



Royal Netherlands
Meteorological Institute
*Ministry of Infrastructure
and Water Management*

Sudden Stratospheric Warmings – developing a new classification based on vertical depth, applying theory to a SSW in 2018, and assessing predictability of a cold air outbreak following this SSW

L. van Galen

KNMI Internal report IR-2018-05

Sudden Stratospheric Warmings – developing a new classification based on vertical depth, applying theory to a SSW in 2018 and assessing predictability of a cold air outbreak following this SSW.

Internship report based on work done at KNMI (Royal Netherlands Meteorological Institute) between January and August, 2018

Author: Lars van Galen (Wageningen University)

lars.vangalen@wur.nl

Supervisors: Michiel van Weele (Royal Netherlands Meteorological Institute)

Wilco Hazeleger (Wageningen University)

Date: 30-08-2018

Contents

General Introduction and the SSW event of 2018	5
Stronger tropospheric response by classifying SSWs based on their vertical extent	8
Introduction and justification.....	8
Methods	9
ERA-Interim and Arctic Oscillation data	9
New classification method	9
Construction of climatology and impact dataset	10
Significance testing.....	11
Meridionality index	11
Mechanics of DSW classification	12
Stratospheric comparison between SSWs, classification by Kramer (2016) and DSWs.....	13
Reasoning behind weak K16-events.....	18
Vertical development – bridging to the troposphere	19
Investigating flow changes in troposphere	22
Disentangling changes in the surface response	24
Expressing surface response differences in terms of Arctic Oscillation.....	26
Discussion	28
Physical reasoning from a thermodynamic perspective	28
Sensitivity/robustness of classification method.....	31
Downwelling rates of warm anomalies.....	32
Summary	33
Outlook.....	35
Mechanism(s) behind downwelling DSW.....	35
Flow characteristic changes due to SSWs	35
References.....	36
Stratosferische opwarmingen classificeren op dikte geeft sterkere troposferische respons	38
Inleiding	38
Plotselinge stratosferische opwarming	38
Impact versterken met een meer gerichte classificatiemethode	41
Selectie en typering op basis van classificatie	41
Brug naar de troposfeer	44
Inzoomen naar Nederland.....	45
Kadertekst	47
Grottere voorspelbaarheid na SSW's?.....	47
Referenties	48

Voorspelbaarheid van de koude-uitbraak van 25 februari – 3 maart 2018 gelinkt aan de plotselinge stratosferische opwarming van 12 februari 2018	49
Introductie.....	50
Achtergrond.....	51
Beschrijving synoptische situatie	51
Extreme Forecast Index (EFI).....	51
Methode	52
Definitie koude-periode	52
Pluimvalidatie	52
Extreme Forecast Index.....	52
Clusters	53
Resultaten	54
Pluimvalidatie	54
Extreme Forecast Index.....	54
Clusters	55
Aanbeveling – gebruik SSW in weerkamer.....	58
Suggesties voor vervolgonderzoek.....	59
Samenvatting.....	60
Klimaatbericht – Koude week door verzwakte poolwervel	61

Outline

This report covers my internship at KNMI - from January to August 2018. The internship consisted of three elements. The first (research) part is documented with the title 'Stronger tropospheric response by classifying SSWs based on their vertical extent'. The second (dissemination) part is in Dutch. It contains the manuscript of the article 'Stratosferische opwarmingen classificeren op dikte geeft sterker troposferische respons' submitted to Meteorologica in July 2018. The third (operational research) part is also in Dutch 'Voorspelbaarheid van de koude-uitbraak van 25 februari – 3 maart 2018 gelinkt aan de plotselinge stratosferische opwarming van 12 februari 2018' and includes a recommendation on how to use the results in the weather room. A 'Klimaatbericht' that has been published on the KNMI-website during the 2018 SSW event completes my report.

General Introduction and the SSW event of 2018

On February 12, 2018, a dramatic event occurred in the stratosphere, far away from the surface, and far away from the notion of many. However, only a few weeks later, this event would become well-known across many people in Europe, from scientists to citizens. The reason was that the stratospheric event, termed a Sudden Stratospheric Warming, was linked to a significant cold period in large parts of North and West Europe, with for instance prolonged snow in the UK and a series of 3 ice days (temperatures that remain below zero during the day) in the Netherlands from 28-2 to 2-3.

Sudden Stratospheric Warmings (SSWs) are dramatic events that occur in the stratosphere in winter. During winter, radiation is not able to reach the stratospheric pole anymore, causing the pole between 10 and 30 km height to cool down to temperatures of about -60 to -70°C. Because the equatorial stratosphere still receives sunlight during winter, the temperature stays at around -30 to -40°C, creating a meridional temperature difference of 20 to 40 degrees. As a result of this temperature difference, (via thermal wind balance), a strong low pressure area develops over the stratospheric North Pole, termed the Stratospheric Polar Vortex (PV).

Normally, this polar vortex is fairly stable. However, about six times per decade, the polar vortex breaks down rapidly. This breakdown is accompanied by a rapid rise of temperature in polar stratosphere of about 30 degrees a few days' time, hence the term Sudden Stratospheric Warming (Charlton and Polvani, 2007; Butler et al., 2017). In 2018, a similar SSW occurred, which also resulted in a rapid temperature rise in just a few days (Figure 1).

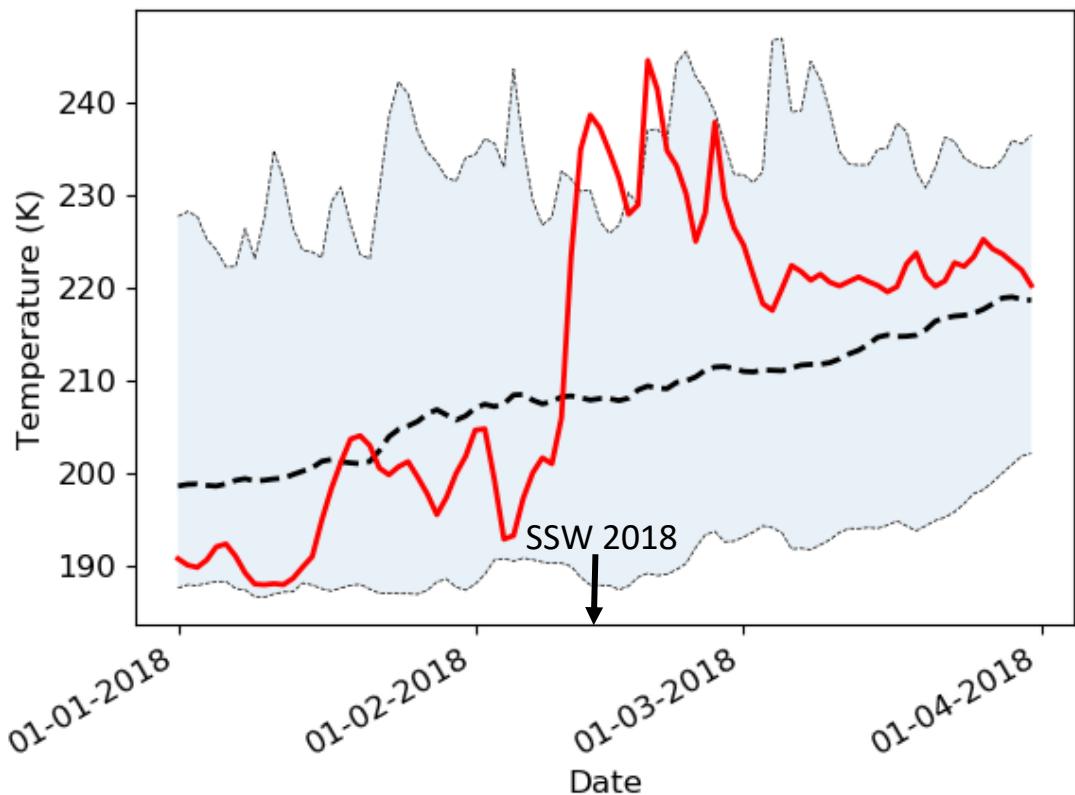
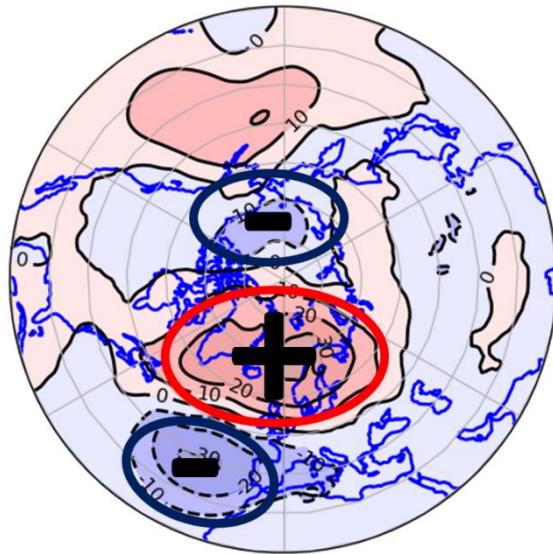


Figure 1 – Temperature at 30 hPa (about 24 km altitude) averaged between 80N and the North Pole for (red) 2018 against climatological temperature between 1981 and 2017 (black dotted line) based on ERA-Interim data. The starting date of the SSW of 2018 is indicated by the black arrow.

SSWs have been known to exist for a long time (e.g. Teweles and Finger, 1958). Furthermore, the first indication of tropospheric impact by SSWs dates as early as at least 1965 (Labitzke, 1965). However, the link between SSWs and tropospheric impact has only become accepted since 1999 (Baldwin and Dunkerton, 1999). This impact expresses itself in a southward displaced jet stream, anomalous high surface pressure in the polar troposphere, and anomalous low surface pressure in the midlatitude troposphere in a time period of days to weeks after the SSW (e.g. Charlton and Polvani, 2007; Butler et al., 2017). The pattern of anomalously high surface pressure near the pole and anomalously low surface pressure in the midlatitudes is an expression of the negative phase the Arctic Oscillation index (AO; Thompson and Wallace, 1998).

The SSW of 2018 also resulted in a negative Arctic Oscillation and a southerly displaced jet stream, especially in the Atlantic (Figure 2). Interestingly, the SSW of 2018 apparently also provided the synoptic background to allow for a strong atmospheric block to form above Scandinavia, despite the fact that SSWs are not known to subsequently increase the likelihood on atmospheric blocks (Taguchi, 2009). The reason thereof could be the state dependence of SSW impacts – the local effects a SSW has on the atmospheric flow are largely governed by the initial state (e.g. Tripathi, 2015; Kolstad et al., 2010).

(a) Surface pressure



(b) Zonal wind at 300 hPa

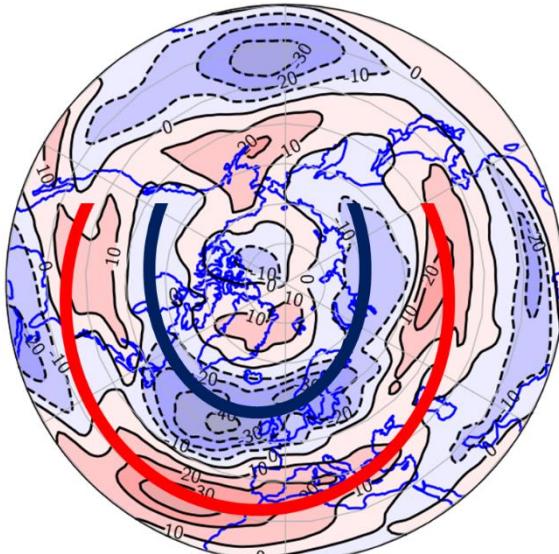


Figure 2 – (left) Pressure anomalies at the surface in the period 25-2 up to and including 3-3 2018 compared to daily ERA-Interim climatology between 1981 and 2017. The plus and minus signs indicate areas of positive and negative pressure anomalies, respectively; (right) same, but then for zonal wind at 300 hPa (about 8 km) height. The red and blue lines indicate strengthening westerlies in the subtropics and weakening westerlies in the midlatitudes, respectively.

As mentioned before, the SSW of 2018 received plenty media attention, ranging from meteorological institutes (e.g. MetOffice, 2018), meteorological institutes (e.g. MeteoGroup, 2018), and newspapers (e.g. Guardian, 2018). This has also occurred earlier, for instance during the SSW of 2013 (Guardian, 2013). Thus, SSWs provide an interesting case in which science, operational meteorology and the media are all interacting. Such interactions open up several opportunities and challenges. These opportunities include from accelerated scientific interest due to extensive media coverage, enhanced public awareness of scientific results, dissemination of scientific input to operational forecasters and dissemination of operational forecasts that use SSWs to end users. However, all these opportunities need to be carefully done, as miscommunication or misinformation are potential threats.

In this internship I covered the whole range of user groups dividing the internship into three parts. One part consists of **new research** in which the goal is to be able to more specifically indicate the timing and magnitude of SSW impacts by introducing a new classification method based on the vertical depth of a SSW. The second part consisted of writing an article to Meteorologica, a professional journal about meteorology (the **dissemination to scientists and forecasters**). Finally, the third part focussed on assessing the predictability of the cold air outbreak in the Netherlands that followed the SSW event of 2018, and disseminating the link between the SSW of 2018 and cold in the Netherlands via a ‘klimaatbericht’ (**the connection between science and operational meteorology; and the connection between science and the public**).

The first (research) part is divided into a introduction and justification of the study, the research methodology, the results, discussion, conclusion and outlook towards new research perspectives. The second (dissemination) part is in Dutch. It contains the manuscript of the article submitted to Meteorologica. The third (operational research) part is also in Dutch. It is divided in an introduction, a background section, a methods section, results, a recommendation on how to use the results in the weather room, suggestions for future research, and a summary. Finally, the ‘Klimaatbericht’ (in Dutch) that has been published on the KNMI-website in February 2018 is presented.

Stronger tropospheric response by classifying SSWs based on their vertical extent

Introduction and justification

The goal of this study was to more specifically indicate the timing and magnitude of SSW impacts by introducing a new classification method based on the vertical depth of a SSW. This section does not aim to introduce the theoretical background behind SSWs; it rather aims to justify why a different classification could have additional scientific value compared to the classification that is officially in use.

The official (WMO) classification method of Sudden Stratospheric Warmings (SSWs) prescribes that a SSW occurs when the zonal mean zonal wind at 10 hPa (about 30 km height), 60N reverses from westerly to easterly (Charlton and Polvani, 2007; Butler et al., 2017). Here the start date of a SSW is the first day at which the zonal wind reversal takes place. This classification has been shown to work well in describing SSWs, since the wind reversal occurs about simultaneously with the rapid temperature rise in the stratosphere. Furthermore, the chosen location and altitude of the wind reversal have been found to be within an optimal range to define SSWs (Butler and Gerber, 2018).

Although the official classification works well in describing the stratospheric characteristics of SSWs, the official classification method is not ideal for studying tropospheric impacts. Even though many studies found tropospheric impacts after SSWs, the timing, location and magnitude of tropospheric impact appeared to be hard to pinpoint (e.g. Baldwin and Dunkerton, 1999; Charlton and Polvani, 2007). This is at least in part because the tropospheric impact after a SSW is strongly dependent on the initial state of the atmosphere both in the stratosphere and troposphere (Tripathi et al., 2015).

Regarding the initial stratospheric state, several factors have been found to influence the tropospheric outcome. These include the type of SSW (e.g. whether a polar vortex splits or displaces; Charlton and Polvani, 2007; or whether a SSW reflects tropospheric waves back into the troposphere or absorbs them; Kodera et al., 2016. See Karpechko et al., 2017 for an overview) and the depth of a SSW (Gerber et al., 2009; Palmeiro et al., 2015; Karpechko et al., 2017). The depth of the SSW is linked to tropospheric impact, because deeper SSWs that extend closer to the troposphere were found to have stronger tropospheric impact (Gerber et al., 2009; Palmeiro et al., 2015; Karpechko et al., 2017).

The aforementioned link between depth of SSWs and tropospheric impact will be the basis of the new classification. This is because by definition, the official SSW classification does not tell anything about the vertical depth of a SSW. Tropospheric impact studies that use the official definition to diagnose SSW impact in the troposphere (e.g. Charlton and Polvani, 2007; Christiansen, 2009) therefore miss this information about the vertical depth of a SSW that is likely to be important for the timing, location and magnitude of impact. To include this likely relevant information, the new classification method aims at classifying SSWs based on their vertical extent. This study will show that the new classification method results in a stronger and better timed tropospheric response compared to a SSW.

Methods

ERA-Interim and Arctic Oscillation data

The reanalysis data used in this study is the ERA-Interim dataset produced by the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) for the years 1981 to March 2018 (Dee et al., 2011). From this dataset temperature (T), the zonal- and meridional components of the wind (u, v) and the geopotential height (GPH; up to 100 hPa) are used. Above this pressure level the GPH is calculated using hydrostatic balance and the ideal gas law for dry air via the equation below (where $g \times z$ is the geopotential height, R is the gas constant for dry, air, T is temperature and P is pressure). The stratospheric data (above 100 hPa) is obtained in sigma levels and subsequently regressed to pressure levels (being 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 hPa).

$$gz_2 - gz_1 = -RT \ln\left(\frac{P_2}{P_1}\right)$$

Furthermore, Arctic Oscillation data is used from 1980 to 2017. Here a slightly different definition is used than the definition from Thompson and Wallace, 1998. The index used here is constructed by projecting the 1000 hPa GPH anomalies poleward of 20N on the leading mode of Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis of monthly mean 1000 hPa height during 1979-2000 period (NOAA, 2005)

New classification method

The new classification method is based on a modified version of the SSW classification method of Kramer (2016; hereafter referred to as K16). This classification defined a SSW when the zonal mean zonal wind (ZMZW) reversed at at least two neighbouring vertical levels between 10 and 100 hPa for a band between 60 and 84N for at least two consecutive days. The two major modifications done consider the vertical depth definition of the SSW and the meridional range.

First, the most important modification to the K16-classification is the required depth. By selecting only two model layers as a vertical requirement, K16 did not really take the vertical extent of a SSW into account, whereas the vertical depth of a SSW is a crucial element in the new classification method. Furthermore, the depth of two model layers is arbitrary and depends on the availability of model layers present in the dataset in use. To overcome these two issues, the K16-criterium has been modified: for the new classification method, a SSW occurs if the ZMZW reverses from westerly to easterly over a thickness of at least 80 hPa between 10 and 100 hPa. This thickness has been chosen because: 1) a larger thickness results in SSWs that could reach the troposphere, whereas the new classification method should be based on stratospheric processes that reflect what happens during or after a SSW; and 2) a smaller thickness results in shallower events that are less likely to result in strong tropospheric impact. Finally, The upper limit is kept at 10 hPa because the upper stratosphere is not considered to be relevant for surface impact.

Second, the meridional range of the zonal mean zonal wind has been modified. The meridional range of 60-84N chosen by K16 is expected to include areas too close to the pole. If a meridional range too close to the pole is selected, events in which a polar vortex is displaced far from the pole but still intact are possibly included. Those events are not considered to be representative of stratospheric warmings. Hence, the meridional range is set to 60-70N. A meridional range is still preferred over a single latitude band since a meridional range is less prone to variations that may occur at one latitude band.

Hence, the new classification classifies SSWs when the ZMZW reversed at a thickness of at least 80 hPa between 10 and 100 hPa for a band between 60 and 70N for at least two days in a 5-day period. Since the new classification method aims at classifying SSWs based on their thickness, it is subsequently referred to as the ***Deep Stratospheric Warming (DSW) classification***.

Second, some minor modifications were done. First, the length a SSW should last was modified from the K16-definition. K16 used a threshold that at least 2 consecutive days in which the SSW-criterion were met were required to classify an event as a SSW. Here, this criterion is slightly relaxed to require at least 2 days in which the SSW-criterion were met in a 5-day period.

Apart from the mechanical changes to the classification method, the final warming (FW) threshold used by K16 has also been modified. Final warmings are SSWs that happen at the end of the winter season (usually in Spring). These events are deemed to be not important in this study since this study focusses on the winter rather than the spring. K16 classified SSWs as final warmings when they lasted for longer than two months. This caused events to be defined as non-FW SSWs when they occurred in May. Since late-spring events are not considered to impact the troposphere at all, the FW-threshold is arbitrarily redefined as follows: all DSWs that start beyond April 1 are considered FWs. A more physical FW-threshold that does work for SSWs, being that “FWs are events where winds do not return to westerly direction for more than 10 consecutive days until July” (Butler and Gerber, 2018), did not prove to be feasible for the DSW-classification. In subsequent analyses these FWs are discarded.

Finally, just like K16, for the DSW-classification at least 5 days are required between events to classify these events as being separate.

For K16 itself some modifications have also been made in this study. The first is that the FW threshold has been set equal to the one used for the DSW classification method (i.e. K16-events that start after April 1 are not included). Finally, the amount of model layers used here have a slightly higher vertical resolution than the ones used in Kramer, 2016 itself. Thus, the K16-events in this study differ slightly from the events given in Kramer, 2016 itself.

Construction of climatology and impact dataset

To compare the (tropospheric response of) the new DSW classification to the classifications of K16 and the WMO-classification, a daily event-based climatology is constructed. For this climatology per event all years between the winters of 1980-1981 and 2016-2017 are selected for the time period 20 days before up to and including 20 days after the start of event, and subsequently averaged over all years per day. This climatology thus differs between the classification methods based on the amount of events and date of each event. Such an event-based climatology has been chosen to take the seasonal cycle into account. In this way the differences in anomalies between two classifications can be compared in a fair way as they are not dependent on differences in seasonal cycle. If the climatology would rather be constructed out of all months between December and February, the seasonal distribution of SSW events would incorrectly not be accounted for.

