

EL AUMENTO DEL NIVEL DEL MAR

¿Cuál es el papel de los glaciares y los mantos de hielo?

FRANCISCO JOSÉ NAVARRO

El nivel del mar ha aumentado a un ritmo acelerado en las últimas décadas, y se espera que continúe aumentando considerablemente a lo largo del siglo XXI y más allá, principalmente como resultado del calentamiento antropogénico. Una subida sustancial del nivel del mar puede provocar graves efectos en las zonas costeras, como una mayor erosión del litoral e inundaciones en zonas habitadas. Con un calentamiento global continuado, estos impactos se verán agravados por eventos meteorológicos y de oleaje extremos, lo que conlleva graves riesgos para las comunidades humanas y los ecosistemas litorales. En este artículo repasamos los avances recientes sobre la contribución de los glaciares y los mantos de hielo al aumento del nivel del mar, teniendo en cuenta el informe especial del IPCC sobre el océano y la criosfera en un clima cambiante.

Palabras clave: aumento del nivel del mar, glaciar, manto de hielo, balance de masa glaciar, pérdida de hielo continental.

■ INTRODUCCIÓN

El nivel del mar ha cambiado mucho en el pasado, decenas de metros, en paralelo con los ciclos glaciares. Actualmente, está aumentando a un ritmo que se ha acelerado en las últimas décadas, principalmente como resultado del calentamiento antropogénico. Las zonas litorales que no llegan a los 10 metros sobre el nivel del mar están hoy en día habitadas por más de 680 millones de personas, lo que supone alrededor del 10% de la población mundial. Por lo tanto, la subida acelerada del nivel del mar y las inundaciones costeras asociadas a esta, así como el esperable aumento de frecuencia de los episodios marítimos extremos, son motivo de preocupación para la humanidad. En este artículo analizamos las tasas actuales y las estimaciones futuras sobre el aumento del nivel del mar, y nos centramos especialmente en cómo contribuye a tal aumento la pérdida de masa de los glaciares y los mantos de hielo. Hay muchísimos estudios recientes sobre esta cuestión. La publicación del informe especial sobre el océano y la criosfera en un clima cambiante (SROCC, por sus siglas en inglés) del Grupo Intergu-

«El colapso de las plataformas de hielo incrementa el traslado de hielo continental al océano, lo cual contribuye indirectamente al aumento del nivel del mar»

bernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC, 2019), y su resumen para responsables de políticas (SPM), proporcionan datos y estimaciones de consenso, con lo que se evitará tener que citar una gran cantidad de fuentes bibliográficas que ya se pueden encontrar fácilmente en el informe. Por lo tanto, mencionaremos este frecuentemente, indicando el punto concreto del resumen y las secciones del informe completo en las que se pueden consultar más detalles y referencias.

En lo que sigue, cuando presentemos datos extraídos de estimaciones estadísticas, indicaremos su mediana y su rango de variación más probable (el valor central, 66%, o, en otras palabras, el rango 17-83% de su distribución de probabilidad), como se muestra en el ejemplo siguiente: aumento del nivel del mar de 3,6 (3,1-4,1) mm/año.

■ TASA ACTUAL DE AUMENTO DEL NIVEL DEL MAR Y CONTRIBUCIONES ACTUALES

La tasa media mundial del aumento del nivel del mar en el periodo 2006-2015 ha sido de 3,6 (3,1-4,1) mm/año

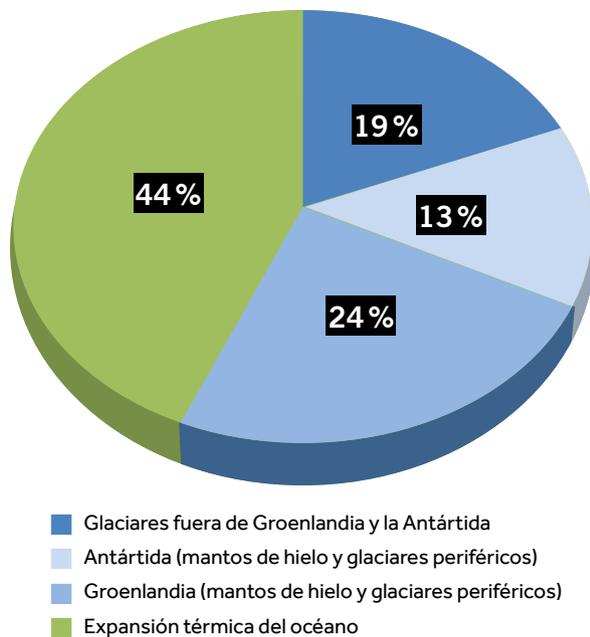


Figura 1. Porcentaje de las contribuciones positivas al nivel global del mar observadas durante el período 2006-2015. El almacenamiento terrestre de agua no aparece porque fue negativo durante este período (es decir, contribuyó a disminuir el nivel del mar).

y muestra una clara aceleración en comparación con la tasa media para el período 1901-1990, que fue de 1,4 (0,8-2,0) mm/año. Como consecuencia de este aumento continuado, el nivel medio del mar ha aumentado un total de 0,16 (0,12-0,21) metros en el período 1902-2015. Este cambio se produce a causa de los procesos provocados por el calentamiento global, que, para el período entre 1850-1900 y 1986-2005, se ha estimado en 0,63 (0,57-0,69) °C. Concretamente, del aumento actual del nivel del mar de 3,6 mm/año, se atribuyen a la pérdida de glaciares y mantos de hielo¹ 1,8 (1,7-1,9) mm/año, mientras que 1,4 (1,1-1,7) mm/año corresponden a la expansión térmica del océano (Figura 1). La contribución actual estimada de los cambios en el almacenamiento terrestre de agua (en la superficie o como aguas subterráneas) es negativa, de -0,21 (-0,36-0,06) mm/año, es decir, contribuye al descenso del nivel del mar. Teniendo en cuenta los valores medios de estas estimaciones, observamos que 0,6 (de 3,6, es decir, un 17%) mm/año del aumento observado del nivel del mar sigue sin tener explicación, aunque esta

¹ De acuerdo con la práctica común en la disciplina, distinguiremos entre glaciares (incluyendo a los glaciares y a los casquetes) y mantos de hielo, referido únicamente a los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida.

discrepancia se mantiene dentro de los rangos de incertidumbre (IPCC, 2019, SPM-A.3.1, §4.2.2).

