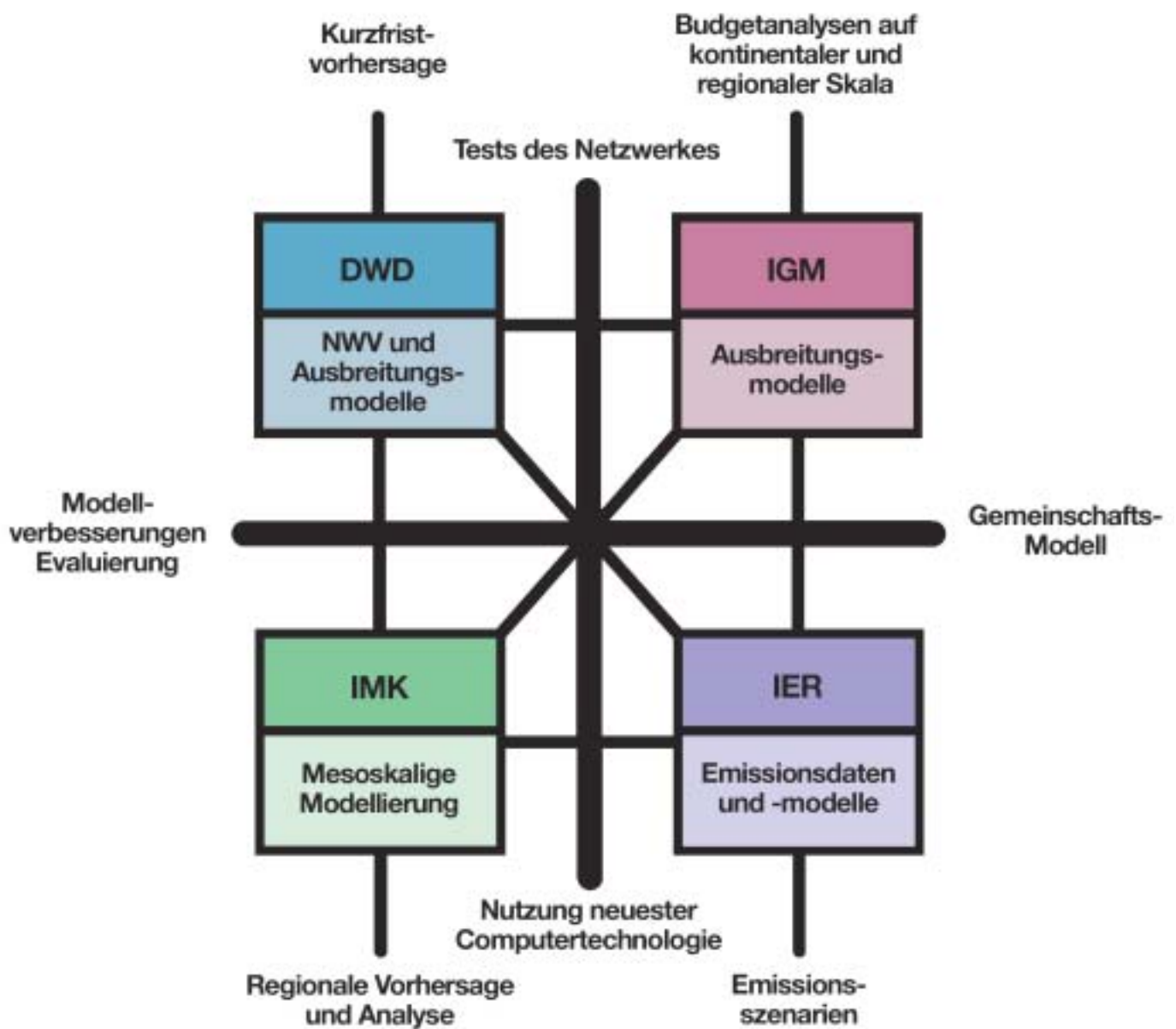




# Photosmog II



TFS-Modellnetzwerk

# Zusammenhänge zwischen Meeresspiegel-Schwankungen des Kaspischen Meeres und Temperaturvariationen des tropischen Pazifiks