During subsequent analysis the impact dataset is constructed as a composite of all SSW events, except if indicated otherwise. This dataset is subsequently averaged over the first 5 days after each event to avoid transiency of anomalies that would appear if shorter time scales are selected.

Although for SSWs the impact thereafter is known to occur not only during the first 5 days but also during several weeks thereafter, the results did not change appreciably if a different time range was selected for SSW-impact.

Significance testing

For the wind at 300 hPa, the surface temperature- and surface pressure impact the significance was tested via a bootstrapping procedure. Such a procedure is required because of the small event sample size of SSWs, DSWs and K16-events. The bootstrapping was done on the difference between impact and climate, because the impact and climate datasets are not independent of each other: the dates used in the climate dataset are dependent on the event dates in the impact dataset.

The bootstrapping procedure was done as follows: first the difference between impact and climate was taken for each event. Subsequently, per sample a number of these difference values was chosen equal to the amount of events. This was done with ‘replacement’ of events. For instance, if 15 events occurred, a sample consisted of 15 random ‘difference values’ from that dataset. In this way many samples were constructed (at least 20000) to obtain a normal distribution of the differences. From this dataset the 5% and 95% quantiles were selected, and for these quantiles it was checked whether these quantiles both had the same sign with respect to the zero value, and thus whether the distribution is significantly far away from zero. Hence, the statistical test was defined as follows: the null-hypothesis was that the difference between impact and climate was not significantly different from zero, and the testing hypothesis was that this difference was significantly different from zero, using an α of 0.10.

For the statistical analyses temporal averages of 5 days were taken, because shorter time periods caused transiency in anomalies to show up. However, because the data under consideration is not temporally independent, the procedure defined above is likely to result in overconfidence.

Meridionality index

To estimate the meridionality (or waviness) of the flow in the upper troposphere, a meridionality index was developed. This index was based on the Meridionality Circulation Index of Francis et al., 2015, which is defined as follows:

$$MCI = \frac{v \cdot |v|}{\sqrt{u^2 + v^2}}$$

However, the index proved to be unintuitive to interpret. Hence, the index was redeveloped as:

$$\text{Meridionality Index} = \tan^{-1}\left(\frac{v}{u}\right) \cdot \frac{2}{\pi}$$

This distribution is defined such, that it aligns with wind direction. A value of 0 corresponds to westerly or easterly winds; a value of 0.5 corresponds to winds from the northwest, northeast, southwest and southeast, and a value of 1 corresponds to northerly or southerly winds. In other words, the meridionality index defines how much the flow has a meridional component attached to it. Zero is fully zonal, one is fully meridional.

Results

The results are built up as follows: first the mechanics behind the DSW classification are discussed. Subsequently the stratospheric characteristics are compared between SSWs, DSWs and K16-events. Hereafter, K16-events are not included the analyses. Afterwards, SSWs and DSWs are compared on

upper-tropospheric characteristics and in flow characteristics of the jet stream. Finally, the classifications are compared near the surface. Thus, the results start by discussing the stratosphere after which one gradually descends to the surface.

Mechanics of DSW classification

Deep Stratospheric Warmings (DSWs) behave strongly different from Sudden Stratospheric Warmings. Still, the classifications are connected, as illustrated in Figure 1. This is because DSWs are almost always preceded by SSWs. The SSW of 2013 illustrates this nicely; first the wind reverses from westerly to easterly at 10 hPa, marking the start of the SSW. 10 days later, the wind reversal extends down from 10 to 90 hPa, which is thus the start date of the DSW.

Figure 1 also shows that not all SSWs are followed by a DSW. The SSW of 2018 demonstrates this nicely: a wind reversal ‘thickness’ of 60 and 50 hPa was reached 4 and 8 days after the SSW respectively, but a thickness of 80 hPa was never reached.

Note that Figure 1 is only intended to illustrate how DSWs may behave after SSWs. Hence it is not intended to attest whether all DSWs follow SSWs: by definition it is possible that a DSW extends from 20 to 100 hPa without a preceding wind reversal occurring at 10 hPa.

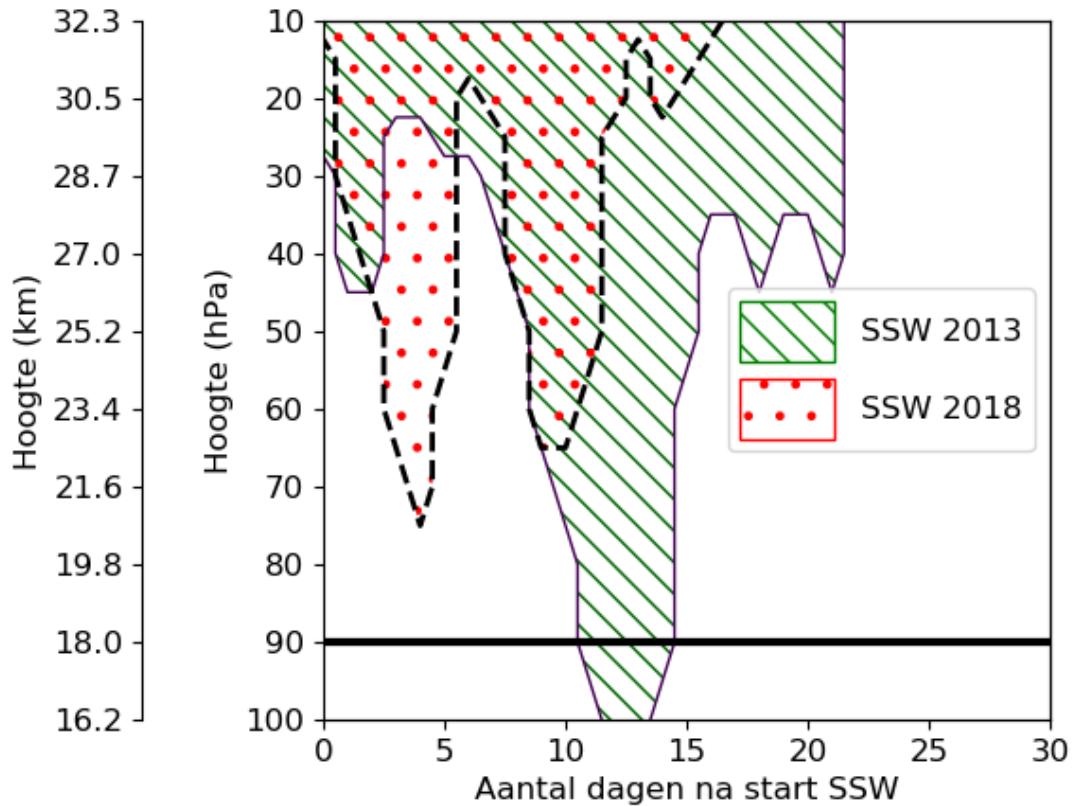


Figure 1 – Thickness of the SSWs of 2013 and 2018 against time based on the zonal mean zonal wind between 60N and 70N. Day 0 is the day the SSW starts; this is the day that the wind reverses from westerly to easterly at 10 hPa. When the SSW reaches a thickness of 80 hPa, between 10 and 90 hPa, a DSW occurs. Note that the zonal mean zonal wind has been averaged between 60N and 70N rather than only 60N to eliminate the dependence on latitudinal definition of the zonal mean zonal wind; in this way the comparison between SSWs and DSWs focusses only on vertical extent.

Stratospheric comparison between SSWs, classification by Kramer (2016) and DSWs
SSWs according to the official definition and DSWs differ strongly in start date and number, as shown in Table 1.

First, DSWs occur less frequently than SSWs. Between 1981 and 2017, 23 SSWs occurred, compared to only 15 DSWs. Thus, whereas SSWs occur about 6 times per decade, DSWs occur only about 4 times per decade.

Second, most DSWs (14 out of 15) tend to be preceded by a SSW. The time span between the SSW and subsequent DSW differs strongly: some DSWs occur some weeks after the SSW, whereas others occur at about the same time. There are also two SSWs that are followed by two DSWs in 1984 and 2006. The difference in time span between SSWs and DSWs is because the vertical development of a SSW differs from event to event, as illustrated in Figure 1. Finally, only one DSW is not preceded by a SSW. However, when the SSW classification is executed for 60-70N rather than 60N, this DSW is also preceded by a SSW. This shows that all DSWs develop from top to bottom; i.e. they are preceded by a wind reversal at high altitudes that extends further downward in time.

Finally, a few SSWs (the SSWs of 1989 and 2006) are followed by two DSWs. This indicates that an event reaches a thickness of 80 hPa twice with an interruption of at least 5 days.

Table 1 – Start dates of SSWs based on the ERA-Interim data according to the official definition (left; first day wind reversal from west to east at 10 hPa, 60N), and start dates of DSWs (right; first day of wind reversal from west to east between 60 and 70N over a minimal thickness of 80 hPa between 10 and 100 hPa for at least two days within a 5-day period). SSWs and DSWs have been grouped when they are at most 30 days apart.

SSW date	DSW date	SSW date (continued)	DSW date (continued)
4-3-1981	3-3-1981	11-2-2001	14-2-2001
4-12-1981	-	30-12-2001	-
24-2-1984	12-3-1984	18-1-2003	-
-	21-3-1984	5-1-2004	28-1-2004
1-1-1985	18-1-1985	21-1-2006	4-2-2006
23-1-1987	9-2-1987	-	12-2-2006
8-12-1987	-	24-2-2007	-
14-3-1988	-	22-2-2008	-
21-2-1989	12-3-1989	24-1-2009	28-1-2009
-	23-11-1996	9-2-2010	6-2-2010
15-12-1998	-	24-3-2010	-
26-2-1999	4-3-1999	6-1-2013	18-1-2013
20-3-2000	-	12-2-2018	-

When comparing SSWs and DSWs to the SSW definition of Kramer (2016; hereafter abbreviated to K16; Table 2), one can clearly see that the K16-events are strongly different from both SSWs and DSWs. First, K16 classifies many more events than both the SSW and DSW classification; according to K16 about 14 SSWs occur every decade, compared to only 6 and events per decade according to the SSW and DSW classification, respectively. Furthermore, the K16-events tend to be more similar to SSWs than to DSWs, as K16-events that are linked to SSWs occur within a few days of the SSW. This was not observed for DSWs.

It is worth noting that K16 originally recorded more SSWs in a shorter time period. This is because here a more strict final warming limit was used for K16, as the final warming limit used by K16 allowed non-final warming SSWs to exist in late-spring. This time period is outside the scope of this study, hence in this study all SSWs that started after April 1 were ignored.

Table 2 – Same as Table 1, but now SSWs (left) are compared to the definition of Kramer, 2016 (right; wind reversal from west to east averaged over 60-84N of two adjacent model layers between 10 and 100 hPa for at least two days within a 5-day period)

SSW date WMO	SSW date Kramer, 2016	SSW date WMO (continued)	SSW date Kramer, 2016 (continued)
4-3-1981	15-2-1981	11-2-2001	3-2-2001
-	1-3-1981	30-12-2001	-
4-12-1981	4-12-1981	-	25-3-2002
-	19-3-1983	18-1-2003	-
24-2-1984	25-2-1984	-	18-2-2003
-	14-3-1984	5-1-2004	2-1-2004
1-1-1985	29-12-1984	-	26-1-2004
-	16-1-1985	-	13-3-2005
-	25-11-1985	21-1-2006	16-1-2006
-	24-3-1986	-	24-1-2006
23-1-1987	23-1-1987	-	22-3-2006
-	5-2-1987	24-2-2007	23-2-2007
8-12-1987	7-12-1987	22-2-2008	24-2-2008
14-3-1988	12-3-1988	-	12-3-2008
21-2-1989	11-3-1989	-	27-3-2008
-	3-2-1991	24-1-2009	25-1-2009
-	20-3-1992	-	24-11-2009
-	6-1-1994	-	10-12-2009
-	22-1-1995	9-2-2010	24-1-2010
-	5-2-1995	24-3-2010	21-3-2010
-	20-11-1996	-	30-11-2012
-	6-12-1996	6-1-2013	7-1-2013
-	2-1-1998	-	5-2-2014
-	14-11-1998	-	29-3-2014
15-12- 1998	16-12-1998	-	17-11-2016
26-2-1999	27-2-1999	12-2-2018	12-2-2018
20-3-2000	-	-	15-3-2018
-	22-11-2000		

More insight into the phenomenological behavior of SSWs, DSWs and K16-events is gained from the average temperature response in the first 5 days after the event in the mid-stratosphere at 10 hPa (Figure 2). Climatologically, the mid-stratosphere is relatively cold near the pole, and relatively warm closer to the equator in Northern Hemispheric (NH) winter. This is because during NH winter, sunlight is still able to reach the equator, but it is not able to reach the pole, hence causing the pole to experience stronger cooling than the equator. Via thermal wind balance, this temperature gradient triggers a strong polar vortex near the pole, as depicted in Figure 3d.

During SSWs, however, the stratosphere warms strongly near the pole, rising on average from about 205 climatologically to 240 K during a SSW in just a few days (Figure 2a)¹. This demonstrates the sudden character of SSWs (Figure 3c). The warming is associated with one or two areas of high pressure that push the polar vortex away from the pole, most frequently towards Europe (Figure 3a).

When comparing the stratospheric response of SSWs to DSWs, some interesting differences pop up. First, the temperature response after DSWs is much weaker: the temperature near the pole just after a DSW is only about 220 K, which is about 20 K colder than just after a SSW (Figure 2c). Second, the high pressure area and remaining polar vortex are much weaker compared to the time period just after a SSW. The reason for the weaker mid-stratospheric temperature and GPH response of DSWs is found in the timing of the DSWs compared to the SSWs. As mentioned before, most DSWs occur some days to weeks after the SSWs (Table 1). However, the strongest warming and the most clear displacement/split of the polar vortex occurs coincident with the wind reversal at 10 hPa. Hence the polar vortex during the time that a DSW occurs has already recovered somewhat at the time that a DSW occurs, as evidenced by the weaker GPH and temperature response. Thus, a DSW is not associated with a ‘sudden warming’ like a SSW.

Similar to DSWs, the K16-events are also associated with a much weaker temperature response (Figure 2b). However, the GPH-response between DSWs and K16-events differs markedly. The polar vortex during K16-events is still much stronger after the event. In fact, the polar vortex just after a K16-event is even stronger than after a SSW-event. The high pressure area during K16-events is also somewhat stronger, but not so much than during SSWs (Figure 3).

The differences described above are not so much explained by K16-events occurring some days to weeks after SSW-events, since K16-events that are connected to SSW-events usually occur at around the same date (Table 2). Rather, the weaker warming observed compared to SSWs is caused by the larger amount of events that take place: these events are usually much weaker in terms of temperature and wind response compared to DSWs. This is confirmed by the GPH-response just after a DSW, which still shows a relatively strong polar vortex displaced towards Eurasia. The weak events mentioned here are reminiscent of minor warmings as defined by Butler, 2017.

¹ Note that here the December-March (DJFM) climatology has been used instead of the daily climatology described in the methods section. The daily climatology is very similar to the DJFM-climatology.

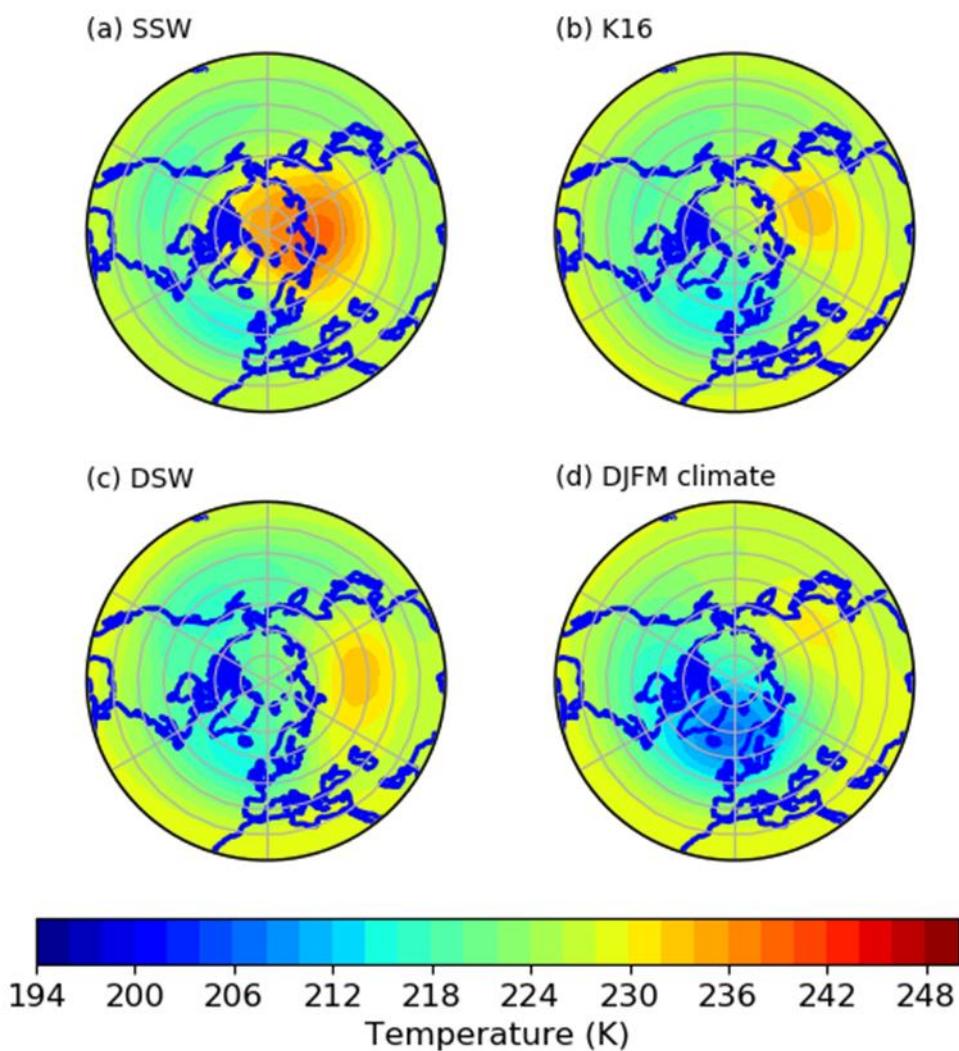


Figure 2 – Composite temperature response (K) averaged over 0-4 days after each non-final warming event for (a) SSWs, (b) K16-events and (c) DSWs; and (d) the climatology from December-March between 1981 and 2017 based on ERA-Interim data.

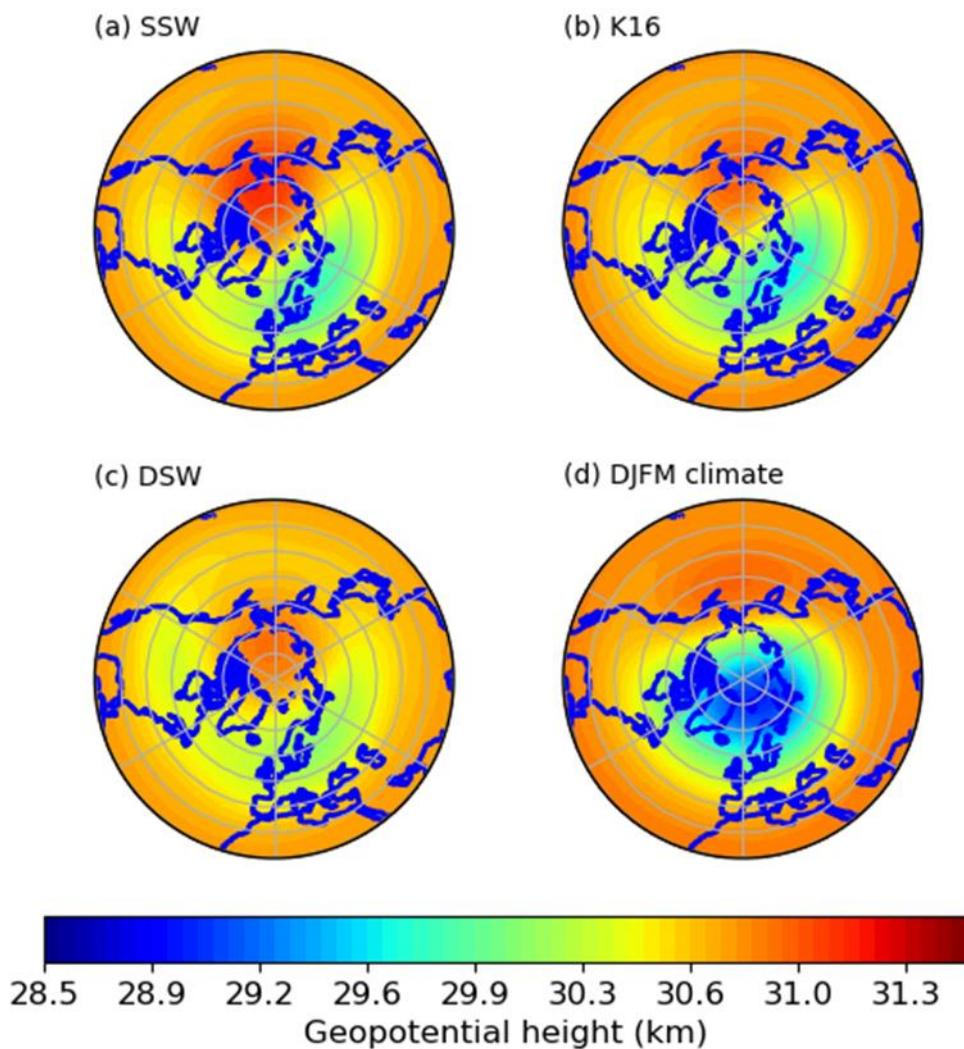


Figure 3 - Same as Figure 2, but now for geopotential height (km)

Reasoning behind weak K16-events

Probably the main reason why K16-events are weaker than SSWs is the same reason that explains the large amount of events in K16: at 84N one is no longer in the stratospheric polar vortex edge, but rather its center. Events by which the polar vortex is displaced from the pole by 20 degrees already result in easterlies blowing over half of the domain at 80N, whereas at 60N the wind is westerly across the latitude circle. Hence K16 possibly classifies events at which the polar vortex is only weakly displaced and still fairly robust. This is illustrated in Figure 4.