En este estudio nos centraremos en la contribución de los glaciares y los mantos de hielo, es decir, de las masas de hielo continentales. Notemos que la pérdida de hielo marino no contribuye al aumento del nivel del mar, puesto que la menor densidad del hielo con respecto al agua es la razón de que flote, como indica el principio de Arquímedes. Por lo tanto, cuando el hielo marino se funde, se convierte en agua de nuevo y ocupa menos volumen, exactamente el de la parte que estaba sumergida cuando aún era hielo. Por la misma razón, el deshielo de las lenguas o las plataformas de hielo flotantes tampoco contribuye al aumento del nivel del mar. Sin embargo, el colapso de las plataformas de hielo sí acelera el flujo de los glaciares de descarga, por lo que se incrementa el transporte de hielo continental al océano, lo cual contribuye indirectamente al aumento del nivel del mar (Rott et al., 2018).

De la contribución de 1,8 mm/año al aumento del nivel del mar por parte de los glaciares y los mantos de hielo entre 2006-2015, 0,61 ($\pm 0,08$) mm/año corresponden a glaciares fuera de Groenlandia y la Antártida; 0,77 ($\pm 0,03$) mm/año a Groenlandia (a su manto de hielo y glaciares periféricos, desconectados del manto principal), y 0,43 ($\pm 0,05$) mm/año a la Antártida (a su manto de hielo y glaciares periféricos) (IPCC, 2019, SPM-A.1.1, §3.3 y §4.2.2). La Figura 1 muestra los porcentajes correspondientes del total de contribuciones positivas observadas.

«El manto de hielo de Groenlandia está perdiendo masa aproximadamente el doble de rápido que el de la Antártida»

Se aprecia la gran contribución de los glaciares en comparación con los mantos de hielo, teniendo en cuenta que su volumen total es mucho menor (el volumen total de hielo almacenado en los glaciares, el manto de hielo de Groenlandia y el de la Antártida es aproximadamente equivalente a 0,5, 7 y 58 metros de cambio en el nivel del mar, respectivamente; es decir, <1%, ~11% y >88%; IPCC, 2019). Esto se debe al tiempo de respuesta de los glaciares a los cambios en el clima, mucho más rápido que el de los mantos de hielo, debido a que su tamaño es considerablemente menor.

Como podemos observar, el manto de hielo de Groenlandia está perdiendo masa aproximadamente el doble de rápido que el de la Antártida, aunque esto podría cambiar en los próximos siglos, como comentaremos más adelante. La contribución de Groenlandia al aumento en el nivel del mar en el período 2012-2016 fue similar a la de 2002-2011, pero mucho mayor que la de 1992-2001, período en el cual la masa del manto de hielo se mantuvo