## 1 Einleitung

Das Kaspische Meer liegt in einer kontinentalen Senke mit einem Meeresspiegel von ca. 27 m unterhalb des mittleren Meeresspiegels. Es hat eine Größe von ca. 400 000 km<sup>2</sup>. Der Meeresspiegel reagiert sehr empfindlich auf klimatologische Veränderungen und weist während des 20. Jahrhunderts starke Schwankungen auf (Abb. 1). Diese Meeresspiegel-Schwankungen beeinflussen in diesem Gebiet viele ökonomische und soziale Bereiche des Lebens (Dumont 1995). Die Probleme wurden in den 1930ern deutlich, als der Meeresspiegel innerhalb von sieben Jahren um 1,7 m sank. Das Klima im Einflußgebiet des Kaspischen Meeres war in diesen Jahren besonders trocken und die Flüsse führten wenig Wasser. Wegen der geringen Wassertiefe im nördlichen Kaspischen Meer reduzierte sich die Oberfläche des Meeres um 6 %. In den folgenden Jahren bis 1977 sank der Meeresspiegel um weitere 1,2 m.

Man war davon überzeugt, daß die Absenkung des Meeresspiegels durch Wasserentnahme für Bewässerungen verursacht worden war und daß sich der alte Pegel nicht von selbst wieder einstellen würde. Daher wurden Überlegungen angestellt, wie man den alten Zustand wieder herstellen könnte, z.B. durch eine Umleitung der nach Norden fließenden Flüsse. Von den vielen Projekten wurde jedoch nur eines verwirklicht, nämlich die Abdeichung des Kara-Bogaz-Gol, einer tiefreichenden Bucht im östlichen Kaspischen Meer, in der große Mengen von Wasser verdunsten. Diese Arbeiten wurden 1980 abgeschlossen.

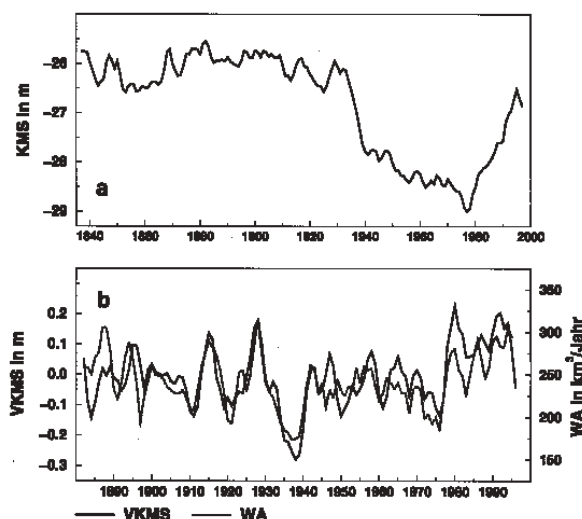


Abb. 1: a) Jahresmittel des Kaspischen Meeresspiegels (KMS) für die Periode 1837-1997; b) Jahresmittel der Variation des Kaspischen Meeresspiegel (VKMS, ausgezogene Linien) und Abflüsse der Wolga (WA, Glättung durch laufende Mittelung über 3 Jahre, gepunktete Linie). Daten von Polonskii und Gorelits (1997) und Golitsyn und Panin (1989).

Zu diesem Zeitpunkt stieg der Meeresspiegel bereits stetig an und man entschloß sich, den Damm wieder zu sprengen. Bis zum Sommer 1995 stieg der Meeresspiegel stetig weiter um 2,5 m über den Wert von 1977. Er erreichte damit aber noch nicht die Werte von vor 1930. Seit 1995 blieb der Pegel relativ stabil. Die Überwachung des Meeresspiegels erfolgt heute nicht nur mit Hilfe der Pegel in den Häfen sondern auch durch die TOPEX-POSEIDON Satelliten Beobachtungen (Cazenave et al. 1997).