The conclusion that K16-events contains several events that are fairly weak is important, because weak events (here assumed to have similar characteristics compared to minor SSWs) are found to be less likely to impact the troposphere (Butler et al., 2017). Hence, K16-events are unlikely to trigger a stronger tropospheric response than SSWs. Based on this, and the fact that K16-events do not tell much about the vertical depth of SSWs by design, K16-events are not taken into account in subsequent analysis.

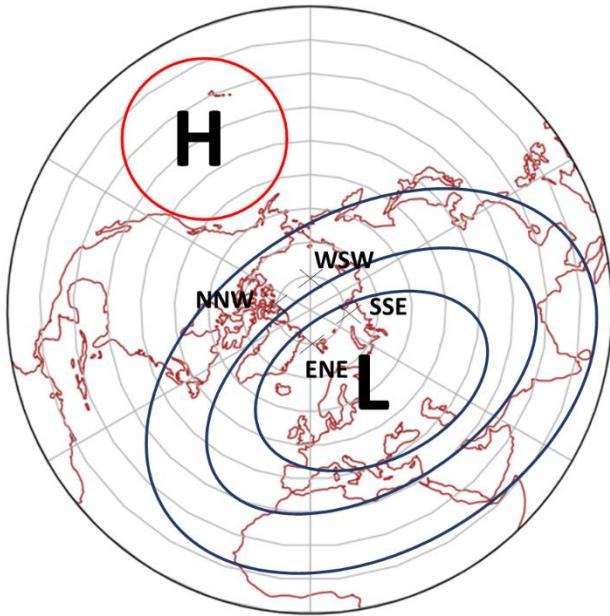


Figure 4 – Example of GPH at 10 hPa. The event illustrates a stratospheric polar vortex that is strongly displaced but still robust. In this example the zonal mean zonal wind at 80N is close to 0, whereas the zonal mean zonal wind at 60N is predominantly westerly. This event shows that selecting a wind speed at 80N is not a good indication of the state of the polar vortex.

Vertical development – bridging to the troposphere

Since the vertical development of a SSW is the cornerstone of the DSW classification, the vertical behavior of both temperature and wind during DSWs also differs strongly from SSWs. This is illustrated in Figure 5, which shows the temporal and vertical development of both temperature and wind.

First, these figures clearly demonstrate the sudden character of SSWs that is not present in DSWs. During the time the SSW occurs, a rapid warming takes place in the polar stratosphere that is accompanied by a rapid deceleration of the wind. During a DSW, however, the initial warming and deceleration of the wind have occurred on average much earlier, as envisaged by the strong positive temperature- and negative wind anomalies that are present already 20 days before the event. This is in agreement with the general lag of DSWs compared to SSWs as shown in Table 1.

Second, another interesting difference in vertical development between a DSW and SSW can be observed in the temperature plots. During a SSW temperature anomalies start near 10 hPa at about the time of the event and rapidly descend toward the lower stratosphere. However, during a DSW the main warming starts about 8 days before the event, and subsequently descends much slower. This suggests that a different mechanism is responsible for the initial downwelling of warm

anomalies during a SSW compared to the subsequent descent of heat in the case that a DSW takes place some time after a SSW. This hypothesis is elaborated further in the discussion.

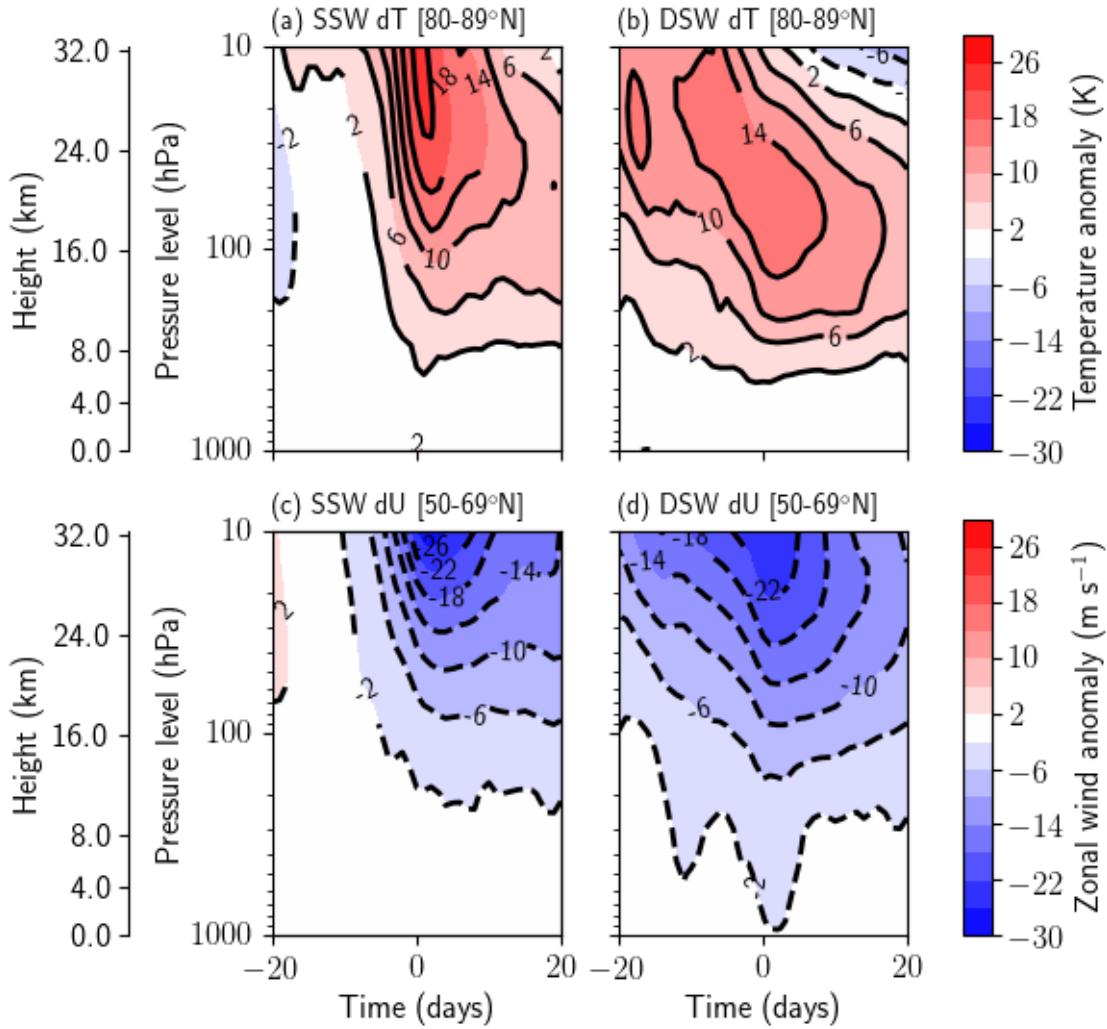


Figure 5 – Composite of zonally averaged temperature anomaly (top; K) and zonal wind anomaly (below; $m s^{-1}$) during a SSW (left) and a DSW (right) compared to daily ERA-Interim climatology based on 22 SSWs and 15 DSWs, respectively, between 1981 and 2017.

Finally, regardless of the rate of descent, Figure 5 shows that the vertical depth of both the temperature and wind anomalies reach deeper into the troposphere during a DSW than during a SSW. For instance, during a SSW, a warming in the polar region of about 3 K takes place at 300 hPa. During a DSW, however, this warming is much stronger, which is as big as 6 K. The same goes for wind: whereas the wind deceleration in the midlatitudes at 300 hPa is less than $2 m s^{-1}$ just after SSW, the wind deceleration equals about $4 m s^{-1}$ after a DSW. Hence, a DSW results in a stronger lower stratospheric and upper tropospheric response just after the event compared to a SSW.

The upper tropospheric response becomes more clear when analyzing the temperature and wind response from a top-view at 300 hPa (Figure 6). The temperature anomalies show that the strongest temperature response after a SSW and DSW is confined to the polar region. This does not apply for the wind anomalies: near the pole the wind speed does not change appreciably at 300 hPa. Rather, a

circular weakening of westerlies occurs in the midlatitudes. This decrease in zonal wind is accompanied by an increase in westerlies in the subtropics. Since 300 hPa is the height at which the jet stream is located, the wind anomalies demonstrate a southward displacement of the jet. This has also been observed by previous studies (e.g. Limpasuvan et al., 2004; Charlton and Polvani, 2007; Kidston et al., 2015).

In terms of differences between SSWs and DSWs, it is clear that a DSW results in a stronger warming in the polar upper troposphere, like shown in Figure 6a and 6b. The same goes for wind speed: just after a DSW the zonal wind weakens more in the midlatitudes and increases more in the subtropics compared to just after a SSW. Furthermore, in the midlatitude region, more statistically significant negative zonal wind anomalies are noted just after a DSW compared to just after a SSW. This shows that a DSW results in a stronger upper tropospheric response in both temperature and zonal wind.

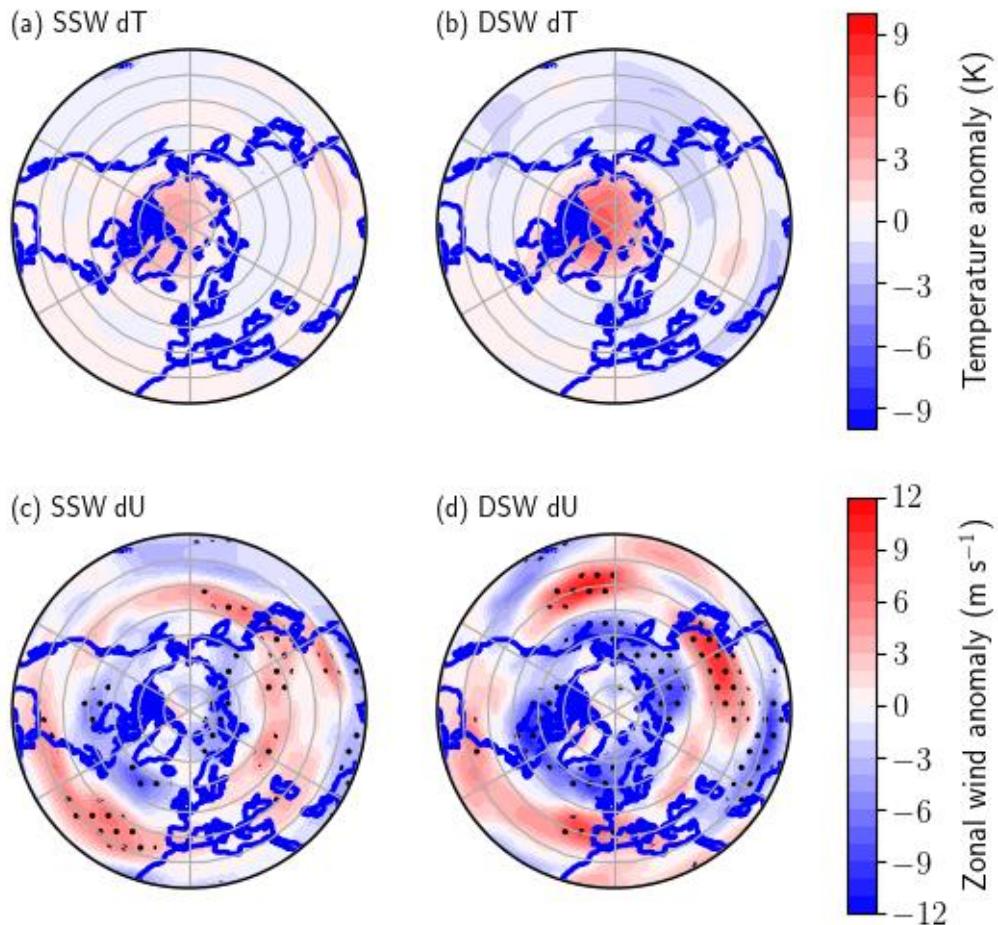


Figure 6 – Composite response of (top) temperature and (bottom) zonal wind anomalies averaged over 0-4 days after each non-final warming event for (left) SSWs and (right) DSWs at 300 hPa against daily ERA-Interim climatology. Hatched areas indicate significant areas for $\alpha=0.9$ according to a bootstrapping procedure.

Investigating flow changes in troposphere

As it has been shown that the zonal wind weakens in the midlatitudes after a SSW and DSW, it is interesting to check whether the atmospheric flow, especially the jet, becomes wavier after a SSW and DSW in the midlatitudes as well. This ‘waviness’ of the flow (here defined as meridionality of the flow) is strongly linked to the magnitude of the flow, as stronger winds tend to be more zonally oriented. Thus, to gain more insight in the waviness of the flow, the waviness needs to be shown against the magnitude of the wind. This is done for two zonal bands, being: 1) 50-69N, as that is the region in which the strongest decrease in zonal wind speed is observed after the SSW and DSW; and 2) 30-49N, as this region experienced the strongest increase in wind speed after the SSW and DSW. These zonal bands are plotted in Figures 7 and 8. For interpretation purposes, the wind speeds of interest here are all winds that exceed 30 m s^{-1} . Although this value is arbitrary, this value roughly separates jetstream-like structures from non-jetstream-like structures.

The reliability of the results requires that sufficient data is available to create the distributions. To test whether a sufficient amount of data is available, the procedure described above has been repeated for the first 10 events of each classification as well as event 5-15; the results did not qualitatively differ from the results shown below. This demonstrates that sufficient data is used for the zonal mean analysis presented above.

When looking at the magnitude of the wind in the midlatitudes climatologically (Figure 7) one can see that on average the wind is stronger than 30 m s^{-1} in about 20% of the area in the zonal band. Furthermore, in most of these cases, the flow is more zonally oriented rather than meridional.

Comparing the SSW- and DSW-impact to their respective climatology (Figure 7a-d), it appears that the differences in flow characteristics are very small. Still, the difference plots (Figure 7e and 7f) reveal that SSWs and DSWs do cause some changes in the atmospheric flow. First, there is a strong tendency for weaker winds in the midlatitudes, as shown by the increase in frequency of winds $<20 \text{ m s}^{-1}$ and the decrease in frequency of winds $>20 \text{ m s}^{-1}$. This weakening of the winds is strongest just after a DSW, in agreement with Figure 6. Second, the flow becomes more meridionally oriented, especially for light winds and after a DSW.

Finally, there is also a remarkable difference in angle response after a SSW and DSW when focusing on the relatively strong winds ($>30 \text{ m s}^{-1}$). Just after a SSW, the meridionality of the flow does not change appreciably for strong winds. However, just after a DSW, the relatively zonal winds are becoming less frequent compared to the relatively meridional winds (compare the angle <0.5 against the angle >0.5 for winds $>30 \text{ m s}^{-1}$). Hence, the midlatitude winds after a DSW does not only weaken, the strongest winds also tend to become slightly more meridionally oriented. Hence, it appears that the jet stream weakens and becomes more wavy in the midlatitudes after a DSW, whereas after a SSW the jet only weakens slightly. One should realize, though, that the differences compared to the mean state are very small.

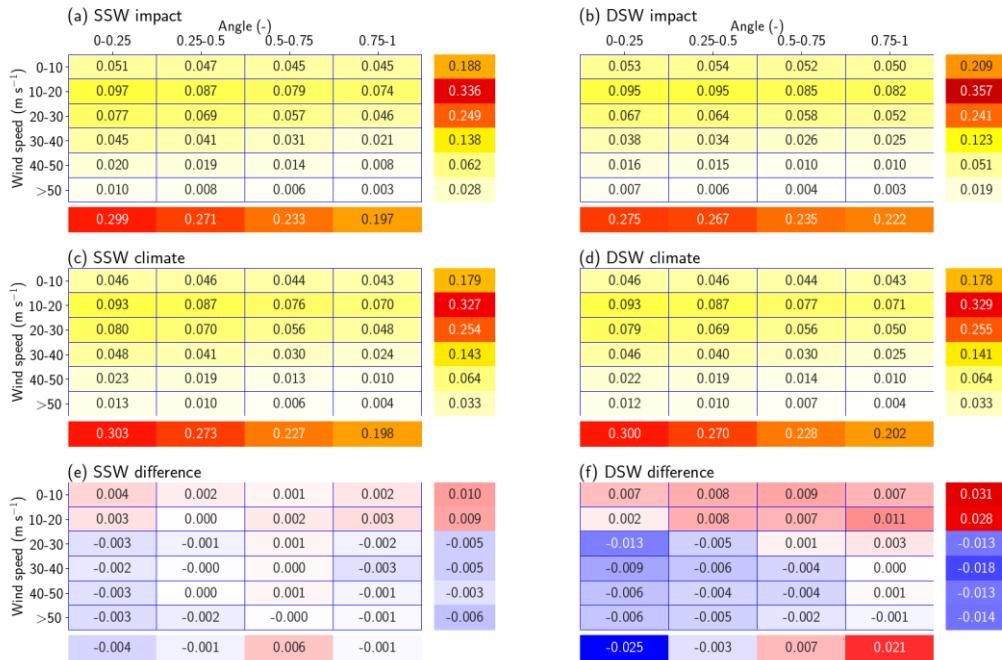


Figure 7 – Frequency distribution of wind speed against angle of the wind for 0-4 days after (left) SSWs and (right) DSWs for (top) impact, (middle) climate and (bottom) difference between top and climate based on SSWs and DSWs from 1981 to 2017 against daily ERA-Interim climatology for all longitudes between 50N and 69N. The sum to the right of each figure indicates the (difference in) frequency of wind speed in a bin summed over all angles, and the sum below each figure denotes the (difference in) frequency of angle summed over all wind speed data in one angle bin

It is interesting to see whether the meridionality of the flow changes in the subtropics as well. Climatologically, the flow in the subtropics is quite different from the midlatitudes. For instance, the flow in the subtropics tends to be much stronger, as more than 40% of the area climatologically experiences winds above 30 m s⁻¹ (Figure 8c and 8d), compared to only 20% for the midlatitudes; (Figures 7c and 7d). Furthermore, the subtropical flow is much more zonally oriented compared to the midlatitudes. This is especially the case for winds>30 m s⁻¹.

Once again the flow characteristics are quite different just after a SSW and DSW compared to climatology (Figures 8e and 8f) First, the subtropical flow becomes stronger after a SSW and DSW, as shown by the relative increase in winds >30 m/s. This increase in wind speed is strongest after a DSW; once again in agreement with Figure 6.

The flow in the subtropics also becomes more zonal after a SSW and DSW. This response is much stronger after a DSW, however, especially when considering winds>30 m s⁻¹. In fact, after a SSW the flow only appears to become weakly more zonally oriented for winds>50 m s⁻¹, whereas after a DSW the flow becomes more zonal for winds>30 m s⁻¹. The total increase in zonality of the flow for winds >30 m s⁻¹ is also much stronger after a DSW than after a SSW. Hence, the jet stream in the subtropics seems to strengthen slightly and become more zonal after both a SSW and DSW. This response is stronger after a DSW than after a SSW, but still very weak compared to the mean state.

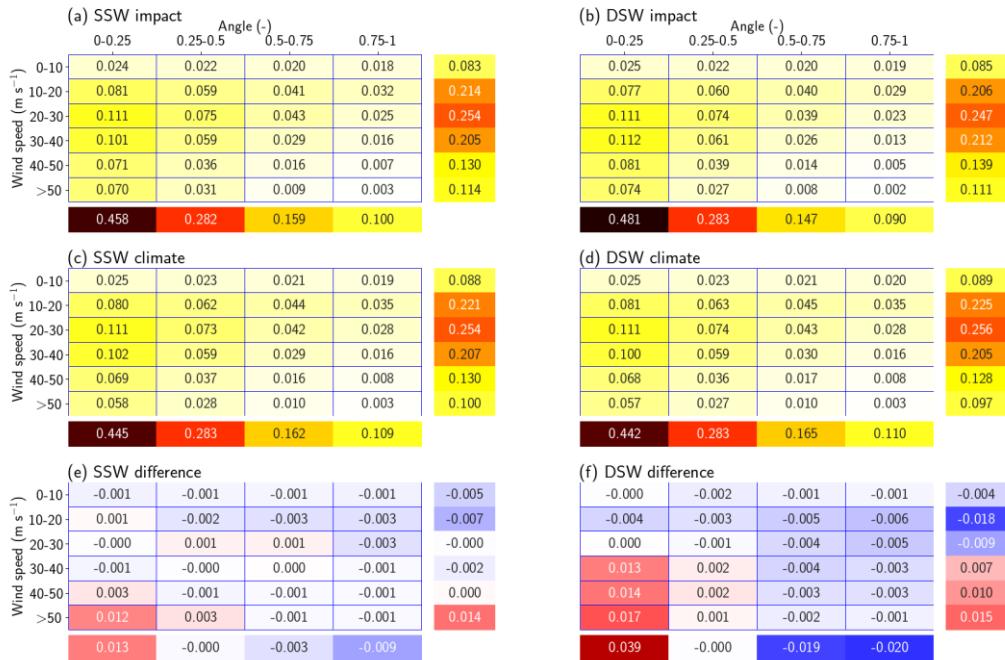


Figure 8 - Same as above, but then for all longitudes between 30N and 49N.