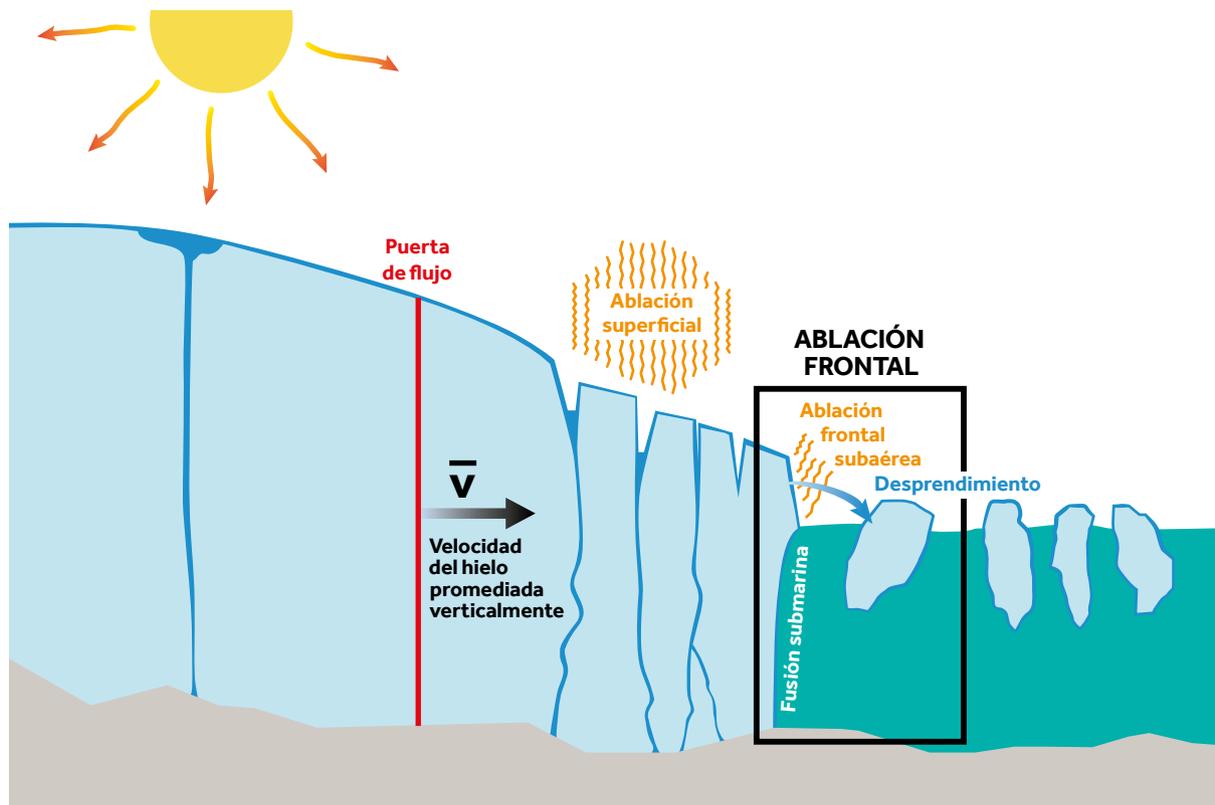


Figura 2. Ilustración de los mecanismos típicos de pérdida de masa en el frente de un glaciar con terminación en mar no flotante. En el caso de una lengua de glaciar flotante o una plataforma de hielo, también habría fusión submarina bajo la lengua o plataforma. La ablación frontal incluye el desprendimiento de icebergs y la fusión frontal submarina y subaérea. La ablación superficial incluye la fusión en superficie (y la consiguiente escorrentía) y la sublimación.

FUENTE: Javier Lapazarán - Universidad Politécnica de Madrid

casi en equilibrio. Sin embargo, la contribución de la Antártida en el período de 2012-2016 casi dobló a la de 2002-2011, y cuadruplicó la de 1992-2001. En cuanto a los glaciares, la pérdida de masa en el período 2006-2015 se ha estimado un 9-10 % mayor que en el de 1993-2015, y un 33-37 % mayor que en el de 1970-2015. Los rangos porcentuales dependen de si las estimaciones se basan en observaciones o en modelos calibrados con observaciones, y de si estos incluyen o excluyen a los glaciares en la periferia de los mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida (Bamber, Westaway, Marzeion y Wouters, 2018; Marzeion et al., 2017; Zemp et al., 2019).

■ MECANISMOS FÍSICOS DE LA PÉRDIDA DE MASA DE LOS GLACIARES HACIA EL OCEANO

Existen diversos mecanismos de pérdida de masa de los glaciares y los mantos de hielo (Figura 2), cada uno predominante en un entorno determinado. El deshielo en la superficie y la posterior escorrentía hacia el océano es uno de tales mecanismos para todas las masas de hielo

continentales excepto los glaciares de alta montaña y el manto de hielo de la Antártida, donde la temperatura superficial es demasiado baja para fundir el hielo, salvo en la península Antártica y en algunas áreas costeras durante el verano. La sublimación es el mecanismo principal de pérdida de masa en entornos muy fríos en los que la temperatura superficial rara vez supera el punto de fusión, incluso en verano. Pese a que la sublimación es en realidad una pérdida de masa hacia la atmósfera, al condensarse y caer en forma de precipitaciones, acaba alimentando al océano. Tengamos en cuenta que no todo el hielo glaciar que se funde en la superficie acaba en el océano. Una parte importante de la fusión en superficie, especialmente la que se produce en las zonas de acumulación de los glaciares y los mantos de hielo, se filtra a través de la nieve y la neviza² y se vuelve a congelar. Además, puede permanecer durante el invierno

² Neviza se refiere al material en estados intermedios entre la nieve y el hielo. La nieve que sobrevive al menos un invierno se convierte en neviza. La neviza se convierte en hielo cuando las burbujas de aire entre los cristales de hielo se desconectan entre sí. Esto ocurre a una presión de ~840 kg m³.

| Escenario | Aumento proyectado del nivel del mar (m) | | Contribución de los glaciares y mantos de hielo durante 2015-2100 (m) | | |
|-----------|--|------------------|---|--------------------------|--------------------------|
| | 2081-2100 | 2100 | Glaciares | Manto de Groenlandia | Manto de la Antártida |
| RCP2.6 | 0,39 (0,26-0,53) | 0,43 (0,29-0,59) | 0,094 ± 0,025 22 % | 0,07 (0,04-0,12) 16 % | 0,04 (0,01-0,11) 9 % |
| RCP8.5 | 0,71 (0,51-0,92) | 0,84 (0,61-1,10) | 0,200 ± 0,044 24 % | 0,15 (0,08-0,27) 18 % | 0,12 (0,03-0,28) 14 % |

Tabla 1. Aumento medio del nivel del mar a escala mundial con respecto a la media para el período 1986-2005 en los escenarios de emisiones RCP 2.6 y 8.5; contribución de los glaciares y mantos de hielo para el período 2015-2100 y porcentaje de su contribución al aumento medio del nivel del mar a escala global en 2100 (IPCC, 2019, SPM-B.1.1, B.1.2 & B.3.1, §4.2.3).

en forma de acuíferos en la capa de neviza, como se ha observado en ciertas zonas de acumulación al sureste de Groenlandia (Forster et al., 2013). En Groenlandia en su conjunto, en el período de 1960-2014, solo escapaba al mar aproximadamente la mitad del material fundido en superficie (Steger et al., 2017). Parte del agua líquida que sale de los glaciares puede incluso no llegar al océano. Por ejemplo, en zonas de alta montaña de Asia, una parte del agua fundida que abandona los glaciares se absorbe en la recarga de acuíferos o se emplea en irrigación, especialmente en cuencas sin drenaje al exterior (Brun, Berthier, Wagnon, Kääb, y Treichler, 2017).

