

Die Eisarten der Ostsee in ihrer geographischen Bedingtheit*

Von J. Blüthgen **

Zusammenfassung: Die topographischen, bathymetrischen, hydrographischen und klimatologischen Voraussetzungen der Wintereisbildung in der Ostsee werden besprochen. Es folgt eine Darstellung des Ganges der Vereisung in den einzelnen Abschnitten der Ostsee mit besonderer Berücksichtigung der dabei auftretenden Eisarten. Die Unterschiede zu den polaren Eismeerern werden hervorgehoben. Besonderes Gewicht wird auf die Beteiligung des Schneefalls an der Entstehung der Eisarten gelegt, der bisher auch in den polaren Meeren kaum berücksichtigt wurde.

Summary: The topographical, bathymetrical, hydrographical, and climatological conditions for the forming of winter ice in the Baltic are dealt with, followed by a description of the process of winter ice forming within the different parts of the Baltic. Special stress is laid on the different ice types occurring. Divergences between the Baltic and Polar Seas are considered. Strong emphasis is placed upon the part that snowfall plays in the formation of the different ice types. This has hardly been taken into account in the Polar Seas either.

Ein wechselnd großer Teil der Ostsee friert allwinterlich zu und stört damit den Schiffsverkehr beträchtlich. In strengen Wintern ist auch der größte Teil der südlichen Ostsee und der Beltsee, des Kattegats und teilweise sogar des Skagerraks mit Eis bedeckt. Die daran beteiligten Eisarten sind ein Produkt nicht nur der Witterungsverhältnisse (Frost, Schnee, Wind), sondern ebenso der topographisch-litoralen, der bathymetrischen und der hydrographischen Bedingungen. Sie bewirken ein Vereisungsbild, das in mannigfacher Weise von dem polarerer Gewässer abweicht.

Die Tatsache, daß die Ostsee an der Oberfläche nur einen sehr geringen Salzgehalt aufweist, der im Bereich der Beltsee bei 10‰, im innersten Winkel des Finnischen Meerbusens bei 3‰ liegt und in der Bottenwiek fast auf Süßwasser zurückgeht, hat zur Folge, daß nennenswerte Behinderungen der Eisbildung durch den Salzgehalt nicht zu erwarten sind. Das ist ein gegenüber den polaren Meeren eisbegünstigender hydrographischer Umstand. Allerdings wird bei kräftigen Nordwestlagen salzreicheres Kattegatwasser durch Sund und Belte sowie über die Darßer Schwelle in die südliche Ostsee gedrückt, wo es jedoch im wesentlichen nur das sauerstoffarme salzreichere Tiefenwasser der Arkona-, Bornholm- und Gotlandbecken erneuert, ohne sich an der Oberfläche stärker auswirken zu können.

Der starke Süßwasserzufluß von allen Seiten in die Ostsee führt ständig zu einer Herabdrückung des Salzgehaltes und damit zu einer Eisbegünstigung. Da der Süßwasserüberschuß der gesamten Ostsee — freilich in fortgesetzter Vermischung — im wesentlichen durch den Sund nordwärts ins Kattegat entweicht, ergibt sich dadurch für die westschwedischen Küstengewässer eine gewisse Eisbenachteiligung, die auch durch das gelegentliche Auftreten von Siggeis im Sund dokumentiert worden ist.

Auch indirekt wirkt sich die haline Schichtung in eisförderlichem Sinne aus, weil infolge des an der Vertikalzirkulation nicht teilnehmenden salzigeren Tiefenwassers im Winter nur der darüber befindliche Wasserkörper auf thermische Eisreife umgewälzt zu werden braucht.

Die witterungsmäßigen Grundvoraussetzungen der Eisbildung sind im Ostseebereich sehr differenziert, weil es sich um ein Übergangsgebiet zwischen drei Klimaeinflüssen handelt: 1. maritim ausgeglichene, aus SW herantransportierte vereisungshinderliche Luftmassen mit meist positiven Temperaturen, 2. kontinentale Kaltluft aus den skandinavischen und osteuropäischen Festlandsgebieten mit Eisbildung und Packungerscheinungen an Luvküsten bzw. Luvfesteisrändern. Ein großer Teil dieser Kaltluft entsteht über dem im

* Nach einem Vortrag, gehalten auf der IX. Intern. Polartagung, München 1973.

