

Peter Névir, Sascha Brand, Lisa Schielicke

Ein Energie-Wirbel-Index zur Diagnose des Klimasystems

1. Einleitung

Im Jahre 1942 hat Hans Ertel in dem Artikel *Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz* den Erhaltungssatz der potentiellen Vorticity (PV) in der Meteorologischen Zeitschrift veröffentlicht. Die Entdeckung und allgemeine Herleitung dieser nach ihm benannten individuellen Wirbelerhaltungsgröße für ein reibungsfreies, adiabatisches Fluid stellt heute einen Meilenstein in der Geschichte der klassischen Hydrodynamik dar. In der modernen Dynamik der Atmosphäre ist die quasigeostrophische und hydrostatische Approximation dieser individuellen Erhaltungsgröße, bekannt als Geopotentialtendenzgleichung, eine fundamentale prognostische Gleichung zur Beschreibung der großräumigen synoptischen Prozesse in den mittleren Breiten.

In der theoretisch ausgerichteten Klimadynamik wurde bisher vor allem die Energie als eine integrierende Größe betrachtet, die mit ihrer Summe aus kinetischem, potentielltem und dem inneren Anteil die Dynamik und Thermodynamik des Systems koppelt. So zeigte Lorenz (1955) in einer Reihe von Arbeiten die Bedeutung des Energiekreislaufes für die allgemeine Zirkulation und für das Klimasystem insgesamt. In letzter Zeit gab es aber auch Anwendungen der PV als Klimavariablen (Kurgansky und Pisnichenko 2000). In dem Vortrag wird gezeigt, dass die Ertel'sche Wirbelerhaltungsgröße vor allem im Zusammenspiel mit der energetischen Betrachtung zur Diagnose des globalen Klimasystems verwendet werden kann. Ausgehend von der Energie-Wirbel-Darstellung der Hydrodynamik als einer verallgemeinerten Hamilton'schen Theorie (Névir 1998) kann ein Energie-Wirbel-Index definiert werden, der in sehr kompakter Weise den wirbeldynamischen, energetischen und thermodynamischen Zustand der Atmosphäre in Form einer Jacobi-Determinante quantitativ erfasst.

2. Dynamischer Zustandsindex (DSI)

Die großräumigen globalen Wechselwirkungen im atmosphärischen Teil des Klimasystems, auch Telekonnektionen genannt, werden traditionell mit Hilfe von klimatologischen Indizes analysiert. Das bekannteste Beispiel ist hier der NAO-Index (North Atlantic Oscillation-Index), der im Wesentlichen die Druckdifferenz zwischen Island und den Azoren beschreibt, und damit die jeweilige Ausprägung der für den europäischen Raum wichtigen Westwindzirkulation widerspiegelt (Hurrell 2001). Der Nachteil solcher auf Druckdifferenzen basierenden Indizes ist aber ihre fest vorgegebene geographische Lage, sowie der Umstand, dass nur eine dynamische Variable zur Beschreibung der Zustände herangezogen wird. Darüber hinaus werden auf rein statistischer Basis die normierten Abweichungen von einem zeitlichen Mittelwert betrachtet. Dieser Mittelwert ist aber in nichtlinearen Systemen keine physikalische Lösung des zugrunde liegenden Gleichungssystems, sondern der Mittelwert integriert in komplexer Weise die Wirkung der Lösungen, so dass Mittelwert und Abweichungen nicht unabhängig voneinander sind. Die grundlegende Idee ist es, mit einem möglichst universellen und auf physikalischen Prinzipien beruhenden Zustandsindex, der an jedem Ort der Atmosphäre berechnet werden kann, diese Nachteile zu umgehen.

Eine Anwendung der von Névir und Blender (1993) und Névir (1998) entwickelten Energie-Wirbel-Theorie ist die Ableitung dieses universellen Zustandsindex, der sowohl die zeitliche Entwicklung der synoptischen Aktivität des Wetters, als auch den Einfluss der diabatischen Antriebe diagnostizieren kann. Dabei werden die Abweichungen von einem Energie-Wirbel-Grundzustand betrachtet, der eine Verallgemeinerung des bekannten geostrophischen Zustandes ist. Die Theorie zeigt, dass sich die stationäre Lösung des hydrothermodynamischen Gleichungssystems ergibt, wenn die Gesamtenergie und die Ertel'sche potentielle Enstrophie funktional abhängig sind. Die Gesamtenergie ist gegeben durch das Volumenintegral der Summe aus kinetischem, potentielltem und innerem Anteil:

$$H = \int_v d\tau \rho \left[\frac{1}{2} \mathbf{v}^2 + \phi + e(v, s) \right]$$

