

WERBUNG

HEIM > WISSENSCHAFTLICHE FORTSCHRITTE > BD. 10, NR. 6 > PHYSIKALISCHES FRÜHWARN-SIGNAL ZEIGT, DASS AMOC AUF KIPPKURS IST

FORSCHUNGSARTIKEL | OZEANOGRAPHIE



Physikalisches Frühwarnsignal zeigt, dass AMOC auf Kippkurs ist

RENÉ M. VAN WESTEN , MICHAEL KLIPHUIS UND HENK A. DIJKSTRA [Autoreinformationen und Zugehörigkeiten](#)

WISSENSCHAFTLICHE FORTSCHRITTE · 9. Februar 2024 · Band 10, Ausgabe 6 · DOI: 10.1126/sciadv.adk1189

↓ 166.372



Abstrakt

Eines der bedeutendsten Klimakippelemente ist die atlantische meridionale Umwälzzirkulation (AMOC), die aufgrund der Zufuhr von Süßwasser in den Nordatlantik möglicherweise zusammenbrechen kann. Obwohl AMOC-Kollaps in komplexen globalen Klimamodellen durch starken Süßwasserantrieb induziert wurden, wurden die Prozesse eines AMOC-Kippereignisses bisher nicht untersucht. Hier zeigen wir Ergebnisse des ersten Kippereignisses im Community Earth System Model, einschließlich der großen Klimaauswirkungen des Zusammenbruchs. Anhand dieser Ergebnisse entwickeln wir ein physikbasiertes und beobachtbares Frühwarnsignal für AMOC-Tipping: das Minimum des AMOC-induzierten Süßwassertransports an der Südgrenze des Atlantiks. Reanalyseergebnisse deuten darauf hin, dass die aktuelle AMOC auf dem Weg zum Kippen ist. Das Frühwarnsignal ist eine nützliche Alternative zu den klassischen statistischen Signalen, die bei Anwendung auf unser simuliertes Trinkgeldereignis empfindlich auf das analysierte Zeitintervall vor dem Trinkgeld reagieren.

MELDEN SIE SICH FÜR DEN WISSENSCHAFTLICHEN BERATER-NEWSLETTER AN

Die neuesten Nachrichten, Kommentare und Forschungsergebnisse täglich kostenlos in Ihrem Posteingang

MELDEN SIE SICH AN >

EINFÜHRUNG

Die atlantische meridionale Umwälzzirkulation (AMOC) transportiert effektiv Wärme und Salz durch den globalen Ozean ([1](#)) und moduliert das regionale und globale Klima stark. Kontinuierliche Abschnittsmessungen des AMOC, die seit 2004 bei 26° N vom RAPID-MOCHA-Array ([2](#)) verfügbar sind, haben gezeigt, dass die AMOC-Stärke um einige Sverdrups (1 Sv = 10⁶ m³ s⁻¹) von 2004 bis 2012 abgenommen hat und sich danach wieder verstärkt ([3](#)). Die Variabilität der AMOC-Stärke über einen längeren Zeitraum, geschätzt anhand von Zeitreihen der Meeresoberflächentemperatur (SST) auf der Grundlage von „Fingerabdruck“-Mustern ([4](#)), weist darauf hin, dass die AMOC seit etwa 1950 um 3 ± 1 Sv geschwächt ist. Aus Proxy-Aufzeichnungen geht hervor, dass dies der Fall war

PDF

Helpen

deuteten darauf hin, dass sich die AMOC derzeit in ihrem schwächsten Zustand seit über einem Jahrtausend befindet ([5](#)).

Der AMOC wurde als eines der Kippelemente im Klimasystem bezeichnet ([6](#), [7](#)), was darauf hindeutet, dass er sich unter einem sich langsam entwickelnden Antrieb relativ schnell ändern kann. Das AMOC reagiert besonders empfindlich auf den Süßwasserdruck des Ozeans, entweder durch den Süßwasserfluss an der Oberfläche (z. B. Niederschlag) oder durch den Eintrag von Süßwasser aufgrund von Flussabfluss oder Eisschmelze (z. B. vom grönländischen Eisschild). Obwohl in historischen Beobachtungen keine AMOC-Kippung festgestellt wurde, gibt es aus Proxy-Aufzeichnungen viele Hinweise darauf, dass es in der geologischen Vergangenheit während der sogenannten Dansgaard-Oeschger-Ereignisse zu abrupten AMOC-Änderungen kam ([8](#) – [10](#)).

Klassische Frühwarnindikatoren wie der Anstieg der Varianz und/oder der (Lag-1)-Autokorrelation deuten bei Anwendung auf SST-basierte Zeitreihen darauf hin, dass sich die heutige AMOC vor dem Ende dieses Jahrhunderts einem Wendepunkt nähert ([11](#), [12](#)). Abgesehen von der Tatsache, dass die SST-basierten AMOC-Fingerabdrücke das AMOC-Verhalten möglicherweise nicht angemessen darstellen, sind viele (statistische) Annahmen erforderlich, um den bevorstehenden AMOC-Kippunkt abzuschätzen ([12](#) – [15](#)). Daher besteht ein dringender Bedarf an einem stärker physikbasierten, beobachtbaren und zuverlässigeren Frühwarnindikator, der den AMOC-Wendepunkt charakterisiert.

ERGEBNISSE

AMOC-Zusammenbruch

Um einen solchen Frühwarnindikator zu entwickeln, haben wir eine gezielte Simulation durchgeführt, um ein AMOC-Kipereignis im Community Earth System Model (CESM; Version 1.0.5) zu finden. Diese CESM-Version, die im Coupled Model Intercomparison Project (CMIP), Phase 5, verwendet wurde, hat horizontale Auflösungen von 1° für die Ozean-/Meereis-Komponenten und 2° für die Atmosphären-/Landkomponenten (siehe Materialien und Methoden).

Wir gehen von einer statistischen Gleichgewichtslösung einer vorindustriellen Kontrollsimulation ([16](#)) aus und halten die Treibhausgas-, Sonnen- und Aerosolantriebe während der Simulation konstant auf dem vorindustriellen Niveau. Einem Quasi-Gleichgewichtsansatz ([17](#) – [19](#)) folgt die Hinzufügung einer langsam variierenden Süßwasserflussanomalie F_H im Nordatlantik über der Region zwischen 20°N und 50°N . Diese Süßwasserflussanomalie wird im Rest des Gebiets ausgeglichen, wie im Einschub von [Abb. 1A](#) dargestellt. Wir haben den Süßwasserflussantrieb linear mit einer Rate von $3 \times 10^{-4} \text{ Sv Jahr}^{-1}$ bis zum Modelljahr 2200 erhöht, wo ein Maximum von $F_H = 0,66 \text{ Sv}$ erreicht wird. Eine solche Simulation wurde bisher nicht mit einem komplexen globalen Klimamodell (GCM) (das in CMIP5 und darüber hinaus verwendet wird) wie der hier verwendeten CESM-Version durchgeführt, da der Rechenaufwand hoch ist und sie nicht einfach für eine Reihe verschiedener GCMs wiederholt werden kann.

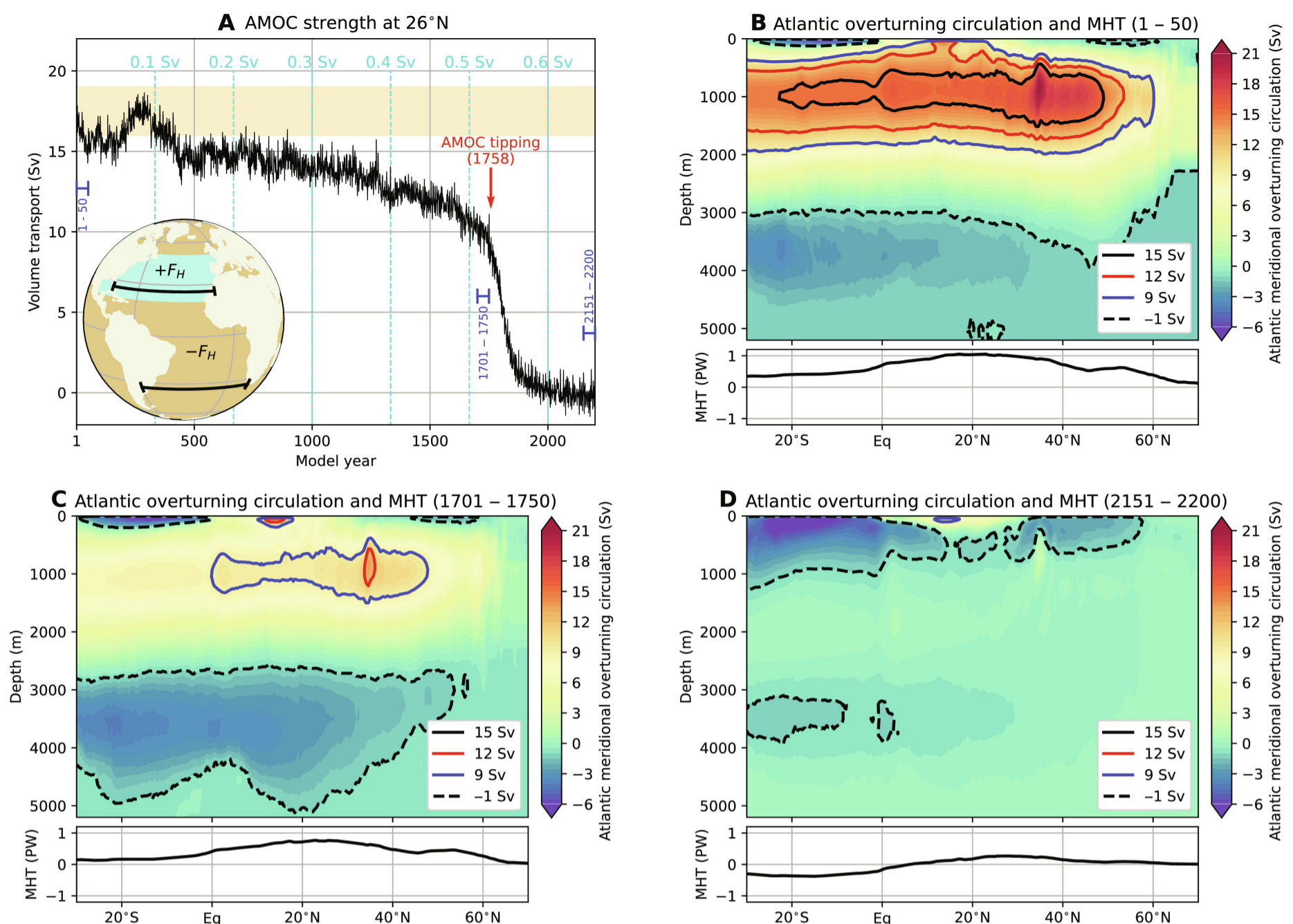


Abb. 1 . AMOC-Zusammenbruch.