** Prof. Dr. Dr. h. c. Joachim Blüthgen, Inst. f. Geographie u. Länderkunde der Universität, 44 Münster (Westf.), Robert-Koch-Str. 26.

Winter seiner Breitenlage wegen stark strahlungsnegativen Nordeuropa autochthon über Schneeflächen. 3. Polare Kaltluft mit starkem Advektivfrost aus dem Raum der Barentssee bzw. den Gewässern zwischen Spitzbergen und Nordostgrönland, die zunehmend im Spätwinter und Frühjahr nicht nur neueisbildend, sondern vor allem eiserhaltend fungiert und für die relativ langsame, späte Enteisung des Bottnischen und inneren Finnischen Meerbusens verantwortlich ist. Mit ihr pflegen auch Schneefälle in maritim-arktischer Luft verbunden zu sein, die den Eisabbau unterbrechen oder zumindest verzögern. Diese Einflüsse ergeben kryogene Windrosen (Abb. 1), die eine charakteristische Verschiebung der eisförderlichen Hauptwindrichtung vom Früh- zum Spätwinter zeigen. Die angegebenen Windrosenanteile beruhen zunächst auf Schätzung nach Wetterkartendurchsicht, lassen sich aber natürlich auch quantifizieren.

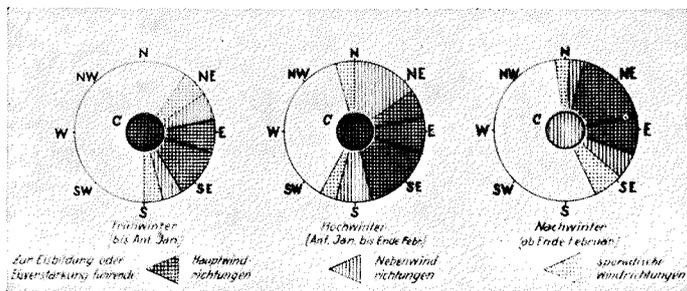


Abb. 1: Kryogene Windrosen für die südliche Ostsee im Früh-, Hoch- und Nachwinter.
 Fig. 1: Cryogenetic windroses for the southern Baltic during early, high, and late winter.

Das Temperaturgefälle vom kalten Festland zur offenen See begünstigt die Eisbildung in den nördlichen und östlichen Meerbusen der Ostsee (Abb. 2), weil dort milde maritime Luftmassen am spätesten und daher bereits stark abgekühlt eintreffen. Ferner spiegelt die Anordnung der im SW-Teil nur episodischen, sonst periodischen Eisartenverteilung das maritim-kontinentale Gefälle im Ostseeraum zwar wider, wird aber in charakteristischer Weise durch topographische Einflüsse der Küstengestaltung abgewandelt. Es zeigt zugleich die Verschiebung der Eintreffwahrscheinlichkeit maximaler Eisbildung vom Februar im Süden zum März in den nördlichen und östlichen Buchten. Das gilt für Durchschnittswinter und hindert nicht, daß sich der Abbauvorgang im Frühjahr nach strengen Wintern auch in der südlichen Ostsee bis weit in den März, ja sogar April hinziehen kann, eine Folge des in solchen Fällen stark reduzierten Speicherwärmeverrates. Das kontinental gestaltete Klima Fennoskandiens östlich der Skanden bewirkt aber andererseits im Mai bei dem langen Sonnentagesbogen eine rasche Landerwärmung, die das Eis von der Küste her aufzehrt, die sogenannte „Landlösung“ des Eises, während die polaren Kälteeinbrüche dieser Jahreszeit von der Barentssee her andererseits das Eis der offenen Seegebiete vor rascher Schmelze bewahren.

