh, W., Martin Ralph, F., 2014. Climatological characteristics of atmospheric rivers and their inland penetration over the western united states. *Mon. Weather Rev.* 142, 905–921. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00168.1>
- Rutz, J.J., Shields, C.A., Lora, J.M., Payne, A.E., Guan, B., Ullrich, P., O'Brien, T., Leung, L.R., Ralph, F.M., Wehner, M., Brands, S., Collow, A., Goldenson, N., Gorodetskaya, I., Griffith, H., Kashinath, K., Kawzenuk, B., Krishnan, H., Kurlin, V., Lavers, D., Magnusdottir, G., Mahoney, K., McClenny, E., Muszynski, G., Nguyen, P.D., Prabhat, M., Qian, Y., Ramos, A.M., Sarangi, C., Sellars, S., Shulgina, T., Tome, R., Waliser, D., Walton, D., Wick, G., Wilson, A.M., Viale, M., 2019. The Atmospheric River Tracking Method Intercomparison Project (ARTMIP): Quantifying Uncertainties in Atmospheric River Climatology. *J. Geophys. Res. Atmos.* 124, 13777–13802. <https://doi.org/10.1029/2019JD030936>
- Shapiro, A., Fedorovich, E., Rahimi, S., 2016. A unified theory for the great plains nocturnal low-level jet. *J. Atmos. Sci.* 73, 3037–3057. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0307.1>
- Shields, C.A., Rutz, J.J., Leung, L.-Y., Ralph, F.M., Wehner, M., Kawzenuk, B., Lora, J.M., McClenny, E., Osborne, T., Payne, A.E., Ullrich, P., Gershunov, A., Goldenson, N., Guan, B., Qian, Y., Ramos, A.M., Sarangi, C., Sellars, S., Gorodetskaya, I., Kashinath, K., Kurlin, V., Mahoney, K., Muszynski, G., Pierce, R., Subramanian, A.C., Tome, R., Waliser, D., Walton, D., Wick, G., Wilson, A., Lavers, D., Collow, A., Krishnan, H., Magnusdottir, G., Nguyen, P., 2018. Atmospheric River Tracking Method Intercomparison Project (ARTMIP): project goals and experimental design. *Geosci. Model Dev.* 11, 2455–2474. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-2455-2018>
- Simon Wang, S. Y., Huang, W., Hsu, H., Gillies, R.R., 2015. Role of the strengthened El Niño teleconnection in the May 2015 floods over the southern Great Plains. *Geophys. Res. Lett.* 42, 8140–8146. <https://doi.org/10.1002/2015GL065211>
- Spracklen, D. V., Arnold, S.R., Taylor, C.M., 2012. Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. *Nature* 489, 282–285. <https://doi.org/10.1038/nature11390>
- Stensrud, D.J., 1996. Importance of Low-Level Jets to Climate: A Review. *J. Clim.* 9, 1698–1711. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<1698:iolljt>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<1698:iolljt>2.0.co;2)
- Ting, M., Wang, H., 2006. The role of the North American topography on the maintenance of the Great Plains summer low-level jet. *J. Atmos. Sci.* 63, 1056–1068. <https://doi.org/10.1175/JAS3664.1>
- Todd, M.C., Washington, R., Raghavan, S., Lizcano, G., Knippertz, P., 2008. Regional model simulations of the Bodélé low-level jet of Northern Chad during the Bodélé dust experiment (BoDEX 2005). *J. Clim.* 21, 995–1012. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1766.1>
- Vázquez, M., Algarra, I., Eiras-Barca, J., Ramos, A.M., Nieto, R., Gimeno, L., 2018. Atmospheric Rivers over the Arctic: Lagrangian Characterisation of Their Moisture Sources. *Water* 11, 41. <https://doi.org/10.3390/w11010041>
- Vera, C., Baez, J., Douglas, M., Emmanuel, C.B., Marengo, J., Meitin, J., Nicolini, M., Noguez-Paegle, J., Paegle, J., Penalba, O., Salio, P., Saulo, C., Silva Dias, M.A., Silva Dias, P., Zipser, E., 2006. The South American low-level jet experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 87, 63–77. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-1-63>

Zhu, Y., Newell, R.E., 1998. A Proposed Algorithm for Moisture Fluxes from Atmospheric Rivers. *Mon. Weather Rev.* 126, 725–735. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<0725:apafmf>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<0725:apafmf>2.0.co;2)

Zunckel, M., Held, G., Preston-Whyte, R.A., Joubert, A., 1996. Low-level wind maxima and the transport of pyrogenic products over southern Africa. *J. Geophys. Res. Atmos.* 101, 23745–23755. <https://doi.org/10.1029/95jd02602> 47

Capítulo 04

Outros mecanismos de transporte de humidade: sistemas monzónicos e circulacións ciclónicas

49

4.1 As circulacións monzónicas

A inversión estacional na dirección do vento que ocorre en determinadas rexións tropicais e subtropicais coñeceuse co nome de **monzón**¹². Os cambios na circulación atmosférica son provocados polo contraste de temperatura entre o océano e a superficie terrestre como consecuencia do ciclo anual do quecemento solar. No verán, o continente quéntase dunha forma máis rápida e intensa que o océano debido ao efecto amortecedor da auga¹³. A diferenza de temperatura entre o océano e a superficie da terra provoca un contraste térmico, o que favorece o movemento das masas de aire. Deste xeito, o aire cálido da superficie terrestre ascende e é reemplazado por aire húmido e cálido procedente do océano adxacente¹⁴. Como se comentou no primeiro capítulo, o aire cálido posúe unha maior capacidade para conter humidade e polo tanto, a tempada activa do monzón asóciase a importantes precipitacións, que en ocasións son de carácter torrencial, e supoñen a chegada da estación húmida.

Os rexímenes monzónicos localízanse fundamentalmente durante a estación cálida de latitudes tropicais e subtropicais. Nestas rexións, a estación húmida é xeralmente denominada como monzón e alternase coa estación seca segundo o patrón de vento predominante. A maioría da poboación mundial vive baixo o abeiro de circulacións

12 O termo *monzón* deriva do árabe “mausim” e significa estación do ano ou tempada. Foi amplamente empregada polos navegantes árabes antigos do océano Índico e mar Arábigo para referirse aos cambios estacionais na dirección do vento nas rexións costeiras da India e da península Arábigo. Durante o inverno os ventos predominantes son fundamentalmente do noreste namentres que no verán teñen a dirección oposta, suroeste, e están asociados a unha descarga moi importante de precipitacións.

13 A auga posúe un maior poder calorífico que a terra.

14 A circulación non é directamente desde o océano ao continente, senón que está influenciada polo movemento de rotación terrestre, a forza de Coriolis.

monzónicas. En determinadas rexións, o monzón forma parte da cultura e o estilo de vida, particularmente naquelas onde a actividade económica depende fundamentalmente da natureza cíclica das chuvias monzónicas. Xeralmente, a chegada das precipitacións é beneficiosa naquelas rexións cunha economía maioritariamente agrícola. O monzón supón a fin do período seco e un aumento dos recursos hídricos. Porén, en ocasións as chuvias poden ser excesivas e causar graves inundacións e vítimas mortais. Rexións con características monzónicas localízanse no sudeste de Asia e India, norte de Australia, África occidental e América do Norte e do Sur.

Está extensamente documentado que o aporte de humidade durante a fase monzónica ten fundamentalmente dúas orixes. Por unha banda, a propia evaporación continental local e por outra, o aporte de humidade desde os océanos adxacentes. Por exemplo, Domínguez et al. (2006) cuantificaron o efecto da evaporación continental local sobre a precipitación durante o **monzón de América do Norte (The North American Monsoon)**. Os seus resultados amosaron como o *recycling* (é dicir, a humidade que se evapora e precipita sobre a mesma rexión), xunto co transporte de humidade desde o golfo de California e o golfo de México son as principais fontes de humidade para o monzón de América do Norte.

A pesares de que o cambio estacional de vento nas Américas é menos pronunciado que noutras partes do mundo como Australia, India e o sudeste asiático, estímase que o monzón de América do Norte representa máis 50 % das precipitacións nesta rexión. O aporte de humidade desde os océanos adxacentes pode producirse a través de correntes en niveis baixos, é dicir mediante unha estrutura de *Low-Level Jet*, que contribúe a unha maior dispoñibilidade de humidade e deriva nun aumento da precipitación de orixe monzónico. No caso do monzón de América do Norte o aumento ou a diminución no transporte de humidade desde o mar do Caribe e o golfo de México determina, a unha escala rexional, a intensidade das precipitacións durante o seu pico de actividade (xuño a setembro) (Ordoñez et al., 2019).

Por outra banda, o **monzón de América do Sur (The South American Monsoon System, SAMS)** é unha das características máis importantes do clima de América do Sur o cal presenta unha forte variabilidade estacional entre a Amazonía e a conca de Río de La Plata. A taxa de precipitación é menor en comparación con outras circulacións monzónicas continentais do Planeta. Porén, a rexión do SAMS é susceptible a variacións climáticas dada a importancia na xeración de enerxía eléctrica e a agricultura, a principal actividade económica nesta rexión. A estación húmida comeza a principios de outubro e exténdense ata abril sobre o norte de Brasil cun pico de actividade entre os meses de decembro e febreiro. A circulación monzónica de América do Sur é impulsada fundamentalmente polo quecemento do interior continental. A influencia dos ventos alisios que transportan humidade desde o Atlántico sur tropical, e a presenza do **South American Low-Level Jet** ao noroeste dos Andes que se asocia a

un intenso transporte de humidade e favorece o desenvolvemento de sistemas convectivos profundos contribúen a fortes precipitacións ao sur da conca do Amazonas.

O efecto devastador dos monzóns increméntase en áreas densamente poboadas con consecuencias fatídicas que poden supor a perda de vidas humanas e importantes danos económicos. Un dos máis importantes é o **monzón de Verán da India** (**The India Summer Monsoon**), tamén coñecido como **monzón Asiático**, o cal está influenciado pola orografía, o Himalaia e a meseta do Tibet, que favorece o ascenso de masas de aire húmidas e a descarga de fortes precipitacións. O monzón de verán da India iníciase sobre o sur da baía de Bengala a finais de abril e avanza cara o leste no transcurso da estación cálida. Deste xeito, adoita comezar a súa influencia sobre a península da India a principios de maio e segue cara o noroeste do continente asiático chegando a Xapón a finais de xuño e xullo. Ao final da tempada do monzón asiático no Xapón, o sistema monzónico xa se atopa retirado no subcontinente indio. Dada a evolución rexional, o monzón Asiático pode dividirse en dous subsistemas monzónicos separados pero interactivos entre si: por unha banda o monzón de verán da India e por outra o monzón do sudeste asiático. Porén, segue sendo parte da mesma circulación monzónica.

O monzón de verán da India afecta a unha rexión xa de por si particularmente vulnerable á variabilidade climática e ao quecemento global o que fai que o impacto deste sistema climático sexa aínda máis intenso. Por exemplo, un adianto ou un atraso na chegada das precipitacións de orixe monzónico ou mesmo un cambio na súa ubicación pode supor un impacto devastador na poboación local, debido a ausencia dunha infraestrutura de rego suficiente que garante a economía local destas rexións. Estudos sinalan que un aumento do contraste de temperatura entre o océano e o continente vincúlase a un aumento da advección desde os océanos e polo tanto a un aumento das precipitacións do monzón da India (Webster et al., 1999; Loschnigg and Webster, 2000).

Estudos sobre a orixe do vapor de auga nas precipitacións monzónicas durante o monzón de Verán da India revelan a súa estreita vinculación coa corrente en niveis baixos denominada como *Somali Low-Level Jet* e as fontes de humidade oceánicas, o océano Índico e o mar Arábigo. O Somali LLJ desenrólase pola influencia dos ventos alisios do océano Índico sur, os cales cruzan o ecuador e flúen paralelos á costa de Somalia converténdose nunha corrente occidental sobre o mar Arábigo ata que finalmente alcanzan a península da India. Polo tanto, o mar Arábigo e o océano Índico a través do Somali LLJ constitúen as principais fontes de humidade durante a fase activa do monzón (Ordoñez et al., 2012).

En Oceanía e norte de Australia a tempada activa do monzón establececese á inversa que o monzón asiático. Impulsado polo contraste de temperatura entre o forte que-

cemento do norte continental de Australia e o arrefriamento no noroeste do Pacífico, o **monzón do norte de Australia** comeza a finais setembro en Malasia e esténdese ata abril, alcanzando o seu punto máis meridional a principios de febreiro sobre o norte de Australia. O inicio do monzón marca o fin da estación seca no norte de Australia que se caracteriza por ventos predominantes do leste e case ningunha precipitación. Porén, o monzón do norte de Australia é responsable de máis do 90% da precipitación anual nesta rexión (Pope et al., 2009).

Por último, outra rexión especialmente vulnerable ao impacto do monzón é o África occidental. Como acontece no subcontinente da India e o sudeste Asiático, o África occidental trátase dunha rexión densamente poboada cunha economía local baseada fundamentalmente na agricultura polo que a variabilidade na dispoñibilidade de auga supón un dos parámetros máis limitantes nesta rexión. O **monzón de África occidental (The West Africa Monsoon, WAM)** desenrólase entre os 9-20°N de latitude e caracterízase por vento do sudeste durante a tempada cálida que se estende de xuño a setembro. O resto do ano, África occidental esta baixo a influencia do *Harmattan*, un vento seco e cálido que sopra dende o noreste asociado a un forte transporte de polvo e material particulado. A intensidade do monzón da África occidental é determinada fundamentalmente polo contraste térmico da temperatura da superficie do mar do golfo de Guinea e a temperatura continental do norte de África¹⁵. A proximidade do océano Atlántico, particularmente no golfo de Guinea, fai que esta sexa a principal fonte de humidade durante a fase activa do monzón. Ademais este aporte de humidade vese favorecido pola existencia do **West African Westerly Jet**, unha corrente en niveis baixo que se caracteriza por fortes ventos zonais responsables do transporte dunha gran cantidade de humidade desde o Atlántico cara o interior de da África occidental (Pu e Cook, 2010; 2012).

4.2 Os ciclóns tropicais e extratropicais

Os ciclóns¹⁶ son sistemas de baixas presións onde o vento xira en sentido contrario (a favor) ás agullas do reloxo no hemisferio norte (hemisferio sur). Segundo a seu lugar de formación pódense diferenciar os ciclóns tropicais, formados nas rexións

15 A drástica redución das precipitacións no rexión do Sahel desde a década dos 70 relacionouse cunha temperatura da superficie do mar anomalamente cálida sobre a conca tropical do Atlántico. Temperaturas da superficie do mar máis cálidas reducen o contraste terra-océano e polo tanto o fluxo humidade vinculado á circulación monzónica cara o interior continental da África occidental.

16 Ciclón fai referencia ao termo xenérico no que se inclúen un amplo espectro de sistemas de baixas presións (depresión, baixas, borrascas, etc.). Segundo a rexión oceánica onde se produza a súa xénese, os ciclóns adoitan denominarse como Tifóns (conca océano Pacífico); Furacáns (conca do océano Atlántico). Porén ambas terminoloxías refírense a ciclóns. Da mesma forma, segundo a súa intensidade poden denominarse como depresións tropicais, tormenta tropicais ou furacáns.

intertropicais e os ciclóns extratropicais na que a súa xénese prodúcese a latitudes medias (30-60° de latitude de ambos hemisferios). O tempo de vida dun ciclón pode durar días e dependendo da súa traxectoria tamén podemos diferenciar ciclóns de orixe tropical cunha transición extratropical ó final da súa existencia. Porén, independentemente da súa formación os ciclóns constitúen unha das características principais do clima de latitudes baixas e medias e representan un mecanismo primario para o transporte de calor e humidade cara latitudes maiores. Desde un punto de vista de balance hídrico e enerxético, os ciclóns son un mecanismo de equilibrio importante na redistribución do auga tropical e subtropical cara os polos.

4.2.1 Ciclóns tropicais

Os ciclóns tropicais fórmase e intensifícanse sobre grandes rexións oceánicas intertropicais onde a **temperatura da superficie do mar** (SST) é cálida. O aire cálido e húmido sobre estas augas supora o principal combustible que alimente estes sistemas, que se forman cando unha perturbación preexistente atópase coas condicións favorables para o seu desenvolvemento. Entre as condicións favorables destaca unha temperatura oceánica por riba dos 27°C, unha baixa cizalladura vertical do vento, un arrefriamento rápido coa altura ou unha alta cantidade de humidade na troposfera (Briegel e Frank, 1997). Ademais, a súa formación prodúcese a unha distancia o suficientemente alonxada do ecuador coma para que a **Forza de Coriolis** favoreza o movemento ciclónico das masas de aire.

Os ciclóns tropicais reciben diferentes nomes segundo a súa intensidade e o lugar onde se producen. Os ciclóns máis débiles denomínanse depresións tropicais, chegando a categoría de tormenta tropical se os seus ventos alcanzan os 60 km/h. Os ciclóns tropicais máis intensos, aqueles con velocidades do vento superior a 120 km/h son denominados de diferente maneira segundo o lugar onde se orixinen (NOAA, 2020). Aqueles ciclóns que teñan lugar no océano Atlántico ou no Pacífico leste denomínanse furacáns, mentres que os que ocorran sobre o Pacífico oeste serán referidos coma tifóns. No resto de lugares son denominados simplemente ciclóns tropicais.

Os ciclóns tropicais son fenómenos meteorolóxicos de escala rexional asociados a **fortes ventos e chuvias intensas**, especialmente en rexións costeiras. Porén, os ciclóns tropicais representan una fonte de auga doce desde o océano cara a terra, e xogan un papel importante na **mitigación das secas rexionais**. Por exemplo, no sudeste do Estados Unidos case a metade das secas foron rematadas pola chegada de ciclóns tropicais individuais (Maxwell et al., 2012). Ademais, en determinadas rexións da Australia, as precipitacións ligadas a sistemas tropicais pode supoñer cerca do 70% da precipitación total. A precipitación dos ciclóns tropicais ten unha

ampla variabilidade temporal e espacial co que isto supón no impacto hidrolóxico e no abastecemento de auga.

54

4.2.2 Ciclóns extratropicais

Os ciclóns extratropicais son unha das principais características no clima invernal de latitudes medias e adoitan ser responsables de grandes impactos socioeconómicos. A súa presenza é sinónimo de ventos fortes e intensas precipitacións. Os ciclóns extratropicais caracterízanse por ser **sistemas baroclínicos** asociados a **rexións frontais**. A diferenza dos ciclóns tropicais, os cales toman parte da súa enerxía do mar (altas temperaturas da superficie do mar), no caso dos ciclóns extratropicais, desenvólvense principalmente pola interacción de masas de aire subtropical cálidas e as masas de aire de orixe polar cunha temperatura máis fría en latitudes medias de ambos hemisferios.

Como xa comentamos, un ciclón extratropical pode estar asociado a unha estrutura de AR, incrementando o impacto nas precipitacións cando alcanza unha rexión continental. Dacre et al. (2014) refírense aos ARs como a pegada da traxectoria do ciclón desde rexións subtropicais cara latitudes maiores. De feito, rexións de ocorrencia de ciclóns extratropicais constitúen áreas de actividade potencial de ARs. Porén, non todos estes sistemas dispoñen dun AR asociado a súa circulación; dependerá do contido de vapor de auga na atmosfera e do tempo sinóptico no momento e traxectoria do ciclón.