(**A**) Die AMOC-Stärke bei 1000 m und 26°N, wobei die gelbe Schattierung die beobachteten Bereiche anzeigt ([60](#), [61](#)). Die blaugrünen Linien geben die Größe von F_H an . Der rote Pfeil zeigt den AMOC-Kippunkt an (Modelljahr 1758; Abb. S1, A und B), und die blauen Abschnitte zeigen die in (B) bis (D) verwendeten 50-Jahres-Zeiträume an. Einschub: Das Schlauchexperiment, bei dem der Meeresoberfläche zwischen 20°N und 50°N im Atlantischen Ozean Süßwasser zugeführt wird ($+F_H$) und über die verbleibende Meeresoberfläche ausgeglichen wird ($-F_H$). Die schwarzen Abschnitte zeigen die Breitengrade 26°N und 34°S an, über die die AMOC-Stärke bzw. der Süßwassertransport (F_{ovS}) bestimmt werden. (**B bis D**) AMOC-Stromfunktion (Ψ) und atlantischer meridionaler Wärmetransport (MHT; siehe auch Abb. S2) für die Modelljahre 1 bis 50, 1701 bis 1750 und 2151 bis 2200. Die Konturen zeigen die Isolinien von Ψ für verschiedene Werte .

Unter zunehmendem Süßwasserdruck stellen wir eine allmähliche Abnahme ([Abb. 1A](#)) der AMOC-Stärke fest (siehe Materialien und Methoden). In den ersten 400 Jahren dominiert die natürliche Variabilität die AMOC-Stärke; Nach dem Modelljahr 800 zeichnet sich jedoch aufgrund des zunehmenden Süßwasserantriebs ein deutlich negativer Trend ab. Dann, nach 1750 Jahren Modellintegration, finden wir einen abrupten AMOC-Zusammenbruch (Abb. S1, A und B). Die AMOC-Stärke beträgt etwa 10 Sv im Modelljahr 1750 und sinkt 100 Jahre später (Modelljahr 1850) auf 2 Sv und wird nach dem Modelljahr 2000 schließlich leicht negativ. Solch eine vorübergehende AMOC-Reaktion (Modelljahre 1750 bis 1850) ist angesichts der spektakulär langsamen Änderung des Süßwasserantriebs (dh $\Delta F_H = 0,03$ Sv). Die charakteristische meridionale Umwälzzirkulation und der damit verbundene Wärmetransport nach Norden im Atlantischen Ozean sind nach dem Modelljahr 2000 auf nahezu Null bzw. um 75 % (bei 26° N) zurückgegangen ([Abb. 1, B bis D](#) und Abb. S2A) .

Dieses Ergebnis unterscheidet sich erheblich von früheren Modellsimulationen mit GCMs, die extrem große Süßwasserantriebe [z. B. 1 Sv pro Jahr über 50°N bis 70°N ([20](#))] oder große anfängliche Salzgehaltsstörungen ([21](#)) verwendet haben. Der AMOC-Kollaps in diesen Simulationen ist eine direkte Reaktion auf den sehr starken Antrieb, wohingegen in unseren Modellsimulationen, die eher den Simulationen in Erdsystemmodellen mittlerer Komplexität ([17](#), [18](#)) ähneln, der Kollaps in erster Linie eine Reaktion darauf ist interne Rückmeldungen. Dies kann quantifiziert werden, indem man die AMOC-Änderung pro kumulativer Änderung des Süßwasserantriebs im Nordatlantik betrachtet, die etwa beträgt $R = \frac{8 \text{ Sv}}{1.5 \text{ Sv year}} = 5.3 \text{ year}^{-1}$ in unseren Schlauchsimulationen (Modelljahre 1750 bis 1850) und etwa $R = \frac{18 \text{ Sv}}{50 \text{ Sv year}} = 0.36 \text{ year}^{-1}$ für den starken Antrieb von 1 Sv/Jahr über einen Zeitraum von 50 Jahren für die Ergebnisse in ([20](#)). Für $R \ll 1 \text{ Jahr}^{-1}$ werden die AMOC-Änderungen hauptsächlich durch den Süßwasserantrieb verursacht, und für $R \gg 1 \text{ Jahr}^{-1}$ werden die AMOC-Änderungen hauptsächlich durch interne Rückkopplungen induziert. Auch auf der Grundlage der Änderung des AMOC pro Antriebsänderung (hier etwa 8 Sv AMOC-Änderung aufgrund einer Antriebsänderung von 0,03 Sv) ist klar, dass wir

in der CESM-Simulation ein AMOC-Kippereignis ([6](#)) gefunden haben. Dies ist das erste, das in einem komplexen GCM gefunden wird. Das FAMOUS-Modell ([18](#)), das einem langsam variierenden Süßwasserantrieb von 5×10^{-4} Sv Jahr⁻¹ ausgesetzt ist, zeigt ein AMOC-Tipping, und dort beträgt die AMOC-Änderung pro kumulativem Süßwasserantrieb $R = \frac{17 \text{ Sv}}{17 \text{ Sv year}} = 1 \text{ year}^{-1}$. Dieser Wert von R weist darauf hin, dass sowohl der Süßwasserantrieb als auch interne Rückkopplungen wichtig sind, um AMOC-Änderungen hervorzurufen. Dies ist im Vergleich zum CESM um einen Faktor 5 kleiner, was wahrscheinlich mit der größeren horizontalen Ozeanauflösung ($2,5^\circ \times 3,75^\circ$) und der damit verbundenen höheren Viskosität in FAMOUS zusammenhängt.

Die Unterschiede bei wichtigen Meeresobservablen zwischen den beiden verschiedenen AMOC-Staaten (Durchschnitte über die Modelljahre 2151 bis 2200 minus Jahre 1 bis 50) sind in Abb. dargestellt. S3. Abbildung S3A zeigt eine Abkühlung der SSTs der nördlichen Hemisphäre, wenn die AMOC zusammenbricht, wobei die SST-Unterschiede in der Nähe von Westeuropa bis zu 10 °C betragen. Im Gegenteil, die SSTs in der südlichen Hemisphäre nehmen aufgrund des Zusammenbruchs zu, was zu einem ausgeprägten Wippenmuster zwischen den Hemisphären führt ([22](#)). Dieses Muster entsteht durch den verminderten meridionalen Wärmeaustausch zwischen den Hemisphären (Abb. S2). Auch die Salzgehalte in den oberen 100 m des Nordatlantiks werden durch den AMOC-Kollaps stark beeinflusst (Abb. S3B). Beachten Sie, dass der Salzgehalt außerhalb des Atlantiks teilweise aufgrund der Süßwasserflusskompensation, die im Aufbau des Quasi-Gleichgewichtsexperiments verwendet wurde, zugenommen hat. Aus den Änderungen der jährlichen maximalen Mischschichttiefe (Abb. S3C) lässt sich ableiten, dass die tiefe Konvektion im Nordatlantik (um Grönland) aufhört, was mit dem umgekehrten AMOC-Zustand übereinstimmt ([Abb. 1D](#)). Andere Regionen wie das Südpolarmeer zeigen eine Zunahme der Mischschichttiefe. Die Abschwächung der AMOC führt über das geostrophische Gleichgewicht zu einem dynamischen Meeresspiegelanstieg im Atlantischen Ozean (Abb. S3D), und in einigen Küstenregionen kommt es zu einem dynamischen Meeresspiegelanstieg von mehr als 70 cm.

Klimaauswirkungen

Die SST-Änderungen aufgrund des AMOC-Kollapses wirken sich auch auf die Atmosphäre und die globale Meereisverteilung aus. Die atmosphärischen Reaktionen (Abb. S4) bestehen aus einem Schwankungsmuster der 2-m-Oberflächentemperatur, einer Verschiebung der intertropischen Konvergenzzone (ITCZ) nach Süden und der Verstärkung der Hadley-Zelle in der nördlichen Hemisphäre. Der stärkere meridionale Temperaturgradient über der Nordhalbkugel verstärkt den subtropischen Jet, während auf der Südhalbkugel das Gegenteil geschieht. Während der allmählichen Abschwächung der AMOC in den ersten 1400 Modelljahren gab es keine signifikanten Trends [$P > 0,05$, zweiseitiger t -Test ([23](#))] bei der globalen mittleren Oberflächentemperatur oder im globalen Meereisgebiet. Unter dem AMOC-Kollaps dehnt sich die Meereisdecke der Arktis (März) bis auf 50° N aus und die Meereisdecke der Antarktis (September) zieht sich allmählich zurück (Abb. S5). Die enorme Ausdehnung der Meereisdecke der nördlichen Hemisphäre verstärkt die Abkühlung der nördlichen Hemisphäre über die Eis-Albedo-Rückkopplung. Diese Ergebnisse ähneln qualitativ denen in ([20](#)), in denen AMOC stark auf 3 bis 4 Sv abgeschwächt ist.