Para los glaciares y los mantos de hielo que acaban en mar o en lago, el desprendimiento de icebergs y la fusión submarina en el frente del glaciar y bajo las lenguas y las plataformas de hielo flotantes son otros mecanismos importantes de pérdida de masa, especialmente en las regiones polares. Aunque el desprendimiento de icebergs y la fusión submarina son mecanismos físicamente distintos, en la práctica resulta muy complicado estimar sus contribuciones por separado. Por esta razón se les suele agrupar mediante el término *descarga de hielo*,³ que es mucho más fácil de medir (normalmente, mediante el uso de técnicas de teledetección) calculando la masa que pasa por puertas de flujo hipotéticas cercanas a los frentes glaciares, o en la línea de anclaje,⁴ en el caso de lenguas o plataformas flotantes. Este flujo de masa se calcula como la velocidad del glaciar (a menudo medida con radares de apertura sintética o imágenes ópticas de satélite) multiplicado por la sección de la puerta de flujo (normalmente calculada mediante técnicas de georradar) y multiplicado por la densidad del hielo. Estas pérdidas



NASA/Jeremy Harbeck 2016

La pérdida de hielo marino no contribuye al aumento del nivel del mar, ya que este flota debido a su menor densidad con respecto al agua. Por lo tanto, cuando el hielo marino se funde, se convierte en agua de nuevo y ocupa menos volumen, exactamente el de la parte que estaba sumergida cuando aún era hielo. Por la misma razón, el deshielo de las lenguas o las plataformas de hielo flotantes tampoco contribuye al aumento del nivel del mar. No obstante, la desintegración de las plataformas de hielo acelera el flujo de los glaciares de descarga, por lo que se incrementa el transporte de hielo continental al océano, lo cual contribuye indirectamente al aumento del nivel del mar. En la imagen, iceberg en proceso de desprenderse de la plataforma de hielo de Getz, en la Antártida Occidental.

«A lo largo del siglo XXI, la expansión térmica oceánica y la pérdida de masa de los glaciares y los mantos de hielo seguirán siendo los mayores aportes al aumento del nivel del mar»

³ Un término relacionado es el de *flujo de desprendimiento de icebergs*. Se refiere a la descarga de hielo por una puerta de flujo cercana al frente glaciar menos la diferencia de masa resultante del avance o retroceso del frente glaciar.

⁴ La *línea de anclaje* es aquella en la que un manto de hielo que llega al mar pierde el contacto con la tierra y se convierte en una plataforma de hielo flotante (o una lengua de hielo, cuando lo que llega al mar es un glaciar).



dependen en gran medida de la velocidad del glaciar —de forma que la aceleración del flujo del glaciar provoca mayores pérdidas— y tienen como consecuencia el adelgazamiento de las zonas de las que se sustrajo el hielo perdido. Por esta razón, estas pérdidas se conocen también como *adelgazamiento dinámico*.

La pérdida de masa del manto de hielo de la Antártida está en gran parte dominada por el adelgazamiento dinámico, que en las últimas décadas se ha vuelto especialmente importante en la parte occidental del manto (sobre todo en la bahía del mar de Amundsen) y en la región de la península Antártica. En el primer caso, debido a un aumento en la fusión bajo el hielo por la llegada de agua profunda circumpolar relativamente cálida (Jenkins et al., 2018) y, en el segundo, por la desintegración de ciertas plataformas de hielo y la consiguiente reducción o pérdida del efecto contrafuerte ejercido por las plataformas sobre los glaciares de descarga que las alimentan (Reese, Gudmundsson, Levermann y Winkelmann, 2018). En el caso del manto de hielo de Groenlandia, las pérdidas de masa en las últimas décadas se han debido casi en igual medida al adelgazamiento dinámico y a la fusión en superficie y escorrentía subsiguiente, pero en los últimos años es esta última la que ha dominado, con un 42 % de las pérdidas para el período de 2000-2005, 64 % para el

«Se espera que el nivel medio del nivel del mar aumente a un ritmo acelerado durante el siglo XXI y más adelante»

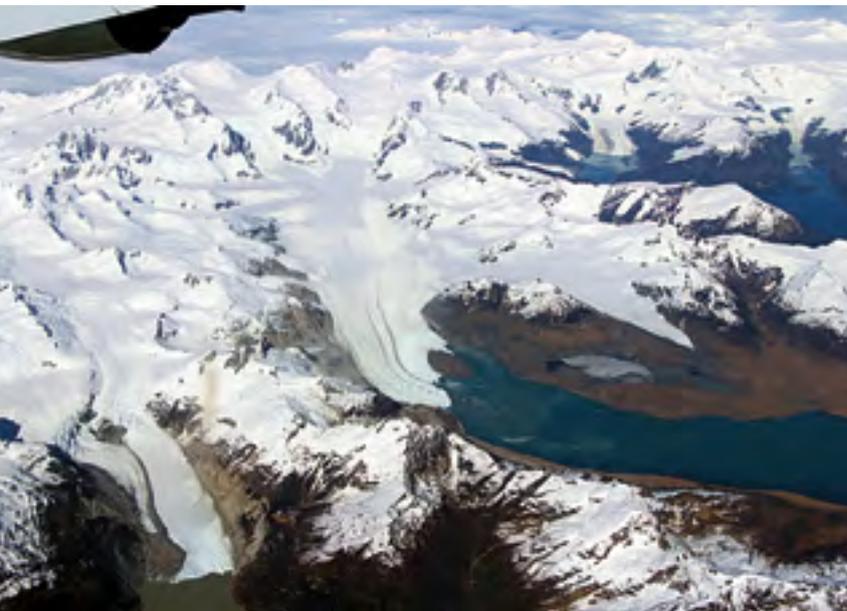
de 2005-2009 y 68 % para el de 2009-2012 (Enderlin et al., 2014). Todavía desconocemos mucho sobre las causas de las incursiones de agua cálida en la costa de Groenlandia que provocan el retroceso de los glaciares y la respuesta de los glaciares al forzamiento oceánico (Cowton, Sole, Nienow, Slater y Christoffersen, 2018; Straneo et al., 2013).