Varios estudos coinciden en sinalar que a presenza de ARs favorece condicións para o desenvolvemento de **ciclóns explosivos** extratropicais, tamén denominados **bombas meteorolóxicas** (por exemplo, Ferreira et al., 2016). Este tipo de ciclóns caracterízanse por unha formación e intensificación moi rápida da baixa presión, adoitando definirse como unha borrasca cun descenso de presión de 24 milibares en 24 horas ou menos. Neste senso, e dende un perspectiva climatolóxica, Eiras-Barca et al. (2018) analizaron o papel dos ARs na profundización de ciclóns explosivos nas bacías do Pacífico e Atlántico norte onde atopou que a maioría dos ciclóns de profundización explosiva levan asociado unha estrutura de AR. Liberato et al. (2013) analizaron o papel das masas de aire húmido no caso particular de Xynthia (25-28 de febreiro do 2010). Os resultados revelan que o subministro principal de humidade atopouse nunha rexión alargada do océano Atlántico subtropical norte con temperaturas da superficie do mar anormalmente altas o que confirma que a formación explosiva da tormenta Xynthia tivo unha contribución significativa desde áreas subtropicais.

Referencias

Briegel, L.M., Frank, W.M., 1997. Large-scale influences on tropical cyclogenesis in the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1397–1413.

Dacre, H.F., Clark, P.A., Martinez-Alvarado, O., Stringer, M.A., Lavers, D.A., 2014. How do atmospheric rivers form? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(8), 1243–1255. ISSN 1520-0477. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00031.1>

55

Dominguez, F., Kumar, P., Liang, X.Z., Ting, M., 2006. Impact of atmospheric moisture storage on precipitation recycling. *J. Clim.* 19, 1513–1530. <https://doi.org/10.1175/JCLI3691.1>

Eiras-Barca, J., Ramos, A.M., Pinto, J.G., Trigo, R.M., Liberato, M.L.R., Miguez-Macho, G., 2018. The concurrence of atmospheric rivers and explosive cyclogenesis in the North Atlantic and North Pacific basins, *Earth Syst. Dynam.*, 9, 91–102. <https://doi.org/10.5194/esd-9-91-2018>

Ferreira, J.A., Liberato, M.L.R., Ramos, A.M., 2016. On the relationship between atmospheric water vapour transport and extra-tropical cyclones development. *Physics and Chemistry of the Earth* 94, 56–65. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2016.01.001>.

Liberato, M.L.R., Pinto, J.G., Trigo, R.M., Ludwig, P., Ordóñez, P., Yuen, D., Trigo, I.F., 2013. Explosive development of winter storm Xynthia over the subtropical North Atlantic Ocean, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 2239–2251, <https://doi.org/10.5194/nhess-13-2239-2013>.

Loschnigg, J., Webster, P.J., 2000. A Coupled Ocean–Atmosphere System of SST Modulation for the Indian Ocean. *J. Clim.* 13, 3342–3360. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<3342:a-coaso>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<3342:a-coaso>2.0.co;2)

Maxwell, J.T., Soulé, P.T., Ortogren, J.T., Knapp, P.A. 2012. Drought-Busting Tropical Cyclones in the Southeastern Atlantic United States: 1950–2008, *Annals of the Association of American Geographers*, 102(2), 259–275, <https://doi.org/10.1080/00045608.2011.596377>

Ordóñez, P., Nieto, R., Gimeno, L., Ribera, P., Gallego, D., Abraham Ochoa-Moya, C., Ignacio Quintanar, A., 2019. Climatological moisture sources for the Western North American Monsoon through a Lagrangian approach: Their influence on precipitation intensity. *Earth Syst. Dyn.* 10, 59–72. <https://doi.org/10.5194/esd-10-59-2019>

Ordóñez, P., Ribera, P., Gallego, D., Peña-Ortiz, C., 2012. Major moisture sources for Western and Southern India and their role on synoptic-scale rainfall events. *Hydrol. Process.* 26, 3886–3895. <https://doi.org/10.1002/hyp.8455>

Pope, M., Jakob, C., Reeder, M.J., 2009. Regimes of the north Australian wet season. *J. Clim.* 22, 6699–6715. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3057.1>

Pu, B., Cook, K.H., 2012. Role of the west African westerly jet in sahel rainfall variations. *J. Clim.* 25, 2880–2896. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00394.1>

Pu, B., Cook, K.H., 2010. Dynamics of the West African westerly jet. *J. Clim.* 23, 6263–6276. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3648.1>

NOAA. What is the difference between a hurricane, a cyclone, and a typhoon?. National Ocean Service website, <https://oceanservice.noaa.gov/facts/cyclone.html>. accessed on 25/06/120

Webster, P.J., Moore, A.M., Loschnigg, J.P., Leben, R.R., 1999. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. *Nature* 401, 356–360. <https://doi.org/10.1038/43848>

Capítulo 05

Transporte de humidade en escalas rexionais

57

Como se detallou nos capítulos anteriores, existen diversos mecanismos que rexen o transporte de humidade e a escala global coma poden ser os LLJ ou os ARs. Porén, a escala rexional os patróns de precipitación están influenciados por mecanismos moi diversos. A continuación sintetizaranse os principais mecanismos que afectan á precipitación e o transporte de humidade sobre cada unha das rexións continentais.

5.1 Europa

Os patróns de precipitación sobre o continente europeo están altamente relacionados coa **actividade ciclónica**, representando ata o 75% da precipitación total sobre algunhas zonas (Hofstatter et al., 2016). Os ciclóns son sistemas de baixas presións que, en rexións extra-tropicais, fórmanse sobre a superficie frontal entre dúas masas de aire de diferente temperatura. Nesta superficie crease unha perturbación que produce o desenvolvemento da baixa presión. Os ciclóns que chegan a Europa poden ter distintas orixes e seguir traxectorias diferentes. Acordo coa súa traxectoria poden diferenciarse ata 9 tipos de ciclóns sobre o continente podendo ocorrer a súa cicloxénese sobre o Atlántico norte, o Atlántico subtropical, o mar Mediterráneo ou rexións polares ou continentais (Hofstatter et al., 2016).

A pesar das diferentes orixes que poden presentar os ciclóns, a maior parte entran en Europa a través do mar Mediterráneo ou do océano Atlántico. Así estas dúas masas de auga serven como unha potencial fonte de humidade para a precipitación europea, favorecendo non soamente a formación de sistemas ciclónicos senón que tamén alimentándoos. A importancia destas dúas rexións coma fontes de humidade para a precipitación sobre Europa foi suxerida por numerosos estudos. Os ciclóns at-

lánticos e mediterráneos que afectan a esta rexión presentan algunhas características específicas e poden estar ligados a ocorrencia de **ciclóns explosivos** ou **bombas meteorolóxicas**. No caso do mar Mediterráneo, esta rexión mostra unha das maior porcentaxe de cicloxénese no hemisferio norte (tendo en conta a súa extensión) (Trigo et al., 1999; Lionello et al., 2016) e nela obsérvanse diferentes mecanismos de cicloxénese. Ademais da formación frontal debido a entrada de aire cálido de África, no mar Mediterráneo prodúcese outros mecanismos que dan lugar a formación de ciclóns máis similares a ciclóns tropicais denominados comunmente medicanes. Estes mecanismos atópanse especialmente ligados o desenvolvemento de ciclóns explosivos (Kouroutzoglou et al., 2011).

A pesar de que algunhas cicloxénese explosivas teñen orixe sobre a rexión mediterránea este fenómeno é bastante raro. Unha maior porcentaxe de “bombas” prodúcese sobre a rexión atlántica. Na figura 5.1 obsérvase a rexión máis común de paso dos ciclóns polo océano Atlántico (cores vermello) e o exemplo da traxectoria e evolución do ciclón explosivo Klaus¹⁷. Os mecanismos que producen o desenvolvemento de ciclóns explosivos sobre o Atlántico norte son obxecto de moito interese. Os patróns de teleconexión coma a Oscilación do Atlántico Norte (NAO polas súas siglas en inglés) foi suxerido como un dos factores que influencia a ocorrencia de estes sistemas. A fase positiva deste patrón xunto con unha intensificación da corrente en chorro sobre Europa occidental foi relacionada coa ocorrencia de estes eventos sobre o continente (Gómarra et al., 2014). Outro mecanismo que se relacionou coa ocorrencia de ciclóns, e especialmente coa súa intensificación, son os **ARs** (Eiras-Barca et al., 2018; Ferreira et al., 2016, Sodemann e Stohl 2013). Eiras-Barca et al. (2018) atoparon que, mentres só o 40% das ciclóns está relacionado coa ocorrencia de ARs, a porcentaxe duplícase se consideran exclusivamente os ciclóns explosivos. Isto suxire que estes mecanismos de transporte están relacionados coa ocorrencia e intensificación das cicloxénese explosivas. A maior cantidade de humidade proporcionada por estes sistemas xunto co cambio na forma da corrente en chorro resulta nunha redución da diverxencia do vento en altura afectando a intensificación dos ciclóns extratropicais (Ferreira et al., 2016). En xeral, os ARs son suxeridos como un dos mecanismos con maior influencia na precipitación sobre Europa, chegando algúns estudos estimar no 30% a súa influencia na precipitación media sobre Europa occidental (Laver e Villarini, 2015) e sendo esta porcentaxe aínda maior no caso de eventos de precipitación extrema (Laver e Villarini, 2013).

¹⁷ O ciclón Klaus identificouse por primeira vez no océano Atlántico o 21 de xaneiro de 2009. O ciclón alcanza o norte da península Ibérica e o sur de Francia entre os días 24 e 25 de xaneiro, e considérase unha das tormentas de vento máis daniñas nos últimos anos.

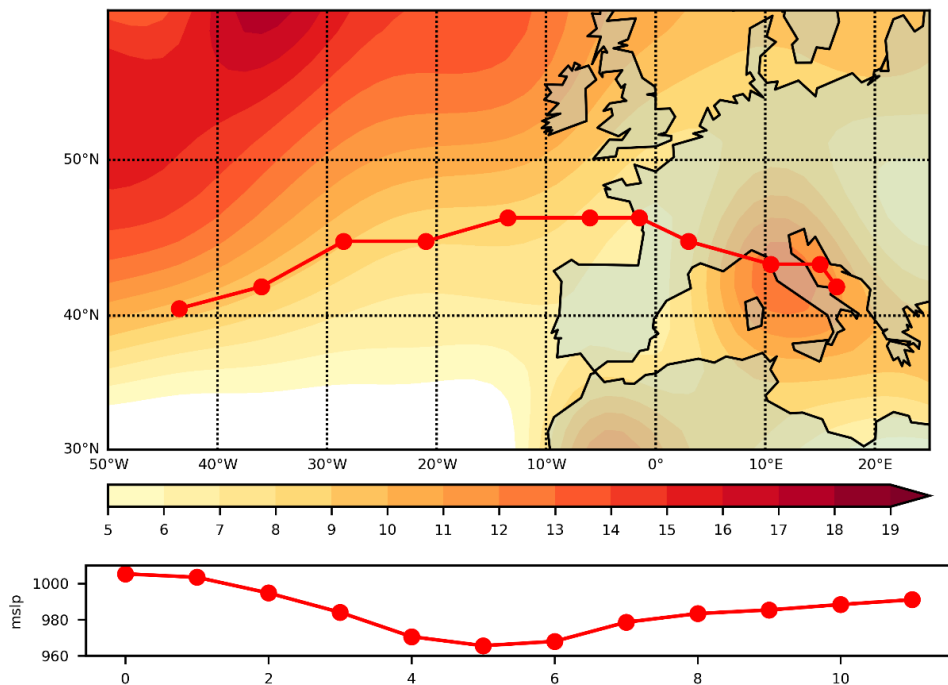


Figura 5.1 Principal área de paso dos ciclón extratropicais cara Europa, xunto coa evolución e traxectoria do ciclón explosivo Klaus.

Aínda que en menor medida, a transicións dos ciclóns tropicais cara as rexións extratropicais tamén constitúe unha das orixes da humidade que afecta a precipitación sobre Europa. Estes ciclóns fórmanse usualmente sobre o mar Caribe, o golfo de México ou ao longo da costa leste dos Estados Unidos e transfórmanse en tormentas extratropicais ao cruzar as latitudes medias. No entanto a maioría non conservan a velocidade furacanada do vento o chegar o continente (Hart e Evans, 2001). Aínda que a frecuencia coa que este tipo de sistema incide sobre Europa é moi baixa, algúns estudos apuntan a que a súa importancia pode aumentar asociada ao cambio climático (Haarsma et al., 2013).

5.2 Asia

As principais masas oceánicas cunha influencia sobre o transporte de humidade e a precipitación sobre Asia son os océanos Índico e Pacífico, porén neste continente algunhas rexións continentais tamén resultan relevantes nos procesos de precipitación. En xeral, a variabilidade da precipitación sobre Asia vese moi influenciada pola

actividade monzónica. Debido a influencia monzónica, en xeral a estación húmida neste continente prodúcese durante os meses de verán. Na figura 5.2 pode observarse o cambio estacional de vento sobre o continente asiático e o aumento da precipitación durante os meses de verán boreal asociado o monzón.

Sobre a rexión leste, a maior parte de precipitación está asociada á entrada de humidade dende o océano Pacífico e o mar de China. No entanto, ademais do aporte asociado ao monzón nos meses de verán, unha importante actividade ciclónica ten lugar no Pacífico afectando á precipitación sobre esta rexión; en moitos casos ligados tamén á **circulación monzónica** (Elsberry, 2004). Os **ciclóns tropicais** (ou tifóns) teñen lugar durante todo o ano aínda que son máis frecuentes en verán e outono. A importancia dos ciclóns tropicais na precipitación é moito maior sobre as illas do Pacífico oeste que sobre a rexión continental (onde a maior parte da precipitación está asociada directamente ao monzón). Nestas illas os tifóns chegan a explicar ata o 60% da precipitación anual (Kubota e Wand, 2009). A formación e traxectoria do ciclóns cara o continente está ligada a variabilidade do ENSO. Durante os veráns de El Niño, os ciclóns tropicais teñen maior probabilidade de alcanzar o leste de Asia debido á importante anomalía no fluxo de dirección leste inferida polo desprazamento cara o oeste da alta subtropical e o desprazamento cara o norte da xénese dos tifóns. Ademais do océano Pacífico, o océano Índico, e os mares situados ao norte, tamén mostra certa influencia sobre o leste de Asia nos meses de verán. Esta influencia está asociada ao cambio na dirección dos ventos asociado o monzón do sur do continente e é maior sobre a parte sur da rexión (Sun e Wang, 2015).

Máis alá da contribución oceánica, a evapotranspiración continental tamén parece influír nos patróns de precipitación (especialmente sobre o interior), podendo incluso chegar a ser a fonte principal nalgúns rexións (Drumond et al., 2011; Hua et al., 2017). Ademais estas fontes teñen un importante impacto na variabilidade da precipitación (Guo et al., 2018; Hua et al., 2017). A humidade do chan nos meses previos ao inicio do monzón parece ter un impacto na precipitación asociada a él, afectando ao balance enerxético en superficie e a intensidade do monzón (Zhang e Zuo, 2011).

O **monzón de India** (e o asociado monzón do sudeste) será o patrón que rexe a variabilidade da precipitación sobre o sur do continente, especialmente no sub-continente Indio. Sobre a India, a principal fonte de humidade na época de verán atópase sobre o mar de Arabia e a costa Nor-africana; atopándose este fluxo de humidade modulado polo **Jet Somalí** (Ordoñez et al., 2012; Pathak et al., 2017). Nesta estación, as fontes continentais tamén parecen influír na precipitación sobre a India, especialmente dende o río Ganga (Pathak et al., 2017). A intensificación do jet Somalí no verán boreal favorece a chegada de humidade nesta estación, porén a contribución indica nos meses restantes claramente diminúe, aumentando, por exemplo o efecto do *recycling* de humidade sobre a zona (Ordoñez et al., 2012).

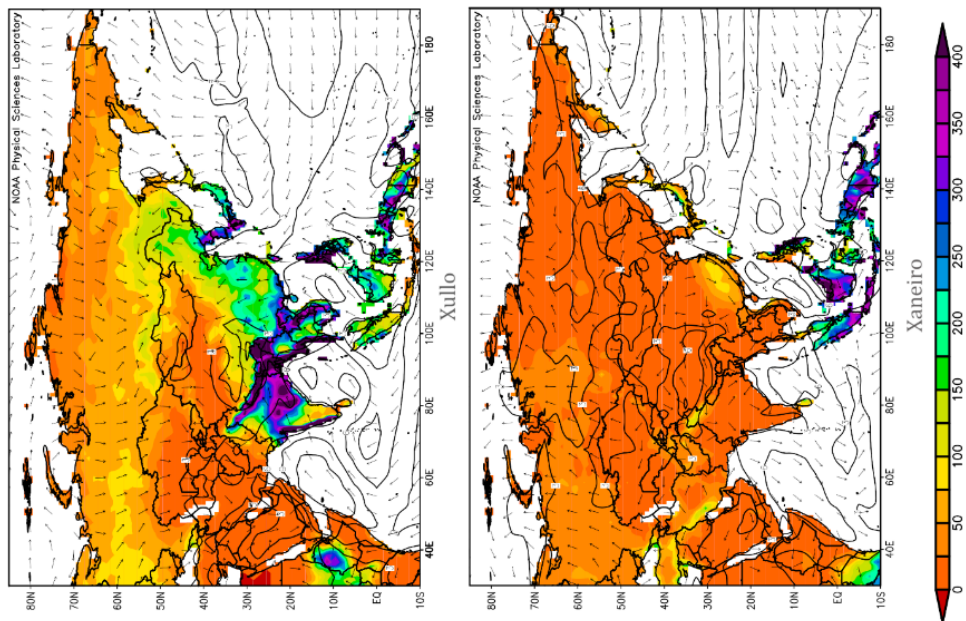


Figura 5.2 Precipitación (cores) total sobre Asia nos meses de xullo e xaneiro e a dirección (frechas) e velocidade (contorno) do vento asociado. As figuras foron obtidas a través do NOAA/ESRL Physical Sciences Laboratory na páxina web <http://psl.noaa.gov/> e posteriormente modificadas. Os datos de vento son da reanálise do NCEP (Kalnay et al., 1996) e os datos de precipitación corresponden o GPCP (Pendergrass et al., 2020).

A intensificación do Jet Somalí tamén provoca unha contribución destacable dende o mar de Arabia cara o Oriente Medio no mes de verán, no entanto esta contribución non parece ser moi relevante (Athar e Amar, 2016; Ullah e Gao, 2012). O jet parece non contribuir sustancialmente á precipitación da rexión, producíndose a estación húmida nos meses de inverno boreal e asociada ao transporte dende o mar Vermello e as rexións oceánicas circundantes. Aínda que en menor medida o Mediterráneo tamén parece ter certa influencia na precipitación nesta estación, especialmente nas rexións situadas máis ao norte.