Die oben erwähnten Reaktionen von Ozean, Atmosphäre und Meereis beeinflussen das regionale Klima auf der ganzen Welt stark ([Abb. 2](#)). Das europäische Klima hat sich nach dem Zusammenbruch der AMOC erheblich verändert, während sich in anderen Regionen nur bestimmte Monate erheblich ändern. Auch der Amazonas-Regenwald zeigt aufgrund von ITCZ-Verschiebungen eine drastische Veränderung seiner Niederschlagsmuster, und die Trockenzeit wird zur Regenzeit und umgekehrt. Diese AMOC-induzierten Niederschlagsveränderungen könnten das Ökosystem des Amazonas-Regenwaldes ernsthaft stören ([7](#), [24](#), [25](#)) und möglicherweise zu einer kaskadierenden Kippung führen ([26](#) – [28](#)). Die nördliche Hemisphäre weist nach dem AMOC-Kollaps kühlere Temperaturen auf, während das Gegenteil für die südliche Hemisphäre gilt, obwohl nicht alle Veränderungen signifikant unterschiedlich sind (aufgrund der großen interannualen Variabilität).

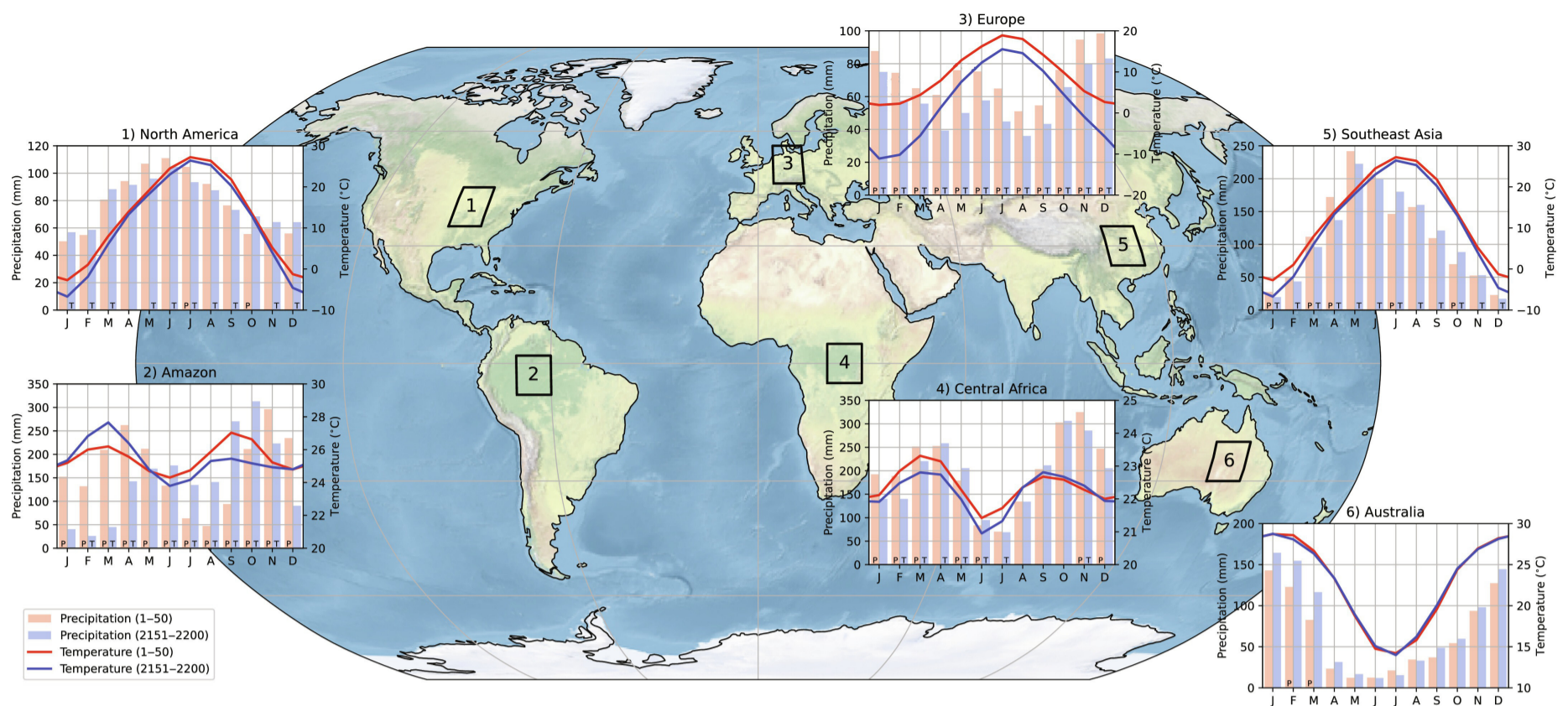


Abb. 2 . Klimagraph für verschiedene Regionen.

Der Klimagraph für sechs verschiedene Regionen (räumlicher Durchschnitt über den $10^\circ \times 10^\circ$ Kästchen), wobei die Balken den monatlichen Niederschlag und die Kurven die monatlichen Temperaturen angeben. Der Klimagraph wird über die Modelljahre 1 bis 50 (rote Balken und Kurven) und Modelljahre 2151 bis 2200 (blaue Balken und Kurven) ermittelt. Beachten Sie die unterschiedlichen vertikalen Bereiche für jeden Klimagraphen. Die Buchstaben P und T in den Balken geben signifikante ($P < 0,05$, zweiseitiger Welch- T -Test) monatliche Unterschiede für Niederschlag bzw. Temperatur an.

Das europäische Klima wird durch den AMOC-Kollaps stark beeinträchtigt ([Abb. 3A](#)). Beachten Sie, dass die entsprechenden Änderungen innerhalb eines relativ kurzen Zeitraums (Modelljahre 1750 bis 1850) und bei einer sehr geringen Änderung des Oberflächensüßwasserantriebs auftreten. Der jährliche durchschnittliche Trend der atmosphärischen Oberflächentemperatur übersteigt in einer weiten Region Nordwesteuropas 1°C pro Jahrzehnt, und in mehreren europäischen Städten sinken die Temperaturen um 5°C bis 15°C ([Abb. 3C](#)). Die Trends sind noch deutlicher, wenn man bestimmte Monate betrachtet ([Abb. 3B](#)). Beispielsweise werden die Temperaturen im Februar in Bergen (Norwegen) um etwa $3,5^\circ\text{C}$ pro Jahrzehnt sinken ([Abb. 3D](#)). Diese relativ starken Temperaturtrends hängen mit der Rückkopplung der Meereis-Albedo durch die enorme Ausdehnung der arktischen Meereisdecke zusammen ([Abb. S5A](#)).

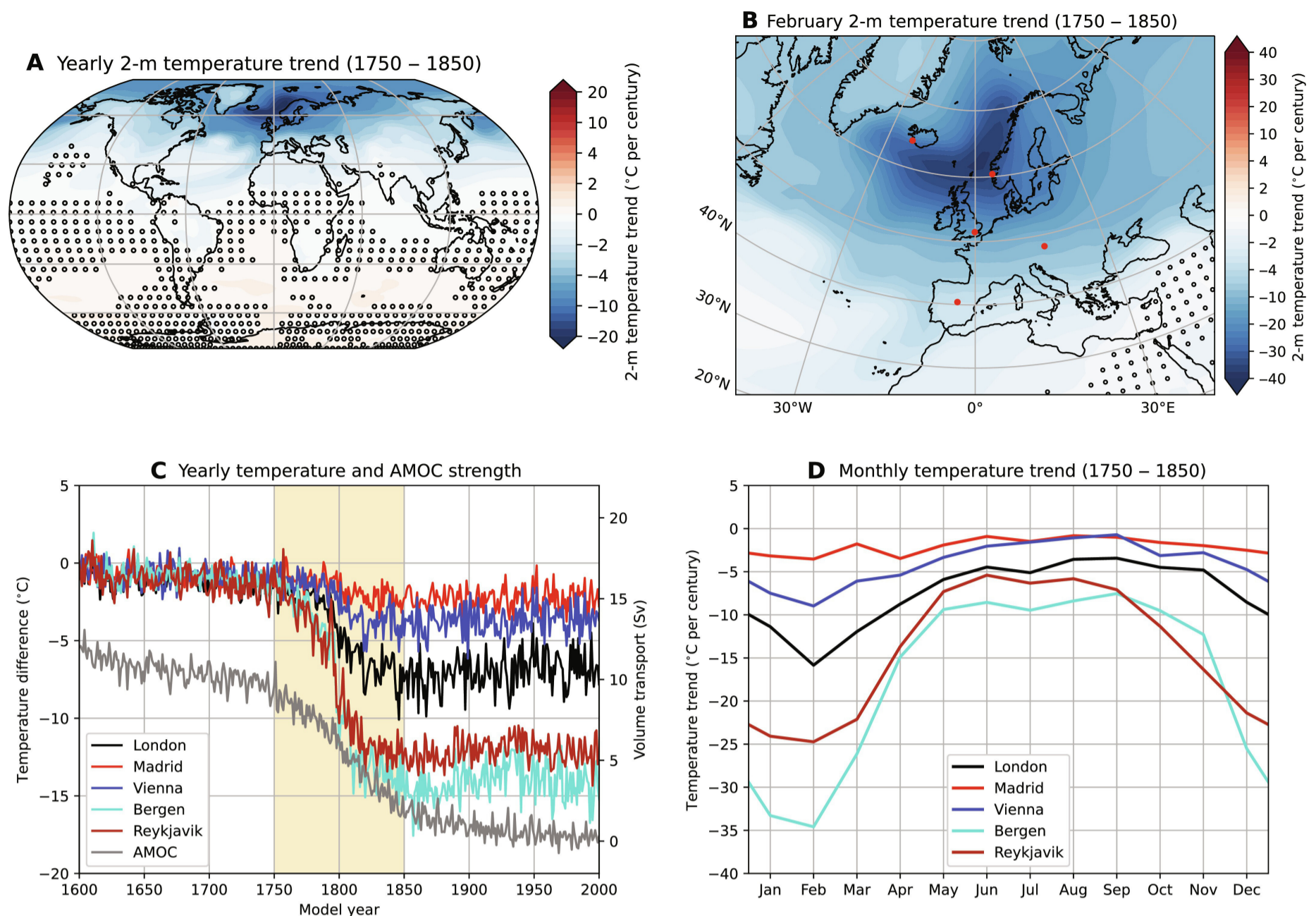


Abb. 3 . Reaktion der Oberflächentemperatur während des AMOC-Kollapses.