Wissenschaftler beschäftigen sich schon seit langem mit der Erforschung der Ursachen für die Meeresspiegelschwankungen. Einen ausführlichen Überblick darüber gibt Rodionov (1994). Die für den Meeresspiegel verantwortlichen hydrologischen Komponenten sind die Zuflüsse der großen Ströme, insbesondere der Wolga (80 %) und die Verdunstung über dem Meer. Weitere Komponenten sind der Niederschlag über dem Meer, der Abfluß in den Kara-Bogaz-Gol, wo das Wasser anschließend verdunstet, und unterirdische Wasserflüsse. Die Summe der einzelnen Komponenten kompensiert sich nur im langzeitlichen Mittel. Es gibt daher einen Jahresgang des Meeresspiegels mit 10-20 cm höheren Pegeln im Sommer als im Winter. Die starken Störungen der Bilanzen in den 1930ern und nach 1977 hängen mit Änderungen der atmosphärischen Zirkulation zusammen, die zu verringerten Niederschlägen im Einflußgebiet des Kaspischen Meeres in den 1930ern und erhöhten Niederschlägen nach 1977 führten. Auch Veränderungen der Verdunstung über dem Kaspischen Meer trugen zu den Meeresspiegelschwankungen bei. In der gegenwärtigen Studie soll untersucht werden, inwieweit ozeanische Temperaturanomalien für die anomalen atmosphärischen Zirkulationen im Einflußbereich des Kaspischen Meeres verantwortlich sind, und wie weit atmosphärische Modelle in der Lage sind, solche Variationen zu simulieren.

Erste Versuche, atmosphärische Modelle bei der Untersuchung des Kaspischen Meeres einzubeziehen, wurden von Golitsyn et al. (1995) und Meleshko (1998) im Rahmen von AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) durchgeführt. Die Zeitspanne von 10 Jahren, die bei AMIP bearbeitet wurde, reicht für viele Aspekte nicht aus. Deshalb konzentriert sich diese Studie auf Zeitspannen von 40 bis 90 Jahre.

## 2 Simulationen mit dem Modell

Im Rahmen dieser Untersuchung wurden Simulationen mit dem atmosphärischen Modell ECHAM4 (Roeckner et al. 1996) des Max-Planck-Institutes für Meteorologie in Hamburg durchgeführt. Das Modell wurde mit beobachteten Meeresoberflächentemperaturen (SST = sea surface temperature), einschließlich Seeisgrenzen, angetrieben (Rayner et al. 1996). Dabei wurden Änderungen der Zusammensetzung

der Atmosphäre bezüglich der Treibhausgase berücksichtigt. Es wurden 4 Läufe für die Periode 1903-1994 und 2 weitere Läufe für die Periode 1951-1994 durchgeführt. Diese Läufe unterscheiden sich nur in ihren Anfangsfeldern, die zufällig aus einem Katalog gewählt wurden. Das Modell lief mit einer horizontalen Auflösung T42 (Gitternetz von ca. 2,8°). Bei dieser Auflösung wird das Kaspische Meer durch 6 Gitterpunkte und das Wolga-Einflußgebiet durch 31 Gitterpunkte repräsentiert.

Man kann davon ausgehen, daß die SST-Variabilität des Kaspischen Meeres einen großen Einfluß auf die Verdunstung des Meeres und damit auch auf dessen Meeresspiegel hat. Dieser Aspekt kann bei dieser Untersuchung nicht berücksichtigt werden, da lange Zeitreihen der SST vom Kaspischen Meer nicht zur Verfügung stehen. Daher wird mit diesen Simulationen nur der Einfluß der ozeanischen Temperaturen auf den Abfluß der Wolga untersucht, was aber weniger gravierend zu sein scheint, da Variationen des Meeresspiegels (VKMS) mit den Variationen des Wolga-Abflusses (WA) zu 82 % korreliert sind, wie Abb. 1b veranschaulicht.