Sobre a rexión máis oriental e meridional de Asia a influencia dos fluxos do oeste dende o Atlántico e o mar Mediterráneo é practicamente inexistente, porén estas fontes de humidade si parecen afectar a rexión máis ao noroeste. Estas dúas fontes parecen influír de maneira destacable no transporte de humidade cara as principais bacías hidrográficas do norte de Asia (os Ríos Ob, Lena e Yenisey) entre outubro e marzo (Gimeno et al., 2015). Ademais, as propias bacías son unha importante fonte de humidade sobre o norte de Eurasia, ademais de outras fontes continentais (Stohl e James, 2005).

En Oceanía, a maior parte da precipitación anual ocorre durante o inverno boreal. Na rexión do nordés, a maior parte da humidade chega a Australia desde o mar do Coral (Berry et al. 2011; Ackerley et al., 2014) asociado a circulación monzónica dende o Pacífico oeste cara a rexión. Na parte occidental, esta fonte de humidade segue sendo relevante e está asociada á variabilidade das precipitacións; con todo, para esta rexión tamén se observa un importante transporte dende o océano Índico (Berry et al., 2011; Ackerley et al., 2014). O transporte dende este océano relaciónase tamén coa precipitación na rexión sur (Guan et al., 2013; Barras e Simmonds, 2009), estando especialmente asociada a sistemas frontais (Guan et al., 2013). Por último, non só as fontes oceánicas afectan á precipitación sobre Australia, senón que a propia rexión continental tamén influirá na precipitación a través do *recycling* (Guan et al., 2013).

5.3 Norte América

O influxo no transporte de humidade dos océano Atlántico e Pacífico para Norte América é evidente. No caso de Norte América os procesos que afectan a precipitación son moi variados e xeograficamente diferentes. A actividade monzónica, os ciclóns tropicais e extratropicais, os **LLJs** e os **ARs** afectan a precipitación norteamericana nas diferentes estación e rexións. Ademais, outros patróns climáticos coma ENSO tamén teñen unha marcada influencia na precipitación sobre o continente.

Sobre a costa leste, incluíndo a costa do Golfo, o Atlántico e o golfo de México serán as principais zonas oceánicas que contribúan á precipitación. O efecto atlántico nesta marxe do continente vai dende as zonas máis meridionais ata as rexión máis ao norte coma o arquipélago canadense e Groenlandia. Gran parte de este efecto aparece relacionado coa ocorrencia de ciclóns, no entanto a súa dinámica presenta importantes diferenzas latitudinais. No caso da zona máis ao sur, os ciclón tropicais teñen un maior impacto, desprazándose xeralmente dende o golfo de Mexico e rexión do Atlántico sur. Non obstante, segundo nos desprazamos cara o norte o transporte de humidade rexerase pola ocorrencia de ciclóns extratropicais. Así no sur a ocorrencia e maior cara o final do verán, mentres que en maoires latitudes o máximo de precipitación asociado a estos eventos obsérvase nos meses de inverno (Nogueira et al., 2013).

Sobre o centro de Norte América e as Grandes Chairas o efecto da humidade asociada a ocorrencia de ciclóns diminúe drasticamente. Nesta zona o máximo de precipitación obsérvase en primavera e verán e está altamente controlada polo Low-Level Jet das Grandes Chairas (**GPLLJ**). Este sistema transporta a humidade dende o golfo de México e o mar do Caribe cara as grandes chairas (Knippertz e Wernli, 2010) e proporciona converxencia de humidade favorecendo a formación de precipitación convectiva (Higgins et al 1997). Así, a variabilidade da precipitación sobre esta rexión

atópase altamente relacionada co transporte de humidade asociado a este sistema. Mais aínda que esta parece ser a fonte de humidade máis salientable, os procesos de *recycling* tamén resultan unha importante fonte de humidade sobre esta zona, asociados a procesos de evapotranspiración da vexetación a escala local (Harding e Snyder, 2014).

Sobre o borde occidental do continente a influencia do océano Pacífico resulta evidente, especialmente no inverno e ligado ao movemento da corrente en chorro do Pacífico norte (Ellis e Barton, 2013). Nesta estación a ocorrencia de ciclóns extratropicais e ARs ten unha forte influencia nos patróns de precipitación (Ralph et al., 2004; Roberge et al., 2009; Lavers e Villarini, 2015; Bao et al., 2006). O AR comunmente coñecido coma "Pineapple Express" demostrou influir na precipitación sobre o oeste de Norte América transportando humidade dende as proximidades de Hawai cara esta rexión (Knippertz e Wernli, 2010; Roberge et al., 2009). No verán a ocorrencia do monzón de Norte América mostra unha forte influencia nos patróns de precipitación na costa oeste do continente. O cambio na dirección dos ventos cara México e o suroeste do continente fai que chegue humidade dende os Golfos de México e California producindo eventos de precipitación ao longo desta área (Ropelewski et al., 2005). Ademais da orixe oceánica da humidade, a evapotranspiración continental tamén ten un forte impacto na precipitación monzónica (Bohn e Vivoni, 2016), suxeríndose que este proceso contribúe con máis dun 40% da humidade (Hu e Dominguez, 2015).

Na escala interanual, o principal modo de variabilidade climática que afecta a precipitación sobre Norte América é o fenómeno ENSO. Aumentos da precipitación asociada a ENSO obsérvanse sobre algunhas partes do sueste dos Estados Unidos e o norte de México especialmente no inverno (Ropelewsky e Halper, 1986). As variación na temperatura superficial do mar sobre o Atlántico tropical tamén demostraron ter un efecto na precipitación sobre Norte América. Temperaturas máis cálidas sobre esta rexión asócianse con reducións na precipitación en Norte América, especialmente sobre a rexión central e oeste (Kushnir et al., 2010).

5.4 América Central e América do Sur

A precipitación sobre América Central e o norte de Sur América está claramente influenciada pola Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, polas súas siglas en inglés) e fortemente modulada polos LLJs rexionais. Os ventos alisios dos dous hemisferios converxen preto do ecuador provocando condicións atmosféricas inestables que producen períodos de abundante precipitación. A ITCZ desprázase seguindo o movemento do sol de tal forma que alcanza a súa posición máis setentrional no inverno austral; localizándose sobre Centro América no verán boreal e coincidindo coa época húmida sobre esta rexión.

64

O mar Caribe é a principal fonte de humidade sobre esta rexión, asociado á dirección predominante do vento. O transporte dende o Caribe ocorre non soamente na época húmida senón ao longo de todo o ano. Outras fontes para a rexión son o Pacífico tropical leste e algunhas áreas continentais. O efecto do Pacífico aparece limitado ó verán e outono e afecta principalmente a rexión sur; mentres que a contribución continental é especialmente relevante no verán (Durán-Quesada et al., 2010). A pesar da menor influencia da fonte Pacífica na precipitación sobre a rexión, si que parece ter un importante efecto na súa variabilidade (Durán-Quesada et al., 2017; Gallego et al., 2019).

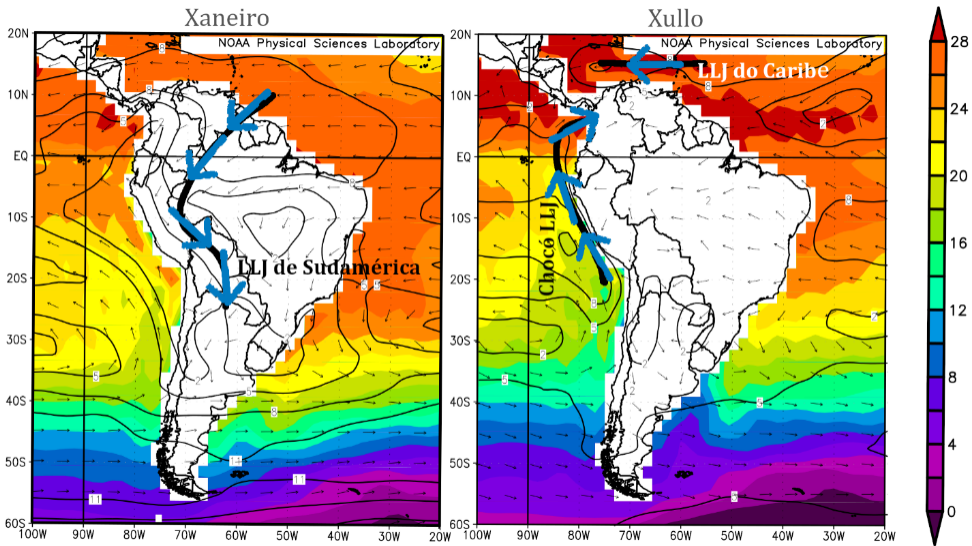


Figura 5.3 Temperatura Superficial do Mar e dirección e intensidade do vento en Sur América para xaneiro e xullo. As figuras están facilitadas e adaptadas por o NOAA/ESRL Physical Sciences Laboratory a través da páxina web <http://psl.noaa.gov/>. Os datos son da reanálise do NCEP (Kalnay et al., 1996).

Os patróns de precipitación sobre América Central e o Caribe parecen estar fortemente influenciados polo **LLJ do Caribe** especialmente na estación húmida. Este sistema asóciase coa absorción de humidade sobre o mar Caribe que resulta nunha maior ou menor precipitación sobre Centro América (Wang, 2007; Wang e Lee, 2007; Durán-Quesada et al., 2010). A intensificación do LLJ relaciónase coa ocorrencia da seca de metade de verán¹⁸ que ocorre sobre Centro América, de tal maneira que se produce un desprazamento da precipitación cara o Pacífico, diminuíndo a precipitación continental (Corrales-Suastegui et al., 2020). Outro LLJ tamén adoitase

¹⁸ A estación húmida en Centro América ocorre entre maio e outubro, mais un período relativamente seco adoita observarse en xullo e agosto. Este período coñécese como a seca de metade de verán.

relacionar coa ocorrencia de precipitación sobre esta rexión, este é o caso do **Chocó LLJ**, que favorece o transporte dende o océano Pacífico (Durán-Quesada et al., 2010). Unha representación deste dous LLJ móstrase na figura 5.3.

Un importante sistema que afecta á variabilidade da precipitación sobre a rexión de Centro América e do Caribe, e que ten un forte impacto socioeconómico na zona é a ocorrencia de ciclóns tropicais (Strobl, 2010). A ocorrencia de ciclóns nesta zona ten lugar principalmente no verán e no outono boreal asociado á aparición de augas cálidas sobre o oeste do Atlántico tropical, o mar Caribe e o golfo de México; denominadas *Warm Pool* (WP) do Atlántico. Esta WP, que pode observarse na figura 1.3 representada coas cores vermellas, favorece a formación e intensificación de furacáns entre agosto e outubro (Wang e Lee, 2007).

No norte de América do Sur o efecto do transporte dende o Pacífico é maior que no caso de América Central, especialmente na sección occidental. O igual que no caso da precipitación sobre Centro América, a presenza do Chocó LLJ será un importante mecanismo de transporte de humidade; tendo neste caso un maior impacto. A súa localización ao final dos Andes fai esta rexión especialmente vulnerable os procesos de convección debido á topografía. A elevación dos Andes, xunto co efecto da forza de Coriolis permiten a entrada dos ventos do sur no continente afectando á precipitación mediante o transporte de humidade dende o océano (Durán-Quesada et al., 2012; Poveda e Mesa, 2000). Así o Pacífico leste convértese na principal fonte de humidade na rexión occidental durante o outono boreal, coincidindo coa máxima intensidade do Chocó LLJ (Arias et al., 2015). No resto das estacións e en xeral sobre o resto do norte de Centro América, a influencia do Caribe e o Atlántico tropical é maior que o Pacífico (Durán-Quesada et al., 2012; Arias et al., 2015). A evaporación continental, especialmente no norte de Colombia, tamén resulta unha importante fonte de humidade posiblemente asociada a bacía do río Magdalena. (Durán-Quesada et al., 2012).

Sobre o Amazonas e o norte de Brasil, a contribución dende o Atlántico é evidente en todas as estacións e se atopa modulada polo movemento da ITCZ e os ventos. Durante o verán austral (DXF), debido o desprazamento cara o sur da ITCZ e a intensificación dos ventos alisios, a contribución máxima prodúcese dende zonas máis o norte. Porén, o desprazamento cara o norte no inverno austral (XXA) fai que o fluxo do sueste dende rexións máis ao sur sexa o principal mecanismo de transporte de humidade (Durán-Quesada et al., 2012). A evapotranspiración continental tamén mostra un efecto na precipitación sobre esta rexión, especialmente salientable é a propia evaporación no Amazonas, mostrando o *recycling* nesta zona unha importante contribución na precipitación na estación húmida do verán austral (Satyamurty et al., 2013; Drumond et al., 2014).

O propio Amazonas é unha importante fonte de humidade para a rexión situadas máis ao sur do continente. Esta rexión vese afectada polo mecanismo de transporte asociado co LLJ de Sur América. Os ventos do noreste que proporcionan a humidade dende o Atlántico tropical cara ao Amazonas producen un fluxo cara o sur ao toparse coa barreira orográfica dos Andes, intensificándose este fluxo e producindo a aparición do **LLJ de Sur América**. Na figura 4.3 (na marxe esquerda) aparece representado este fluxo dende o océano cara o continente que da lugar o LLJ. O LLJ supón un importante mecanismo de transporte de humidade dende o Amazonas cara rexións máis ao sur coma o Río La Plata (Martinez e Dominguez, 2014).

En xeral, sobre a rexión de La Plata, as fontes continentais resultan especialmente salientables. A propia bacía é a principal fonte de humidade, seguido pola contribución dende o Amazonas. Os océanos Atlántico tropical e Pacífico sur tamén teñen un impacto na precipitación sobre esta zona, non obstante no caso do Pacífico o seu efecto vese limitado pola presenza da barreira orográfica dos Andes (Drumond et al., 2008). A contribución dende o Pacífico aumenta sobre a rexión máis ao sur do continente. Esta contribución está asociada á ocorrencia de ARs, a súa ocorrencia mostra unha variabilidade estacional sendo maior sobre rexións máis ao norte no inverno austral e sobre rexións máis ao sur en verán. A contribución de estos mecanismos na precipitación anual pode chegar ata o 60% nalgunhas rexión do sur de Sur América; non obstante o seu efecto diminúe drasticamente nas rexión máis ao leste debido ao freo suposto polos Andes (Viale et al., 2018).

5.5 África

Sobre África, o movemento da ITCZ e a actividade monzónica son os mecanismos que rexen os patróns de precipitación (Hagos e Cook, 2007). O desprazamento meridional da ITCZ cara o hemisferio en verán relaciónase coa precipitación sobre África ecuatorial (Nicholson, 2018), asociándose con este movemento a época de chuvias sobre o Sahel e o límite oeste do continente (que ocorre entre maio e outubro) (Biasunati, 2019). Durante este período o contraste de calor entre o Sáhara e o océano Atlántico produce un cambio na dirección do vento que produce unha entrada de aire húmido sobre a rexión (Peyrillé et al., 2007; Thorncroft et al., 2011). A maior parte do transporte de humidade en niveis baixos relaciónase coa entrada de humidade cara o norte procedente do **golfo de Guinea** (por exemplo, Lélé e Leslie, 2016; Lélé et al., 2015; Thorncroft et al., 2011; Sorí et al., 2017). Non obstante, a dinámica que rexe a precipitación monzónica é moi complexa e existen importantes mecanismos, ademais do fluxo do sueste dende o golfo de Guinea, que afectan á variabilidade da precipitación. O transporte do oeste a niveis baixos, que transporta humidade directamente dende o Atlántico leste cara o oeste de África, demostrou unha grande correlación coa variabilidade da precipitación sobre o Sahel (Pu e Cook, 2012). Ade-

mais deste transporte, o chorro africano do leste (**AEJ** do seu acrónimo en inglés), que se estende a través de África occidental na troposfera media, e o chorro tropical do leste (**TEJ**) da alta troposfera, que se estende dende Asia e a través de África, tamén afectarán a precipitación sobre a zona (Nicholson, 2009). Ademais disto, a variabilidade na temperatura superficial do mar sobre o Atlántico e o mar Mediterráneo tamén probou ter un efecto nesta variabilidade xeográfica (Polo et al., 2008). No caso do mar Mediterráneo, esta masa de auga parece ter efecto significativo no transporte de humidade cara o Sahel, sendo este transporte especialmente relevante na converxencia en niveis baixos sobre o cinto de chuvias no Sahel (Fontaine et al., 2003). Ademais das fontes oceánicas para a precipitación, tamén a evapotranspiración local sobre o continente influencia a precipitación sobre esta rexión (Nieto et al., 2006; Sorí et al., 2017).

O efecto do golfo de Guinea na precipitación diminúe se nos desprazamos cara o norte (por riba de 25°N). Sobre esta zona o Atlántico leste e o mar Mediterráneo serán as principais fontes de humidade. A influencia atlántica será maior sobre a rexión occidental mentres que na oriental a fonte principal será o mar Mediterráneo (Gómez-Hernández et al., 2013; Drumond et al., 2011b). O contrario que no caso de Sahel, a estación de chuvias máis intensas no norte de África ocorre no inverno boreal (Zittis, 2018). Nesta estación o desprazamento cara o sur do anticiclón dos Azores permite a entrada no norte de África de perturbacións procedentes das zonas oceánicas. En África Central os máximos de precipitación teñen lugar na primavera e outono boreal sendo as fontes de humidade diferentes nos dous casos. Mentres que o máximo primaveral está asociado a converxencia meridional en niveis altos asociado coa compoñente norte do AEJ; o máximo do outono débese a converxencia zonal en niveis baixos dende o océano Atlántico (Pokan et al., 2012). Ademais do transporte de humidade o *recycling* tamén parece ser unha importante fonte de humidade para a precipitación nas estacións húmida, especialmente na bacía do Congo (Sorí et al., 2017b; Pokan et al., 2012). Outras fontes oceánicas de humidade coma o mar Vermello ou o océano Índico terán un efecto menor na precipitación sobre a rexión (Sorí et al., 2017b)

No caso de África oriental, sobre as rexión situadas máis ao norte, o máximo de precipitación ocorre no verán boreal contribuíndo a máis do 50% da precipitación anual (Korecha e Barnston, 2007); mentres que máis ao sur a época de chuvias ocorre entre dous máximos na primavera e o outono boreal estando a súa dinámica máis relacionada coa situación de África central (Nicholson, 2016). Durante os meses de verán, a circulación monzónica sobre a parte occidental do océano Índico produce un fluxo do vento do suroeste sobre o mar Arábigo seguindo a costa leste de África. Isto produce un importante impacto deste océano na precipitación da rexión, o cal parece estar modulado por diversos factores coma a intensificación do Somalí LLJ, ou o TEJ (cuxa intensificación promoverá a convección) (Segele et al., 2009; Viste

e Sorteberg, 2011). Porén, a elevada topografía da costa africana fai que o efecto de este mar sobre a precipitación non sexa tan pronunciada coma cabería esperar (Gisila et al., 2004) e outros fluxos parecen ter tamén un efecto sobre a precipitación na rexión. En primeiro lugar, un fluxo do norte/nordeste atravesa o val do Rift transportando humidade dende o mar Mediterráneo e o mar Vermello cara as terras altas de Etiopía e afectando a súa precipitación (Viste e Sorterberg, 2012). Ademais o transporte dende o golfo de Guinea a través de África Central tamén parece afectar a precipitación sobre a zona (Viste e Sorteberg, 2012). A variabilidade da precipitación nesta rexión está fortemente influenciada polo ENSO, ademais de pola variabilidade da temperatura superficial do mar sobre rexións máis próximas coma os océanos Atlántico e Índico (Korecha e Barnston, 2007; Segele et al., 2009).