Nicht weniger wichtig für die Eisgestaltung ist aber die topographische Konfiguration der Küste in Verbindung mit den Tiefenverhältnissen. Die Schärenküste Schwedens und Finnlands hat eisgenetisch gewisse Ähnlichkeiten mit der Schärenküste Grönlands, soweit dort eine solche ausgebildet ist. Hier wie dort neigt dieser Küstentyp zu einer ruhigen winterlichen Festvereisung, nur daß in Nordeuropa die Eisberge kalbender Gletscher fehlen, die sich in Grönland in einigen Fjorden dem Wintereis beigesellen. Das Küstenfesteis Grönlands und Spitzbergens wird durch die Gezeitenspalte ständig vom Land gelöst, was im Ostseegebiet wegen des Mangels nennenswerter Gezeitendifferenzen nicht der Fall ist. Der Festeissaum der Ostsee reicht in der Regel bis zu den äußeren Schären und wird dort im Bereich des Bottnischen und Finnischen Meerbusens, in stren-

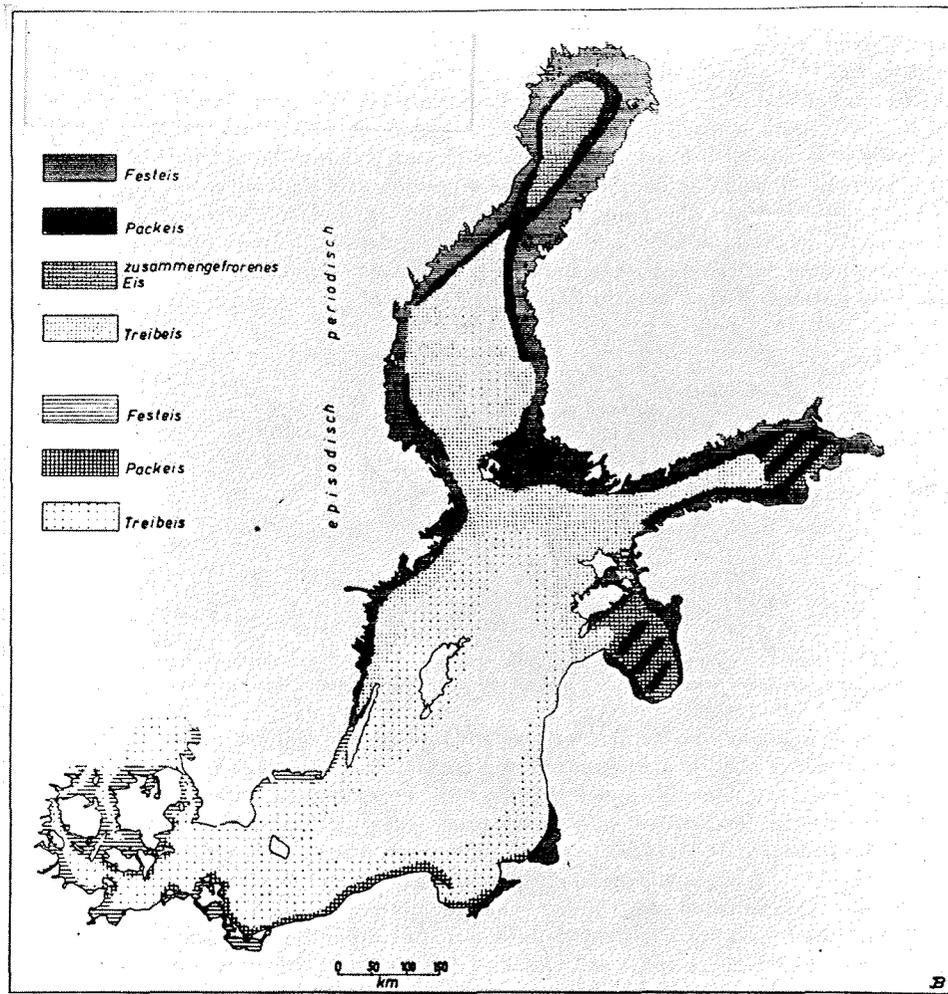


Abb. 2: Die Verbreitung der Eisarten in der Ostsee (aus Geogr. Annaler 1938).