In den Simulationen wird der WA aus der Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung im Einflußbereich der Wolga berechnet. Um Schwierigkeiten, die durch die Verzögerung zwischen Niederschlagsereignissen und dem Abfluß an der Mündung entstehen, zu vermeiden, werden nur Jahresmittelwerte betrachtet. Die Wahl der Monate für ein Jahresmittel wird weiter unten kurz angesprochen.

### 3 Zusammenhänge mit ozeanischen Temperaturanomalien

Mögliche Zusammenhänge zwischen den atmosphärischen Vorgängen im Gebiet des Kaspischen Meeres und den SST-Anomalien werden in Abb. 2 mit Hilfe von Korrelationsanalysen untersucht. In Abb. 2a werden die VKMS vom laufenden zum folgenden Jahr mit den SSTs (Januar bis Dezember Mittel) korreliert. Höchste Werte findet man im tropischen Pazifik, die am Äquator 0,5 überschreiten. Diese Werte sind statistisch signifikant, da der Grenzwert schon bei 0.2 (95 % Niveau) erreicht wird. Positive Werte bedeuten, daß bei warmen Temperaturen der KMS ansteigt. Das Gebiet 120°W-160°W, 15°S-15°N weist die höchsten Korrelationen aus und wird im weiteren als Referenzgebiet benutzt. Andere statistisch signifikante Werte findet man über dem indischen, dem nordpazifischen und dem nordatlantischen Ozean.

Das Verteilungsmuster der Korrelationen über dem Nordatlantik ähnelt den SST-Anomalien, die mit der nordatlantischen Oszillation (NAO) in Verbindung gebracht werden (Grötzner et al., 1998). Auch Rodionov (1994) sieht in der NAO eine wichtige Ursache für die VKMS.

Abb. 2b zeigt Korrelationen zwischen dem beobachteten WA (Daten von Polonskii und Gorelits 1997) und den SSTs. Es ergibt sich eine ähnliche geographische Verteilung wie in Abb. 2a, jedoch mit schwächeren Werten. Hierbei werden unterschiedliche Jahresmittel-Definitionen benutzt, für den WA