(**A**) Jährlicher gemittelter 2-m-Oberflächentemperaturtrend (Modelljahre 1750 bis 1850). Die Marker weisen auf nichtsignifikante Trends hin [$P > 0,05$, zweiseitiger t -Test ([23](#))]. (**B**) Ähnlich wie (A), aber jetzt für den 2-Meter-Trend der Oberflächentemperatur im Februar. Die roten Punkte kennzeichnen fünf verschiedene Städte, die in (C) und (D) verwendet werden. Beachten Sie die unterschiedlichen Farbbalkenbereiche zwischen (A) und (B). (**C**) Temperaturunterschied (bezogen auf das Modelljahr 1600) für fünf verschiedene Städte, einschließlich der AMOC-Stärke. Die Trends werden über die Modelljahre 1750 bis 1850 (gelbe Schattierung) ermittelt, in denen die AMOC-Stärke stark abnimmt. (**D**) Monatliche Temperaturtrends für die fünf verschiedenen Städte.

Physikalischer Frühwarnindikator

Aus idealisierten Ozeanklimamodellen wurde vermutet, dass der Süßwassertransport des AMOC bei 34° S, angezeigt durch F_{ovs} (siehe Materialien und Methoden), ein wichtiger Indikator für die AMOC-Stabilität ist ([29](#) – [33](#)). Der Grund dafür ist, dass diese Größe ein Maß für die Rückkopplungsstärke der Salzadvektion ist, die für das AMOC-Tipping von entscheidender Bedeutung ist. Diese Rückmeldung beschreibt die Verstärkung einer Süßwasserstörung im Nordatlantik durch eine Abschwächung des AMOC, was zu einem geringeren Salztransport nach Norden und damit zu einer Verstärkung der anfänglichen Süßwasserstörung führt ([34](#), [35](#)).

In den CESM-Ergebnissen hier ([Abb. 4A](#)) ist F_{ovs} zu Beginn der Simulation positiv, was darauf hindeutet, dass die AMOC Nettosalzgehalt (in Bezug auf den Referenzsalzgehalt von 35 g kg^{-1}) aus dem Atlantik exportiert. Dies steht nicht im Einklang mit den Beobachtungen ([36](#), [37](#)), was eine bekannte Tendenz in den CMIP- Modellen Phase 3 ([38](#)), Phase 5 ([21](#)) und Phase 6 ([37](#)) darstellt. In den CMIP-Phase-6-Modellen (CMIP6) ist diese Verzerrung hauptsächlich auf große Verzerrungen (im Vergleich zu Beobachtungen) im Süßwasserfluss über dem Indischen Ozean zurückzuführen ([37](#)).

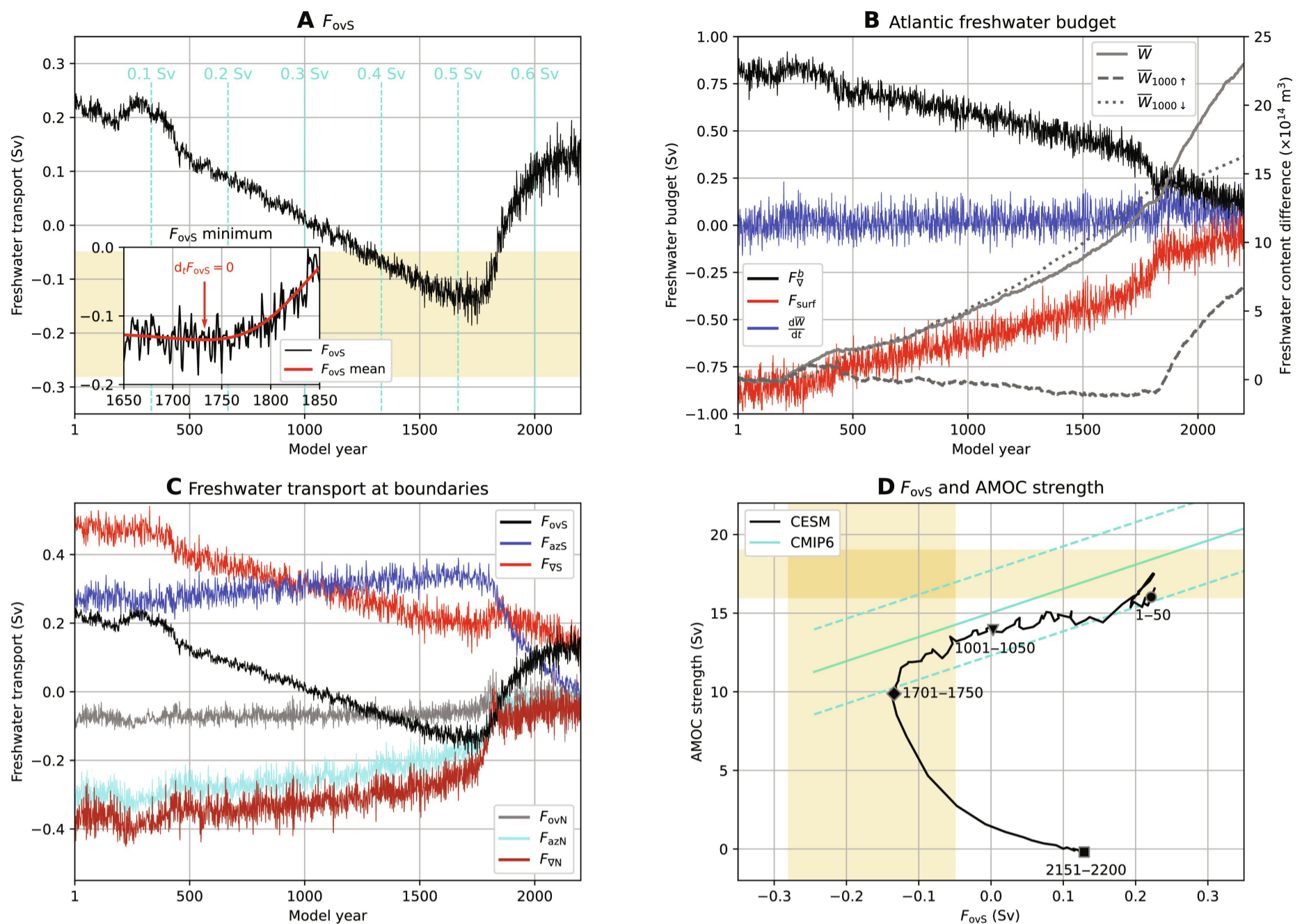


Abb. 4 . Süßwassertransport durch das AMOC und den Süßwasserhaushalt des Atlantischen Ozeans.

(**A**) Süßwassertransport durch die AMOC bei 34°S, F_{ovS} . Die blaugrünen Linien geben die Größe von F_H an. Einschub: Vergrößern Sie das F_{ovS} -Minimum (Modelljahr 1732; Abb. S1, C und D), wobei der F_{ovS} -Mittelwert aus kubischen Splines bestimmt wird (hier für 50-Jahres-Durchschnittswerte, siehe Materialien und Methoden). (**B**) Süßwassergehalt des Atlantischen Ozeans (\bar{W}) Differenz (in Bezug auf den zeitlichen Mittelwert über die Modelljahre 1 bis 50) und mit der Differenz des Süßwassergehalts der oberen 1000 m ($\bar{W}_{1000\uparrow}$) und unter 1000 m ($\bar{W}_{1000\downarrow}$). Die Süßwasserhaushaltskomponenten der Süßwasserkonvergenz (F_{∇}^b , Süßwassertransport bei 34° S, 60° N und der Straße von Gibraltar), Oberflächen-Süßwasserflüsse (F_{Brandung}) und Änderungen im Süßwassergehalt ($\frac{dW}{dt}$). (**C**) Meridionaler Süßwassertransport an den Atlantikgrenzen von 34°S und 60°N für die Umkippkomponente (F_{ovS} und F_{ovN}), die azonale (Wirbel)-Komponente (F_{azS} und F_{azN}) und den gesamten Süßwassertransport (F_{vS} und F_{vN}). Positive (negative) Werte zeigen den Transport von Netto-Süßwasser (Salzgehalt) nach Norden an. (**D**) F_{ovS} und AMOC-Stärke im Zeitverlauf. Die Zeitreihen werden als 25-Jahres-Durchschnitte angezeigt (um die Variabilität der Zeitreihen zu verringern). Die Markierungen geben den 50-Jahres-Durchschnitt über einen bestimmten Zeitraum an. Die cyanfarbene Kurve zeigt die aktuelle CMIP6-Regression (1994 bis 2020) und 1 SD (37). Die gelbe Schattierung in (A) und (D) zeigt bei

Erweitern Sie für mehr

Der Atlantische Ozean ist ein Nettoverdunstungsbecken, und wie vorgeschrieben steigt sein Süßwasserfluss an der Oberfläche mit der gleichen Geschwindigkeit an wie der Süßwasserantrieb vor dem AMOC-Kollaps ([Abb. 4B](#)). Um den Süßwasserhaushalt des Atlantiks auszugleichen (29), ist ein größerer Salzgehalttransport in den Atlantik (und/oder ein größerer Süßwassertransportexport aus dem Atlantik) erforderlich, was zu einer abnehmenden Süßwasserkonvergenz führt (F_{∇}^b ; [Abb. 4B](#)).

Die Süßwasserkonvergenz kompensiert die Änderungen des Süßwassertransports an der Oberfläche nicht vollständig ($\approx 0,1$ -Sv-Unterschied im Modelljahr 1700), was zu einer Süßwasserspeicherung im Atlantischen Ozean führt (\bar{W} ; [Abb. 4B](#)), insbesondere unterhalb von 1000 m Tiefe. Die Änderungen der Süßwasserkonvergenz werden hauptsächlich durch F_{ovS} -Änderungen (82 %) verursacht, gefolgt von (azonalen) Wirbeländerungen bei 60° N (32 %) ([Abb. 4C](#)). Beachten Sie, dass die (azonalen) Wirbeländerungen bei 34° S einen negativen Beitrag (-15 %) zu Änderungen der Süßwasserkonvergenz leisten.