No sur de África, o transporte de humidade está fortemente relacionado cos océanos circundantes, o océano Atlántico e o Índico. Esta influencia está asociada aos **Canais Temperados Tropicais** (Tropical Temperate Troughs (TTT) en inglés), especialmente no verán austral (correspondente á estación húmida). Os TTTs son unha banda de nubes orientada do noroeste cara o sueste sobre o sur de África e Índico próximo e que conecta os trópicos coa circulación en latitudes medias (Macron et al., 2014). As TTTs relaciónanse coa converxencia de humidade aportada polos fluxos do leste e do oeste dende os océanos Índico e Atlántico respectivamente. A pesar de que o océano Índico considérase a fonte principal sobre esta rexión, o transporte dende o océano Atlántico ten un claro efecto na variabilidade da precipitación (Vigaud et al., 2009; Reason et al., 2006). O transporte de humidade dende o océano Atlántico parece estar ligado coa migración da circulación asociada a os ventos do oeste de latitudes medias e o anticiclón do Atlántico sur (Vigaud et al., 2009). Ademais, a baixa de Angola influencia a contribución dende o océano Atlántico modulando a entrada de humidade tropical no TTT (Vigaud et al., 2009). O efecto do transporte dende o Atlántico parece ser maior durante o inverno austral e especialmente no sector máis occidental. Durante esta estación a maior parte da precipitación está asociada coa actividade ciclónica que atravesa o océano Atlántico (Reason e Rouault, 2005; Stager et al., 2012). No inverno tamén se produce un transporte de humidade dende Sur América cara esta rexión asociada aos ARs (Ramos et al., 2019).

Referencias

- Ackerley, D., Berry, G., Jakob, C., Reeder, M.J., 2014. The roles of diurnal forcing and large-scale moisture transport for initiating rain over Northwest Australia in a GCM. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 140, 2515–2526. <https://doi.org/10.1002/qj.2316>.
- Arias, P.A., Martínez, J.A., Vieira, S.C., 2015. Moisture sources to the 2010–2012 anomalous wet season in northern South America. *Clim Dyn* 45, 2861–2884. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2511-7>

Athar, H., Ammar, K., 2016. Seasonal characteristics of the large-scale moisture flux transport over the Arabian Peninsula. *Theor. Appl. Climatol.* 124, 565–578. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1437-7>.

Bao, J.-W., Michelson, S.A., Neiman, P.J., Ralph, F.M., Wilczak, J.M., 2006. Interpretation of enhanced integrated water vapor bands associated with extratropical cyclones: their formation and connection to tropical moisture. *Mon. Weather Rev.* 134, 1063–1080. <https://doi.org/10.1175/MWR3123.1>.

Barras, V., Simmonds, I., 2009. Observation and modeling of stable water isotopes as diagnostics of rainfall dynamics over southeastern Australia. *J. Geophys. Res.* 114, 23308. <https://doi.org/10.1029/2009JD012132>.

Berry, G., Reeder, M.J., Jakob, C., 2011. Physical mechanisms regulating summertime rainfall over northwestern Australia. *J. Clim.* 24 (14), 3705–3717. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3943.1>.

Biasutti, M., 2019. Rainfall trends in the African Sahel: Characteristics, processes, and causes. *WIREs Clim Change.*, 10:e591. <https://doi.org/10.1002/wcc.591>

Bohn, T.J., Vivoni, E.R., 2016. Process-based characterization of evapotranspiration sources over the North American monsoon region. *Water Resour. Res.* 52 (1), 358–384. <https://doi.org/10.1002/2015WR017934>.

Corrales-Suastegui, A., Fuentes-Franco, R., Pavia, E.G., 2020. The mid-summer drought over Mexico and Central America in the 21st century. *Int J Climatol.* 40: 1703–1715. <https://doi.org/10.1002/joc.6296>

Dekker, M.M., Haarsma, R.J., Vries, H.d., Baatsen, M., van Delden, 2018. Characteristics and development of European cyclones with tropical origin in reanalysis data. *Clim Dyn* 50, 445–455. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3619-8>

Drumond, A., Nieto, R., Gimeno, L., 2011a. Sources of moisture for China and their variations during drier and wetter conditions in 2000–2004: A Lagrangian approach. *Climate Research*, 50(2-3), 215–225. <https://doi.org/10.2307/24874972>

Drumond, A., Nieto, R., Hernández, E., Gimeno, L., 2011b. A Lagrangian analysis of the variation in moisture sources related to drier and wetter conditions in regions around the Mediterranean Basin. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11 (8), 2307–2320. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-2307-2011>.

Drumond, A., Marengo, J., Ambrizzi, T., Nieto, R., Moreira, L., Gimeno, L., 2014. The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a lagrangian analysis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 2577–2598. <https://doi.org/10.5194/hess-18-2577-2014>.

Drumond, A., Nieto, R., Gimeno, L., Ambrizzi, T., 2008. A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin, *J. Geophys. Res.*, 113, D14128, <https://doi.org/10.1029/2007JD009547>.

Durán-Quesada, A.M., Gimeno, L., Amador, J.A., Nieto, R., 2010. Moisture sources for Central America: Identification of moisture sources using a Lagrangian analysis technique. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115 (D5). <https://doi.org/10.1029/2009JD012455>

Durán-Quesada, A.M., Reboita, M., Gimeno, L., 2012. Precipitation in tropical America and the associated sources of moisture: a short review. *Hydrol. Sci. J.* 57. <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.673723>.

Durán-Quesada, A.M., Gimeno, L., Amador, J., 2017. Role of moisture transport for central American precipitation. *Earth Syst. Dynam* 8, 147–161. <https://doi.org/10.5194/esd-8-147-2017>.

Eiras-Barca, J., Ramos, A.M., Pinto, J.G., Trigo, R.M., Liberato, M.L.R., and Miguez-Macho, G., 2018. The concurrence of atmospheric rivers and explosive cyclogenesis in the North Atlantic and North Pacific basins, *Earth Syst. Dynam.*, 9, 91–102. <https://doi.org/10.5194/esd-9-91-2018>.

- Ellis, A.W., Barton, N.P., 2012. Characterizing the North Pacific Jet Stream for Understanding Historical Variability in Western United States Winter Precipitation, *Physical Geography*, 33:2, 105-128, <https://doi.org/10.2747/0272-3646.33.2.105>
- Elsberry, R.L., 2004. Monsoon-related tropical cyclones in East Asia. *World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate East Asian Monsoon*, 463-498. https://doi.org/10.1142/9789812701411_0013
- Ferreira, J.A., Liberato, M.L.R., Ramos, A.M., 2016. On the relationship between atmospheric water vapour transport and extra-tropical cyclones development, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 94, 56-65. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2016.01.001>.
- Fontaine, B., Roucou, P., Trzaska, S., 2003. Atmospheric water cycle and moisture fluxes in the West African monsoon: mean annual cycles and relationship using NCEP/ NCAR reanalysis. *Geophys. Res. Lett.* 30 (3), 1117. <https://doi.org/10.1029/2002GL015834>.
- Gallego, D., García-Herrera, R., Peña-Ortiz, C., Ribera, P., 2017. The steady enhancement of the Australian Summer Monsoon in the last 200 years. *Sci. Rep.* 7 (1), 16166. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-16414-1>.
- Gimeno, L., Vázquez, M., Nieto, R., and Trigo, R. M., 2015 Atmospheric moisture transport: the bridge between ocean evaporation and Arctic ice melting, *Earth Syst. Dynam.*, 6, 583–589, <https://doi.org/10.5194/esd-6-583-2015>.
- Gissila, T., Black, E., Grimes, D.I.F., Slingo, J.M., 2004. Seasonal forecasting of the Ethiopian summer rains. *Int. J. Climatol.* 24, 1345-1358. <https://doi.org/10.1002/joc.1078>
- Gómara, I., Rodríguez-Fonseca, B., Zurita-Gotor, P., Pinto, J.G., 2014. On the relation between explosive cyclones affecting Europe and the North Atlantic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.* 41, 2182–2190. <https://doi.org/10.1002/2014GL059647>.
- Gómez-Hernández, M., Drumond, A., Gimeno, L., Garcia-Herrera, R., 2013. Variability of moisture sources in the Mediterranean region during the period. *Water Resour. Res.* 49, 6781–6794. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20538>.
- Guan, H., Zhang, X., Skrzypek, G., Sun, Z., Xu, X., 2013. Deuterium excess variations of rainfall events in a coastal area of South Australia and its relationship with synoptic weather systems and atmospheric moisture sources. *J. Geophys. Res. Atmos.* 118 (2), 1123–1138. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50137>.
- Guo, L., Klingaman, N.P., Demory, M., Vidale, P.L., Turner, A.G., Stephan, C.C., 2018. The contributions of local and remote atmospheric moisture fluxes to East Asian precipitation and its variability. *Clim Dyn* 51, 4139–4156. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-4064-4>
- Haarsma, R.J., Hazeleger, W., Severijns, C., de Vries, H., Sterl, A., Bintanja, R., van Oldenborgh, G.J., van den Brink, H.W., 2013. More hurricanes to hit western Europe due to global warming, *Geophys. Res. Lett.* 40, 1783– 1788. <https://doi.org/10.1002/grl.50360>.
- Hagos, S.M., Cook, K.H., 2007. Dynamics of the West African monsoon jump. *J. Clim.* 20(21), 5264–5284. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1533.1>.
- Harding, K.J., Snyder, P.K., 2014. Modeling the atmospheric response to irrigation in the Great Plains. Part II: the precipitation of irrigated water and changes in precipitation recycling. *J. Hydrometeorol* 601(13):1687–1703. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-099.1>
- Hart, R.E., Evans, J. L., 2001. A Climatology of the Extratropical Transition of Atlantic Tropical Cyclones. *J. Climate* 14, 546–564, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0546:ACOTET>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0546:ACOTET>2.0.CO;2).
- Higgins, R.W., Yao, Y., Yarosh, E.S., Janowiak, J.E., Mo, K.C., 1997. Influence of the Great Plains low-level jet on summertime precipitation and moisture transport over the Central United States, *J. Clim.* 10, 481–507. [https://doi.org/10.1175/1502-0442\(1997\)010<0481:IOTGPL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1502-0442(1997)010<0481:IOTGPL>2.0.CO;2).

Hofstätter, M., Chimani, B., Lexer, A., Blöschl, G., 2016. A new classification scheme of European cyclone tracks with relevance to precipitation, *Water Resour. Res.* 52, 7086–7104. <https://doi.org/10.1002/2016WR019146>.

Hu, H., Dominguez, F., 2015. Evaluation of oceanic and terrestrial sources of moisture for the North American Monsoon using numerical models and precipitation stable isotopes. *J. Hydrometeorol.* 16 (1), 19–35. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0073.1>.

Hua, L., Zhong, L., Ma, Z., 2017. Decadal transition of moisture sources and transport in northwestern China during summer from 1982 to 2010. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 122, 12,522–12,540. <https://doi.org/10.1002/2017JD027728>

Kalnay, E. Et al., 1996: The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.

Knippertz, P., Wernli, H., 2010. A Lagrangian climatology of tropical moisture exports to the Northern Hemispheric extratropics. *J. Clim.* 23 (4), 987–1003. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3333.1>.

Korecha, D., Barnston, A.G., 2007. Predictability of June–September Rainfall in Ethiopia. *Mon. Wea. Rev.* 135, 628–650, <https://doi.org/10.1175/MWR3304.1>.

Kouroutzoglou, J., Flocas, H.A., Keay, K., Simmonds, I., Hatzaki, M., 2011. Climatological aspects of explosive cyclones in the Mediterranean. *Int. J. Climatol.* 31: 1785-1802. <https://doi.org/10.1002/joc.2203>

Kubota, H., Wang, B., 2009. How Much Do Tropical Cyclones Affect Seasonal and Interannual Rainfall Variability over the Western North Pacific?. *J. Climate* 22, 5495–5510. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2646.1>.

Kushnir, Y., Seager, R., Ting, M., Naik, N., Nakamura, J., 2010. Mechanisms of Tropical Atlantic SST Influence on North American Precipitation Variability. *J. Climate* 23, 5610–5628. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3172.1>.

Lélé, M.I., Leslie, L.M., 2016. Intraseasonal variability of low-level moisture transport over West Africa. *Clim. Dyn.* 47 (11), 3575–3591. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3334-x>.

Lélé, M.I., Leslie, L.M., Lamb, P.J., 2015. Analysis of low-level atmospheric moisture transport associated with the West African Monsoon. *J. Clim.* 28 (11), 4414–4430. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00746.1>.

Liberato, M.L.R., Pinto, J.G., Trigo, I.F., Trigo, R.M., 2011. Klaus – an exceptional winter storm over northern Iberia and southern France. *Weather*, 66: 330-334. <https://doi.org/10.1002/wea.755>

Lionello, P., Trigo, I.F., Gil, V., Liberato, M.L.R., Nissen, K.M., Pinto, J.G., Raible, C.C., Reale, M., Tanzarella, A., Trigo, R.M., Ulbrich, S., Ulbrich, U., 2016. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region: a consensus view among methods with different system identification and tracking criteria, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 68:1. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v68.29391>

Lavers, D.A., Villarini, G., 2013. The nexus between atmospheric rivers and extreme precipitation across Europe. *Geophys. Res. Lett.* 40 (12), 3259–3264. <https://doi.org/10.1002/grl.50636>.

Lavers, D.A., Villarini, G., 2015. The contribution of atmospheric rivers to precipitation in Europe and the United States. *J. Hydrol.* 522, 382–390. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.010>.

Macron, C., Pohl, B., Richard, Y., Bessafi, M., 2014. How do Tropical Temperate Troughs Form and Develop over Southern Africa?. *J. Climate* 27, 1633–1647. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00175.1>.

Martinez, J.A., Dominguez, F., 2014. Sources of atmospheric moisture for the La Plata River basin*. *J. Clim.* 27 (17), 6737–6753. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00022.1>.

- Nicholson, S.E., 2016. An analysis of recent rainfall conditions in eastern Africa. *Int. J. Climatol.*, 36: 526-532. <https://doi.org/10.1002/joc.4358>
- Nicholson, S. E., 2018. The ITCZ and the Seasonal Cycle over Equatorial Africa. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 99, 337-348. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0287.1>.
- Nicholson, S.E., 2009. On the factors modulating the intensity of the tropical rainbelt over West Africa. *Int. J. Climatol.*, 29: 673-689. <https://doi.org/10.1002/joc.1702>
- Nieto, R., Gimeno, L., Trigo, R.M., 2006. A Lagrangian identification of major sources of Sahel moisture. *Geophys. Res. Lett.* 33 (18). <https://doi.org/10.1029/2006GL027232>.
- Nogueira, R.C., Keim, B.D., Brown, D.P., Robbins, K.D., 2013. Variability of rainfall from tropical cyclones in the eastern USA and its association to the AMO and ENSO. *Theor Appl Climatol* 112, 273-283. <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0722-y>
- Ordóñez, P., Ribera, P., Gallego, D., Peña-Ortiz, C., 2012. Major moisture sources for Western and Southern India and their role on synoptic-scale rainfall events. *Hydrol. Process.*, 26: 3886-3895. <https://doi.org/10.1002/hyp.8455>
- Pathak, A., Ghosh, S., Martinez, J.A., Dominguez, F., Kumar, P., 2017. Role of oceanic and land moisture sources and transport in the seasonal and interannual variability of Summer Monsoon in India. *J. Clim.* 30, 1839-1859. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0156.1>.
- Pendergrass, A., Wang, J.-J. & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Last modified 05 Jun 2020. "The Climate Data Guide: GPCP (Monthly): Global Precipitation Climatology Project." Retrieved from <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/gpcp-monthly-global-precipitation-climatology-project>.
- Peyrillé, P., Lafore, J.-P., Redelsperger, J.L., 2007. An idealized two-dimensional framework to study the West African Monsoon. Part I: validation and key controlling factors. *J. Atmos. Sci.* 64 (8), 2765-2782. <https://doi.org/10.1175/JAS3919.1>.
- Pokam, W.M., Djiotang, L.A.T., Mkankam, F.K., 2012. Atmospheric water vapor transport and recycling in Equatorial Central Africa through NCEP/NCAR reanalysis data. *Clim Dyn* 38, 1715-1729. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1242-7>
- Polo, I., Rodríguez-Fonseca, B., Losada, T., García-Serrano, J., 2008. Tropical Atlantic Variability Modes (1979-2002). Part I: Time-Evolving SST Modes Related to West African Rainfall. *J. Climate*, 21, 6457-6475. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2607.1>.
- Pu, B., Cook, K.H., 2012. Role of the West African westerly jet in Sahel rainfall variations. *J. Clim.* 25 (8), 2880-2896. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00394.1>.
- Ralph, F.M., Neiman, P.J., Wick, G.A., 2004. Satellite and CALJET aircraft observations of atmospheric rivers over the eastern North Pacific Ocean during the winter of 1997/98. *Mon. Weather Rev.* 132, 1721-1745. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<1721:SACAOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1721:SACAOO>2.0.CO;2).
- Ramos, A.M., Blamey, R.C., Algarra, I., Nieto, R., Gimeno, L., Tomé, R., Reason, C.J.C., Trigo, R.M., 2019. From Amazonia to southern Africa: atmospheric moisture transport through low-level jets and atmospheric rivers. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 1436 (1), 217-230. <https://doi.org/10.1111/nyas.13960>.
- Reason, C.J.C., Rouault, M., 2005. Links between the Antarctic Oscillation and winter rainfall over western South Africa. *Geophys. Res. Lett.* 32 (7). <https://doi.org/10.1029/2005GL022419>.
- Reason, C., Landman, W., Tennant, W., 2006. Seasonal to Decadal Prediction of Southern African Climate and Its Links with Variability of the Atlantic Ocean. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 87, 941-956. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-7-941>.
- Roberge, A., Gyakum, J.R., Atallah, E.H., 2009. Analysis of intense poleward water vapour transports into high latitudes of western North America. *Weather Forecast.* 24 (6), 1732-1747. <https://doi.org/10.1175/2009WAF2222198.1>.