Dabei ist ρ die Dichte der Luft, \mathbf{v} die 3D Geschwindigkeit, ϕ das Geopotential, e die innere Energie, v das spezifische Volumen und s die massenspezifische Entropie. Die Ertel'sche potentielle Enstrophie E ist definiert als das Volumenintegral über dem Quadrat der Ertel'schen potentiellen Vorticity Π :

$$E = \frac{1}{2} \int_v d\tau \rho \Pi^2$$

Ist die Gesamtenergie funktional abhängig von der Ertel'schen Enstrophie, so erhält man die stationäre Lösung der ursprünglichen Gleichungen. Diese Gleichgewichtsbedingung, die den Energie-Wirbel-Grundzustand charakterisiert, kann auf der globalen Ebene der Erhaltungsgrößen wie folgt definiert werden:

$$H = \lambda E$$

Dabei ist λ eine lineare Kopplungskonstante. Durch die Bildung der Funktionalableitung nach dem Wind und der Dichte erhält man auf lokaler Ebene die folgende allgemeinste stationäre Winddarstellung:

$$\mathbf{v} = \frac{1}{\rho \Pi} \nabla \theta \times \nabla B$$

Dabei ist θ die potentielle Temperatur und $B = 1/2 \mathbf{v}^2 + \phi + e + pv$ die Bernoulli-Funktion, die als Stromfunktion für das System der ursprünglichen Gleichungen fungiert. In kompakter Weise kann der stationäre Grundzustand durch die folgende Determinante beschrieben werden:

$$\rho D := \frac{\partial(B, \Pi, \theta)}{\partial(x, y, z)}$$

Diese Jacobi-Determinante, die als lokale Kennzahl in synergetischer Weise die Informationen über den energetischen, wirbeldynamischen und entropischen Zustand der Atmosphäre miteinander verbindet, wird nun als dynamischer Zustandsindex DSI (Dynamic State Index) definiert. Im stationären und adiabatischen Energie-Wirbel-Grundzustand ist $B = f(\Pi)$, so dass der Index Null ist. Damit beschreibt der Index lokal die Wirkung der Instationarität und die summarische Wirkung aller diabatischen Antriebe einschließlich der Reibungsprozesse.

2.1 Wetter-Index

Da die Wirkung der Instationarität einerseits, sowie von Antrieb und Dissipation andererseits im Wesentlichen unterschiedlichen zeitlichen Skalen zugeordnet werden kann, erscheint eine Trennung der beiden Anteile möglich. Dazu werden die beiden theoretischen Grenzfälle der instationären adiabatischen Prozesse und der stationären diabatischen Prozesse betrachtet. In der Praxis wird diese Trennung über die Berechnung eines Flächenmittels und

eines Zeitmittels vorgenommen. Um die zeitlich kurzskaligen von den längeren Variationen zu trennen, wird zunächst der Grenzfall der instationären und adiabatischen Prozesse betrachtet. In diesem Fall ist der dynamische Zustandsindex approximativ durch die Advektion des Quadrates der Ertel'schen potentiellen Vorticity gegeben:

$$D_w \approx \mathbf{v} \cdot \nabla \left(\frac{1}{2} \Pi^2 \right)$$

Da der Gradient der PV von Nord nach Süd zunimmt, ist auch eine meteorologische Interpretation möglich. In diesem Fall beschreiben negative Werte des Index Tiefdruck-Wetterlagen, positive Werte charakterisieren ausgedehnte Hochdruckgebiete oder blockierende Wetterlagen. Eine allgemeine Charakterisierung der Vorzeichen des Index im instationären adiabatischen Fall ist in Tab. 1 zu finden. Die Zeitreihe eines Flächenmittels des Index kommt diesem idealisierten Grenzfall am nächsten.

$D_W(t) > 0$	Entwicklung von Hochdrucklagen Blockierungen
$D_W(t) = 0$	Stationärer Energie-Wirbel-Zustand
$D_W(t) < 0$	Entwicklung von Tiefdrucklagen Westwindwetterlagen

Tab. 1: Vorzeichen des DSI als Wetter-Index

2.2 Klima-Index

Der zweite idealisierte Grenzfall beschreibt die stationären adiabatischen Prozesse. In diesem Fall ist der dynamische Zustandsindex approximativ durch das skalare Produkt des nichtkonvektiven Flusses \mathbf{J}_Π der potentiellen Vorticity mit dem Gradienten der PV gegeben:

$$D_K \approx \frac{1}{\rho} \mathbf{J}_\Pi \cdot \nabla \Pi$$

Dieser Fall führt auf eine einfache Gradient-Fluss-Beziehung, die klimatologisch interpretiert werden kann. Sind Fluss und Gradient parallel gerichtet, so ist der Index positiv und wir haben eine Verstärkung des PV-Gradienten. Sind Fluss und Gradient dagegen antiparallel gerichtet, so ist der Index negativ und wir haben eine Abschwächung des PV-Gradienten. Eine allgemeine Charakterisierung der Vorzeichen des Index in diesem Fall zeigt Tab. 2. Das Zeitmittel des Index kommt diesem idealisierten Grenzfall am nächsten.

$D_K(x,y) > 0$	Verstärkung von PV-Gradienten
$D_K(x,y) = 0$	Stationärer Energie-Wirbel-Zustand
$D_K(x,y) < 0$	Abschwächung von PV-Gradienten

Tab. 2: Vorzeichen des DSI als Klima-Index

3. Datenbasis

Der Index kann berechnet werden, wenn auf den isentropen Flächen die Informationen über den horizontalen Wind, die Temperatur und das Geopotential vorliegen. Die bei der Berechnung verwendete Datenbasis umfasst die Synop-Daten des DWD von 1990–2001 über Europa sowie die globalen NCEP/NCAR-Reanalysen von 1951–2000. Bei den Synop-Daten handelt es sich um 3-stündige Daten auf der 310 K isentropen Fläche. Der Gitterpunktabstand beträgt 0.25° geographische Breite und 0.5° geographische Länge (Brand 2002). Die globale Berechnung des DSI mit Hilfe der Reanalysedaten wurde täglich zum 00 UTC Termin auf der 315 K Isentrope vorgenommen, wobei der Gitterpunktabstand 2.5° beträgt. Die konkrete Berechnung des Index erfolgte unter Verwendung der auf isentropen Flächen analysierten Daten.