Die Ergebnisse in [Abb. 4](#) zeigen, dass F_{ovS} eine entscheidende Rolle beim Ausgleich des Süßwasserhaushalts des Atlantiks unter dem auferlegten Süßwasserantrieb spielt. Vor dem AMOC-Kollaps waren die Salzgehaltsänderungen (bei 34°S) größer als die meridionalen Geschwindigkeitsänderungen (Abb. S6) und weisen darauf hin, dass F_{ovS} -Änderungen hauptsächlich durch Salzgehaltsänderungen induziert werden. Obwohl die einzelnen Beiträge von Salzgehalt und Geschwindigkeit zu F_{ovS} -Änderungen nicht quantifiziert werden können, tragen beide Faktoren zu F_{ovS} bei. Dies wird nach dem AMOC-Kollaps (rechte Spalte in Abb. S6) gut demonstriert, wo die Geschwindigkeitsreaktion die (negative) Größe von F_{ovS} verringert. Wenn sich die Salzgehalte an den kolla-

bierten Zustand anpassen, wird F_{ovS} wieder positiv, was mit den Analysen idealisierter Klimamodellstudien übereinstimmt ([31](#), [32](#)). Der Bereich der F_{ovS} - und AMOC-Änderungen im nördlichen Umkippregime (bis Modelljahr 1750) liegt innerhalb ([Abb. 4D](#)) der aktuellen Simulationen von CMIP6-Modellen ([37](#)). Das wichtigste Ergebnis hierbei ist jedoch, dass F_{ovS} sehr nahe am AMOC-Kollaps ein Minimum durchläuft (Einschub, [Abb. 4A](#)). Das F_{ovS} -Minimum liegt im Modelljahr 1732 (1727 bis 1740, 10 und 90 %-Perzentile) und der AMOC-Kipppunkt, bestimmt aus der Bruchregressionsanalyse [([39](#)); Feige, S1] liegt im Modelljahr 1758 (1741 bis 1775, 10 und 90 % Perzentil). Konzeptionelle AMOC-Modelle ([29](#), [40](#)) identifizieren ein solches Minimum eindeutig mit einer Sattelknotengabelung ([41](#)), die in diesen Modellen den AMOC-Kipppunkt darstellt.

Beim F_{ovS} -Minimum schwächt ein Anstieg des anomalen Süßwasserantriebs an der Oberfläche die AMOC weiter. Die Geschwindigkeitsänderungen dominieren nun die F_{ovS} -Reaktion, während Änderungen des Salzgehalts hauptsächlich die negative F_{ovS} -Reaktion vor dem Minimum induzieren. Die schwächeren Meridiangeschwindigkeiten verringern die Größe von F_{ovS} und da F_{ovS} negativ ist, ergibt sich daraus ein Minimum. Daher trägt die schwächere AMOC weniger Salzgehalt in den Atlantischen Ozean und das vorherrschende Gleichgewicht zwischen F_H - und F_{ovS} -Änderungen kann nicht aufrechterhalten werden. Dieses Ungleichgewicht führt auch zum größten Anstieg des atlantischen Süßwassergehalts von $0,50 \times 10^{14} \text{ m}^3 (\Delta) \bar{W}$ zwischen den Modelljahren 1750 und 1726) während der ersten 1750er Modelljahre, was die AMOC weiter destabilisiert. Der Kipppunkt liegt bei etwas höheren Werten von F_H (und daher etwas später in der Simulation) als der Wert beim F_{ovS} -Minimum, sodass letzteres eine untere Grenze für das Kippen darstellt. Dies liegt daran, dass der Süßwasserhaushalt durch F_{ovS} -Änderungen unter dem Süßwasserantrieb nicht vollständig ausgeglichen wird ([Abb. 4, B und C](#)). Obwohl diese Reaktionen unter dem Süßwasserantrieb an der Oberfläche im Vergleich zu F_{ovS} -Änderungen relativ gering sind, ermöglichen sie die Existenz eines AMOC-Zustands nahe dem Gleichgewicht für größere F_H -Werte als beim F_{ovS} -Minimum.

Eine alternative Erklärung für das Minimum ist, dass es ein Minimum in F gäbe, da F_{ovS} durch die Oberflächenversalzung (direkt von $-F_H$) negativer wird und da ein AMOC-Kollaps dazu führen würde, dass F_{ovS} gegen Null geht (d. h. ansteigt). F_{ovS} zu Beginn des AMOC-Zusammenbruchs. Etwa 70 % der negativen F_{ovS} -Reaktion (bis zum Modelljahr 1750) sind auf Änderungen des Süßwassertransports in den oberen 500 m bei 34° S zurückzuführen. Die Veränderungen des Süßwassertransports werden durch die Salzgehaltsreaktionen in den oberen 500 m dominiert ([Abb. S6](#)) und können mit der Oberflächenversalzung (von $-F_H$) in Verbindung gebracht werden. Das Nordatlantische Tiefwasser trägt weitere 20 % zur negativen F_{ovS} -Reaktion bei; Das Oberflächenwasser in der Nähe der Tiefenwasserbildungsregionen erfrischt sich (durch $+F_H$) und beeinflusst nach tiefer Konvektion die Salzgehaltseigenschaften des nordatlantischen Tiefenwassers. Diese Ansicht legt eine passive Rolle von F_{ovS} beim AMOC-Kollaps nahe, und es wird dann erwartet, dass das F_{ovS} -Minimum mit dem AMOC-Kollaps zusammenfällt. Das F_{ovS} -Minimum tritt jedoch 25 Jahre (9 bis 41, 10 und 90 %-Perzentil) vor dem AMOC-Trinkgeldereignis auf. Die Variabilität von F_{ovS} nimmt auch in Richtung des F_{ovS} -Minimums zu, was darauf hindeutet, dass die AMOC an Widerstandsfähigkeit verliert und ein solches Verhalten typischerweise bei Annäherung an eine Sattelknotengabelung auftritt. Bifurkationsstudien mit idealisierten Ozean-Klima-Modellen zeigen auch, dass das F_{ovS} -Minimum bei niedrigeren Werten des Süßwasserantriebs als dem AMOC-Kipppunkt zu finden ist ([31](#), [32](#)), was die Interpretation der CESM-Ergebnisse unterstützt.

Die Variabilität von F_{ovS} nimmt zu, wenn man sich dem Wendepunkt nähert, und um die Variabilität in der Zeitreihe zu verringern, passen wir 50 verschiedene kubische Splines basierend auf 50-Jahres-Durchschnittswerten an (jeder hat ein anderes Startjahr; siehe Materialien und Methoden und [Abb. S1](#))., C und D). Der F_{ovS} -Mittelwert über alle kubischen Splines ist im Einschub von [Abb. 4A](#) (rote Kurve) dargestellt. Mithilfe kubischer Splines können wir die zeitliche Ableitung von F_{ovS} (hier angegeben durch $d_t F_{ovS}$) angemessen bestimmen. Interessanter ist die Bestimmung des F_{ovS} -Minimums (dh $d_t F_{ovS} = 0$), da das Minimum ein wichtiger Indikator für den bevorstehenden AMOC-Kipppunkt ist. Wir schätzen das F_{ovS} -Minimum anhand eines begrenzten Teils der Zeitreihe vor dem Wendepunkt. Hier verwenden wir mindestens 100 Jahre der F_{ovS} -Zeitreihe ab Modelljahr 1500 und extrapolieren für einen bestimmten Zeitraum einfach $d_t F_{ovS}$ linear, um den Zeitpunkt zu finden, an dem $d_t F_{ovS}$ durch Null geht. Die Schätzung des Wendepunkts schlägt fehl, wenn nur 100 Jahre „verfügbarer“ Daten analysiert werden (Modelljahre 1500 bis 1600; verfügbare Daten in [Abb. 5A](#)). Die Erweiterung der verfügbaren Zeitreihen durch Hinzufügen „zukünftiger“ Daten (dh zukünftige Daten in [Abb. 5A](#)) zur Analyse führt jedoch schließlich zu einer zuverlässigen F_{ovS} -Mindestschätzung. Das Ergebnis ist auch robust gegenüber dem Mittelungsintervall, wenn es länger als 35 Jahre ist ([Abb. 5B](#)).

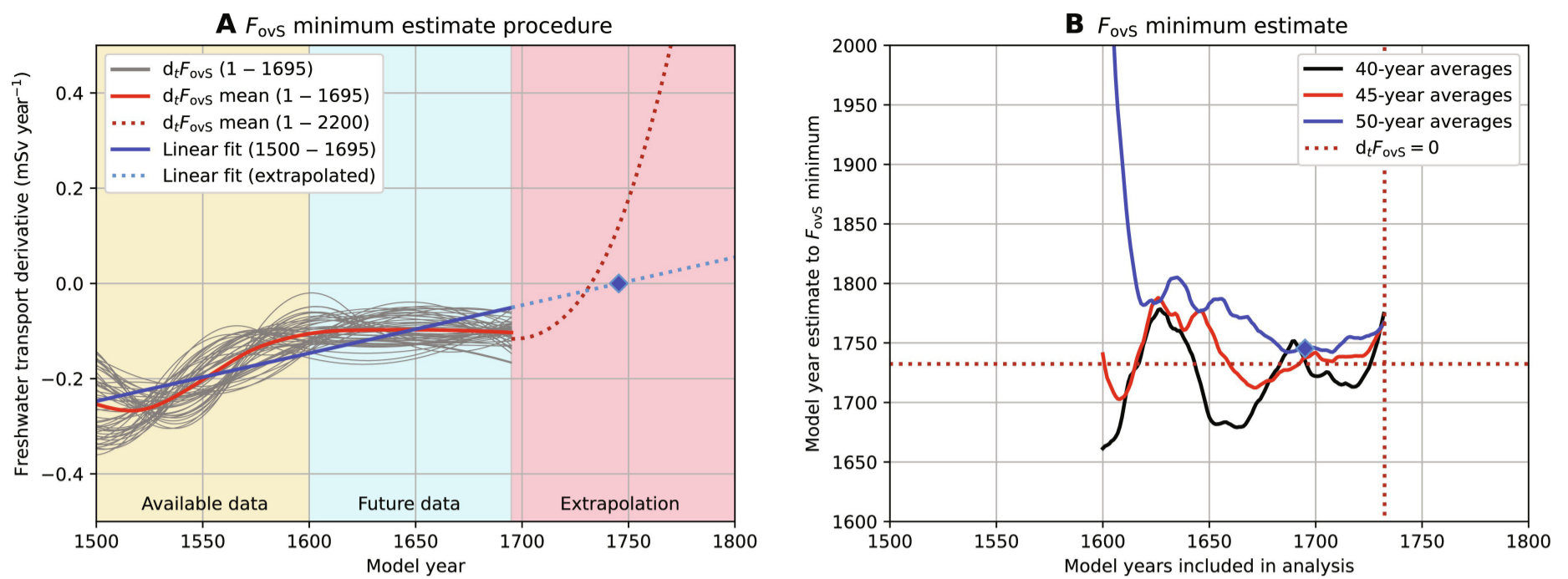


Abb. 5 . F_{ovs} - Mindestschätzung.