Fig. 2: Distribution of the different types of ice in the Baltic (from Geogr. Annaler, 1938).

gen Wintern auch vor der Südost- und Westküste Schwedens durch eine Zone mit Packeis abgelöst.

Diese Packeiswälle sind das Ergebnis der Zerstörung des Festeisrandes durch auflandige Winde und der Beimischung von Scholleneis aus den küstenferneren Meeresteilen. Da sich die Schären- und Topographie in diesen postglazial zunächst ertrunkenen, jetzt aber wieder auftauchenden Rundbuckellandschaften untermeerisch fortsetzt, gibt es zahllose Untiefen, auf denen Packeiswälle festgeraten und erst beim frühsummerlichen Abtauen oder bei Windstau wieder freikommen. Das ergibt eine von den Reliefverhältnissen abhängige unterschiedliche Breite des Packeisgürtels. Die Packeiswälle können bei stürmischen Winden übermeerische Eishöhen von 5—10 m erreichen, wenn sie untermeerisch festsitzen. Wo das letztere nicht der Fall ist, sind sie etwas niedriger entsprechend der freien Eintauchtiefe derart gepackter Eisschollen von rund $\frac{7}{10}$.

Wenn im Mai in den eisreichen inneren Teilen der Bottenwiek und des Finnischen Meer-

busens das flächig zusammengefrorene Scholleneis der offenen Seebereiche geschmolzen ist, geraten die Bestandteile der Packeiswälle ins Treiben und können sekundär durch auflandige Winde an der Küste unmittelbar erneut zusammengepackt werden. Das bedeutet für die Schifffahrt auch nach dem Wegschmelzen des ruhigen Küstenfesteises eine Behinderung, wie die Aufnahme vom 25. Mai 1968 (Abb. 3) im Gebiet der norrländischen Bottenwiekküste bei Rönnskär zeigt. Da um diese Jahreszeit nordöstliche Winde häufig sind und diese gleichzeitig noch mit niedrigen Advektivtemperaturen aus der Barentssee verknüpft sind, ergibt sich aus der Gesamtheit dieser lokalen Geofaktoren eine Eisbenachteiligung der nordschwedischen Küste etwa vom Nordkvarn an nordwärts. Eisstau an der gegenüberliegenden finnischen Bottenküste ist mit mildereren Westwinden verknüpft, die der Eiserhaltung hinderlich sind.



Abb. 3: An die Drumlinküste von Västerbotten herangetriebenes Treib- und Packeis am 25. Mai 1968 (Foto Verf.).

Fig. 3: Drift- and pack-ice drifted onto the drumlin coast of Västerbotten. May 25, 1968 (Author's photo).

Das finnische Schärenmeer grenzt zwar an das spät oder gar nicht vereisende Seegebiet des zentralen Ostseebeckens und genießt deshalb zusammen mit den Ålandinseln eine deutliche Klimagunst im Vergleich zu den benachbarten Festlandgebieten Südfinnlands bzw. Mittelschwedens, ist aber gleichwohl infolge seiner meist geringen Meerestiefe, seiner ungemein reichen Insulosität und seiner Nachbarschaft zu kontinental kaltem Festlandsklima im Hochwinter rasch mit Festeis überzogen, das in der Regel ab Mitte Januar sogar eine Festeisbrücke mit Schlittenverkehr zwischen dem Ålandarchipel und Südwestfinnland zuläßt. Auch dieses festeisbedeckte Inselmeer wird randlich von Packeiswällen gesäumt, die jedoch im Spätfrühling viel rascher aufgelöst oder in die offene mittlere Ostsee abgetrieben werden, als das in der Bottenwiek möglich ist.

Der Südkvarn, d. h. die Meerenge zwischen der mittelschwedischen Schärenküste und dem Ålandarchipel, ist wegen seiner größeren Tiefe und der südwärts setzenden Strömung nur in strengen Wintern vereist, und dann meist nur mit beweglichem Scholleneis, das aus der treibeisführenden Bottensee stammt. Im Gegensatz zum Südkvarn ist der Nordkvarn, d. h. die Meerenge, welche Bottensee und Bottenwiek miteinander verbindet, auch in normalen Wintern zugefroren. Das wird durch die geringe Tiefe und den Inselreichtum begünstigt. Bei später Vereisung setzt sich hier die Eisdecke aus zerbrochenen und z. T. gepacktem Scholleneis zusammen, und die Festeisdecke beschränkt sich dann auf die Leeseiten der größeren Inseln.