Aunque nos hemos centrado en los mecanismos de pérdida de masa, cabe destacar que la contribución de los glaciares al aumento del nivel del mar es el resultado del balance neto entre ganancias y pérdidas de masa, conocido como *balance de masa*. La principal fuente de masa para los glaciares y los mantos de hielo es, de hecho, el océano, a través de la evaporación, la condensación en las nubes y la precipitación en forma de nieve sobre las masas de hielo continentales. Bajo un clima cada vez más cálido, se

espera una mayor evaporación y precipitación en forma de nieve en las zonas polares y de alta montaña. De hecho, en la Antártida, la acumulación de masa debido al aumento de las nevadas ha compensado en parte las pérdidas por adelgazamiento dinámico, en particular en la península Antártica (Medley y Thomas, 2018). En Groenlandia, la disminución de la oscilación del Atlántico norte en verano después de los años noventa ha dado lugar a un clima anticiclónico, con menos nubes y nieve, y más insolación de onda corta, lo que explica la mayor parte del aumento de la fusión tras la década de los noventa (Hofer, Tedstone, Fettweis y Bamber, 2017).

■ PROYECCIONES DE AUMENTO DEL NIVEL DEL MAR

En el uso habitual del IPCC, el término *proyecciones* se utiliza para referirse a predicciones sobre la evolución futura en supuestos de emisión de gases de efecto invernadero. Desde el *Quinto informe de evaluación* (AR5, en sus siglas en inglés), publicado en 2014, se utilizan escenarios de emisión, los denominados *supuestos de trayectoria de concentración representativa* (RCP, por las siglas en inglés de *representative concentration pathways*). Se etiquetan a partir de valores de forzamiento radiativo⁵ asociado en el año 2100 (originalmente, eran 2,6; 4,5; 6 y 8,5 W/m²). Estos escenarios de emisión eran



NASA/John Sonntag 2016

El tiempo de respuesta de los glaciares a los cambios en el clima es mucho más rápido que el de los mantos de hielo, debido a que su tamaño es considerablemente menor. En la imagen, montañas, glaciares, morrenas y fiordos del lado chileno de Tierra del Fuego.

⁵ El *forzamiento radiativo* es la diferencia entre la radiación solar absorbida por la Tierra y la energía irradiada de vuelta al espacio.

consistentes con ciertos supuestos socioeconómicos, pero ahora se están sustituyendo por escenarios económicos denominados *trayectorias socioeconómicas compartidas* (SSP por las siglas en inglés de *shared socioeconomic pathways*), con el objetivo de proporcionar descripciones flexibles de futuros posibles para cada escenario de emisión. Junto con las SSP, se introdujeron nuevos escenarios de emisión (1.9, 3.4 y 7). El RCP1.9 es particularmente interesante, porque limita el calentamiento global por debajo de 1,5 °C, el objetivo del Acuerdo de París. A continuación, nos centraremos en el RCP2.6 y el RCP8.5, como escenarios mínimo y máximo, para proporcionar un rango de impactos posibles.

Es importante señalar que las proyecciones que discutiremos a continuación se basan en el informe especial sobre el océano y la criosfera (IPCC, 2019), que utiliza nuevas estimaciones con respecto a las del AR5 solo para la Antártida. Para los glaciares y para Groenlandia, así como para la expansión térmica oceánica y el almacenamiento terrestre de agua, las proyecciones son idénticas a las del AR5. La razón principal de ello es la falta de simulaciones climáticas actualizadas del Proyecto de Intercomparación de Modelos de Clima Acoplados (o CMIP, siglas de *Coupled Model Intercomparison Project*) del Programa Mundial de Investigaciones Climáticas, que proporciona información sobre la evolución del clima y los cambios asociados en los océanos, glaciares y mantos de hielo. Para el AR5 se utilizaron resultados del CMIP5. Sin embargo, todavía no están disponibles los resultados del CMIP6; se espera que se utilicen para la preparación del *Sexto informe de evaluación* del IPCC (AR6). En el caso de la Antártida, se han realizado varias estimaciones a escala continental de la pérdida de hielo en el futuro desde la publicación del AR5, utilizando varios supuestos de emisiones. Incluso utilizando resultados del CMIP5, estos modelos han proporcionado información probabilística sobre incertidumbres asociadas. Esto ha permitido realizar una evaluación cuantitativa de la incertidumbre relativa a las pérdidas dinámicas de masa de toda la Antártida, lo cual no era posible con el AR5. Por lo tanto, las estimaciones actualizadas para la pérdida de masa antártica se han incluido en el IPCC (2019).

El aumento medio del nivel del mar a escala mundial previsto hasta finales del siglo XXI se muestra en la Tabla 1. Las tasas asociadas para 2100 son 4 (2–6) mm/año en el escenario RCP2.6 y 15 (10–20) mm/año en el RCP8.5; es decir, oscilan entre cercanas al valor presente y cuatro veces superiores (IPCC, 2019, SPM-B.3.3, §4.2.3). La Tabla 1 también muestra las contribuciones por parte de los glaciares y los mantos de hielo proyectadas a 2100. El amplio rango de incertidumbre a

final de siglo se debe principalmente a la incertidumbre sobre las contribuciones proyectadas de los mantos de hielo, especialmente de la Antártida.

Se puede observar que la contribución total de los glaciares al aumento del nivel del mar desde la actualidad hasta finales del siglo XXI sigue siendo importante. Sin embargo, se prevé que esta tasa de contribución durante este siglo y en adelante disminuya en comparación con la de los mantos de hielo, a medida que el área y el volumen de los glaciares disminuya notablemente y muchos desaparezcan por completo, especialmente en latitudes y altitudes bajas (Hanna et al., 2020; Hock et al., 2019). La pérdida de hielo de Groenlandia durante el siglo XXI estará dominada por pérdidas de masa superficial, más que por la descarga dinámica de hielo hacia el océano, sea cual sea el supuesto de emisión, mientras que la de la Antártida estará impulsada por el adelgazamiento dinámico, provocado por la fusión submarina en la parte inferior de las plataformas de hielo y la consiguiente pérdida del efecto contrafuerte que las plataformas de hielo ejercen sobre los glaciares de descarga que las alimentan (IPCC, 2019, §4.2.3).