The procedure above was also reproduced for the midlatitudes in the Atlantic region (i.e. 300-359N). However, via a sensitivity test (by repeating the procedure for the first 10 events of each classification as well as event 5-15) it was shown that the results were too volatile to be interpretable.

Disentangling changes in the surface response

Given the apparent stronger jet stream response after a DSW compared to after a SSW, one could expect a stronger surface response after a DSW. This is checked via the surface pressure and surface temperature response 0-5 days after a SSW and DSW (Figure 10).

The surface pressure response shows higher pressure than climatology over the polar region after both a SSW and DSW. In the midlatitudes, the surface pressure is generally lower than climatology, though this signal is more chaotic. Such a structure corresponds to the negative phase of the AO, and is in agreement with the results found by Baldwin and Dunkerton, 1999.

It should be noted that compared to the SSW response, the DSW anomalies are much stronger, especially near the polar region. Furthermore, the DSW-anomalies are more robust, as evidenced by the much larger and more coherent area of significant positive surface anomalies near the pole compared to the SSW-anomalies. In the midlatitudes, however, the DSW response is only slightly stronger and more coherent compared to the SSW response. From these two signals one can conclude that the negative surface AO response must be stronger after a DSW than after a SSW.

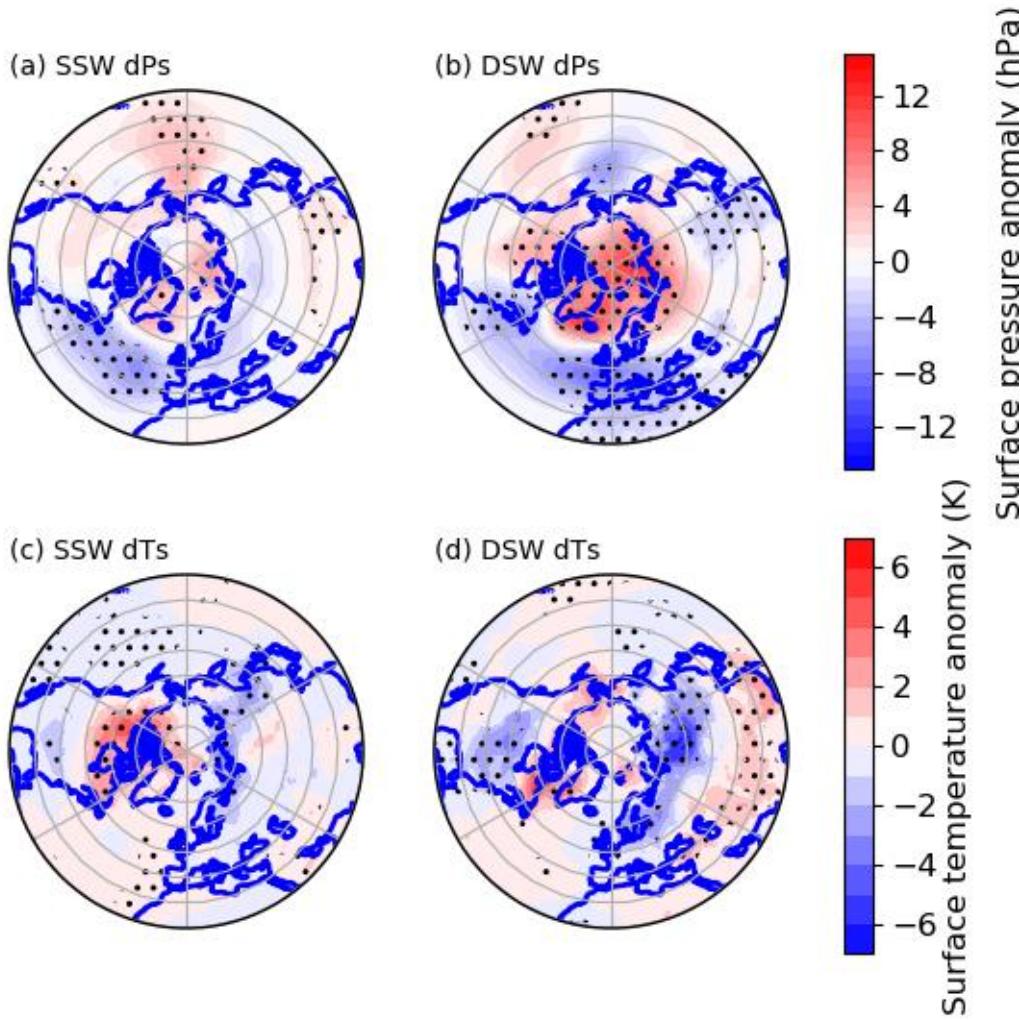


Figure 10 – Composite surface pressure anomalies (hPa, top) and surface temperature response (K, bottom) averaged over 0-4 days after each non-final warming event for (left) SSWs and (right) DSWs against daily ERA-Interim climatology from 1981-2017. Hatched areas indicate significant areas for $\alpha=0.9$ according to a bootstrapping procedure.

Compared to the surface pressure response, the surface temperature response after a SSW and DSW is much more chaotic. In fact, the distribution of warm and cold anomalies does not resemble a circular structure like the surface pressure or zonal wind at 300 hPa. This may be caused by two reasons:

- 1) The complex configuration of continents and ocean in the Northern Hemisphere causes the surface temperature response to be very sensitive to small changes in e.g. wind.
- 2) As shown in the surface pressure anomalies (Figure 10), there is not a clear preference for blocking events or deep troughs to form after a SSW or DSW. Rather, the surface pressure anomaly pattern as a result of a SSW and DSW is fairly circular. Hence, any cold outbreak that may develop as a result of changing pressure patterns after a SSW or DSW does not seem to

have a persistent geographical preference². Thus the consequent cold anomalies are not strong enough to appear in the temperature anomaly composites.

The only relatively large and pronounced anomalies in the temperature anomaly composites (Figure 10c and 10d) are present in the north(east)ern part of North America just after a SSW and DSW; and a dipole of cold anomalies over Siberia and warm anomalies over mid-Asia just after a DSW. The negative component of the latter anomaly may be a result of positive surface pressure anomalies over Siberia causing more stagnant air and thus allowing the air to cool more strongly. The positive component of the latter anomaly is not easily explicable by surface pressure anomalies, though. Finally, the former anomaly is not explicable via the surface pressure anomalies;

Expressing surface response differences in terms of Arctic Oscillation

As Figure 10a and 10b showed a stronger positive surface pressure anomaly over the pole and a negative anomaly in the midlatitudes for a DSW compared to a SSW, it is likely that the Arctic Oscillation just after a DSW is more negative than just after a SSW. Figure 11 shows this is indeed the case: whereas in the first 4 days after a SSW the mean AO fluctuates between 0 and -1, in the first 5 days after a DSW the AO attains values around -2.

Looking further in time, the DSW response quickly returns to about -1 on average after about 6 days. On the other hand, the SSW AO-response stays around -1. This demonstrates that by using the DSW classification, the timing of strongly negative AO- phases after a SSW can be better predicted; something that would not be possible when considering SSWs alone.

² This statement is to some degree in accordance with Kolstad et al., 2010, though they did suggest that cold air outbreaks do have a geographical preference during several stages after a SSW. At least for the first 5 days, this does not appear in the results presented here)

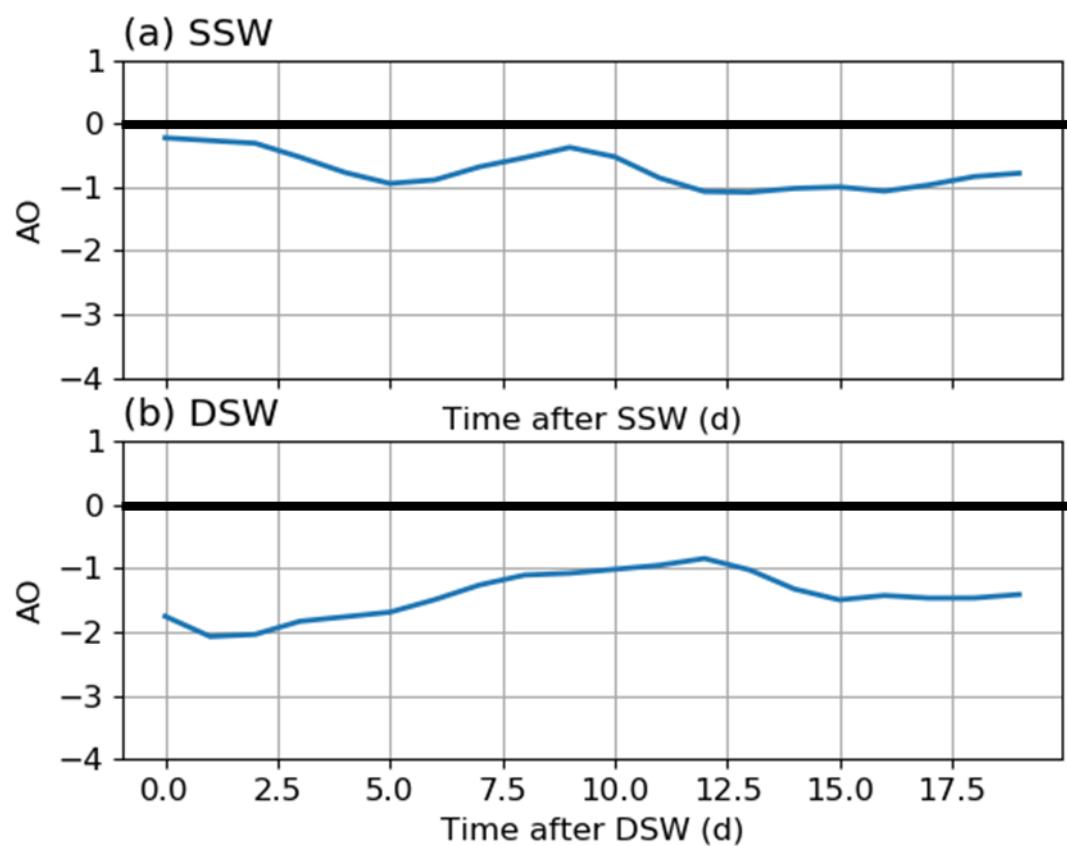


Figure 11 – Mean AO-response after (top) all SSWs and (bottom) all DSWs based on AO-data from the Climate Prediction Center reanalysis dataset.

Discussion

Physical reasoning from a thermodynamic perspective

In this section a physical reasoning is given that explains how the mean state of a SSW, and especially DSW, could cause a weaker polar jet and a stronger surface AO response, from a thermodynamic perspective. The reasoning is based on a study by Cai and Ren, 2007. Note that this explanation does not cover the mechanisms that explain the observed physical reasoning. Rather, this reasoning could be used to as a starting point to explain why DSWs have a stronger tropospheric response in terms of the polar jet stream and AO. The reasoning first treats the climatological winter situation, subsequently the SSW-situation and finally the DSW-situation.

In the climatological winter situation (Figure 12a) the polar column is colder than the air in the midlatitudes throughout the troposphere and stratosphere. Because the temperature in the pole in winter is lower than the temperature in the equator, lines of equal pressure tilt downward towards the poles. In turn, via thermal wind balance, this coincides with the presence of the tropospheric polar jet stream (schematically indicated in Figure 12a) and the stratospheric vortex in the midlatitudes (not shown in the figure).

For the physical reasoning, it is also important to consider that an eddy-driven meridional circulation is present in the stratosphere. This circulation runs from the equatorial stratosphere towards the pole. This circulation brings relatively warm air towards the pole, which results in the pole being less cold than it would be under radiative equilibrium alone (Holton and Hakim, 2012).

In the SSW situation, the temperature in the stratosphere rises considerably (Figure 12b), coincident with an increase in the strength of the meridional mass circulation. This causes the air in the stratosphere to expand, thereby elevating the pressure surfaces in the polar region. As a result, the angle of the slope between the midlatitudes and the polar region decreases in the stratosphere, causing a decrease in westerly winds and hence a weakening of the stratospheric polar vortex (not shown). The warming also extends into the upper troposphere, which causes a levelling of the slope in the troposphere and thus a weakening of the midlatitude jet stream.

Next to advecting warmer air towards the polar stratosphere, the strengthening meridional mass circulation in the stratosphere brings more mass towards the polar stratosphere (Figure 12b). The increase in mass in the polar stratosphere results in an increase in surface pressure, as observed in Figure 10a and 10b.

The DSW-situation (Figure 12c) follows the same logic as described above, but there is one important difference: the warming in the stratosphere is located closer to the troposphere during a DSW compared to during a SSW. The larger magnitude of tropospheric warming causes the pressure surfaces to be even less tilted compared to the SSW-situation, resulting in weaker winds in the upper troposphere (Figure 5).

Second, the extension of warm air closer to the troposphere may represent that the meridional mass circulation has strengthened at a lower altitude during a DSW compared to during a SSW (Figure 12c). As the air in the lower stratosphere is more dense than in the upper stratosphere, the increase in meridional mass circulation could have brought more mass towards the polar stratosphere, hence resulting in a larger increase in surface pressure.

Although the explanation above is able to explain some changes in the zonal mean state of the stratosphere during a SSW and DSW, the simple explanation given above is unable to describe

complex zonally asymmetric flow changes in the atmosphere. This is because of two reasons, being: (1) The zonally asymmetric effects of SSWs are strongly state-dependent (Sigmond et al., 2013; Tripathi et al., 2015); and (2) when considering the zonally asymmetric atmosphere, the role of atmospheric waves (e.g. Rossby waves) cannot be neglected; these were neglected in the thermodynamic framework given above. Thus, the zonal mean explanation above provides a nice framework to describe the basic state to which the troposphere is likely to evolve (i.e. a ‘AO-signature), but zonally asymmetric impacts cannot be determined.

(a) Climatology

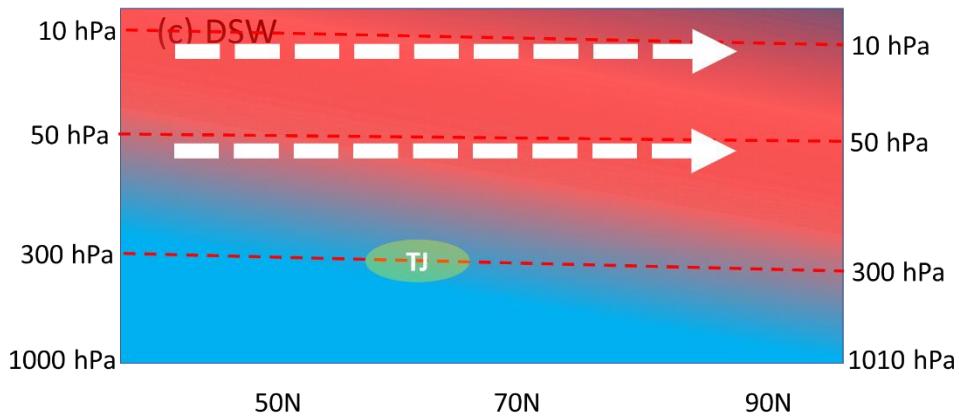
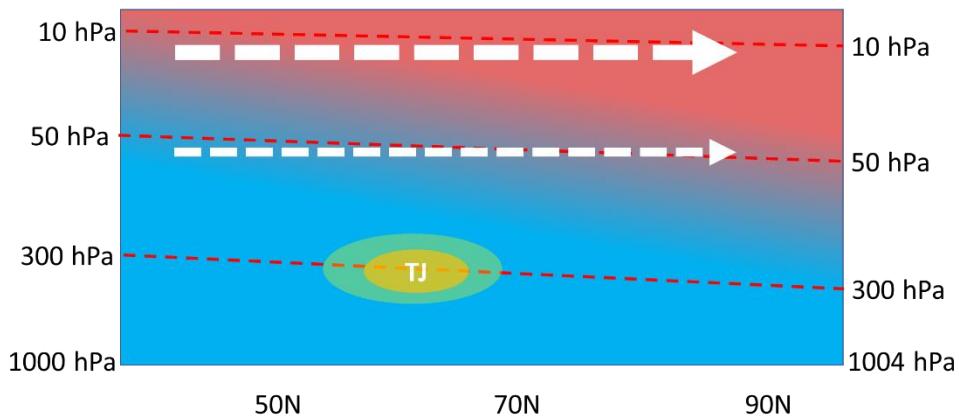
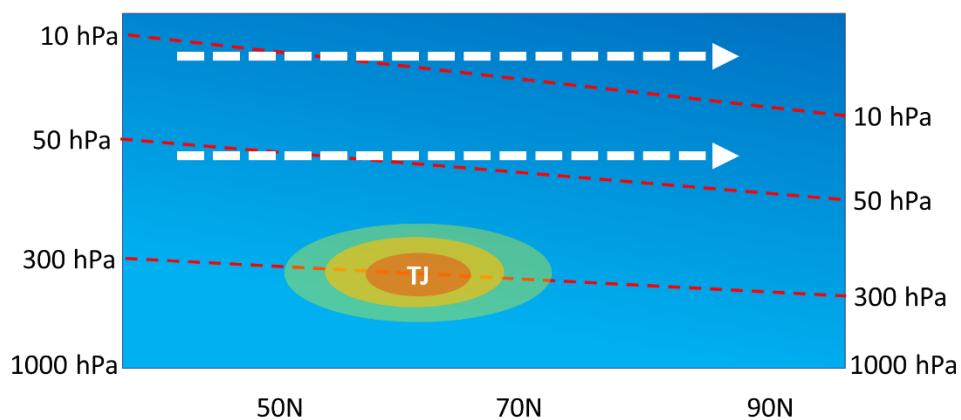


Figure 12 – Schematic depiction of (a) the climatological thermal conditions in the stratosphere; (b) the thermal conditions during a SSW; and (c) the thermal conditions during a DSW. Background colors indicate the temperature anomalies in the atmosphere, red lines are lines of equal pressure. Furthermore, the colors in the center represent (exaggerated) jet stream behavior. Finally, the white arrows denote the strength of the meridional eddy-driven mass circulation in the stratosphere.

Sensitivity/robustness of classification method

In the development of the DSW classification some decisions were made that could be sensitive to small variations in the parameters, of which the most important are 1) the zonal extent of the zonal mean zonal wind; 2) the depth of the required reversal of the zonal mean zonal wind; and 3) the required length of the DSW. This section discusses the sensitivity to changes in the choices mentioned above.

First, the meridional extent of the zonal mean zonal wind was set to 60-70N, rather than 60-84N as done by Kramer (2016) and 60N according to the official classification method (Butler et al., 2017). When the DSW classification was repeated for only 60N, the behavior of the DSWs changed significantly. First, the amount of DSWs classified decreased from 15 when a range of 60-70N was chosen to only 6 when 60N was chosen. These events resulted in a slower downwelling response in the stratosphere, and the stratospheric temperature anomalies were somewhat stronger compared to the 60-70N DSW classification. Furthermore, these events resulted in a much stronger temperature- and wind response at 300 hPa compared to the official DSW classification method. Thus, selecting only 60N rather than 60-70N as meridional range results in fewer DSWs that also have a stronger upper tropospheric response.

Similar results were found when repeating the WMO classification method for a meridional band of 60-70N: the amount of SSWs was smaller for 60N than for 60-70N (23 events and 43 events, respectively). This is consistent with Butler and Gerber (2018), who found that the amount of SSWs found increased when a more northerly latitude was used for the classification.

Furthermore, the upper tropospheric response was stronger for the 60N-classification than for 60-70N, confirming that the meridional range of any classification is a very sensitive parameter for both the SSW and DSW classification.

The reason for the dependence is probably the same as the reason why the K16-classification method was discarded: the further north one goes, the more likely it is that weaker SSWs in which the polar vortex is shifted but still intact to some degree are taken into account.

Whether a less extensive northward extent is desired or not, is not a question that can be straightforwardly answered. This is because a less extensive northward extent results in very small sample sizes, but also more impact. Thus, this decision could be based on a tradeoff between impact and sample size.

Second, the required depth of the DSW was set to 80 hPa. Since a larger minimum depth was reasonably discarded beforehand, only the sensitivity was tested to a smaller minimum vertical depth of 50 hPa. As expected, the shallower DSWs resulted in more DSWs (20 against 15). Furthermore, the shallower DSWs occurred more frequently just after SSWs rather several days to after SSWs. This also resulted in a more quick downwelling of temperature anomalies in the stratosphere compared to deep DSWs. Hence, when the required depth is decreased, the DSWs become more SSW-like in terms of behavior. As a result of the aforementioned differences, the tropospheric response after a 50 hPa-thick DSW was weaker than after a 80 hPa-thick DSW. This shows that a shallower minimum depth results in more DSWs with a weaker upper-tropospheric response. This, accompanied by the fact that shallower DSWs become less distinct in terms of behavior compared to SSWs, justifies that 80 hPa is a better choice for depth.