- Ropelewski, C.F., Halpert, M.S., 1986. North American Precipitation and Temperature Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2352–2362. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1986\)114<2352:NAPATP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1986)114<2352:NAPATP>2.0.CO;2).
- Ropelewski, C.F., Gutzler, D.S., Higgins, R.W., Mechoso, C.R., 2005. The North American monsoon system. The global monsoon system: research and forecast. WMO Tech.Doc. 1266, 207–218.
- Satyamurty, P., da Costa, C.P., Manzi, A.O., 2013. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. *Theor. Appl. Climatol.* 111, 195–209. <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0637-7>.
- Segele, Z.T., Lamb, P.J. and Leslie, L.M., 2009. Large-scale atmospheric circulation and global sea surface temperature associations with Horn of Africa June–September rainfall. *Int. J. Climatol.* 29: 1075–1100. <https://doi.org/10.1002/joc.1751>
- Sodemann, H., Stohl, A., 2013. Moisture Origin and Meridional Transport in Atmospheric Rivers and Their Association with Multiple Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 2850–2868. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00256.1>.
- Sorí, R., Nieto, R., Drumond, A., Gimeno, L., 2017a. The Niger River basin moisture sources: a Lagrangian analysis. *Atmosphere* 8 (12), 38. <https://doi.org/10.3390/atmos8020038>.
- Sorí, R., Nieto, R., Vicente-Serrano, S.M., Drumond, A., Gimeno, L., 2017b. A Lagrangian perspective of the hydrological cycle in the Congo River basin. *Earth Syst. Dynam.* 8, 653–675. <https://doi.org/10.5194/esd-8-653-2017>.
- Stager, J.C., Mayewski, P.A., White, J., Chase, B.M., Neumann, F.H., Meadows, M.E., King, C.D., Dixon, D.A., 2012. Precipitation variability in the winter rainfall zone of South Africa during the last 1400 yr linked to the austral westerlies. *Clim. Past Discuss.* 7, 4375–4399. <https://doi.org/10.5194/cp-8-877-2012>.
- Strobl, E., 2010. The economic growth impact of natural disasters in developing countries: Evidence from hurricane strikes in the Central American and Caribbean regions. *Journal of Development Economics* 97(1), 130–141. <https://doi.org/10.1016/j.jdeveco.2010.12.002>
- Stohl, A., James, P., 2005. A Lagrangian Analysis of the Atmospheric Branch of the Global Water Cycle. Part II: Moisture Transports between Earth's Ocean Basins and River Catchments. *J. Hydrometeor.* 6, 961–984. <https://doi.org/10.1175/JHM470.1>.
- Sun, B., Wang, H., 2015. Analysis of the major atmospheric moisture sources affecting three sub-regions of East China. *Int. J. Climatol.* 35: 2243–2257. <https://doi.org/10.1002/joc.4145>
- Thorncroft, C.D., Nguyen, H., Zhang, C., Peyrillé, P., 2011. Annual cycle of the West African monsoon: regional circulations and associated water vapour transport. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137 (654), 129–147. <https://doi.org/10.1002/qj.728>.
- Trigo, I.F., Davies, T.D., Bigg, G.R., 1999. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *Journal of Climate* 12, 1685–1696. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v68.29391>
- Ullah, K., Gao, S., 2012. Moisture transport over the Arabian Sea associated with summer rainfall over Pakistan in 1994 and 2002. *Adv. Atmos. Sci.* 29 (3), 501–508. <https://doi.org/10.1007/s00376-011-0200-y>
- Viale, M., Valenzuela, R., Garreaud, R.D., Ralph, F.M., 2018. Impacts of Atmospheric Rivers on Precipitation in Southern South America. *J. Hydrometeor.* 19, 1671–1687. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0006.1>.
- Vigaud, N., Richard, Y., Rouault, M., Fauchereau, N., 2009. Moisture transport between the South Atlantic Ocean and Southern Africa: relationships with summer rainfall and associated dynamics. *Clim. Dyn.* 32 (1), 113–123. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0377-7>.

Viste, E., Sorteberg, A., 2011. Moisture transport into the Ethiopian highlands. *Int. J. Climatol.*, 33: 249-263. <https://doi.org/10.1002/joc.3409>

Viste, E., Sorteberg, A., 2012. The effect of moisture transport variability on Ethiopian summer precipitation. *Int. J. Climatol.* 33, 3106-3123. <https://doi.org/10.1002/joc.3566>

74 Wang, C., 2007. Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. *Clim Dyn*, 29 (4), 411-422. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0243-z>.

Wang, C., Lee, S.-k., 2007. Atlantic warm pool, Caribbean low-level jet, and their potential impact on Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*, 34 (2), 1-5. <https://doi.org/10.1029/2006GL028579>

Zhang, R., Zuo, Z., 2011. Impact of Spring Soil Moisture on Surface Energy Balance and Summer Monsoon Circulation over East Asia and Precipitation in East China. *J. Climate* 24, 3309-3322. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4084.1>.

Zittis, G., 2018. Observed rainfall trends and precipitation uncertainty in the vicinity of the Mediterranean, Middle East and North Africa. *Theor Appl Climatol* 134, 1207-1230. <https://doi.org/10.1007/s00704-017-2333-0>

Capítulo 06

Secas e a súa orixe

Neste capítulo revisaranse as secas hidrometeorolóxicas, cales son os seus mecanismos e que factores as influencian. Analizaranse tamén dende o punto de vista do transporte de humidade tendo en consideración as diferencias rexionais. Baseado en estudos previos, verase cales son os procesos que causan as secas nos diferentes lugares ou como varían as fontes durante os procesos de secas en comparación coa situación climatolóxica.

6.1 O fenómeno da seca

A seca é un dos fenómenos naturais máis perigosos xa que non se limita a unha rexión particular, ocorre tanto en zonas de alta, como de baixa pluviosidade do Planeta e afecta a unha ampla gama de sectores ambientais, económicos e sociais (Wilhite, 2000; Spinoni et al., 2014; Wang et al., 2019). Existe a percepción de afectación por unha seca cando persiste a ausencia de chuvias durante un período de tempo prolongado, e esta afecta a vexetación, a actividade agrícola, e mesmo a dispoñibilidade de auga para o consumo animal e humano. Inicialmente é causada pola escaseza de precipitacións, así como por procesos termodinámicos (por exemplo, fluxos turbulentos e cambios de fase da auga) (Wehrli et al., 2018) inducidos por procesos aerodinámicos (por exemplo, velocidade do vento), radiativos (radiación solar de onda curta e de onda longa), e térmicos (altas temperaturas) (Vicente-Serrano et al., 2010; Seneviratne, 2012; OMM e AMA, 2016; Miralles et al., 2019). Con todo, anomalías negativas da precipitación poden ocorrer en combinación con outros factores como o incremento da evapotranspiración inducido por altas temperaturas, e pola explotación desmedida da auga embalsada ou subterránea produto de actividades antrópicas. Polo tanto, a severidade da seca é difícil de determinar; pois depende non

só da duración, intensidade e extensión xeográfica dun episodio de seca específico, senón tamén das demandas feitas polas actividades humanas nas subministracións de auga dunha rexión e pola vexetación (Wilhite e Glantz, 1985).

76 Debido á complexidade das secas e os numerosos sectores afectados por elas, definíronse varios tipos de clasificacións. Unha das máis frecuentes é a que clasifica as secas en: meteorolóxicas, agrícolas, hidrolóxicas e socioeconómicas (Wilhite e Glantz, 1985; OMM, 2012; Mishra e Singh, 2010). Sendo as características asociadas a cada unha as descritas a continuación:

Meteorolóxica: Ocorre cando se produce unha ausencia prolongada ou déficit marcado de precipitación (valores por baixo da media climatolóxica) que pode combinarse con incrementos da evapotranspiración potencial (OMM, 2012; Hanel et al., 2018).

Hidrolóxica: Período de tempo anormalmente seco, suficientemente prolongado para ocasionar unha escaseza de auga, que se reflexa nunha diminución apreciable no caudal dos ríos e no nivel dos lagos e/ou no esgotamento da humidade do chan e ao descenso dos niveis de augas subterráneas por baixo dos seus valores normais (OMM, 2012).

Agrícola: Considérase que se produciu unha seca agrícola cando a dispoñibilidade de humidade no chan para as plantas reduciuse a tal nivel que afecta negativamente o rendemento do cultivo e, polo tanto, a rendibilidade agrícola (Mannocchi et al., 2004).

Socio-Económica: Asocia a oferta e a demanda dalgún ben ou servizo económico con elementos de seca meteorolóxica, hidrolóxica e agrícola (Wilhite, 2000); podería definirse como cando a demanda dese ben excede a oferta como resultado dun déficit de oferta relacionado co clima (Sandford 1979).

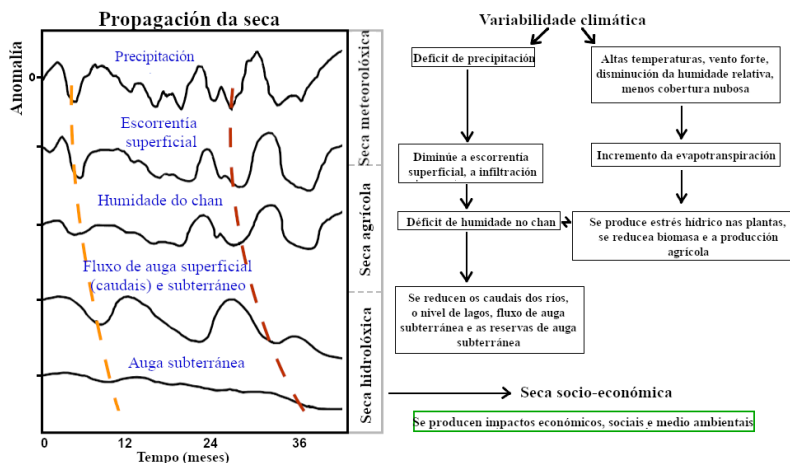


Figura 6.1 Representación esquemática da propagación da seca e a interacción entre os compoñentes do ciclo hidrolóxico. Adaptado de Changnon, (1987) e Wilhite, (2000).

A seca socio-económica evidénciase cando por exemplo o nivel dos ríos diminúe e produce unha diminución da produción de enerxía eléctrica. A seca difire doutros desastres naturais en moitas formas, por exemplo, é particularmente difícil definir cando comeza e cando termina unha seca (Wilhite, 2000; Lloyd- Hughes, 2013; Wang et al., 2018). Polo tanto, é difícil definir e cuantificar os seus impactos (Wilhite e Glantz, 1985; Wilhite et al., 2014; Otkin et al., 2017; Naumann et al., 2018). Os efectos das secas acumúlanse lentamente, durante un período de tempo considerable no que se expanden espacialmente, podendo afectar todas as etapas do ciclo da auga (Tallaksen et al., 2004; Ionita et al., 2017). Isto pode observarse na figura 6.1, que mostra a propagación da seca no ciclo hidrolóxico e a súa relación con procesos asociados á variabilidade climática. Nun primeiro momento, a escaseza frecuente de precipitación (e baixos acumulados) combinada con elevadas taxas de evaporación propágase no tempo a través do ciclo hidrolóxico, podendo finalmente afectar a dispoñibilidade de auga subterránea. Os diferentes tipos de seca caracterizan cada etapa, que teñen asociados múltiples impactos nos ecosistemas terrestres e finalmente na economía e na sociedade. Con todo, aínda existen diversos mecanismos asociados á propagación da seca que deben investigarse, como a interacción entre as augas superficiais e subterráneas durante o proceso de desenvolvemento da seca; a evapotranspiración de diferentes comunidades de plantas en resposta ás secas, ou o impacto das actividades antrópicas (Wang et al., 2016). A intervención humana no ciclo da auga é clara a través da modificación do leito natural de ríos, a rega, e a creación de encoros e sistemas de represas (Wang et al., 2016).

6.2 Índices e indicadores de seca

Dedicouse moito esforzo ao desenvolvemento de técnicas para a análise e vixilancia de secas. Os índices de seca son medidas cuantitativas que permiten caracterizar os niveis de seca ao asimilar datos dunha ou varias variables nun só valor numérico (Zargar et al., 2011). Utilízanse para identificar, monitorear e caracterizar a ocorrencia do fenómeno; polo que se implementan nos sistemas de alerta temperá e entrega de información en apoio das políticas de xestión da seca e en plans de preparación. Ademais, moitos destes índices tamén son capaces de diagnosticar condicións húmidas. Tendo en conta que existen diferentes tipos de seca e unha gran variedade de sectores afectados, resulta imposible idear un índice universal de seca. A súa elección depende da adecuación de cada índice para representar o fenómeno segundo o tipo de ecosistema, o que implicaría estudos previos para determinar que indicadores son os máis adecuados (WMO & Global Water Partnership (GWP), 2016). Por exemplo, en rexións ecuatoriais pode resultar conveniente considerar, ademais da precipitación, a evapotranspiración, pois o seu rol é crucial na determinación do contido de humidade do chan.

A continuación, proporcionase unha listaxe e descrición algúns dos índices máis usados a nivel global, rexional e local e as súas principais características. Unha des-

crición detallada dun gran número de índices é ofrecida no “Manual de Indicadores e Índices de Seca” da Organización Meteorolóxica Mundial (OMM) e Asociación Mundial para a auga (2016).

78

1 Índice dos Deciles

Clasifícase a frecuencia e a distribución dunha serie de precipitación. O primeiro decil está composto pola cantidade de chuvia en que non se supera o 10% máis baixo dos valores, e o quinto decil constitúe a mediana. Tamén está dispoñible unha escala de humidade. Nesta metodoloxía pódense ter en conta valores diarios, semanais, mensuais, estacionais e anuais, dada a súa flexibilidade ao comparar os datos actuais co rexistro histórico de calquera período determinado (OMM, 2012).

2 Índice estandarizado de Precipitación (SPI)

Un dos índices máis utilizados a nivel global é o Standardised Precipitation Index (SPI), proposto por McKee et al., (1993) e pola OMM para a vixilancia das condicións de seca por parte dos Servizos Meteorolóxicos Nacionais en todos os países. Para obter o SPI necesítase unha serie de precipitación a longo prazo para unha localización concreta (é desexable máis de 30 anos). De acordo aos autores do índice, o primeiro paso para calcular o SPI consiste en axustar a serie temporal de precipitación a unha distribución de probabilidade para definir a relación de probabilidade da precipitación, e consecuentemente elixir a distribución máis adecuada (por exemplo, distribución gamma é a recomendada polos autores do índice). Logo normalízase a serie (distribución cunha media de cero e unha desviación estándar dunha unidade) para obter o SPI. Polo tanto, na nova serie a probabilidade de que a precipitación sexa menor ou igual a calquera valor será a mesma que a probabilidade de que a precipitación sexa maior ou igual. Os valores de SPI negativos (positivos) indican condicións secas (húmidas) segundo a táboa 6.1.

SPI	Categoría
0 a -0.99	Seca débil
-1 a -1.49	Seca moderada
-1.5 a -1.99	Seca severa
≤ -2	Seca extrema

Táboa 6.1 Categorías da seca segundo valores do SPI (Mackee et al., 1993)

Con respecto á clasificación exposta na táboa anterior, mostrouse en gran número de artigos de investigación especial coidado de considerar calquera precipitación por

baixo da media como unha seca. Nun estudo posterior, Agnew (2000) propuxo unha nova clasificación do SPI construída por clases de probabilidade no canto de por magnitudes do índice, achegando un enfoque máis racional, cun efecto notable na demarcación de secas leves e moderadas segundo valores mostrados na Táboa 6.2. A mesma clasificación dos valores negativos do SPI pode aplicarse para os valores positivos e establecer unha escala de relación entre o SPI e condicións húmidas.

SPI	Probabilidade	Categoría
> 0.84		Ausencia de seca
> -0.84 y < 0.84	0.60	Normal
< -0.84	0.20	Seca moderada
< -1.28	0.10	Seca severa
< -1.65	0.05	Seca extrema

Táboa 6.2 Categorías da seca segundo valores do SPI (Agnew, 2000)

Considerando ámbalas dúas clasificacións pode definirse o comezo dun episodio de seca. Para a seca meteorolóxica pode utilizarse o SPI calculado a escala mensual (SPI1). Tendo en conta a clasificación de Agnew (2000); un episodio de seca ocorre entón cada vez que o SPI1 é continuamente negativo e alcanza polo menos o valor de -0.84 ou inferiores. O limiar de -0.84 corresponde ao 20% de probabilidades, polo que se espera que ocorra unha seca unha vez cada 5 anos, o que reduce a incidencia de secas meteorolóxicas leves. O inicio do episodio é o mes en que o SPI descende (dun valor positivo) a un valor negativo; o pico do episodio é o mes en que o SPI alcanza o valor negativo de maior magnitude; e o fin do episodio é o último mes en que SPI1 é negativo. Para caracterizar os episodios pode calcularse a súa duración (suma do número consecutivo de meses con valores de SPI negativos desde o inicio do episodio), e a súa severidade (suma de todos os valores SPI (en valores absolutos) durante o episodio).

3 Índice de severidade de seca de Palmer PDSI e PDSI auto-calibrado

Índice de severidade de seca de Palmer (PDSI) foi creado en 1960 para para detectar as secas que afectan á agricultura en Estados Unidos. Utilizouse ademais na vixilancia da seca e estudos de riscos hidrometeorolóxicos. Utiliza unha metodoloxía do balance hídrico total e calcúlase con datos mensuais da temperatura e precipitación, pero ademais pode incluírse a información sobre a capacidade de retención da auga dos chans. A versión auto-calibrada do PDSI (sc- PDSI) concibiuse para corrixir previas deficiencias do PDSI. Por tanto, considera a mesma metodoloxía, pero está formulado para cada estación e cambia en función do réxime climático do lugar.

4 Índice estandarizado de precipitación-evapotranspiración (SPEI)

O SPEI proposto por Vicente-Serrano et al. (2010) baséase no procedemento utilizado orixinalmente para calcular o SPI. Con todo, ademais da precipitación ten en conta o rol da temperatura a través da evapotranspiración mediante o balance hídrico. A diferenza, (D_i), entre a precipitación (P) e a evapotranspiración potencial (Pet) para o período de tempo i calcúlase segundo a ecuación 6.1:

$$D_i = P - Pet \quad (6.1)$$

Os valores de D_i calculados agréganse para diferentes escalas de tempo (i), seguindo o mesmo procedemento que o SPI. Segundo Vicente-Serrano et al. (2010), a selección da distribución estatística máis adecuada para modelar a serie D_i é difícil dada a similitude entre as catro distribucións (pearson III, lognormal, log-loxístico e Valor Xeral Extremo (GEV)). Con todo, estes autores argumentan que o uso da distribución log-loxística mostra probabilidades coherentes para valores moi baixos de D_i , correspondentes a 1 ocorrencia en 200-500 anos, polo que é a máis recomendada. Os valores de D_i resultantes na Ecuación 6.1 pódense agregar para diferentes escalas de tempo, seguindo o mesmo procedemento que para o SPI e utilizando a distribución log-loxística segundo a ecuación 6.2:

$$F(D_i) = [1 + (\frac{\alpha}{D-\gamma})^\beta]^{-1}, \quad (6.2)$$

onde α , β e γ representan os parámetros de escala, forma e localización que se estiman a partir da mostra D_i . Finalmente, o SPEI obtense como os valores estandarizados de $F(D_i)$. Para o cálculo de SPEI pódese utilizar o paquete de R programming 'SPEI' dispoñible en <http://cran.r-project.org/web/packages/SPEI/>, que inclúe todas as recomendacións propostas por Beguería et al. (2014) para o cálculo do índice. A marcada tendencia do quecemento global e as proxeccións do seu incremento en varios escenarios climáticos (IPCC, 2014) confírelle ao SPEI un alto grao de utilidade actual e futura.

Na táboa 6.3 resúmense informacións importantes dos índices anteriormente descritos.