El manto de hielo de Groenlandia está perdiendo masa aproximadamente el doble de rápido que el de la Antártida, aunque esto podría cambiar en los próximos siglos. En la imagen, extremo norte de la banquisa noroccidental del mar de Weddell, en el océano Antártico, donde el giro de Weddell transporta el hielo marino varios cientos de millas de sur a norte. Cuando se acerca al océano abierto, la acción de las olas rompe el hielo en pequeños trozos como los que se muestran aquí.

NASA/Brooke Medley/2016

NASA/John Sonntag/2016



El desprendimiento de icebergs y la fusión submarina en el frente del glaciar y bajo las lenguas y las plataformas de hielo flotantes son mecanismos importantes de pérdida de masa de glaciares y mantos de hielo, especialmente en las regiones polares. En la imagen, extremo norte de la plataforma de hielo de Getz, alimentada por el glaciar DeVicq, en la Antártida. Se puede observar la fusión cerca del borde de la plataforma.



En el caso de la Antártida, existen varios posibles mecanismos de inestabilidad dinámica que requieren especial atención, puesto que podrían acentuar las pérdidas de masa hacia finales de siglo y más allá, con el rápido y considerable aumento del nivel del mar que ello conlleva. Una gran parte de la Antártida, principalmente en la parte occidental y sobre todo en la zona del mar de Amundsen, descansa sobre terreno por debajo del nivel del mar y termina principalmente en el océano, por lo que se conoce como manto de hielo marino. Cuando se encuentran confinadas en bahías o en contacto con promontorios del fondo marino, las plataformas de hielo flotantes ejercen una presión opuesta al avance hacia el mar del manto de hielo y contribuyen a su estabilidad. Sin embargo, actualmente el manto de hielo se puede ver desestabilizado por una combinación de forzamientos oceánicos (la fusión basal de las plataformas de hielo que provoca su adelgazamiento y retroceso) y atmosféricos (una mayor fusión en superficie que hace más profundas las grietas en esta y que provoca hidrofracturación y, con el tiempo, el colapso de la plataforma de hielo). Si la línea de anclaje está en un

lecho rocoso con pendiente hacia el interior del manto de hielo, se puede producir una retroalimentación positiva que provoca un incremento progresivo del flujo de hielo hacia el océano. A este fenómeno se lo conoce como inestabilidad del manto de hielo marino (MISI, por las siglas en inglés de *marine ice sheet instability*). Desde el AR5, cada vez hay más pruebas de un retroceso acelerado compatible con la hipótesis de dicha inestabilidad en varios de los más importantes glaciares de la zona del mar de Amundsen en la Antártida occidental, incluyendo a los glaciares Thwaites e Isla Pine, y también en el glaciar Totten, en la Tierra de Wilkes, en la Antártida Oriental. Este retroceso acelerado, no obstante, no constituye una prueba definitiva de esta hipótesis, por lo que el IPCC (2019, recuadro general 8, §4.2.3.1.2) lo evalúa con un «nivel de confianza medio», en lo que respecta tanto a la situación presente como a su evolución futura.

Con la desaparición de las plataformas de hielo, se pueden formar acantilados de hielo, que pueden ser inestables si son suficientemente altos como para producir tensiones que excedan la resistencia del hielo. El derrumbe de un acantilado conllevaría el retroceso del manto de hielo. A este proceso se lo conoce como inestabilidad de los acantilados de hielo marino (MICI, *marine ice cliff instability*) y podría, potencialmente, provocar el colapso parcial del manto de hielo de la Antártida Occidental en los próximos siglos. Sin embargo, las pruebas que confirmen la existencia de esta inestabilidad de los acantilados en el presente o el pasado son limitadas, y hay poco consenso con respecto a sus mecanismos físicos, por lo que su potencial impacto futuro es muy incierto (IPCC, 2019, recuadro general 8, §4.2.3.1.2).

El IPCC (2019) también incluye proyecciones para escenarios a largo plazo, más allá del año 2100, utilizando resultados de modelos que apuntan a un aumento de varios metros para el año 2300. Concretamente, el aumento acumulado del nivel del mar proyectado para el año 2300 es de 0,6-1,07 m para el escenario RCP2.6 y de 2,3-5,4 para el RCP8.5. En cuanto a la contribución de los glaciares y los mantos de hielo, todos los estudios coinciden en que los glaciares tendrán una importancia limitada porque, para entonces, habrán perdido gran parte de su masa y muchos habrán desaparecido por completo. En cuanto a la contribución de los mantos de hielo, hay grandes discrepancias entre los resultados de los diferentes estudios, y mucha incertidumbre al respecto. Esto último está relacionado principalmente con los efectos esperados de procesos de inestabilidad

dinámica como la del manto del hielo marino y la de los acantilados de hielo marino (MISI y MICI, respectivamente), que podrían conllevar el colapso parcial del manto de hielo de la Antártida Occidental. En consecuencia, estos resultados están considerados por el IPCC (2019) con un «nivel de confianza bajo». Se puede observar que también hay estudios que hablan de un efecto estabilizador de ciertos procesos en el manto y la corteza terrestres, o el propio manto de hielo, que contrarrestarían el retroceso. Estos procesos incluyen la elevación viscoelástica del lecho de roca por la fuerte disminución de la masa de hielo sobre él (el denominado rebote isostático glacial), y los efectos gravitatorios que reducen la profundidad del agua en la zona de la línea de anclaje. Sin embargo, se espera que sus efectos en el retroceso de la línea de anclaje sean mínimos hasta después de ~2250. Además, no se sabe cómo podrían verse afectados estos resultados por la incertidumbre relativa a las variaciones laterales de la estructura de viscosidad de la Tierra bajo el manto de hielo antártico. En consecuencia, se espera que estos posibles efectos estabilizadores solo frenen débilmente el aumento del nivel del mar durante el siglo XXI, aunque podrían volverse más importantes a escalas temporales que abarquen varios siglos o incluso un milenio (IPCC, 2019, §4.2.3.1.2 & §4.2.3.5).