(**A**) F_{ovs} - Mindestschätzungsverfahren (hier für 50-Jahres-Durchschnitte, siehe Materialien und Methoden). Über die verfügbaren und zukünftigen Daten (bis Modelljahr 1695) wird die zeitliche Ableitung von F_{ovs} ($d_t F_{ovs}$, rote Kurve) ermittelt und anschließend ein linearer Trend ermittelt (Modelljahre 1500 bis 1695), auf den extrapoliert wird. Finden Sie die Null (Rautenmarkierung). (**B**) F_{ovs} - Mindestschätzung für verschiedene Modelljahre (d. h. verfügbare und zukünftige Daten, beginnend mit Modelljahr 1500) und verschiedene Mittelungsperioden. Die gepunkteten Linien und die Rautenbeschriftung ähneln denen aus (A).

Die historischen F_{ovs} , die aus Reanalyse- und Assimilationsprodukten abgeleitet wurden ([Abb. 6A](#)), stimmen im Vorzeichen von F_{ovs} überein, wenn sie mit direkten Beobachtungen verglichen werden ([36](#), [42](#)). Der Mittelwert des Reanalyseprodukts zeigt einen robusten und signifikanten negativen F_{ovs} -Trend (von $-1,20 \text{ mSv pro Jahr}$) über die letzten 40 Jahre ([Abb. 6B](#)), und seine Größenordnung liegt nahe am prognostizierten CMIP6-Mitteltrend [von $-1,06 \text{ mSv pro Jahr}^{-1}$, 2000–2100 ([37](#))] unter einem High-End-Klimawandelszenario. Dieser mittlere negative Trend bei mehreren Reanalysen deutet darauf hin, dass die AMOC auf dem Weg zum Kippen ist, da ein negativerer F_{ovs} mit einer stärkeren Salzadvektionsrückkopplung verbunden ist. Obwohl bekannt ist, dass die Reanalyseprodukte unterschiedliche Verzerrungen aufweisen ([43](#)), ist diese Trendschätzung das beste Ergebnis, das derzeit erzielt werden kann. Allerdings sind diese Produkte derzeit zu kurz (maximal ~ 100 Jahre), um die Entfernung zum F_{ovs} - Minimum angemessen abzuschätzen.

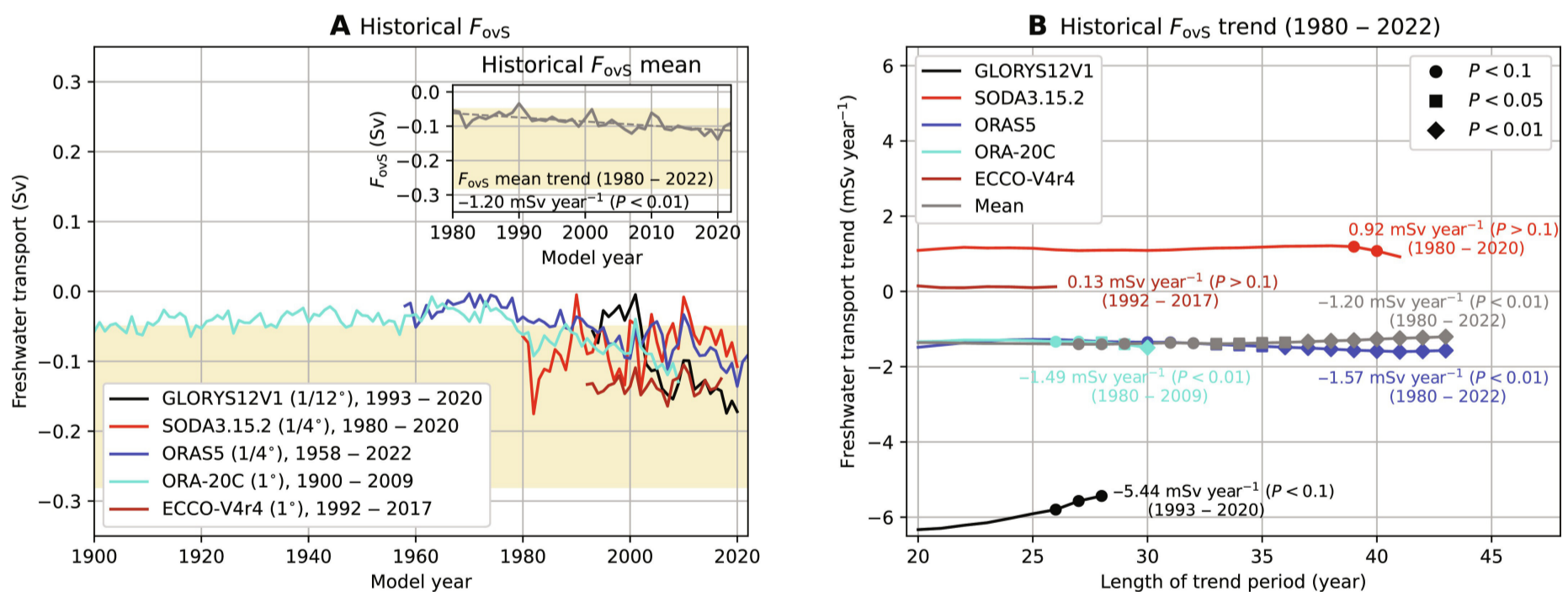


Abb. 6 . Historische F_{ovs} und Trend.

(**A**) Historische F_{ovs} für fünf verschiedene Reanalyse- und Assimilationsprodukte. Die horizontale Auflösung für die Ozeankomponente und die Zeitspanne sind in der Legende angegeben. Der Multi-Reanalyse-Mittelwert F_{ovs} (Einschub) ist der Jahresdurchschnitt aller verfügbaren Produkte. Die gelbe Schattierung zeigt die beobachteten Bereiche für F_{ovs} an. (**B**) Aktueller (1980 bis 2022) F_{ovs} -Trend. Wir verwenden ein gleitendes Fenster (unterschiedliche Länge von 20 bis 43 Jahren) über die verfügbaren Zeitreihen (1980 bis 2022), um alle F_{ovs} -Trends zu ermitteln und dann den mittleren Trend zu bestimmen, der für jedes Reanalyseprodukt und den Multi-Reanalyse-Mittelwert angezeigt wird. Die Markierungen zeigen den am wenigsten signifikanten [zweiseitigen t -Test ([23](#))]-Trend für ein bestimmtes Schiebefenster an, und die Trends bei der maximalen Schiebefensterlänge (nur ein Trend möglich) werden ebenfalls angezeigt.

Durch die Analyse von SST-basierten Proxys der AMOC-Stärke ([4](#)) wurde vermutet, dass sich die tatsächliche aktuelle AMOC einem Wendepunkt nähert ([11](#), [12](#)). Auf der Grundlage idealisierter Modelle mit einer Sattelknotengabelung deutet ein Anstieg sowohl der Varianz als auch der Lag-1-Autokorrelation (d. h. der klassischen Frühwarnindikatoren) darauf hin, dass diese Gabelung erreicht ist. Nach dem gleichen Verfahren wie in ([11](#)) beschrieben, stellen wir bei unserem AMOC-Tipping-Ereignis im CESM keinen konsistenten Anstieg der klassis-

chen Frühwarnindikatoren für verschiedene 300-Jahre-Zeiträume vor dem AMOC-Zusammenbruch fest ([Abb. 7, A und B](#)). Eine Verschiebung und Variation der Länge der hier analysierten Zeitfenster kann letztendlich zu einem Anstieg beider Frühwarnindikatoren führen. Über die gesamte Zeitreihe hinweg nehmen diese Mengen jedoch ab, wenn sie sich dem Wendepunkt nähern, und sind daher keine zuverlässigen Frühwarnindikatoren. Kürzlich wurde eine andere Methode vorgeschlagen, um den AMOC-Wendepunkt abzuschätzen, indem die Lag-1-Autokorrelations- und Varianzstatistik über die 150 Jahre (monatlich gemittelte) SST-basierte AMOC-Zeitreihe angepasst (und extrapoliert) wird ([12](#)). Nach dem gleichen Verfahren wie in ([12](#)) finden wir eine Schätzung des Wendepunkts, die mit dem Zeitpunkt des F_{ovS} -Minimums übereinstimmt. Diese Schätzung ist nur dann genau, wenn sowohl die Varianz als auch die Autokorrelation zunehmen (z. B. Modelljahre 1427 bis 1557, rote Kurven in [Abb. S7](#)). Beim Verschieben des Zeitfensters nimmt weder die Varianz noch die Autokorrelation zu (z. B. Modelljahre 1503 bis 1653, blaue Kurven in [Abb. S7](#)), was zu ungenauen Schätzungen des Wendepunkts führt. Da in der SST-basierten AMOC-Zeitreihe in ([12](#)) sowohl Varianz als auch Autokorrelation zunehmen, könnte ihre Schätzung des Wendepunkts (2025 bis 2095, 95 % Konfidenzniveau) genau sein. Andererseits zeigen unsere Ergebnisse ([Abb. S7](#)) auch, dass die Genauigkeit aufgrund der dekadischen Variabilität in der SST-Zeitreihe empfindlich vom analysierten Zeitintervall abhängt und dass die meisten 150-Jahres-Zeitfenster keine genaue Schätzung des Kippens liefern Punkt.