Zusammengefrorenes Scholleneis pflegt die küstenferneren Teile der Bottenwiek anzufüllen, sobald der Verschuß des Nordkvarks erfolgt ist. Die größere Bottensee dagegen hat nur in strengen Wintern eine geschlossene Eisdecke. Meist bleibt das Eis außerhalb der Fest- und Packeiswände beweglich und bildet auf diese Weise eine ständige Gefahr durch neue Packungsvorgänge bei auflandigen Stürmen. Der größere Seeraum macht sich also hier bemerkbar. Diese Situation ist in gewisser Weise auch im Finnischen Meerbusen gegeben, nur daß hier dessen breite Öffnung bei kältebringenden Ostwinden für Eisabdrift sorgt, solange noch bewegliches Treibeis vorherrscht und das Zentralbecken der Ostsee noch eisfrei ist.

Die Küstentopographie der dänischen und mitteleuropäischen Gewässer wird durch seichte Bodden und Nehrungen, Haffe einerseits und durch ungegliederte Ausgleichsküsten andererseits bestimmt. Der vorherrschende Eistyp ist in den Bodden und Haffen das Festeis, randlich zur offenen See in Treibeis aufgelöst. Hier treten in strengen Wintern auch Packeiswände (Abb. 4) hinzu. Da die Boddenküste meist seichte Gewässer besitzt, ist sie bei Kälteeinbrüchen relativ rasch eisreif, und Eis bildet sich dann schnell. Die starke Gliederung der Haff- und Boddenküste bewirkt in der Folgezeit bei anhaltender Kälte besonders starke Vereisung. Die in der Seltenheit solcher Kälteperioden im südlichen Ostseeraum zum Ausdruck kommende Klimagunst schlägt demnach in diesem Falle ins Gegenteil um, wenn erst einmal Eis gebildet ist. Die Belte und der Sund sind dann durch Treibeis oder zusammengefrorenes bzw. -geschobenes Scholleneis empfindlich blockiert. Auch das Kattegat kann dann stark eisgefüllt sein. Selbst die Küstengewässer der Nordsee unterliegen der Vereisung bei abländigen Ostwinden. Das periodisch trocken fallende Wattenmeer vereist dann besonders rasch. Die Gezeitenströme sorgen allerdings für raschen Aufbruch des Eises, so daß meist nur Treibeis vorkommt, das zudem wegen des abländigen Charakters der eisbringenden Ostwinde leicht in die wärmere offene See hinaus treibt und dort aufgelöst wird.

An den glatten Ausgleichsküsten kann sich zwar bei ausreichender Kälte auch ein schmaler Festeisraum bilden, aber dieser ist außerordentlich windempfindlich, wird oft aufgebrochen und treibt dann als Scholleneis auf See hinaus. Bei auflandigen Winden kann es dann am Strande auch zu Eisaufschiebungen kommen, die aber nicht den Umfang nordeuropäischer Packeiswände erreichen. Anders verhält es sich mit den Küsten des Rigaer Meerbusens, der bei seiner starken Abschließung durch Land und Inseln und bei



Abb. 4: Packeiswände vor der Küste von Rügen bei Saßnitz. Anfang März 1942 (Foto Verf.).

Fig. 4: Pack-ice ridges at the coast of Rügen near Saßnitz, beginning of March, 1942 (Author's photo).