4. Analyse im europäischen Raum

Abb. (1) zeigt die zeitliche Entwicklung des DSI-Fächenmittels über Europa im Jahr 1997. Dabei zeigt der gemittelte Index, in Übereinstimmung mit dem Jahresgang der synoptischen Aktivität im Sommerhalbjahr allgemein geringere Ausschläge. Im Winterhalbjahr treten dagegen bei erhöhter synoptischer Aktivität in den mittleren Breiten größere Amplituden auf. Speziell ist der heiße Sommer 1997 durch besonders geringe Fluktuationen des Index gekennzeichnet. Die positiven Werte zu Beginn des Herbstes charakterisieren eine lang anhaltende blockierende Wetterlage.

Abb. (2) zeigt eine zeitlich stark geglättete Kurve des DSI für 1990 bis 2001. Die schwarze Kurve im Hintergrund lässt die kürzeren Schwankungen um den Energie-Wirbel-Grundzustand erkennen. Episoden, die durch ausgedehnte Hochdrucklagen oder blockierende Wetterlagen geprägt sind, wie z.B. der Winter 1995/96, sind durch positive Werte gekennzeichnet. Zyklonale oder durch Westwetterlagen dominierte Perioden wie im Winter 1993/94 und 1994/95 sind durch große negative Werte des Index gekennzeichnet.

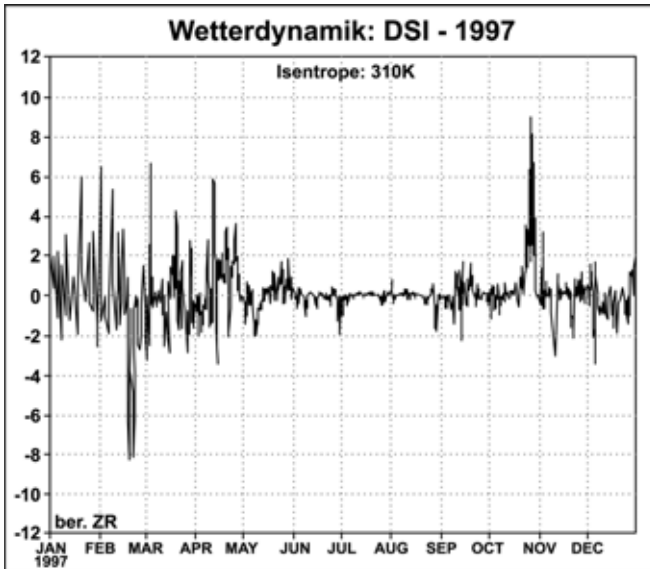


Abb. 1: Zeitreihe des DSI – 1997

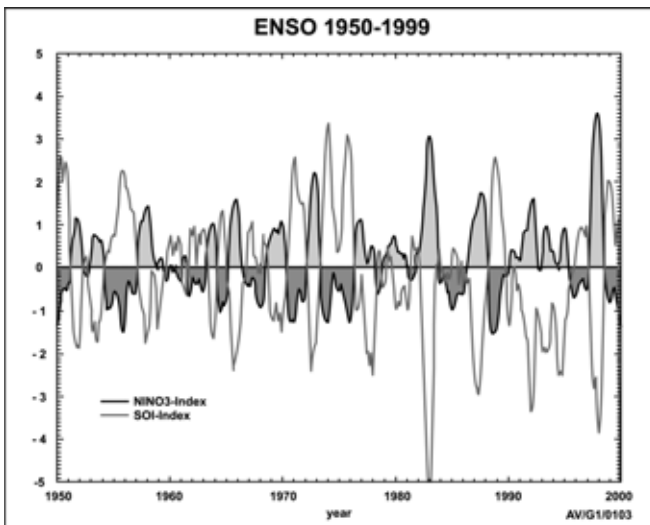


Abb. 2: Gefilterte Zeitreihe des DSI

Im zeitlichen Mittel, welches dem stationären Grenzfall entspricht, ist der Index ein Maß, das den effektiven Antrieb und die Dissipation im atmosphärischen Teil des Klimasystems beschreibt. Abb. (3) zeigt ein 12-jähriges Zeitmittel des DSI über Europa. Man erkennt positive Werte besonders über dem erwärmten Wasser des Nordatlantik, der Norwegischen See und Teilen der Nord- und Ostsee. Hier kommt es zu einem Aufbau der PV-Gradienten, da hier die Zirkulation durch die diabatischen Wärmeflüsse in die Atmosphäre angefacht wird. Negative Werte über dem Land charakterisieren dagegen eine Abschwächung der PV-Gradienten durch den Reibungseinfluss. Ein besonders stark negatives Gebiet befindet sich über Finnland und Russland, wo im klimatologischen Mittel ein Absterben der synoptischen Wettersysteme zu beobachten ist.