Third, the DSWs required a length of at least 2 days within a 5-day period to be classified. When 1-day DSWs were also included, the amount of DSWs increased slightly (from 15 to 19). The

stratospheric and tropospheric response did not change much as a result, however, showing that whether one-day DSWs are included or not does not impact the tropospheric response significantly.

In short, especially the choice of the meridional range appears to be very sensitive one. However, given that the sensitivity to the meridional range seems to be linearly connected to the tropospheric response, it does not appear that a ‘good or bad’ choice can be made in this respect, except that a range that goes too far north should be avoided. This is because a too northerly range causes weak events to be included that have little impact on the tropospheric response. For the depth of the SSW, a similar reasoning applies; a deeper depth could result in the troposphere being part of the classification method.

Downwelling rates of warm anomalies

One interesting feature of DSWs is that the upper stratospheric warm anomalies that propagate to the upper troposphere tend to do so much slower compared to the warm anomalies that propagate downward after a SSW (Figure 5). This difference in downwelling rate suggests that the mechanisms behind downwelling during and before DSWs are different compared to the mechanisms that cause downwelling during SSWs.

Currently several studies point towards waves and wave-mean flow interaction as being important processes that drive tropospheric impact from the stratosphere (e.g. Perlitz and Harnik., 2004 and Plumb and Semeniuk., 2003). However, the role of thermal processes like radiation in stratosphere-troposphere coupling is also often considered (e.g. Kushner and Polvani, 2004 and Cai and Ren, 2007). For the apparent downwelling observed just after SSWs, the time scale is very short, implying that this downwelling is also caused by a process with a relatively short time scale. However, since the downwelling of the positive temperature anomalies in the stratosphere during a DSW takes much longer (about 10 days), this downwelling is likely to be explained by processes acting on a longer time scale. Radiative downwelling could be a candidate to explain this downwelling, since it may act on daily time scales in the stratosphere. In the outlook a recommendation is given to test this hypothesis.

Summary

In this study a new classification has been developed to classify Sudden Stratospheric Warmings (SSWs) based on their vertical depth. This new classification was developed because the depth of a SSW has been found to be important for the magnitude of tropospheric impact (Gerber et al., 2009; Palmeiro et al., 2015), and the official SSW classification does not tell anything about the vertical extent of a SSW.

The new classification adapted from a previously developed classification of Kramer (2016; hereafter referred to as K16)). It prescribes that the zonal mean zonal wind between 60N and 70N should reverse over a depth of at least 80 hPa between 10 and 100 hPa for at least two days in a 5-day period. This classification was termed a ‘Deep Stratospheric Warming’ (DSW).

In the stratosphere, the new DSW classification was compared to both the SSW-classification and the K16-classification. However, the K16-classification included events that were too weak to be considered important for tropospheric impact. Coupled to the fact that K-16-events did not contain any information about the vertical depth of SSWs, this classification was not taken into account in subsequent analyses.

Compared to the official SSW classification, it appeared that DSWs were less frequent; whereas SSWs occurred about 6 times per decade, DSWs were found to occur only 4 times per decade.

Furthermore, the SSW and DSW classifications were connected: most DSWs occurred a few days to weeks after the SSW date. This was explained by the behavior of SSWs and DSWs: first a warming at 10 hPa took place (the SSW date). After that, the wind reversal extended downward in an irregular fashion, during which after some SSWs at some point the wind reversal extended sufficiently far to the lower stratosphere to cause a DSW to be classified.

Connected to the differences in classification date, the DSWs were rarely located close to the moment of rapid warming in the stratosphere. Thus, unlike SSWs, the DSWs did not show the ‘sudden warming’ behavior. Rather, (most of) the DSWs seemed to be a result warm anomalies in the mid-stratosphere that developed sometime during or after the SSW and subsequently downwelled on a timescale of about a week.

In terms of upper tropospheric impact, the DSW classification resulted in a similar response compared to the SSW classification: anomalously high temperatures near the pole and a southward displaced jet stream. Furthermore, the jet stream was found to become slightly more meridionally oriented in the midlatitudes and slightly more zonally oriented in the subtropics, but this signal was fairly weak. The main difference between the DSW and SSW was that the DSW effects were mostly stronger in magnitude than the SSW effects. Thus, a DSW results in stronger upper tropospheric impacts compared to a SSW.

A similar story was found in terms of surface impacts. Both the SSW and DSW classifications resulted in positive pressure anomalies over the pole and generally negative pressure anomalies in the midlatitudes (indicative of a negative Arctic Oscillation); but the anomalies were more pronounced after a DSW. The surface temperature response after both a SSW and DSW was chaotic, though, showing that the DSW classification did not result in a stronger or more structured surface temperature response.

Finally, a thermodynamic perspective was presented to explain why the DSW classification resulted in a stronger tropospheric response compared to the SSW classification method (only in terms of a -AO and a weaker jet stream in the midlatitudes). The cause was speculated to be that the warming

accompanied by a DSW extended further to the upper troposphere. This is important for two reasons, being:

- 1) A deeper warming causes the pressure surfaces to be less tilted from the midlatitudes to the pole, resulting in a more pronounced weakening of midlatitude westerlies, including the polar jet stream.
- 2) A warming that extends more towards the troposphere exerts more pressure on the underlying air, because the density of air closer to the troposphere is higher. This results in a higher surface pressure. `

In short, the new DSW classification enables to better assess the zonal mean timing and intensity of tropospheric impact compared to the SSW classification. However, no specific conclusions could be drawn about the zonally asymmetric effects of DSWs.

Outlook

Mechanism(s) behind downwelling DSW

As mentioned in the discussion, the mechanism(s) that result in ‘downwelling’ of warm anomalies from the upper stratosphere to the lower stratosphere during and before a DSW could be different from the mechanism(s) that result in much more rapid ‘downwelling’ of warm anomalies during a SSW. This could be tested by developing a one-column radiative model of the polar stratosphere with pre-DSW temperature as the initial conditions. If the initial upper-stratospheric warm anomalies would ‘propagate’ downward on the same timescale compared to the pre-DSW downwelling, radiation could be a key mechanism behind the DSW-downwelling.

Furthermore, the characterization of downwelling behavior of DSWs could be improved by refining the classification method. The DSW classification itself as-is could still be composed of events in which both rapid and slow downwelling of temperature anomalies occurred. If this is indeed the case, the slow-downwelling events could be disentangled from the rest, and studied in more detail to gain more insight in the mechanism(s) behind the DSW-downwelling.

Flow characteristic changes due to SSWs

The second group of suggestions focusses on the possible flow characteristic changes caused by SSWs and DSWs. These flow characteristics are divided in jet stream meridionality and the degree of blocking.

In this study, an attempt to quantify jet stream meridionality was performed using a meridionality index. However, one of the flaws of this method is that it is hard to quantify what is actually a ‘jet stream’. A more promising detection algorithm to quantify the ‘jet stream’ is provided by Molnos et al. (2017). They used a network-based scheme to quantify the location and distribution of the polar and subtropical jet. This study could be extended to create a distribution of for instance the meridionality of the jet stream in climatology and after a SSW or DSW. By doing this, changes in e.g. meridionality of the jet stream could be more accurately assessed.

Furthermore, this study attempted to check whether a SSW or DSW would result in a change in the amount of atmospheric blocking events. This is because blocking events are crucial in determining the day-to-day weather in the midlatitudes. However, the investigation was not completed due to time constraints. The link between blocking preceding and following SSWs has been studied frequently (e.g. Taguchi, 2008; Martius et al., 2009; Cohen and Jones, 2011; Kodera et al., 2013; Bao et al., 2017), but results are not consistent, possibly due to the state dependence of the tropospheric impact of SSWs. It would be interesting to see whether blocking events after DSWs do have a geographical preference. This could be done by using e.g. the blocking index of Doblas-Reyes et al., 2002.

References

1. Baldwin, M. P., & Dunkerton, T. J. (1999). Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D24), 30937-30946.
2. Bao, M., Tan, X., Hartmann, D. L., & Ceppi, P. (2017). Classifying the tropospheric precursor patterns of sudden stratospheric warmings. *Geophysical Research Letters*, 44(15), 8011-8016.
3. Butler, A. H., & Gerber, E. P. (2018). Optimizing the definition of a sudden stratospheric warming. *Journal of Climate*, 31(6), 2337-2344.
4. Butler, A. H., Sjoberg, J. P., Seidel, D. J., & Rosenlof, K. H. (2017). A sudden stratospheric warming compendium. *Earth System Science Data*, 9, 63-76.
5. Cai, M., & Ren, R. C. (2007). Meridional and downward propagation of atmospheric circulation anomalies. Part I: Northern Hemisphere cold season variability. *Journal of the atmospheric sciences*, 64(6), 1880-1901.
6. Charlton, A. J., & Polvani, L. M. (2007). A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *Journal of Climate*, 20(3), 449-469.
7. Christiansen, B. (2009). Is the atmosphere interesting? A projection pursuit study of the circulation in the Northern Hemisphere winter. *Journal of Climate*, 22(5), 1239-1254.
8. Cohen, J., & Jones, J. (2011). Tropospheric precursors and stratospheric warmings. *Journal of climate*, 24(24), 6562-6572.
9. Dee, D. and coauthors, (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), 553-597.
10. Doblas-Reyes, F. J., Casado, M. J., & Pastor, M. A. (2002). Sensitivity of the Northern Hemisphere blocking frequency to the detection index. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D2).
11. Francis, J. A., & Vavrus, S. J. (2015). Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming. *Environmental Research Letters*, 10(1), 014005. Limpasuvan et al., 2004
12. Gerber, E. P., Orbe, C., & Polvani, L. M. (2009). Stratospheric influence on the tropospheric circulation revealed by idealized ensemble forecasts. *Geophysical Research Letters*, 36(24).
13. Guardian (2013, January 27). Weatherwatch: Sudden Stratospheric warming has reset usual winter pattern. Accessed at August 8, 2018. Retrieved from <https://www.theguardian.com/news/2013/jan/27/weatherwatch-stratosphere-warm-winter>
14. Guardian (2018, February 19). Sudden stratospheric warming set to bring lengthy cold snap to UK . Accessed at August 8, 2018. Retrieved from <https://www.theguardian.com/uk-news/2018/feb/19/sudden-stratospheric-warming-set-to-bring-lengthy-cold-snap-to-uk>
15. Holton, J. R., & Hakim, G. J. (2012). *An introduction to dynamic meteorology* (Vol. 88). Academic press.
16. Karpechko, A. Y., Hitchcock, P., Peters, D. H., & Schneidereit, A. (2017). Predictability of downward propagation of major sudden stratospheric warmings. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(704), 1459-1470.
17. Kidston, J., Scaife, A. A., Hardiman, S. C., Mitchell, D. M., Butchart, N., Baldwin, M. P., & Gray, L. J. (2015). Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nature Geoscience*, 8(6), 433.
18. Kodera, K., Mukougawa, H., & Fujii, A. (2013). Influence of the vertical and zonal propagation of stratospheric planetary waves on tropospheric blockings. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(15), 8333-8345.

19. Kodera, K., Mukougawa, H., Maury, P., Ueda, M., & Claud, C. (2016). Absorbing and reflecting sudden stratospheric warming events and their relationship with tropospheric circulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(1), 80-94.
20. Kolstad, E. W., Breiteig, T., & Scaife, A. A. (2010). The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(649), 886-893.
21. Kramer, M. (2016). A simplified and revised method of detecting and analysing sudden stratospheric warmings. *WUR thesis*.
22. Kushner, P. J., & Polvani, L. M. (2004). Stratosphere–troposphere coupling in a relatively simple AGCM: The role of eddies. *Journal of climate*, 17(3), 629-639.
23. Martius, O., Polvani, L. M., & Davies, H. C. (2009). Blocking precursors to stratospheric sudden warming events. *Geophysical Research Letters*, 36(14).
24. MeteoGroup. (2018). MeteoGroup successfully predicted extreme European cold 6 weeks in advance. Accessed at May 19, 2018. Retrieved from <https://www.meteogroup.com/meteogroup-successfully-predicted-extreme-european-cold-6-weeks-advance-0>
25. MetOffice a. (2018, February 16). Cold conditions likely with risk of snow. Accessed at May 19 2018. Retrieved from <https://www.metoffice.gov.uk/news/releases/2018/a-sudden-stratospheric-warming-and-potential-impacts-on-uk>
26. Molnos, S., MAMDouh, T., Petri, S., Nocke, T., Weinkauf, T., & Coumou, D. (2017). A network-based detection scheme for the jet stream core. *Earth System Dynamics*, 8(1), 75-89.
27. NOAA (December 12, 2005). Arctic Oscillation (AO). Accessed at August 8, 2018. Retrieved from http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.shtml
28. Palmeiro, F. M., Barriopedro, D., García-Herrera, R., & Calvo, N. (2015). Comparing sudden stratospheric warming definitions in reanalysis data. *Journal of Climate*, 28(17), 6823-6840.
29. Perlitz, J., & Harnik, N. (2004). Downward coupling between the stratosphere and troposphere: The relative roles of wave and zonal mean processes. *Journal of climate*, 17(24), 4902-4909.
30. Plumb, R. A., & Semeniuk, K. (2003). Downward migration of extratropical zonal wind anomalies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D7).
31. Sigmond, M., Scinocca, J. F., Kharin, V. V., & Shepherd, T. G. (2013). Enhanced seasonal forecast skill following stratospheric sudden warmings. *Nature Geoscience*, 6(2), 98.
32. Taguchi, M. (2008). Is there a statistical connection between stratospheric sudden warming and tropospheric blocking events?. *Journal of the atmospheric sciences*, 65(4), 1442-1454.
33. Teweles, S., & Finger, F. G. (1958). An abrupt change in stratospheric circulation beginning in mid-January 1958. *Mon. Wea. Rev*, 86, 23-28. Labitzke 1995
34. Thompson, D. W., & Wallace, J. M. (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical research letters*, 25(9), 1297-1300.
35. Tripathi, O.P. and coauthors (2015). The predictability of the extratropical stratosphere on monthly time-scales and its impact on the skill of tropospheric forecasts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(689), 987-1003.

Stratosferische opwarmingen classificeren op dikte geeft sterkere troposferische respons

Inleiding

Het is 12 februari 2018. Op die dag is het in Nederland een rustige winterdag met een paar winterse buien. Niets wijst erop dat er vanaf die dag in de hoge luchtlagen een grootschalige en dramatische verandering plaatsvindt. In de stratosfeer boven de Noordpool voltrekt zich namelijk een plotselinge stratosferische opwarming, een Sudden Stratospheric Warming (SSW). Op zo'n 30 km hoogte stijgt de temperatuur met meer dan 30°C in slechts een paar dagen tijd. Twee weken later, vanaf 25 februari, is Nederland een week lang in de ban van een korte winterse periode. Op veel plaatsen kan er zelfs geschatst worden.

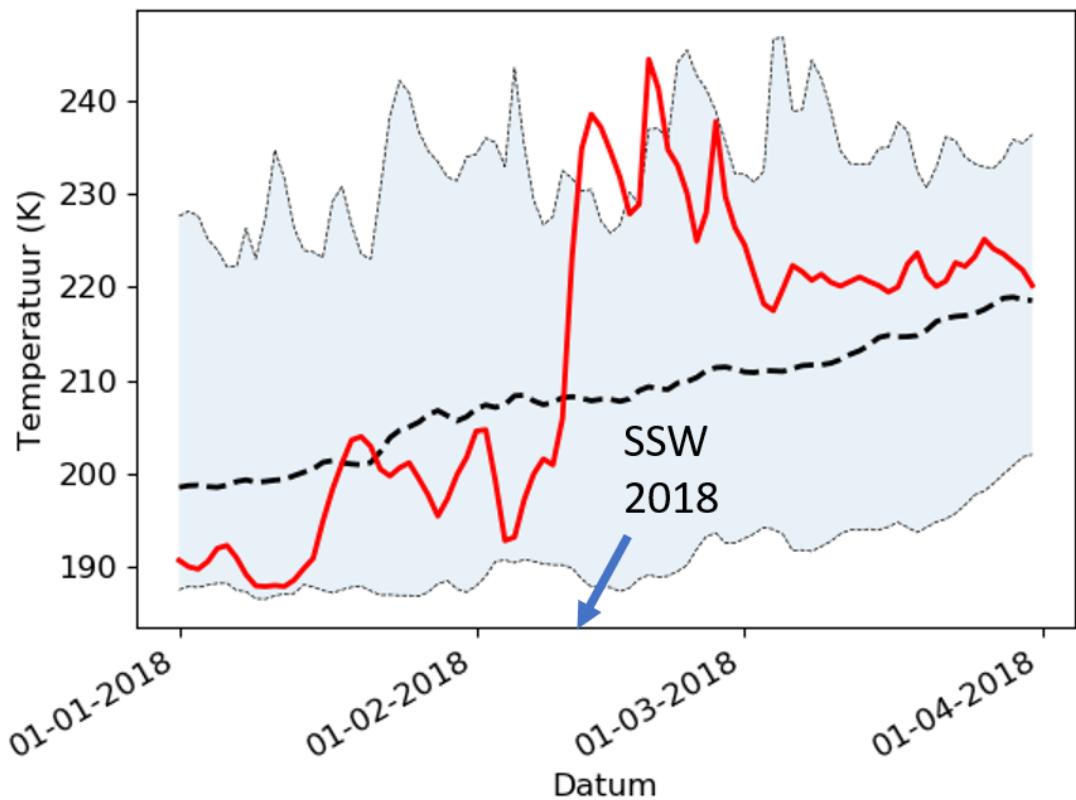
Zou er een relatie kunnen zijn tussen deze late winterse periode en de eerdere dramatische veranderingen in de grootschalige stratosferische circulatie? Wetenschappelijk gezien is het bekend dat SSW's kunnen leiden tot impact in de troposfeer, maar de timing en grootte daarvan is lastig te bepalen en verschilt van event tot event. Specifiek voor Nederland is er nog minder bekend over de timing en grootte van SSW-impact.

Om inzicht te krijgen in of, hoe en wanneer een SSW al dan niet tot troposferische impact leidt, hebben wij een classificatie ontwikkeld die gebaseerd is op de verticale uitgestrektheid van een SSW. We laten zien dat deze classificatie een verbeterd inzicht geeft in de timing en grootte van de impact van een SSW op de atmosferische circulatie in de hogere troposfeer. Ondanks dit verbeterd inzicht blijkt de brug naar het Nederlandse winterweer aan de grond daarna nog niet zo eenvoudig gemaakt.

Plotselinge stratosferische opwarming

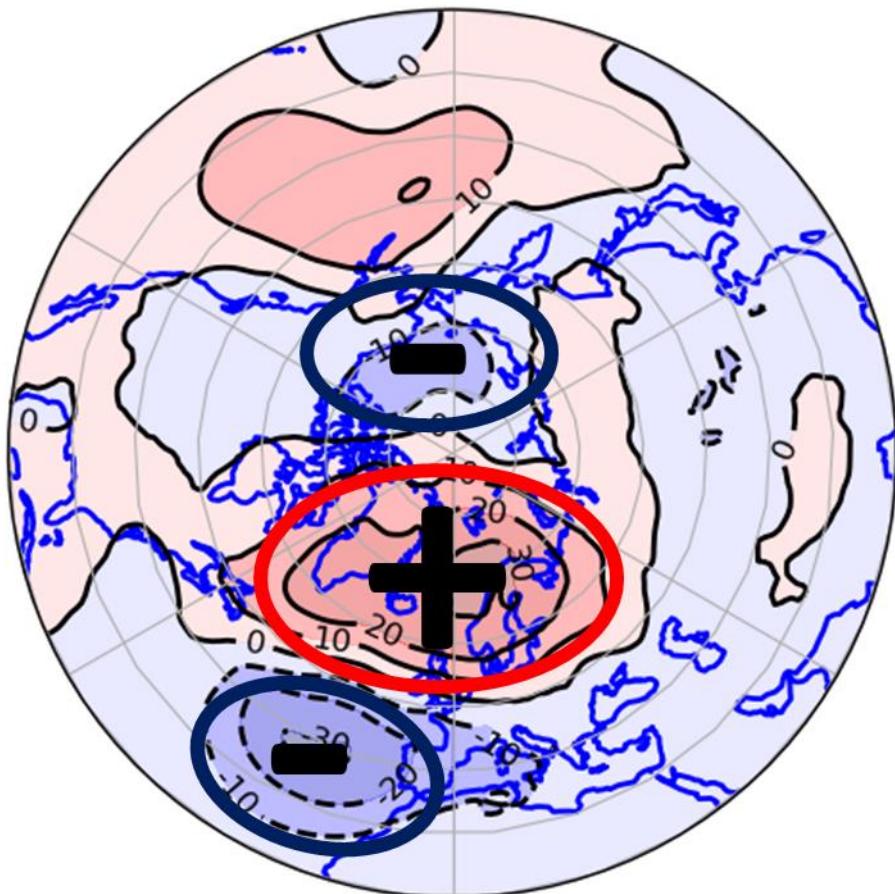
SSW's zijn plotselinge en krachtige gebeurtenissen die plaatsvinden in de stratosfeer in de winter. Het is dan poolnacht. Zonlicht kan de stratosferische Noordpool niet bereiken en de stratosfeer tussen 10 en 30 km hoogte koelt af tot temperaturen rond -60 tot -70°C. Hierdoor ontstaat er een groot meridiaal temperatuurverschil van 30 tot 40°C tussen de stratosfeer boven de evenaar en de Noordpool. Tegelijkertijd vormt zich een groot lagedrukgebied in de polaire stratosfeer met daaromheen een sterke westenwinden die snelheden tot boven de 200 km/uur bereiken, de zogenaamde poolwervel (Polar Vortex). De windsnelheden in deze poolwervel zijn van dezelfde orde van grootte als die van de straalstroom in de hogere troposfeer.