Índice/ Indicador	Parámetros de entrada	Vantaxes	Desvantaxes	Autores
Deciles	Precipitación	-Proporciona unha medida estatística precisa da precipitación. -A metodoloxía é simple e o cálculo é fácil.	-Require datos de precipitación a longo prazo. -Non se considera a evaporación. -Non proporciona información sobre cando comeza a seca ou cando termina a seca.	Gibbs e Maher, (1997)
SPI	Precipitación	-Sinxeleza, baséase só en datos de precipitación -Ten carácter multi-escalar. -Posibilidade de determinar as condicións secas/húmidas para rexións con climas diferentes.	-Utiliza só datos de precipitación, e por tanto non involucra o balance de humidade do chan. -Depende da calidade dos datos e lonxitude das series. -Carece da capacidade de identificar rexións con maiores secas tendencias; -Require coñecemento da climatoloxía local.	McKee et al., (1993)
PDSI	Precipitación, Temperatura, Capacidade de retención da auga dos chans	-Altamente fiable para detectar secas grazas á utilización de datos do chan e dunha metodoloxía do balance hídrico total	-Selección arbitraria de inicio e valores de intensidade final e menos transparencia debido a un algoritmo de cálculo máis sofisticado. -Calibrado só para as Grandes Chairas de EE. UU. -Condições de aplicabilidade limitada en lugares con clima extremos, terreo montañoso ou paquete de neve (menos que estea calibrado). -Non ten carácter multisecalar.	Palmer, (1965); Alley, (1984)
sc-PDSI	Precipitación, Temperatura, Capacidade de retención da auga dos chans	-Reflicte as condicións reais en cada localidade. -Ofrece a posibilidade de realizar comparacións máis precisas entre as rexións. -Pódense calcular distintos intervalos de tempo.	-Mesmos problemas que o PDSI en canto ao desfaseamento temporal e a precipitación xeada e os chans conxelados	Wells et al., (2004)
SPEI	Precipitación, Evapotranspiración Potencial	-Combina o carácter multisecalar do SPI con información de evapotranspiración, facéndoo máis útil para estudos de cambio climático.	-Require máis datos de entrada que o SPI. -Como outros índices de seca requírese dunha climatoloxía de 30 anos datos	Vicente-Serrano et al., (2010)

Táboa 6.3 Resumo das características dalgúns índices de seca amplamente usados, segundo a OMM & AMA (2016).

6.3 Fontes de humidade e secas

82 O rol dos océanos e continentes como fontes de humidade para a precipitación foi amplamente estudado. Durante os últimos anos diferentes autores ofreceron unha explicación da orixe e evolución de episodios de seca tendo en conta o rol da rama atmosférica do ciclo da auga, que exerce de ponte entre a evaporación oceánica e continental e a precipitación sobre os continentes. De acordo con Liu et al. (2017), a ocorrencia de secas meteorolóxicas pode estar asociada coa variabilidade do transporte de vapor de auga. Iso foi confirmado en estudos recentes para rexións de todos os continentes. Drumond et al. (2016) investigaron o papel do transporte de humidade no desenvolvemento dos eventos de seca de 2012 que ocorreron no centro dos Estados Unidos. Para a Amazonía foi igualmente demostrado o rol do transporte de humidade desde a rexión do Atlántico tropical na ocorrencia e evolución de episodios de seca (Sorí, et al., 2018). Para Europa o número de estudos foi maior (por exemplo, Drumond et al., 2011, 2017; Stojanovic et al., 2018a, 2018b; García-Herrera). Para África, Salah et al. (2018) identificaron as principais fontes de humidade na Media Lúa Fértil¹⁹ durante a estación húmida (outubro a maio) e examinaron as variacións nas principais fontes de humidade durante os episodios severos de seca que ocorreron entre 1998–2000 e 2007–2009. Igualmente, para África, Sorí et al. (2017) investigaron o rol das fontes de humidade da bacía do Congo, e da propia bacía, na ocorrencia de anos secos, mentres Sorí et al. (2019) avaliaron a conexión entre a contribución de humidade desde rexións fontes e a ocorrencia de condicións secas en zonas climatolóxicamente chuviosas da bacía do Níxer.

As condicións de seca severas e extremas nas principais bacías fluviais do sueste asiático (Conca do río Indus, Ganges e Brahmaputra) durante 1980-2017 estiveron directamente relacionadas cunha redución na contribución de humidade desde as súas fontes de humidade climatolóxicas (a rexión india, as propias concas, o océano Índico (mar Árabe, baía de Bengala) (Sorí et al., 2017c). Finalmente, a escala global Drumond et al. (2019) explicaron o rol da rama atmosférica do ciclo hidrolóxico durante os eventos de seca meteorolóxica máis severos ocorridos en 27 rexións de referencia identificadas polo Panel Intergubernamental sobre Cambio climático (IPCC) durante o período 1980–2015. Os seus resultados móstranse nun catálogo, no que os valores cuantitativos permiten unha avaliación clara das posibles relacións e permiten realizar comparacións entre rexións climáticas globais.

A metodoloxía empregada en todos os estudos antes mencionados para determinar o rol das fontes de humidade na ocorrencia e severidade de episodios de seca é similar. Aplicaron o modelo lagranxiano FLEXPART para rastrexar as parcelas de aire desde as fontes cara adiante no tempo e calcular a contribución de humidade

19 A media lúa fértil ou tamén coñecido como crecente fértil é unha rexión histórica que corresponde cos territorios do levante Mediterráneo, Mesopotamia e Persia.

para a precipitación (($E - P$) < 0) sobre a rexión de estudo. Unha das vantaxes desta metodoloxía é que se considera o balance de humidade e non a precipitación ou a evaporación de forma independente, o que permite relacionar as contribucións de humidade desde as fontes coa evolución de valores de índices de seca como o SPEI, que considera simultaneamente o balance da precipitación menos a evapotranspiración potencial. Desta forma, a metodoloxía utilizada nestes estudos constitúe unha ferramenta certa para predición e atribución de fenómenos hidrometeorolóxicos extremos. Outras metodoloxías tamén foron utilizadas para establecer unha relación entre rexións fontes e a ocorrencia de extremos hidrometeorolóxicos en rexións sumidoiro de humidade, un artigo recente (Gimeno et al., 2020) dá conta sobre o número de estudos que investigaron a conexión entre o transporte de humidade na atmosfera e a ocorrencia de secas.

6.4 Evolución histórica e cambios esperados na ocorrencia de secas en Escenarios Climáticos Futuros.

O uso de diversos índices conlevou a que existan criterios diferentes sobre a frecuencia, severidade e duración das secas durante as últimas décadas. Debido a que a precipitación é o principal impulsor da severidade da seca, un gran número de estudos utilizaron índices que consideran só a precipitación (como o SPI) para investigar o fenómeno, ou un simple balance hídrico. Con todo, a influencia da demanda de evaporación atmosférica non pode descoidarse, principalmente no contexto do quecemento global actual (Vicente-Serrano et al., 2012). De feito, varios estudos sinalan que o aumento da demanda evaporativa por parte da atmosfera durante as últimas décadas contribuíu ao aumento da severidade de secas en varias rexións do mundo, como a Península Ibérica (Vicente-Serrano et al., 2014), o sur e sueste de Europa (Spinoni et al., 2016); a Amazonía (Jiménez-Muñoz et al., 2016); o noroeste dos Estados Unidos, o Sahel, e a bacía do río Congo (Spinoni et al., 2019). Con todo, resultados de McCabe et al., (2015) mostran que nun período extenso de 109 anos (1901-2009) a porcentaxe de áreas afectadas por secas no Planeta non cambiou significativamente, aínda cando a temperatura e a evapotranspiración potencial aumentaron durante este período. A modo de exemplo na figura 6.2 móstrase a tendencia do SPEI calculado na escala temporal de 12 meses, é dicir, o valor do SPEI12 de cada mes computouse tendo en conta o balance da precipitación menos a evapotranspiración potencial de 12 meses (11 anteriores máis o propio mes). Do mesmo xeito que o SPI, a escala temporal de 12 meses ou superiores do SPEI reflicte patróns de precipitación a longo prazo e vincúlase xeralmente con leitos fluviais, niveis dos reservorios e mesmo niveis das augas subterráneas a escalas temporais máis longas (OMM, 2012). Por iso utilizáronse datos mensuais de precipitación e evapotranspiración potencial con resolución de 0.5° pertencentes ao conxunto de datos CRU TS 4.04 (Harris et al., 2020) do período 1950 – 2019. Os valores positivos (negativos) identifican áreas

onde existe unha tendencia cara a condicións húmidas (secas). O norte de África, a rexión arábica, o norte de China e Europa destacan pola tendencia máis significativa cara a condicións secas. Porén, a rexión central de Rusia e a metade leste de América do Norte experimentaron unha tendencia cara a condicións húmidas. Valores elevados da evapotranspiración potencial en rexións desérticas, áridas e semiáridas, poden ser os causante da obtención de condicións de seca severa e extrema segundo valores do SPEI, polo que usualmente estas rexións non se teñen en conta.

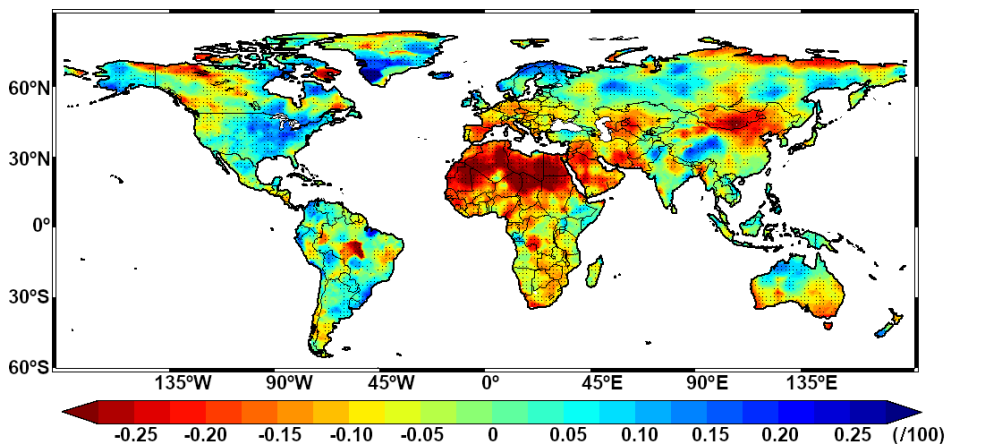


Figura 6.2 Tendencia do SPEI12. Os puntos sinalan tendencias estatisticamente significativas ($p < 0.05$). Período 1951 – 2019.

Con relación ao comportamento da seca nos próximos anos; espérase que o queceamento global aumente e con iso a frecuencia e intensidade deste fenómeno durante o século XXI (IPCC, 2014). Un estudo recente de Cook et al. (2020) confirma que nas proxeccións da fase seis do Proxecto de Inter-comparación de Modelos Axustados (CMIP6) existe forte evidencia de que o cambio climático aumentará o risco e a severidade das secas, pero estas conclusións dependen das rexións, as estacións e as métricas (índices) de seca que sexan consideradas. Con todo, as contribucións relativas dos cambios na subministración de humidade (precipitación) versus a demanda evaporativa (evapotranspiración potencial; PET) non se avaliaron exhaustivamente para escenarios futuros (Cook et al., 2014).

Referencias

Agnew, C.T., 2000. Using the SPI to identify drought, Drought Netw. News 2000, 12, 6–12. <http://digitalcommons.unl.edu/droughtnetnews/1>.

Alley, W.M., 1984. The Palmer Drought Severity Index: limitations and assumptions. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23: 1100–1109. doi: 10.1175/1520-0450(1984)023<1100:TPDSI-L>2.0.CO;2.

Beguiría, S., Vicente-Serrano, S.M., Reig, F., Latorre, B., 2014. Standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) revisited: parameter fitting, evapotranspiration models, tools datasets and drought monitoring. *International Journal Climatology*, 34, 3001–3023. doi: 10.1002/joc.3887.

Changnon, S.A., 1987. Detecting drought conditions in Illinois: Illinois State Water Survey Circular 164-87, 36 p.

Cook, B.I., Smerdon, J.E., Seager, R. et al., 2014. Global warming and 21st century drying. *Clim Dyn*, 43, 2607–2627. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2075-y>.

Cook, B. I., Mankin, J. S., Marvel, K., Williams, A. P., Smerdon, J. E., and Anchukaitis, K. J., 2020. Twenty-first century drought projections in the CMIP6 forcing scenarios. *Earth's Future*. 8, e2019EF001461. <https://doi.org/10.1029/2019EF001461>.

Drumond, A., Nieto, R., Hernández, E. and Gimeno, L., 2011. A Lagrangian analysis of the variation in moisture sources related to drier and wetter conditions in regions around the Mediterranean basin. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 2307–2320. doi: 10.5194/nhess-11-2307-2011.

Drumond, A., Nieto, R. and Gimeno, L., 2016. A Lagrangian approach for investigating anomalies in the moisture transport during drought episodes. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 42, 113–125. <https://doi.org/10.18172/cig.2925>

García-Herrera, R., Garrido-Perez, J.M., Barriopedro, D., Ordóñez, C., Vicente-Serrano, S.M., Nieto, R., Gimeno, L., Sorí, R., Yiou, P., 2019. The European 2016/2017 drought. *Journal of Climate*, 32, 7. doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0331.1>

Gimeno, L. et al., 2020. Recent progress on the sources of continental precipitation as revealed by moisture transport analysis. *Earth Science Reviews*, 201, 103070, 1-25 pp. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103070>

Hanel, M., Rakovec, O., Markonis, Y., Máca, P., Samaniego, L., Kysely, J. And Kumar, R., 2018. Revisiting the recent European droughts from a long-term perspective. *Sci. Rep.*, 8, 9499. doi:10.1038/s41598-018-27464-4

Harris, I., Osborn, T.J., Jones, P. et al., 2020. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Sci Data* 7, 109. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>.

Heim, R.R., 2002. A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 83, 1149-1165

Ionita, M.; Tallaksen, L.M.; Kingston, D.G.; Stagge, J.H.; Laaha, G.; Van Lanen, H.A.J.; Scholz, P.; Chelcea, S.M.; Haslinger, K., 2017. The European 2015 drought from a climatological perspective. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 1397–1419.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). *Climate Change 2014: Synthesis Report; Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*; Pachauri, R.K., Meyer, L.A., Eds.; IPCC: Geneva, Switzerland, 2014; 151p. Available online: https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/syr/SYR_AR5_FINAL_full_wcover.pdf

Jiménez-Muñoz, J. C., Mattar, C., Barichivich, J., Santamaría-Artigas, A., Takahashi, K., Malhi, Y., Sobrino, J. A., & Schrier, G. v., 2016. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015-2016. *Scientific reports*, 6, 33130. <https://doi.org/10.1038/srep33130>.

86 Kogan, F., Guo, W., and Yang, W., 2020. Near 40-year drought trend during 1981-2019 earth warming and food security. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 11:1, 469-490, doi: 10.1080/19475705.2020.1730452.

Liu, Z., Lu, G., He, H., Wu, Z.; and He, J., 2017. Anomalous Features of Water Vapor Transport during Severe Summer and Early Fall Droughts in Southwest China. *Water*, 9, 244. <https://doi.org/10.3390/w9040244>

Lloyd-Hughes, B., 2013 The impracticality of a universal drought definition, *Theor. Appl. Climatol.*, 117(3-4), 607–611, doi:10.1007/s00704-013-1025-7

Mannocchi, F., Todisco, F., Vergni, L., 2004. Agricultural drought: indices, definition and analysis. *The Basis of Civilization - Water Science? (Proceedings of the UNESCO/IAHS/IWIA symposium held in Rome. December 2003)*. IAHS Publ. 286.

McCabe, G.J., and Wolock, D.M., 2015 Variability and trends in global drought, *Earth and Space Science*, 2, 223–228, doi:10.1002/2015EA000100.

McKee, T. B. N., Doesken, J., and Kleist, J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales, *Eight Conf. On Applied Climatology*, Anaheim, California, United States, 179-184.

Miralles, D.G., Gentile, P., Seneviratne, S.I., Teuling, A.J., 2019. Land-atmospheric feedbacks during droughts and heatwaves: state of the science and current challenges., *Ann NY Acad Sci.*, 1436(1), 19–35, doi: 10.1111/nyas.13912.

Mishra, A.K., and Singh, V.P., 2010. A Review of Drought Concepts. *Journal of Hydrology*, 391, 202-216. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.012>.

Naumann, G., Alfieri, L., Wyser, K., Mentaschi, L., Betts, R. A., Carrao, H., Spinoni, J., Vogt, J. and Feyen, L., 2018. Global changes in drought conditions under different levels of warming. *Geophys. Res. Lett.*, 45. <https://doi.org/10.1002/2017GL076521>.

OMM (Organización Meteorológica Mundial), 2012. *Glosario Hidrológico Internacional*. No. 385, ISBN 978-92-63-03385-8).

OMM (Organización Meteorológica Mundial) y AMA (Asociación Mundial para el Agua), 2016. *Manual de indicadores e índices de sequía (M. Svoboda y B.A. Fuchs)*. Programa de gestión integrada de sequías, Serie 2 de herramientas y directrices para la gestión integrada de sequías. Ginebra.

Otkin, J.A., Svodoba, M., Hunt, E.D., Ford, T.W., Anderson, M.C., Hain, C. And Basara, B., 2017. Flash Droughts: A Review and Assessment of the Challenges Imposed by Rapid-Onset Droughts in the United States. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 911-919. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0149.1>.

Palmer, W.C., 1965. *Meteorological Drought*. Research Paper No. 45, US Weather Bureau, Washington, DC.

Sandford, S., 1979. Towards a definition of drought. In: M. T. Hinchey (ed.), *Botswana Drought Symposium*, Botswana Society, Gaborone, Botswana.

Seneviratne, S., 2012. Historical drought trends revisited. *Nature*, 491, 338–339. <https://doi.org/10.1038/491338a>.

Sorí, R., Nieto, R., Vicente-Serrano, S.M., Drumond, A., Gimeno, L., 2017. A Lagrangian Perspective of the Hydrological Cycle in the Congo River Basin, *Earth System Dynamics*, doi:10.5194/esd-2017-21.

Sorí, R., Marengo, J.A., Nieto, R., Drumond, A., and Gimeno, L., 2018. The Atmospheric Branch of the Hydrological Cycle over the Negro and Madeira River Basins in the Amazon Region. *Water*, 10, 738.

Sorí, R., Nieto, R., Drumond, A., Stojanovic, M., and Gimeno, L., 2019. On the Connection between Atmospheric Moisture Transport and Dry Conditions in Rainfall Climatological Zones of the Niger River Basin. *Water*, 11, 3, 1-20pp, doi: <https://doi.org/10.3390/w11030622>.

Spinoni, J., Naumann, G., Carrao, H., Barbosa, P. and Vogt, J., 2014. World drought frequency, duration, and severity for 1951–2010. *Int. J. Climatol.*, 34: 2792-2804. doi:10.1002/joc.3875.

Spinoni et al., 2019. A new global database of meteorological drought events from 1951 to 2016. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 22, 100593, doi: <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100593>.