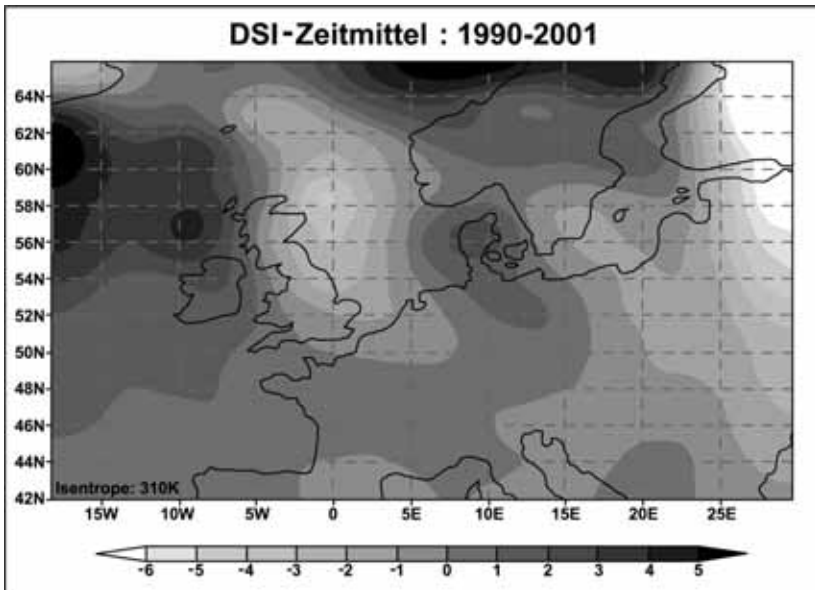


Abb. 3: Zeitmittel des DSI: 1990-2001

Um den Zustandsindex mit den klassischen meteorologischen Parametern wie Temperatur und Niederschlag vergleichen zu können wird eine klassenbezogene Korrelation durchgeführt (Brand 2002). Die Klasseneinteilung bezieht sich dabei auf die Werte des DSI, wobei für jede Klasse der Mittelwert des zugeordneten Parameters berechnet wird.

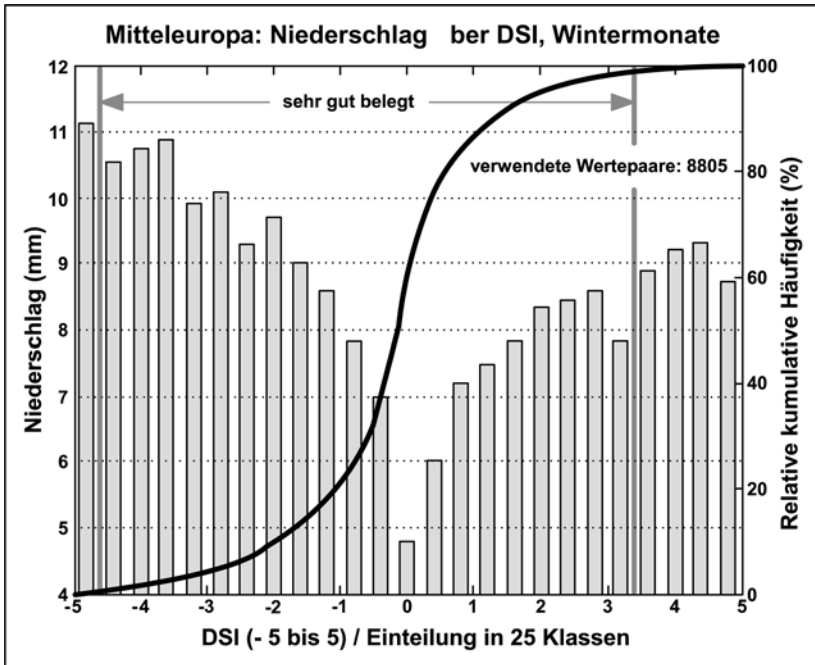


Abb. 4: Korrelation von Niederschlag und DSI

Abb. (4) zeigt so eine Korrelation für den Niederschlag über Europa in den Wintermonaten. Der Energie-Wirbel-Grundzustand ($DSI=0$) ist dabei durch ein absolutes Minimum des Niederschlages gekennzeichnet. Damit sind die dynamischen Niederschlagsprozesse offensichtlich eng mit den Advektionen der PV und den diabatischen Prozessen in der Atmosphäre verknüpft.

5. Globale Analyse

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Berechnungen des DSI auf der Basis der täglichen Werte der NCEP/NCAR Reanalysen diskutiert. Die Abb. (5) zeigt nun ein globales 50-jähriges Zeitmittel. Auffällig ist, dass es zwei Bänder von positiven Werten quer über den Äquator gibt. Diese positiven Werte liegen dort, wo die höchsten Meeresoberflächen-Temperaturen mit der stärksten Wirbelsturmaktivitt zu finden sind. Zum einen ist es das Gebiet in der Karibik und zum anderen das Gebiet des südchinesischen Warm-Pools.

Der zentrale Pazifik ist dagegen durch negative Werte des DSI gekennzeichnet, besonders über den kalten Meeresströmungen wie dem Labrador-

Strom im Atlantik und dem Oyashio im Pazifik. Des Weiteren erkennt man auch die direkte Wirkung des Himalaya-Gebirges und der Rocky Mountains. Die relativ großen Werte in der Arktis und Antarktis kennzeichnen die durch diabatische Prozesse und die Gebirge angeregten quasistationären Wellen.