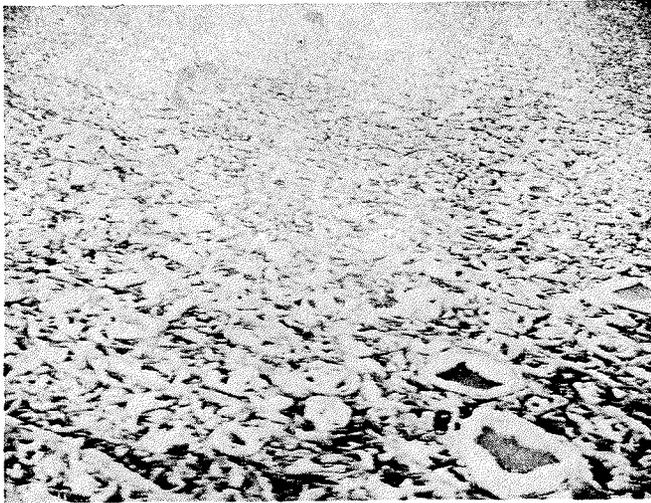


Abb. 5: Loser Schneebrei mit beginnender Tellereisbildung, Gävlebucht, Mitte März 1937 (Foto Verf.).
 Fig. 5: Loose snow-sludge beginning to form pancake-ice, Gävle Bay, middle of March, 1937 (Author's photo). For the genesis of this kind of pancake-ice see text.

seinem stärker kontinentalen Klimacharakter zwar zu Festeis oder zusammengefrorenem Treibeis neigt, aber für seine nahe dem Ausgang zur Ostsee, der Irbenstraße, besonders häufigen hohen Packeiswälle berüchtigt ist.

Ein auch bei polaren Eisverhältnissen bisher relativ wenig beachteter Eisbegünstigungsfaktor ist der Schnee. Bei stärkeren Schneefällen entsteht poröses Schnee-Eis. Der Schneeschlamm aus angetauten Schneekristallen bildet eine oberflächliche, auf nahe 0° temperierte Schicht und friert daher schon bei geringem Frost zusammen. Er bildet wegen seiner zunächst noch bestehenden Beweglichkeit anfangs kugel- (Abb. 5), später schüsselförmige (Abb. 6) Schollen, die im losen Zustand mit einem Stoßbrand versehen sind. Bei stauendem Wind sind diese Schollen, die also eine Eisaufbauphase und keine Zerstörungsphase wie normales Scholleneis darstellen, vielfach dachziegelartig übereinander-



Abb. 6: Bildung von beweglichem Tellereis aus Schneebrei, Gävlebucht, Mitte März 1937 (Foto Verf.).

Fig. 6: Forming of mobile pancake-ice from snow-sludge, Gävle Bay, middle of March, 1937 (Author's photo).



Abb. 7: Zusammengeschobenes und -gefrorenes Tellerpackeis, Gävlebucht, Mitte März 1937 (Foto Verf.).
 Fig. 7: Pancake pack-ice pushed and frozen together, Gävle Bay, middle of March, 1937 (Author's photo).

geschoben (Schollenpackeis, Abb. 7). Diese Art von Packeis zeichnet sich zwar nicht durch hoch aufgetürmte Formen, dafür aber durch seine ungemein schiffahrtshinderliche zähe Natur aus. Wegen seiner dichten heterogenen Struktur pflanzen sich Eissprünge, die bei Eisbrechertätigkeit im Festeis eine so bedeutungsvolle erleichternde Rolle spielen, in dieser Eisart überhaupt nicht fort. Die Eisbrechwirkung beschränkt sich hier auf



Abb. 8: Arbeit des Eisbrechers im Tellerpackeis, keine weitreichende Sprungbildung, Gävlebucht, Mitte März 1937 (Foto Verf.).
 Fig. 8: Ice-breaker at work within pancake pack-ice, no extensive rifts discernible, Gävle Bay, middle of March, 1937 (Author's photo).

einen schmalen schiffsnahen Saum, wie die beifolgende Aufnahme (Abb. 8) aus der Bottensee zeigt.

Über den Anteil dieser speziellen Eisart läßt sich quantitativ vorerst wenig aussagen, da sie erst seit wenigen Jahren in das amtliche Beobachtungsschema, den Eisschlüssel, eingeht. Ein entsprechender Vorschlag ist seinerzeit gemacht worden, als unmittelbar nach dem letzten Kriege vom damaligen Ostsee-Observatorium in Greifswald aus das Eisbeobachtungsnetz wieder aufgebaut werden sollte. Infolge ihrer von den sonstigen Eisarten stark abweichenden physikalischen Eigenschaften spielt diese Eisart, wie Eisbrechererfahrungen aus der Bottensee zeigten, bei der Fahrt im Eise eine nicht unwichtige Rolle. Systematische Beobachtungen, auch unter polaren Eisverhältnissen, stehen m. W. noch aus. Bezüglich des Schneeanteils an der Meeresvereisung besteht offensichtlich noch eine spürbare Forschungslücke.