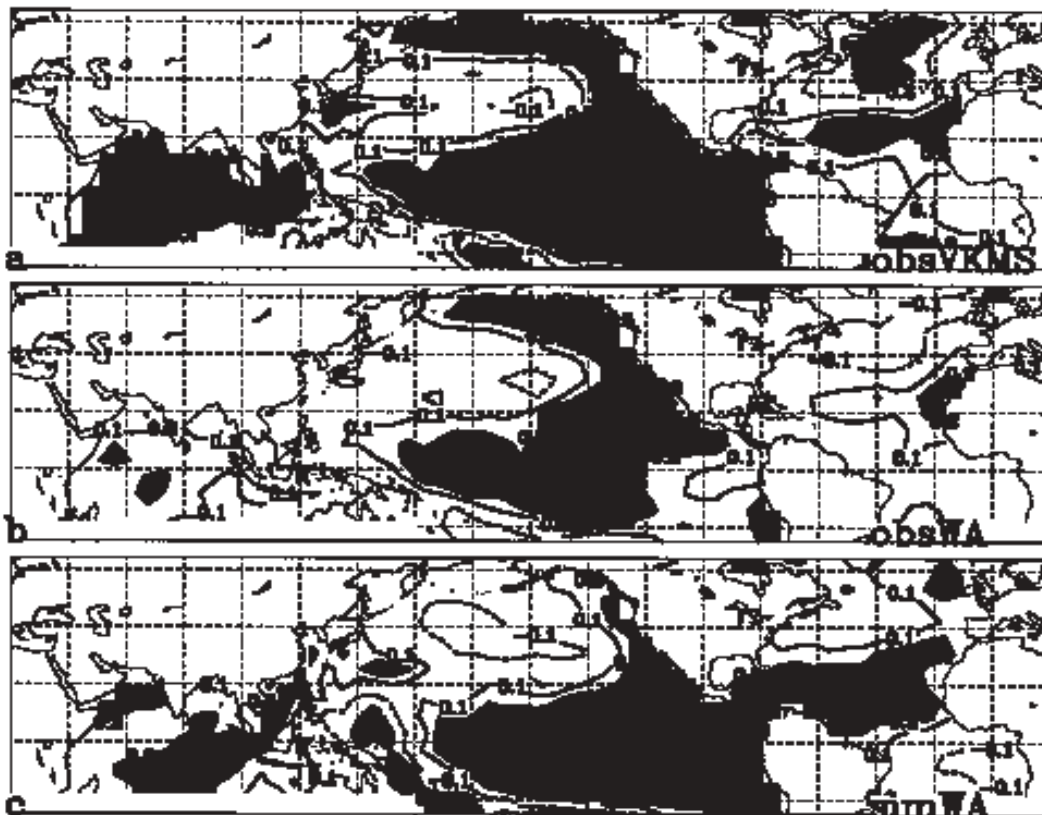


Abb. 2: Korrelationen zwischen a) der Variation des Kaspischen Meeresspiegels (VKMS, Mittel des folgenden - laufenden Jahres) und den ozeanischen Oberflächentemperaturen (SST, Mittel: Jan.-Dez. des laufenden Jahres), b) dem beobachteten Wolga-Abfluß (WA, Mittel: Jan.-Dez. des folgenden Jahres) und den SSTs (Mittel: Juli-Juni), c) wie b) aber für die Simulationen (WA = Niederschlag - Verdunstung, Mittel: Sept.-August). Statistisch signifikante Werte (95 % Niveau) sind schraffiert.

ein Januar-Dezember und für die SST ein Juli-Juni Mittel. Das SST Mittel liegt also ein halbes Jahr vor dem WA Mittel. Die Begründung für die zeitliche Versetzung der Mittelungsperiode wird im nächsten Kapitel diskutiert.

Das der Abb. 2b entsprechende Bild für Modellsimulationen zeigt Abb. 2c. Der jährliche WA wird hier als Niederschlag minus Verdunstung über dem Wolgagebiet für die Periode September bis August definiert. Die Werte von vier Simulationen sind gemittelt, wodurch zufällige Schwankungen unterdrückt und Einflüsse von SST-Anomalien verstärkt wurden, was die höheren Korrelationswerte verständlich macht. Entsprechende Verteilungen bei Nutzung einzelner Simulationen ergeben ähnliche Verteilungen aber mit Werten, die unter denen für den beobachtete WA liegen.

Die SST-Variationen im tropischen Pazifik sind eng an das El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Phänomen gekoppelt, das mit einer Periode von 2 bis 7 Jahren auftritt und globale Einwirkungen auf viele Aspekte der atmosphärischen Zirkulation hat (Ropelewski und Halpert 1987). In einem typischen El Niño-Jahr breitet sich im Frühling (März-Mai) eine Warmwasseranomalie von der südamerikanischen Küste zum Zentralpazifik aus, die dann die größte Ausbreitung im folgenden Winter aufweist (Rasmusson und Carpenter 1982). Aus diesem Grund wurden auch bei den hier durchgeführten Korrelationen Jahresmittel der SST für die Zeit vom laufenden zum darauf folgenden Sommer durchgeführt.