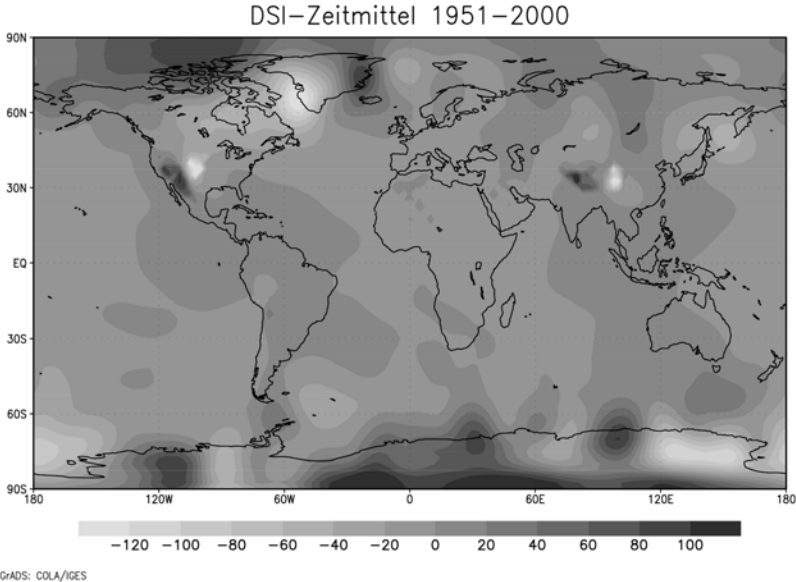


Abb. 5: Globales Zeitmittel des DSI: 1951–2000

5.1 Pazifische Dekaden-Oszillation (PDO)

In diesem Kapitel wird die dekadische Variabilität mit Hilfe des neuen Zustandsindex untersucht. Dazu wird ein trendbereinigtes Zeitintegral des DSI als ein Klimasignal betrachtet. Bei dem Zeitintegral werden die Tageswerte des globalen Flächenmittels aufaddiert, wobei der Mittelwert abgezogen wurde. Abb. (6) zeigt das aufintegrierte Zeitintegral, jeweils berechnet für die Nord- und Südhemisphäre. In den ersten 25 Jahren zeigen die Kurven einen ungefähr parallelen Verlauf. Ab Mitte der 70-er Jahre erkennt man aber anhand des DSI-Zeitintegrals eine unterschiedliche Entwicklung der Dynamik in der Nord- und Südhemisphäre. Die Kurve für die Südhemisphäre zeigt ab 1972 einen starken Abfall bis Mitte der 80-er Jahre und dann wieder einen Anstieg. In der Nordhemisphäre setzt dieser Abfall erst 10 Jahre später ein und dauert bis zum Ende des ausgewerteten Beobachtungszeitraumes an.

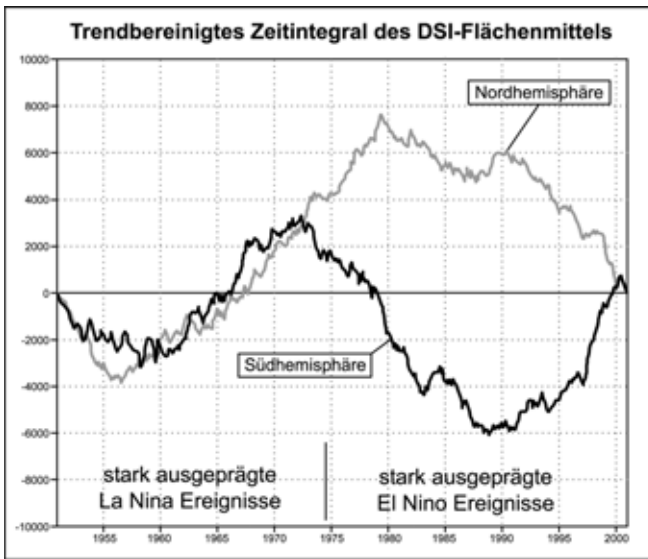


Abb. 6: Trendbereinigtes Zeitintegral

Dieses Ergebnis steht in engem Zusammenhang mit dem Regimewechsel der Pazifischen Dekaden-Oszillation (PDO) (Mantua et al. 1997) Mitte der 70-er Jahre. Die PDO ist eine langperiodische Temperatur-, Wind- und Wasserspiegelfluktuations über dem Pazifik, die ein ähnliches Anomalienmuster zeigt wie das El-Niño-Southern Oscillation Phänomen (ENSO) des tropischen Pazifik. Dabei gibt es aber zwei wesentliche Unterschiede. Die Periode beträgt 20–30 Jahre und die Anomalien sind im Gegensatz zum ENSO-Phänomen vor allem in den mittleren Breiten des Pazifiks zu beobachten. In der positiven Phase (1977–1998) ist der zentrale Pazifik kälter mit einem verstärkten Aleuten-Tief und einer Warmanomalie über dem äquatorialen Pazifik. In der negativen Phase (1940–1977) beobachtet man das entgegengesetzte Verhalten. Ein Zirkulationswechsel Mitte der 70-er Jahre ist nun auch über der Antarktis zu beobachten. Dieser Regimewechsel lässt sich in beeindruckender Weise mit Hilfe des Zustandsindex diagnostizieren.