Normaal gesproken is de poolwervel in de winter vrij stabiel. Maar gemiddeld twee keer per drie jaar wordt de wervel in korte tijd verzwakt of in tweeën gespleten. Hierbij stijgt de temperatuur in de stratosferische poolgebieden met meer dan 30°C in slechts een paar dagen tijd (Figuur 1). SSW's zijn dus behoorlijk felle en plotselinge evenementen in de hogere luchtlagen waar veranderingen normaal veel langzamer gaan.



Figuur 2 - De temperatuur op 30 hPa gemiddeld tussen 80°N en de Noordpool voor (rood) 2018 uitgezet tegen de bijbehorende klimatologische temperatuur tussen 1981 en 2017 (zwarte stippellijn) op basis van ERA-Interim data. De bovenste en onderste zwarte gestippelde lijnen zijn de grenzen waartussen deze temperatuur zich tussen 1981 en 2017 heeft bevonden.

Dat er geregeld SSW's in de stratosfeer plaatsvinden is al enkele tientallen jaren bekend. Maar dat ze invloed kunnen hebben op het weer in de troposfeer is pas vrij recent gevonden, door Baldwin en Dunkerton (1999). Deze impact uit zich in variaties van de Arctische Oscillatie (AO) enkele dagen tot weken na de SSW. De AO is het belangrijkste patroon van variabiliteit in luchtdruk in de vrije atmosfeer op het Noordelijk halfrond en kenmerkt zich door variaties in de meridionale drukgradiënt tussen het Noordpoolgebied en gematigde breedten. De bijbehorende AO-index is een maat voor het drukverschil aan de grond (Thompson en Wallace, 1998). Enkele dagen tot weken na een SSW wordt de AO-index vaker negatief (AO-); daardoor is de luchtdruk hoger dan normaal aan de grond bij de pool, en lager dan normaal op gematigde breedten. Een AO- hangt daarbij samen met een zuidelijker koers van de straalstroom en met koude-uitbraken richting gematigde breedte. Tijdens de koude-uitbraak in Nederland in februari 2018 was er duidelijk sprake van een negatieve fase van de AO (Figuur 2).



Figuur 3 – Luchtdrukafwijkingen aan de grond (hPa) over de periode 25-2 t/m 3-3 2018 t.o.v. dagelijkse ERA-Interim klimatologie tussen 1981-2017

Toch is het niet zo dat elke SSW leidt tot een negatieve fase van de AO. En wanneer dit wel gebeurt, is het verloop van de AO-index na de SSW vaak grillig. In februari 2018 duurde het bijvoorbeeld tot ongeveer 23 februari (11 dagen na de SSW) totdat de AO-index negatief werd.

Verder leidt een SSW ook niet noodzakelijkerwijs tot winterkou in Nederland. Kijken we bijvoorbeeld naar het aantal ijsdagen in De Bilt in de eerste 20 dagen na een SSW (Tabel 2) dan blijkt het volgende: Enerzijds zorgt een SSW voor meer dan een verdubbeling van het aantal ijsdagen in De Bilt (11% per dag i.p.v. 5% per dag, op basis van de 1^e twintig dagen). Anderzijds komen in slechts minder dan de helft van alle SSW's überhaupt ijsdagen voor. Hieruit blijkt dat het moeilijk is om aan te geven of en wanneer er ijsdagen komen na een SSW; men kan hooguit zeggen dat de kans op ijsdagen na een SSW groter is.

Impact versterken met een meer gerichte classificatiemethode

De timing, grootte en locatie van de impact van een SSW op het weer aan de grond en in de troposfeer blijkt dus lastig systematisch te bepalen. Een van de oorzaken is dat voor het beoordelen van de impact vaak wordt gekeken naar de officiële definitie van een SSW (Butler et al., 2015). Deze definitie classificeert een SSW op basis van de zonaal gemiddelde zonale wind: dat is de West-Oostcomponent van de wind gemiddeld over een breedtegraad. De classificatie zegt dat er sprake is van een SSW zodra de zonaal gemiddelde zonale wind op het 10 hPa drukniveau (op ongeveer 30 km hoogte), op 60°N, omkeert van westelijk (de normale situatie) naar oostelijk (de SSW-situatie). Een dergelijke definitie werkt goed voor het beschrijven van de eigenschappen van de SSW in de stratosfeer zelf (Charlton en Polvani, 2007; Butler et al., 2017). Maar, een windomkering zo hoog in de stratosfeer geeft weinig duiding over de grootte en timing van effecten van een SSW in de troposfeer en aan de grond.

Om meer te kunnen zeggen over de troposferische impact na een SSW, zochten wij naar een classificatie die niet alleen kijkt naar de wind hoog in de stratosfeer, maar ook naar de wind op lagere hoogtes. Ook uit een recente studie van Palmeiro et al. (2015) blijkt dat de hoogte waarop een classificatie wordt vastgesteld belangrijk is: hoe dichter bij de troposfeer het niveau van classificatie wordt gekozen, hoe groter de troposferische impact lijkt te zijn. Met dit in het achterhoofd is het wel van belang dat de classificatiemethode nog steeds representatief is voor de processen die plaatsvinden bij een SSW.

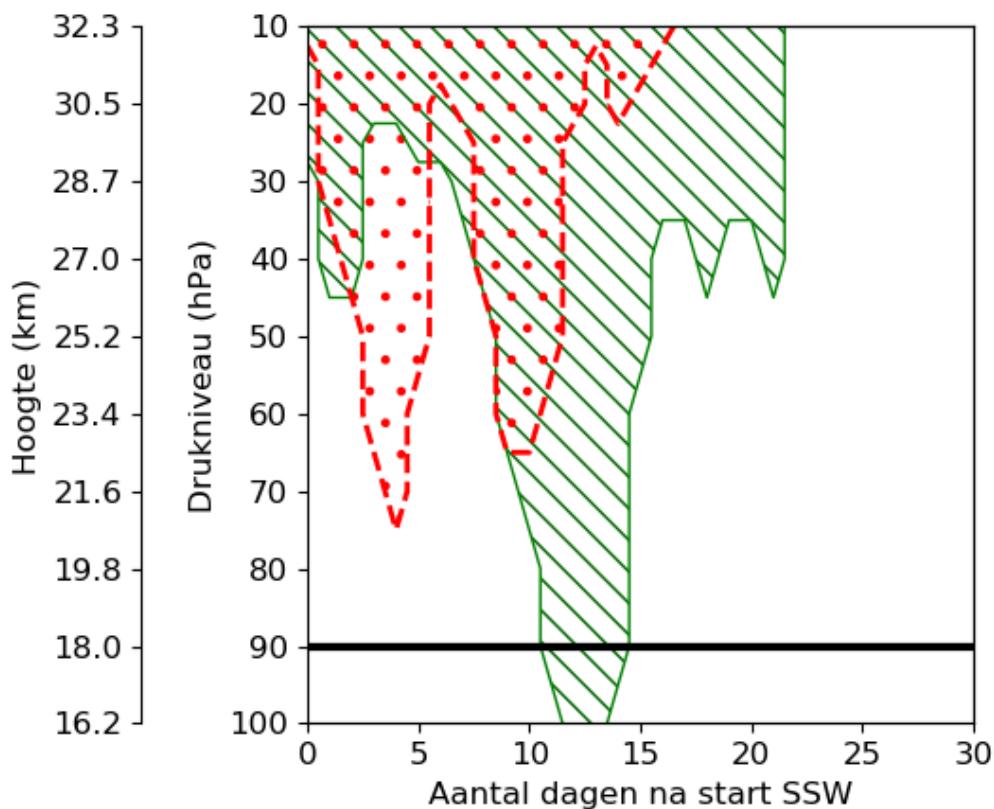
De classificatie die wij ontwikkeld hebben kijkt naar de verticale uitgestrektheid van een SSW. De classificatie vereist dat een SSW minimaal 80 hPa dik moet zijn. Deze dikte houdt in dat over een laag van minimaal 80 hPa dik de wind op elke laag omgekeerd moet zijn van westelijk naar oostelijk. De boven- en ondergrens zijn vastgezet op respectievelijk 10 en 100 hPa. Dit betekent dat een SSW volgens de nieuwe classificatie zich per definitie diep uitstrekkt tot in de lage stratosfeer. Een event dat voldoet aan onze classificatie noemen we een '*Diepe Stratosferische Opwarming*' (DSW).

De keuze voor 80 hPa als minimale dikte is gekozen omdat (i) bij een geringere dikte de geselecteerde events vaak minder substantieel zijn en minder impact hebben naar de grond; en (ii) bij een grotere dikte een SSW mogelijk de troposfeer bereikt, terwijl de classificatie zich uiteindelijk richt op gebeurtenissen in de stratosfeer. Verder wordt door ons voor het classificeren van een DSW in plaats van de wind op de 60° breedtegraad (zoals bij de SSW) de zonaal gemiddelde zonale wind gemiddeld tussen de 60° en 70° breedtegraad gebruikt, omdat deze minder gevoelig is voor meridionale variabiliteit. Tenslotte worden SSWs en DSWs die buiten de winterperiode starten (hier gedefinieerd als november-maart) niet meegenomen. Voor het onderzoek zijn ERA-Interim heranalyse gegevens gebruikt tussen 1981 en 2017 (Dee et al., 2011), tenzij anders aangegeven.

Selectie en typering op basis van classificatie

Hoewel de DSW classificatie zorgt voor een andere selectie van events dan de veel gebruikte SSW classificatie in de literatuur zijn beide classificaties wel met elkaar verbonden: 2 van de 3 DSW's wordt voorafgegaan door een SSW. Andersom volgt na ongeveer de helft van alle SSW's een DSW. Illustratief hiervoor is de SSW van januari 2013 (Figuur 3). Een dag na de start van deze SSW is de wind over een dikte van 30 hPa omgekeerd naar oostelijke richtingen. De dagen daarna wordt de SSW tijdelijk minder dik. Pas na 6 dagen wordt de SSW weer dikker, om op dag 11 alsnog een dikte van 80 hPa te bereiken. Dat is dus de dag waarop de DSW begint.

De SSW van 2018 is interessant om hiermee te vergelijken. Deze SSW kende twee 'pieken' van 65 en 55 hPa dik, maar een dikte van 80 hPa werd nooit bereikt. Daarom vond in 2018 na de SSW geen DSW plaats (Figuur 3).



Figuur 4 – De diepte van de SSW's van 2013 en 2018 uitgezet tegen de tijd, beiden gebaseerd op de zonaalgemiddelde wind tussen de 60e en 70e breedtegraad. Dag 0 is het begin van de SSW; dit is de dag dat de wind op 10 hPa omkeert van westelijk naar oostelijk. De rode en groene lijnen geven de diepte aan waarover de zonaal gemiddelde zonale wind tussen de 60e en 70e breedtegraad omgekeerd is van westelijk naar oostelijk. Wanneer de SSW een diepte van 80 hPa bereikt, tussen 10 hPa en 90 hPa (de zwarte lijn), spreken we van een DSW. Dit gebeurt alleen in 2013.

Het verschil tussen SSW's en DSW's zien we terugkomen in de gevonden startdata (Tabel 1). Vaak wordt een SSW binnen enkele dagen tot weken gevolgd door een DSW. Toch zijn er ook uitzonderingen waarbij een DSW niet is voorafgegaan door een SSW, of waarbij een DSW eerder plaatsvindt dan een SSW. Dit komt echter doordat onze DSW's worden geclasseerd op basis van de gemiddelde wind tussen 60°N en 70°N in plaats van alleen op 60°N. Op basis van de wind op 60°N vinden alle DSW's plaats na een SSW. Verder blijken DSW's gemiddeld 4 keer per 10 jaar voor te komen. Dit is iets minder vaak dan SSW's (gemiddeld 6 keer per 10 jaar).

Tabel 1 – Startdata van SSW's op basis van ERA-Interim data tussen 1981 en 2018 volgens de officiële definitie (links; eerste dag zonaal gemiddelde windomkering van westelijk naar oostelijk op 10 hPa, 60°N) en startdata van DSW's (rechts; eerste dag zonaal gemiddelde windomkering van westelijk naar oostelijk tussen 60°N en 70°N over een dikte van 80 hPa tussen 10 en 100 hPa). De SSW en DSW events zijn weergegeven als ze minder dan 30 dagen uit elkaar liggen. Dikgedrukte SSW's en DSW's zijn events waarbij na het event minimaal één ijsdag voorkwam (i) voor SSWs in de eerste 20 dagen na de startdatum en (ii) voor DSWs in de eerste 5 dagen na de startdatum.

SSW datum	DSW datum	SSW datum (vervolg)	DSW datum (vervolg)
4-3-1981	3-3-1981	11-2-2001	14-2-2001
4-12-1981	-	30-12-2001	-
24-2-1984	12-3-1984	18-1-2003	-
-	21-3-1984	5-1-2004	28-1-2004

1-1-1985	18-1-1985	21-1-2006	4-2-2006
23-1-1987	9-2-1987	-	12-2-2006
8-12-1987	-	24-2-2007	-
14-3-1988	-	22-2-2008	-
21-2-1989	12-3-1989	24-1-2009	28-1-2009
-	23-11-1996	9-2-2010	6-2-2010
15-12-1998	-	24-3-2010	-
26-2-1999	4-3-1999	6-1-2013	18-1-2013
20-3-2000	-	12-2-2018	-

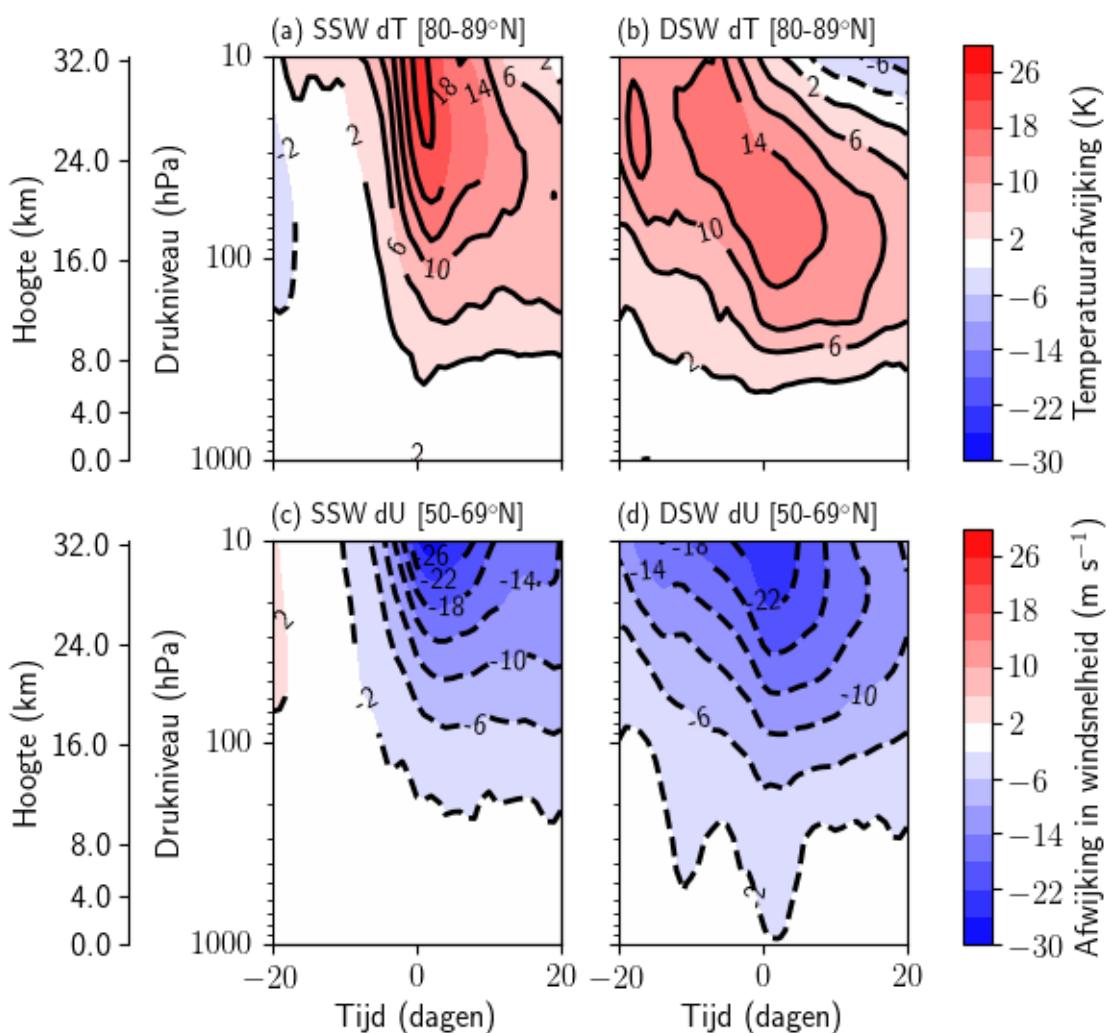
Tabel 2 – Het verschil tussen het gemiddeld aantal ijsdagen in De Bilt over een bepaald aantal dagen na een SSW of DSW en de bijbehorende dagelijkse klimatologie tussen 1981 en maart 2018. Deze dagen omvatten de 5-daagse periode na een SSW (10-14 dagen) en DSW (0-4 dagen) waarin het maximaal aantal ijsdagen vallen.

Gemiddelde fractie ijsdagen na event

10-14 dagen na SSW	0.14
10-14 dagen na SSW – klimatologie	0.05
0-4 dagen na DSW	0.13
0-4 dagen na DSW - klimatologie	0.05

De verschillen in selectie tussen SSW's en DSW's zien we terug in de temperatuur- en windrespons in de stratosfeer in Figuur 4. Deze figuur toont het tijdsverloop van de verticale verdeling van de afwijkingen van de gemiddelde temperatuur over de poolgebieden in de stratosfeer en troposfeer in de dagen voor en na een SSW en DSW. Bij een SSW is sprake van een sterke opwarming in de stratosfeer rond de classificatiедatum. De opwarming heeft zich bij de start van een DSW echter vaak al enkele dagen tot weken eerder voltrokken (op het moment van de SSW): dit is te zien aan de positieve temperatuurafwijkingen in de stratosfeer in de periode voorafgaand aan de DSW. Daarom is een DSW dus geen 'Sudden' Warming. Ook de neerwaartse propagatie van een DSW is langzamer dan die van een SSW. Een DSW zegt dus meer over de verticale uitbreiding van een stratosferische opwarming en een SSW zegt meer over de intensiteit van het startmoment van de opwarming in de hogere stratosfeer.

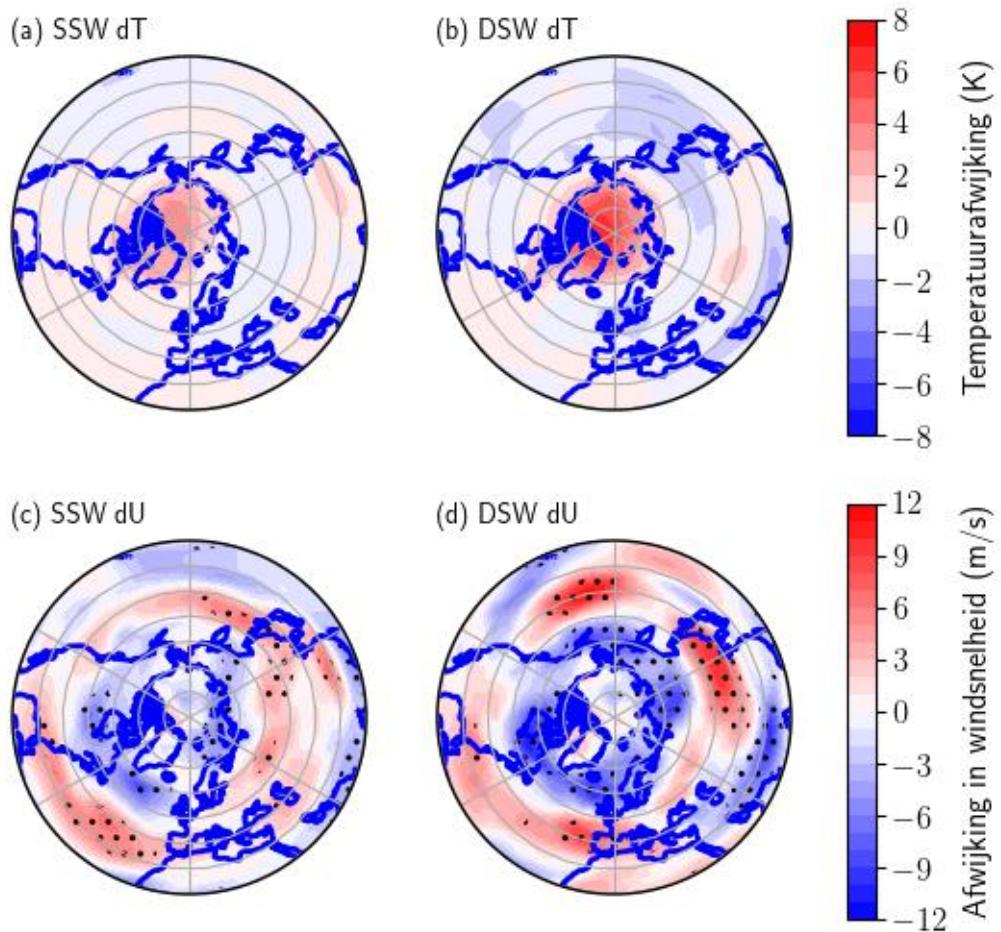
Eenzelfde verschil in tijdverloop is te vinden in de afwijkingen van de gemiddelde wind tussen 50 en 70°N in de stratosfeer (Figuur 4). Bij een SSW zwakt de wind in de stratosfeer snel af rond de startdatum. Deze verzwakking heeft zich bij de start van een DSW echter al deels eerder voltrokken; wel bereikt pas bij de startdatum van de DSW de volledige verticale uitgebreidheid tot in de lage stratosfeer.