#### 4 Optimale Perioden für Jahresmittel

In den vorherigen Abschnitten wurde häufiger darauf hingewiesen, daß unterschiedliche Monate für Jahresmittelwerte genutzt werden. Dieses ergibt sich einmal aus der Definition eines ENSO Jahres und zum anderen aus der Überlegung, daß es zwischen verschiedenen Ereignissen physikalisch begründete Zeitverschiebungen geben kann. Z.B. sollte für einen Vergleich zwischen Niederschlag und Abfluß eine Mittelung des Niederschlages von einem Sommer zum nächsten Sommer erfolgen, damit der Schneefall im Herbst und die Schneeschmelze im Frühjahr in dasselbe Jahresmittel fallen. Um die für diese Untersuchung optimalen Jahresdefinitionen zu finden, haben wir Korrelationen zwischen der mittleren SST im tropischen Pazifik (siehe oben) und den verschiedenen Größen im Kaspischen Raum berechnet. Dabei wurden die Jahresmittelperioden um alle möglichen Monate und auch die Zeitverschiebungen zwischen den Zeitreihen in Monatsschritten variiert.

Die Korrelation zwischen dem Niederschlag über der Wolgaregion und der SST im tropischen Pazifik ergab die höchsten Werte, wenn die SST für Mai bis April und der Niederschlag mit 4 Monaten zeitlicher Versetzung gemittelt wurden, d.h. September bis August. Beim WA ergaben sich höchste Werte bei gleicher Mittelung für die SST und einer Versetzung von 8 Monaten für den Abfluß. Bei einer Mittelung für die SST von September bis August beträgt die optimale Verzögerung für den Abfluß nur 5 - 7 Monate, d.h. daß der WA am besten für das Kalenderjahr Januar bis Dezember gemittelt wird. Die

auf tretenden Maxima bei diesen Korrelationsberechnungen sind sehr flach und daher ist die Wahl der Monate für ein Jahresmittel nicht kritisch. Hinzu kamen noch praktische Erwägungen, wie die Verfügbarkeit von Daten und der Wunsch, die Anzahl der benutzten Mittelungsintervalle klein zu halten.

#### 5 Interdekadische Variationen

Die Vermutung liegt nahe, daß die NAO einen großen Einfluß auf die Variabilität des Niederschlages im Wolgagebiet hat, da die NAO ein Maß für die Westströmung über Europa ist. Rodwell et al. (1999) und Latif et al. (1999) konnten zeigen, daß die SSTs in dekadischen Skalen die Variabilität der NAO beeinflussen kann, während man bei kürzeren Zeitskalen davon ausgeht, daß die atmosphärische Variabilität den dominierenden Einfluß auf die SST hat. Benutzt man z. B. bei Korrelationsberechnungen, wie sie für die Abb. 2 durchgeführt wurden, einen Bandpaßfilter, der nur Perioden mit 10 bis 25 Jahren passieren läßt, dann erhöhen sich die Korrelationskoeffizienten über dem nördlichen Atlantik tatsächlich von etwa 0,3 auf 0,4, stellenweise sogar um einen Faktor von 2, andere ozeanische Gebiete weisen dagegen keine systematischen Erhöhungen aufweisen. Die Korrelationskoeffizienten im Nordatlantik erreichen dabei gerade Werte von 0,50, die für eine statistische Signifikanz von 95 % notwendig sind. Auch Rodionov (1994) diskutiert die Möglichkeit eines Einflusses der NAO auf die Schwankungen des Kaspischen Meeresspiegels. Jedoch haben wir keine Variationen in der NAO gefunden, die nur im entferntesten den beiden dominierenden Änderungen des Kaspischen Meeresspiegels in den 1930ern und nach 1977 entsprechen.

Oben wurde bereits ein Zusammenhang zwischen den Änderungen des Kaspischen Meeresspiegels und den SST-Anomalien des tropischen Pazifiks in interannualen Zeitskalen aufgezeigt. Im folgenden soll untersucht werden, ob solch ein Zusammenhang auch für dekadische Zeitskalen zu finden ist. Als Maß für die Variabilität im tropischen Pazifik wird jetzt aber nicht deren Temperatur, sondern der Southern Oscillation Index (SOI, Daten von Ropelewski und Jones 1987) benutzt, der sich aus dem Luftdruckgegensatz zwischen Tahiti (12°S, 150°W) und Darwin (12°S, 131°E) errechnet. Der Grund hierfür liegt in der Vermutung, daß lange Zeitreihen von Druckmessungen an Land weniger fehlerbehaftet sind als unregelmäßige Temperaturmessungen über dem Meer.