Die Abb. (7) zeigt die dekadischen Anomalien des DSI für die Südhemisphäre. In den ersten beiden Jahrzehnten erkennt man einen Dipol mit positiven Werten über dem Pazifik und negativen Werten über dem Atlantik. In den 70-er Jahren stellt sich die Zirkulation über der Antarktis um und in den letzten beiden Jahrzehnten erhält man einen umgeklappten Dipol mit negativen Werten über dem Pazifik und positiven Werten über dem Atlantik.

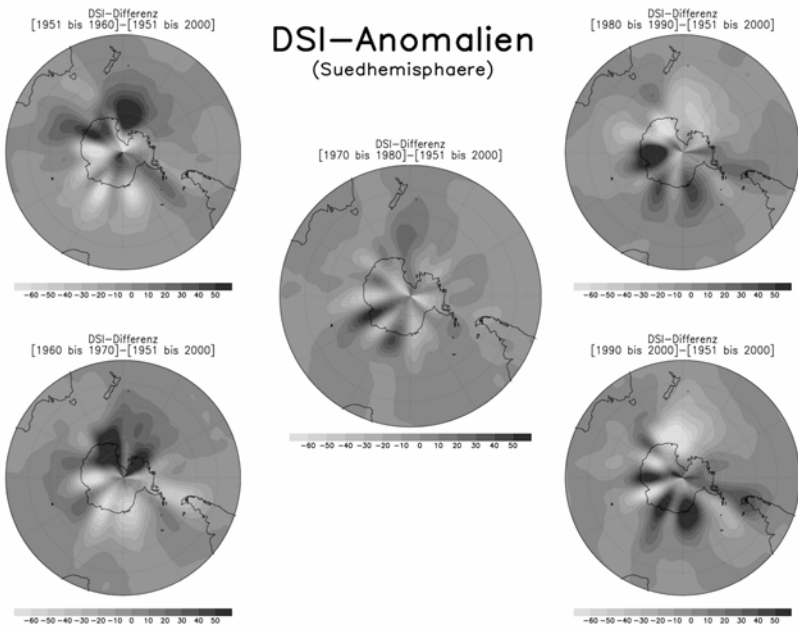


Abb. 7: DSI-Anomalien in der Südhemisphäre

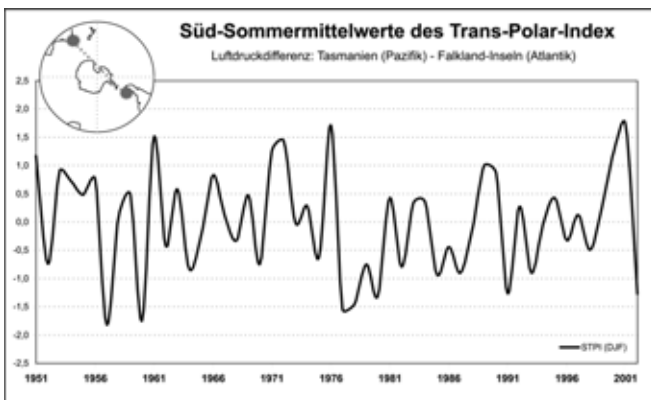


Abb. 8: Zeitreihe des Transpolar Index (TPI)

Ein ähnliches Verhalten, wenn auch nicht so prägnant, zeigt auch der Trans-Polar-Index (TPI). Dieser von Pittcock (1980) vorgeschlagene klassische In-

dex (Abb. 8) kennzeichnet die normalisierte Luftdruckdifferenz zwischen Tasmanien im Südpazifik und den Falkland-Inseln im Südatlantik. Der Index ist ein Maß für die Exzentrizität des Polarwirbels, das den Grad der Verschiebung der Welle Eins über den Südpol hinweg charakterisiert.

Betrachtet man die Zeitreihe der Südsommermittelwerte dieses Index, so erkennt man vor allem in den 60-er bis Mitte der 70-er Jahre positive Werte. In dieser Zeit war der Polarwirbel zum Atlantik hin verschoben. Im Pazifik war es dabei relativ warm mit vielen blockierenden Hochdruckgebieten. Mitte der 70-er Jahre erkennt man dann einen abrupten Übergang zu negativen Werten, die bis in die 80-er und 90-er Jahre anhalten. In diesen Jahren war der Polarwirbel zur pazifischen Seite hin verschoben mit zyklonalen und kalten Bedingungen über dem Pazifik. Dieser Regimewechsel ist in den DSI-Anomalien aber viel deutlicher zu sehen und deutet auf eine globale multidekadische Oszillation des Klimasystems Atmosphäre-Ozean hin.