Deduktiv müßte erwartet werden, daß angesichts des Salzgehaltes polaren Meerwassers die Tränkung der Wasseroberfläche mit Schneekristallen, also mit gefrorenem Süßwasser-eis, zu rascherer Herbeiführung der Eisreife führt. Voraussetzung dafür ist aber natürlich, daß das Meerwasser über 0° temperiert ist und damit eine Teilverflüssigung der Schneekristalle ermöglicht wird. Liegt die Temperatur des Salzwassers aber unter dem Süßwassergefrierpunkt, so können die Kristalle wohl mechanisch korrodieren, aber theoretisch nicht schmelzen. Das Ergebnis ist in solchem Falle ein Salzwasser-Schneeschlamm, dessen Gefrierpunkt von der Höhe des Salzgehaltes abhängt, auf jeden Fall aber unter dem von Süßwasser liegt. Hier müßten geophysikalische Detailuntersuchungen einsetzen. Die Beteiligung des Schnees als eine Art wassergetränkter Kitt kommt natürlich auch dann zur Geltung, wenn schneebedeckte Eisschollen übereinandergepackt werden. Schnee auf Eisunterlage kann außerdem durch Einstrahlungsvorgänge an der Grenze von Eis zum Schnee antauen und zu einer Art Schneesumpf führen, der dann nachts wieder festfriert. Auf diese Weise dürfte manches mehrfach geschichtete Festeis entstanden sein, also durch Wachstum nach oben! In der Arktis dürfte die Einschaltung von Deckschnee in den Aufbau des Treibpackeises angesichts vor allem dessen höheren, oft mehrjährigen Alters von größerer Bedeutung sein als in der Ostsee.

Ein wesentlicher Unterschied zwischen arktischen und baltischen Eisverhältnissen wird damit angeschnitten, nämlich die z. T. mehrjährige Dauerhaftigkeit des ersteren, d. h. die Bildung des sogenannten paläokrystischen Eises. Dieses gibt es in der Ostsee natürlich nicht, da hier die letzten treibenden Eisreste spätestens Anfang Juni wegschmelzen und das erste Neueis sich erst frühestens Ende Oktober bilden kann. In den meisten Jahren reicht die eisfreie Zeit von Ende Mai bis Anfang November. Diese Angaben beziehen sich auf die nördlichste Bottenwiek, den eigentlichen Eiskeller der Ostsee. Ihm steht der innere Finnische Meerbusen, d. h. die Zufahrt nach Kronstadt-Leningrad, nur wenig nach, nur daß es sich in diesem Falle in der Regel um gleichmäßig gebildetes und im Mai in situ abschmelzendes Festeis handelt, während das letzte Eis der Bottenwiek aus driften- den oder gestrandeten Treibpackeismassen besteht. Die küstennahen Schärengewässer pflegen dann schon früher eisfrei zu sein, ein Vorgang, der wie erwähnt als Landlösung des Eises festgehalten wurde und der wohl in der kanadischen Inselfsee der Arktis überhaupt als Norm gelten dürfte.

So ergeben sich für die Eisverhältnisse der Ostsee nach Struktur und Auftreten einige geographisch bedingte Besonderheiten, die für die arktischen Eisgewässer nicht gelten. Andere Eigenarten sind im Prinzip ähnlich, nur größenordnungsmäßig verschieden.

Auf Literaturangaben sei hier verzichtet. Eine ausführliche Schrifttumsangabe findet sich in:

J. Blüthgen: Die Eisverhältnisse der Küstengewässer von Mecklenburg-Vorpommern. (Forschungen z. dt. Landeskunde Bd. 85. Remagen 1954. 142 S.)