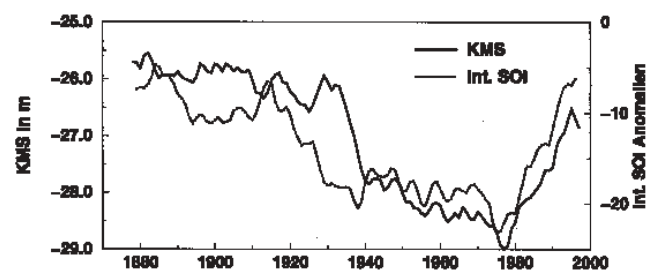


Abb. 3: Zeitserie des Kaspischen Meeresspiegels (KMS, ausgezogene Linie) und der zeitlich integrierte SOI-Anomalien (Dezember bis Februar Werte, laufende Mittelung über 3 Jahre, gepunktete Linie).



SOI-Anomaliewerte für den Nordwinter werden zeitlich integriert und dann in Abb. 3 mit den VKMS verglichen. Beide Kurven zeigen nahezu konstante Werte vor 1920 und zwischen 1940 und 1980 sowie starke Änderungen in den übrigen Zeiten. Die Übereinstimmung ist nicht perfekt aber gut genug, um einen Zusammenhang zwischen der VKMS und den SST-Anomalien des tropischen Pazifiks in interdekadischen Zeitskalen zu vermuten.

Die Zunahme nach 1977 kann mit einer stetigen Zunahme der SST im Pazifik in Verbindung gebracht werden. Zu der Zeit der starken Abnahme des Meeresspiegels im Kaspischen Meer kann man aber keine Temperaturanomalien im tropischen Pazifik in der dekadischen Skala finden. Diese Periode ist vielmehr von einer langen Reihe von Jahren ohne El Niño (warme) Ereignisse geprägt. 1932-1939 gab es kein einziges warmes aber fünf kalte Ereignisse. Auch 1905-1910 gab es eine Reihe von kalten Ereignissen, der dann mehrere warme folgten, auch in dieser Zeit findet man entsprechende Variationen beim WA (siehe Abb. 1).

Eine Untersuchung der Modellsimulationen bezüglich der Variabilität des Niederschlages über dem Wolgaeinflußgebiet und den SOI-Anomalien in dekadischen Zeitskalen zeigt keine Ähnlichkeit mit den beobachteten Werten. Unsere Vermutung ist, daß dies durch die fehlende Wechselwirkung von der Atmosphäre auf den Ozean verursacht wird. Diese Vermutung wird durch Vergleich mit Ergebnissen mit dem gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell unterstützt. Die Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen den Ozeanen und der Atmosphäre in beiden Richtungen bildet einen Schwerpunkt der Forschung am Max-Planck-Institut für Meteorologie in den nächsten Jahren.

## Zusammenfassung

Es besteht eine robuste Verbindung zwischen der Variation des Kaspischen Meeresspiegels und den Meeresoberflächen-Temperaturanomalien des tropischen Pazifiks. Diese Verbindung konnte nicht nur für Beobachtungsdaten gezeigt werden, sondern auch anhand von Simulationen mit dem atmosphärischen Modell des Max-Planck-Institutes, das mit beobachteten Meeresoberflächen-Temperaturen angetrieben wurde. Letzteres jedoch nur für Zeitskalen von 2 bis 7 Jahren. Der Zusammenhang für längere Zeitskalen wurde mit Hilfe von zeitlich integrierten Anomalien des Southern Oscillation Indexes (SOI) demonstriert, jedoch nur für beobachtete Daten. Hier scheint die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre in beiden Richtungen von Bedeutung zu sein, die bei den benutzten Simulationen unterdrückt wurde und nur in gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modellen berücksichtigt werden kann.