5.2 ENSO-Phänomen im tropischen Pazifik

Das El-Nino-Southern Oscillation Phänomen (ENSO) zeigt nun ebenfalls Variationen auf der dekadischen Zeitskala. Diese Variationen sind mit Hilfe des DSI besonders deutlich zu erkennen. Betrachtet man das trendbereinigte Zeitintegral des DSI, so sind die ersten 25 Jahre durch häufig auftretende La-Nina-Kaltereignisse und die letzten 25 Jahre durch zahlreiche und zum Teil starke El-Nino-Warmereignisse gekennzeichnet. Diese Variationen werden deutlich, wenn wir direkt die Zeitreihe des DSI im pazifischen Raum betrachten (Abb. 9). Die Zeitreihe zeigt sowohl die dekadischen Variationen als auch die bekannten zwischenjährigen ENSO-Ereignisse. Generell sind positive Werte des DSI mit La-Nina-Kaltereignissen und negative Werte mit El-Nino-Warmereignissen verbunden. Besonders negativ ausgeprägt sind die beiden starken El-Nino-Ereignisse der Jahre 1983 und 1997/89. Besonders deutlich ist der Übergang Mitte der 70-er Jahre von den zahlreichen La-Nina-Ereignissen zu den zahlreichen El-Nino-Ereignissen zu sehen. Betrachtet man dagegen die Variabilität des ENSO-Phänomens der letzten 50 Jahre mit den klassischen Indizes, wie etwa dem SOI-Index, der die normalisierte Luftdruckdifferenz zwischen Darwin und Tahiti kennzeichnet oder dem NINO-3 Index, der die SST-Anomalien beschreibt (Abb. 10), so ist diese dekadische Variabilität nicht sehr deutlich zu sehen.

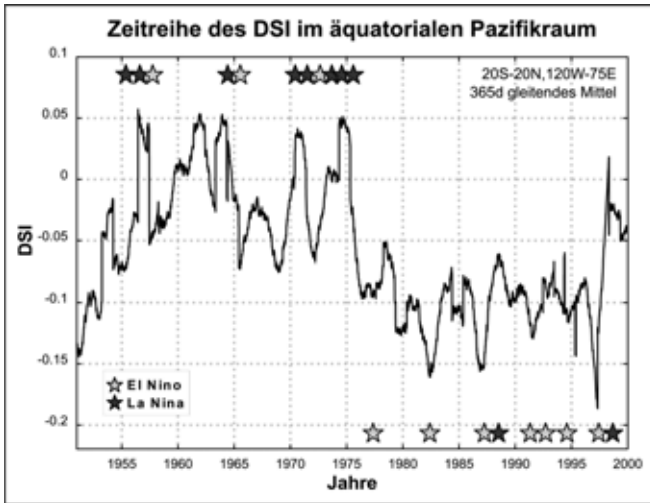


Abb. 9: DSI im äquatorialen Pazifik

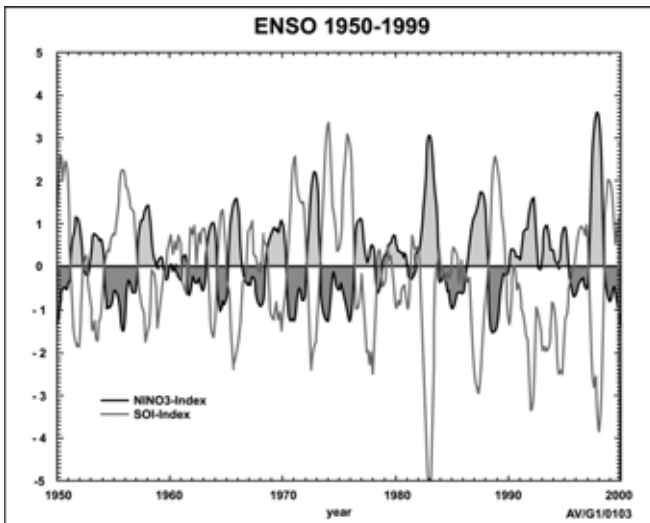


Abb. 10: SOI-Index und NINO3-Index

Besonders prägnant erkennt man die dekadische Variation des ENSO-Phänomens, wenn man die Zeitreihe des DSI mit einem Zeitversatz von 3 Jahren ge-

gen sich selbst aufträgt. So eine Phasenraum-Darstellung ist in Abb. (11) zu sehen. Danach scheint das bekannte oszillatorische ENSO-Phänomen mit einer zwischenjährigen Periode von etwa 3 Jahren auf der größeren dekadischen Zeitskala zwischen zwei diskreten Zuständen zu schwingen. Die La-Nina-Phase ist dabei durch eine größere Varianz als die El-Nino-Phase gekennzeichnet. Bemerkenswert ist, dass zum Jahrhundertwechsel wieder ein Übergang zu dem Zustand mit der größeren Anzahl von La-Nina-Kaltereignissen stattfindet. Entsprechend liegen Anfangspunkt und Endpunkt in dem Phasenraumdiagramm des DSI wieder dicht beieinander.