En Groenlandia, un calentamiento superficial sostenido podría conducir, a largo plazo, a un retroceso significativo (tal vez irreversible) del manto de hielo como consecuencia de dos mecanismos de retroalimentación positiva. Por un lado, la realimentación entre balance de masa en superficie y cambio de elevación, que consiste en un aumento de la fusión en superficie conforme el manto de hielo evoluciona hacia altitudes más bajas y más cálidas, lo que incrementa aún más la ablación. Por otro, la retroalimentación fusión-albedo, que aumenta la fusión por la mayor absorción de calor debida al oscurecimiento de la superficie de hielo por la presencia de agua líquida, la reducción de cobertura de nieve (y el aumento de la superficie de hielo desnudo) durante el verano y por procesos biológicos. Sin embargo, la intensidad y duración del calentamiento necesario para provocar un retroceso irreversible es muy incierta (IPCC, 2019, §4.2.3.5).

■ OBSERVACIONES FINALES

Como hemos visto, se espera que el nivel medio del nivel del mar aumente a un ritmo acelerado durante el siglo XXI y más adelante, lo que provocará impactos importantes en las áreas litorales e insulares, hogar de



NASA/Jefferison Beck, 2018

Grandes icebergs tabulares situados entre la plataforma de hielo Larsen C de la Antártida y el iceberg A-68, que se desprendió de Larsen C en 2017. La pérdida de masa del manto de hielo de la Antártida está en gran parte dominada por el adelgazamiento dinámico, que en las últimas décadas se ha vuelto especialmente importante en la parte occidental del manto (sobre todo en la bahía del mar de Amundsen) y en la región de la península Antártica.

«Los impactos previstos del aumento del nivel del mar incluyen la erosión del litoral y las inundaciones, que se verán exacerbadas por el calentamiento global»

muchas comunidades humanas y una gran variedad de ecosistemas. Además, el aumento del nivel del mar no se distribuye de forma uniforme geográficamente y, en ciertas regiones, se une la disminución del nivel del terreno debida a la sobreexplotación de los acuíferos, lo que hace que estas zonas sean aún más propensas a sufrir impactos más importantes. Los impactos previstos del aumento del nivel del mar incluyen la erosión del litoral y las inundaciones, que se verán exacerbadas por el calentamiento global, debido a olas de calor más intensas y episodios meteorológicos extremos asociados, así como a oleaje de altitud extrema. Todos estos impactos y riesgos asociados los discute ampliamente el IPCC (2019, capítulos 4-9), que también estudia estrategias de mitigación y adaptación.

A lo largo del siglo XXI, la expansión térmica del océano y la pérdida de masa de los glaciares y los man-



tos de hielo seguirán proporcionando los mayores aportes al aumento del nivel del mar. Acabado el siglo, la progresiva absorción de calor por parte del océano contribuirá más al aumento del nivel del mar durante varios siglos. La mayor incertidumbre con respecto a escalas de tiempo largas es el papel de los mantos de hielo. Sobre estos, todos los modelos concuerdan en que solo los escenarios de bajas emisiones como RCP2.6 podrán evitar una pérdida de hielo sustancial en el futuro.

Los caminos por los que se evolucione en el futuro dependerán en gran medida de si se alcanzan o no determinados puntos de inflexión y, si se alcanzan, del momento en el que esto ocurra. Los dos puntos de inflexión más críticos son, primero, el umbral en el que la combinación de la realimentación del balance de masa en superficie-elevación y la de la fusión-albedo podrían provocar un retroceso irreversible del manto de hielo de Groenlandia; y segundo, los umbrales de fusión en superficie y submarina bajo las plataformas de hielo de la Antártida Occidental, que podrían provocar un retroceso irreversible del manto de hielo, mediante procesos de inestabilidad del manto de hielo marino (MISI) y, posiblemente, de los acantilados de hielo marino (MICI). La posibilidad de alcanzar estos puntos de inflexión es, por supuesto, mucho mayor en el escenario de emisiones RCP8.5 que en RCP2.6. A escala temporal milenaria, los puntos de inflexión de los dos mantos de hielo son iguales o algo superiores a 1,5–2,0 °C (Pattyn et al., 2018). Por lo tanto, el RCP1.9 sería el escenario ideal, porque mantiene el calentamiento global por debajo de 1,5 °C, como indica el objetivo del Acuerdo de París.

En conclusión, el aumento del nivel del mar a escalas temporales centenarias o milenarias depende de forma crítica del supuesto de emisiones considerado, lo que remarca la importancia de mitigar las emisiones de gases de efecto invernadero para minimizar los impactos y riesgos asociados con este aumento. ☺