Figuur 5 – Zonaal gemiddelde temperatuur anomalie (boven; K) en zonale wind anomalie (onder; $m s^{-1}$) tijdens een SSW (links) en DSW (rechts) t.o.v. de dagelijkse ERA-Interim klimatologie op basis van respectievelijk 22 SSW's en 15 DSW's tussen 1981 en 2017.

Brug naar de troposfeer

De opwarming behorende bij een DSW komt gemiddeld genomen dieper dan de opwarming behorende bij een SSW (Figuur 4). Op 300 hPa (ongeveer 8 km hoogte) in de troposfeer vinden we een gemiddelde opwarming na een DSW van ongeveer 5.5 graden, terwijl deze op dezelfde hoogte na een SSW maar ongeveer 2.5 graden is. Dit verschil in temperatuurrespons gaat samen met een verschil in de zonale windrespons: de wind op 300 hPa tussen 50°N en 69°N verzwakt na een DSW met ongeveer $3.5 m s^{-1}$; bij een SSW is dit in de weken erna slechts $1 m s^{-1}$. Deze sterkere opwarming en windrespons in de troposfeer in de 5 dagen na een DSW is duidelijk te zien in Figuur 5. De sterkste windverzwakking vindt plaats waar het noord-zuid temperatuurverschil het sterkst afneemt, in overeenstemming met het principe van thermische wind- (Figuur 5c en 5d).



Figuur 6 – Uitsnede van figuur 4 op 300 hPa (ongeveer 8 km hoogte), gemiddeld over 0-4 dagen na het event. Gestippelde gebieden in Figuur 5b en 5c geven significantie aan op $\alpha=0.9$ volgens een bootstrapping procedure.

Verder laten de windafwijkingen op 300 hPa een mooie cirkelvormige dipoolstructuur zien (Figuur 5c en 5d). Waar de wind in een cirkel rond 60°N afneemt, neemt die rond 30-40°N juist toe. Gezien de klimatologische positie van de straalstroom rond deze hoogte, geven de getoonde afwijkingen aan dat de straalstroom een zuidelijkere koers volgt. Dat is een van de eerdergenoemde eigenschappen van een negatieve fase van de AO, in lijn met de verwachte troposferische respons na een SSW of DSW.

Inzoomen naar Nederland

Gegeven de sterkere troposferische respons van een DSW (t.o.v. een SSW), is het interessant om te kijken naar de kans op koude na een DSW (en SSW), hier bekeken vanuit het aantal ijsdagen in De Bilt (Tabel 2). Hiervoor is de 5-daagse periode met het maximum aantal ijsdagen na een SSW (deze periode valt in de 5-daagse periode 10-14 dagen na de SSW) vergeleken met dezelfde periode na een DSW (deze periode valt 0-4 dagen na de DSW). Uit deze vergelijking blijkt dus dat de fractie ijsdagen na een DSW een fractie lager ligt dan na een SSW: in de ‘maximumperiode’ na een SSW is in 14% van de dagen sprake van een ijsdag, terwijl dit bij een DSW in 13% van de dagen het geval is. Daarnaast blijkt dat slechts na 3 DSW’s ijsdagen daadwerkelijk voorkwamen. Het aantal ijsdagen na een DSW

varieert dus sterk per gebeurtenis. Uit de vergelijking blijkt dat de impact van een DSW aan de grond, uitgedrukt in ijsdagen in De Bilt, niet groter is dan de impact van een SSW, en ook niet beter te timen is. De veranderingen die plaatsvinden in de hogere troposfeer na een DSW garanderen dus niet méér winterkou in Nederland.

Concluderend, een DSW laat een veel duidelijker impact in de troposfeer zien dan een SSW, vooral in de hogere troposfeer. De DSW classificatie lijkt ons nuttig voor verder onderzoek naar grootschalige patronen van variabiliteit en mechanismes van variabiliteit rond de algemene atmosferische circulatie. Op de schaal van Nederland geeft de DSW echter weinig extra informatie en daarmee weinig voorspellende waarde voor ijsdagen in De Bilt t.o.v. de DSW.

In dit perspectief is het interessant om tenslotte nog even terug te kijken naar de SSW van 2018. Zoals eerder aangegeven was in februari 2018 geen sprake van een DSW (Figuur 3). Wel was de stratosferische opwarming op enkele momenten relatief diep. De meest negatieve fase van de AO en de winterkou in Nederland (met 3 ijsdagen) kwamen echter pas meer dan vijf dagen later. Hiermee laat het event van 2018 zien dat een directe link tussen de diepte van een stratosferische opwarming en winterkou in Nederland nog niet eenvoudig te maken is. De grote uitdaging is daarom om de dikte van de SSW procesmatig door te kunnen linken aan (verwachtingen van) winterkou in Nederland.

Kadertekst

Grottere voorspelbaarheid na SSW's?

Bij de koude-uitbraak na de SSW van 2018 was iets opvallends te zien: de koude-uitbraak was al 14 dagen van tevoren in het ECMWF-ensemble terug te vinden. Voor de dagen 27 februari tot en met 1 maart zagen we namelijk al op deze verwachtingstermijn een kans van meer dan 30% op temperaturen van meer dan 5 graden onder de norm. Een SSW leidt dus potentieel tot een beter voorspelbare atmosfeer, iets wat Sigmond et al. (2013) eerder ook al suggereerden. Meer onderzoek kan uitwijzen of de voorspelbaarheid van het weer in Nederland na een SSW inderdaad toeneemt.

Referenties

- Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J., 1999: Propagation of the arctic oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104, 30937–30946
- Butler, A.H., Seidel, D.J., Hardiman, S.C., Butchart, N., Birner, T., Match A., 2015: Defining Sudden Stratospheric Warmings. *Bull Am Meteor Soc*, 96, 1913–1928
- Butler, A. H., Sjoberg, J. P., Seidel, D. J., and Rosenlof, K. H., 2017: A sudden stratospheric warming compendium. *Earth System Science Data*, 9, 63–76
- Charlton, A. J. and Polvani, L. M., 2007: A new look at stratospheric sudden warmings. Part i: Climatology and modeling benchmarks. *Journal of Climate*, 20, 449–469
- Dee, D. P. and coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553–597
- Palmeiro, F. M., Barriopedro, D., García-Herrera, R., and Calvo, N., 2015: Comparing sudden stratospheric warming definitions in reanalysis data. *Journal of Climate*, 28, 6823–6840
- Sigmond, M., F. Scinocca, J., V. Kharin, V., and G. Shepherd, T., 2013: Enhanced seasonal forecast skill following stratospheric sudden warmings. *Nature Geoscience*, 6, 98–102
- Thompson, D. W. J. and Wallace, J. M., 1998: The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25, 1297–1300.

Voorspelbaarheid van de koude-uitbraak van 25 februari – 3 maart 2018 gelinkt aan de plotselinge stratosferische opwarming van 12 februari 2018³



Daan Bollinger, Hilversum

Auteur: Lars van Galen (Wageningen UR)

Begeleiders: Michiel van Weele (KNMI) en Marcel Molendijk (KNMI)

Datum: 20-06-2018

³ This report has been submitted and approved by the Weer- en Klimaatdiensten (Weather and Climate Services)-supervisor.

Introductie

De stratosfeer is een luchtlaag tussen 10 en 30 km hoogte waarin de temperatuur toeneemt met de hoogte. In de winter ontstaat in de stratosfeer boven de Noordpool een grote poolwervel, waaromheen windsnelheden tot meer dan 60 m/s worden bereikt. Deze poolwervel is meest stabiel gedurende de winter, maar gemiddeld twee keer per drie jaar wordt deze poolwervel in korte tijd enorm verzwakt of in tweeën gespleten. Dat wordt een plotselinge stratosferische opwarming (SSW) genoemd. Bij een SSW stijgt de temperatuur in de polaire mid-stratosfeer in een tijdsbestek van enkele dagen met 20 tot 40 graden Celsius.

SSW's zijn ook relevant voor de troposfeer omdat ze invloed hebben op het weer in de troposfeer enkele dagen tot weken na de SSW zelf. Dit uit zich in de negatieve fase van de Arctische Oscillatie (AO-), waarbij de druk relatief hoog is boven de poolgebieden en relatief laag in de gematigde breedten. Recent zijn SSW's gelinkt aan: 1) een grotere kans op koude-uitbraken (Kolstad et al., 2010); en 2) een toegenomen voorspelbaarheid van het weer in de troposfeer (Sigmund et al., 2013). Vanwege de impact van dergelijke koude-uitbraken op de samenleving is het belangrijk om te weten of met behulp van SSW's koude-uitbraken beter verwacht zouden kunnen worden.

Op 12 februari vond een krachtige SSW plaats. Samenhangend met deze SSW volgden ook twee koude-uitbraken in Noordwest-Europa. De meest intense koude-uitbraak in Nederland vond plaats tussen 25 februari en 3 maart. Een tweede korte koude-uitbraak volgde op 16 en 17 maart (KNMI, 2018). Beide koude-uitbraken werden veroorzaakt door een oostelijke stroming met de aanvoer van continentaal Arctische lucht, gestuurd door een krachtig hogedrukgebied (blokkade) boven Scandinavië.

Toen de SSW net had plaatsgevonden, op 16 februari, gaf de Britse MetOffice een bericht uit dat de kans op een koude-periode enkele weken na deze SSW veel groter was dan normaal in Groot-Brittannië (MetOffice, 2018a). Uiteindelijk kwam dit uit: er volgde een flinke koude-uitbraak ongeveer 2-3 weken na de SSW in Noordwest-Europa. Dit suggereert dat met behulp van deze SSW de verhoogde kans op koude-uitbraken inderdaad al vroeg gesignaleerd had kunnen worden.

Omdat dergelijke informatie ook voor gebruikers in Nederland van groot belang is, is het goed om na te gaan of het KNMI de informatie over de toegenomen kans op koude-uitbraken ook al vroeg gesignaliseerd had en of dit voldoende is gecommuniceerd. Dit leidt tot de volgende onderzoeks vragen:

- Is de SSW vanaf 12 februari 2018 gesignaliseerd en zo ja, hoe is over de mogelijke impact voor Nederland gecommuniceerd?
- In hoeverre was de koude-uitbraak van 25 februari tot en met 3 maart voorspelbaar?
- Was de koude uitbraak van 25 februari tot en met 3 maart beter te verwachten dan operationeel is gebeurd?

Achtergrond

Beschrijving synoptische situatie

Op hoogte ontstond op 23 februari op 500 hPa een krachtige, langgerekte blokkade boven Groot-Brittannië richting Spitsbergen. Ten zuiden van deze blokkade zakte een diepe hoogtetrog vanuit Rusland uit naar Midden-Europa. In de dagen erna kantelde de blokkade naar een oost-westsetting tussen Scandinavië en IJsland, waarbij de as steeds zich steeds meer naar IJsland verplaatste. Aan de grond zorgde de blokkade voor een groot hogedrukgebied boven Scandinavië en vanaf maart meer boven IJsland. Ten zuiden van dit hogedrukgebied werd met een stevige oostelijke stroming Continentaal Arctische lucht naar Europa gevoerd. Deze aanvoer hield ongeveer een week stand.

Extreme Forecast Index (EFI)

De Extreme Forecast Index (EFI) is een index die een indicatie geeft voor het risico op ongewoon of extreem weer. Deze index is gebaseerd op de verdeling van het ensemble van het ECMWF. Bij het bepalen van de EFI wordt de verdeling van het ensemble vergeleken met een modelklimaat. Dit modelklimaat wordt samengesteld door het ensemble van het ECMWF-model te runnen voor het verleden over een periode van minstens 30 jaar.

In de vergelijking met het modelklimaat houdt de EFI zowel rekening met warme als koude oplossingen. Daarom geeft de EFI geen exacte kansen aan; deze is dus alleen een indicatie. Bij een EFI van >0.5 of <-0.5 over een bepaalde periode en op een bepaalde locatie is er verhoogde kans op ongewoon weer. Wordt dit getal groter dan 0.8 of kleiner dan -0.8, dan is extreem weer waarschijnlijk (ECMWF, 2018b).

Methode

In dit onderzoek is gebruikgemaakt van drie analysemethoden om de kans op de koude uitbraak in te kunnen schatten. Dit zijn: 1) de pluimverwachting van het ECMWF voor De Bilt; 2) de Extreme Forecast Index (EFI) voor Europa; en 3) de clusterkaarten op basis van het ECMWF-model voor Europa.

Definitie koude-periode

Voor de analyse is het belangrijk om de duur van de koude-periode vast te stellen. Om deze duur te bepalen is voor de volgende definitie gekozen: *de gemiddelde temperatuur op een bepaalde dag moet minimaal 5 graden onder het klimatologisch gemiddelde van die dag liggen*. Aan deze definitie werd op de dagen 25 februari tot en met 3 maart 2018 voldaan. Daarom is deze periode in dit onderzoek genomen als het tijdvak waarin de koude-periode plaatsvond.

Pluimvalidatie

Bij de pluimvalidatie is gebruikgemaakt van vier verschillende databronnen:

- De 12 UTC Pluimdata voor De Bilt van de periode van 9 tot en met 23 februari 2018
- De KNMI Guidance-teksten voor de meerdaagse en EPS-periode
- De gemiddelde temperatuur per dag over het tijdvak 25 februari - 3 maart 2018
- De klimatologisch gemiddelde temperatuur voor de periode 25 februari - 3 maart 2018 op basis van de jaren 1981-2010

Voor de pluimvalidatie is eerst per run het aantal members geteld waarbij de dagelijks gemiddelde temperatuur 5 graden onder de klimatologische norm werd verwacht. Dit is gedaan voor iedere dag in de koude-periode (de zogenaamde validatiedagen). Als de dag van de run binnen 10 dagen van de validatiedag lag, werd de operationele run meegenomen in de kansschatting; dat leverde in totaal 52 members op (50 ensembleleden, de operationele run en de controlerun). Wanneer dit niet het geval was, was de operationele run niet meegenomen (dan in totaal 51 members). Vervolgens is het aantal members met een dagelijks gemiddelde temperatuur 5 graden onder de klimatologische norm omgezet naar een kanspercentage. Deze kanspercentages zijn vervolgens vergeleken met de guidance van de dag na de 12 UTC run. Dit is omdat de guidance van een bepaalde dag doorgaans gebruikmaakt van de 12 UTC run van de dag ervoor. Tot slot is ook gekeken of de guidance de SSW ook expliciet heeft genoemd.

Extreme Forecast Index

De Extreme Forecast Index (EFI) data in dit onderzoek is verkregen via het MARS-archief van het ECMWF. De EFI is voor twee tijdsperiodes geselecteerd, respectievelijk 108-228 uur en 240-360 uur na de rundatum. Deze periodes zijn gekozen omdat alleen deze tijdvakken beschikbaar waren voor de EPS-periode in de MARS-dataset. De runs die zijn geselecteerd voor de analyse zijn de 12-UTC runs van 9 februari tot en met 23 februari 2018. De EFI van deze runs zijn alleen meegenomen als ten minste enkele dagen van de validatieperiode binnen de outputperiode van de EFI vallen. Zo is bijvoorbeeld de EFI van 108-228 uur voor de run van 16 februari niet meegenomen, omdat dit tijdvak slechts een dag binnen de gedefinieerde koude-periode bevattet. De runs omvatten geheel Europa, maar de focus hier is gevestigd op Nederland.

In de analyse is gekeken naar hoe de EFI zich voor Nederland ontwikkelde voor de aangegeven tijdvakken. De EFI is vervolgens ook vergeleken met de kansen die uit de pluimvalidatie-resultaten kwamen.

Clusters

De clusters omvatten data van de geopotentiële hoogte op het 500 hPa drukvlak. Deze zijn, net zoals de EFI-data, verkregen via het MARS-archief van het ECMWF. Dit is gedaan voor de 12-UTC runs van 12 tot en met 23 februari 2018. Verder is validatiedata van de geopotentiële hoogte op het 500 hPa drukvlak verkregen via de ERA-Interim dataset.

Bij de clusters is voor iedere validatiedag gekeken of, en zo ja, hoe veel clusters lijken op de realisatie. Omdat op alle dagen in de koude-periode sprake was van een blokkade in de buurt van Europa, is vooral bekeken of de clusters een blokkade lieten zien of niet. Daarbij is ook gekeken naar de trend van het aantal clusters dat lijkt op de geblokkeerde realisatie.

Resultaten

Pluimvalidatie

De pluimvalidatie levert een aantal interessante inzichten op (Tabel 1). Een van deze inzichten is dat de koude-uitbraak al heel ver van tevoren gesignaliseerd was. Zo werd op alle validatiedagen een kans gesignaliseerd van meer dan 30% op temperaturen van meer dan 5 graden onder normaal ($T_g < -5 T_{g \text{ klimaat}}$), op minstens 10 dagen voordat de kou daadwerkelijk kwam. In de periode van 27 februari tot en met 1 maart waren deze kansen zelfs al 14 dagen van tevoren groter dan 30%.

Wanneer men de kansen op $T_g < -5 T_{g \text{ klimaat}}$ per run voor één validatiedag bekijkt, valt ook op dat er een consistente lijn in de elkaar opvolgende ensembles zit. Zo is te zien dat op iedere validatiedag de kans op $T_g < -5 T_{g \text{ klimaat}}$ (bijna) iedere rondag toeneemt. Kortom, dat er een koude-uitbraak kwam, en dat deze ook lang zou duren, werd (bijna) iedere dag duidelijker.

De grote voorspelbaarheid en de trend naar steeds meer zekerheid over een koude-uitbraak werd goed opgepakt door de KNMI-guidance. Toch heeft het KNMI op basis hiervan geen nieuwsartikel naar buiten gebracht over de aanstaande kou. Verder werd er geen melding gemaakt in de guidance van de opgetreden SSW enkele weken voor de koude-uitbraak.

Tabel 3 – Kansen op een gemiddelde dagtemperatuur van meer dan 5 graden onder normaal (%) per 12 UTC run voor de validatieperiode tussen 25-2 en 3-3.

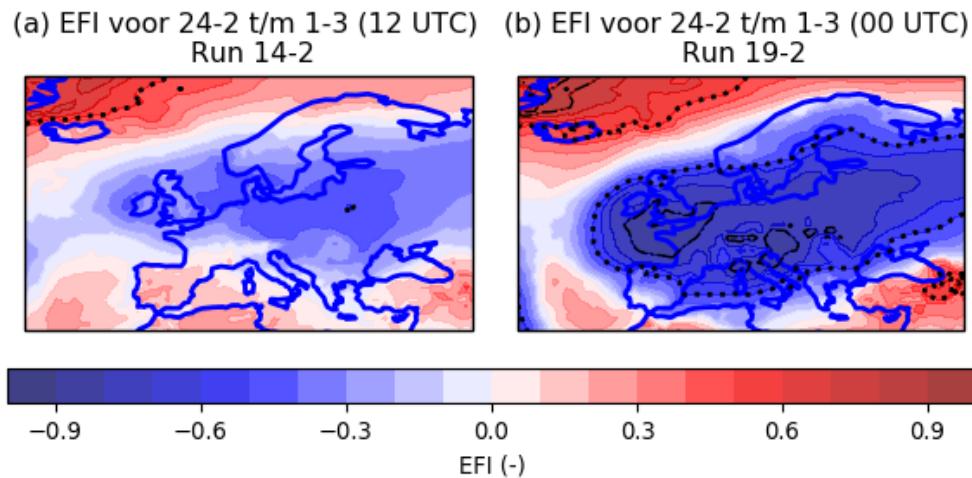
	Dag validatie						
	02-25	02-26	02-27	02-28	03-01	03-02	03-03
Dag run	02-11	2,0					
	02-12	11,8	13,7				
	02-13	33,3	29,4	35,3			
	02-14	37,3	43,1	37,3	37,3		
	02-15	35,3	39,2	35,3	43,1	35,3	
	02-16	59,6	58,8	49,0	31,4	19,6	19,6
	02-17	40,4	55,8	51,0	51,0	41,2	33,3
	02-18	36,5	73,1	88,5	58,8	49,0	27,5
	02-19	50,0	86,5	86,5	67,3	54,9	52,9
	02-20	84,6	92,3	88,5	88,5	75,0	54,9
	02-21	98,1	100,0	96,2	96,2	84,6	82,7
	02-22	100,0	98,1	100,0	96,2	98,1	90,4
	02-23	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	96,2
							65,4

Extreme Forecast Index

De Extreme Forecast Index (EFI) was relatief laat met het signaleren van de kou in Nederland vergeleken met de pluim. Zo kwam de EFI voor de 10 tot 15-daagse periode pas op 16 februari onder -0.5 uit. Dat is dus de validatieperiode van 26-2 t/m 3-3 (12 UTC). De dagen daarvoor lag de EFI in Nederland wel onder nul, maar deze bereikte nog niet een waarde van -0.5. Aan de andere kant was in de pluim voor deze periode al wel een zeer duidelijke indicatie voor een grote kans op kou: zo was er al vanaf 15 februari (en mogelijk al eerder) over de laatste 5 dagen van de verwachting een

gemiddelde kans op $T_g < -5 T_{g \text{ klimaat}}$ van meer dan 30%. Een mogelijke verklaring is dat er op de run van 15 februari nog veel berekeningen waren met gemiddelde of bovengemiddelde temperaturen, die de EFI dichter bij 0 brachten.