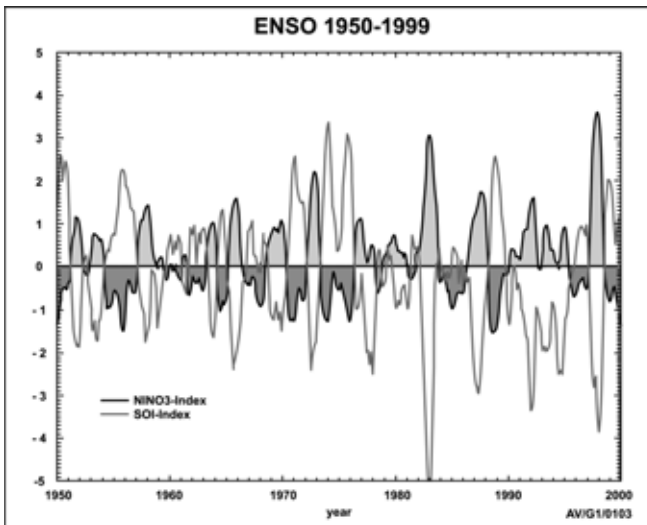


Abb. 11: Phasenraum-Darstellung des DSI

Einen sehr ähnlichen Regimewechsel finden wir auch Ende der 90-er Jahre bei der Pazifischen Dekaden-Oszillation, mit einem entsprechenden Übergang zu der negativen Phase. Ein weiteres Anzeichen eines globalen Zirkulationswechsels zeigt sich auch in dem vermehrten Auftreten von großen Stratosphärenenerwärmungen (major warmings) seit Ende der 90-er Jahre auf der Nordhemisphäre. Erwähnt sei in diesem Zusammenhang auch der ungewöhnliche Zusammenbruch des südhemisphärischen Polarwirbels im Jahr 2002. Dies deutet insgesamt auf eine globale multidekadische Oszillation des Klimasystems Atmosphäre-Ozean hin.

6. Zusammenfassung

Die Erforschung des Klimasystems und seiner Wechselwirkungen mit den vielfältigen Eingriffen des Menschen ist eine komplexe Aufgabe höchster Priorität, die einerseits wichtige synergetische Ansätze und zum anderen auch die Information reduzierende Methoden nutzen muss. Mit dem DSI steht ein universeller und auf physikalischen Prinzipien begründeter Index zur Verfügung, der lokal an jedem Ort der Atmosphäre sowohl die kürzeren synoptischen Variationen, als auch die längerfristigen diabatischen Prozesse auf der dekadischen Zeitskala beschreiben kann. Die synergetischen Effekte ergeben sich aus der gleichzeitigen quantitativen Betrachtung des energetischen, wirbel-dynamischen und thermodynamischen Zustandes der Atmosphäre. Die informationsreduzierende Kraft ergibt sich aus der Tatsache, dass nur Abweichungen von einem Grundzustand der Atmosphäre betrachtet werden. Dieser Grundzustand ist eine exakte nichtlineare Lösung, die analytisch angebar ist und eine Verallgemeinerung des geostrophischen Gleichgewichtes darstellt. Der Index basiert damit nicht auf einer Abweichung von einem Mittelwert im Sinne einer Reynold'schen Mittelung, sondern im Sinne einer asymptotischen Störungstheorie auf einer Abweichung von einem physikalischen Grundzustand.

Mit dem DSI rücken automatisch die instationären und diabatischen Prozesse des Klimasystems in den Vordergrund der Beschreibung. Die gute Korrelation des DSI mit dem Niederschlag zeigt beispielsweise, dass ähnliche dynamische Prozesse auch die Auslösung des Niederschlages steuern. Andererseits ist der DSI eine sensible Größe, mit der beispielsweise die dekadischen Variationen des ENSO-Phänomens gut beschrieben werden können. Insbesondere lässt sich auf der Südhemisphäre mit dem Index eine direkte Wechselwirkung zwischen dem tropischen Pazifik und der Zirkulation in der Antarktis feststellen. Dies wird in der globalen Analyse des DSI wesentlich deutlicher als mit Hilfe der traditionellen Indizes, die regional auf normalisierten Druckdifferenzen basieren. Dieses Ergebnis wird nicht zuletzt durch die nun vorhandene Möglichkeit der Analyse des atmosphärischen Teils des Klimasystems durch einen einzigen Index erreicht. In einer vergleichbaren Weise kann auch ein dynamischer Zustandsindex für die ozeanische Komponente des Klimasystems eingeführt werden. In einem inkompressiblen Medium muss dabei die potentielle Temperatur durch die Dichte des Ozeans ersetzt werden, wobei die Ertel'sche PV ebenfalls mit der Dichte des Ozeans formuliert werden muss. Die Auswertung erfolgt dabei analog auf den isopyknen Flächen. Dies zeigt noch einmal die große Anwendungsbreite und

Kompatibilität der von Ertel entdeckten Erhaltungsgröße für die Erforschung des Klimasystems.

Literatur

- Brand, S. (2002). Ein dynamischer Wetter- und Klima-Zustandsindex auf der Grundlage der Energie-Wirbel-Theorie. *Diplomarbeit*, Freie Universität Berlin, 161p
- Ertel, H. (1942). Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Meteor. Z.*, 59, 271–281.
- Kurgansky, M. V. und Pisenchenko, I. A. (2000). Modified Ertel's potential vorticity as a climate variable. *J. Atmos. Sci.*, 57, 822–835.
- Hurrell, J. W. (2001). The North Atlantic Oscillation. *Science*, 291, 603–605.
- Lorenz, E. (1955). Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus*, 7, 157–167.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J.M. und Francis, R.C. (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Met. Soc.*, 78, 1069–1079.
- Névir, P. (1998). Die Nambu-Felddarstellungen der Hydro-Thermodynamik und ihre Bedeutung für die dynamische Meteorologie. *Habilitationsschrift*, Freie Universität Berlin, 317p.
- Névir, P., und Blender, R. (1993). A Nambu representation of incompressible hydrodynamics using helicity and enstrophy. *J. Phys. A*, 26, L1189–L1193.
- Pittock, A. B. (1980). Patterns of climate variation in Argentina and Chile. I. Precipitation, 1931–1960. *Mon. Weather Rev.*, 108, 1347–1361.