Eine Verbindung zwischen der Nordatlantischen Oszillation (NAO) und der Variation des Kaspischen Meeresspiegels liegt zwar nahe, und es gab viele Anzeichen für einen solchen Zusammenhang, aber ein statistisch gesicherter Nachweis konnte nicht erbracht werden.

## Literatur:

- CAZENAVE, A., K. BONNEFOND, K. DOMINH, P. SCHAEFFER, 1997: Caspian sea level from Topex- Poseidon altimetry: Level now falling. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 881-884.
- DUMONT, H., 1995: Ecocide in the Caspian Sea. *Nature*, **377**, 673-674.
- GOLITSYN, G.S., 1995: The Caspian Sea level as a problem of diagnosis and prognosis of the regional climate change. *Izvestiya, Atmos. Oceanic Phys.*, **31**, 366-372.
- GOLITSYN, G.S., G.N. PANIN, 1989: The water balance and modern variations of the level of the Caspian Sea. *Soviet Meteorol. Hydrol.*, **1**, 46-52.
- GOLITSYN, G.S. et al., 1995: GCM simulation of water balance over Caspian sea and its watershed. *Proceedings of The First International AMIP Scientific Conference, Monterey, California, USA, 15-19 May 1995, WMO/TD-No.732*, 113-118.
- GRÖTZNER, A., M. LATIF, T. P. BARNETT, 1998: A decadal climate cycle in the North Atlantic Ocean as simulated by the ECHO coupled GCM. *J. Climate*, **11**, 831-847.
- LATIF, M., K. ARPE, E. ROECKNER, 1999: Oceanic control of decadal north Atlantic sea level pressure variability in Winter. *Zur Veröffentlichung eingereicht.*
- MELESHKO, V.P. et al., 1998: Calculation of water balance components over the Caspian Sea watershed with a set of atmospheric general circulation models. *Izvestiya, Atmos. Oceanic Phys.*, **34**, 534-542 (in russisch).
- POLONSKII, V.F., O. V. GORELITS, 1997: Water runoff and its distribution in the delta of the Volga river. *Russian Meteorol. Hydrol.*, **4**, 84-95 (in russisch).
- RASMUSSEN, E.M., 1991: Observational aspects of ENSO cycle teleconnections. In Glantz, M.H., Katz, R.W. und Nicholls, N. (eds.), *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*. (Cambridge: Cambridge University Press, 309-343).
- RASMUSSEN, E.M., T. H. CARPENTER, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-84.
- RAYNER, N.A., E. B. HEARTEN, D. E. PARKER, C. K. FOLLAND, R. B. HACKED, 1996: Version 2.2 of the global sea-ice and sea surface temperature data set, 1903-1994. (Climate Research Technical Note CRTN74, Bracknell/UK).
- RODIONOV, S.N., 1994: Global and regional climate interaction: the Caspian Sea experience. (Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands).
- RODWELL, M.J., D. P. ROWELL, C. K. FOLLAND, 1999: Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, **398**, 320-323.
- ROECKNER, E. et al., 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate (Report No. 218, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg).
- ROPELEWSKI, C.F., P.D. JONES, 1987: An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*, **115**, 2161-2165.
- ROPELEWSKI, C.F., M. S. HALPERT, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Mon. Wea. Rev.* **115**, 1606-1626.

K. Arpe\*, L. Bengtsson\*, G.S. Golitsyn †, I.I. Mokhov †, V.A. Semenov † und P.V. Sporyshev ‡

\* Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstraße 55, 20146 Hamburg

† Obukhov Institut für atmosphärische Physik, 3 Pyzhevsky, 109017 Moskau, Rußland

‡ Voeykov geophysikalisches Observatorium, 7 Karbysheva, 194021 St. Petersburg, Rußland