Stojanovic, M., Drumond, A., Nieto, R., Gimeno, L., 2018a. Variations in Moisture Supply from the Mediterranean Sea during Meteorological Drought Episodes over Central Europe. *Atmosphere*, 2018, 9, 278 Pages 1-15 doi:10.3390/atmos9070278.

Stojanovic, M., Drumond, A., Nieto, R., Gimeno, L., 2018b. Anomalies in Moisture Supply during the 2003 Drought Event in Europe: A Lagrangian Analysis. *Water*, 2018, 10(4), 467. Pages 1-19. doi:10.3390/w10040467.

Tallaksen, L.M.; Van Lanen, H.A.J., 2004. Hydrological drought: Processes and estimation methods for streamflow and groundwater. In *Developments in Water Science*; Elsevier Science B.V.: Amsterdam, The Netherlands; Volume 48.

Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Camarero, J.J., López-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Revuelto, J., Morán-Tejeda, E. and Sanchez-Lorenzo, A., 2012. Performance of Drought Indices for Ecological, Agricultural, and Hydrological Applications. *Earth Interact.*, 16, 1–27, <https://doi.org/10.1175/2012EI000434.1>.

Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., and López-Moreno, J.I., 2010. A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *J. Climate*. 23, 1696–1718. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>.

Vicente-Serrano, S.M., et al., 2014. Evidence of increasing drought severity caused by temperature rise in southern Europe. *Environ. Res. Lett.* 9 044001.

Wang, W., Ertsen, M.W., Svoboda, M.D., and Hafeez, M., 2016. Propagation of Drought: From Meteorological Drought to Agricultural and Hydrological Drought. *Advances in Meteorology*, 2016, 6547209, 5 pp, <https://doi.org/10.1155/2016/6547209>.

Wang, Q., Yang, Y., Liu, Y. et al., 2019. Assessing the Impacts of Drought on Grassland Net Primary Production at the Global Scale. *Sci Rep*, 9, 14041,. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-50584-4>.

Wehrli, K., Guillod, B.P., Hauser, M., Leclair, M., Seneviratne, S.I., 2018. Assessing the dynamic versus thermodynamic origin of climate model biases. *Geophysical Research Letters*, 45, 8471-8479, <https://doi.org/10.1029/2018GL079220>.

88 Wang, L., Yuan, X., 2018. Two Types of Flash Drought and Their Connections with Seasonal Drought. *Adv. Atmos. Sci.* 35, 1478–1490. <https://doi.org/10.1007/s00376-018-8047-0>

Wilhite, D. A., and Glantz, M. H., 1985. Understanding: the Drought Phenomenon: The Role of Definitions, *Water International*, 10:3, 111-120, DOI: 10.1080/02508068508686328

Wilhite, D.A., 2000. Drought as a natural hazard: Concepts and definitions *Drought: A Global Assessment*, D. A. Wilhite, Ed., Routledge, 3-18.

Zargar, A., Saquid, R., Naser, B., and Khan, F.I., 2011. A review of drought indices. *Environ. Rev.* 19, 333–349.

Capítulo 07

O transporte de humidade e o cambio climático

89

7.1 Introducción: O cambiante clima do noso Planeta

A hidroloxía, e en xeral tódalas ciencias atmosféricas, acostuman a ter un alto impacto na vida das persoas e, polo tanto, un seguimento mediático importante. Conxuntamente co seguimento que se lle dá aos fenómenos extremos (secas, inundacións, vagas de frío e calor ou tormentas tropicais, por poñer algúns exemplos), tódalas cuestións relacionadas co cambio das condicións globais do clima da terra acostuma a xogar un papel destacado a nivel social e político. Dende a perspectiva puramente científica, é necesario abordar esta cuestión dunha maneira rigorosa, na procura de comprender os cambios pasados e presentes no clima do noso Planeta, e tamén as súas principais implicacións, evitando todo tipo de sesgos.

É importante ter presente que o estudo do impacto do cambio climático é unha disciplina de traballo enormemente extensa. Dende as consecuencias directas para a flora e fauna, ata a maneira na que este afecta aos eventos extremos, pasando polas consecuencias do desxeo no nivel dos océanos; son numerosas as liñas de traballo que procuran abordar cada un dos aspectos de interese. O obxectivo último é o de proporcionar á humanidade unha perspectiva o máis rigorosa e completa posible do fenómeno. Sendo profundamente complexo o sistema climático, e afectando o seu cambio a tódolos seus compoñentes, é imposible (e ata contraproducente) procurar o estudo global do fenómeno nun só capítulo. Centrarase por tanto esta última parte do libro en estudar os aspectos relacionados coa concentración e os transportes de humidade, a través dos dous compoñentes principais que o modulan; a temperatura e o vento.

Así é todo, compre tamén proporcionar ao lector unha idea xeral do fenómeno que estamos a tratar. A paleoclimatoloxía conta cunha serie de indicadores (denomi-

nados *climate proxies*) que permiten a reconstrución das condicións atmosféricas pasadas, principalmente no tocante a súa composición e temperatura. Entre estes indicadores destacan as variacións isotópicas detectadas en núcleos de xeo, e, en menor medida, o estudo do ancho dos aneis en árbores. Dende a formación da atmosfera moderna, o Planeta sufriu cambios dramáticos nas súas condicións climáticas. Tense constancia da existencia dunha serie de forzamentos naturais que permiten explicar en maior ou menor medida os abruptos cambios experimentados no clima. Os forzamentos naturais máis relevantes son:

- **Os Ciclos de Milankovitch** Cambios na excentricidade da elipse orbital da Terra, na oblicuidade do eixo de rotación e no xiro deste (precesión dos equinoccios). Estes ciclos afectan directamente a forma na que o Planeta recibe enerxía procedente do Sol, e terán por tanto unha pegada moi relevante na configuración do clima. O período característico destes fenómenos varía entre os 21.000 e os 100.000 anos.
- **Actividade volcánica** Afecta directamente á composición da atmosfera, principalmente no tocante a concentración de gases de efecto invernadoiro, cinzas e aerosois —particularmente SO_2 e H_2SO_4 — en suspensión. De diferentes maneiras, unha cosa e a outra teñen un comportamento fundamental no balance radiativo do Planeta, e polo tanto unha pegada directa na configuración do clima. O caso recente máis soado foi a erupción do volcán Tambora no ano 1815, que provocou que o ano 1816 pasara a Historia como “o ano sen verano”, polas baixas temperaturas rexistradas. En xeral, unha erupción volcánica ven seguida dunha diminución a moi corto prazo da cantidade de enerxía dispoñible para o balance, e dun aumento da mesma a medio e longo prazo. Da mesma maneira, tamén son responsables da emisión dunha certa cantidade de gases de efecto invernadoiro, particularmente CO_2 e Metano. En xeral, asúmese que unha erupción de intensidade media podería explicar variacións de ata 0.3 K durante 3 anos.
- **Ciclos solares** O Sol presenta unha serie de ciclos de actividade de diferente frecuencia. O máis coñecido —por ser o de maior frecuencia e pola súa relación coa actividade de tormentas solares— é o ciclo de 11 anos, pero existen outros ciclos de menor frecuencia, e todos poden afectar a cantidade de irradiancia recibida polo Planeta, tendo por tanto unha certa pegada no clima; aínda que considerablemente menor que a producida polos dous forzamentos anteriormente descritos. En xeral, asúmese que o período de 11 anos podería explicar ata variacións de 0.1 K.

Estes forzamentos en conxunto, modulados principalmente polos Ciclos de Milankovitch —que poden motivar un cambio de ata o 30% da enerxía recibida nos polos—, veñen a explicar dunha forma bastante correcta os diferentes períodos glaciares e

interglaciares dos que temos constancia. Xunto a estes forzamentos que podemos considerar externos, o sistema climático conta tamén cunha serie de compoñentes ou sistemas de variabilidade interna que afectan notablemente as variacións interanuais das temperaturas globais do Planeta. En xeral, os forzamentos internos non aportan ou quitan enerxía do sistema climático, que está en todo sometido á lei de conservación da enerxía, pero afectan a redistribución da mesma. O máis coñecido e probablemente o de maior pegada é a *Oscilación do Sur "El Niño" (ENSO)*. En anos de alta actividade do ENSO pódense medir temperaturas atmosféricas globais relativamente elevadas, derivadas dun transporte de enerxía anormalmente positivo procedente dos océanos.

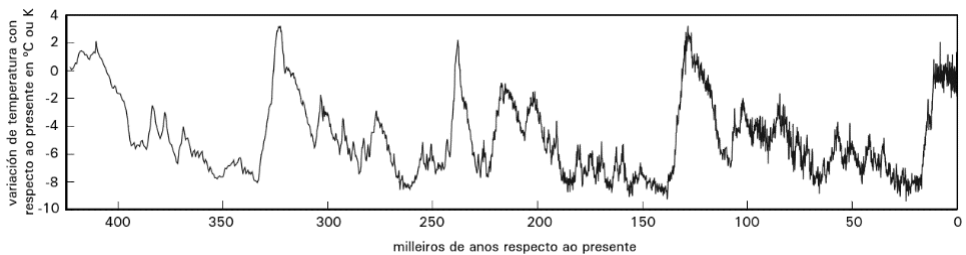


Figura 7.1 variación de temperatura con respecto aos valores actuais nos últimos 450 000 anos. O máximo recente, que ten comezado fai aproximadamente 12 000 anos, coñécese como "Holoceno".

Actualmente, encontrámonos nunha época xeolóxica coñecida como o Holoceno²⁰, do período Cuaternario da era Cenozoica. O Holoceno ten comenzado fai aproximadamente 11.700 anos, xusto despois dun período coñecido como *dryas recente* pertencente a última glaciación. Encontrámonos por tanto nun período interglaciar que, graficando a temperatura do Planeta nos últimos 450 mil anos (Figura 7.1), observamos que son períodos relativamente breves, tanto en frecuencia como en duración.

Se procedemos ao estudo das variacións de temperatura nos últimos dous séculos, observamos un incremento de temperatura coincidente co desenvolvemento tecnolóxico que os forzamentos anteriormente descritos non parecen poder explicar. A concentración de gases de efecto invernadoiro (por exemplo, vapor de auga, CO₂ ou Metano) afecta ao balance radiativo, impedindo que unha certa cantidade da enerxía que debería ser emitida polo Planeta para manter o seu balance radiativo sexa efectivamente emitida, quedando "atrapada" na atmosfera. O efecto invernadoiro é un fenómeno natural, inherente a toda atmosfera, e tamén necesario para o desenvol-

²⁰ Existe unha corrente de pensamento que considera que os cambios motivados polo desenvolvemento da civilización e a agricultura da man do home, xustifican un cambio de época xeolóxica. Neste pensamento, o Holoceno daría paso ao "Antropoceno", caracterizado pola pegada do ser humano no sistema climático.

vemento da vida tal e como se coñece actualmente —de non existir gases de efecto invernadoiro na atmosfera, a temperatura da mesma sería notablemente inferior—, pero, da mesma maneira, unha concentración excesiva dos mesmos pode alterar o balance radiativo motivando incrementos importantes de temperatura.

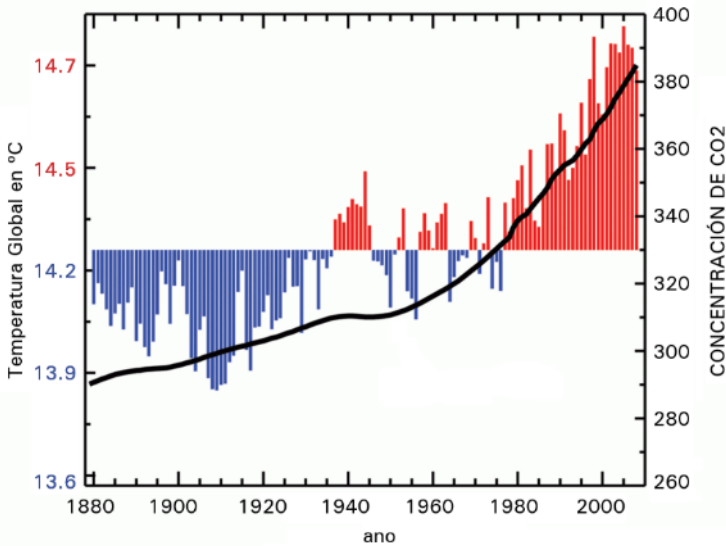


Figure 7.2 evolución das anomalías de temperatura presentadas conxuntamente coa concentración de CO₂ (en ppm) dende o inicio da revolución industrial ata a actualidade. Fonte: NOAA/NCDC.

A actividade humana, principalmente a iniciada dende a revolución industrial e a gandería masiva, caracterízase por ter alterada a concentración de estes gases. Particularmente, a concentración de CO₂ na atmosfera correlaciona moi ben coa súa temperatura ao longo das diferentes etapas xeolóxicas. As medicións tomadas dende a revolución industrial non son a excepción (Figura 7.2). É importante recordar que correlación non implica causalidade. Así é todo, parece razoable considerar, e é tamén a opinión científica máis aceptada, que estes cambios nas concentracións de gases de efecto invernadoiro producidas polas emisións directas explican a maior parte do incremento global de temperatura de aproximadamente un grado observado dende o inicio da revolución industrial.

7.2 Cambios nos campos de humidade e vento por acción do Cambio Climático

Como se ten discutido ao longo desta publicación, a fenomenoloxía do transporte de humidade é complexa e variada. En todo caso, todo transporte de humidade verá imposto por un fluxo da mesma, que será a acción combinada dos campos de vento e

vapor de auga. O conxunto de variacións recentes nas condicións climáticas —que non están restrinxidas unicamente a un incremento da temperatura global— poden afectar de diferentes maneiras ao comportamento destes campos. Nas seguintes subseccións comentarase os avances e conclusións máis relevante neste sentido, abordando a pegada observada nos campos de humidade e vento, por separado. Seguidamente, abordaranse os cambios observados nos sistema de transporte en conxunto.

7.2.1 Humidade

A cantidade de humidade que pode conter a atmosfera está directamente relacionada coa súa temperatura. Unha das relacións máis importantes da termodinámica da atmosfera, a denominada **relación de Clausius-Clapeyron** (representada na ecuación 7.1), é a que precisamente da conta desta dependencia entre humidade máxima e temperatura.

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L}{T(\alpha_v - \alpha_l)} \quad (7.1)$$

Onde:

- e_s é a presión de vapor de saturación. Coñécese como “presión de vapor” a presión parcial que ten o vapor de auga contido na celda de aire. É importante non confundilo coa presión atmosférica, que será a suma das presións parciais de todos os gases que forman o aire. O termo “de saturación” fai referencia a que esa é a presión máxima que pode ter o vapor sen saturar a celda.
- L é o calor latente de evaporación. É dicir, a cantidade de Xulios (Energía), que debemos aplicar a cada kg (masa) do sistema para obter un cambio de fase entre o estado sólido e líquido. Este valor tamén depende da temperatura (T), pero o seu valor a cero graos celsius é cercano a $2.25 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$. Cando a auga en estado líquido evapora, absorbe enerxía do sistema, enfriando a contorna. Cando o vapor de auga condensa, se emite enerxía ao sistema, quentando a contorna.
- α_v, α_l son o volume específico do auga en estado gasoso e líquido, respectivamente. O volume específico é simplemente o volumen ocupado por unha celda de calqueira composto partido pola súa masa.

Así expresada, a relación de Clausius-Clapeyron non resulta de moita utilidade para explicar a dependencia entre a humidade que pode conter unha celda de aire, e a súa temperatura. Nembargantes, con un pouco de cosmética, é facilmente obtible a ecuación 7.2.

$$\frac{\Delta e_s}{e_s} = \frac{\Delta q_s}{q_s} \approx \left(\frac{L}{R_v T} \right) \frac{\Delta T}{T} \quad (7.2)$$

94 Onde:

- q_s é a humidade específica (en kg de auga / kg de aire seco) de saturación.
- R_v é a constante de gas para o vapor de auga

Temos obtido una expresión que determinará canto máis ou menos porcentaxe de humidade específica ($\Delta q_s/q_s$) poderá conter unha celda de aire por cada grado de temperatura que se varíe (ΔT). Se aplicamos a relación para a temperatura media da atmosfera (aproximadamente 260 K), obtense que que por cada K (ou por cada grado Celsius) que incremente a temperatura, a atmosfera poderá conter, como se mostra na ecuación 7.3, aproximadamente un 7% máis de humidade:

$$\frac{\Delta q_s}{q_s} \approx \left(\frac{2.25 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}}{461 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \text{K}^{-1} \cdot 260 \text{ K}} \right) \frac{1 \text{ K}}{260 \text{ K}} = 0.07 = 7\% \quad (7.3)$$

Este é o fenómeno coñecido como “amplificación” (de Clausius-Clapeyron). Outra maneira frecuente de velo é graficar a dependencia entre a presión de vapor de saturación e a temperatura (Figura 7.3), que ven dada pola expresión (en hPa):

$$e_s = 6.11 e^{\frac{L}{R_v} \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T} \right)}$$

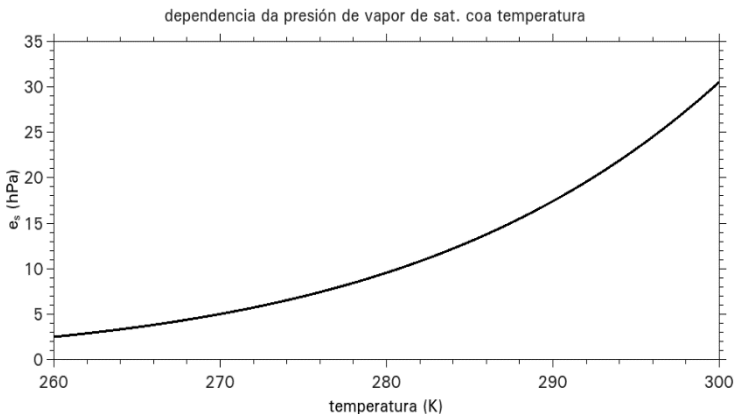


Figure 7.3 dependencia da presión de vapor de saturación coa temperatura. O gráfico mostra que a maior temperatura, maior é a presión de vapor de saturación, e por tanto maior humidade pode conter a celda de aire sen saturar.

A amplificación de Clausius-Clapeyron establece, polo tanto, un marco teórico fundamental apropiado para a comprensión da fenomenoloxía da dependencia entre humidade e temperatura. Así é todo, esta é una aproximación puramente teórica, que ademais incorpora unha serie de aproximacións no seu desenvolvemento. Non parece razoable esperar que un valor exacto do 7% na amplificación observable na atmosfera. A este respecto, recentemente un traballo de Skliris et al. (2016), publicado na prestixiosa revista *Nature*, establece que tanto as observacións como os diferentes modelos atmosféricos aportan valor empírico desta amplificación cercano a (4.3 ± 2.0) % de humidade por cada grado de temperatura, en lugar do valor teórico de 7%.

Os diferentes escenarios de emisión establecidos no 5º reporte do Panel Intergubernamental de Nacións Unidas sobre o Cambio Climático (IPCC, polas súas siglas en inglés), establecen diferentes proxeccións para as temperaturas futuras a corto e medio prazo en función da magnitude das emisións. A avaliación retrospectiva das capacidades dos modelos que se teñen utilizado nas últimas décadas para proxectar as condicións presentes conclúe que, se ben foron observadas certas discordancias entre as condicións proxectadas e as que finalmente teñen ocorrido, o comportamento global dos modelos foi razoablemente positivo (Hausfather et al., 2020).