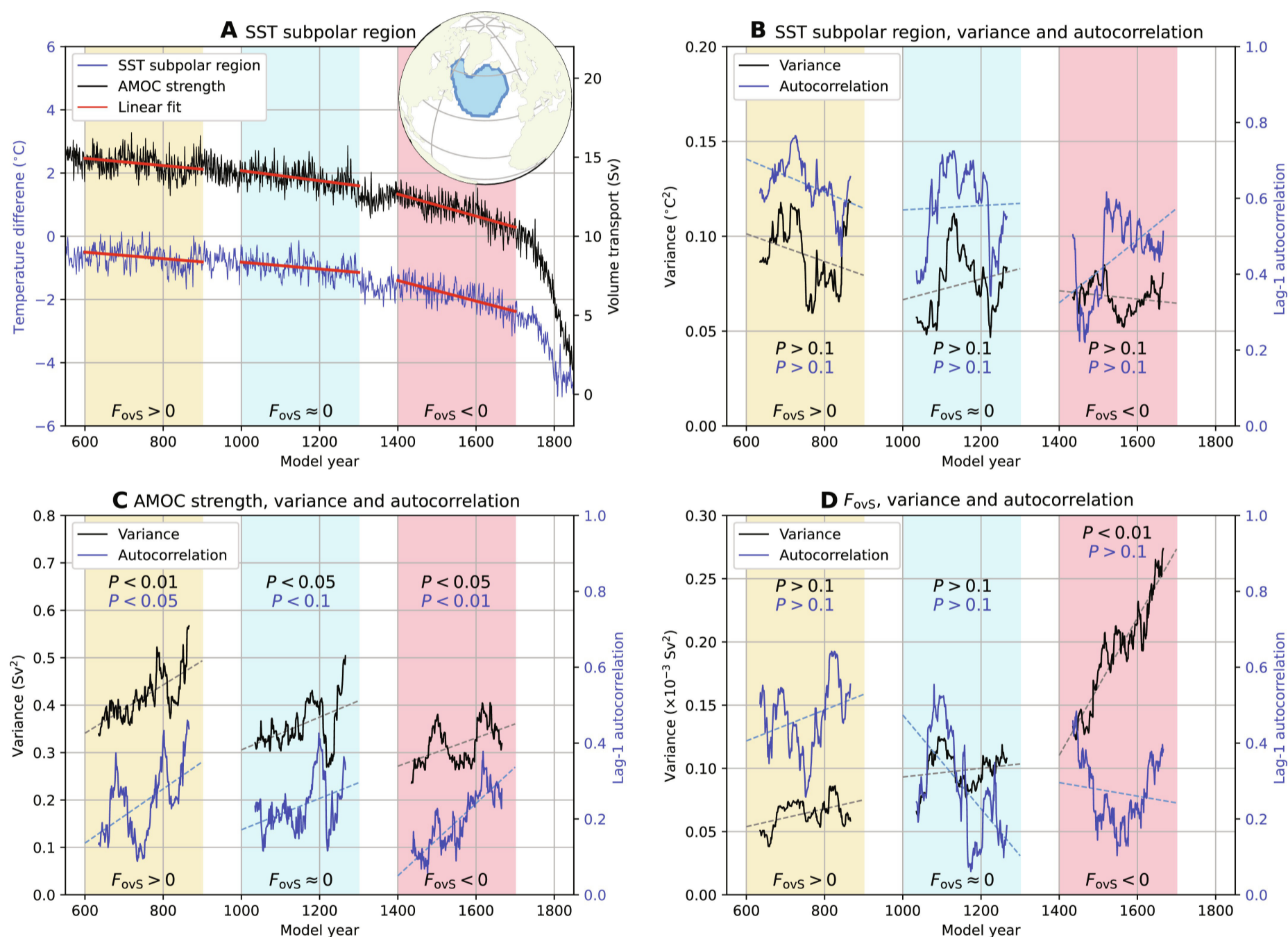


Abb. 7 . Klassische Frühwarnindikatoren.

(**A**) Räumlich gemittelter SST über die subpolare Region (blau umrandeter Bereich im Einschub) und AMOC-Stärke (ähnlich [Abb. 1A](#)) vor dem AMOC-Kollaps. Die SST-Zeitreihe wird über die Monate November bis Mai gemittelt, wobei zunächst der globale Mittelwert des SST [November bis Mai ([4](#))] und dann der Zeitmittelwert der ersten 50 Jahre abgezogen werden. (**B**) Varianz und (Lag-1) Autokorrelation der SST-Subpolarregion für drei 300-Jahres-Zeiträume. Für jeden 300-Jahres-Zeitraum wird der lineare Trend entfernt [rote Linien in (A)], bevor die Varianz und Autokorrelation bestimmt werden. Die Varianz und Autokorrelation werden über ein 70-jähriges gleitendes Fenster bestimmt und die Bedeutung ihrer Trends (gestrichelte Linien) wird für jeden Zeitraum angegeben [siehe ([11](#)) für weitere Einzelheiten]. (**C** und **D**) Ähnlich wie (B), aber jetzt für die (C) AMOC-Stärke (A) und (D) F_{ovS} ([Abb. 4A](#)).

Die Verwendung der klassischen Frühwarnindikatoren direkt auf der AMOC-Stärkezeitreihe ([Abb. 7C](#)) führt zu ähnlichen Ergebnissen wie die SST-Zeitreihe. Die Trends über die Zeiträume von 300 Jahren sind signifikant, ab die Gesamtvarianz und Autokorrelation nehmen in Richtung des Wendepunkts ab. Nur für F_{ovS} ([Abb. 7D](#)) finden wir einen konsistenten und signifikanten Anstieg seiner Varianz bei Annäherung an den Wendepunkt, und dies kann auch direkt aus der Vollzeitreihe beobachtet werden ([Abb. 4A](#)). Die Größe F_{ovS} , insbesondere ihr Minimum

in Kombination mit ihrem Varianzanstieg, ist daher ein vielversprechendes Frühwarnsignal für einen (zukünftigen) AMOC-Kollaps.

DISKUSSION

Die hier vorliegenden Ergebnisse geben eine klare Antwort auf ein seit langem in der Klimaforschungsgemeinschaft bestehendes Problem hinsichtlich der Existenz eines AMOC-Tipping-Verhaltens in GCMs ([33](#), [44](#) – [48](#)). Ja, es kommt bei diesen Modellen vor. Das sind schlechte Nachrichten für das Klimasystem und die Menschheit, da man bisher davon ausgehen konnte, dass AMOC-Tipping nur ein theoretisches Konzept sei und dass das Kippen verschwinden würde, sobald das gesamte Klimasystem mit all seinen zusätzlichen Rückkopplungen berücksichtigt würde. Andererseits steht die Kippung im Einklang mit der Fülle paläoklimatischer Beweise dafür, dass in der AMOC schnelle Veränderungen stattgefunden haben, insbesondere während Dansgaard-Oeschger-Ereignissen ([10](#)).

Der AMOC-Kollaps verändert die Umverteilung von Wärme (und Salz) dramatisch und führt zu einer Abkühlung der nördlichen Hemisphäre, während sich die südliche Hemisphäre leicht erwärmt. Atmosphärische und Meereis-Rückkopplungen, die in idealisierten Klimamodellstudien nicht berücksichtigt wurden ([29](#), [31](#), [32](#), [40](#)), verstärken die AMOC-induzierten Veränderungen weiter, was zu einer sehr starken und schnellen Abkühlung des europäischen Klimas mit Temperaturtrends von führt mehr als 3°C pro Jahrzehnt. Im Vergleich zum heutigen globalen mittleren Oberflächentemperaturtrend (aufgrund des Klimawandels) von etwa 0,2 °C pro Jahrzehnt können keine realistischen Anpassungsmaßnahmen mit derart schnellen Temperaturänderungen bei einem AMOC-Kollaps umgehen ([49](#), [50](#)).

Wir haben ein physikbasiertes und beobachtbares ([36](#), [42](#)) Frühwarnsignal entwickelt, das den Wendepunkt der AMOC charakterisiert: das Minimum des AMOC-induzierten Süßwassertransports bei 34° S im Atlantik, hier angezeigt durch F_{ovS} . Das F_{ovS} -Minimum liegt 25 Jahre (9 bis 41, 10 und 90 %-Perzentil) vor dem AMOC-Trinkgeldereignis. Die Größe F_{ovS} hat eine starke Grundlage in konzeptionellen Modellen, wo sie ein Indikator für die Stärke der Salzadvektionsrückkopplung ist. Obwohl gezeigt wurde, dass F_{ovS} ein nützliches Maß für die AMOC-Stabilität in GCMs ist ([51](#)), wurde das Minimalmerkmal bisher nicht mit dem Kippunkt in Verbindung gebracht, da in diesen Modellen bisher kein AMOC-Kippereignis gefunden wurde. Der Indikator F_{ovS} ist beobachtbar und Reanalyseprodukte zeigen, dass sein Wert und, was noch wichtiger ist, sein Trend derzeit negativ sind. Die neuesten CMIP6-Modellsimulationen deuten darauf hin, dass F_{ovS} im Zuge des künftigen Klimawandels voraussichtlich abnehmen wird ([37](#)). Aufgrund von Süßwasserverzerrungen beginnt der CMIP6- F_{ovS} - Mittelwert jedoch bei positiven Werten und erreicht erst um das Jahr 2075 herum den Wert Null ([37](#)). Daher wird in diesen Modellen unter Klimawandelszenarien bis zum Jahr 2100 noch kein durch Salzadvektionsrückkopplung verursachtes Kippen festgestellt, und um dies herauszufinden, wären längere Simulationen unter stärkerem Antrieb erforderlich (wie wir es hier für das CESM tun). In Beobachtungen ist der geschätzte Mittelwert von F_{ovS} bereits ziemlich negativ, und daher geht jede weitere Abnahme in Richtung eines Kippunkts (und einer stärkeren Rückkopplung der Salzadvektion). Eine Verlangsamung des F_{ovS} - Rückgangs deutet darauf hin, dass der AMOC-Kippunkt nahe ist.