Naarmate de koude-periode dichterbij kwam, steeg de EFI voor Nederland wel steeds verder. Was de EFI op 14-2 voor de periode 24-2 tot en met 1-3 (12 UTC) nog maar 0.4 (Figuur 1a), 5 dagen later was de EFI gestegen tot 0.9 (voor de 5 tot 10-daagse EFI voor de periode 24-2 tot 1-3; Figuur 1b). Dit geeft aan dat de EFI in de loop van de tijd de trend naar toegenomen zekerheid op koude uiteindelijk ook oppakte.



Figuur 7 – Extreme Forecast Index (EFI) voor de validatieperiode 24-2 tot en met 1-3 op basis van (a) de run van 14-2 en (b) de run van 19-2. De stippe lijn geeft EFI-waarden aan van > 0.5 of < -0.5 en de onderbroken streepjeslijn een EFI van > 0.8 of < -0.8 . Het tijdsverschil van 12 uur tussen de figuren komt doordat de linker afbeelding is gebaseerd op de EFI van 4.5-9.5 dagen vooruit, terwijl de rechter afbeelding is gebaseerd op de EFI van 10-15 dagen vooruit.

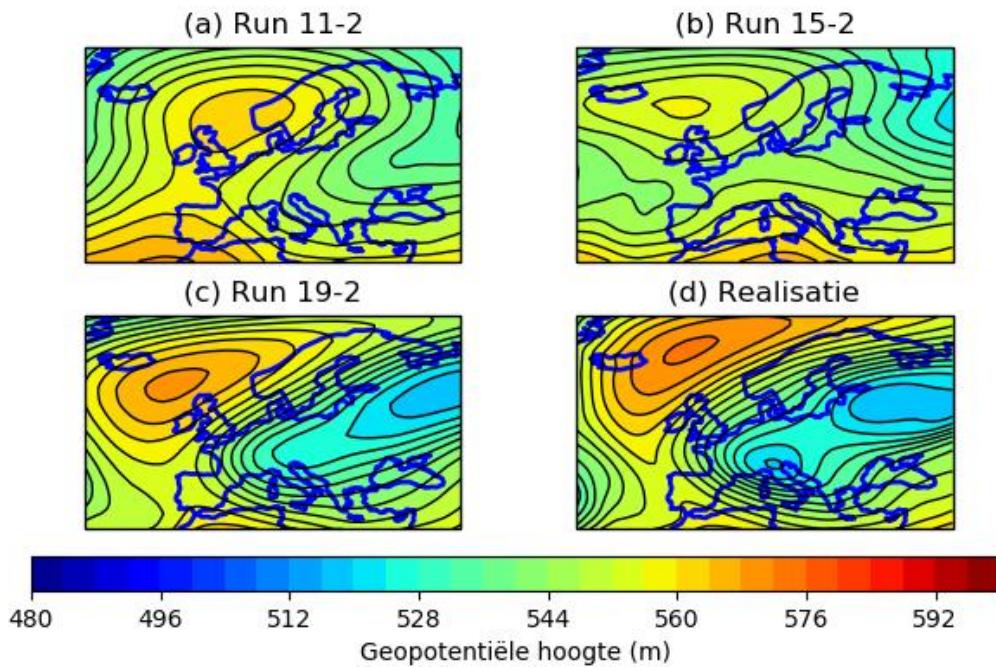
Clusters

De resultaten van de clusterkaarten zijn ruwweg onder te verdelen in twee periodes: de periode van 25-28 februari (met de dominante blokkade boven Scandinavië) en de periode van 1-3 maart (met de dominante blokkade boven IJsland). In de periode van 25-28 februari was het hoofdcluster al vrijwel meteen consistent in het laten zien van een blokkade; al op 11 februari was voor 26 februari een blokkade richting Groot-Brittannië zichtbaar (Figuur 2a). Deze blokkade bleef de dagen erna consistent in het hoofdcluster aanwezig (Figuur 2b + c). Toch resulterde dit nog niet meteen in zeer hoge kansen op $T_g < -5 T_{g \text{ klimaat}}$ (Tabel 1). Dit kan verklaard worden door twee oorzaken: 1) de grens tussen zachte en koude lucht lag die dag dicht in de buurt van Nederland, waardoor kleine verschillen in de positie van de rug veel invloed zou hebben op of de kou Nederland zou bereiken en 2) er waren vooral op langere lead-times nog veel clusters aanwezig zonder blokkade.

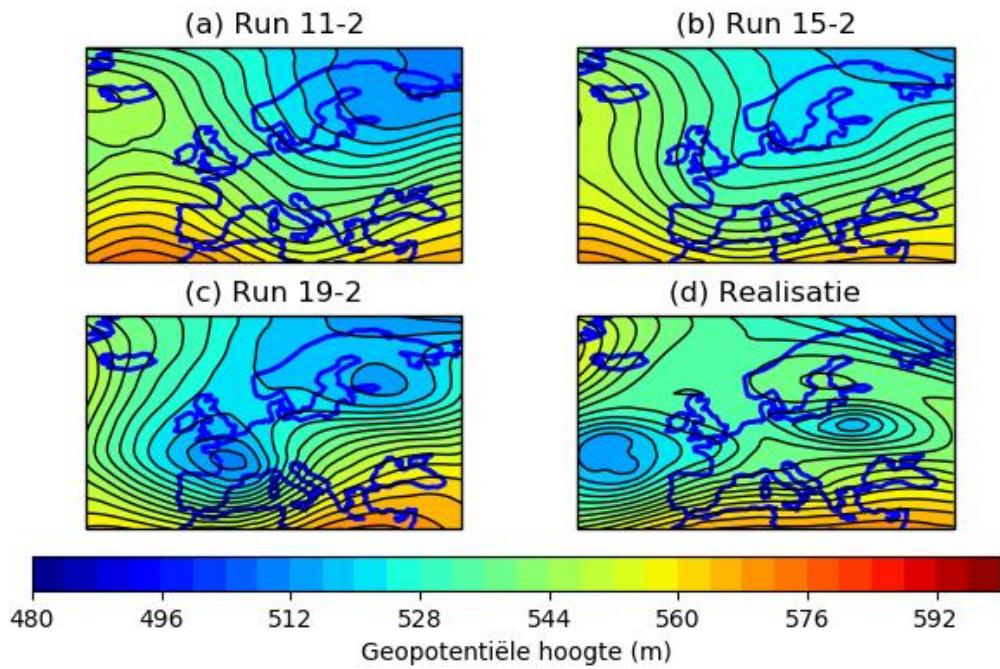
Voor de periode 1 t/m 3 maart was er in het begin meer onzekerheid in de positie van de blokkade en vooral in de positie van een trog die ten zuiden van de blokkade zou komen te liggen. Dit is te zien aan de grotere springerigheid van het hoofdcluster over het vasteland van Europa (bijvoorbeeld op 2 maart; Figuur 3). Dit had grotendeels te maken met de positie van een trog vanuit Rusland die ergens boven Europa of de Atlantische Oceaan zou moeten uitkomen. Desondanks waren de kansen op $T_g < -5 T_{g \text{ klimaat}}$ al meteen vrij hoog (Tabel 1). Dit is waarschijnlijk omdat in de meeste berekeningen de kou al boven West-Europa was aangekomen, en met de zwakke bovenluchtstroming was de kans groot dat de kou in de periode begin maart boven West- en Midden-Europa bleef hangen.

In de andere clusters van het ensemble (voor de complete koude-periode) viel vooral op dat het aantal clusters dat niet veel op de realisatie leek afnam over de tijd. Dit geeft dus aan dat de consistentie in de oplossingen ook steeds groter werd in de tijd. De toename van de consistentie is ook te vinden in het steeds zekerder worden van de koude-uitbraak in de pluim (Tabel 1).

Met behulp van deze clusterkaarten was in ieder geval dus duidelijk aan te zien komen dat de kans op een geblokkeerde situatie groot was. Maar omdat de clusters wel simpelweg een vertaling zijn van het ECMWF-ensemble, is met de clusters niet een preciezere inschatting van de kans op kou te maken. Wel gaven de clusters in combinatie met de ensembles en EFI een consistent verhaal over de kou op komst.



Figuur 8 – Het hoofdcluster voor de 500 hPa geopotentiële hoogte voor 26-02 op basis van de 12UTC runs van (a) 11-2, (b) 15-2 en (c) 19-2. De realisatie is weergegeven in Figuur 2d.



Figuur 9 – Het hoofdcluster voor de 500 hPa geopotentiële hoogte voor 2-3 op basis van de 12UTC runs van (a) 15-2, (b) 19-2 en (c) 23-2. De realisatie is weergegeven in Figuur 3d.

Aanbeveling – gebruik SSW in weerkamer

In de literatuur is geen statistisch significant verband bekend tussen een SSW en kou in Nederland. Toch is het wel heel opvallend dat na de SSW van 2018 er een koude-periode in Nederland volgde. Deze periode volgde ook nog eens precies in de periode dat de AO het meest negatief is, welke dan weer een uit de literatuur bekend gevolg is van een SSW. Daarom is het toch waarschijnlijk dat de SSW van 12 februari en de daaropvolgende kou in Nederland verbonden waren. Op basis van dit verband kan het herkennen van een SSW ook mogelijk operationele meerwaarde hebben bij andere SSW's. Dit is dus niet op basis van een statistisch verband, maar eerder op basis van het herkennen van een patroon wat vaker voorkomt bij SSW's. Een dergelijke bottom-up redenatie kan er bijvoorbeeld als volgt uitzien:

1. Laten meer dan 30% van members extreme kou zien op een aantal dagen in de EPS-periode?
2. Is er een duidelijk AO- patroon herkenbaar in dat deel van de members?
3. Is het AO- patroon te koppelen aan een SSW die een paar dagen tot weken eerder plaatsvond?

Wanneer deze redenatie volledig opgaat, heeft men een consistente verhaal voor het verklaren van de koude leden uit een ensemble. Een dergelijk consistent verhaal betekent niet dat de kans op kou daadwerkelijk groter wordt, maar het geeft wel aan dat extreem koude oplossingen serieus moeten worden genomen, of met andere woorden dat de extreem koude oplossingen niet per se uitbijters zijn.

Suggesties voor vervolgonderzoek

Opvallend aan de koude-uitbraak van 25-2 tot en met 3-3 was dat het ECMWF-ensemble al 10-15 dagen van tevoren een sterke indicatie gaf dat de kou er aan zat te komen. Grootschalig gezien kan dit verklaard worden doordat het ensemble op deze tijdschaal al een sterke indicatie had voor een blokkade boven Scandinavië. De reden waarom deze blokkade zo goed in de modellen zat, kan weer te maken hebben met het voorkomen van de SSW en een resulterende toegenomen voorspelbaarheid van de atmosfeer (Sigmond et al. 2013). Het is dus interessant om te bekijken of een SSW inderdaad leidt tot een toegenomen voorspelbaarheid van de atmosfeer in Europa, en vervolgens ook bijvoorbeeld de temperatuur in Nederland. Dit is mogelijk door bijvoorbeeld de ERA-CLIM dataset te gebruiken met 100 jaar aan data en daar het ECMWF-ensemble over te runnen voor periodes met en zonder SSW. Wanneer de voorspelbaarheid tijdens periodes met SSW's groter is dan periodes zonder SSW's, geeft dat een indicatie dat een SSW inderdaad zorgt voor toegenomen voorspelbaarheid van de atmosfeer.

Een tweede suggestie is gebaseerd op de aanbeveling van het toepassen van kennis over een SSW in de weerkamer. Het zou namelijk kunnen zijn dat de kans op kou door een ensemble in de EPS-periode anders wordt ingeschat na een SSW. Klimatologisch gezien wordt de kans op kou in Europa namelijk tot 10% overschat (ECMWF, 2018a). Als blijkt dat na een SSW de kans op kou voor Europa (of meer specifieker: voor Nederland) door het ensemble niet wordt overschat, dan geeft het voorkomen van een SSW een indicatie dat de kans op een koude-periode groter is dan dat deze klimatologisch gezien is. In een dergelijke situatie heeft het signaleren van een SSW dus ook statistische meerwaarde.

Tot slot is het interessant om te kijken naar de voorspelbaarheid van de SSW zelf. Deze werd namelijk al 15 dagen van tevoren door het GFS-ensemble met vrij grote zekerheid aangekondigd (Attard, 2018). Als de voorspelbaarheid van de atmosfeer na een SSW in de EPS-periode toeneemt, dan kan dit ook betekenen dat bij de vooraankondiging van een SSW de voorspelbaarheid over een tijdschaal tot een maand vooruit ook toeneemt. Dat zou betekenen dat de betrouwbaarheid van maandverwachtingen tijdelijk toeneemt als een SSW consistent in de verwachtingen zit, wat weer van meerwaarde kan zijn voor een Early Warning Centre (EWC). Deze gedachte wordt versterkt doordat zowel MetOffice als Meteogroup succesvol van maandverwachtingen gebruik hadden gemaakt rond de SSW van 2018 en de daaropvolgende kou (MetOffice, 2018b).

Samenvatting

Op 25 februari tot en met 3 maart vond een stevige koude-uitbraak plaats in Nederland. Deze koude uitbraak is mogelijk gelinkt aan een Sudden Stratospheric Warming (SSW) die enkele dagen daarvoor plaatsvond. In dit onderzoek is gekeken in hoeverre de koude-uitbraak van 25 februari tot en met 3 maart voorspelbaar was, en of deze beter verwacht had kunnen worden door de verwachtingsmeteorologen door gebruik te maken van de Extreme Forecast Index (EFI) en clusterkaarten. Uit dit onderzoek is gebleken dat:

- 1) De kans op een koude uitbraak van 25 februari tot en met 3 maart al 10 tot 15 dagen voor realisatie duidelijk aangekondigd werd in de pluimverwachting,
- 2) Het voorkomen van een SSW niet is genoemd door de guidance meteorologen van het KNMI,
- 3) De ontwikkeling van de kans op een koude uitbraak goed is opgepakt door de guidance-meteorologen van het KNMI,
- 4) Met behulp van de EFI en clusterkaarten de koude uitbraak niet eerder was aan te zien komen.

Verder is op basis van dit onderzoek een aanbeveling gedaan hoe het voorkomen van een SSW in de weerkamer gebruikt kan worden bij het inschatten van de waarde van bijvoorbeeld een extreem koude-periode. Tot slot zijn enkele suggesties gegeven hoe de potentie van een SSW voor de EPS- en maandverwachting gebruikt kan worden met oog op het verder te ontwikkelen Early Warning Centre van het KNMI.

Klimaatbericht – Koude week door verzwakte poolwervel

Nederland bereidt zich voor op de koudste week van de winter. Waar komt de plotselinge weersomslag aan het einde van de meteorologische winter vandaan? De oorzaak vinden we in de hoge luchtlagen boven de Noordpool. Daar trad rond 12 februari een bijzonder weerfenomeen op: een plotselinge stratosferische opwarming, in het Engels Sudden Stratospheric Warming (SSW). De hierdoor sterk verstoerde atmosferische circulatie brengt nu een flinke portie winterkou naar Nederland.

De stratosfeer

De stratosfeer is de luchtlag van ongeveer 10 tot 50 km hoogte. In de winter koelt de stratosfeer boven de Noordpool flink af omdat er dan geen zonlicht is. Hierdoor ontstaat er vanaf de herfst een groot permanent lagedrukgebied, genaamd de poolwervel, met sterke westenwinden met snelheden tot 300 kilometer per uur. De poolwervel houdt zichzelf vaak maandenlang in stand totdat de zon weer terugkomt in maart/april.

Plotselinge stratosferische opwarming

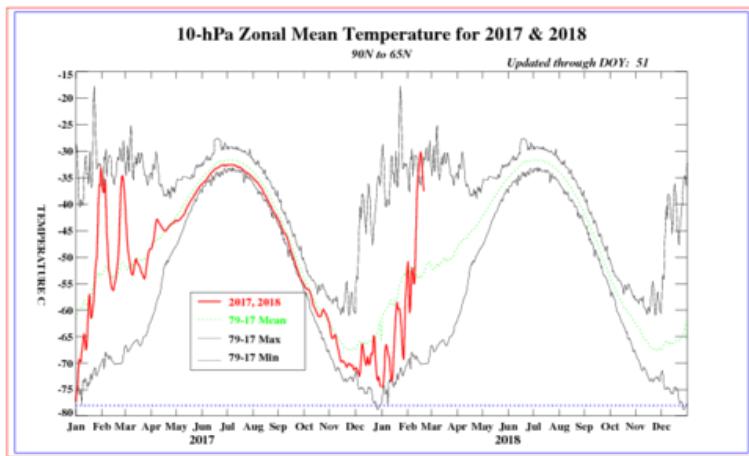
Toch is de poolwervel niet altijd stabiel. In sommige winters zijn er momenten dat de poolwervel flink wordt verzwakt, meestal door bijzondere weersomstandigheden. Dit jaar was er vanaf 12 februari sprake van een plotselinge stratosferische opwarming. Boven het noordpoolgebied steeg de temperatuur op 25 kilometer hoogte binnen enkele dagen met maar liefst 40 °C, van een normale wintertemperatuur van -70 °C tot ‘slechts’ -30 °C (figuur 1). Hoewel deze plotselinge opwarming relatief sterk was, komt dit fenomeen vaker voor, gemiddeld in twee van de drie winters. Dit jaar spleet de poolwervel in twee delen, een deel kwam terecht boven Noord-Amerika, het andere deel ging richting Scandinavië. De veranderingen in de luchtdruk strekten zich vervolgens snel uit van de stratosfeer tot aan de grond (figuur 2).

Meer kans op koud weer

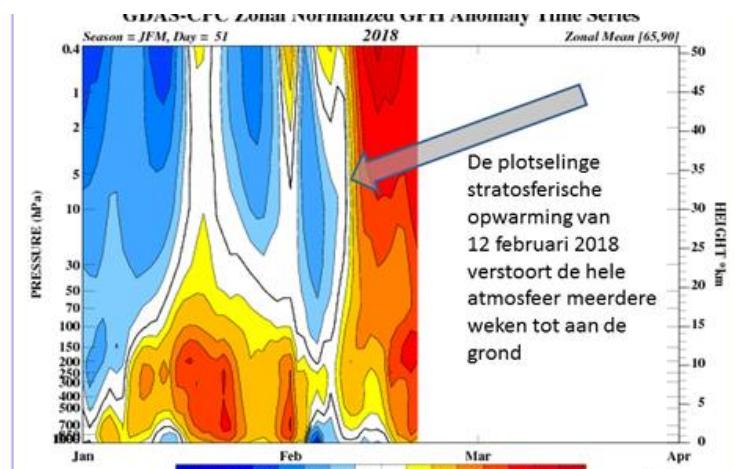
Door een SSW vormt zich eerst een hogedrukgebied in de polaire stratosfeer. Berekeningen met weer- en klimaatmodellen laten zien dat hierdoor in de weken erna koude-uitbraken aan de grond naar gematigde breedten vaker voorkomen, terwijl het noordpoolgebied zelf vaak juist opwarmt. Of een koude-uitbraak leidt tot koud winterweer in Nederland of juist bijvoorbeeld in Rusland of Noord-Amerika, hangt af van de toevallige positie van sturende hoge- en lagedrukgebieden. Nu is toevallig Europa een keer aan de beurt.

Koudste februarimaanden

Andersom is koud winterweer in West-Europa ook niet altijd het gevolg van een SSW. Dat is goed te zien als we kijken naar de vijf koudste februarimaanden in Nederland, op basis van het koudegetal, over de afgelopen 60 jaar. In deze jaren werd alleen de koude februarimaand van 1963 voorafgegaan door een SSW, de andere van 1985, 1986, 1991 en 2012 volgden niet op een SSW. De SSW van 12 februari jl. was de voorbode voor de huidige winterkou in Nederland, die al heel lang van te voren door de weermodellen voorspeld werd.



Figuur 1. De rode lijn laat de plotselinge opwarming op 30 kilometer hoogte in de polaire stratosfeer zien. De temperatuur nam binnen enkele dagen met meer dan 40 °C toe, van -70 °C naar -30 °C. Bron: Climate Prediction Center (CPC).



Figuur 2. Bijgaande tijdsevolutie van de luchtdrukveranderingen over het noordpoolgebied (GPH = geopotentiele hoogte) laat zien dat de veranderingen zich eerst snel uitstrekken over de stratosfeer en na twee weken ook tot aan de grond reikten. Bron: Climate Prediction Center (CPC).

Royal Netherlands Meteorological Institute

PO Box 201 | NL-3730 AE De Bilt
Netherlands | www.knmi.nl