Aínda que o escenario real futuro non está construído, o marco aportado pola amplificación de Clausius-Clapeyron —particularmente no seu valor empírico— impón a proxección dunha atmosfera que será máis húmida no futuro, o cal previsiblemente desencadeará una intensificación dos fenómenos de transporte de humidade de todo tipo, unha boa parte dos cales realízanse en condicións de saturación e polo tanto previsiblemente asociarán cantidades de humidade notablemente superiores. Así é todo, é importante comprender que esta característica da atmosfera futura ten un carácter global, e non contradice as proxeccións sobre o eventual incremento dos períodos de seca para certas rexións do Planeta, onde a amplificación de Clausius-Clapeyron xoga un papel secundario fronte a outro tipo de fenómenos.

7.2.2 Vento

Os campos de ventos —sen incorporar a humidade no análise—, constitúen de por si un actor de enorme interese, particularmente nas últimas décadas, debido ao incremento das tecnoloxías de enerxía eólica e a súa implantación gradual dentro dos sistemas de oferta enerxética dos diferentes países. Neste contexto, existe copiosa bibliografía que ten analizado os cambios recentes no potencial eólico e que tenta tamén realizar proxeccións futuras a este respecto. Contrariamente ao que se ten observado para os campos de humidade, os cambios observados e previstos no campos de vento presentan unha enorme complexidade, con resultados que son en ocasións contraditorios. Se ben o IPCC estima que existe evidencia suficiente de

cambios na circulación de longa escala que implican, por exemplo, desprazamentos cara o norte e a intensificación do réxime dos *westerlies*, a realidade é que os diferentes estudos publicados obrigan á conclusión de que se debe evitar a tentación de intentar acadar una conclusión global, e que cada rexión do Planeta presentou e presentará cambios neste sentido da máis diversa natureza.

É importante ter en conta que a configuración final dos campos de vento na atmosfera é o resultado da acción combinada dunha circulación xeral —que ten a súa natureza nos balances de presión e temperatura derivados da acción conxunta das diferenzas de enerxía recibidas polos polos e o ecuador conxuntamente co movemento de rotación planetario e a distribución dos continentes—, e unha serie de fenómenos de escala temporal reducida (por exemplo, anticiclóns, borrascas, tormentas tropicais, etc.) que están presentando a súa vez cambios importantes debido a acción de toda a fenomenoloxía que entendemos como cambio climático. Estes cambios poden afectar non só na intensidade dos ventos propiamente dita, senón tamén aos seus patróns de distribución espacial. Os resultados reportados neste sentido son complexos.

Por citar algúns dos resultados máis recentes, Sydeman et al. (2014) ten reportado incrementos sostidos na velocidade do vento en certas zonas costeiras debido aos cambios observados nas diferenzas de presión e temperatura entre o continente e o océano. Pola contra, Breslow e Sailor (2002) conclúe que debe ser esperable una diminución de entre o 1% e o 3.2% na magnitude global dos ventos para o 2050 no interior do continente americano. Pryor e Baltemire (2010) destacan o incremento na frecuencia e intensidade dos eventos extremos relacionados con campos de vento e Bloom et al., (2008) reportan un incremento recente nos campos de vento continental, e decrecemento nos campos de ventos marítimos na rexión Mediterránea.

Non parece polo tanto razoable comprometerse na procura de obter unha conclusión global a cerca dos cambios observados recentemente nos campos de vento, así coma unha proxección simple dos mesmos para o futuro próximo. Moito menos procurar comprender os cambios nos sistemas de transporte de humidade en base a estes. Pola contra, parece moito máis razoable sacar a colación os cambios documentados nos propios sistemas de transporte de humidade, así como as proxeccións futuras sobre os mesmos.

7.3 Cambios observados e proxectados nos mecanismos de transporte de humidade

Téñense comentado ao longo desta monografía a relativa variedade de mecanismos de transporte de humidade cos que conta o Planeta. A definición de mecanismos

de transporte de humidade abarca formalmente calquer fenómeno atmosférico que conleve un transporte sustancial de vapor de auga (e polo tanto de enerxía en forma de calor latente) entre dous rexións do Planeta. Así, mecanismos como a circulación monzónica, as tormentas tropicais, ou os *Low-Level Jets* asociados a rexións pre-frontais que non poidan considerarse Ríos Atmosféricos, son tamén mecanismos de transporte de humidade, e un estudo detallado da pegada do cambio climático no transporte global deberá incorporalos no estudo. Así é todo, co gallo de facer de éste un texto breve e lexible, centrarémonos en aqueles que se teñen identificados como os mecanismos de transporte principal; os Ríos Atmosféricos e os *Low-Level Jets* nocturnos e costeiros (Gimeno et al., 2016).

7.3.1 Ríos Atmosféricos

Como xa se ten comentado ao longo desta publicación, os ARs xogan un papel destacado na configuración do ciclo hidrolóxico dun elevado número de rexións do Planeta; e tamén nos mecanismos de precipitación extrema. Polo tanto, o estudo das condicións futuras esperables ao seu respecto, capta una parte moi importante do esforzo da comunidade científica. Recéntemente téñense publicado numerosos artigos que reportan os resultados da análise dos cambios observados e esperables en relación a intensidade e frecuencia na detección de ARs para diversas rexións do Planeta. Como exemplo, pódese nomear a nosa Península Ibérica (Ramos et al., 2016), as Illas Británicas (Lavers et al., 2013), Noruega (Gao et al., 2016; Whan et al.,) ou Norte América (por exemplo, Gao et al., 2015; Gernushov et al., 2019), entre outras. Tamén existe literatura que aborda a cuestión dende una perspectiva global (por exemplo, Espinoza et al., 2018; Massoud et al., 2019; Payne et al., 2020). Novamente, as diferentes características que presentan os ARs nas diferentes rexións do Planeta, influenciadas principalmente pola suá posición xeográfica e as súas características orográficas, fan que as condicións esperables no futuro sexan tamén moi heteroxéneas.

En xeral, acéptase que compre esperar cambios tanto na frecuencia dos ARs, como na súa intensidade e distribución. A xa mencionada amplificación de Clausius-Clapeyron, conxuntamente con cambios dinámicos previstos nos corredores habituais polos que transitan os ARs, constitúen o principal fundamento das variacións esperadas. Aínda que os resultados cuantitativos a este respecto varían considerablemente entre distintas rexións e análises realizadas, a maior parte dos mesmos coinciden en proxectar un incremento significativo tanto da frecuencia como da intensidade dos ARs, e da precipitación asociada aos mesmos. Particularmente, Espinoza et al. (2018) conclúen un incremento da frecuencia global dun 50% a medio prazo, cando ten en conta un conxunto de 21 modelos utilizados no CMIP5. Mas-soud et al. (2019), a súa vez, estiman que a intensidade dos eventos aumentará nun

25%. Sendo estas conclusións globais, é importante en todo caso ter en conta que os cambios previstos nos corredores principais e as traxectorias asociadas, farán que algunhas rexións do Planeta experimenten o efecto contrario, vendo reducida a frecuencia de detección. Existe en todo caso todavía unha certa incerteza nos resultados, debido en parte ao feito da falta dunha metodoloxía estandarizada no tocante aos algoritmos de detección de ARs.

7.3.2 Low-level Jets, nocturnos e costeiros

En relación aos *Low-Level Jets* costeiros (CLLJs) —formados principalmente na capa límite oceánica, preto da costa, durante a estación estival, principalmente polos contrastes en temperatura observados entre a terra e o mar, sobre todo nas zonas de presenza dos anticiclóns subtropicais permanentes—, a literatura que proxecta cambios futuros non é abundante. A nivel global, Semedo et al. (2016) analizaron sete CLLJs situados en diferentes rexións do Planeta. Destaca a gran variabilidade de resultados, e, particularmente unha proxección de maior intensidade e maior frecuencia para o medio prazo nos CLLJs de Oman e da Península Ibérica. Precisamente este *jet* da Península Ibérica é o máis estudado pola literatura. Ao resultado obtido por Semedo et al. (2016) súmanse similares conclusións obtidas polo proxecto EURO-CORDEX en Cardoso et al. (2015) e Soares et al. (2017). Destacables son tamén os resultados obtidos por Lima et al. (2019), que determinan que baixo o escenario de emisións RCP8.5 (o máis utilizado neste tipo de estudos) o CLLJ de Benguela, situado no suroeste africano, vai intensificarse notablemente, coa excepción da primavera, na que un aumento da temperatura do mar inhibiría esta intensificación.

No tocante aos *Low-Level Jets* nocturnos (NLLJs), cuxa descripción detallada xa se ten proporcionado ao longo desta monografía, a literatura que analiza os cambios que compre esperar na súa actividade é particularmente escasa. A falta de estudos globais, o *Great Plains NLLJ* (GPLLJ), que transporta humidade procedente do Golfo de México cara o interior do continente norteamericano, é o único que conta con estudos detallados ao respecto (Cook et al., 2008; Harding e Snaider, 2014; Tang et al., 2017; Wilmhurst e Greene, 2020). Con leves particularidades, todos eles conclúen nunha esperable intensificación do GPLLJ, explicada entre outros factores polo desprazamento cara o oeste do anticiclón subtropical do Atlántico. Esta intensificación produciríase principalmente durante a estación da primavera ou o verán recente, particularmente entre os meses de abril, maio e xuño; e sería unha intensificación tanto na súa frecuencia como na súa intensidade. Co respecto aos meses de xullo e agosto, apuntan a que unha intensificación das secas mitigaría ou incluso invertiría este sinal.

7.4 CMIP6: Unha nova xanela de oportunidades

Compre mencionar que as conclusións aquí discutidas foron maioritariamente obtidas facendo uso dos resultados do 5º Proxecto de Inter-comparación de Modelos de Clima Acoplados (CMIP5, polas súas siglas en inglés) que foi usado na elaboración do 5º informe do panel intergubernamental de Expertos sobre o Cambio Climático (5IPCC). Se ben no momento da súa publicación (2010-2014) os resultados tiveron suposto un avance cualitativo moi importante, que melloraba notablemente as capacidades dos produtos dispoñibles con anterioridade, o certo é que actualmente, a 2021, pode considerarse coma desactualizado.

Por este motivo, está actualmente vixente a elaboración do CMIP6, composto por unha serie de modelos que mellorarán notablemente as capacidades do CMIP5, tanto en complexidade como en resolución. O CMIP6 abrirá unha nova xanela de oportunidades para analizar un amplo espectro de fenómenos climáticos e meterolóxicos, incluídos os fenómenos de transporte de humidade, cunha incerteza sustancialmente inferior á presente nos resultados obtidos coa versión anterior. Por tanto, cóntase con que se produza a corto prazo un salto cualitativo e cuantitativo importante no tocante a fiabilidade e versatilidade das proxeccións para escenarios futuros de cambio climático. Os detalles e actualizacións sobre esta nova xeración de modelos pódense consultar na súa páxina web <https://www.wcrp-climate.org/wgcm-cmip/wgcm-cmip6>.

Referencias

- Bloom, A., Kotroni, V., and Lagouvardos, K., 2008. Climate change impact of wind energy availability in the Eastern Mediterranean using the regional climate model PRECIS. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 8(6).
- Breslow, P. B., and Sailor, D. J., 2002. Vulnerability of wind power resources to climate change in the continental United States. *Renewable Energy*, 27(4), 585-598.
- Cardoso, R. M., Soares, P. M., Lima, D. C., and Semedo, A., 2016. The impact of climate change on the Iberian low-level wind jet: EURO-CORDEX regional climate simulation. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 68(1), 29005.
- Cook, K. H., Vizi, E. K., Launer, Z. S., and Patricola, C. M., 2008. Springtime intensification of the Great Plains low-level jet and Midwest precipitation in GCM simulations of the twenty-first century. *Journal of Climate*, 21(23), 6321-6340.
- Eichelberger, S. C. O. T. T., McCaa, J. A. M. E. S., Nijssen, B. A. R. T., and Wood, A. N. D. R. E. W., 2008. Climate change effects on wind speed. *North American Windpower*, 7, 68-72.
- Espinoza, V., Waliser, D. E., Guan, B., Lavers, D. A., and Ralph, F. M., 2018. Global analysis of climate change projection effects on atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters*, 45(9), 4299-4308.

Gao, Y., Lu, J., Leung, L. R., Yang, Q., Hagos, S., and Qian, Y., 2015. Dynamical and thermodynamical modulations on future changes of landfalling atmospheric rivers over western North America. *Geophysical Research Letters*, 42(17), 7179-7186.

Gao, Y., Lu, J., and Leung, L. R., 2016. Uncertainties in projecting future changes in atmospheric rivers and their impacts on heavy precipitation over Europe. *Journal of Climate*, 29(18), 6711-6726.

Gershunov, A., Shulgina, T., Clemesha, R. E., Guirguis, K., Pierce, D. W., Dettinger, M. D., ... and Ralph, F. M., 2019. Precipitation regime change in Western North America: the role of Atmospheric Rivers. *Scientific reports*, 9(1), 1-11.

Gimeno, L., Dominguez, F., Nieto, R., Trigo, R., Drumond, A., Reason, C. J., ... and Marengo, J., 2016. Major mechanisms of atmospheric moisture transport and their role in extreme precipitation events. *Annual Review of Environment and Resources*, 41, 117-141.

Harding, K. J., and Snyder, P. K., 2014. Examining future changes in the character of Central US warm-season precipitation using dynamical downscaling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(23), 13-116.

Hausfather, Z., Drake, H. F., Abbott, T., and Schmidt, G.A., 2020. Evaluating the performance of past climate model projections. *Geophysical Research Letters*, 47(1), e2019GL085378.

Lavers, D. A., Allan, R. P., Villarini, G., Lloyd-Hughes, B., Brayshaw, D. J., and Wade, A. J., 2013. Future changes in atmospheric rivers and their implications for winter flooding in Britain. *Environmental Research Letters*, 8(3), 034010.

Lima, D. C., Soares, P. M., Semedo, A., Cardoso, R. M., Cabos, W., and Sein, D. V., 2019. How will a warming climate affect the Benguela coastal low-level wind jet?. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(9), 5010-5028.

Massoud, E. C., Espinoza, V., Guan, B., and Waliser, D. E., 2019. Global Climate Model Ensemble Approaches for Future Projections of Atmospheric Rivers. *Earth's Future*, 7(10), 1136-1151.

Payne, A. E., Demory, M. E., Leung, L. R., Ramos, A. M., Shields, C. A., Rutz, J. J., ... and Ralph, F. M., 2020. Responses and impacts of atmospheric rivers to climate change. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1-15.

Pryor, S. C., and Barthelmie, R. J., 2010. Climate change impacts on wind energy: A review. *Renewable and sustainable energy reviews*, 14(1), 430-437.

Ramos, A. M., Tomé, R., Trigo, R. M., Liberato, M. L., and Pinto, J. G., 2016. Projected changes in atmospheric rivers affecting Europe in CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 43(17), 9315-9323.

Semedo, A., Soares, P. M., Lima, D. C., Cardoso, R. M., Bernardino, M., and Miranda, P. M., 2016. The impact of climate change on the global coastal low-level wind jets: EC-EARTH simulations. *Global and Planetary Change*, 137, 88-106.

Skliris, N., Zika, J. D., Nurser, G., Josey, S. A., & Marsh, R. (2016). Global water cycle amplifying at less than the Clausius-Clapeyron rate. *Scientific reports*, 6(1), 1-9.

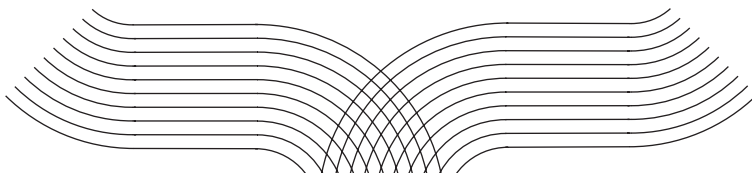
Soares, P. M., Lima, D. C., Cardoso, R. M., and Semedo, A., 2017. High resolution projections for the western Iberian coastal low level jet in a changing climate. *Climate Dynamics*, 49(5-6), 1547-1566.

Sydeman, W. J., García-Reyes, M., Schoeman, D. S., Rykaczewski, R. R., Thompson, S. A., Black, B. A., and Bograd, S. J., 2014. Climate change and wind intensification in coastal upwelling ecosystems. *Science*, 345(6192), 77-80.

Tang, Y., Winkler, J., Zhong, S., Bian, X., Doubler, D., Yu, L., and Walters, C., 2017. Future changes in the climatology of the Great Plains low-level jet derived from fine resolution multi-model simulations. *Scientific reports*, 7(1), 1-10.

Whan, K., Sillmann, J., Schaller, N., and Haarsma, R., 2020. Future changes in atmospheric rivers and extreme precipitation in Norway. *Climate Dynamics*, 54(3), 2071-2084.

Wimhurst, J. J., and Greene, J. S., 2020. The influence of climate change on low-level jet characteristics over the South-Central Plains as simulated by CMIP5 models. *International Journal of Climatology*.



Monografías

Serie Científico-Tecnológica

Últimas publicaciones na colección

Turbomáquinas hidráulicas (2019)

Concepción Paz Penín, Eduardo Suárez Porto,
Miguel Concheiro Castiñeira e Marcos Conde
Fontenla

A lista de Hilbert (2018)

José Nicanor Alonso Álvarez

*El cobre en suelos de viñedo del noroeste de la Península
Ibérica (2018)*

David Fernández Calviño, Juan Carlos Novoa Muñoz
e Manuel Arias Estévez

*Técnicas estadísticas con hoja de cálculo y R. Azar y
variabilidad en las ciencias naturales (2018)*

Miguel Ángel Mirás Calvo e Estela Sánchez
Rodríguez

*La mejora en la eficiencia y sostenibilidad de la cadena
de suministro mediante el diseño del envase y el embalaje
("Sustainable Packaging Logistics") (2016)*

Jesús García Arca, J. Carlos Prado Prado e Alicia
Trinidad González-Portela Garrido



A rama atmosférica do ciclo hidrolóxico

Dende a evaporación oceánica ata a precipitación nos continentes

Este libro presenta unha caracterización da rama atmosférica do ciclo hidrolóxico baseada na relación entre fontes e sumidoiros e o transporte de humidade. Nela analízanse os principais mecanismos e procesos relacionados co transporte de humidade e revisase a localización das principais fontes oceánicas e terrestres e as rexións influenciadas por elas. Ademais, faise fincapé nos extremos hidrometeorolóxicos (secas e inundacións) e as súas principais causas ademais do efecto do cambio climático nesta rama do ciclo hidrolóxico.

Esta monografía pretende de realizar unha síntese dos principais factores involucrados no ciclo hidrolóxico e no transporte de humidade cara os continentes; resultando nun libro de consulta especialmente indicado para o alumnado de materias medioambientais tanto de grao coma mestrado, así coma para o alumnado de doutoramento ou persoas que queiran iniciarse na investigación da vertente atmosférica do ciclo hidrolóxico.

Servizo de Publicacións

Universidade de Vigo