Darüber hinaus kann mit zukünftigen Beobachtungen grundsätzlich eine Schätzung der Entfernung zum AMOC-Kippunkt gewonnen werden. Der Einsatz maschineller Lerntechniken auf F_{ovS} in Kombination mit seiner Varianz könnte auch dabei helfen, die Entfernung zum AMOC-Tipping abzuschätzen. Wir haben gezeigt, dass aktuelle Reanalyseprodukte nicht genügend Informationen liefern, um diese Entfernung angemessen abzuschätzen. Anhaltende zukünftige Abschnittsmessungen (verfügbar seit 2009) bei 34°S vom SAMoc Basin-wide Array (SAMBA) ([52](#) – [54](#)) sind daher von größter Bedeutung und werden für die Schätzung der Entfernung bis zu einem AMOC-Kollaps von entscheidender Bedeutung sein. Angesichts der unterschiedlichen Verzerrungen in Reanalyseprodukten ([43](#)) und der Unsicherheiten hinsichtlich des zukünftigen Klimawandels sind wir derzeit nicht in der Lage, eine nützliche Schätzung darüber zu ermitteln, wie viele weitere Jahre erforderlich wären, um eine zuverlässige F_{ovS} - Mindestschätzung zu erstellen.

In der hier vorliegenden CESM-Simulation tritt AMOC-Kippen bei relativ großen Werten des Süßwasserantriebs auf. Dies ist auf Verzerrungen der Niederschläge an anderen Stellen in den Modellen und hauptsächlich über dem Indischen Ozean zurückzuführen ([37](#)). Daher mussten wir das CESM in ziemlich große Werte des Süßwasserantriebs integrieren [$\sim 0,6$ Sv, etwa einen Faktor 80-mal größer als die heutige Schmelzrate des grönländischen Eisschildes ([55](#))], um das AMOC-Kippereignis zu finden. Die Auswirkung der Verzerrungen lässt

sich am Wert des AMOC-induzierten Süßwassertransports bei 34°S , F_{ovS} , erkennen, der zu Beginn der Simulation positiv ist. Wenn Abweichungen im CESM korrigiert werden, wird erwartet, dass die AMOC-Kippung bei kleineren Werten des Süßwasserantriebs auftritt. Da auch der aktuelle Hintergrundklimazustand und der Klimawandelantrieb anders sind als in unseren Simulationen, könnte der tatsächliche aktuelle AMOC viel näher an seinem Wendepunkt liegen als in den hier gezeigten Simulationen. Beachten Sie, dass die Analyse des Frühwarnsignals von diesen Verzerrungen nicht beeinflusst wird, da diese Analyse unabhängig vom Hintergrundzustand und den genauen Antriebsdetaill ist.

MATERIALEN UND METHODEN

Klimamodellsimulationen

Das CESM (in der f19 g16-Konfiguration) ist ein vollständig gekoppeltes Klimamodell. Das Parallel Ocean Program Version 2 [POP2; ([56](#))] wird für die Ozeankomponente das Community Atmosphere Model Version 4 [CAM4; ([57](#))] wird für die Atmosphärenkomponente verwendet und der Community Ice Code Version 4 [CICE4; ([58](#))] wird für die Meereiskomponente verwendet. Das Schlauchexperiment wurde vom Ende (Modelljahr 2800) der vorindustriellen CESM-Kontrollsimulation von Baatsen *et al.* abgezweigt. ([16](#)). Hier wird gezeigt, dass die oberen 1000 m des Ozeans nach 2800 Jahren Modellintegration gut ausgeglichen sind.

Der Süßwassertransport

Der gesamte meridionale Süßwassertransport (F_{∇}) wird in eine umkippende Komponente (F_{ov}) und eine azonale (Wirbel-)Komponente (F_{az}) zerlegt, die wie folgt bestimmt werden

$$F_{\nabla}(y) = -\frac{1}{S_0} \int_{-H}^0 \int_{x_W}^{x_E} v(S - S_0) dx dz \quad (1a)$$

$$F_{\text{ov}}(y) = -\frac{1}{S_0} \int_{-H}^0 \left[\int_{x_W}^{x_E} v^* dx \right] [\langle S \rangle - S_0] dz \quad (1b)$$

$$F_{\text{az}}(y) = -\frac{1}{S_0} \int_{-H}^0 \int_{x_W}^{x_E} v' S' dx dz \quad (1c)$$

wobei $S_0 = 35 \text{ g kg}^{-1}$ ein Referenzsalzgehalt ist. v^* ist definiert als $v^* = v - \hat{v}$, wobei v die Meridiangeschwindigkeit ist und \hat{v} ist die abschnittsweise räumlich gemittelte Meridiangeschwindigkeit. Die Größe $\langle S \rangle$ gibt den zonal gemittelten Salzgehalt an, und gestrichelte Größen (v' und S') sind Abweichungen von ihren jeweiligen zonalen Mitteln. Der gesamte Süßwassertransport enthält auch eine barotrope und wirbelnde (parametrisierte) Komponente, aber diese Beiträge im CESM-Aufbau mit 1° Ozeanauflösung sind sehr gering ([59](#)) und werden daher hier nicht berücksichtigt.

Der Süßwasserhaushalt

Der Süßwasserhaushalt über dem Atlantischen Ozean (34°S bis 60°N) ist definiert als

$$\frac{d\bar{W}}{dt} = F_{\nabla}^b + F_{\text{surf}} + F_{\text{mix}} \quad (2a)$$

$$\bar{W} = -\frac{1}{S_0} \int_{-H}^0 \int_{34^{\circ}\text{S}}^{60^{\circ}\text{N}} \int_{x_W}^{x_E} (S - S_0) dx dy dz \quad (2b)$$

PDF

Helfen

Wo \overline{W} ist der Süßwassergehalt, F_{∇}^b ist die Süßwasserkonvergenz und wird als Süßwassertransport durch die drei Grenzen (d. h. 34° S, 60° N und die Straße von Gibraltar) bestimmt, F_{surf} ist der Süßwasserfluss an der Oberfläche und F_{mix} ist ein Restterm, der schließt das Budget und erfasst beispielsweise die Diffusion (59). Der Süßwasserfluss an der Oberfläche des Atlantiks wird in erster Linie durch Niederschlag und Verdunstung bestimmt, umfasst aber auch Abfluss (Fluss- und Landeis), Meereisprozesse (Schmelz- und Soleabstoßung) und den anomalen Süßwasserantrieb (F_H).

Die AMOC-Stärke

Die AMOC-Stärke ist definiert als der gesamte meridionale Volumentransport bei 26°N über die oberen 1000 m

$$\text{AMOC} (y = 26^\circ\text{N}) = \int_{-1000}^0 \int_{x_W}^{x_E} v \, dx dz \quad (3)$$

F_{ovS} - Mindestschätzung

Um das F_{ovS} -Minimum abzuschätzen, verwenden wir kubische Splines, die stückweise zwischen sogenannten Knoten interpolieren, kubische Polynome, die zweimal stetig differenzierbar sind, und setzen voraus, dass die zweite Ableitung am ersten und letzten Knoten Null ist. Die Knoten werden über n -jährige Mittelwerte der F_{ovS} -Zeitreihe für verschiedene Startjahre (1, 2, ..., $n - 1$; Abb. S1C) bestimmt und ergeben n verschiedene kubische Splines (Abb. S1D) und deren jeweiligen Ableitungen ($d_t F_{\text{ovS}}$). Mithilfe einer linearen Anpassung über die mittlere Ableitung des kubischen Spline schätzen wir, wo die Ableitung durch Null geht (dh das F_{ovS} -Minimum; Abb. 5). Ein Minimum von $n \geq 35$ (Jahresdurchschnitte und kubische Splines) ist erforderlich, um die Variabilität der Zeitreihe erheblich zu reduzieren und eine konsistente F_{ovS} -Mindestschätzung zu finden.

Software- und Modellausgabe

Die (verarbeiteten) Modellausgabe- und Analyseskripte finden Sie unter: <https://doi.org/10.5281/zenodo.10461549>. Auf die Reanalyse- und Assimilationsprodukte kann über GLORYS12V1 (<https://doi.org/10.48670/moi-00021>), SODA3.15.2 (<http://soda.umd.edu>), ORAS5 (<https://doi.org/10.24381/cds.67e8eeb7>), ORA-20C (<https://icdc.cen.uni-hamburg.de/thredds/catalog/ftp/thredds/EASYInit/ora20c/opa0/catalog.html>) und ECCO-V4r4 (<https://ecco-group.org/products-ECCO-V4r4.htm>).

Danksagungen

Die Modellsimulation und die Analyse aller Modellergebnisse wurden auf dem niederländischen National Supercomputer Snellius im Rahmen des NWO-SURF-Projekts 17239 durchgeführt.

Förderung: RMvW und HAD werden vom Europäischen Forschungsrat durch das ERC-AdG-Projekt TAOC (Projekt 101055096) gefördert.

Autorenbeiträge: RMvW und HAD hatten die Idee für diese Studie. MK führte die Modellsimulation mit dem CESM durch und war für das Datenmanagement verantwortlich. RMvW hat die ersten Analysen durchgeführt und die Zahlen aufbereitet und wurde von MK unterstützt und HAD/HAD hat die Finanzierung für diese Studie eingeworben. Alle Autoren waren aktiv an der Interpretation der Analyseergebnisse und dem Schreibprozess beteiligt.

Konkurrierende Interessen: Die Autoren erklären, dass es keine konkurrierenden Interessen gibt.

Daten- und Materialverfügbarkeit: Alle zur Bewertung der Schlussfolgerungen in der Arbeit erforderlichen Daten sind in der Arbeit und/oder den ergänzenden Materialien enthalten.

Diese PDF-Datei enthält:

Feigen. S1 bis S7