REFERENCIAS

- Bamber, J. L., Westaway, R. M., Marzeion, B., & Wouters, B. (2018). The land ice contribution to sea level during the satellite era. *Environmental Research Letters*, 13(6), 063008. doi: [10.1088/1748-9326/aac2f0](https://doi.org/10.1088/1748-9326/aac2f0)
- Brun, F., Berthier, E., Wagnon, P., Käab, A., & Treichler, D. (2017). A spatially resolved estimate of High-Mountain Asia glacier mass balances from 2000–2016. *Nature Geoscience*, 10, 668–673. doi: [10.1038/NNGEO2999](https://doi.org/10.1038/NNGEO2999)
- Cowton, T. R., Sole, A. J., Nienow, P. W., Slater, D. A., & Christoffersen, P. (2018). Linear response of east Greenland's tidewater glaciers to ocean/atmosphere warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(31), 7907–7912. doi: [10.1073/pnas.1801769115](https://doi.org/10.1073/pnas.1801769115)
- Enderlin, E. M., Howat, I. M., Jeong, S., Noh, M.-J., Van Angelen, J. H., & Van den Broeke, M. R. (2014). An improved mass budget for the Greenland ice sheet. *Geophysical Research Letters*, 41(3), 866–872. doi: [10.1002/2013GL059010](https://doi.org/10.1002/2013GL059010)
- Forster, R. R., Box, J. E., Van den Broeke, M. R., Miège, C., Burgess, E. W., Van Angelen, J. H., ... McConnell, J. R. (2013). Extensive liquid meltwater storage in firm within the Greenland ice sheet. *Nature Geoscience*, 7(2), 95–98. doi: [10.1038/ngeo2043](https://doi.org/10.1038/ngeo2043)
- Hanna, E., Pattyn, F., Navarro, F., Favier, V., Goelzer, H., Van den Broeke, M. R., ... Smith, B. (2020). Mass balance of the ice sheets and glaciers – Progress since AR5 and challenges. *Earth-Science Reviews*, 201, 102976. doi: [10.1016/j.earscirev.2019.102976](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102976)
- Hock, R., Bliss, A., Marzeion, B., Giesen, R., Hirabayashi, Y., Huss, M., ... Slangen, A. (2019). GlacierMIP – A model intercomparison of global-scale glacier mass-balance models and projections. *Journal of Glaciology*, 65(251), 453–467. doi: [10.1017/jog.2019.22](https://doi.org/10.1017/jog.2019.22)
- Hofer, S., Tedstone, A. J., Fettweis, X., & Bamber, J. L. (2017). Decreasing cloud cover drives the recent mass loss on the Greenland Ice Sheet. *Science Advances*, 3(6), e1700584. doi: [10.1126/sciadv.1700584](https://doi.org/10.1126/sciadv.1700584)
- IPCC. (2019). *IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate*. H. – O. Pörtner, D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, ... N. M. Weyer (Eds.). En prensa. Consultado en https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2019/12/SROCC_FullReport_FINAL.pdf
- Jenkins, A., Shoosmith, D., Dutrieux, P., Jacobs, S., Kim, T. W., Lee, S. H., ... Stammerjohn, S. (2018). West Antarctic Ice Sheet retreat in the Amundsen Sea driven by decadal oceanic variability. *Nature Geoscience*, 11(10), 733–738. doi: [10.1038/s41561-018-0207-4](https://doi.org/10.1038/s41561-018-0207-4)
- Marzeion, B., Champollion, N., Haeberli, W., Langley, K., Leclercq, P., & Paul, F. (2017). Observation-based estimates of global glacier mass change and its contribution to sea-level change. *Surveys in Geophysics*, 38(1), 105–130. doi: [10.1007/s10712-016-9394-y](https://doi.org/10.1007/s10712-016-9394-y)
- Medley, B., & Thomas, E. R. (2018). Increased snowfall over the Antarctic Ice Sheet mitigated twentieth-century sea-level rise. *Nature Climate Change*, 9(1), 34–39. doi: [10.1038/s41558-018-0356-x](https://doi.org/10.1038/s41558-018-0356-x)
- Pattyn, F., Ritz, C., Hanna, E., Asay-Davis, X., DeConto, R., Durand, G., ... Van den Broeke, M. (2018). The Greenland and Antarctic ice sheets under 1.5 °C global warming. *Nature Climate Change*, 8(12), 1053–1061. doi: [10.1038/s41558-018-0305-8](https://doi.org/10.1038/s41558-018-0305-8)
- Reese, R., Gudmundsson, G. H., Levermann, A., & Winkelmann, R. (2018). The far reach of ice-shelf thinning in Antarctica. *Nature Climate Change*, 8(1), 53–57. doi: [10.1038/s41558-017-0020-x](https://doi.org/10.1038/s41558-017-0020-x)
- Rott, H., Abdel Jaber, W., Wuite, J., Scheiblaue, S., Floricioiu, D., Van Wessem, J. M., ... Van den Broeke, M. R. (2018). Changing pattern of ice flow and mass balance for glaciers discharging into the Larsen A and B embayments, Antarctic Peninsula, 2011 to 2016. *The Cryosphere*, 12, 1273–1291. doi: [10.5194/tc-12-1273-2018](https://doi.org/10.5194/tc-12-1273-2018)
- Steger, C. R., Reijmer, C. H., Van den Broeke, M. R., Wever, N., Forster, R. R., Koenig, L. S., ... Noël, B. P. Y. (2017). Firm meltwater retention on the Greenland Ice Sheet: A model comparison. *Frontiers in Earth Science*, 5, 3. doi: [10.3389/feart.2017.00003](https://doi.org/10.3389/feart.2017.00003)
- Straneo, F., Heimbach, P., Sergienko, O., Hamilton, G., Catania, G., Griffies, S., ... Vieli, A. (2013). Challenges to understanding the dynamic response of Greenland's marine terminating glaciers to oceanic and atmospheric forcing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(8), 1131–1144. doi: [10.1175/BAMS-D-12-00100.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00100.1)
- Zemp, M., Huss, M., Thibert, E., Eckert, N., McNabb, R., Huber, J., ... Cogley, J. G. (2019). Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature*, 568(7752), 382–386. doi: [10.1038/s41586-019-1071-0](https://doi.org/10.1038/s41586-019-1071-0)

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada por el programa de innovación y desarrollo Horizonte 2020 de la Unión Europea, bajo el proyecto n.º 727890, y el proyecto CTM2017-84441-R del Plan Estatal de I+D.

FRANCISCO JOSÉ NAVARRO. Doctor en Ciencias Físicas (Geofísica) y catedrático de Matemática Aplicada en la Universidad Politécnica de Madrid (España), donde lidera el Grupo de Investigación de Simulación Numérica en Ciencia e Ingeniería. Su investigación se centra en la glaciología, especialmente en el balance de masa de los glaciares, las aplicaciones de georadar en glaciología, el modelado numérico de la dinámica de los glaciares y la detección remota de glaciares. Actualmente es presidente de la International Glaciological Society. ✉ francisco.navarro@upm.es